

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI NAPOLI FEDERICO II



**Scuola di Dottorato in Ingegneria
Aerospaziale, Navale e della Qualità**

XX° Ciclo

Determinazione dei parametri dinamici dell'atmosfera di Marte da osservazioni spettroscopiche nel vicino infrarosso con lo strumento spaziale PFS

Candidato

Mario D'Amore

Relatore

Prof. Luigi Col angeli

Coordinatore

Prof. Antonio Moccia

A.A. 2007/2008

Indice

| | |
|--|------------|
| Indice..... | I |
| Indice delle Tabelle | III |
| Indice delle Figure | III |
| Introduzione..... | 1 |
| Capitolo 1. Il Pianeta Marte | 3 |
| 1.1. <i>Elementi dell'atmosfera</i> | 3 |
| 1.1.1. Componenti gassosi | 3 |
| 1.1.2. Polveri..... | 8 |
| 1.2. <i>Dinamica atmosferica</i> | 11 |
| 1.2.1. Circolazione generale..... | 11 |
| 1.2.1. Circolazione dell'aerosol di minerale | 14 |
| 1.2.2. Circolazione dell'aerosol di ghiaccio d'acqua | 15 |
| 1.3. <i>La superficie marziana</i> | 16 |
| 1.4. <i>Bibliografia</i> | 20 |
| Capitolo 2. Lo strumento Planetary Fourier Spectrometer | 25 |
| 2.1. <i>La missione Mars Express</i> | 26 |
| 2.2. <i>L'esperimento PFS</i> | 28 |
| 2.2.1. Set-up generale dello strumento | 29 |
| 2.2.2. Responsività e calibrazione | 32 |
| 2.2.2.1. Long Wavelength Channel | 32 |
| 2.2.2.2. Short Wavelength Channel..... | 37 |
| 2.2.3. Campo di vista..... | 40 |
| 2.2.4. Effetti dell'ambiente operativo spaziale sulle misure | 40 |
| 2.2.4.1. Condizioni termiche..... | 40 |
| 2.2.4.2. Vibrazioni | 41 |
| 2.2.4.3. Contaminazioni dalla sonda | 42 |
| 2.2.5. Osservazioni effettuate dallo strumento | 43 |
| 2.3. <i>Bibliografia</i> | 46 |
| Capitolo 3. Modellistica e Metodologie d'indagine | 47 |
| 3.1. <i>Trasporto di radiazione in atmosfere planetarie</i> | 48 |
| 3.1.1. Effetto della superficie..... | 49 |
| 3.1.2. Effetto degli aerosol e dei gas | 52 |
| 3.2. <i>Circolazione nell'atmosfera Marziana</i> | 55 |
| 3.2.1. La circolazione zonale media marziana..... | 58 |
| 3.2.2. La circolazione zonale media su Marte | 65 |
| 3.3. <i>Modelli di circolazione generale dell'atmosfera</i> | 68 |
| 3.3.1. Modello LMD/AOPP..... | 68 |
| 3.4. <i>Stima dei parametri dai dati</i> | 71 |
| 3.4.1. Formalismo Bayesiano | 72 |

| | | |
|--------------------------|--|------------|
| 3.4.2. | Validazione statistica del processo di inversione..... | 81 |
| 3.4.3. | Conclusioni sul processo di inversione..... | 88 |
| 3.5. | <i>Bibliografia</i> | 88 |
| Capitolo 4. | Analisi dei dati PFS: Circolazione Generale dell'atmosfera Marziana | 91 |
| 4.1. | <i>Introduzione</i> | 91 |
| 4.2. | <i>Algoritmo per il Data Mining dei dati PFS</i> | 92 |
| 4.3. | | 95 |
| 4.4. | <i>Selezione dei dati</i> | 96 |
| 4.5. | <i>Campi termici stagionali</i> | 101 |
| 4.5.1. | Effetti della variazione giornaliera..... | 105 |
| 4.5.2. | Asimmetria emisferica nei campi di temperatura | 108 |
| 4.5.3. | Effetto della circolazione sul carico di aerosol | 109 |
| 4.5.4. | Inversione termica atmosferica e aerosol | 110 |
| 4.6. | <i>Venti zionali monitorati da PFS</i> | 113 |
| 4.7. | <i>Venti zionali estratti dal GCM e dalle osservazioni di TES</i> | 117 |
| 4.8. | <i>Conclusioni</i> | 127 |
| 4.9. | <i>Bibliografia</i> | 128 |
| Conclusioni | | 131 |

Indice delle Tabelle

| | |
|------------------|----|
| Tabella 1.1..... | 3 |
| Tabella 2.1..... | 25 |
| Tabella 4.1..... | 87 |
| Tabella 4.2..... | 91 |

Indice delle Figure

| | |
|------------------|----|
| Figura 1.1..... | 4 |
| Figura 1.2..... | 5 |
| Figura 1.3..... | 7 |
| Figura 1.4..... | 8 |
| Figura 1.5..... | 10 |
| Figura 1.6..... | 16 |
| Figura 1.8..... | 17 |
| Figura 2.1..... | 26 |
| Figura 2.2..... | 28 |
| Figura 2.3..... | 34 |
| Figura 2.4..... | 35 |
| Figura 2.5..... | 35 |
| Figura 2.6..... | 38 |
| Figura 2.7..... | 38 |
| Figura 2.8..... | 40 |
| Figura 2.9..... | 42 |
| Figura 2.10..... | 44 |
| Figura 2.11..... | 44 |
| Figura 3.1..... | 48 |
| Figura 3.2..... | 51 |
| Figura 3.3..... | 53 |
| Figura 3.4..... | 62 |
| Figura 3.5..... | 64 |
| Figura 3.6..... | 70 |
| Figura 3.7..... | 73 |

| | |
|-------------------|-----|
| Figura 3.8 | 77 |
| Figura 3.9 | 80 |
| Figura 3.10 | 82 |
| Figura 3.11 | 82 |
| Figura 3.12 | 86 |
| Figura 4.1 | 89 |
| Figura 4.2 | 89 |
| Figura 4.3 | 90 |
| Figura 4.4 | 90 |
| Figura 4.5 | 92 |
| Figura 4.6 | 94 |
| Figura 4.7 | 95 |
| Figura 4.8 | 99 |
| Figura 4.9 | 101 |
| Figura 4.10 | 102 |
| Figura 4.11 | 103 |
| Figura 4.12 | 104 |
| Figura 4.13 | 107 |
| Figura 4.14 | 107 |
| Figura 4.15 | 111 |
| Figura 4.16 | 117 |
| Figura 4.17 | 120 |
| Figura 4.18 | 122 |

Introduzione

Il presente lavoro di tesi ha come obiettivo l'analisi degli aspetti dinamici dell'atmosfera marziana, a partire dai dati dello strumento Planetary Fourier Spectrometer (PFS).

Durante le ultime decadi Marte e la sua atmosfera hanno rappresentato uno dei principali argomenti di maggiore interesse per la comunità scientifica internazionale. In particolare l'avvento dell'era spaziale e delle sonde in remoto hanno permesso di accumulare una gran quantità di osservazioni, fornendo una dettagliata comprensione della struttura termica e dinamica dell'atmosfera di Marte, oltre che della composizione superficiale e indizi sulla sua struttura interna. Questo tipo di studi ha stimolato, oltre che lo sviluppo tecnologico degli strumenti e delle sonde spaziali, anche il miglioramento di modelli teorici coerenti, derivati da modelli terrestri, con conseguente ampliamento delle nostre conoscenze in campi che spaziano dalla climatologia e meteorologia alla geologia extraterrestre.

La comprensione profonda dell'evoluzione e della composizione di Marte non può prescindere da un'accurata analisi della dinamica dell'atmosfera. Marte risulta essere un pianeta sotto molti aspetti analogo alla Terra, come ad esempio nella struttura dell'atmosfera, nelle temperature tipiche, nella presenza di cicli stagionali dei componenti atmosferici.

Si suppone che la dinamica generale dell'atmosfera marziana ricalchi quella nota e accuratamente caratterizzata sulla Terra, i cui tratti essenziali possono essere schematizzati come una circolazione principalmente forzata dalla differenza di irraggiamento stagionale tra diverse regioni dell'atmosfera planetaria. Questo tipo di forzamento provoca instabilità atmosferiche che innescano moti di tipo convettivo tra i due emisferi, sulla Terra divisi in diverse celle convettive mentre su Marte plausibilmente in due o una sola cella (o comunque due celle fortemente asimmetriche), a seconda del periodo dell'anno. Questo tipo di circolazione, interagendo con la rotazione planetaria, innescava a sua volta una serie di correnti longitudinali est-ovest che sono essenzialmente legate ai gradienti termici presenti in atmosfera e, in ultima analisi, alla stagione.

Per quanto abbiamo alle nostre spalle oltre trenta anni di esplorazioni del pianeta, esistono ancora grosse lacune nella nostra conoscenza degli aspetti principali di questo pianeta.

Finora solo lo spettrometro TES (Thermal Emission Spectrometer) ha compiuto uno studio globale della circolazione grazie ad un'elevata copertura spaziale e temporale del pianeta, soffrendo però di varie limitazioni osservative che dovranno essere colmate dalle missioni in corso (PFS in particolare) e dalle missioni future.

Tra gli obiettivi scientifici principali di PFS c'è specificatamente lo studio delle variazioni stagionali della circolazione globale. Lo strumento è in funzione dal suo arrivo a Marte agli inizi del 2004 e, a parte alcuni periodi di interruzione operativa, continua oggi a raccogliere dati, essendo giunto quasi a completare l'osservazione di un anno marziano, con una buona copertura spaziale, mentre l'ora locale delle misure cambia lentamente con le stagioni, a causa della migrazione del pericentro dell'orbita durante l'anno. Questa caratteristica è potenzialmente un

vantaggio dello strumento, permettendo di poter verificare le previsioni dei modelli di circolazione generale su scala giornaliera.

Nel **primo capitolo** verrà data una panoramica generale sugli aspetti del pianeta noti, con particolare rilievo alle proprietà dell'atmosfera.

Nel **secondo capitolo** sarà descritto in dettaglio lo strumento i cui dati saranno utilizzati in questo lavoro, il Planetary Fourier Spectrometer, oltre che le problematiche legate alla calibrazione dei dati stessi e a possibili fonti di errore nei dati.

Nel **terzo capitolo** verranno illustrati i metodi di analisi utilizzati durante il progetto di ricerca, cercando di dare un quadro efficace di tutta la metodologia impiegata a partire dalle equazioni del trasporto radiativo fino ad arrivare ai metodi statistici per estrarre informazioni sulle variabili di nostro interesse, tra cui i profili di temperatura atmosferici e le concentrazioni dei vari componenti presenti in atmosfera marziana, come l'aerosol di polvere di minerale e le nubi di ghiaccio d'acqua.

Nel **quarto capitolo** infine sono mostrati i risultati delle analisi e viene fornito un quadro interpretativo degli stessi. Inoltre, come parte integrante del lavoro di ricerca, i risultati vengono comparati con le previsioni di un modello di dinamica atmosferica marziana e con i dati provenienti dallo strumento Thermal Emission Spectrometer della NASA. Si evidenzia come questi raffronti mostrino un essenziale accordo tra quanto riportato da strumenti antecedenti al Planetary Fourier Spectrometer e con i dati derivati dai modelli attuali di circolazione di Marte. In particolare i dati del Planetary Fourier Spectrometer sembrano portare ad un miglioramento dell'accuratezza con cui le condizioni dell'atmosfera marziana vengono predette .

Capitolo 1. Il Pianeta Marte

Marte è il pianeta che da sempre ha attirato il principale interesse scientifico da parte della comunità internazionale e delle agenzie spaziali, come dimostrato dal grande impegno profuso nel suo studio sin dall'inizio dell'esplorazione del sistema solare. Questo pianeta è stato studiato per secoli, ma solo l'inizio dell'era spaziale ha permesso di comprenderne in dettaglio molte caratteristiche, sino ad allora solo ipotizzate. Le sonde spaziali hanno permesso di raccogliere una grande varietà d'informazioni, dalla composizione e struttura interna per arrivare all'interazione dell'atmosfera superiore con il vento solare.

In questo capitolo saranno forniti un profilo generale delle conoscenze attuali su Marte nei vari aspetti, partendo dalla composizione dell'atmosfera, e una descrizione dei principali fenomeni dinamici. Viene data anche una panoramica degli spettri legati alla superficie, in grado di fornire informazioni sulla composizione e sulla storia evolutiva dell'ambiente marziano.

1.1. Elementi dell'atmosfera

1.1.1. Componenti gassosi

L'atmosfera Marziana possiede una massa molto minore di quella terrestre: un valore di riferimento per la pressione di superficie può essere considerato 6.1 mbar, tre ordini di grandezza inferiore rispetto al corrispondente valore terrestre. Questo valore risulta altamente variabile, a causa alle grandi differenze topografiche della superficie. La temperatura, durante la notte polare, può scendere sotto il punto di condensazione della CO₂, determinando la deposizione di una frazione rilevante della massa atmosferica e il ciclo annuale bimodale di pressione osservato dai landers Viking (Figura 1.1). Lo studio sui rapporti isotopici ed elementari delle specie gassose atmosferiche ha dimostrato che l'atmosfera primitiva di Marte, formatasi dopo la conclusione della fase T-Tauri del ciclo di vita solare, è stata interessata da un notevole processo di sottrazione dei gas, dovuto a cause diverse. I valori proposti per la pressione superficiale primitiva di Marte risultano tutti intorno a 1 bar. La riduzione della massa atmosferica ha interessato maggiormente il componente attualmente predominante, cioè l'anidride carbonica, primariamente per l'effetto del bombardamento meteoritico e della fuga atmosferica¹. Diversi autori hanno anche evidenziato il possibile ruolo svolto dall'inclusione del carbonio in minerali

¹ *fuga atmosferica*: per fuga atmosferica si intende un'ampia serie di processi (moto termico delle molecole così come interazione con il vento solare) che conducono all'emissione a vario gradi di componenti atmosferici nello spazio esterno.

carbonati in un ambiente ricco d'acqua [Bandfield, et al 2003]. Finora, i carbonati non sono stati rilevati su Marte in quantità apprezzabili e quindi questo effetto, anche se presente, dovrebbe essere di importanza secondaria. In atmosfera si osservano sia la CO che l'O₂, entrambi derivati dalla dissociazione della CO₂.

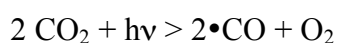
| Parametro | Unità | Terra | Marte |
|---------------------------|----------------------------------|-------------------------|------------------------|
| Distanza media dal Sole | ua | 1.0 | 1.52 |
| Eccentricità orbitale | | 0.03 | 0.093 |
| Inclinazione dell'asse | | 23.5° | 25° |
| Frequenza di rivoluzione | $v \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ | 0.729 | 0.709 |
| Raggio planetario | km | 6,380 | 3,390 |
| Gravità superficiale | $g \cdot m \cdot s^{-2}$ | 9.81 | 3.72 |
| Pressione superficiale* | hPa | 1,000 | 7±1 |
| Composizione atmosferica | frazione in massa | Azoto 78% | CO ₂ 95.32% |
| | | Ossigeno 21% | Azoto 2.7% |
| | | Acqua** 1% | Argon 1.6% |
| | | Argon 9340 ppm | Ossigeno 0.13% |
| | | CO ₂ 380 ppm | Acqua 210 ppm |
| Temperatura superficiale* | K | 260 | 200 |
| venti tipici | $m \cdot s^{-1}$ | 30 | 80 |
| Numero di Rossby (Ro) | | 0.05 | 0.2 |

* Corrisponde a una media annuale.

** Valore caratteristico.

Tabella 1.1 Parametri generali della Terra e di Marte (dati dal National Space Science Data Center (NSSDC), nssdc.gsfc.nasa.gov).

La bassa opacità dell'atmosfera e la mancanza di copertura d'ozono consentono ai fotoni solari nell'ultravioletto di penetrare fino alla superficie, permettendo la foto-dissociazione descritta dall'equazione



Equazione 1.1

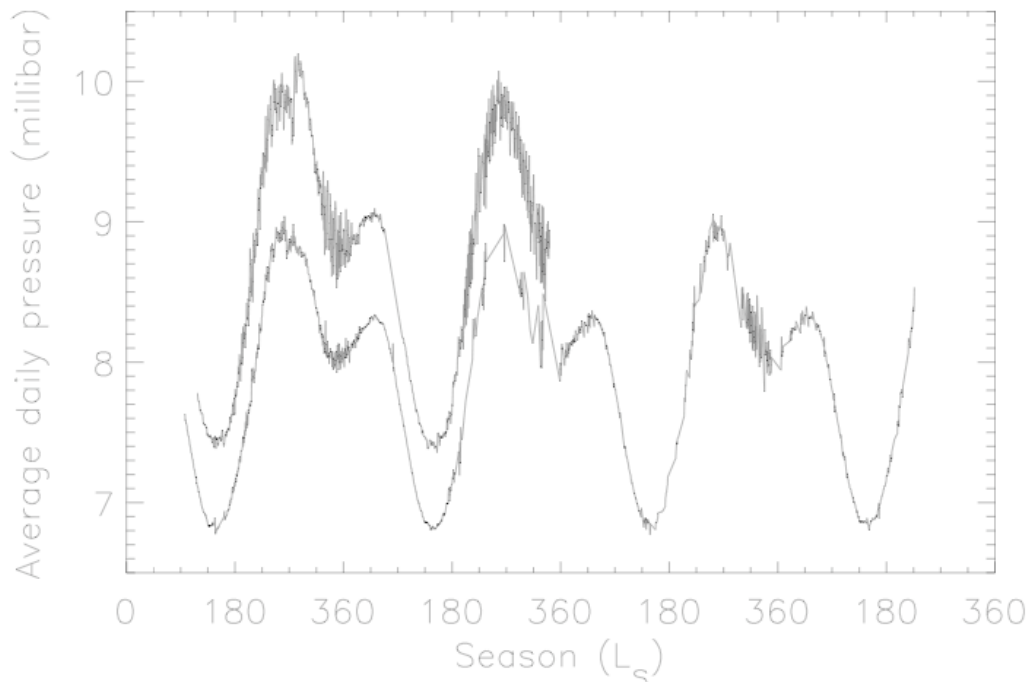


Figura 1.1 Pressione media osservata nei siti Viking. L_s è la longitudine aerocentrica del Sole; essa vale 0 all'equinozio di primavera del nord e viene utilizzata per identificare i periodi temporali durante l'anno marziano. La curva superiore riguarda i dati del Viking lander 2, mentre la curva inferiore si riferisce al Viking lander 1 [Zurek et al, 1992].

Essa può avvenire nell'intera dell'atmosfera, con una reazione inversa di associazione che presenta una probabilità molto bassa nelle condizioni dell'ambiente marziano. In mancanza di processi concorrenti è quindi previsto un arricchimento del CO e dell'O₂, a scapito dell'anidride carbonica. I valori previsti di contenuto in atmosfera di queste specie eccedono di parecchi ordini di grandezza le concentrazioni osservate, dimostrando l'esistenza di meccanismi più complessi, rispetto al solo processo di fotodissociazione. Sono stati proposti alcuni cicli catalitici che coinvolgono l'idrogeno e che attualmente rappresentano la soluzione più promettente al problema [Atreya e Gu, 1995]. Queste reazioni prevedono la produzione di specie esotiche quali H₂O₂ e alcuni radicali, ma i dati per queste specie sono al momento molto frammentari e principalmente limitati all'osservazione da Terra.

Il ruolo dell'acqua su Marte è da sempre oggetto di una vasta letteratura: in particolare il vapore di H₂O esibisce concentrazioni atmosferiche altamente variabili nello spazio e nel tempo. Le variazioni stagionali sono state osservate in dettaglio dal Mars Atmospheric Water Detector (MAWD), a bordo del Viking 1 Orbiter, e sono state confermate da osservazioni dello strumento TES (Thermal Emission Spectrometer) a bordo della sonda NASA MGS (Mars Global Surveyor) [Smith et al., 2003] (Figura 1.2). Il vapore acqueo mostra una concentrazione massima durante la fase di diminuzione della calotta polare dell'emisfero nord, quando una frazione della H₂O, intrappolata come ghiaccio durante l'inverno, sublima nell'atmosfera mentre un massimo secondario è presente durante la primavera dell'emisfero sud.

La superficie svolge un ruolo sia come fonte che come deposito per l'acqua presente in atmosfera. Gli strati superficiali svolgono un ruolo importante, a causa del loro carattere igroscopico derivante sia dalla morfologia (aggregati di polvere di minerali di varie dimensioni, da centimetriche fino a sub-millimetriche) sia dalla composizione mineralogica dei terreni, su scale temporali sia stagionali che quotidiane [Formisano et al., 2001]. Le singole molecole

d'acqua sono vincolate da legami elettro-chimici ai siti polari dei cristalli dei minerali, mentre la temperatura del terreno controlla l'equilibrio dinamico fra molecole libere e legate.

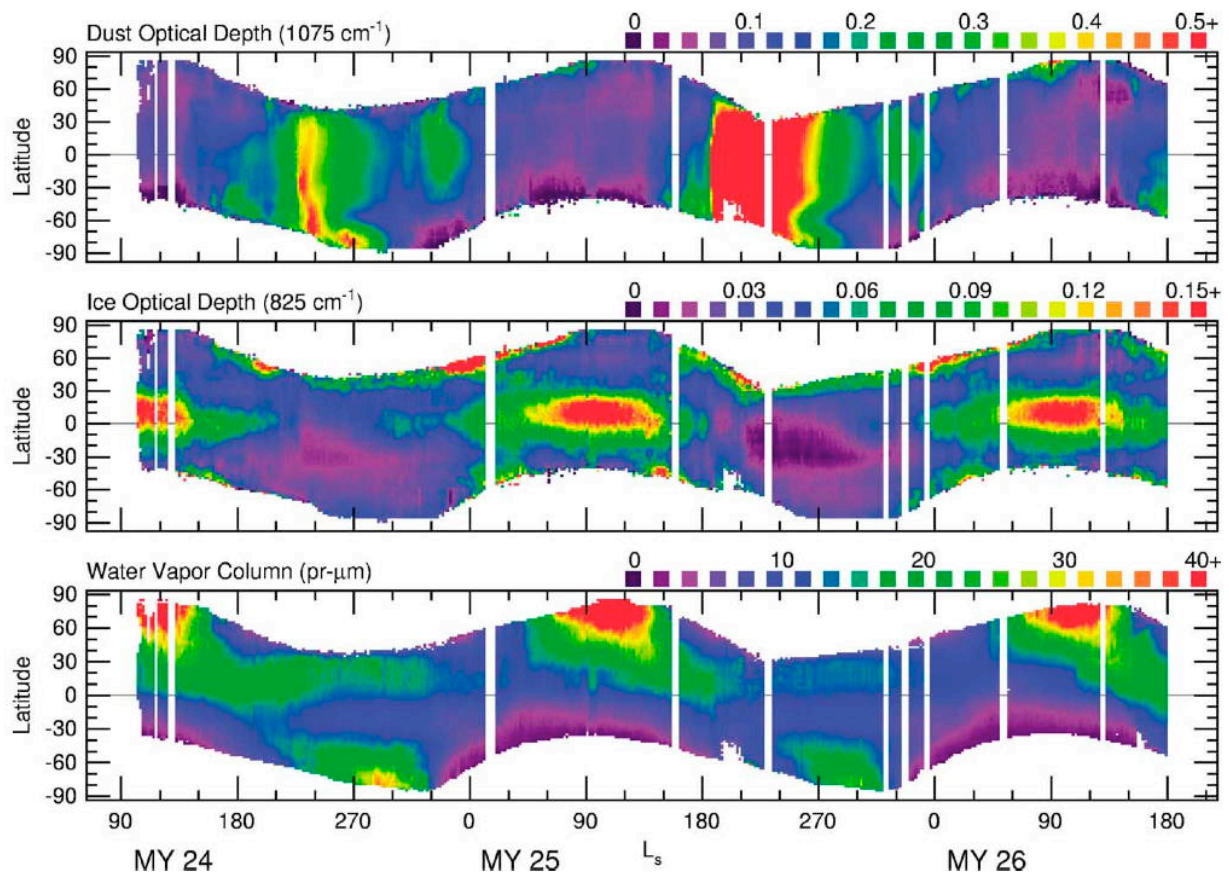


Figura 1.2 Comportamento inter-annuale (dall'alto) del contenuto della polvere, del ghiaccio d'acqua e del vapor d'acqua nell'atmosfera marziana osservato dallo strumento Thermal Emission Spectrometer [Smith et al., 2003].

In profondità, diversi metri sotto la superficie, alcune evidenze osservative dello strumento radar MARSIS (Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionosphere Sounding) a bordo della sonda Mars Express e osservazioni dello strumento Shallow Subsurface Radar (SHARAD) a bordo della sonda Mars Reconnaissance Orbiter (MRO), suggeriscono che possa esistere un grande serbatoio d'acqua, sotto forma di strato di ghiaccio permanente, probabilmente una regione ricca di acqua in forma cristallina dispersa in una matrice di grani di minerali; ad oggi non è ancora stata confermata la presenza della sorgente sotterranea d'acqua. Possibili evidenze in questo senso sono rappresentate dalla presenza di crateri "rampart" (Figura 1.3), peculiari crateri da impatto marziani caratterizzati da evidenza di erosione da parte di agenti fluidi, e dalle osservazioni della concentrazione di idrogeno su Marte dell'esperimento GRS (Gamma Ray Spectrometer) a bordo della sonda Mars Odyssey [Boynton et al., 2002].

Il rapporto di miscelazione² del vapore acqueo in funzione dell'altezza è influenzato profondamente dalle interazioni con la superficie, ma finora sono disponibili solo stime molto limitate di questo parametro [Titov, 2002]. La distribuzione verticale del vapore acqueo è un aspetto particolarmente importante, a causa dell'alto numero di reazioni chimiche atmosferiche che hanno l'H₂O come elemento chiave. Da osservazioni nel visibile eseguite *in situ* dal Pathfinder, sembra plausibile la presenza di uno strato ad alta concentrazione di H₂O, con uno spessore di 1-3 km, con un rapporto di miscelazione uniforme vicino alla superficie, sovrastato da un'atmosfera quasi asciutta [Titov et al., 1999]. Il comportamento del vapore acqueo con l'altezza è intimamente legato alla distribuzione osservata delle nubi di ghiaccio. Le quote a cui si osservano queste strutture dimostrano come la distribuzione verticale dei componenti presenti in traccia nell'atmosfera sia influenzata profondamente dalla dinamica a grande scala [Rodin, 2002]. Le condizioni fisiche dell'odierna atmosfera di Marte non permettono la presenza in forma stabile di acqua allo stato liquido in superficie, mentre piccole concentrazioni di vapor d'acqua possono essere stagionalmente osservate in sospensione in atmosfera.

Diverse strutture osservate sulla superficie da varie missioni spaziali suggeriscono che in passato sia esistito un regime climatico molto differente da quello attuale, in particolare i sistemi di canali appaiono particolarmente indicativi in questo senso (Figura 1.4). La datazione di queste strutture nel contesto della genesi e dello sviluppo dell'ambiente marziano è ancora oggetto di un acceso dibattito, così come il ruolo dell'acqua liquida nella storia geochimica della superficie [Hamilton et al., 2003][Wyatt e McSween, 2003].

L'ozono è stato rilevato tramite osservazioni nell'ultravioletto da sonde nei primi anni '70, dall'Hubble Space Telescope e da un limitato numero di dati dell'esperimento AUGUST (Optical Radiation Spectrometer) a bordo della sonda Phobos 2 [Blamont e Chassefi, 1993]. Le osservazioni risultano tuttavia avere una copertura troppo scarsa per fornire un quadro coerente del comportamento temporale e spaziale di questo gas. L'ozono viene prodotto dalla fotodissociazione dell'O₂ e dalla successiva combinazione con un'altra molecola O₂:



Questo processo viene inibito dalla presenza di vapore acqueo, tramite sottrazione di ossigeno atomico, probabilmente nel contesto dei cicli di formazione del CO₂. L'anticorrelazione fra O₃ e H₂O è stata confermata da evidenze osservative [Novak et al., 2002]. Le incertezze circa la distribuzione verticale dei componenti atmosferici non consentono di confutare l'ipotesi avanzata da alcuni autori di un'atmosfera a strati alternati, ricchi in acqua e in ozono rispettivamente. Altri costituenti atmosferici identificati hanno un'importanza secondaria (Azoto, Metano, isotopi di CO₂ e H₂O). Accenniamo soltanto al possibile ciclo dell'azoto, previsto in alcuni modelli di circolazione globale [Forget et al., 1999], ma ancora senza convincenti prove osservative di supporto ed, in ogni caso, con un piccolo effetto su scala globale sull'atmosfera del pianeta.

² *rapporto di miscelazione*: rapporto tra la massa di un componente atmosferico variabile e la massa di atmosfera priva di quel componente. Sulla terra usualmente indica il rapporto tra la quantità d'acqua presente in atmosfera e la massa di aria secca del volume corrispondente.

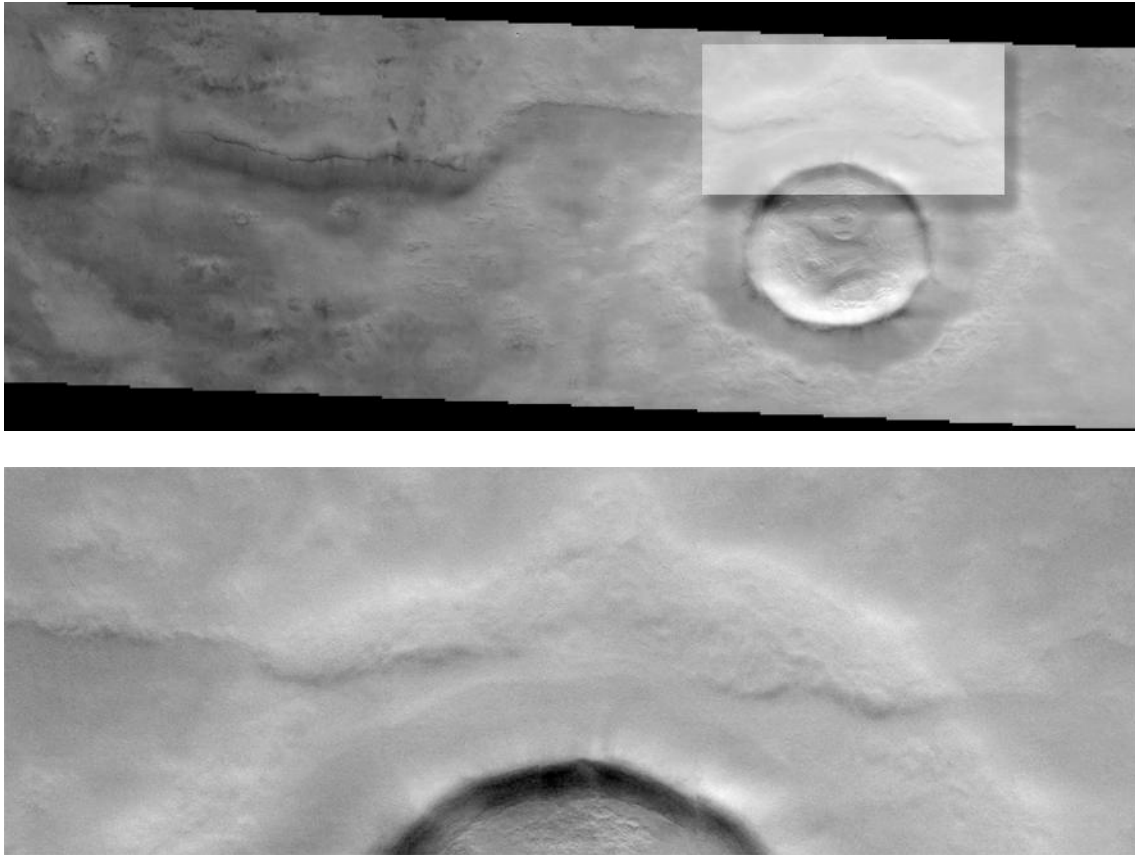


Figura 1.3 Esempio di crateri “rampart”. I lobi di queste strutture sono interpretati come evidenze di flussi ricchi di fluido, probabilmente acqua, dopo l'impatto. Il ghiaccio presente nel suolo potrebbe essersi liquefatto a causa del calore rilasciato durante l'evento, dando agli ejecta caratteristiche meccaniche molto differenti da quelle di materiali sviluppatasi in ambiente secco. Cratere in Utopia Planitia, a ovest del sito del Viking 2. Dati da Christensen et al. , THEMIS Public Data Releases.

Per altri gas sono stati fissati soltanto i limiti superiori, principalmente in base ai dati di IRIS (Infrared Interferometer Spectrometer and Radiometer), a bordo della sonda Voyager. Tramite esperimenti come PFS (Planetary Fourier Spectrometer) a bordo di Mars Express si sta ponendo l'attenzione alla rilevazione delle specie coinvolte nel ciclo della CO_2 e ad altre specie minori di possibile origine organica (CH_4 ed altri idrocarburi).

1.1.2. Polveri

Oltre ai gas ed alle nubi del ghiaccio d'acqua, l'atmosfera Marziana contiene una notevole quantità di polvere minerale, la cui presenza produce diversi fenomeni osservabili. Tra questi si annoverano i dust devils, colonne di polvere con un diametro dell'ordine delle decine di metri ed oltre sei chilometri di altezza (Figura 1.5) che vengono sollevate dalla superficie dai venti localizzati nelle vicinanze della superficie [Cantor & di Edgett, 2002] e le tempeste di polvere, che possono nascondere vaste zone della superficie alle osservazioni, per periodi da diversi giorni fino a coprire l'intero pianeta per diversi mesi, come osservato durante l'estate 2007 dagli strumenti a bordo delle missioni Mars Express e Mars Reconnaissance Orbiter.

La concentrazione della polvere in atmosfera è estremamente variabile e le osservazioni *in situ* dei landers Viking hanno dimostrato che non può mai essere considerata trascurabile. Lo spessore ottico³ τ dell'atmosfera diminuisce di un ordine di grandezza tra il massimo della tempesta più estesa e intensa ed i periodi stazionari. La τ varia tipicamente in un intervallo che va da 0.5 a 5 nel visibile. Di conseguenza, anche se le caratteristiche superficiali possono essere osservate oggi ad altissima risoluzione (lo strumento HIRISE, l'High Resolution Imaging Science Experiment, a bordo di MRO, possiede una risoluzione massima di 30 cm per pixel), grande cura va posta nell'analisi dei dati, che risultano influenzati dagli effetti della polvere atmosferica.

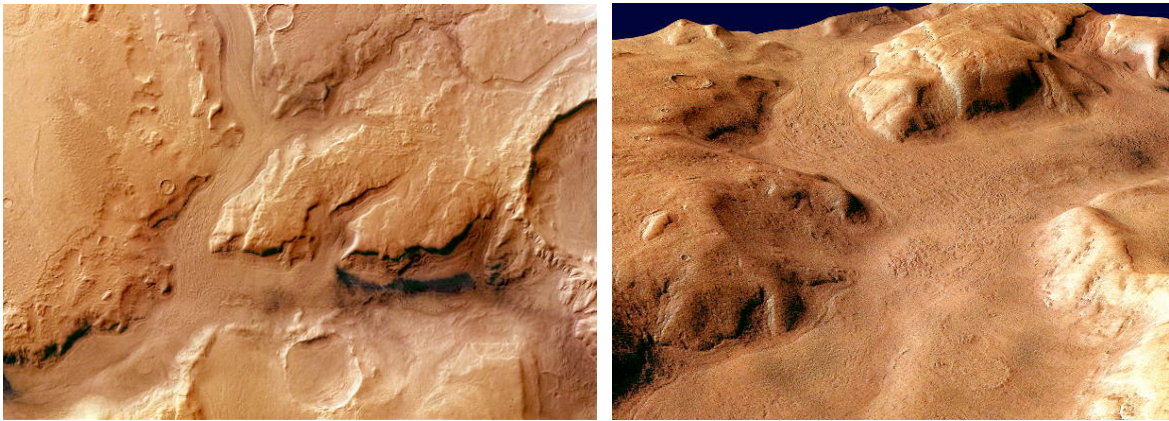


Figura 1.4 Canali in Reull Vallis. Questa è una valle che si estende per circa 1500 km in Promethei Terra in direzione di Hellas Basin. In questa immagine sono visibili strutture morfologiche distinte, quali canali dovuti a scorrimento di liquido, numerosi crateri da impatto riempiti da materiale successivo, come il cratere sulle destra. Si nota inoltre come le strutture risultino fortemente erose, in particolare modo nelle regione meridionali. L'immagine a destra è una ricostruzione tridimensionale della stessa scena ottenuta utilizzando i dati d'altimetria. Immagine dalla High Resolution Stereo Camera a bordo della sonda Mars Express [Jaumann et al., 2007].

I primi indizi sulla composizione della polvere sono stati forniti dalle osservazioni di IRIS, acquisiti durante la tempesta di polvere più imponente mai registrata su Marte. Le strutture presenti negli spettri nell'infrarosso termico sono consistenti con un minerale silicatico, con un contenuto medio-alto in silicio. La polvere deve inoltre includere una frazione di materiale con proprietà magnetiche, come dimostrato dagli esperimenti a bordo del lander del Pathfinder [Gunnlaugsson, 2000], probabilmente rappresentato da forme ossidate del ferro, come suggerito da studi colorimetrici nel visibile. Una definizione più precisa della composizione della polvere è stata tentata da diversi autori che indicano montmorillonite, basalto e palagonite [Clancy et al., 1995] e una miscela dei materiali differenti, tra i quali l'albite (gruppo dei feldspati), a rappresentare i costituenti principali [Grassi e Formisano, 2000]. Nessuno di questi modelli è riuscito, ad oggi, a riprodurre correttamente gli spettri osservati in tutti i loro dettagli. La ricerca

³ *spessore ottico*: misura, dipendente dalla lunghezza d'onda, di quanto sia opaco un mezzo rispetto alla radiazione che lo attraversa. Quantifica la frazione di radiazione che viene diffusa o assorbita lungo un percorso e dipende, naturalmente, dalla presenza in atmosfera di aerosol.

in questo campo è ancora molto limitata dalla disponibilità da misure in laboratorio degli indici di rifrazione complessi dei materiali geologici individuati come costituenti.

I grani di polvere esibiscono un'ampia distribuzione dimensionale, con diametri caratteristici dell'ordine del micrometro (10^{-6} m), risultando quindi essere un particolato molto più sottile della tipica controparte terrestre. L'esatta distribuzione di dimensioni dei grani è anch'essa un altro punto dibattuto. La maggior parte dei risultati da Montmessin et al. [2002] puntano verso una distribuzione bimodale, indicante, forse, una varietà di fenomeni di diverso tipo nella genesi dell'aerosol. L'analisi dei campi di temperatura ottenuti dai dati IRIS da parte di Conrath et al. [1975] suggerisce una distribuzione ad ampiezza costante con l'altezza, nonostante la sedimentazione imposta dalla forza di gravità. Lo studio di Clancy et al. [2002] su misure di angolo di fase in un sottoinsieme limitato di dati del Thermal Emission Spectrometer, al contrario, ammette la reale possibilità del fenomeno di distribuzione bimodale.

Le considerazioni sulla distribuzione verticale delle polveri si aggiungono a questo generale quadro di incertezza. Un consenso generale riguarda i modelli di Conrath et al. [1975], che indicano una distribuzione esponenziale decrescente con l'altezza della densità numerica delle particelle di polvere minerale. Gli scarsi risultati di Phobos 2 [Chassefi et al., 1995] non hanno fornito chiarimenti in questo senso. L'analisi delle misure al limbo dei dati del Thermal Emission Spectrometer, affiancata all'analisi dei dati di SPICAM (Ultraviolet and Infrared Atmospheric Spectrometer), in grado di seguire l'occultamento di una stella da parte dell'atmosfera marziana, suggeriscono distribuzioni dimensionali sub-micrometriche negli strati atmosferici più bassi [Rannou et al., 2006].

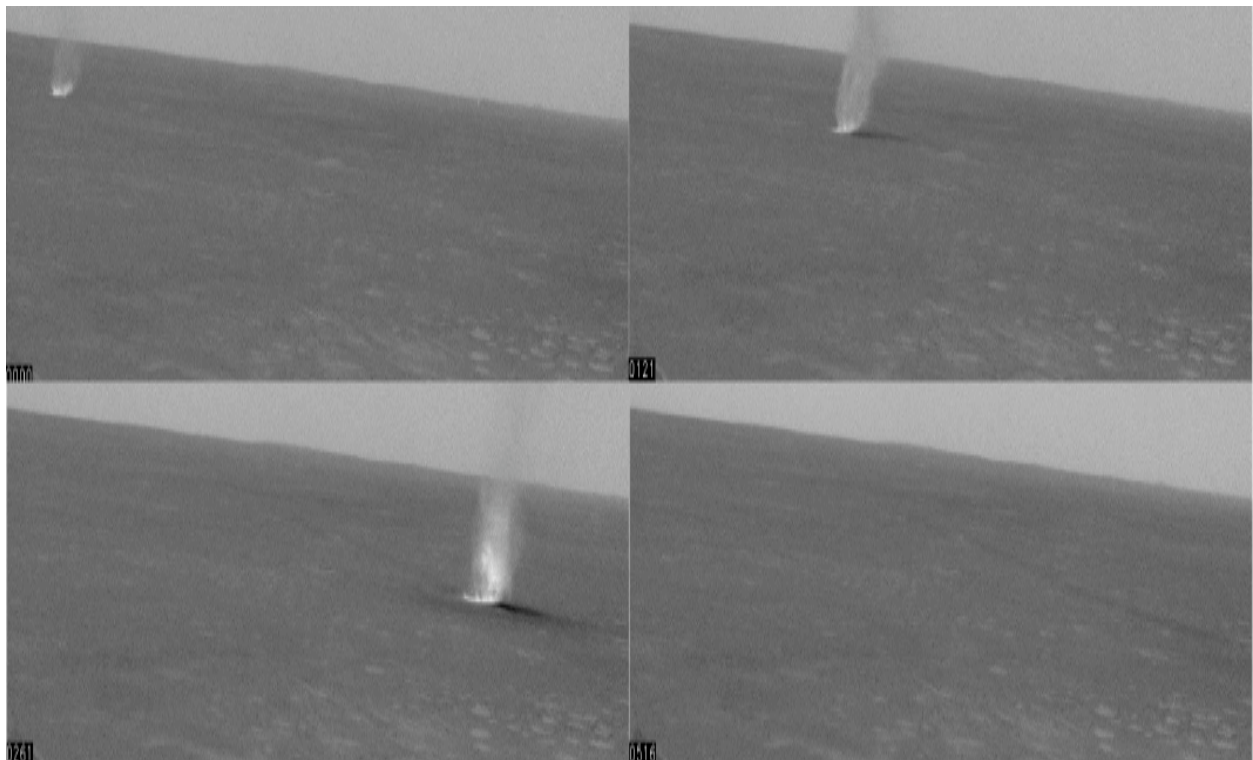


Figura 1.5 Un dust devil sulla superficie del Gusev Crater appena dopo il mezzogiorno locale. Il rover Spirit della NASA ha ripreso questa spettacolare sequenza il 15 Marzo 2005. Il vortice procede verso nord a circa un chilometro dallo strumento, ad una velocità di circa 4.8 m/sec, coprendo una distanza di circa 1.6 km e lasciando un'evidente traccia nella polvere che ricopre la superficie. È largo circa 34 metri. [Greeley et al., 2006].

L'aerosol è noto per essere uno dei fattori chiave sia nel bilancio energetico del pianeta che in molti aspetti legati alla dinamica, quindi il suo studio ha un ruolo chiave per la determinazione delle proprietà termiche e per la possibilità di modellare le caratteristiche dell'atmosfera.

1.2. Dinamica atmosferica

La comprensione dei fenomeni dinamici attivi nell'atmosfera marziana è un argomento di interesse primario nel campo dello studio comparativo della climatologia e della meteorologia planetaria. Le atmosfere della Terra e di Marte sono caratterizzate dall'essere forzate principalmente dall'irraggiamento differenziale da parte della radiazione solare e, grazie a valori simili della lunghezza del giorno e dell'inclinazione dell'asse di rotazione rispetto al piano orbitale, i due ambienti sono caratterizzati da simili condizioni al contorno. Lo studio di Marte e della sua atmosfera fornisce la possibilità di effettuare verifiche sulla fisica atmosferica a larga scala, sviluppata principalmente per interpretare la circolazione terrestre, ma che si suppone possa essere applicata a sistemi atmosferici con condizioni differenti come pressione alla superficie, topografia a larga scala, irraggiamento solare medio annuale, per citare solo alcuni parametri.

1.1.1. Circolazione generale

Tra i fenomeni principali che caratterizzano l'atmosfera di Marte è presente la condensazione stagionale della CO₂ ai poli, un processo che coinvolge circa il 30% della massa atmosferica totale, peculiare del pianeta e che non trova riscontro in analoghi processi terrestri. Questo processo fa sì che la descrizione del bilancio energetico delle calotte polari richieda una modellistica molto complessa che tenga conto in modo dettagliato delle proprietà termiche della superficie e degli aerosol, ad oggi non ancora del tutto note, essendo soggette a ulteriori studi da parte delle missioni in corso, come gli strumenti a bordo del Mars Reconnaissance Orbiter e di Mars Express [Titus et al., 2007][Schmidt et al., 2006].

Le caratteristiche chimiche e fisiche del ghiaccio di CO₂ nella regione polare del sud sono state stabilite con grande precisione dai dati dello strumento Thermal Emission Spectrometer [Kieffer et al., 2000], mentre la dinamica di condensazione e sublimazione di questo componente non è ancora stata completamente caratterizzata, a causa della mancanza di osservazioni durante la notte polare nel visibile e nel vicino infrarosso, mentre il segnale nell'infrarosso termico è estremamente debole, facendo sì che la quantità di informazioni ottenibili dalla gran mole di dati in questa regione spettrale sia esigua. Esistono altresì alcune indicazioni della condensazione diretta alla superficie di CO₂ così come dell'esistenza di nubi di ghiaccio di CO₂ [Titus et al., 2001]. È invece chiara la correlazione esistente tra la condensazione invernale della grande massa di CO₂ e la forte diminuzione della pressione atmosferica durante l'inverno polare, come rilevata dal Mars Odyssey durante la fase d'aerobraking⁴ [Withers et al., 2001]. Oltre alle

⁴ *aerobraking* : tecnica attraverso la quale una sonda spaziale sfrutta l'attrito dell'atmosfera di un pianeta per ridurre la propria velocità e modificare la propria orbita con un utilizzo di carburante molto contenuto, consistente nel ridurre l'energia cinetica in un breve intervallo di tempo, convertendola principalmente in calore. Per far sì che

fenomenologie collegate al costituente principale, la CO₂, si osserva come l'atmosfera possa localmente arricchirsi in specie minori e come, in assenza di un flusso ultravioletto che favorisca la foto-dissociazione, l'ambiente chimico possa diventare estremamente complesso.

La stagione in cui si osserva sublimazione delle fasi solide presenti ai poli, usualmente durante la primavera in entrambi gli emisferi, è caratterizzata dalla presenza di forti venti a basse latitudini, detti venti di condensazione. Non è raro osservare, congiuntamente a questo fenomeno dinamico, un aumento del carico di aerosol minerale al limite delle calotte polari, che determina l'innescarsi di tempeste di polvere a carattere regionale (Figura 1.2). Durante l'estate, la calotta polare del nord raggiunge temperature superiori al punto triplo della CO₂: ciò implica che questo componente sublimi completamente dalla superficie. La calotta residua è formata principalmente da uno strato di ghiaccio di CO₂ a carattere stagionale (che sublima completamente durante l'estate di questo emisfero) e da uno strato di ghiaccio di H₂O celato dallo strato precedente. Questo processo di rimozione non viene osservato in modo completo nell'emisfero sud, dove la temperatura si mantiene mediamente più bassa della temperatura di sublimazione di CO₂, a causa dell'eccentricità dell'orbita del pianeta (Tabella 1.1). L'asimmetria nei cicli stagionali sortisce anche effetti di durata super-annuale: caratteristiche della calotta sud quali fratture e crepacci, osservate dalla MOC (Mars Orbiter Camera), sono state stimate divenire più profonde con il passare degli anni, invece di esibire un ciclo annuale [Malin & Cantor, 2003], indicando probabilmente la presenza di variazioni a lungo periodo nel clima marziano.

L'atmosfera di Marte si suppone sia ulteriormente interessata da una circolazione meridionale a grande scala, formata da celle, simile a quella terrestre, chiamata circolazione a celle di Hadley. L'atmosfera assorbe energia all'equatore, riscaldandosi a contatto con la superficie che riceve durante l'anno un irraggiamento maggiore da parte del sole rispetto a tutte le altre regioni planetarie. Le differenze di densità tra le zone a diversa temperatura della massa di fluido atmosferico innescano instabilità che trasportano l'aria surriscaldata verso l'alta atmosfera (instabilità di Rayleigh-Taylor) per compensare questo gradiente di densità, mentre la depressione viene colmata da aria più fredda proveniente dalle basse latitudini, generando un tipico esempio di avvezione⁵ orizzontale. La discesa del flusso ascendente avviene tipicamente ad alte latitudini e varia stagionalmente. Questo fenomeno genera, particolarmente durante i periodi di equinozio, una cella convettiva globale.

La struttura termica compatibile con questa descrizione è stata a grandi linee confermata dall'analisi delle temperature atmosferiche fornite dai dati del Thermal Emission Spectrometer [Smith et al., 2003]. Il flusso continuo associato alla convezione è all'origine di una serie di altri fenomeni, quali l'innescarsi di onde per interazione del fluido con la topografia.

La simmetria del tipo di circolazione meridionale a celle convettive, insieme alla forzatura dovuta alle forze di Coriolis (principalmente longitudinale), viene infranta alle medie latitudini da oscillazioni a grande scala, o onde planetarie, forzate dall'interazione con le forze di Coriolis, presenti nel sistema non inerziale solidale con il pianeta. Queste onde sono state ben caratterizzate dalle osservazioni nei due siti dei lander Viking e dalle misure del Thermal

una sonda resista al calore è necessario uno scudo termico dotato di forma aerodinamica e di una buona resistenza all'accelerazione. Il Mars Global Surveyor ha utilizzato i propri pannelli solari per aumentare l'attrito con l'atmosfera marziana e per apportare lievi modifiche alla propria orbita durante i suoi ripetuti passaggi al pericentro. Questo tipo di aerobraking non implica temperature o pressioni tali da richiedere caratteristiche strutturali specifiche della sonda.

⁵ *avvezione*: trasmissione di calore per spostamento orizzontale dell'aria; si contrappone alla convezione nella quale il movimento è verticale, come nelle celle di Hadley

Emission Spectrometer. Le onde planetarie non stazionarie con piccoli numeri d'onda zonali⁶, quindi con grandi lunghezze d'onda, si presentano durante l'inverno e la primavera alle medie ed alte latitudini in entrambi gli emisferi [Barnes et al., 1981, 1984] [Hollingsworth et al., 1996]. Queste onde si propagano verso est e sembrano essere le controparti a bassi numeri d'onda dei sistemi che si propagano alle medie latitudini sulla terra. Esse vengono generate da instabilità dei campi di vento e di temperatura, dette anche instabilità barocliniche o barotropiche, a seconda della struttura verticale delle onde. Questi sistemi sono stati previsti in anticipo, prima di qualsiasi osservazione *in situ* [Mintz, 1961] e sono simulati dai modelli di circolazione globale odierni in maniera soddisfacente. Altri sistemi atmosferici, simili a fenomeni ciclonici a scala intermedia, dell'ordine di centinaia di chilometri, si presentano al limite stagionale della calotta polare nord residua a metà dell'estate [Gierasch et al., 1979] [James et al., 1999]. Questi sistemi, producendo gruppi di nubi dalla tipica forma allungata, sembrano essere le controparti secche dei sistemi polari della terra, che si osservano soprattutto sugli oceani nei pressi del limite stagionale delle calotte polari durante l'inverno. Le onde planetarie stazionarie a bassi numeri d'onda zonali, generate dall'interazione fra i venti a jet longitudinali e la topografia a grande scala, sono state osservate e simulate in vari modelli di circolazione globale [Conrath, 1981] [Hollingsworth et al., 1996]. Il flusso atmosferico, nell'interagire con l'orografia genera onde, dette onde di gravità, indotte dalla presenza di forze che tendono a stabilizzare l'atmosfera (gravità, stratificazione verticale dell'atmosfera), le cui scale orizzontali variano da alcuni chilometri a diverse centinaia di chilometri [Briggs, 1972].

L'accentuato ciclo giornaliero di riscaldamento genera una famiglia di onde planetarie conosciute come maree termiche [Wilson, 1996] [Zurek et al., 1976, 1981] [Hinson, 2001] che sono concentrate sui tropici, ma si estendono fino alle medie latitudini. L'evidenza per la presenza delle maree termiche proviene dalle fluttuazioni di temperatura osservate al di sopra di circa 40 km e dalle variazioni giornaliere di pressione superficiale (Figura 1.1). La maggior parte di queste onde termiche viaggia lungo la traiettoria apparente del sole verso ovest, ma le interazioni fra queste e la topografia genera una serie di onde secondarie supplementari. I principali, fra questi moti secondari, sono concentrati all'equatore e sono onde del tipo di Kelvin⁷ che si propagano verso est [Wilson et al., 1996]. Parte dell'energia delle maree termiche e delle onde di Kelvin si propaga ad altezze oltre i 100 km, nell'atmosfera superiore [Keating et al., 2000]. L'assorbimento di queste maree e delle onde di gravità può influenzare fortemente il flusso ad altezze superiori a 40 km [Zurek et al., 1988]. Si suppone che la velocità orizzontale di fase⁸ di questo tipo di onde sia legata strettamente al flusso di base dei venti marziani.

La dinamica atmosferica su scala locale è ancora oggi modellata in maniera non soddisfacente, giacché sono disponibili limitate osservazioni dei venti *in situ*. Tra le poche misure esistenti ci sono quelle effettuate nei siti dei lander, ma esse non forniscono le informazioni sulla miscelazione verticale dei vari componenti nell'atmosfera, un fattore chiave nella determinazione della distribuzione verticale dei costituenti e delle modalità di sedimentazione e trasporto della polvere.

⁶ *numero d'onda zonale*: numero di oscillazioni complete dell'onda ad una fissata latitudine

⁷ *onda di Kelvin*: tipo di onda che nasce dall'interazione tra un fluido sottoposto alle forze di Coriolis e strutture topografiche (sistemi di valli o montuosi, ad esempio). Queste onde si distinguono per essere non dispersive, cioè la velocità di fase risulta uguale alla velocità di gruppo delle onde a tutte le frequenze.

⁸ *velocità orizzontale di fase*: componente orizzontale della velocità con cui si propaga la fase di un'onda, distinta dalla velocità di gruppo che identifica la velocità con cui si sposta una perturbazione non dispersiva.

I profili termici dell'atmosfera marziana sono stati misurati dalle sonde d'entrata, con esperimenti di occultazione radio e, a risoluzione molto più bassa, ma in un intervallo temporale più esteso e con una copertura geografica più ampia, dall'inversione dei dati nell'infrarosso termico [Smith et al., 2003a]. I profili termici si sono dimostrati essere estremamente variabili, mostrando il carattere fortemente dinamico dell'atmosfera. L'atmosfera di Marte possiede scarse quantità di acqua, se confrontata con quella terrestre, e non risente degli effetti termici dovuti alla presenza del vapor acqueo, che mantiene relativamente costante la temperatura sul nostro pianeta. Variazioni di temperatura di parecchie decine di gradi Kelvin vengono osservate durante il giorno nei livelli atmosferici più bassi, in cui la temperatura dell'aria è strettamente accoppiata con la superficie. La regione al suolo di massimo di temperatura segue direttamente il flusso solare incidente, migrando quindi nel corso dell'anno marziano.

I livelli atmosferici superiori sono meno influenzati dal ciclo quotidiano, essendo l'assorbimento diretto dei gas atmosferici della radiazione visibile solare relativamente limitato. Il quadro è complicato fortemente dalla presenza in sospensione dei grani di minerali. Gli aerosol, infatti, sono efficienti assorbitori della radiazione visibile e infrarossa. L'energia proveniente dal sole aumenta la temperatura dei grani, che tendono a portarsi all'equilibrio con le molecole di gas circostanti tramite scambi di calore, modificando il profilo verticale di temperatura. D'altra parte, il flusso solare alla superficie viene così ridotto e la temperatura del suolo tende a diminuire durante i periodi particolarmente polverosi. Queste modifiche della struttura termica dell'atmosfera inducono le variazioni di pressione anomale ben osservabili in Figura 1.1.

Sulla Terra, il bilancio radiativo nella media atmosfera, dovuto principalmente all'assorbimento di radiazione solare, è regolato in pratica dallo strato di ozono (ozonofera, corrispondente con la stratosfera intorno ai 50 km di altitudine), che assorbe raggi ultravioletti tramite processi di fotodissociazione delle molecole di ozono. Marte non ha un'ozonofera rilevabile, quindi le inversioni termiche nella media atmosfera sono molto ridotte, se confrontate alla corrispondente regione dell'atmosfera terrestre. La temperatura diminuisce con l'altezza quasi monotonicamente, fino a che le condizioni per il non-LTE (Local Thermodynamic Equilibrium) diventano possibili [Lopez-Puertas e Lopez-Valverde, 1995] mentre, a quote maggiori, le notevoli variazioni della composizione dell'atmosfera sono dovute all'interazione con lo spazio esterno. I modelli di circolazione attuali, basati su modelli di circolazione globale terrestre, riescono a riprodurre i profili termici in una vasta gamma di situazioni [Forget et al., 2003], ma esistono ancora diverse discrepanze, particolarmente in scenari molto freddi.

1.2.1. Circolazione dell'aerosol di minerale

L'origine delle tempeste di polvere è ancora oggetto di dibattito. Esse si presentano principalmente durante l'estate sud, circa alla latitudine del punto sub-solare. Gli eventi locali, quali i dust devils, sono stati invocati spesso come il meccanismo d'innescò per le tempeste di polvere ma nessuna correlazione statistica è stata trovata fra il loro numero e il verificarsi di tempeste estese [Malin e Cantor, 2003]. Le tempeste globali sembrano, al contrario, essere causate dall'alta opacità della polvere diffusa e tendono a svilupparsi improvvisamente e rapidamente, da parecchie fonti separate, suggerendo l'esistenza di feedback positivi nei meccanismi di sollevamento della polvere. Si è supposto che la polvere sospesa provochi un brusco sovrariscaldamento dell'atmosfera, inducendo un forzamento dei venti stagionali a basse latitudini i quali favoriscono ciclicamente il sollevamento della polvere, aumentandone la concentrazione in atmosfera e, quindi, il riscaldamento. Questo fenomeno a sua volta forza ed estende le celle di circolazione meridionale, che di nuovo provocano un aumento dei venti a

basse latitudini [Leovy et al., 1985] [Anderson et al., 1999] [Smith, 2000]. Si manifesta inoltre l'intensificazione e un leggero spostamento verso i poli del massimo della temperatura nel ramo discendente della circolazione meridionale a celle convettive nell'emisfero invernale, in coincidenza con le tempeste di polvere nell'emisfero estivo (Figura 1.2). Durante alcuni anni, con cadenza bi-annuale, le tempeste di polvere subtropicali del solstizio d'inverno possono espandersi sino a manifestare un carattere globale, arrivando a interessare l'intero pianeta [Zurek et al., 1992]. La corta scala temporale radiativa, combinata con la forte dipendenza della temperatura superficiale dalle caratteristiche orbitali e dalla composizione e morfologia di superficie, tendono ad ostacolare la circolazione generale, ma i casi in cui il pianeta viene ricoperto dalle tempeste globali rimangono ancora non del tutto spiegati in maniera completa [Anderson et al., 1999].

Uno dei più completi set di osservazioni globali nel visibile, ottenuto dalla Mars Orbiter Camera [Malin e Cantor, 2003] a bordo del Mars Global Surveyor, ha consentito di studiare lo svilupparsi di un fronte delle tempeste di polvere globali in grado di espandersi in pochi giorni dalle medie latitudini meridionali fino all'emisfero opposto, prima di arrivare a un'estensione longitudinale paragonabile. Lo studio dello sviluppo di una simile tempesta in passato [Fenton et al., 1997] ha mostrato altri fenomeni peculiari anche durante la fase di sedimentazione, quali i tempi di decadimento differenziali in diverse regioni di rideposizione della polvere. L'intensità delle tempeste è altamente variabile e soltanto pochi eventi si trasformano realmente in globali: generalmente rimangono eventi regionali di dimensioni limitate, con una variabilità inter-annuale considerevole e una periodicità circa bi-annuale, che durante gli ultimi tre anni marziani di attività della missione Mars Express è stata disattesa, attestando la non completa comprensione della natura ultima all'origine di questi fenomeni.

1.2.2. Circolazione dell'aerosol di ghiaccio d'acqua

Lo studio delle nubi di ghiaccio d'acqua risulta notevolmente complicato dalla circostanza che questo componente è sottoposto, oltre che agli stessi fenomeni dinamici dell'aerosol di minerale, anche a cambiamenti di stato nell'atmosfera marziana. Queste strutture possono essere identificate facilmente dalle loro caratteristiche spettrali nei dati dello strumento IRIS e negli spettri del Thermal Emission Spectrometer. Esse formano una compatta piattaforma di nubi nella regione polare (detta cappuccio polare o polar hood), otticamente spessa, durante la primavera dell'emisfero nord, in corrispondenza del principale aumento annuale del vapore acqueo; si osserva un corrispondente fenomeno a sud di più piccola estensione [Smith et al., 2003]. Altre localizzazioni preferenziali per la loro presenza sono rappresentate dalle sommità delle grandi cupole vulcaniche, in cui i venti orografici si levano rapidamente verso l'alto, determinando la condensazione della piccola quantità di vapor acqueo presente in atmosfera. In queste zone le nubi hanno un contenuto integrato di acqua dell'ordine di $0.5 \mu\text{m}$ precipitabili. È stata rilevata inoltre una debole fascia equatoriale ($\sim 2 \mu\text{m}$ precipitabili) durante i periodi d'afelio [Newman et al., 2003a][Smith et al., 2003]. Questa struttura potrebbe svolgere un ruolo chiave nel ciclo dell'acqua marziana, con un flusso di massa totale verso alte latitudini non trascurabile. Essa presenta almeno due tipi di nubi di particelle spettralmente distinte [Clancy e Wolff, 2003], relativi probabilmente a processi differenti di genesi e condensazione dei grani. L'altezza delle nubi è generalmente elevata, suggerendo un ruolo chiave della circolazione meridionale nella distribuzione dei componenti minori in atmosfera. Gli strumenti a bordo del Mars Global Surveyor e l'Hubble Space Telescope hanno osservato una occorrenza delle nubi più cospicua di quella attesa dai dati Viking, il che può essere inserito, ancora una volta, nel quadro di variazioni

a lungo periodo nel clima marziano. I processi in questione coinvolgono fenomenologie molto complesse, come ad esempio la condensazione su un grano di polvere dalle proprietà sconosciute, mentre le osservazioni sono attualmente troppo poco estese per permettere una determinazione soddisfacente dei parametri implicati.

1.3. La superficie marziana

I materiali superficiali interagiscono fortemente con la radiazione incidente, producendo, in particolare nell'infrarosso, una profondità ottica circa unitaria anche per percorsi al loro interno di pochi micron. Di conseguenza gli strumenti che osservano in questa regione spettrale possono studiare direttamente le caratteristiche delle superfici planetarie soltanto negli strati superficiali, ottenendo informazioni su una "pellicola" dell'ordine dei micron, appunto. I termini che contribuiscono alla radiazione osservata dipendono essenzialmente dalle proprietà chimico-fisiche del suolo. Il suolo può quindi essere definito come lo strato superiore della superficie, non consolidato e alterato a vari gradi da diversi agenti atmosferici durante la storia planetaria. L'alterazione del suolo può generare una dissociazione completa fra unità geologiche o morfologiche. La parola *weathering* (alla lettera meteorizzazione) viene usata solitamente per descrivere l'insieme dei processi di alterazione dovuti agli agenti atmosferici. Il *weathering* può essere di origine:

chimica, quando conduce alla decomposizione dei minerali e delle rocce originali e alla sintesi di nuovi composti. Comprende, tra gli altri, i fenomeni di ossidazione, idratazione, la sintesi dei carbonati e/o solfati e dei sali.

fisica, quando non altera la composizione delle rocce. Include l'erosione eolica da grani di polvere o di ghiaccio e l'erosione prodotta dagli sforzi dovuti a cristallizzazione del ghiaccio o alla formazione di minerali secondari.

L'acqua svolge un ruolo fondamentale nell'azione di cattura degli elementi chimici. A seconda dell'abbondanza di acqua, materiali vulcanici di identica composizione possono evolvere in rocce completamente differenti. È opportuno ricordare la tendenza storica degli studi scientifici a proporre spesso analoghi di superficie marziana con profonde implicazioni sulla storia dell'acqua liquida in superficie, come ad esempio la ricerca di carbonati [Bandfield et al., 2003]. Il peso relativo tra processi chimici e fisici non può essere valutato facilmente, ma, limitatamente all'ambiente povero di acqua osservato oggi, senza dubbio i fenomeni dovuti ad agenti fisici svolgono un ruolo importante, almeno per la superficie.

I processi non-atmosferici, a differenza di quelli fin qui discussi, non sono oggi presenti, ma in passato hanno rappresentato importanti fattori di alterazione e includono l'erosione da flusso di acqua liquida, deposito di materiali vulcanico-eruttivi (di forme effusive così come di forme piroclastiche), deposito di ejecta prodotto dagli impatti meteoritici, attività idrotermale e fratturazioni tettoniche. Tutti questi fattori agiscono su scale relativamente vaste e possono condurre a notevoli variazioni dello stato fisico e chimico della superficie, condizioni osservabili da misure nell'infrarosso, sempre che i prodotti di alterazione rimangano esposti nello strato superiore del suolo. È importante rilevare inoltre che circa il 58% della superficie è stata

coinvolta, a differenti gradi, dall'attività vulcanica, cioè è composta da giovani rocce di origine plutonica.

La craterizzazione è più evidente negli antichi altopiani del sud, ma soltanto il 13% della superficie attuale è costituita da megaregolite⁹. Le restanti zone mostrano una gran varietà di forme morfologiche, tra cui i vasti depositi eolici delle pianure del nord.

La composizione chimica della superficie marziana è stata studiata tramite tre metodi principali: le meteoriti SNC¹⁰, misure *in situ* dei landers e osservazioni spettroscopiche in remoto.

Le meteoriti SNC sono considerati frammenti della superficie marziana espulsi nello spazio da impatti meteoritici altamente energetici. Questa interpretazione è sostenuta dall'analisi dei gas inclusi nella loro struttura cristallina, con una composizione e rapporti isotopici molto vicini a quelli presenti nell'atmosfera marziana. Questi campioni mostrano una notevole frazione di pirosseni e plagioclasti, alterate da strati con forti shock termici e meccanici, risultanti probabilmente dall'evento di impatto del meteorite con la superficie terrestre. È stata osservata anche la presenza di olivina, permettendo la classificazione di questi materiali come mafici o ultramafici. Il loro rapporto di Fe/Mg è superiore a quello riscontrato nei basalti terrestri, il che suggerisce un minore grado di differenziazione geochimica nel manto marziano.

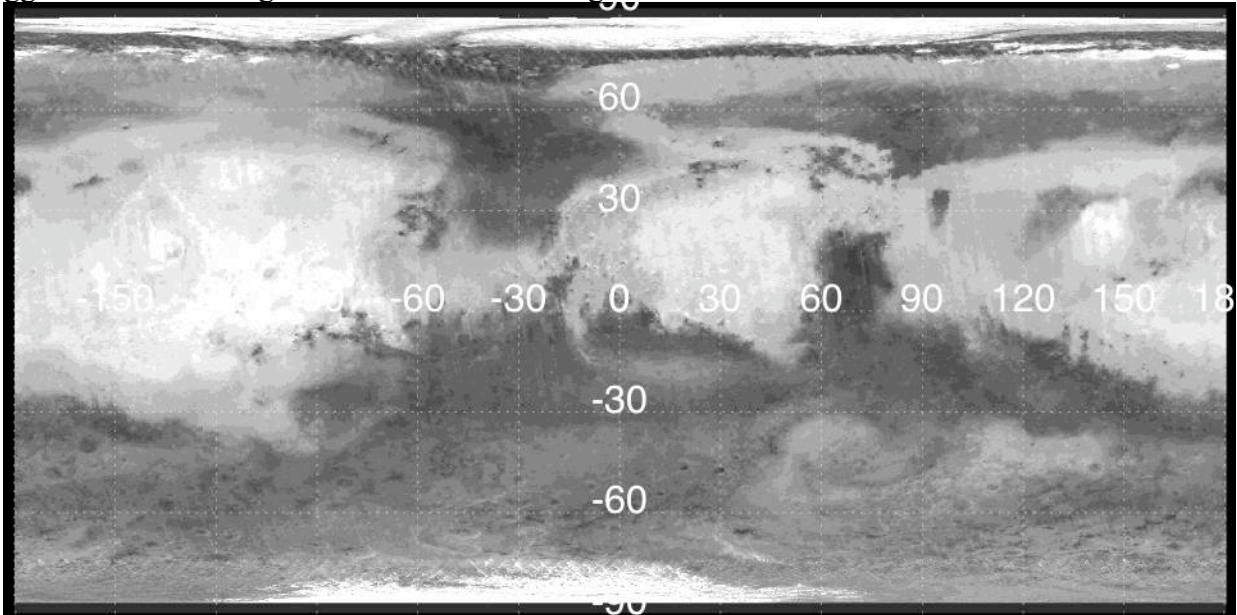


Figura 1.6 Albedo superficiale media nell'intervallo 0.3-3.5 μm , come ricavata dai dati Thermal Emission Spectrometer. Nero: 0.06; Bianco 0.32. Dati da Christensen,P.R., PDS web site.

I landers Viking hanno potuto misurare direttamente soltanto la composizione di ossidi in terreni poco compatti di Marte. I risultati, molto simili nei due siti analizzati, non possono essere interpretati in termini di alcun singolo minerale analogo terrestre. Il contenuto in silicio è solitamente basso, se confrontato con ferro e magnesio, il che suggerisce ancora una volta un

⁹ *regolite*: strato di materiale poco legato, risultato di processi di alterazione vari del sottostante letto roccioso.

¹⁰ *meteoriti SNC*: Classi Shergottite, Nakhilite e Chassigny a cui appartengono 12 meteoriti la cui origine è accettata essere Marte.

tipo di roccia mafica o ultramafica. Il contenuto elevato di cloro e di zolfo è interpretato come la prova di presenza di sali. Il Pathfinder ha, al contrario, analizzato direttamente rocce di grandi dimensioni [Bridges et al., 2001], che sono risultate di tipo andesitico. Un contenuto più elevato di silicio è stato riscontrato nel suolo, suggerendo una composizione differente rispetto ai siti Viking. Gli spettrometri a bordo delle sonde orbitanti intorno a Marte hanno permesso un notevole miglioramento nella comprensione della chimica della superficie marziana.

Lo strumento Thermal Emission Spectrometer, a bordo della missione Mars Global Surveyor, ha fornito una copertura sistematica del pianeta nell'infrarosso termico per circa 10 anni terrestri (1996-2006). I suoi dati sono stati studiati secondo diverse procedure, come ad esempio il confronto di osservazioni differenti acquisite negli stessi siti in stagioni differenti, per isolare il contributo dovuto alla polvere sospesa, per ottenere un numero limitato di classi spettrali da superfici differenti (Figura 1.7). Le regioni a bassa albedo(

Figura 1.6), a nord di 45° di latitudine sud, sono compatibili con una composizione basaltica per la loro alta concentrazione di plagioclasti e di pirosseni ad alto tenore di calcio nel basalto. Le regioni a bassa albedo a latitudini maggiori (a nord così come a sud) sono caratterizzate da superfici andesitiche, essendo composte principalmente da plagioclasti, da fillosilicati e da vetri ad alto tenore di silicio [Bandfield, 2002].

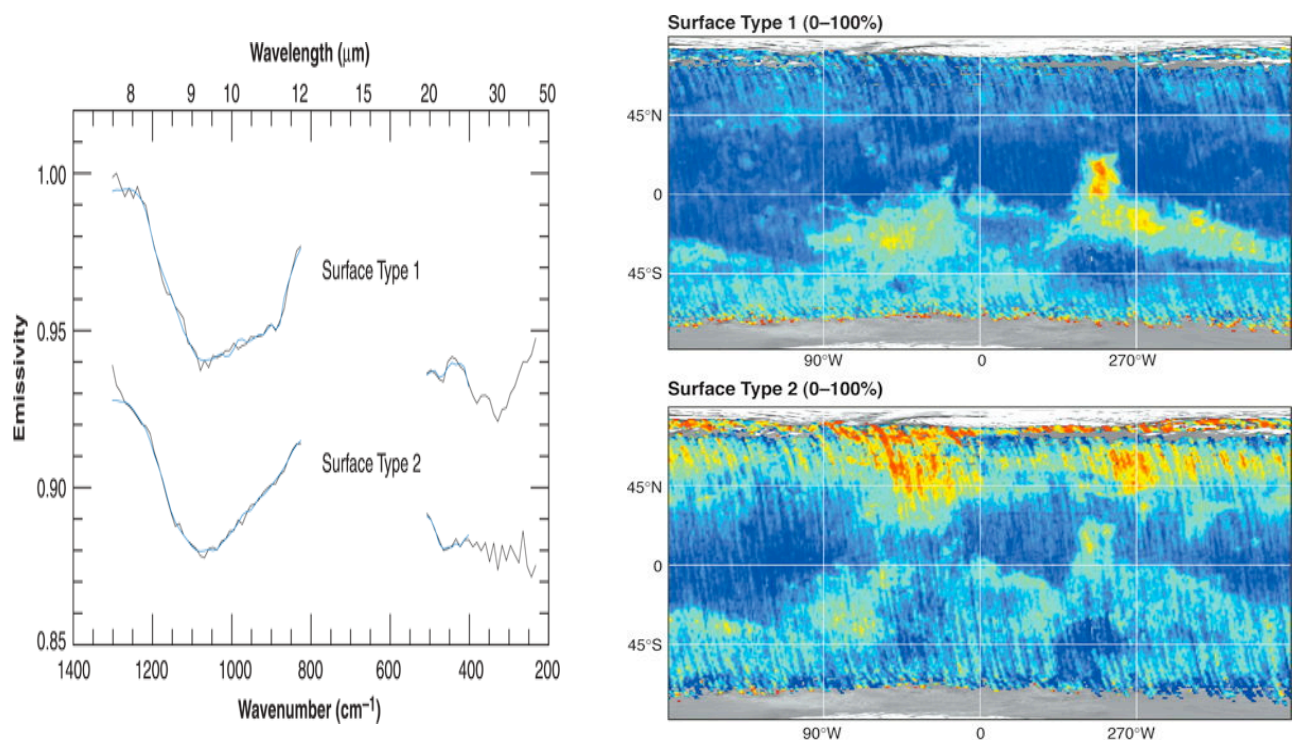


Figura 1.7 Classi spettrali superficiali ottenute da Bandfield et al. [2002]. Gli spettri nell'infrarosso termico di emissione superficiale rappresentano due composizioni principali: il Tipo I, di tipo basaltico dominato da plagioclasti e clinopirosseni, e il Tipo II, andesitico, dominato da plagioclasti e vetri vulcanici.

Poche indicazioni provengono da questa enorme mole di dati circa le regioni ad alta albedo, il che si spiega con l'assenza di strutture nell'infrarosso termico, condizione plausibile per una superficie costituita da particelle di dimensioni molto ridotte. Altri materiali (come olivine ed ematite) sono stati rilevati su alcuni siti non molto estesi, ma sembrano rappresentare soltanto componenti secondari della mineralogia marziana, così come i carbonati. Il quadro generale ricavato dall'analisi dei dati Thermal Emission Spectrometer è quindi compatibile con un pianeta modellato principalmente da attività vulcanica eruttiva. Purtroppo, dai dati del Thermal Emission

Spectrometer non possono essere distinti in maniera definitiva i fillosilicati ed i vetri ad alto contenuto di silicio e, quindi, non può essere valutato con precisione il ruolo dell'acqua liquida nell'azione di alterazione degli elementi di superficie. Le osservazioni nel visibile e nel vicino infrarosso da terra hanno dimostrato l'esistenza quasi ubiqua dell'ossido di ferro sulla superficie marziana, nelle zone chiare così come in quelle scure (ad alta o bassa albedo). Il trasferimento di carica fra ioni Fe^{3+} ed O_2 determina una larga banda di emissione centrata nella gamma UV, che dà a Marte il caratteristico colore rosso osservabile nel visibile.

È probabile che quest'ossido si presenti sotto forma di materiali quasi amorfi, poiché le caratteristiche spettrali previste per le forme cristalline non sono state finora osservate. Osservazioni nell'intervallo 1-5 micron sono molto limitate sia come copertura spaziale che come risoluzione, ma hanno fornito alcuni indizi importanti. Misure pionieristiche durante gli anni '60 hanno rilevato una larga banda centrata a 3 micron relativa all'acqua legata e a materiali contenenti OH. Le argille sono state invocate spesso come responsabili di questa banda, ma altre bande previste intorno a 2.2 e 2.5 micron risultano molto deboli e passibili di interpretazioni ancora non univoche. È importante notare come le argille siano compatibili con i fillosilicati rilevati dal Thermal Emission Spectrometer. Inoltre, le caratteristiche di idratazione sembrano essere estremamente variabili con la geografia. La superficie è stata studiata in dettaglio nel vicino infrarosso grazie ai dati di ISM e di IRIS [Erard e Calvin, 1997] e di OMEGA [Bibring, 2007], che hanno confermato la presenza dei pirosseni nelle zone di bassa di albedo (con concentrazione variabile delle specie a basso ed alto tenore di calcio) ed il ruolo secondario delle olivine. In particolare l'analisi dei dati acquisiti da OMEGA sta proponendo un nuovo scenario per la storia marziana, ancora in fase di studio.

Generalmente, nonostante lo scarso accordo con le osservazioni nell'infrarosso termico nei periodi di carico di polvere molto elevato, la palagonite (un prodotto dovuto alla corrosione degli elementi amorfi dei basalti), con le sue varie forme, fornisce il migliore modello disponibile per i dati nel vicino infrarosso e nel visibile [Cloutis et al., 2004][Roush et al., 1995].

2.4. Bibliografia

Anderson, F. S., Greeley, R., Xu, P., Lo, E., Blumberg, D. G., Haberle, R. M., Murphy, J. R., Assessing the Martian surface distribution of aeolian sand using a Mars general circulation model. *J. Geophys. Res.* 104, 18991–19002. 1999.

Atreya, S. K., Gu, Z. G., Photochemistry and stability of the atmosphere of Mars, *Advances in Space Research*, vol. 16, no. 6, p. (6)57-(6)68, 1995.

Bandfield, J. L., Hamilton, V. E., Christensen, P. R., A Global View of Martian Surface Compositions from MGS-TES, *Science*, Volume 287, Issue 5458, pp. 1626-1630, 2000.

Bandfield, J.L., Glotch, T.D., Christensen, P.R., Spectroscopic Identification of Carbonate Minerals in the Martian Dust Science, 301, pag. 1084-1087, 2003.

Barnes J. R., Midlatitude disturbances in the Martian atmosphere - A second Mars year, *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 38, p. 225-234, 1981.

Barnes, J. R., Linear baroclinic instability in the Martian atmosphere. *J. Atmos. Sci.* 41, 1536–1550 1984.

Bibring, Jean-Pierre, Introduction to special section: OMEGA/Mars Express Mars Surface and Atmospheric Properties, *Journal of Geophysical Research*, Volume 112, Issue E8, 2007.

Boynton, W. V. et al., Distribution of Hydrogen in the Near Surface of Mars: Evidence for Subsurface Ice Deposits, *Science*, Volume 297, Issue 5578, pp. 81-85, 2002.

Blamont, J. E., Chassefiere, E., First detection of ozone in the middle atmosphere of Mars from solar occultation measurements, *Icarus*, vol. 104, no. 2, p. 324-336, 1993.

Bridges, N. T., Crisp, J. A., Bell, J. F., Characteristics of the Pathfinder APXS sites: Implications for the composition of Martian rocks and soils, *Journal of Geophysical Research*, Volume 106, Issue E7, pp. 14621-14666, 2001.

Briggs, G. & Leovy, C. Mariner 9 observations of the Mars north polar hood. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 55, 278–296. 1972.

Clancy, R. T. et al., A new model for Mars atmospheric dust based upon analysis of ultraviolet through infrared observations from Mariner 9, Viking, and PHOBOS, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 100, no. E3, p. 5251-5263, 1995.

Clancy, R. T., Smith, M. D., Wolff, M. J., Global measurements of the Mars atmosphere with the MGS Thermal Emission Spectrometer: aerosols, temperatures, and water vapor, COSPAR meeting 2002, abstract # 01877, 2002.

Clancy, R. T., Wolff, M. J., Variations in aerosol particle properties for Mars ice and dust clouds, abstract in International Workshop on Mars atmosphere, modeling and observations, Granada, January 13th-15th 2003.

Cantor, B. A., Edgett, K. S., Martian Dust Devils: 2 Mars Years of MGS MOC Observations, American Geophysical Union, Fall Meeting 2002, abstract #P51A-0331, 2002.

Chassefiere, E., Drossart, P., Korablev, O., Post-Phobos model for the altitude and size distribution of dust in the low Martian atmosphere, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 100, no. E3, p. 5525-5539, 1995.

Christensen, P.R., N.S. Gorelick, G.L. Mehall, and K.C. Murray, THEMIS Public Data Releases, Planetary Data System node, Arizona State University, <<http://themis-data.asu.edu>>.

Cloutis, Edward A., Bell, James F., Mafic silicate mapping on Mars: effects of palagonitic material, multiple mafic silicates, and spectral resolution, *Icarus*, Volume 172, Issue 1, p. 233-254, 2004.

Conrath, B. J., Thermal structure of the Martian atmosphere during the dissipation of the dust storm of 1971, *Icarus*, vol. 24, p. 36-46., 1975.

Conrath, B.J., Planetary-wave structure in the Martian atmosphere. *Icarus* 48, 246–255, 1981.

Erard, S., Calvin, W., New Composite Spectra of Mars, 0.4-5.7 μm , *Icarus*, Volume 130, Issue 2, pp. 449-460., 1997.

Forget, F., et al., Modeling of the general circulation with the LMD-AOPP GCM: update on model design and comparison with observations, abstract in International Workshop on Mars atmosphere, modeling and observations, Granada, 2003.

Gierasch, P., Thomas, P., French, R. & Veverka, J. Spiral clouds on Mars: a new atmospheric phenomenon. *Geophys. Res. Lett.* 6, 405–408. 1979.

Gunnlaugsson, H. P., Analysis of the magnetic properties experiment data on Mars: results from Mars Pathfinder, *Planetary and Space Science*, Volume 48, Issue 15, p. 1491-1504., 2000.

Greeley, Ronald; Whelley, Patrick L.; Arvidson, Raymond E.; Cabrol, Nathalie A.; Foley, Daniel J.; Franklin, Brenda J.; Geissler, Paul G.; Golombek, Matthew P.; Kuzmin, Ruslan O.; Landis, Geoffrey A.; Lemmon, Mark T.; Neakrase, Lynn D. V.; Squyres, Steven W.; Thompson, Shane D., Active dust devils in Gusev crater, Mars: Observations from the Mars Exploration Rover Spirit, *Journal of Geophysical Research*, Volume 111, Issue E12, 2006.

Fenton, L. K., Pearl, J. C., Martin, T. Z., Mapping Mariner 9 Dust Opacities, *Icarus*, Volume 130, Issue 1, pp. 115-124., 1997.

Forget, F., Hourdin, F., Fournier, R., Hourdin, C., Talagrand, O., Collins, M., Lewis, S. R., Read, P. L., Huot, J., Improved general circulation models of the Martian atmosphere from the surface to above 80 km, *Journal of Geophysical Research*, Volume 104, Issue E10, pp.24155-24176, 1999.

Formisano, V., Grassi, D., Ignatiev, N. I., Zasova, L., IRIS Mariner 9 data revisited: water and dust daily cycles, *Planetary and Space Science*, Volume 49, Issue 13, p. 1331-1346., 2001.

Grassi, D., Formisano, V., IRIS Mariner 9 data revisited:2. Aerosol dust composition, *Planetary and Space Science*, Volume 48, Issue 6, p. 577-598., 2000.

Hamilton, V. E., Christensen, P. R., Bandfield, J. L., Volcanism or aqueous alteration on Mars? , *Nature*, Vol. 421, pag. 711-712, 2003.

Hinson, D., Hollingsworth, J., Wilson, R. & Tyler, G. Radio occultation measurements of forced atmospheric waves on Mars, *Journal of Geophysical Research*, Volume 106, Issue E1, p. 1463-1480, 2001.

Hollingsworth, J. & Barnes, J. Forced stationary planetary waves in Mars's winter atmosphere. *J. Atmos. Sci.* 53, 428–448, 1996.

Keating, G. et al. Evidence for large global diurnal Kelvin wave in the Mars upper atmosphere. *Bull. Am. Astron. Soc.* 32, Abstr. 50:02, 2000.

Kieffer, H. H., Jakosky, B. M., Snyder, C. W., Matthews, M. S. (editors), *Mars*, University of Arizona Press, 1535 p., 1992.

Kieffer, H. H., Titus, T. N., Mullins, K. F., Christensen, P. R., Mars south polar spring and summer behavior observed by TES: Seasonal cap evolution controlled by frost grain size, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 105, no. E4, pp.9653-9700, 2000.

James, P., Hollingsworth, J., Wolff, J. & Lee, S. North polar dust storms in early spring on Mars. *Icarus* 38, 64–73. 1999.

Jaumann, R., Neukum, G., Behnke, T., Duxbury, T. C., Eichertopf, K., Flohrer, J., Gasselt, S. v., Giese, B., Gwinner, K., Hauber, E., Hoffmann, H., Hoffmeister, A., Köhler, U., Matz, K.-D., McCord, T. B., Mertens, V., Oberst, J., Pischel, R., Reiss, D., Ress, E., Roatsch, T., Saiger, P., Scholten, F., Schwarz, G., Stephan, K., Wählisch, M., The high-resolution stereo camera (HRSC) experiment on Mars Express: Instrument aspects and experiment conduct from interplanetary cruise through the nominal mission, *Planetary and Space Science*, v. 55, iss. 7-8, p. 928-952, 2007.

Leovy, C., Tillman, J., Guest, W. & Barnes, J. *Recent Advances in Planetary Meteorology*. ed G. Hunt. 69–84. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 1985.

Lopez-Puertas, M., Lopez-Valverde, M. A., Radiative energy balance of CO₂ non-LTE infrared emissions in the Martian atmosphere., *Icarus*, vol. 114, p. 113-129, 1995.

Malin, M., Cantor, B. A., Mars Orbiter Camera climate observations, abstract in *International Workshop on Mars atmosphere, modeling and observations*, Granada, January 13-15 2003.

Mintz, Y. in *The Atmospheres of Mars and Venus*, NAS-NRC Publication 944, 107–146, National Research Council, Washington DC, 1961.

Montmessin, F., Rannou, P., Cabane, M., New insights into Martian dust distribution and water-ice cloud microphysics *Journal of Geophysical Research*, Vol. 107, no. E6, p. 4-14, 2002.

Murphy, J., et al. Three-dimensional numerical simulation of Martian global dust storms. *J. Geophys. Res.* 100, 26357–26376, 1995.

Newmann, C. E., Read, P. L., Lewis, S. R., Forget, F., Dust cycles and storms in a Mars GCM, abstract in *International Workshop on Mars atmosphere, modeling and observations*, 2003.

Newmann, G. A., Zuber, M. T., Smith, D. E., Clouds detected by the Mars Orbiter Laser Altimeter, abstract in *International Workshop on Mars atmosphere, modeling and observations*, 2003a.

Novak, Robert E., Mumma, Michael J., DiSanti, Michael A., Russo, Neil Dello, Magee-Sauer, Karen, Mapping of Ozone and Water in the Atmosphere of Mars near the 1997 Aphelion, *Icarus*, Volume 158, Issue 1, p. 14-23, 2002.

Rannou, P., Perrier, S., Bertaux, J.-L., Montmessin, F., Korablev, O., Réberac, A., Dust and cloud detection at the Mars limb with UV scattered sunlight with SPICAM, *Journal of Geophysical Research*, Volume 111, Issue E9, 2006.

Rodin, A. V., Microphysical constraints on water ice clouds in the Martian atmosphere, *COSPAR meeting 2002*, abstract # 03111, 2002.

Roush, Ted L., Bell, James F., III, Thermal emission measurements 2000-400/cm (5-25 micrometers) of Hawaiian palagonitic soils and their implications for Mars, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 100, no. E3, p. 5309-5317, 1995.

Schmidt, F., Doute, S., Schmitt, B., Following the south polar cap recession as viewed by OMEGA/MEX using automatic detection of H₂O and CO₂ ices., *European Planetary Science Congress 2006*. Berlin, Germany, 18 - 22 September 2006., p.159, 2006

Smith, M. D., Pearl, J. C., Conrath, B. J., Christensen, P. R., Mars Global Surveyor Thermal Emission Spectrometer (TES) observations of dust opacity during aerobraking and science phasing, *Journal of Geophysical Research*, Volume 105, Issue E4, p. 9539-9552, 2000.

Smith, M. D., Conrath, B. J., Pearl, J. C., Christensen, P. R., TES observations of aerosol optical depth and water vapor abundance, abstract in *International Workshop on Mars atmosphere, modeling and observations*, Granada, 2003.

Smith, M. D., Conrath, B. J., Pearl, J. C., Christensen, P. R., TES instrument and thermal structure observations, abstract in *International Workshop on Mars atmosphere, modeling and observations*, Granada, January 13th-15th 2003a.

Smith, M.D., Interannual variability in TES atmospheric observations of Mars during 1999-2003, *Icarus*, vol. 167,148-165, 2004.

Titov, D. V. et al., Measurements of the atmospheric water vapor on Mars by the Imager for Mars Pathfinder, *Journal of Geophysical Research*, Volume 104, Issue E4, pp.9019-9026, 1999.

Titov, D. V., Water vapour in the atmosphere of Mars, *Advances in Space Research*, Volume 29, Issue 2, p. 183-191., 2002.

Titus, T. N., Kieffer, H. H., Mullins, K. F., Christensen, P. R., TES premapping data: Slab ice and snow flurries in the Martian north polar night, *Journal of Geophysical Research*, Volume 106, Issue E10, pp.23181-23196, 2001.

Titus, T. N., Langevin, Y., Murchie, S. L., Seelos, F., Kieffer, H. H., Crism Scienceteam, MRO CRISM Observations of the South Polar Cryptic Region, 7th International Conference on Mars, held July 9-13, 2007 in Pasadena, California, LPI Contribution No. 1353, p.3275, 2007

Wilson, J. and Hamilton, K. Comprehensive model simulation of thermal tides in the martian atmosphere. *J. Atmos. Sci.* 53, 1290–1326, 1996.

Withers, P., Bougher, S. W., Keating, G. M., Unpredictable day-to-day variability in the Martian upper atmosphere, abstract in American Astronomical Society, DPS meeting #33, #19.29, 2001.

Wyatt, M. B., McSween, H. Y., reply to Hamilton, V. E., et al., *Nature*, Vol. 421, pag. 712-713, 2003.

Zurek, R. Diurnal tide in the martian atmosphere. *J. Atmos. Sci.* 33, 321–337, 1976.

Zurek, R. & Leovy, C. Thermal tides in the dusty Martian atmosphere: a verification of theory. *Science* 213, 437–439 1981.

Zurek, R. and Haberle R. Zonally symmetric response to atmospheric tidal forcing in the dusty Martian atmosphere. *J. Atmos. Sci.* 45, 2469–2485. 1988.

Zurek, R. W., Barnes, J. R., Haberle, R. M., Pollack, J. B., Tillman, J. E., Leovy, C. B., Dynamics of the atmosphere of Mars, p. 835-933, In: Mars, edit by Kieffer, H.H, Jakowsky, B. M., Snyder, C. W., Matthews, M. S, The University of Arizona Press., Tucson, 1992.

Capitolo 2. Lo strumento Planetary Fourier Spectrometer

Il presente capitolo si articola in due sezioni. La prima è dedicata ad una descrizione della missione Mars Express (MEX), la prima in assoluto dell'Agenzia Spaziale Europea (ESA) verso Marte, che ha coinvolto la maggior parte dei paesi europei in uno sforzo tecnico/scientifico unico nel suo genere. La seconda sezione descrive nel dettaglio lo strumento i cui dati saranno oggetto dell'analisi effettuata durante il presente lavoro di ricerca, il Planetary Fourier Spectrometer (PFS).

Il cuore di PFS è un interferometro, derivato direttamente dal prototipo ospitato dalla missione Mars '96, andata distrutta durante le fasi iniziali di trasferimento orbitale. Lo strumento è stato sviluppato interamente nell'Istituto per la Fisica dello Spazio Interplanetario (IFSI), in collaborazione con lo Space Research Institute (IKI) Russo, sotto la guida scientifica del Principal Investigator Vittorio Formisano [Formisano et al., 1997]. Sarà illustrata la struttura dello strumento, così come i principali passi che permettono di ottenere dati utili per le successive analisi scientifiche. Questa procedura, detta di calibrazione, è ancora in fase di sviluppo, per una serie di complicazioni operative che sono state riscontrate durante la missione, e che verranno descritte nel capitolo. Inoltre, l'esperienza acquisita durante la campagna di calibrazione dello strumento gemello, ospitato dalla missione Venus Express (VEX), ha mostrato ulteriori elementi che vanno analizzati e compresi in dettaglio, nell'ottica di potere utilizzare i risultati di PFS in un ampio lavoro scientifico di ricerca. I dettagli della prima parte della campagna di calibrazioni sono descritti in vari lavori facenti tutti capo al Team di PFS [Formisano, et al. 2002, 2003] [Giuranna et al. 2003].

È bene sottolineare che lo strumento è essenzialmente uno spettrometro infrarosso, ottimizzato per studi atmosferici, copre l'intervallo di lunghezze d'onda tra 1.2 e 45 μm (dal vicino infrarosso fino all'infrarosso termico). L'intero intervallo spettrale è diviso in due canali coperto da due differenti rivelatori, chiamati canale "Long" e "Short", separati a circa 5 μm di lunghezze d'onda. La risoluzione spettrale nominale è minore di 2 cm^{-1} , variabile a seconda del tipo di procedura di calibrazione adottata.

2.1. La missione Mars Express

La missione Mars Express (MEX) è stata così denominata in quanto nasce da un nuovo concetto di missioni spaziali dell'ESA, concepite e realizzate in un breve intervallo di tempo e con budget economici decisamente più contenuti rispetto alle missioni di vecchia generazione.

La maggior parte delle tecnologie utilizzate per sonda e strumenti provengono dalla missione Mars '96, lanciata da Baikonur (Kazakistan) il 16 Novembre 1996. Questa missione non si è mai inserita nell'orbita interplanetaria di trasferimento a Marte a causa di un malfunzionamento nel blocco D (il terzo stadio del razzo vettore) che ha portato, durante le prime rivoluzioni intorno alla Terra, ad un prematuro rientro in atmosfera ed alla sua distruzione a causa dell'impatto nell'Oceano Pacifico.

Il carico scientifico di MEX consiste in 7 strumenti più un lander, che è andato purtroppo distrutto in fase di atterraggio. Gli strumenti sono elencati in Tabella 2.1 con i loro principali obiettivi scientifici.

Il lancio di MEX è avvenuto il 2 giugno 2003 poiché in questo periodo le posizioni reciproche Terra-Marte hanno consentito di sfruttare l'orbita di trasferimento più breve, e quindi più economica in termini di tempo, una circostanza che avviene una volta ogni 26 mesi. Il lancio è avvenuto da Baikonur, in Kazakistan, col lanciatore russo Soyuz/Fregat IV. Sei giorni prima dell'inserimento in orbita intorno a Marte, il 25 dicembre 2003, la sonda ha espulso il lander Beagle 2, che ha proseguito la propria traiettoria verso il suo sito di atterraggio sulla superficie, esattamente a 10.6° gradi di latitudine nord e 270.0° gradi di longitudine est, in Isidis Planitia, una grande valle pianeggiante di origine sedimentaria, che si trova sul confine tra gli antichi altipiani e le pianure del nord.

| Strumento | Sigla | Obiettivi scientifici principali |
|--|----------|---|
| High Resolution Stereo Camera | HRSC | Imaging ad alta risoluzione |
| Energetic Neutron Atoms Analyser | ASPERA | Interazione tra vento solare e atmosfera |
| Planetary Fourier Spectrometer | PFS | Composizione e circolazione dell'atmosfera |
| Visible and Infrared Mineralogical Mapping Spectrometer | OMEGA | Composizione superficiale ed processi evolutivi |
| Sub-Surface Sounding Radar Altimeter | MARSIS | Acquiferi sub-superficiali |
| Radio Science Experiment | MaRS | Struttura interna e atmosfera |
| Ultraviolet and Infrarosso Mars Atmospheric Spectrometer | SPICAM | Composizione dell'atmosfera |
| Lander / Beagle 2 | Beagle 2 | Geochemica superficiale ed esobiologia |

Tabella 2.1 Payload di MEX e obiettivi scientifici.

L'orbiter è entrato con successo nell'orbita di Marte il 25 dicembre 2003. In primo luogo è stata eseguita una manovra per portarlo in un'orbita altamente ellittica da cui poi è successivamente passato, nel gennaio 2004, all'orbita transpolare operativa. L'orbita ha un'inclinazione rispetto al

piano equatoriale di 86° , un apocentro ad una quota di circa 10.000 km, pericentro ad una quota di circa 300 km e un periodo di poco più di 7 ore terrestri.

La sonda ha completato la missione nominale nel 2005, restando in orbita intorno al pianeta per un anno intero Marziano, circa 687 giorni terrestri. Nel settembre 2005 l'ESA ha stabilito, dato il successo tecnico e scientifico della missione, un prolungamento di un anno marziano supplementare, e nel 2007 è stata decisa un'ulteriore proroga, attualmente in corso, mentre si discute di una nuova estensione, probabilmente con vitalità limitata degli strumenti a bordo a causa dell'esaurirsi delle scorte di carburante e del degradarsi dei servizi di bordo (pannelli solari, controllo termico, etc.). Inoltre, sempre per problemi energetici, l'orbita è stata lievemente variata, a causa dell'aumentare delle lunghezze delle eclissi, con la conseguente diminuzione dell'efficienza energetica di tutta la sonda.

Durante la missione il pericentro dell'orbita è stato fatto migrare sul pianeta per dare agli strumenti scientifici la possibilità di ricoprire l'intera superficie di Marte a vari angoli di osservazione: il piano orbitale precede con una velocità di circa 4.7 gradi/h in longitudine, effettuando quindi in undici ore una rivoluzione completa intorno al pianeta in poco più di tre giorni terrestri.

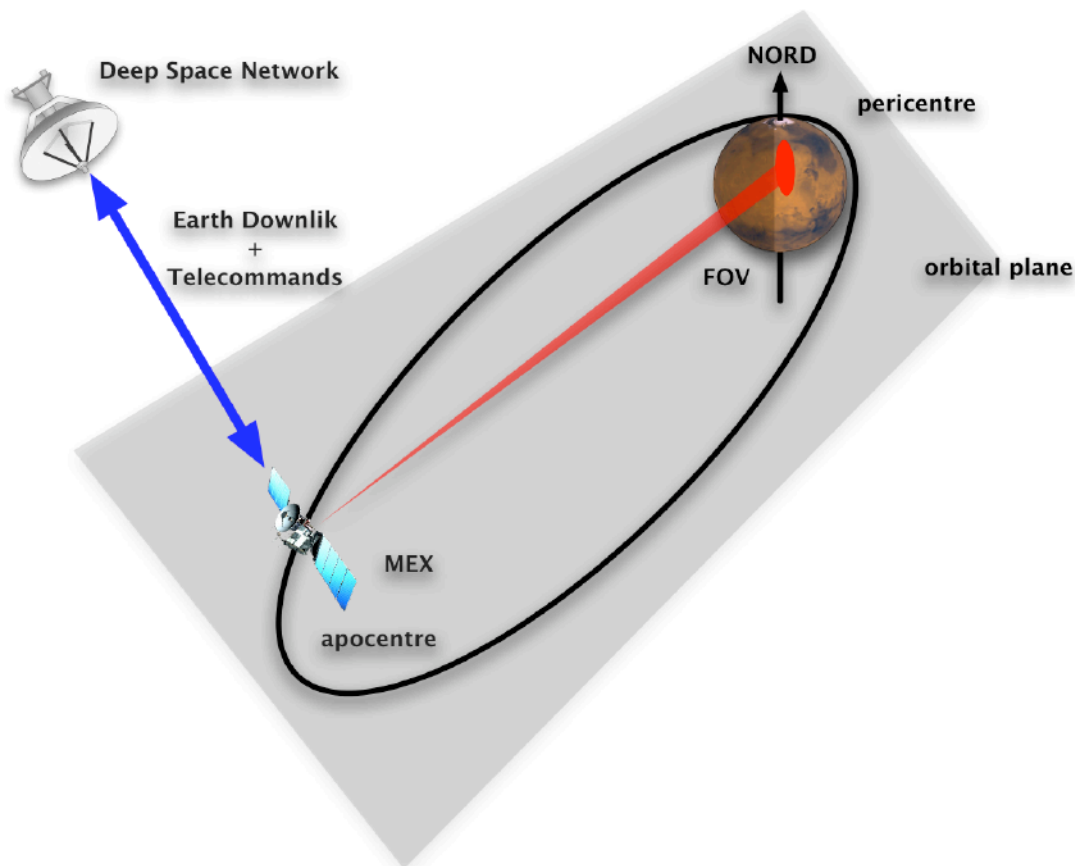


Figura 2.1 Rappresentazione schematica dell'Orbita di PFS. Le comunicazioni col DSN e le osservazioni avvengono in fasi separate dell'orbita. Il piano orbitale precede con una velocità di 4.7 gradi/h intorno all'asse di rotazione del pianeta, coprendo l'intero globo in circa 3 giorni terrestri.

Il Beagle 2, progettato per la discesa sulla superficie, è entrato in atmosfera a più di 20.000 km/h protetto da uno schermo termoresistente, mentre l'attrito con l'atmosfera superiore lo ha rallentato. Purtroppo il lander è stato dichiarato perso dopo che non è stato possibile stabilire il contatto né con lo spacecraft orbitante né con i radiotelescopi a Terra il 6 Febbraio 2004. Attualmente sembra che lo strumento HIRISE, a bordo del Mars Reconnaissance Orbiter (MRO), abbia localizzato dei siti plausibili dove potrebbero trovarsi i suoi resti, dopo aver individuato anche i lander SPIRIT e OPPORTUNITY della NASA. L'interesse per lo studio dei resti del lander risiede nell'opportunità di individuare le cause del malfunzionamento e correggerle in vista di future missioni.

Durante ogni orbita la sonda cambia la sua orientazione relativa al pianeta, facendo in modo sia che gli strumenti puntino verso il pianeta per le osservazioni, sia che le antenne ad alto guadagno puntino verso la terra per le comunicazioni con le stazioni di controllo (Figura 2.1).

I dati raccolti dagli strumenti vengono trasmessi ad una stazione a terra dell'ESA a New Norcia (Perth, Australia) ad una velocità massima di trasmissione di 230 kbp/s. All'incirca tra 0.5 e 5 Gbits di dati scientifici sono trasmessi dalla sonda spaziale a terra ogni giorno. Da Perth sono trasmessi all'European Space Operations Centre (ESOC) a Darmstadt, Germania, che integra i dati con le informazioni sull'orientazione della sonda e con i dati orbitali calcolati dalla Flight Dynamics Division (FDD). Infine i dati vengono inviati ai Principal Investigators (PI) di ogni strumento per ulteriori codifiche e per l'analisi. Dopo circa sei mesi, i dati processati sono trasmessi all'European Space Research and Technology Centre (ESTEC), nei Paesi Bassi, per essere messi a disposizione della comunità scientifica internazionale in un archivio pubblico. Le informazioni sullo stato di salute e sulla posizione della sonda spaziale sono incluse in un flusso di dati separato. Il team addetto alle operazioni di MEX ad ESOC utilizza queste informazioni e, tenendo conto delle necessità operative degli strumenti, impartisce nuovi ordini alla sonda spaziale.

2.2. L'esperimento PFS

Lo strumento PFS è stato ottimizzato, fin dalla sua progettazione, per effettuare studi indirizzati all'atmosfera. Questo obiettivo viene raggiunto attraverso l'analisi della radiazione acquisita nell'intervallo coperto, con lunghezze d'onda tra 1.2 e 45 μm , cioè dal vicino infrarosso fino all'infrarosso termico. Come verrà descritto in dettaglio nel seguito, in questa regione i costituenti delle atmosfere e superfici planetarie presentano strutture significative, che ne permettono una dettagliata analisi in termini di composizione, morfologia e stato dinamico. I principali obiettivi scientifici dello strumento possono essere riassunti in:

- osservazione globale stagionale del campo tridimensionale di temperatura nella bassa atmosfera (dalla superficie fino a 40-60 km)
- stima della variabilità della composizione atmosferica in costituenti minori
- ricerca di altri possibili componenti minori dell'atmosfera
- nuova determinazione del rapporto D/H (deuterio idrogeno)
- studio delle proprietà ottiche, chimiche e strutturali degli aerosol atmosferici
- analisi del bilancio radiativo dell'atmosfera e dell'influenza degli aerosol atmosferici
- studio della circolazione globale, dinamica a grande scala e fenomeni periodici

Oltre questi, grazie alla capacità dello strumento ed alle informazioni supplementari osservabili nella regione spettrale scelta, PFS presenta anche una serie di obiettivi scientifici secondari orientati principalmente allo studio della superficie:

- osservazione continua della temperatura superficiale
- determinazione dell'inerzia termica ottenuta dalle variazioni di temperatura giornaliera
- determinazione di limiti alla composizione mineralogica della superficie
- determinazione della natura dei condensati superficiali, loro variazione stagionale e composizione chimica
- misurazione della funzione di fase di scattering per siti superficiali selezionati
- pressione ed altimetria locale per siti superficiali selezionati
- studio dei processi di scambio tra atmosfera e superficie

2.2.1. Set-up generale dello strumento

Lo strumento PFS è essenzialmente un interferometro il cui schema ottico è riportato in Figura 2.2. Una descrizione completa di questo genere di strumenti può essere trovata in Hanel et al. [1992].

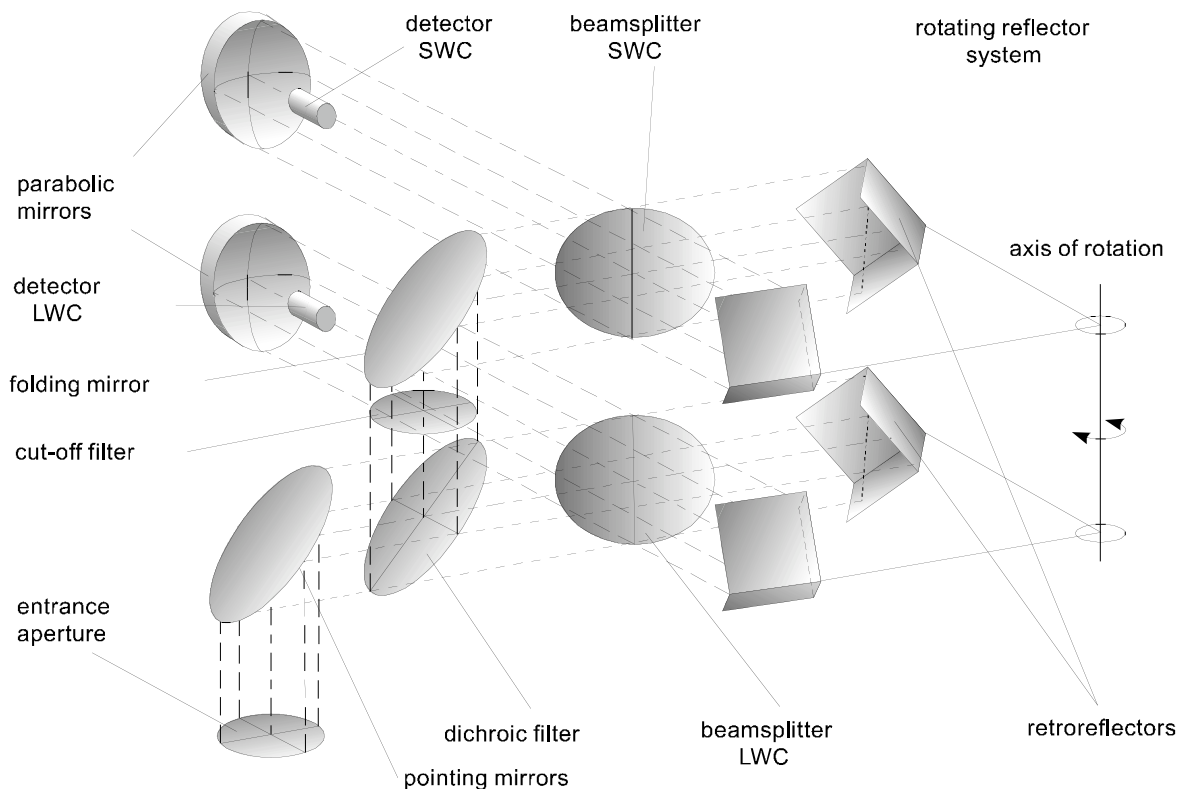


Figura 2.2 Schema ottico di PFS (Modulo O)

La radiazione ricevuta da Marte, indicata dalla radianza $I_{\nu, \text{Mars}}$, viene divisa a seconda del numero d'onda tra i due canali da un filtro dicromatico. Ci si riferirà ai due canali come canale a grandi lunghezze d'onda (LWC) e canale a corte lunghezze d'onda (SWC).

La radiazione all'interno di ogni canale viene divisa in due fasci ed è orientata verso una coppia di specchi cubici fissati al termine dei bracci di un doppio pendolo rigido. La rotazione del doppio pendolo intorno al suo asse determina la differenza nel percorso ottico dei due fasci, indicata con δ . Questa differenza di cammino ottico è due volte lo spostamento di ogni specchio cubico rispetto al divisore di fascio. Questo design permette la realizzazione di uno strumento

molto più compatto rispetto agli interferometri tradizionali [Hanel et al., 1972], a parità di prestazioni.

I due fasci interferiscono, producendo sul rivelatore una componente variabile, funzione del segnale in ingresso data da

$$i(\delta) = \int_0^{\infty} K_{\nu} (I_{\nu, Mars} - I_{\nu, instrument}) e^{j(2\pi\delta\nu)} d\nu \quad \text{Equazione 2.1}$$

dove $I_{\nu, instrument}$ rappresenta l'emissione termica propria dello strumento e K_{ν} è un fattore di responsività che tiene conto delle ottiche, del rivelatore e delle efficienze elettroniche in funzione del numero d'onda ν , il quale altro non è che la variabile coniugata alla differenza di cammino ottico δ tramite trasformata di Fourier. È presente anche un termine costante non dipendente da δ che viene automaticamente sottratto dal segnale in uscita dall'elettronica.

Il termine all'interno della parentesi nell' 2.1 rappresenta la variazione di energia netta osservata dal rivelatore in un intervallo infinitesimale di numeri d'onda. La funzione $i(\delta)$ viene chiamata interferogramma: l' 2.1 mostra che tramite la trasformata di Fourier è possibile ricostruire la I_{ν} una volta noto K_{ν} . In circostanze ideali un interferogramma è simmetrico intorno a $\delta = 0$, quindi la relativa trasformata di Fourier è reale e rappresenta lo spettro non calibrato con parte immaginaria nulla. Gli interferogrammi reali non sono generalmente simmetrici e devono essere simmetrizzati prima di eseguire la trasformata di Fourier tramite programmi numerici *ad hoc*, come quelli descritti in Forman et al. [1966].

A causa del numero limitato di punti su cui l'interferogramma viene campionato, tramite la teoria delle trasformate discrete di Fourier si dimostra [Davis et al., 2001] che lo spettro risultante è limitato in risoluzione così come in larghezza di banda. Indicando con $d\delta$ il passo di campionamento dell'interferogramma e $\Delta\delta$ la massima differenza ottica campionata, può essere dimostrato che la larghezza della banda spettrale massima ν_{max} , coperta dallo spettro è data da

$$\nu_{max} = \frac{1}{d\delta} \quad \text{Equazione 2.2}$$

e la risoluzione spettrale $d\delta$ è limitata da

$$dv \propto \frac{1}{\Delta\delta}$$

Equazione 2.3

Definendo la risoluzione spettrale come la *Full Width at Half Maximum* (FWHM, letteralmente larghezza a metà altezza) della funzione di trasferimento¹ in ogni punto nello spettro risultante, la costante di proporzionalità dell' 2.3 varia a seconda della funzione di apodizzazione² applicata all' interferogramma per ridurre il fenomeno dell'aliasing³.

Il passo di campionamento dell'interferometro è accuratamente controllato. Due diodi laser (uno per canale spettrale) emettono radiazioni monocromatiche effettuando lo stesso percorso ottico della radiazione proveniente dal pianeta. Rivelatori appositi (non indicati in Figura 2.2) misurano l'intensità del risultante interferogramma sinusoidale e forzano il campionamento dei canali scientifici dopo un numero prefissato di passaggi per lo zero del segnale di riferimento corrispondente (per l'LWC e l'SWC).

Grazie al suo design compatto, lo strumento PFS permette la copertura di un ampio intervallo di differenze di cammino ottico, producendo un passo di campionamento teorico massimo dello spettro di 1.0 cm^{-1} per entrambe i canali, in circostanze operative nominali. Durante la fase di calibrazione è stato possibile misurare la funzione di risposta per un segnale monocromatico, confermando, per spettri non apodizzati, la previsione di una risposta di tipo *sync* e un valore di 1.2 cm^{-1} per la risoluzione spettrale.

In ogni canale la banda spettrale è limitata sia dall' 2.2 sia dal comportamento di K_v , in quanto in alcune regioni spettrali il segnale si riduce al di sotto del livello del rumore. Le misure di calibrazione permettono di valutare la responsività dello strumento e fissare le bande spettrali

¹ *funzione di trasferimento*: rappresentazione matematica della relazione tra l'ingresso di un sistema e la risposta del sistema stesso, che in questo caso è l'interferometro stesso.

² *apodizzazione*: procedura per limitare gli effetti del cammino ottico finito degli specchi sullo spettro trasformato, consistente nel sostituire la convoluzione dell'interferogramma con una funzione a gradino (rappresentante il cammino ottico finito) con una funzione presentati variazioni più lievi, ottenendo un miglioramento della forma delle righe a scapito della risoluzione spettrale.

³ *aliasing*: è il fenomeno per il quale segnali analogici diversi possono diventare indistinguibili una volta campionati. L'aliasing può verificarsi sia nel tempo (aliasing temporale) che nello spazio (aliasing spaziale). Questo fenomeno può essere aggirato tramite l'applicazione del teorema di campionamento di Nyquist-Shannon, che fissa la minima frequenza di campionamento necessaria per evitare ambiguità nella ricostruzione del segnale.

operative, cioè $(250 \div 2000) \text{ cm}^{-1}$ per l'LWC e $(2000 \div 8200) \text{ cm}^{-1}$ per l'SWC. Le bande dei due canali corrispondono approssimativamente alle regioni spettrali dominate da emissione termica del pianeta e dalla riflessione della radiazione solare, rispettivamente.

2.2.2. Responsività e calibrazione

La calibrazione degli strumenti radiometrici spaziali è un'operazione molto complessa. Anche in una situazione perfettamente controllata in laboratorio, le incertezze possono provenire da varie fonti, in particolare:

La mancanza di sorgenti riproducibili: le sorgenti certificate, disponibili sul mercato, sono molto limitate, particolarmente nell'infrarosso termico. Anche quando disponibili, le informazioni realmente fornite circa le loro proprietà di funzionamento non sono esaurienti, ai fini di applicazioni di livello scientifico.

Ambiente termico: gli strumenti sono realizzati per avere prestazioni ottimali alle condizioni termiche previste nello spazio. Queste condizioni possono essere molto difficili da riprodurre in laboratorio. Inoltre, la degradazione dei sistemi di controllo termico può ridurre di molto le prestazioni e l'affidabilità dello strumento nello spazio, con modalità spesso ignote.

Comportamento inatteso dei componenti dello strumento (deviazione dalla linearità, disallineamenti ottici, etc.).

Il modello di volo di PFS è stato preliminarmente calibrato nelle strutture dell'IFSI, prima del lancio. Ciascuno dei potenziali problemi è stato tenuto in conto durante questa campagna. Gli scopi principali della calibrazione a terra sono stati:

- valutazione preliminare delle prestazioni dello strumento
- modellazione del comportamento dello strumento per produrre il software adatto alla calibrazione delle misure scientifiche su Marte
- piena caratterizzazione delle sorgenti interne di riferimento.

PFS ospita al suo interno due sorgenti di riferimento, cioè un corpo nero per la calibrazione sia dell'LWC sia per la regione a grandi lunghezza d'onda dell'SWC, e di una lampada ad incandescenza per la calibrazione della restante parte dell'SWC. Queste due fonti permettono una calibrazione accurata dello strumento nello spazio, in grado anche di tener conto della degradazione delle prestazioni con il tempo.

2.2.2.1. Long Wavelength Channel

La responsività K_v (Figura 2.3) di uno strumento lineare nella regione dell'infrarosso termico è data da

$$K_v = \frac{P_{v,X}}{I_{v,X} - I_{v,instrument}} \quad \text{Equazione 2.4}$$

dove $P_{v,X}$ è lo spettro non calibrato ottenuto misurando una fonte X con un radianza $I_{v,X}$. Si possono accoppiare due spettri (dati dalla 2.4) riferiti a due oggetti X e Y con radianze note differenti (vale a dire, corpi neri a temperature differenti) e, supponendo che l'emissione dello strumento in condizioni controllate e stabili rimanga la stessa, si risolve il sistema per ottenere

$$K_v = \frac{P_{v,X} - P_{v,Y}}{I_{v,X} - I_{v,Y}} \quad \text{Equazione 2.5}$$

I dati di PFS vengono calibrati utilizzando la stessa procedura durante il volo, considerando come X il corpo nero interno e come Y lo spazio profondo. L'assunzione sull'emissione strumentale costante risulta essere sempre valida grazie al design termico di PFS. L'osservazione dello spazio profondo permette di misurare direttamente il termine

$$K_v I_{v,instrument} = -P_{space,v} \quad \text{Equazione 2.6}$$

e quindi di calibrare le osservazioni di Marte nel modo seguente

$$I_{v,Mars} = \frac{P_{v,Mars}}{K_v} + I_{v,instrument} \cong \frac{P_{v,Mars} - P_{v,Space}}{K_v} \quad \text{Equazione 2.7}$$

Le fluttuazioni termiche in altre zone dello strumento possono inoltre influenzare le misure, a causa dell'emissione degli elementi ottici presenti prima del beamsplitter, dell'emissione riflessa dal rivelatore LWC e così via.

Il controllo dei profili termici dello strumento durante l'orbita intorno a Marte non ha finora indicato tendenze non compensate dal sottosistema di controllo termico, non rendendo necessario un modello più completo dell'emissione dello strumento, piuttosto che la semplice 2.6.

Generalmente il termine $I_{v,instrument}$ nell' 2.7 può essere espresso nella forma

$$I_{v,instrument} = \tilde{\epsilon}_{v,LWdet} B(T_{LWdet}) + \sum_i a_{v,i} \tilde{\epsilon}_{v,i} B(T_i) \quad \text{Equazione 2.8}$$

dove si separano esplicitamente i contributi di emissione termica da parte di:

- rivelatore dell'LWC (rappresenta l'emissività termodinamica del rivelatore), che nelle circostanze ideali dovrebbe essere il termine più importante
- altre regioni dello strumento, dove i coefficienti a_i tengono conto di percorsi ottici e fattori osservativi differenti.

In questo quadro lo spettro non calibrato, privo di rumore, è dato da:

$$P_{v,X} = \tilde{K}_v \left[\tau_v I_{v,X} - \tilde{\epsilon}_{v,LWdet} B(T_{LWdet}) + \sum_i a_{v,i} \tilde{\epsilon}_{v,i} B(T_i) \right] \quad \text{Equazione 2.9}$$

dove τ_v rappresenta la trasmissività di PFS alla radiazione entrante, nel percorso tra fonte esterna e rivelatore LWC.

Il numero di termini i nella sommatoria dell' 2.8 è difficilmente valutabile a priori. Un ulteriore sviluppo della procedura di calibrazione richiede alcune semplificazioni. Il metodo seguito da

Hanel et al.[1992] permette di pervenire a migliori risultati, nonostante l'interpretazione fisica dei termini utilizzati nello sviluppo non sia immediata.

L' 2.8 può essere rielaborata come

$$I_{v,instrument} = \tilde{\epsilon}_{v,LWdet} B_v(T_{LWdet}) + \sum_i \alpha_{v,i} \tilde{\epsilon}_{v,i} B_v(T_i) \approx \alpha B_v(T_{LWdet}) + (1 - \alpha) B_v(T_{instrument})$$

Equazione 2.10

dove α può avere valori compresi fra 0 ed 1. In generale questo parametro è una funzione della lunghezza d'onda, ma nel nostro caso è stata fatta un'ulteriore semplificazione al modello, ammettendo un valore costante su tutto l'intervallo spettrale coperto dall'LWC. $T_{instrument}$ è una media pesata delle temperature misurate all'interno del modulo ottico di PFS. Questo formalismo permette:

1. l'accoppiamento, tramite l' 2.10, di due osservazioni di sorgenti note e di calcolare simultaneamente K_v (Figura 2.3) e α come

$$\begin{pmatrix} \frac{1}{K_v} \\ \alpha_v \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} P_{v,X} & B_v(T_{LWdet,X}) - B_v(T_{instrument,X}) \\ P_{v,Y} & B_v(T_{LWdet,Y}) - B_v(T_{instrument,Y}) \end{pmatrix}^{-1} \begin{pmatrix} I_{v,X} - B_v(T_{instrument,X}) \\ I_{v,Y} - B_v(T_{instrument,Y}) \end{pmatrix}$$

Equazione 2.11

2. la calibrazione assoluta degli spettri tramite

$$I_{v,Mars} = \frac{P_{v,Mars}}{K_v} + I_{v,instrument} \cong \frac{P_{v,Mars}}{K_v} + [\alpha B_v(T_{LWdet}) + (1 - \alpha) B_v(T_{instrument})]$$

Equazione 2.12

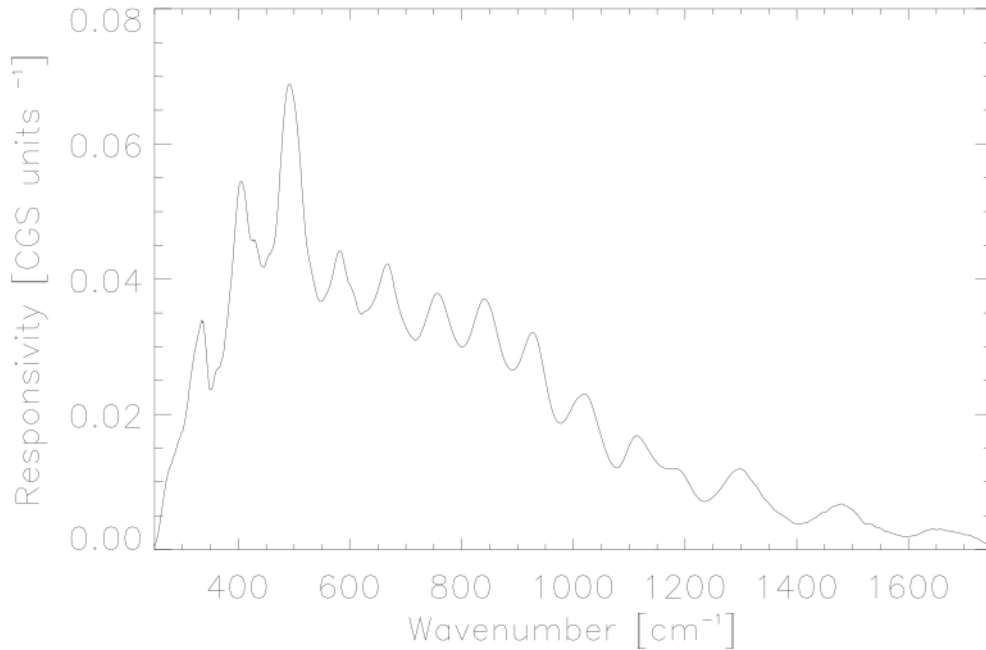


Figura 2.3 Responsività K_v del canale LWC (guadagno 0, temperatura ambiente). Le unità per l'asse y sono $1/(\text{erg}/(\text{cm}^2 \text{ sec ster cm}^{-1}))$. Gli spettri non calibrati sono misurati in unità digitali arbitrarie, derivando dalla trasformata di Fourier dell'interferogramma [Giuranna, 2003].

Una volta che gli spettri calibrati possono essere calcolati, diventa inoltre possibile valutare altre importanti quantità:

- Radianza equivalente del rumore (NER) dell'LWC (Figura 2.4). Se si considera un insieme di misure calibrate di PFS da una sorgente fissa, ad una data lunghezza d'onda, e si calcola lo scarto quadratico medio esso è, per definizione, l'errore casuale associato alla misura, in altre parole è il NER alla lunghezza d'onda considerata.
- Emissività del corpo nero interno (Figura 2.5). Questa quantità viene calcolata semplicemente come il rapporto fra la radianza calibrata osservata della sorgente interna e la radianza prevista per un corpo nero ideale alla medesima temperatura.

Finora è stata eseguita soltanto un'indagine parziale sugli errori sistematici di calibrazione. Gli errori sistematici di calibrazione possono provenire direttamente (tipo 1) o indirettamente (tipo 2) dalle fonti di errore esterne. L'ultimo tipo è collegato principalmente con gli errori $\Delta\epsilon_{\text{internalBB}}$ sui valori di emissività del corpo nero interno. Valori di $\Delta\epsilon_{\text{internalBB}}$ differenti da zero modificano ogni misura effettuata nello spazio, conducendo a valutazioni erranee di K_v (Figura 2.3) e α tramite l'eq. 2.11, dovute all'errore sui valori di $I_{x,v}$. Gli errori sistematici sugli spettri calibrati da Marte mostrano come il rapporto $I_{v,\text{retrieved}}/I_{v,\text{true}}$ aumenti verso grandi lunghezze d'onda. Inoltre, qualsiasi dipendenza di $\Delta\epsilon_{\text{internalBB}}$ dalla lunghezza d'onda produrrebbe, negli spettri calibrati, artifici non dovuti all'osservazione, ma allo strumento. Per $\Delta\epsilon_{\text{internalBB}} \sim 0.01$ l'entità degli errori di tipo 2 sulle radianze calibrate degli spettri da Marte è sempre più piccola del NER riportato in Figura 2.4, essendo relativamente meno importante per spettri di superficie ad alta temperatura ($\sim 0.25 \text{ erg}/(\text{sec cm}^2 \text{ ster cm}^{-1})$ a 270 K). Questi errori possono quindi essere trascurati nell'analisi di singolo spettro, ma devono essere considerati per spiegare artefatti osservati nell'analisi di medie di spettri.

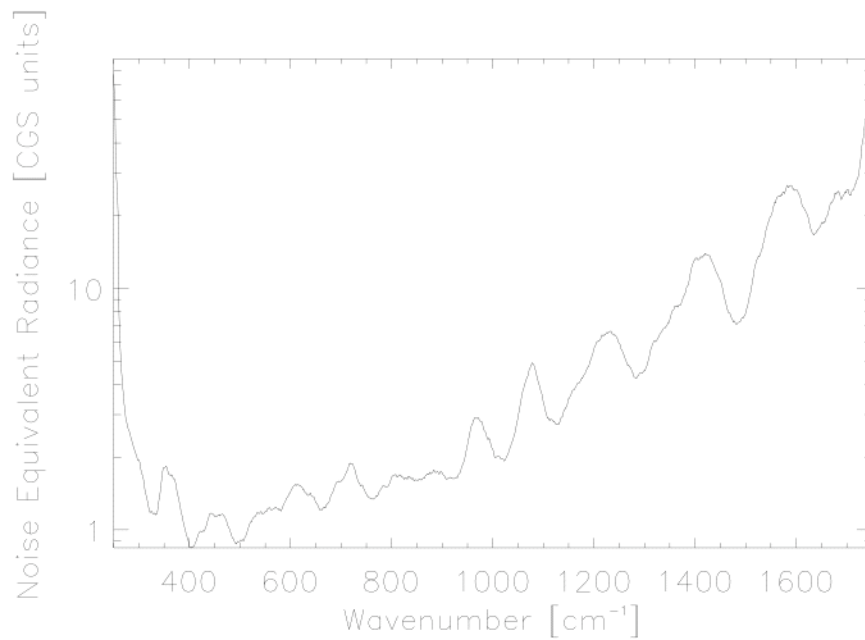


Figura 2.4 Radianza equivalente di rumore (NER) di PFS nell'LWC. Le unità nel sistema CGS sono $\text{erg}/(\text{cm}^2 \text{ sec ster cm}^{-1})$ [Giuranna, 2003].

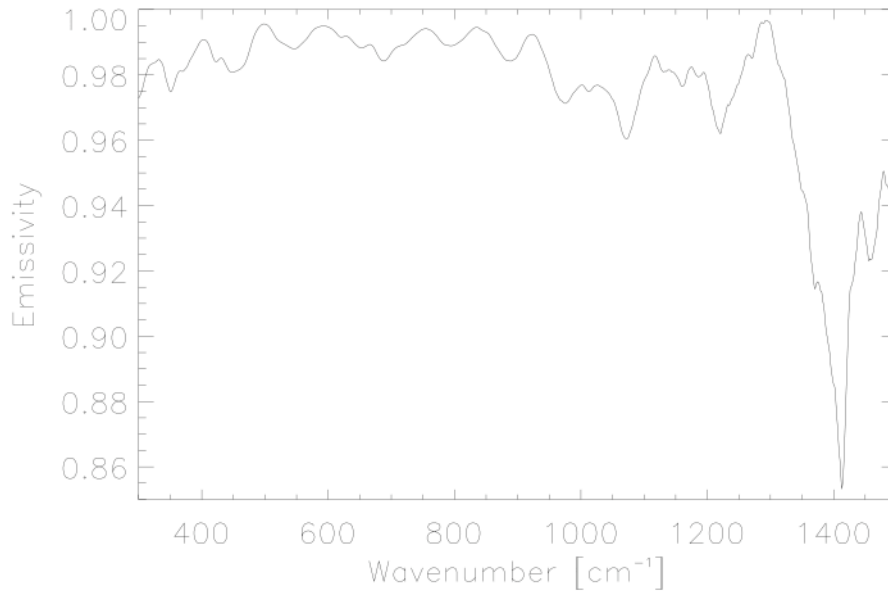


Figura 2.5 Emissività misurata per il corpo nero interno di PFS nell'LWC. L'emissività è una quantità adimensionale [Giuranna, 2003].

Potenziati fonti di errore di calibrazione, in volo così come nelle misure a terra, possono essere:

- *Modellazione degli errori.* Parecchi tentativi sono stati fatti per approssimare l' 2.8 con un modello fisicamente più significativo rispetto all' 2.10. Modelli numerici hanno dimostrato

che l'insieme dei dati di calibrazione acquisiti non è adatto per valutare la dipendenza delle emissività strumentali dalla lunghezza d'onda senza ulteriori vincoli. Migliori risultati sono raggiunti soltanto nelle regioni ad alto segnale $\{400 \div 900\} \text{ cm}^{-1}$ dove le deviazioni dall' 2.10 possono essere modellate come fluttuazioni del valore di α dell'ordine di 0.2. Il valore corrispondente di $\Delta\varepsilon_{\text{internalBB}}$ è approssimativamente di 0.01, con errori di calibrazione di tipo 2 con ordini di grandezza descritti in precedenza. In questo caso gli errori sistematici di tipo 1 che possono sussistere durante le misure nello spazio possono essere evitati fissando le temperature dello strumento durante le osservazioni e calibrando gli spettri da Marte usando l' 2.7 anziché l' 2.12. Se non viene tenuto conto di ciò, gli effetti degli errori di tipo 1 e di tipo 2, cumulati, possono produrre deviazioni nello spettro calibrato da Marte fino a circa $1 \text{ erg}/(\text{sec. cm}^2 \text{ ster cm}^{-1})$ a 150K, piccato intorno al massimo della funzione di Planck alla temperatura dello strumento (circa 600 cm^{-1}).

- *Errori sulle emissività delle sorgenti di riferimento.* Durante le calibrazioni si applica l' 2.12 alle osservazioni di un corpo nero esterno. In altre parole $I_{v,X}$ viene assunta uguale a $\varepsilon_{\text{referenceBB},v} B_v(T_{\text{reference, BB}})$. Si è dimostrato che per errori di $\Delta\varepsilon_{\text{referenceBB}}$ dell'ordine 0.005 (errore dichiarato dal produttore) vengono prodotti errori di

$$\Delta\varepsilon_{\text{internalBB}} \cong \frac{\Delta\varepsilon_{\text{referenceBB}}}{2} \quad \text{Equazione 2.13}$$

Questa fonte produce soltanto errori di tipo 2, che sono trascurabili una volta confrontati ad altre fonti precedentemente descritte.

- *Errori nelle temperature lette dalle termocoppie di PFS.* Esistono alcune indicazioni sulle deviazioni sistematiche nelle letture delle temperature di PFS di circa $2 \text{ }^\circ\text{K}$. Un errore di $1 \text{ }^\circ\text{K}$ nella temperatura dei rivelatori produrrebbe una lieve variazione nel valore ricavato dell'emissività del corpo nero interno durante la calibrazione ed una $\Delta\varepsilon_{\text{internalBB}}$ di circa 0.05. Tenendo conto della discussione precedente, l'entità degli errori di tipo 2 può ancora essere considerata trascurabile. Problemi molto più seri si possono presentare quando viene adottata l' 2.12. In questo caso, gli effetti congiunti di errori di tipo 1 e di tipo 2 possono indurre deviazioni sugli spettri da Marte fino a $3 \text{ erg}/(\text{s cm}^2 \text{ ster cm}^{-1})$ intorno al picco della funzione di Planck alla temperatura del rivelatore. Questi errori sono dovuti principalmente alle deviazioni dalle funzioni del Planck nell' 2.12. L'andamento in Figura 2.5, calcolato con il metodo sperimentale di correzione di temperatura precedentemente menzionato, sembra relativamente piatto, prima della caduta a 1200 cm^{-1} relativa al basso rapporto segnale/rumore, suggerendo che tali effetti siano realmente trascurabili.

2.2.2.2. Short Wavelength Channel

Le equazioni precedenti possono descrivere anche il comportamento dell'SWC fin tanto che il rivelatore rimanga in una regione di risposta lineare. La differenza principale fra i due canali risiede nel contributo di emissione termica dello strumento, che diventa sempre minore verso grandi numeri d'onda, ovvero quando il valore dell' 2.8 tende a 0. Nelle condizioni in cui finora PFS ha operato (temperatura di funzionamento nominale del rivelatore SWC), possiamo

considerare l'emissione termica dello strumento trascurabile per numeri d'onda maggiori di 3000 cm^{-1} . Questa assunzione facilita di molto l'analisi di questa regione spettrale dominata dalla radiazione solare, evitando di includere l'emissione strumentale nel modello. Le misure ottenute fino ad oggi permettono di calcolare la responsività ed il NER, come indicato in Figura 2.6 e Figura 2.7, così come l'emissività del corpo nero interno (questa ultima quantità è circa costante a tutte le lunghezze d'onda intorno a 0.99 e non verrà indicata).

La regione spettrale dominata dall'emissione termica ($< 3000 \text{ cm}^{-1}$) è influenzata dagli stessi errori di tipo 1 e 2 descritti in precedenza. Ora ci si trova nella "coda di Wien" della funzione di Planck, dove le radianze variano esponenzialmente con la temperatura; qui il segnale osservato da Marte varia fino a 5 ordini di grandezza. Diamo qui una breve panoramica delle principali fonti di errore in questa regione.

Modellare gli errori, descritti come fluttuazioni nel valore adottato di α , può produrre una variazione sistematica della curva di radianza verso bassi numeri d'onda. Una fluttuazione realistica può produrre errori fino a $1.5 \text{ ergs}/(\text{cm}^2 \text{ s ster cm}^{-1})$, a parità di valore del NER. Come spiegato per l'LWC, questi errori possono essere minimizzati con un accurato controllo termico durante la misura.

Un errore nel valore assunto di emissività del corpo nero di riferimento di 0.005 produrrebbe errori nel valore calcolato di emissività del corpo nero interno fino a 0.0015, a 2000 cm^{-1} . Il relativo errore calibrato della radianza ha un valore massimo di $0.006 \text{ ergs}/(\text{cm}^2 \text{ s ster cm}^{-1})$, ben al di sotto del NER nominale.

Gli errori relativi a uno spostamento sistematico di 1 K nella lettura delle termocoppie corrisponde a un massimo di $0.02 \text{ ergs}/(\text{cm}^2 \text{ s ster cm}^{-1})$ a 2000 cm^{-1} , ancora una volta al di sotto del NER.

Gli errori sistematici descritti in precedenza dipendono intimamente dalla forma della funzione di Planck dell'emissione termica e tendono a diventare rapidamente trascurabili verso i grandi numeri d'onda.

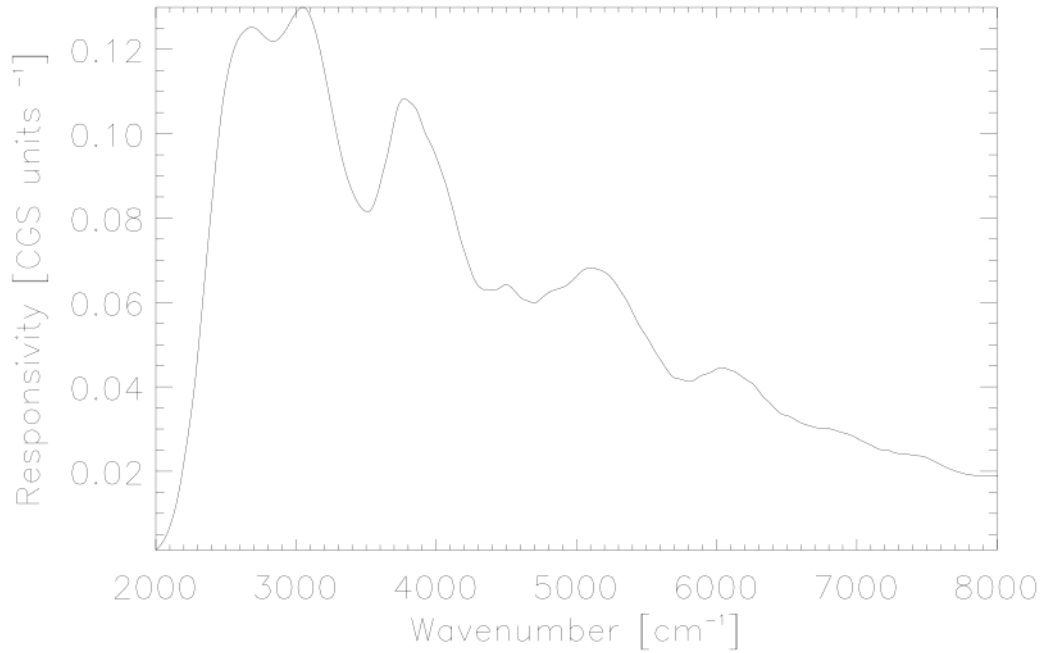


Figura 2.6 Responsività K , del canale SWC di PFS (guadagno 0, temperatura ambiente). Le unità sull'asse y sono $1/(\text{erg}/(\text{cm}^2 \text{ s ster cm}^{-1}))$ [Giuranna, 2003].

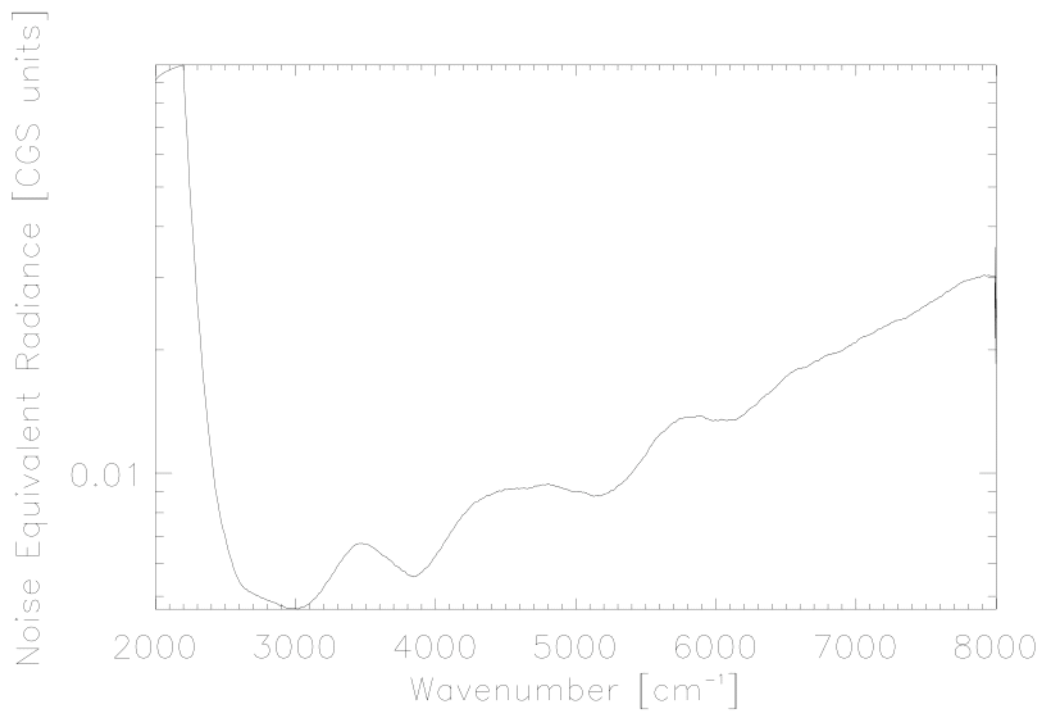


Figura 2.7 NER del canale SWC di PFS. Le unità CGS sono $\text{erg}/(\text{cm}^2 \text{ s ster cm}^{-1})$. I dati sono stati estrapolati per simulare la temperatura (200 K) ed il guadagno (3) nella fase operativa [Giuranna, 2003].

2.2.3. Campo di vista

Il campo di vista (Field Of View - FOV) di PFS per entrambe i canali è stato caratterizzato durante la campagna di calibrazione a terra. Il segnale dello strumento, prodotto da una sorgente costante, è stato misurato variando la direzione del fascio ricevuto. I FWHM delle funzioni risultanti permettono di definire senza ambiguità il campo di vista. L'LWC risulta possedere un campo di vista con un'apertura di 2.8 gradi, mentre l'SWC sottende soltanto 1.7 gradi. I due canali non sono perfettamente co-allineati, ma le deviazioni dei campi di vista sono estremamente ridotte; in modo tale le aree osservate simultaneamente dai due canali risultano quasi esattamente sovrapposte. Questi valori dei FOV corrispondono ad una dimensione sulla superficie da Marte rispettivamente di 12.7 km e di 7.7 km al pericentro (da circa 300 km, altezza nominale del pericentro dell'orbita della sonda). PFS non può compensare il movimento della sonda durante l'acquisizione dei dati e, considerando che per ogni misura occorrono circa 6 secondi, il FOV risultante dell'immagine produce delle ellissi allungate di 12.7 x 22.5 km e di 7.7 x 27.5 km al pericentro (Figura 2.1).

D'ora in avanti supporremo che le condizioni fisiche all'interno dei due FOV siano omogenee, o, in altre parole, che la risoluzione massima con cui possono essere osservate variazioni nelle condizioni del pianeta sia regolata dall'area dei campi di vista. Le condizioni dell'atmosfera sono supposte variare su una scala più grande dei FOV, ad eccezione per le variazioni di pressione relative alla topografia. D'altra parte, tenendo conto delle variazioni di albedo come traccianti delle caratteristiche della superficie, le immagini dalla Mars Orbiter Camera (MOC), a bordo del Mars Global Surveyor, hanno dimostrato una variabilità all'ordine dei 10^{-1} m, ben oltre la possibilità di qualsiasi spettrometro. Di conseguenza, è importante tenere presente che le quantità derivate, anche da singole misure, rappresentano in realtà una situazione media all'interno del FOV istantaneo.

2.2.4. Effetti dell'ambiente operativo spaziale sulle misure

Il lavoro di ricerca presentato in questa tesi si basa sull'utilizzo di radianze calibrate, che risultano essere sensibili ad altri effetti, oltre a quelli descritti nel processo di calibrazione. In particolare sono risultati essere presenti, in alcune circostanze in maniera significativa, effetti adducibili all'ambiente operativo in cui lo strumento si è trovato ad operare. Per poter valutare l'importanza di questi effetti nei dati osservativi sarà data una panoramica dei problemi affrontati e delle soluzioni adottate per correggerli. Una descrizione completa delle condizioni del satellite MEX è fornita nel documento di interfaccia *Mars Express Payload Interface Document* [Mars Express team, 1999].

2.2.4.1. Condizioni termiche

PFS si trova a dover soddisfare diversi requisiti termici simultaneamente. In particolare il rivelatore del canale SWC opera in condizioni termiche che prevedono un raffreddamento a 200-210 K, mentre il resto dello strumento deve trovarsi a una temperatura nominale di 285 K.

La temperatura del diodo laser di riferimento deve essere stabilizzata entro 0.1 K per poter assicurare che il movimento del doppio pendolo sia libero da problemi causati dalla non monocromaticità del laser. Anche il rivelatore del canale LWC ha bisogno di essere stabilizzato in temperatura, in quanto PFS si comporta come uno strumento differenziale sensibile cioè, nei dati calibrati, alle differenze termiche tra target e sorgente di riferimento interna. Tutte queste condizioni sono state verificate nello spazio durante la fase del Near Earth Verification (NEV), avvenuta appena dopo che la sonda ha abbandonato il nostro pianeta. La temperatura del diodo laser risulta essere sempre ben controllata e stabile garantendo un andamento ottimale del moto del doppio pendolo.

Anche le temperature dei sensori di entrambe i canali sono strettamente controllate e monitorate, sia da sensori propri del satellite che dello strumento.

2.2.4.2. Vibrazioni

PFS possiede tre sezioni meccaniche che possono muoversi ed essere influenzate da vibrazioni esterne.

La prima sezione è il sistema di blocco, un attuatore in paraffina che è utilizzato per bloccare il pendolo durante il lancio o durante altre manovre estreme, quali il carico e lo scarico dei giroscopi inerziali responsabili del mantenimento dell'orientazione del satellite. Tale blocco in tutta la missione non ha mai manifestato malfunzionamenti.

Un secondo importante meccanismo è il sistema di puntamento dello specchio esterno che può assumere 8 diverse posizioni attorno al punto di riposo (o di chiusura, in quanto protegge i moduli interni dall'esposizione allo spazio esterno).

Il terzo meccanismo è lo stesso doppio pendolo, che possiede un solo motore per i pendoli dei due canali. La velocità del motore, che deve essere mantenuta il più possibile costante, è controllata da un sistema che, tramite l'interferogramma del diodo laser, genera un segnale costante. Il segnale generato dall'interferogramma del diodo laser è un'onda sinusoidale che viene utilizzata a sua volta per campionare l'interferogramma della radiazione dell'atmosfera di Marte e che nello stesso tempo controlla la velocità del pendolo.

Durante i test in volo dello strumento, il tempo che intercorre tra due successivi passaggi per lo zero del segnale sinusoidale rappresenta una misura della periodicità e, quindi, della qualità del moto del pendolo. Una non corretta temperatura del diodo laser può occasionalmente generare un segnale non monocromatico che può essere rilevato durante i test.

Durante lo svolgimento della missione sono stati osservati vari disturbi meccanici, dovuti probabilmente all'interazione con elementi attivi della sonda o al funzionamento di altri strumenti presenti nel carico scientifico utile di Mars Express.

In particolare una serie di vibrazioni meccaniche è stata osservata a 10, 104 e 570 Hz. Occasionalmente appaiono armoniche di queste frequenze alla metà e al doppio dei valori.

La Figura 2.8 mostra la deviazione standard per una media di 100 spettri di osservazioni dello spazio esterno (una sorgente quindi stabile), quando si faccia variare la velocità del doppio pendolo: se studiamo queste osservazioni e la loro deviazione standard come una funzione della velocità del doppio pendolo, si può individuare una possibilità per evitare di introdurre strutture spurie nei dati a causa delle vibrazioni.

Quando la velocità del doppio pendolo corrisponde a una frequenza di 2500 Hz si osservano chiaramente tre disturbi intorno a 1800 cm^{-1} , ma portando la frequenza a 2000 Hz, essi si spostano verso numeri d'onda maggiori. In questo modo il primo picco risulta trovarsi al di fuori dall'intervallo spettrale di PFS. A 3000 Hz i disturbi appaiono in un gruppo più compatto verso

numeri d'onda più bassi. Allo stesso modo, a 1500 Hz essi sono completamente fuori dell'intervallo di misura di PFS.

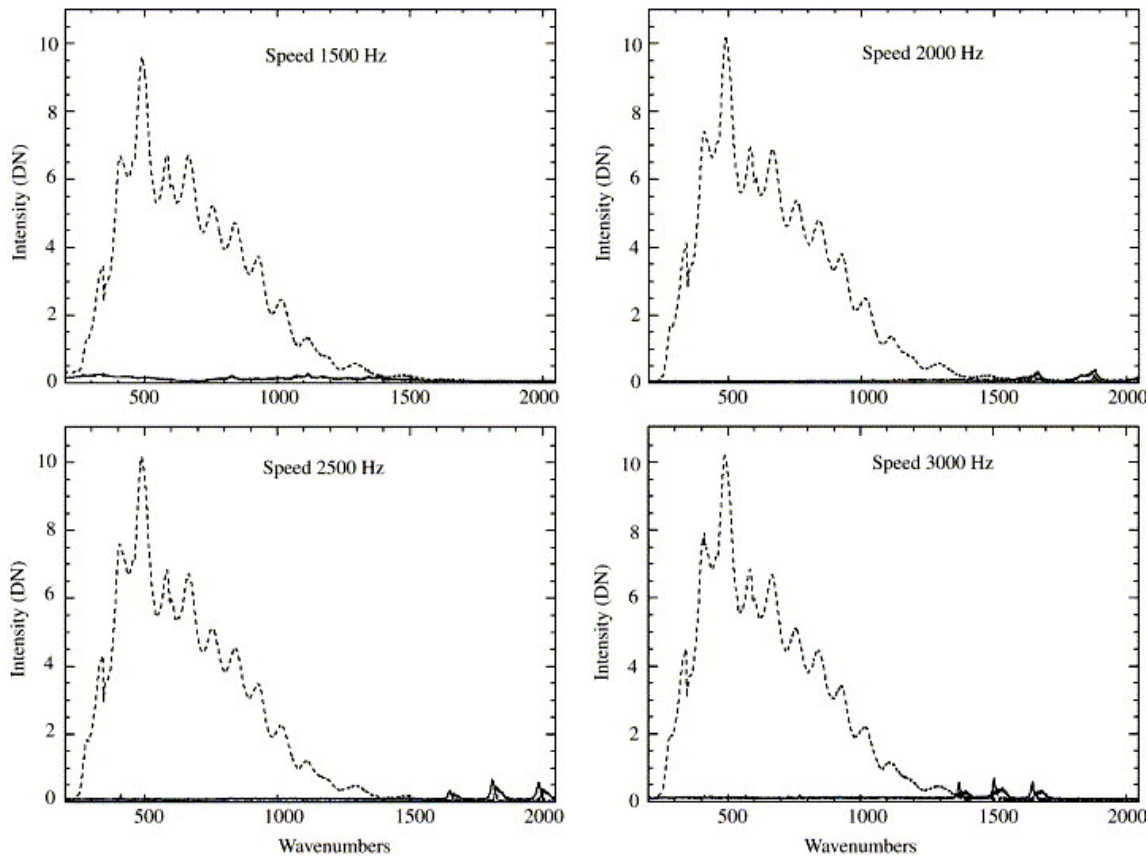


Figura 2.8 Effetto delle vibrazioni sugli spettri misurati da PFS, al variare della velocità del doppio pendolo.

Le vibrazioni meccaniche hanno anche un altro effetto sullo strumento: esse producono un disallineamento delle ottiche, specialmente negli specchi cubici. Il risultato di questo fenomeno è una progressiva riduzione della qualità del segnale, non risolvibile in nessun modo da terra. Fino ad oggi questo disturbo non ha ancora provocato effetti apprezzabili nelle osservazioni, ed è rilevabile solo tramite analisi dedicate.

2.2.4.3. Contaminazioni dalla sonda

Come si può osservare nella Figura 2.9, tra i numeri d'onda compresi fra 2800 e 3000 cm^{-1} le osservazioni esibiscono una forte banda spettrale, assente nelle misure di laboratorio. La spiegazione più plausibile per questo comportamento è la presenza, durante il lancio o il trasporto dello strumento stesso, di un agente contaminante, probabilmente sullo specchio di puntamento, il più esposto all'ambiente esterno.

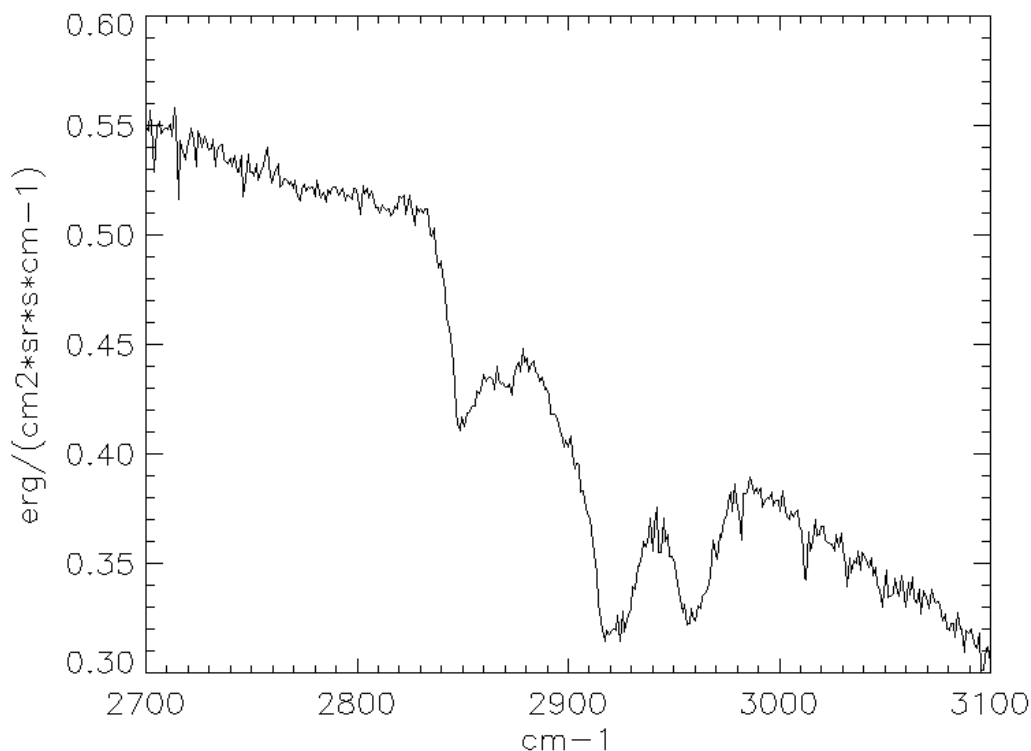


Figura 2.9 Effetto osservato della contaminazione degli specchi di puntamento di PFS.

Questa contaminazione è compatibile con la presenza di un idrocarburo (o una miscela di idrocarburi), con bande che corrispondono alle transizioni note delle molecole di CH_2 e CH_3 . La forma di queste bande è rimasta pressoché costante durante l'intera missione, e quindi può essere corretta in fase di calibrazione dei dati.

2.2.5. Osservazioni effettuate dallo strumento

Il processo di acquisizione dei dati è regolato dal *Mars Express Mission Planning*, che pianifica le operazioni scientifiche in 3 diversi intervalli:

- a lungo termine (LTP), pianificazione delle osservazioni di tutta la missione.
- a medio termine (MTP), pianificazione per circa un mese terrestre.
- a corto termine (STP), possibili cambiamenti settimanali, a seconda delle necessità immediate della missione.

Lo strumento PFS ha iniziato la sua campagna osservativa il 10 gennaio 2004 ed i relativi dati sono stati archiviati nel database in base ai rispettivi MTP's. All'interno di ogni sezione dell'archivio si trovano i dati relativi a tutte le orbite che sono state pianificate per quel periodo osservativo, cioè per ogni intervallo di MPT; mediamente diverse centinaia di orbite. Per ogni orbita PFS acquisisce da 200 a 300 spettri circa, a seconda dei limiti operativi imposti da fonti esterne (condizioni termiche, energetiche, periodo di alta interferenza da vibrazioni).

Ogni spettro misura la radiazione emergente dall'atmosfera e dalla superficie nei due diversi canali. Il canale LWC copre efficacemente la regione termica tra 250 e 2000 cm^{-1} mentre il canale SWC misura la radiazione tra 2000 e 8200 cm^{-1} , dove l'emissione termica domina la

regione con numeri d'onda inferiori a 2500 cm^{-1} e la radiazione solare prevale tra 2500 e 8200 cm^{-1} . Per ciascun canale, la risoluzione spettrale raggiunta è dell'ordine di 1.3 cm^{-1} .

Il campo di vista istantaneo per il canale LWC risulta essere di circa 12.2 km di diametro, alla quota nominale di MEX al pericentro di 300 km , mentre per SWC risulta essere circa 7.4 km .

Dopo la calibrazione, la quantità effettivamente ottenuta dagli spettri è la radianza, in questa trattazione ottenuta in $\text{erg}/(\text{s}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{sr}\cdot\text{cm}^{-1})$, in funzione dei numeri d'onda in cm^{-1} .

PFS ha acquisito dati osservando il pianeta in tre modalità osservative differenti, chiamate:

- NADIR
- LIMBO
- SPOT POINTING

Il metodo di osservazione a NADIR si ottiene quando la linea di vista dello strumento è perpendicolare alla superficie osservata del pianeta (angolo di incidenza = 0 deg). In questo tipico modo osservativo (oltre il 97% delle osservazioni) si ottiene una maggior risoluzione orizzontale rispetto alla risoluzione verticale.

Il metodo di osservazione al LIMBO si ottiene quando la linea di vista dello strumento non interseca la superficie osservata del pianeta, permettendo osservazioni della sola atmosfera. In questo modo osservativo si ottiene una maggior risoluzione verticale rispetto alla risoluzione orizzontale.

Infine il metodo di osservazione SPOT POINTING o osservazione di Emission Phase Function (EPF) si ottiene osservando uno stesso punto alla superficie, facendo variare gli angoli di fase, attraverso la variazione degli angoli di emissione (angolo che forma la linea di vista dello strumento con la normale locale). Quest'ultimo metodo è utilizzato per caratterizzare la funzione di fase di scattering della superficie e degli aerosol.

La Figura 2.10 e la Figura 2.11 riportano alcuni parametri che descrivono le osservazioni effettuate fino ad oggi, all'incirca 430.000 misure. Si nota come l'intervallo di tempo locale sia stato efficacemente coperto dalle osservazioni, mentre le stagioni presentano periodi di non operatività, nel secondo e terzo anno marziano di operazioni, dovuti a malfunzionamenti temporanei sia del satellite che dello strumento e a periodi di manovre orbitali (correzioni di orbita). Si deve tener presente che questi dati rappresentano tutte le osservazioni raccolte in tutte le modalità operative e che solo una porzione è stata analizzata e sottoposta al processo di calibrazione, come sarà mostrato nel seguito.

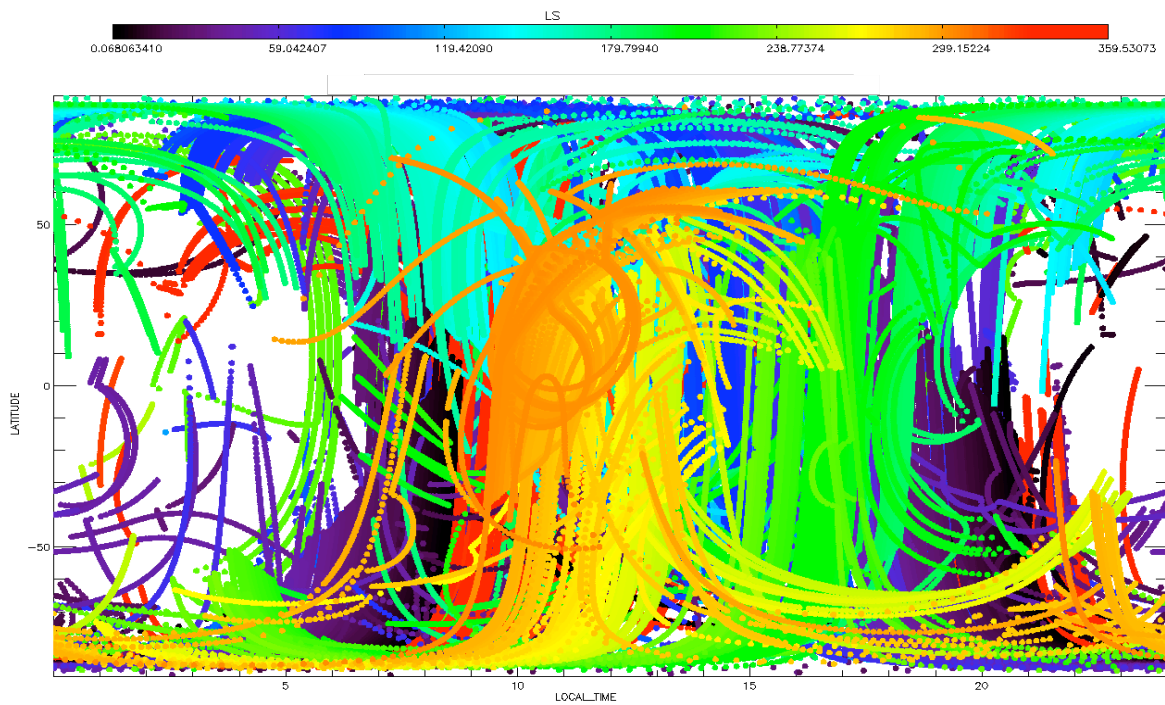


Figura 2.10 Osservazioni di PFS effettuate fino ad oggi. In ordinata è riportata la latitudine alla superficie del centro del campo di vista, in ascissa il tempo locale nel sito osservato. L'indice di colore rappresenta la stagione marziana, quantificata dalla longitudine solare.

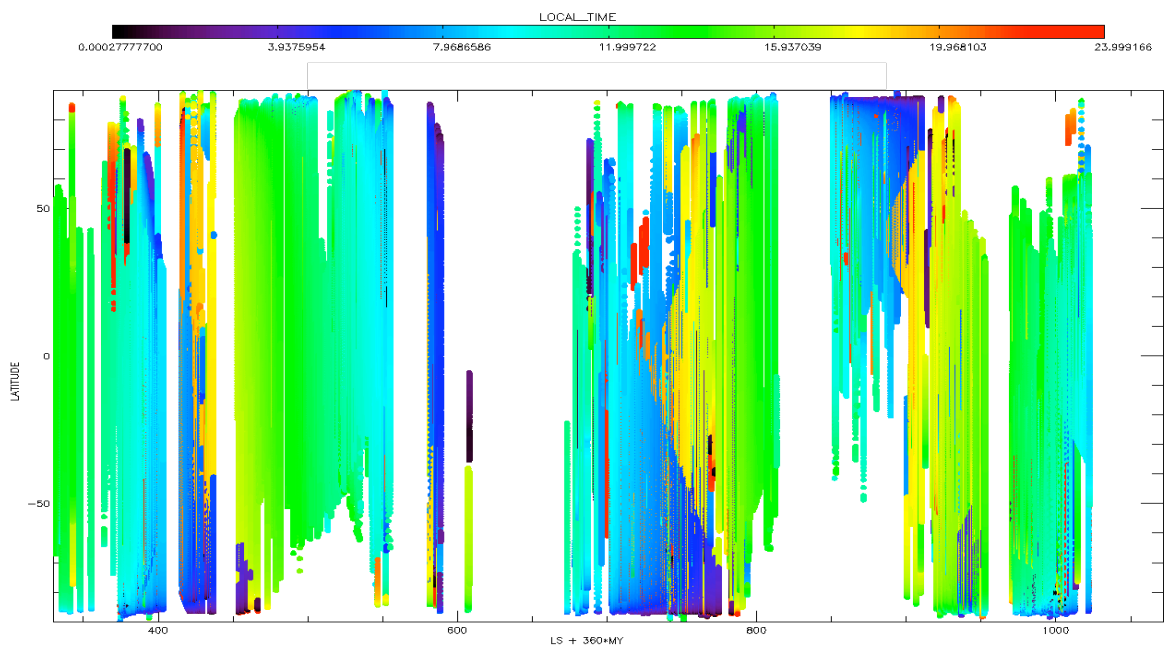


Figura 2.11 Osservazioni di PFS effettuate fino ad oggi. In ascissa è riportata la longitudine solare maggiorata di 360° per ogni anno marziano successivo all'inizio della missione, in ordinata è riportata la latitudine alla superficie del centro del campo di vista. L'indice di colore rappresenta il tempo locale. Si notano chiaramente degli intervalli di non operatività, nel secondo e terzo anno marziano di operazioni.

2.3. Bibliografia

Christensen, P. R. et al., Mars Global Surveyor Thermal Emission Spectrometer experiment: Investigation description and surface science results, *Journal of Geophysical Research*, Volume 106, Issue E10, pp.23823-23872, 2001.

D'Amore, M., MEX-PFS Planetary Science Archive Interface Control Document, MEX-PFS-PSA-ICD-24, 2007

Davis, Sumner P., Abrams, Mark C. e Brault, James W., *Fourier Transform Spectrometry*, Academic Press, San Diego, California, USA, 2001.

Forman M.L., Steel W.H., Vanasse G.A., Correction of asymmetric interferograms obtained in Fourier spectroscopy, *J. of the Optical Soc. Of America*. Vol. 56, 59-63, 1966.

Formisano, V. et al., Mars Express: Planetary Fourier Spectrometer instrument calibration report vol. I, IFSI Internal note, 2002.

Formisano, V. et al., Mars Express: Planetary Fourier Spectrometer instrument calibration report vol. II, IFSI Internal note, 2003.

Formisano, V. et al., PFS: a Fourier spectrometer for the study of Martian atmosphere, *Advances in Space Research*, Volume 19, Issue 8, p. 1277-1280., 1997.

Formisano, V., and the PFS team, PFS technical documentation, disponibile presso <http://pfsweb.ifsir.rm.cnr.it/fmiqar.html>, 2003.

Giuranna, M., Calibrazione dell'interferometro PFS per la missione ESA "Mars Express", degree thesis, Università La Sapienza, Roma, 2003.

Hanel, R. A. et al., Mariner 9 Michelson Interferometer, *Appl. Opt.*, vol. 11, p. 2625-2634, 1972.

Hanel, R. A., Conrath, B. J., Jennings, D. E.; *Exploration of the Solar System by Infrared Remote Sensing*, Cambridge University Press, 1992.

Hawkins, G. J., Space Exposure of Infrared Filters and Materials on the NASA Long Duration Exposure Facility (LDEF), PhD thesis, University of Reading, 1991.

Herzig, H., Toft, A. R., Fleetwood, C. M., Long-duration orbital effects on optical coating materials, *Applied Optics*, vol. 32, no. 10, p. 1798-1804., 1993.

Mars Express team, Mars Express Interface document (MEX-MMT-SP-0007), chapter 2, available at: <http://pfsweb.ifsir.rm.cnr.it/documenti/MMS/PID%20A/pida7.pdf>, 1999.

Saggin, B., PFS thermal analysis, available at pfsweb website, Document "pfs-iqar-15", 2001.

Saggin, B., PFS General Meeting 2003 presentation, Lecce, 2003.

Capitolo 3. Modellistica e Metodologie d'indagine

Dopo aver descritto nel dettaglio lo strumento che ha acquisito i dati che sono stati analizzati per il presente lavoro di ricerca, verranno ora discussi e analizzati alcuni strumenti teorici e tecniche di elaborazione che permettono di studiare in dettaglio gli aspetti legati alla dinamica atmosferica del pianeta.

La sezione iniziale fornisce una descrizione sintetica della teoria che permette di studiare dati interferometrici ottenuti in osservazioni di atmosfere planetarie, analizzando le varie componenti che concorrono a costituire il segnale misurato.

Viene poi trattata l'analisi delle componenti della circolazione nell'atmosfera marziana, così come sono note grazie alle osservazioni acquisite dal gran numero di strumenti che hanno osservato Marte nelle ultime decadi. Vengono presentati, in particolare, i caratteri peculiari dell'atmosfera di Marte rispetto a quella terrestre.

Inoltre viene esposta la base teorica che permette di stimare i parametri atmosferici di interesse per questo studio sfruttando dati spettroscopici, enfatizzando gli aspetti che possono essere analizzati dai dati a nostra disposizione. Vengono altresì discussi i limiti delle necessarie approssimazioni effettuate per ricavare le informazioni sulla circolazione marziana.

La sezione teorica viene completata da una descrizione del modello di circolazione, di derivazione terrestre, più accurato oggi esistente. Il modello di circolazione globale marziana, sviluppato dagli istituti Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD) e dal dipartimento di Atmospheric, Oceanic and Planetary Physics (AOPP) dell'Università di Oxford descrive efficacemente le caratteristiche dell'atmosfera marziana, e verrà utilizzato quale riferimento per la comparazione critica con i risultati ottenuti, nel capitolo successivo.

La sezione sulle tecniche di elaborazione espone le metodologie che verranno utilizzate per stimare i parametri atmosferici dai dati, ed i limiti del processo. Verrà analizzata una nuova tecnica di inversione sviluppata nell'Istituto di Fisica dello Spazio Interplanetario, che presuppone l'utilizzo del GCM (General Circulation Model) dell'LMD/AOPP per stimare i parametri di interesse tramite l'applicazione del formalismo Bayesiano.

Questa tecnica non ha ancora subito una validazione estesa. Per verificare il processo si è provveduto a sviluppare una serie di tecniche alternative, basate su approccio statistico, che provvedono a dare una conferma indipendente della validità dal metodo di inversione adottato. Le tecniche di Factor Analysis e di Target Transformation utilizzate permettono di valutare parametri quali il carico di aerosol in atmosfera, che possono essere direttamente confrontati con le corrispondenti stime del processo di inversione adottato.

3.1. Trasporto di radiazione in atmosfere planetarie

L'intervallo spettrale definito come regione infrarossa deve la sua definizione operativa ai vincoli osservativi dei primi rivelatori di radiazione elettromagnetica e, di conseguenza, può variare tra autori differenti. In questo lavoro sarà considerata una banda con lunghezza d'onda indicativamente tra 1 e 100 μm .

Lo studio della radiazione infrarossa proveniente da corpi planetari consente di ottenere informazioni essenziali. Infatti nell'infrarosso cadono le più significative strutture in riflessione e trasmissione dei minerali e le bande roto-vibrazionali di svariate molecole di primario interesse nello studio delle atmosfere planetarie. Questi aspetti possono fornire informazioni sul tipo di componenti presenti nell'ambiente in esame, così come sul loro stato fisico-chimico.

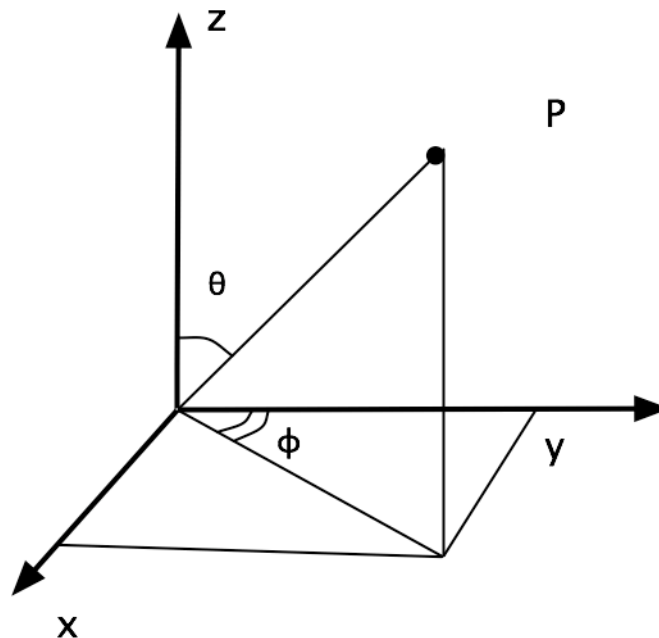


Figura 3.1 Sistema di riferimento adottato. Il segmento dall'origine al punto P (l'osservatore) definisce la direzione di propagazione dei fotoni. Il piano X-Y rappresenta la superficie del pianeta.

Se definiamo la radianza, o intensità, I_ν di un campo di radiazione elettromagnetica come l'energia dE_ν associata ai fotoni con numero d'onda compreso tra ν e $\nu+d\nu$, con direzione della velocità compresa in un angolo solido $d\omega$ intorno al verso di propagazione, che attraversano un'area dA in un tempo dt , possiamo descrivere l'energia trasportata dai fotoni come:

$$I_\nu \stackrel{def}{=} \frac{dE_\nu}{\cos \theta \cdot d\omega \cdot d\nu \cdot dA \cdot dt} \quad \text{Equazione 3.1}$$

essendo dA l'area la cui normale forma un angolo θ con la direzione di propagazione della radiazione. In base alla definizione della radiazione rispetto alla direzione di propagazione, è appropriato utilizzare un sistema di riferimento polare (vedere Figura 3.1) nel quale il piano X-Y rappresenta la superficie del pianeta, con l'asse X arbitrariamente orientato verso il nord. L'origine del sistema di riferimento coincide in questo modo con la posizione occupata dalla sorgente di radiazione sulla superficie, mentre la posizione P rappresenta l'osservatore o lo strumento di misura. La direzione di propagazione può quindi essere definita senza ambiguità dai parametri ϕ e θ o, più comunemente da ϕ e $\mu \equiv \cos(\theta)$. Stabilite queste convenzioni, la radianza può essere definita in qualsiasi punto dello spazio come funzione degli angoli ϕ e θ e del numero d'onda ν .

Una volta che la direzione di propagazione definita dalla coppia di angoli (ϕ, μ) sia stata fissata, in una qualsiasi coppia di punti distinti sulla retta identificata dalla direzione di propagazione la radianza $I_\nu(\phi, \mu)$ ha sempre il medesimo valore, a condizione che nessuna fonte di radiazione o nessun elemento dispersore o assorbitore sia interposto tra questi punti. In quest'ultimo caso è possibile, conoscendo le caratteristiche del materiale interposto, stabilire il valore della I_ν o, equivalenemente, è possibile risalire alle caratteristiche del materiale quando siano note le caratteristiche della I_ν .

3.1.1. Effetto della superficie

La superficie di un sistema in grado di assorbire completamente qualsiasi radiazione incidente e trasformarla in energia termica interna, detto corpo nero ideale, emette radiazione elettromagnetica che può essere descritta dalla funzione di Planck

$$I_\nu(\mu, \phi) = \frac{2hc^2\nu^3}{e^{\frac{h\nu}{kT}} - 1} \equiv B_\nu(T) \quad \text{Equazione 3.2}$$

L'emissione di radiazione termica da parte delle superfici planetarie è il fattore principale che concorre alla radiazione proveniente dai pianeti nell'intervallo spettrale tra 100 e 2000 cm^{-1} (cioè tra 100 e 5 μm), circostanza verificata in particolar modo per quei corpi planetari che posseggono atmosfere otticamente sottili, come Marte, Terra, Mercurio ed altri corpi come Titano, dove la radiazione proveniente dal Sole interagisce anche con la superficie e non viene completamente assorbita o diffusa dall'atmosfera. Questo intervallo spettrale è stato adeguatamente osservato dallo strumento Planetary Fourier Spectrometer nel suo canale maggiormente caratterizzato e studiato, il canale Long, e per il quale si dispone della maggior mole di dati scientifici adatti ad analisi scientifiche.

Una superficie planetaria reale non si comporta come un corpo nero ideale e, quindi, la radiazione emessa viene descritta in maniera più appropriata utilizzando una funzione ϵ , che tenga conto della deviazione dal comportamento ideale, che permette di poter descrivere il sistema reale in esame come

$$I_\nu(\mu, \phi) = \epsilon(\nu, \mu, \phi) \cdot B_\nu(T_{\text{surface}}) \quad \text{Equazione 3.3}$$

dove la funzione di Planck risulta modulata dalla funzione ϵ , nota come remissività. Per definizione, ϵ risulta sempre minore di 1 (il valore 1 per ϵ , per una data ν , implica che a quel numero d'onda la superficie si comporta come un corpo nero ideale). L'emissività dipende da

svariati fattori: in primo luogo la composizione mineralogica e lo stato fisico di aggregazione dei componenti del suolo (Salisbury et al. [1991], Hapke [1981, 1993]). Da considerazioni termodinamiche si evince che l'emissività risulta collegata alla riflettività r , di una superficie otticamente spessa rispetto alla radiazione incidente, dalla legge di Kirchhoff:

$$\varepsilon(\nu, \mu, \phi) = 1 - r(\nu, \mu, \phi) \quad \text{Equazione 3.4}$$

La riflessione della radiazione solare da parte dalle superfici planetarie è un fattore chiave per la descrizione della radiazione planetaria osservata per numeri d'onda maggiori di 2500 cm^{-1} (sempre nell'ipotesi di corpi planetari con un'atmosfera otticamente sottile). La riflessione da parte di una superficie non compatta, come ad esempio il regolite (strato di materiale roccioso poco legato, risultante da diversi processi di alterazione del sottostante strato roccioso) che rappresenta larga parte delle superfici dei corpi del sistema solare, può avvenire in due modi differenti (Figura 3.2). Si è in presenza di *riflessione superficiale* quando un raggio incidente interagisce e viene riflesso dalla superficie esterna delle particelle di minerale (regolite superficiale o in sospensione in atmosfera) così come di ghiaccio d'acqua, senza penetrare al loro interno. Si parla invece di *dispersione di volume* quando i raggi sono rifratti all'interno, interagendo con il materiale che costituisce il volume interno delle particelle, ed in seguito riflessi.

Una superficie che delimiti un volume regolare e semi-infinito, cioè senza fratture o altre imperfezioni, provoca soltanto riflessione di superficie. In questo caso l'effetto della riflessione sulla radiazione incidente, in funzione di μ e ϕ , può essere calcolato direttamente dalle equazioni di Fresnel e la dipendenza da ν deriva direttamente dal comportamento degli indici di rifrazione n dei materiali [Hanel et al., 1992].

Queste quantità possono essere espresse dalla relazione seguente

$$n(\omega) = n_r(\omega) + in_i(\omega) = \sqrt{\left[1 + \frac{Nq^2}{m\varepsilon_0} \sum_j \frac{s_j}{\omega_j^2 - \omega^2 - i\omega d_j}\right]} \quad \text{Equazione 3.5}$$

essendo ω la frequenza della radiazione e n l'indice di rifrazione del materiale in esame.

Inoltre questa espressione contiene termini, come $Nq^2/m\varepsilon_0$, legati alla polarizzazione del materiale e tiene conto esplicitamente dei legami fra gli atomi del materiale interagente con la radiazione, schematizzandoli come una serie di oscillatori armonici, ciascuno caratterizzato dalla propria frequenza ω_j , termine di smorzamento d_j e peso relativo s_j .

Dall'Equazione 3.5 si deduce che n_r è il valore massimo per $n(\omega)$ (al quale corrisponde un minimo per la riflettività) e che si ottiene per un valore di ω corrispondente a ω_j . Lo scenario interpretativo si complica quando si considerano superfici composte da particelle slegate, come generalmente sono le superfici planetarie (come le regoliti, già menzionate). In questa situazione l'assorbimento e la dispersione da parte del volume interno diventa predominante rispetto ai fenomeni di riflessione superficiale. Le riflessioni da parte degli strati inferiori si possono osservare quando le dimensioni delle particelle raggiungano lo stesso ordine di grandezza del cammino libero medio dei fotoni, cioè quando il percorso medio effettuato da un fotone nel materiale prima di venire assorbito eguaglia le dimensioni geometriche delle particelle in esame.

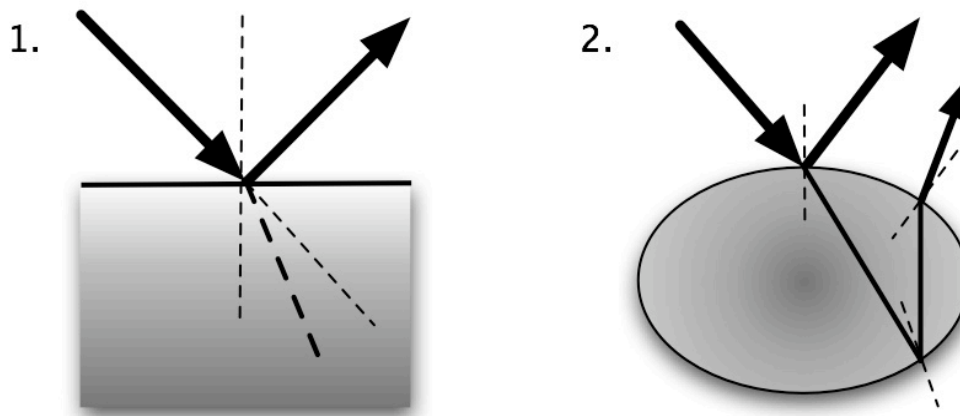


Figura 3.2 Riflessione di un'onda elettromagnetica da parte una superficie solida. *Caso 1.* Il diametro della particella è molto più grande del cammino libero medio del fotone nel materiale. La componente rifratta (linea tratteggiata) è completamente assorbita. *Caso 2.* Il diametro della particella è molto più piccolo del cammino libero medio del fotone nel materiale, quindi la componente rifratta può essere riflessa da altre discontinuità nel materiale e sfuggire dalla superficie, producendo una componente diffusa orientata casualmente.

Descrivere la riflettività analiticamente in questa situazione è estremamente complicato, a causa degli effetti delle riflessioni e delle rifrazioni che avvengono negli interstizi vuoti tra le particelle. Generalmente, una diminuzione del diametro medio delle particelle produce un aumento della riflettività, a causa di un aumento della radiazione diffusa, in quelle regioni dove l'emissione termica risulti trascurabile rispetto alla radiazione incidente. In particolare nell'infrarosso termico, le cavità formate dai vuoti inter-granulari fungono da corpi neri quasi ideali, aumentando l'emissività (ossia diminuendo la riflettività) quando si abbia una diminuzione delle dimensioni medie delle particelle.

Le proprietà di riflettività e di emissività sono descritte efficacemente soltanto da modelli empirici. La dipendenza della r dalla direzione, cioè da μ e ϕ , è molto debole per le superfici di interesse geologico, a causa della presenza, lungo lo stesso percorso di osservazione, di componenti provenienti da altre direzioni (diffuse o riflesse). La radiazione termica può essere modellata in maniera soddisfacente dall'emissività emisferica, condizione che permette di stimarla tramite l'integrazione del campo diffuso in ogni possibile direzione. Per la radiazione solare riflessa viene comunemente adottato il modello Lambertiano: in questa approssimazione la superficie agisce come uno schermo diffusore ideale. Definendo $F(\nu)$ il flusso di radiazione solare incidente, con numero d'onda ν e con coseno dell'angolo fra la direzione di incidenza della radiazione e la normale alla superficie uguale a μ' , si può esprimere l'intensità della radiazione riflessa nella direzione θ come

$$I_{ref}(\nu, \phi, \theta) = \mu' \frac{F(\nu)}{\pi} \cos(\theta) \quad \text{Equazione 3.6}$$

3.1.2. Effetto degli aerosol e dei gas

Le diverse componenti delle atmosfere planetarie (i gas, così come gli aerosol) interagiscono con la radiazione tramite meccanismi diversi. Possiamo schematizzare questi fenomeni di interazione fra radiazione e materia in:

Assorbimento: ad un fissato numero d'onda la radiazione subisce una perdita netta di energia dovuta alla presenza di componenti sospesi nell'atmosfera in grado di assorbirne i fotoni.

Emissione: i componenti atmosferici producono un'emissione termica, essendo ad una temperatura differente dallo zero assoluto. Questa emissione è presente ad ogni numero d'onda a cui le particelle e i gas possono assorbire radiazione: questo rappresenta un meccanismo molto efficiente per ridistribuire l'energia del campo elettromagnetico fra regioni differenti dello spettro. La radiazione termica è spazialmente uniforme.

Dispersione: ad un fissato numero d'onda ν , il campo di radiazione conserva la sua energia, che viene ridistribuita nello spazio. Mantenendo fissi μ e ϕ (in altre parole fissando la direzione), la $I_{\nu}(\mu, \phi)$ può variare a causa di fotoni deviati in altre direzioni, ed anche a causa del contributo di altri fotoni diffusi nella direzione (μ, ϕ) . Questa frazione supplementare rappresenta il cosiddetto campo diffuso e presenta diverse difficoltà nell'essere descritto analiticamente, dato che ogni fotone può subire molte deviazioni durante il percorso per emergere dall'atmosfera (fenomeno noto come scattering multiplo).

I fenomeni microscopici che producono l'emissione e l'assorbimento dai gas atmosferici sono collegati alla probabilità per una molecola di effettuare una transizione fra due differenti stati, con energie differenti. La condizione di presenza di particolati in atmosfera è una condizione normale per i corpi del sistema solare che presentano atmosfere: ne sono buoni esempi le particelle dell'acqua delle nubi a bassa quota sulla terra o la polvere di silicato e il ghiaccio d'acqua sospesi osservati su Marte, o le pesanti atmosfere di Venere, Giove e Saturno.

L'assorbimento della radiazione che si propaga attraverso un mezzo è direttamente proporzionale alla parte immaginaria del suo indice di rifrazione, al numero d'onda considerato. D'altro canto, l'interazione fra la radiazione e le particelle non può essere descritta completamente se si trascurano gli effetti che avvengono alle superfici delle particelle disperse nel mezzo in esame. Se si considera un fascio collimato (Figura 3.3), con un'apertura angolare che sottende un arco con un diametro molto più piccolo del raggio delle particelle, quando il fascio colpisce una particella si osserva che l'effetto dominante è costituito dalla diffrazione alla Fraunhofer. Ciò provoca la generazione di uno stretto cono di radiazione diffratta, concentrata intorno alla direzione $\theta = 0^\circ$. D'altra parte, è presente anche una componente di rifrazione e di riflessione alla Fresnel: il raggio viene diviso in due componenti, una riflessa, che si aggiunge al campo diffuso, ed una rifratta all'interno della particella. Quest'ultima si propaga nel nuovo mezzo e viene attenuata, fino a che non interagisce nuovamente con la discontinuità presente al bordo della particella, dove si osserva una nuova divisione e l'insorgere di nuovi raggi riflessi e rifratti. Il processo continua fino ad assorbire o disperdere completamente il fascio all'esterno. Le componenti identificate con

$j=0,1,2,3\dots$ in Figura 3.3 rappresentano le componenti che concorrono a formare il campo diffuso.

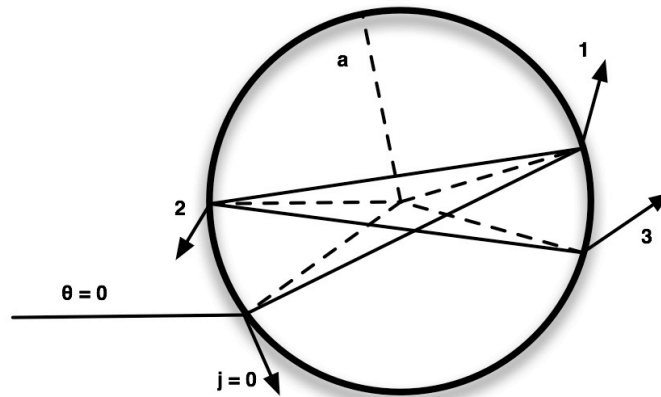


Figura 3.3 Componenti riflesse e rifratte di un raggio incidente con angolo θ su una particella sferica. Adattato da Hanel et al. [1992].

Gli aerosol formati da particelle di silicato (presenti su Marte, come si vedrà nel seguito) mostrano generalmente una bassa riflettività e, di conseguenza, un fascio incidente si di esse subisce un numero relativamente esiguo di riflessioni all'interno delle particelle stesse e quindi soltanto i valori più bassi di j concorrono in maniera significativa a formare il campo diffuso. Il trattamento analitico dell'interazione fra le particelle e la radiazione, anche se concettualmente molto semplice, porta ad una formulazione abbastanza complessa e può essere ricondotto a soluzioni esplicite soltanto nei casi più semplici, come ad esempio mostra la teoria di scattering di Mie che, nel caso di radiazione incidente su particelle sferiche, riesce a darne un'accurata soluzione, matematicamente rigorosa.

Cerchiamo ora di dare un'interpretazione analitica dei termini che concorrono a formare il campo di radiazione, così come viene osservato dagli strumenti in orbita attorno ad un corpo planetario come Marte.

L'atmosfera viene schematizzata come una sequenza di livelli di fluido sovrapposti, infinitesimali e omogenei. Come conseguenza di questa schematizzazione, le dipendenze spaziali della radianza, dell'albedo, della funzione di fase e delle temperature risultano semplificate, divenendo funzioni soltanto dell'altezza. Definiamo lo spessore ottico come una stima della capacità del mezzo di interagire con la radiazione, essendo dunque una caratteristica legata a fattori fisici del mezzo, oltre che geometrici (spessore geometrico). In particolare lo spessore ottico può essere descritto analiticamente, ad un dato numero d'onda ν come

$$\tau_{\nu} = \int_0^z \sigma_{\nu} n dz \quad \text{Equazione 3.7}$$

dove z rappresenta la coordinata geometrica lungo la linea di vista, σ la sezione d'urto misurata in cm^2 ed n la densità numerica delle particelle.

Adottando la convenzione che alla superficie si abbia uno spessore ottico nullo ($\tau_v=0$) ed al limite superiore dell'atmosfera si abbia uno spessore ottico massimo ($\tau_v=\tau_{v,total}$), si può esprimere il campo di radiazione osservata come:

$$\begin{aligned}
 & I_v(\tau_{v,total}, \mu, \phi) = \\
 & A. \quad I_v(\tau_v = 0, \mu, \phi) e^{-\tau_{v,total}/\mu} + \\
 & B. \quad \frac{1}{\mu} \int_0^{\tau_{v,total}} (1 - \omega_{o,v}(\tau_v = \tau_v')) e^{-(\tau_{v,total}-\tau_v')/\mu} B_v(T(\tau_v = \tau_v')) d\tau_v' + \\
 & C. \quad \frac{1}{4\pi\mu} \int_0^{\tau_{v,total}} \int_0^{2\pi} \int_0^1 e^{-(\tau_{v,total}-\tau_v')/\mu} e^{-\tau_v'/\mu'} \tilde{p}_v(\tau_v = \tau_v', \mu, \phi, \mu', \phi') I_v(\tau_v = 0, \mu', \phi') d\mu' d\phi' d\tau_v' + \\
 & D. \quad \frac{1}{4\pi\mu} \int_0^{\tau_{v,total}} \int_0^{2\pi} \int_{-1}^1 e^{-(\tau_{v,total}-\tau_v')/\mu} \tilde{p}_v(\tau_v = \tau_v', \mu, \phi, \mu', \phi') I_v(\tau_v = \tau_v', \mu', \phi') d\mu' d\phi' d\tau_v' + \\
 & E. \quad \frac{F_{v,0}}{4\pi} \int_0^{\tau_{v,total}} \tilde{p}_v(\tau_v = \tau_v', \mu, \phi, \mu_0, \phi_0) e^{-(\tau_{v,total}-\tau_v')/\mu} e^{-(\tau_{v,total}-\tau_v')/\mu_0} d\tau_v'
 \end{aligned}$$

Equazione 3.8

I vari termini di questa equazione sono interpretati come segue.

Il *termine A* rappresenta l'emissione di radiazione termica da parte della superficie, attenuata dal passaggio attraverso gli strati atmosferici sovrastanti e modulata da una funzione di emissività. Nel caso specifico di PFS, questo termine svolge un ruolo primario nella definizione del livello del segnale osservato nel canale “Long”.

Il *termine B* descrive l'emissione termica da parte dell'atmosfera. L'emissione dagli strati atmosferici segue, ad ogni dato numero d'onda, la legge di Kirckhhoff e quindi è uguale ad $1-r$, dove la r rappresenta la riflettanza dello strato. Anche questa radiazione subisce un'attenuazione lungo il suo percorso dalla sorgente allo strumento dovuta, come nel punto A, all'estinzione da parte degli strati sovrastanti.

Il *termine C* fornisce il campo dovuto a fenomeni di singolo scattering della radiazione emessa dalla superficie. I fotoni emessi dalla superficie lungo la direzione (μ', ϕ') viaggiano fino al livello atmosferico con profondità ottica τ' (alcuni di loro sono assorbiti, come descritto dal termine esponenziale di attenuazione $e^{-\tau'/\mu'}$). Qui vengono deviati verso (μ, ϕ) continuando il loro percorso fino allo strumento di misura e subendo un'ulteriore estinzione da parte dell'atmosfera.

Il *termine D* descrive quei fotoni che emergono dall'atmosfera dopo aver subito diversi eventi di singolo scattering, in altre parole uno scattering multiplo.

Il *termine E* descrive il contributo dovuto alla radiazione solare riflessa dall'atmosfera. L'interpretazione è molto simile al termine C, tenendo presente che (μ_0, ϕ_0) rappresenta la

posizione del sole e $F_{v,0}$ il flusso solare incidente sul pianeta. L'integrale viene calcolato fino a $\tau=0$ e, quindi, comprende anche la riflessione da parte della superficie.

Un ulteriore termine, legato alla riflessione della superficie del campo diffuso dall'atmosfera, è stato trascurato a causa dell'emissività generalmente molto alta (o riflettività piccola) della superficie marziana.

La presenza dell'intensità di campo in entrambi i lati dell' 3.8 mostra come non sia solitamente possibile fornire un'espressione analitica generale dell'intensità I_v in funzione delle sole condizioni fisiche (temperatura, concentrazioni degli assorbitori). Soluzioni particolari per casi molto specifici rappresentano classici problemi per astronomia e per le scienze della terra.

L' 3.8 dimostra tuttavia il gran numero d'informazioni potenzialmente presenti nell'osservazione dell'infrarosso, grazie al numero di parametri atmosferici e di superficie che contribuiscono al campo di radiazione emergente. Naturalmente non è sempre possibile stimare tutti i parametri presenti nell' 3.8 e si deve in genere ricorrere a tecniche atte a stabilire quali di questi possano essere efficacemente estratti dalle osservazioni di un dato strumento, come vedremo nel seguito. Fra i parametri principali è bene citare:

la *composizione chimica*, il fattore principale che definisce, per gli aerosol così come per i gas, la dipendenza della sezione d'urto da v .

la *concentrazione delle particelle in funzione dell'altezza*, che svolge un ruolo chiave nella determinazione della profondità ottica ad un dato numero d'onda.

i *coefficienti di assorbimento dei gas*, che dipendono fortemente dalla temperatura, che a sua volta definisce la ripartizione numerica di molecole fra differenti livelli energetici e l'allargamento Doppler delle linee spettrali, e la pressione, a cui è legato l'allargamento collisionale delle linee.

Inoltre il termine B dell' 3.8 mostra come l'emissione termica dovuta all'atmosfera derivi essenzialmente dall'andamento della temperatura con l'altezza.

Per poter calcolare esplicitamente $T(z)$, $P(z)$ e $N(z)$ (profili di temperatura, pressione e densità numerica degli elementi atmosferici) per ogni componente dell'atmosfera viene effettuata un'inversione numerica dell' 3.8, processo essenziale per ricavare i parametri necessari al calcolo delle componenti del campo di moto dell'atmosfera, come si vedrà nel seguito.

3.2. Circolazione nell'atmosfera Marziana

La questione chiave nello studio della dinamica delle atmosfere planetarie è la comprensione dei fattori che le forzano e le modellano: tra questi i più importanti sono la rotazione planetaria ed il riscaldamento dell'atmosfera, dovuto a varie fonti di energia (irraggiamento solare, interazione dinamica tra i vari costituenti del fluido e con la topografia del pianeta).

Marte esibisce un'atmosfera relativamente trasparente che permette alla radiazione solare di raggiungere la superficie e scambiare energia sia con il suolo che con tutti i livelli atmosferici, guidando la distribuzione della temperatura durante il giorno. L'anidride carbonica gioca un ruolo chiave nell'infrarosso interagendo fortemente con la radiazione in questa regione spettrale (questo fa sì che la temperatura di Marte sia più vicina a quella della Terra di quella di qualsiasi altro pianeta).

Le variazioni di temperatura negli strati più bassi dell'atmosfera sulla Terra sono smorzate dal serbatoio termico rappresentato dagli oceani, ma Marte non ha acqua liquida in superficie, o quantomeno non abbastanza acqua liquida da guidare la distribuzione termica dell'atmosfera e mostra una superficie ricoperta da materiale con bassa inerzia termica. Di conseguenza, l'atmosfera di Marte subisce variazioni di temperatura stagionali e giornaliere molto più ampie della troposfera terrestre, a cui peraltro si avvicina sotto diversi aspetti, come il contenuto totale di vapor acqueo. Le variazioni stagionali della bassa atmosfera marziana sono simili a quelle che si osservano nella stratosfera della Terra: il campo di temperatura ai solstizi è caratterizzato da una diminuzione generale dall'emisfero in estate spostandosi verso le regioni polari dell'emisfero invernale. Questo comportamento è prodotto dalle obliquità molto simili dei due pianeti e dal grado di controllo radiativo dell'atmosfera.

L'eccentricità orbitale di Marte differisce fortemente da quelle Terrestre e le relative stagioni, fattori chiave nell'attuale clima di Marte, rispecchiano questa differenza, portando ad avere condizioni estreme nell'emisfero sud e variazioni annuali minori nell'emisfero nord. La topografia di superficie interessa la circolazione atmosferica, così come l'orografia su grande scala, che mostra variazioni verticali enormi, se confrontate con quelle della Terra, dovute anche all'assenza di oceani. Questa circostanza è la causa di effetti termici considerevolmente più ampi su Marte su rispetto alla Terra, dato che Marte possiede un'atmosfera con tempi scala di scambio del calore più brevi. Anche se Marte non possiede il contrasto spaziale fornito dalla distribuzione terre-mari terrestre, esibisce i cosiddetti continenti termici, cioè estese regioni superficiali dove l'alta albedo è fortemente correlata con una bassa inerzia termica e, ad un grado minore, con altitudini maggiori. Nella troposfera della Terra l'evaporazione e la condensazione dell'acqua svolgono un ruolo prevalente nella redistribuzione del calore, mentre su Marte, come nella stratosfera terrestre, è presente una quantità troppo esigua di acqua per svolgere un ruolo termodinamico considerevole. Un ruolo equivalente su Marte viene plausibilmente svolto dalla condensazione e dalla sublimazione dell'anidride carbonica, il principale componente atmosferico, che regola le temperature delle regioni polari e trasporta stagionalmente quantità di massa notevole, rispetto all'intera atmosfera, dalla zona polare di sublimazione alla corrispondente zona polare di condensazione nell'emisfero opposto. Grazie a questo meccanismo imponenti quantità di polvere vengono immesse in atmosfera dai forti venti di condensazione, che vengono a generarsi specialmente al limite delle calotte polari stagionali. L'aerosol di minerali fornisce una fonte di calore interna dell'atmosfera, in qualche modo analoga al calore latente di condensazione dell'acqua nella troposfera della Terra.

In meteorologia il termine di circolazione generale indica gli aspetti a larga scala della circolazione atmosferica, della distribuzione termica e della pressione, una volta mediate longitudinalmente e/o su periodi di tempo abbastanza lunghi da rimuovere le variazioni

associate a fenomeni con scale giornaliere e con diversi sistemi meteorologici non stabili, ma ancora breve se confrontati alle variazioni stagionali.

Come sulla Terra [Lorenz, 1967] le caratteristiche principali della circolazione generale includono i venti zonali medi (cioè venti in direzione longitudinale), la circolazione meridionale (in direzione esclusivamente latitudinale), onde a scala planetaria che si dividono in quasi-stazionarie e non stazionarie, di cui si può osservare una significativa attività in regioni stagionalmente variabili.

Per onda viene inteso, nel contesto dello studio dell'atmosfera, un disturbo periodico dei parametri atmosferici, come pressione di superficie, altezza geopotenziale¹, temperatura, componenti della velocità del vento, solo per citarne alcuni. L'onda può essere stabile (stazionaria) o meno. In quest'ultima situazione l'onda può propagarsi nell'atmosfera ed esibire caratteristiche tipiche dei moti ondosi, quali la dispersione, che possono interagire con la dinamica dell'atmosfera. Le onde atmosferiche esibiscono una vasta gamma di scale temporali e spaziali, dalle onde a scala planetaria (onde di Rossby) alle onde sonore su scala dei minuti: in particolare, onde con armoniche di un giorno sono note come maree atmosferiche [Holton 2004].

Nell'atmosfera marziana gli effetti delle componenti a piccola scala del flusso, come le onde di gravità, indotte dall'equilibrio tra la forza di gravità e agenti di forzamento dinamici, devono essere considerate a causa del loro grande potenziale di alterazione del flusso globale attraverso il trasporto di quantità di moto. Le variazioni termiche di questi fenomeni esibiscono fluttuazioni a corto periodo, dovute alla veloce risposta temporale dell'atmosfera al riscaldamento.

Esiste un componente dinamico molto importante su Marte, che non ha tuttavia una controparte terrestre: il cosiddetto *flusso di condensazione*, relativo alla condensazione e alla sublimazione stagionale, nelle regioni polari, di una grande frazione di massa atmosferica (fino a 25 - 30% della massa totale). Per Marte, come per la Terra, la circolazione generale è regolata essenzialmente dal riscaldamento differenziale dovuto all'irraggiamento solare. A causa del breve tempo di reazione radiativo dell'atmosfera, la bassa inerzia termica della superficie, la grande eccentricità (circa 0.093) dell'orbita, l'obliquità dell'asse di rotazione (circa 25°) e l'episodico formarsi di tempeste di polvere globali, la forzatura diabatica² dell'atmosfera e la circolazione che ne deriva mostrano grandi differenze quando vengano considerate su scala giornaliera, mensile, stagionale o interannuale. Nella stratosfera della Terra il riscaldamento radiativo è dominato dallo strato d'ozono, la cui distribuzione è molto meno variabile col tempo rispetto all'aerosol di polvere sospeso su Marte, con una conseguente minore oscillazione dei parametri atmosferici sul nostro pianeta.

¹ *Altezza geopotenziale* : coordinata verticale riferita ad un livello di riferimento, definita come l'energia potenziale gravitazionale per unità di massa per ogni livello di altezza geometrica sulla superficie.

² *Forzatura diabatica dell'atmosfera*: effetto dinamico sul fluido atmosferico che si origina dal riscaldamento non adiabatico di regioni diverse dell'atmosfera.

La discussione sulla circolazione generale è divisa storicamente in due componenti: una componente di flusso medio zonale (componente mediata zonalmente o zonalmente simmetrica) e una componente che considera le deviazioni da quest'ultima, in genere rappresentata da moti turbolenti e da onde.

In periodi di alta attività dinamica le onde e il flusso medio zonale sono fortemente accoppiati dalla non linearità del trasporto atmosferico della quantità di moto e del calore. Nel seguito la circolazione media zonale sarà analizzata dettagliatamente, tramite teorie sviluppate per dare conto di questo tipo di circolazione nell'atmosfera della Terra. La teoria e le simulazioni numeriche suggeriscono che il componente zonale potrebbe essere più vigoroso nella circolazione generale marziana, rispetto alla sua controparte terrestre.

3.2.1. La circolazione zonale media marziana

La comprensione della circolazione generale è costituita dallo studio delle tre componenti del vento per mezzo di misure e modelli. Ancora oggi le misure dirette dei venti su Marte sono estremamente rare e rappresentano un debole vincolo osservativo per i modelli di circolazione globale attualmente disponibili. Le misure dirette sono limitate geograficamente ai pochi siti dei landers (Viking e Pathfinder), derivano dai profili verticali ricavati dai due veicoli che trasportavano i lander Viking e dalle poche stime dinamiche ricavabili dall'osservazione diretta delle nubi [Kahn, 1983].

I venti possono essere ricavati anche da osservazioni da Terra basate su misure nelle microonde [Clancy et al., 2000 e 2003] e dalle misure di occultazioni radio [Hinson et al., 1999]. I venti possono essere dedotti inoltre da una varietà di caratteristiche eoliche superficiali [Thomas et al., 1984], ma tutti questi metodi soffrono di una generale limitatezza di dati osservativi.

I profili termici verticali, che possono essere ricavati dalle misure nell'infrarosso termico, come quelle effettuate da TES o da PFS, forniscono una copertura molto più ampia e sono stati utilizzati in passato per stimare i venti [Leovy et al., 1985]: questo approccio verrà applicato ai dati di PFS. La ragione di questo studio è da ricercare proprio nel tipo di copertura geografica e temporale effettuata da questo tipo di strumenti. Infatti l'orbita della sonda MGS, che ospitava TES, è stata studiata in modo da coprire l'intero pianeta lungo un meridiano con un periodo di circa due ore ed è ottimizzata per la mappatura globale della superficie. Quest'ultima circostanza ha però posto un limite alla copertura temporale dello strumento, infatti, le osservazioni vengono effettuate quando il tempo locale alla superficie è alle ore 14 (notturne e diurne), costringendo ad ignorare quindi gli aspetti evolutivi giornalieri. PFS gode in questo senso di una maggiore libertà, in quanto l'orbita è stata studiata per coprire l'intero globo in 11 rotazioni attorno al pianeta (a partire dal settembre del 2007 l'orbita è stata modificata, per problemi legati all'insolazione dei pannelli solari della sonda e compie una copertura totale in 18 rotazioni attorno al pianeta), consentendogli di osservare una lenta ma costante variazione del tempo locale durante l'anno e, quindi, di esplorare uno spazio di parametri molto più ampio.

Come accennato, tramite il calcolo dei profili termici è possibile risalire alla componente media zonale della circolazione atmosferica, in quanto la temperatura, i venti e la pressione superficiale risultano intimamente legati.

I moti atmosferici a grande scala, includendo tutti i moti con scale da planetarie (lunghezza scala di 10^3 km) a locali (scale di alcuni chilometri) soddisfano l'equazione idrostatica

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} = g \equiv \frac{\partial \Phi}{\partial z}$$

Equazione 3.9

dove p è la pressione, ρ è la densità, g la gravità, Φ il potenziale gravitazionale, o altezza geopotenziale (implicitamente definito da questa equazione) e z l'altezza geometrica sulla superficie. L'integrazione dell' 3.9 dalla superficie all'infinito indica che la pressione superficiale è proporzionale alla massa contenuta negli strati atmosferici sovrastanti la colonna verticale, in formule $\langle \rho \rangle = p_s/g$ (l'operatore $\langle \cdot \rangle$ rappresenta il valore medio del parametro sulla colonna). Quindi la pressione superficiale viene alterata quando venga scambiata massa con la superficie, un effetto secondario sulla Terra, ma che gioca un ruolo importante su Marte, o quando si sia in presenza di avvezione orizzontale che trasporta massa al di fuori della colonna atmosferica locale. La legge idrostatica descritta dall' 3.9 permette di effettuare una conversione di coordinate, passando dalle coordinate d'altezza geometriche alle coordinate nel logaritmo della pressione, più naturali nella descrizione dell'atmosfera

$$z^* \equiv H_r \ln \frac{p_r}{p}$$

Equazione 3.10

dove p_r è una pressione di riferimento costante e H_r è un'altezza atmosferica di scala costante, scelte in modo che $z^* \approx z$. Valori tipici utilizzati per Marte sono p_r di 6.1 mbar e H_r di 10 km. Tramite l' 3.10 possono essere scritte le equazioni che collegano i venti e le forze orizzontali di pressione, come

$$\frac{\partial u}{\partial t} + w \frac{\partial u}{\partial z^*} - \zeta v = - \frac{\partial \left[\Phi + \frac{1}{2}(u^2 + v^2) \right]}{\partial x} + F_x$$

Equazione 3.11

$$\frac{\partial v}{\partial t} + w \frac{\partial v}{\partial z^*} + \zeta u = - \frac{\partial \left[\Phi + \frac{1}{2}(u^2 + v^2) \right]}{\partial y} + F_y$$

Equazione 3.12

Passando alle coordinate sferiche si ha che la componente verticale del vento può essere espressa come $w = dz^*/dt dy$ e che $dx = a \cos \theta d\lambda$, con θ che rappresenta la latitudine, λ la longitudine e a il raggio planetario. Le derivate orizzontali presenti nell' 3.11 e nell' 3.12 sono valutate lungo linee di pressione costante (quindi di z^* costante) e non di altezza costante. La quantità ζ è la vorticità assoluta, definita come

$$\zeta \equiv f + \left\{ \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} + u \frac{\partial \tan \theta}{a} \right\}$$

Equazione 3.13

che include la vorticità planetaria, definita dal parametro di Coriolis $f = 2\Omega \sin \theta$, con Ω velocità di rotazione planetaria, e la vorticità relativa atmosferica, data dal termine tra parentesi. Questo termine risulta fondamentale nella descrizione dell'atmosfera in quanto

tiene conto della tendenza dell'atmosfera (o del fluido) a formare vortici locali, e, quindi, a disperdere l'energia dei moti a larga scala in moti locali.

Nell' 3.11 e 3.12 le forze di pressione per unità di massa compaiono come gradienti del geopotenziale Φ , accorpate con il termine dovuto all'accelerazione centripeta. Inoltre la densità atmosferica è stata rimossa come variabile esplicita, per mezzo della trasformazione di coordinate definita nell' 3.10: ora le variazioni di densità compaiono solo come spostamenti verticali delle isosuperfici della pressione.

L'altezza geometrica delle isosuperfici di pressione può ora essere espressa in termini del geopotenziale che a sua volta, come ricavabile combinando l' 3.9, l' 3.10 e la legge dei gas perfetti $p=\rho RT$, può essere calcolata a partire dal profilo della temperatura T , in funzione di pressione o della z^* come

$$\Phi(t, x, y, z^*) = \Phi_{bc} + \int_{z_{bc}^*}^{z^*} RT \frac{dz^*}{H_r} \quad \text{Equazione 3.14}$$

dove R è la costante molecolare dei gas, che per l'atmosfera di Marte vale $192 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{K}^{-1}$. In un'atmosfera idrostatica, per definizione, la distribuzione di temperatura determina completamente la distribuzione di pressione, a meno di una condizione al contorno definita da un campo bidimensionale di geopotenziale $\Phi_{bc} = \Phi(t, x, y, z^* = z_{bc}^*)$ ad un'altezza z_{bc}^* stabilita, che deve essere fissata per poter avere uno stato iniziale. Sulla Terra è convenzionalmente (per convenienza di misura e di calcolo) adottata l'altezza al livello del mare, definita anche come altezza 0. Su Marte la superficie di riferimento a 6.1 mbar può svolgere un ruolo simile, ma, per qualunque superficie venga scelta, le distribuzioni di pressione e di potenziale gravitazionale (cioè sia Φ_{bc} che z_{bc}^*) devono essere completamente note a quel livello.

Nell' 3.11 e nell' 3.12 sono presenti inoltre le forze d'attrito per unità di massa, cioè le F_x e F_y . Queste ultime non sono riportate in maniera esplicita, in quanto si esplicano tramite meccanismi differenti in varie regioni dell'atmosfera: nella termosfera si manifestano come effetto della viscosità molecolare mentre nello strato limite planetario (il più vicino alla superficie) corrispondono alla viscosità turbolenta generata dalla convezione termica e dai moti differenziali dei venti. Sono inoltre di rilevante importanza in alcune regioni dell'atmosfera (comunque generalmente superiori a 40-50 km per Marte) dove corrispondono agli effetti di mescolamento del momento angolare, prodotto dai moti turbolenti generati dall'assorbimento di onde di gravità e delle maree atmosferiche. Studi condotti sulla Terra mostrano come in genere l'evoluzione temporale delle velocità, descritta nei termini $\partial u / \partial t$ e $\partial v / \partial t$, sia una componente trascurabile nell' 3.11 e nell' 3.12. Su Marte eccezioni si hanno per i moti descritti da onde di gravità a corto periodo, le maree atmosferiche e durante gli eventi transitori come l'inizio di pesanti tempeste di polvere. Inoltre l'avvezione verticale (termine della velocità w) tende ad essere piccola se confrontata all'avvezione orizzontale, quando i campi di moto sono circa non divergenti o, in altre parole, quando l'atmosfera risulta possedere un'alta stabilità statica.

In queste condizioni accade che il bilancio delle forze avvenga principalmente tra la forze di Coriolis e l'avvezione orizzontale della quantità di moto. In altre parole, i termini non relativi a queste forze risultano trascurabili, cioè i termini relativi alle forze inerziali e alle forze dissipative o d'attrito. In formule, le condizioni descritte si verificano quando i gruppi

adimensionali chiamati numeri di Rossby (Ro) e numero di Ekman (Ek) sono molto inferiori ad 1, cioè

$$Ro = \frac{u}{2L\Omega \sin \lambda} \equiv \frac{U}{\Omega L} \ll 1 \quad \text{Equazione 3.15}$$

$$Ek = \frac{\nu}{2L^2\Omega \sin \lambda} \equiv \frac{\nu}{\Omega L^2} \ll 1 \quad \text{Equazione 3.16}$$

dove ν è la viscosità cinematica del fluido, L è la lunghezza di riferimento utilizzata nell'analisi di scala, Ω la velocità di rotazione planetaria e u è la componente zonale del campo di velocità del fluido. In particolare Ek quantifica l'importanza delle forze viscosi e Ro quantifica l'importanza relativa dei fenomeni legati alle forze apparenti che insorgono, come nel nostro caso, quando si consideri un sistema di riferimento non inerziale, com'è quello rotante solidale con il pianeta (forze di Coriolis).

In queste condizioni le equazioni che governano il moto possono essere semplificate in un'approssimazione chiamata geostrofica. La principale proprietà del comportamento geostrofico è legata al fatto che, poiché le forze di Coriolis sono sempre perpendicolari alla direzione del flusso, anche il gradiente di pressione risulta essere perpendicolare al moto. In altre parole, in un flusso geostrofico la pressione è costante lungo le linee di corrente. Questo risultato è ben diverso da quello che si trova invece nei sistemi non ruotanti, nei quali la pressione può variare lungo le linee di corrente.

Esperienze terrestri e sull'atmosfera marziana mostrano che queste condizioni sono una buona approssimazione delle condizioni reali dell'atmosfera (escludendo naturalmente le regioni dello strato limite), quindi possiamo effettivamente assumere che le forze di pressione siano direttamente equilibrate dalle forze di Coriolis e dall'avvezione orizzontale di quantità di moto. Le componenti orizzontali del vento definite da questo equilibrio non lineare sono chiamate venti di bilancio. Per periodi temporali lunghi, rispetto all'intero anno, e per moti a grande scala, tutta l'avvezione può essere trascurata, con un conseguente equilibrio quasi lineare fra la torsione di Coriolis e le forze di pressione che riduce l' 3.11 e l' 3.12 a

$$u \approx u_g = -f^{*-1} \frac{\partial \Phi}{\partial y}; v \approx v_g = f^{*-1} \frac{\partial \Phi}{\partial x} \quad \text{Equazione 3.17}$$

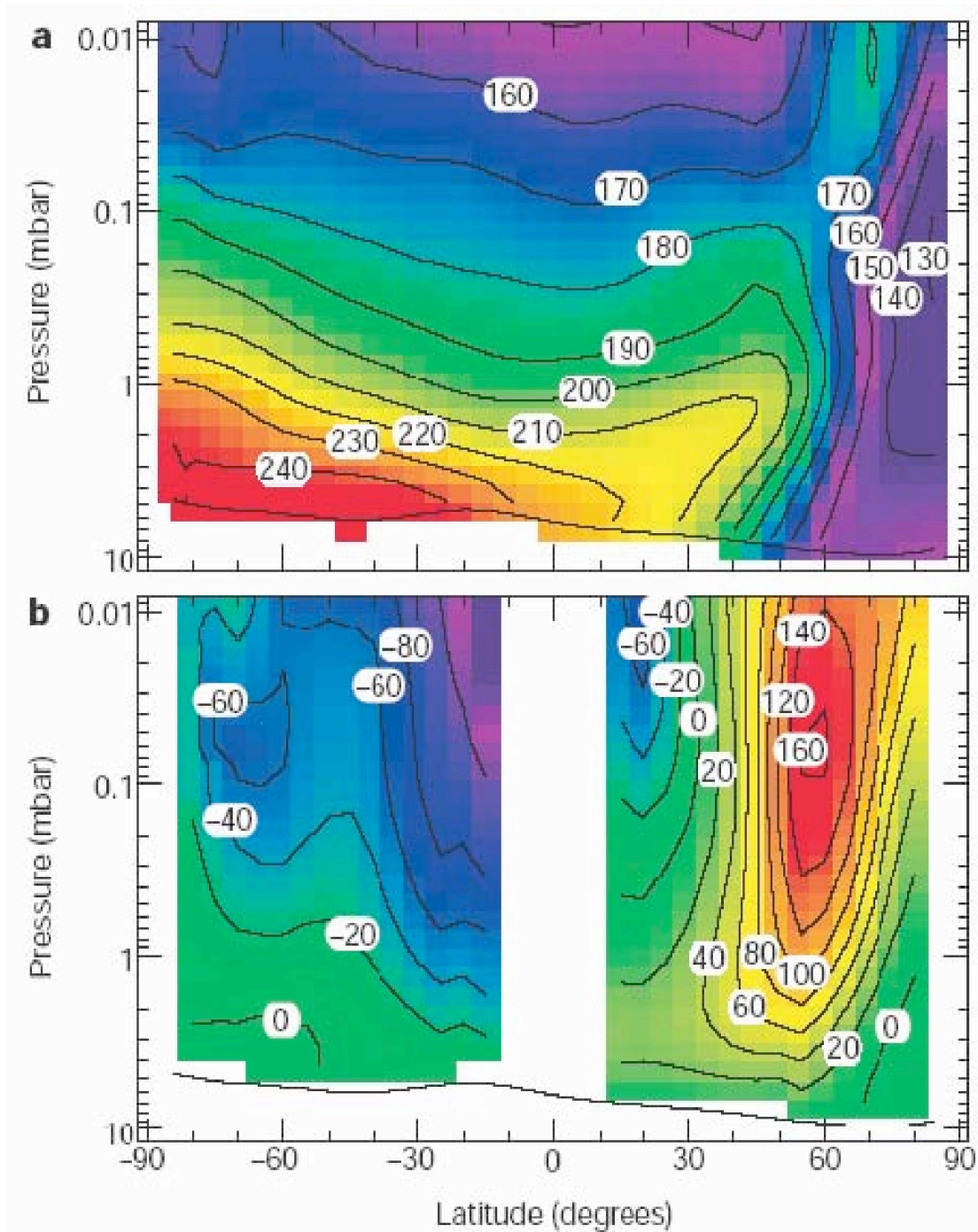


Figura 3.4 Sezione meridionale del campo medio longitudinale di temperatura e di vento zonale per il solstizio d'inverno dell'emisfero nord (longitudine solare 270°) ottenuto da osservazioni TES. a. Temperatura in °K; b. Venti zonali (m/s). Il limite superiore è a circa 60 km di quota. Figura adattata da Smith et al [2000].

Le 3.17 definiscono un vento detto geostrofico e costituiscono un'approssimazione su scala planetaria dei venti, quando il termine che tiene conto della curvatura planetaria, chiamato termine ciclostrofico, $f^* = f + u \tan \theta / a$ venga incluso.

I venti a grande scala sulla Terra esibiscono un accordo con l'approssimazione geostrofica con discrepanze minori del 10%, ma tale approssimazione deve essere applicata con

attenzione a Marte a causa di un valore di R_0 leggermente maggiore rispetto alla Terra. Per il calcolo pratico dei venti viene utilizzata una versione modificata dell' 3.17, che permette di calcolare i campi di venti a partire dai campi di temperatura, in funzione della longitudine e della coordinata geometrica di altezza z o di pressione z^* .

Il vento così ricavato viene chiamato vento gradiente termico e fornisce un'accurata approssimazione del vento zonale medio \bar{u} su Marte, così come sulla Terra. In particolare, se nell' 3.17 si effettua una derivazione rispetto alla coordinata verticale, e si sfrutta il legame tra geopotenziale e temperatura si ottiene

$$\frac{\partial \Phi}{\partial p} = \frac{RT}{mp} \quad \text{Equazione 3.18}$$

$$\frac{\partial}{\partial z^*} \left[\bar{u} \left(f + \frac{\bar{u} \tan \theta}{a} \right) \right] = \frac{R}{ma} \frac{\partial \bar{T}}{\partial \theta} \quad \text{Equazione 3.19}$$

da quest'ultima equazione è possibile ricavare la componente longitudinale mediata zonalmente del vento (o vento medio zonale) \bar{u} su Marte, prestando particolare cura al calcolo del gradiente latitudinale della temperatura. Inoltre l' 3.19 è un'equazione differenziale al primo ordine in z^* e richiede una condizione al contorno per il vento. Tipicamente si assume che i venti al suolo siano nulli o trascurabili (per $z^* = 0$): data la linearità dell'equazione questo metodo permette di modificare i risultati aggiungendo direttamente i venti al suolo alle soluzioni, quando si abbia la disponibilità di osservazioni di questi 'ultimi.

Simulazioni numeriche mostrano che comunque l'ipotesi di venti al suolo nulli non è valida a tutte le latitudini ed in tutte le stagioni [Haberle et al., 1982] e che anche quando relativamente piccoli, se confrontati al campo interno, i venti di superficie hanno una notevole importanza per la circolazione locale e per particolari aspetti dinamici, come ad esempio il meccanismo di immissione delle polveri in atmosfera.

La possibilità di derivare un'approssimazione dei campi di venti dai dati di temperatura e pressione superficiali ha un impatto enorme sugli studi atmosferici, in quanto le osservazioni dei profili termici hanno una copertura spaziale molto più ampia rispetto alle scarse informazioni dirette sui venti. Fino ad oggi TES è l'unico strumento che ha completato una campagna globale di osservazione di Marte. Di conseguenza, le sue misure rappresentano il primo gruppo di dati completo per studiare la circolazione generale.

Una sezione meridionale del campo di temperatura osservato da TES e il corrispondente campo di vento medio zonale, derivati dall'equilibrio per il vento gradiente termico, è presentata in Figura 3.4.

Questa figura può essere paragonata ad una sezione meridionale del vento medio zonale e del campo di temperatura generato dal modello di Marte LMD-GCM in Figura 3.5, descritto nel seguito. L'accordo fra temperature osservate e venti termici derivati dalle loro controparti numeriche generate dal modello di circolazione globale è notevole, dimostrando la capacità di quest'ultimo di simulare la circolazione atmosferica generale marziana e tener conto di tutti i processi principali che ne influenzano la dinamica [Wilson et al., 1996] [Forget et al., 1999] [Haberle et al., 1993].

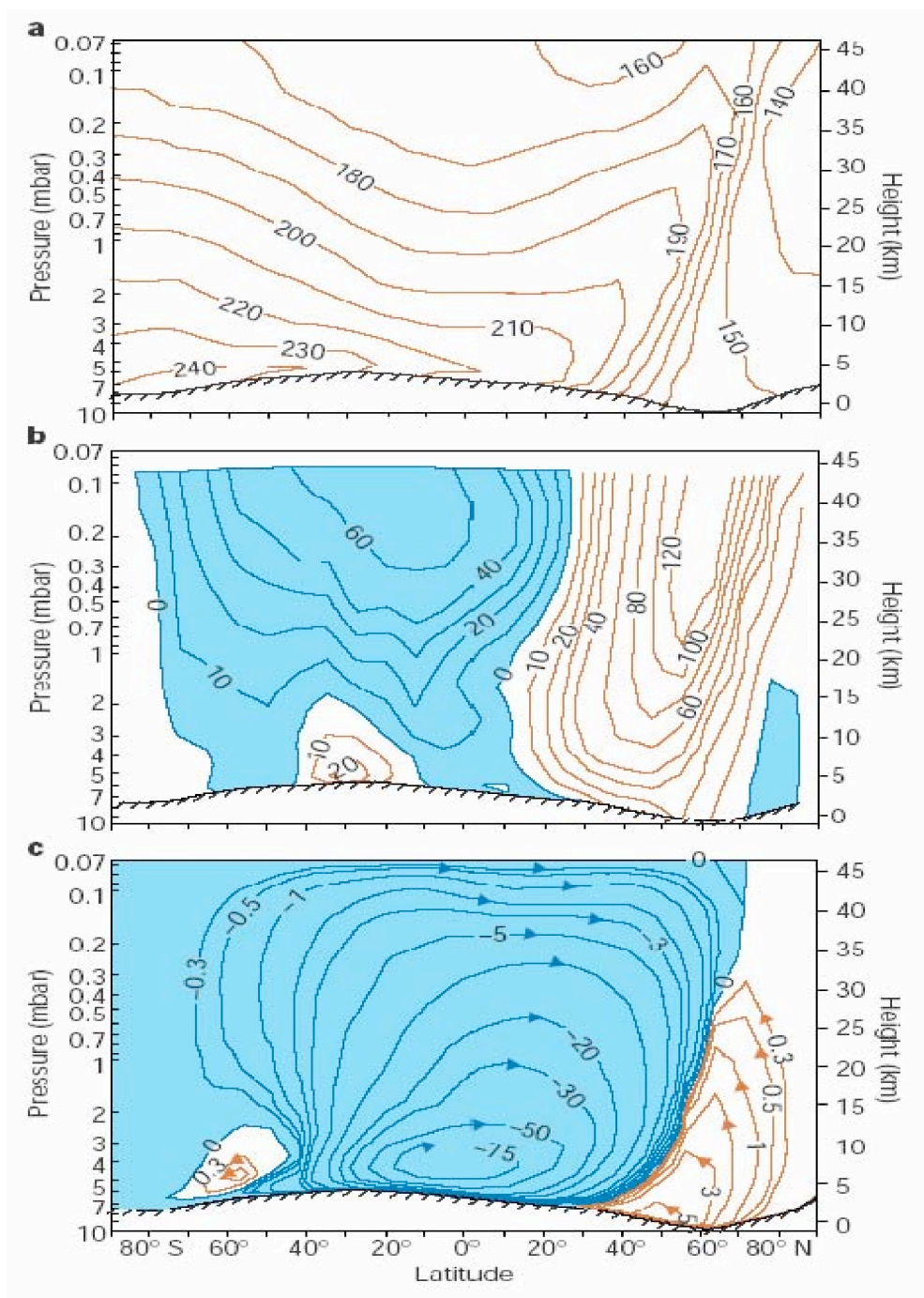


Figura 3.5 Componenti generali medie zonali della circolazione estratte dal modello GCM da Haberle et al. [1993]. a. Temperatura in °K; b. Venti zonali (m/s); c. funzione di flusso di massa meridionale in $10^8 \cdot \text{kg} / \text{s}$. La simulazione è stata effettuata per il solstizio d'inverno dell'emisfero nord con profondità ottica a lunghezze d'onda visibili uguale a 0.3, lievemente inferiore a quella osservata nella stessa stagione da TES. Figura adattata da Leovy (2001).

Si osserva che venti medi zonali, alle medie latitudini, aumentano con l'altezza fino a dei massimi (denominati flussi a getto o jet) all'incirca al livello di 3 altezze di scala (circa 30 km) in tutte le stagioni tranne che a circa metà dell'estate, con venti verso ovest sulla maggior

parte delle regioni tropicali e subtropicali. Le distribuzioni dei venti medi zonali sono simili alle distribuzioni tipicamente osservate sulla Terra, ma sulla Terra i venti sono generalmente più deboli ed i flussi a getto si presentano sia a quote più basse che a latitudini minori. I venti zonali verso est prevalgono durante l'estate alle medie latitudini sulla Terra, ma sono generalmente verso ovest su Marte a metà dell'estate. Queste differenze tra venti zonali e gradienti meridionali di temperatura fra Marte e Terra sono state previste molto prima che le misure in remoto diventassero disponibili e possono essere spiegate in termini di risposta termica degli oceani sulla Terra e del suolo su Marte, insieme ai corti tempi scala di risposta a forzamenti termici dell'atmosfera marziana.

3.2.2. La circolazione zonale media su Marte

La circolazione zonale media nell'atmosfera di Marte è definita tramite la variazione rispetto all'altezza o , equivalentemente, rispetto alla pressione, alla latitudine ed alla stagione del vento zonale medio \bar{u} , del vento meridionale \bar{v} , del vento verticale \bar{w} e della temperatura, dove le barre indicano medie longitudinali o zonali. Tutti questi campi sono collegati tramite la legge di conservazione della quantità di moto, della massa e del calore.

Nel sistema di coordinate in pressione, definito nell' 3.10, queste leggi di conservazione sono espresse dalle versioni mediate zonalmente delle 3.11 e 3.12, anche detta equazione della continuità di massa zonalmente mediata

$$\frac{\partial \bar{v}}{\partial y} - \bar{v} \frac{\tan \theta}{a} + \frac{\partial \bar{w}}{\partial z^*} - \frac{\bar{w}}{H_r} = 0 \quad \text{Equazione 3.20}$$

e dall'equazione termodinamica dell'energia mediata zonalmente

$$R \frac{\partial \bar{T}}{\partial t} + \bar{v} R \frac{\partial \bar{T}}{\partial y} + S \bar{w} = k \bar{Q} - E_T \quad \text{Equazione 3.21}$$

dove S è definita come $R(k\bar{T}/Hr + d\bar{T}/dz^*)$, detta stabilità statica zonale media, $k=R/c_p$ è il rapporto della costante dei gas ed il calore specifico a pressione costante, \bar{Q} è il tasso di riscaldamento diabatico zonale medio per unità di massa (dovuto alla radiazione netta ricevuta dall'atmosfera, al trasferimento di calore ed al calore latente da condensazione della CO_2) mentre E_T è la divergenza media zonale totale, dovuta ai flussi verticali ed orizzontali di calore a tutte le scale di lunghezza, dalle onde planetarie fino ai piccoli moti turbolenti.

La media zonale della quantità di moto latitudinale (3.11) può essere scritta in termini della quantità di moto angolare totale per unità di massa, come rotazione della superficie planetaria più la quantità di moto angolare atmosferica per unità di massa

$$M \equiv \Omega a^2 \cos^2 \theta + \bar{u} a \cos \theta \quad \text{Equazione 3.22}$$

e, per condizioni stazionarie segue che, con ∇ calcolato in coordinate di pressione z^*

$$\nabla \cdot (\mathbf{v}M) = -E_M \quad \text{Equazione 3.23}$$

dove $v \equiv (\bar{u}, \bar{v})$ rappresenta il vettore della velocità zonale medio per i venti meridionali e verticali, mentre E_M rappresenta la divergenza zonale media dei flussi di momento angolare per unità di massa e tiene conto degli effetti viscosi. I limiti fissati dall'equilibrio geostrofico introdotto in precedenza sono tuttavia più stringenti e possono essere derivati sostituendo l'approssimazione geostrofica e di vento gradiente termico (3.14 e 3.17) nell' 3.12. Applicando la media zonale si ottiene

$$f^* \bar{u}(z^*) = f^* \bar{u}(z_{bc}^*) - \int_{z_{bc}^*}^{z^*} R \frac{\partial \bar{T}}{\partial y} \frac{dz'}{H_r} \quad \text{Equazione 3.24}$$

L'approccio del vento termico può essere usato per derivare venti latitudinali zonali medi, ma non può essere usato per stimare anche la circolazione meridionale media perché il vento geostrofico medio zonale non ha componenti meridionali o verticali.

Nello studio sulla circolazione zonalmente simmetrica di un'atmosfera idrostatica, su un pianeta con alta velocità di rotazione, come sono Marte e la Terra, la domanda centrale è quale sia il meccanismo che soddisfa contemporaneamente la conservazione del momento angolare 3.23 e l'equilibrio del vento termico 3.24. In un'atmosfera in cui i gas principali non sono soggetti a significativa condensazione e sublimazione (cioè la massa totale di questi gas in atmosfera è pressoché costante) esistono due meccanismi che guidano la circolazione meridionale media, cioè:

la forzatura termica del riscaldamento zonale medio (\bar{Q} e E_T)

la *forzatura meccanica* da parte delle componenti zonali medie dei flussi turbolenti di momento angolare.

In atmosfera terrestre si osserva generalmente un equilibrio fra il contributo al riscaldamento da parte dei moti turbolenti a grande scala (che dipende a sua volta dal legame tra la temperatura media delle onde che si propagano in atmosfera ed i campi di velocità) ed il contributo di avvezione da parte della circolazione meridionale media. Inoltre la forzatura meccanica tende a creare moti verso i poli tramite un meccanismo denominato convergenza del flusso.

Questi moti medi zonali quindi compensano le coppie di momento per unità di massa, indotte dalla propagazione delle onde in atmosfera, tramite l'avvezione di momento angolare rotazionale del pianeta. Per questo è ragionevole trasformare le componenti della circolazione meridionale media, sottraendo gli effetti termodinamici del trasporto turbolento di calore a grande scala. La circolazione risultante (u^*, v^*), denominata *circolazione media residua meridionale*, può essere calcolata dunque sostituendo la $v \equiv (\bar{u}, \bar{v})$ con (u^*, v^*) nell' 3.21, ponendo E_T a zero nell' 3.23 e trasformando E_M in una combinazione di divergenza di flusso sia di calore che di momento. L'ultimo termine è legato alle onde ed è chiamata divergenza del flusso di Eliassen-Palm [Boyd, 1976] [Edmon et al., 1980].

Questa circolazione media residua presenta due vantaggi pratici, seguendo Andrews et al.[1987]. Essa può essere derivata direttamente dal bilancio energetico e dalla continuità della massa (3.20 e 3.21) tramite i campi di temperatura osservati, se il riscaldamento diabatico può essere calcolato esattamente e se la componente verticale della divergenza di flusso delle onde E_T è trascurabile, condizione che risulta essere generalmente verificata.

Quando il numero di Richardson è grande, cioè quando la stabilità statica è grande se confrontata con il quadrato dei gradienti verticali del vento, la situazione è più semplice di

quella descritta dall' 3.21, e l'equazione termodinamica dell'energia può essere fedelmente approssimata da

$$w^* \cong k \bar{Q} / S$$

Equazione 3.25

In questo caso la circolazione (u^* , v^*) viene occasionalmente denominata circolazione diabatica.

In un'atmosfera stabilmente stratificata, come su Marte, la forzatura termica tende a trasportare il fluido verso quote elevate, nelle regioni più calde, e verso quote minori, nelle regioni più fredde, in modo che la forzatura termica sia compensata dal raffreddamento per espansione o dal riscaldamento per compressione.

Il controllo termico della bassa atmosfera tramite la radiazione e la convezione è generalmente molto più forte del flusso turbolento di calore a larga scala su Marte, di modo che il contributo della circolazione media residua e la circolazione media Euleriana (circolazione derivata attraverso l'approccio Euleriano) sono paragonabili ed entrambe trascurabili in questa regione [Andrews et al., 1987]. Come conseguenza, partendo dalle osservazioni di campi di concentrazione globali dell'aerosol di polvere e del campo di temperatura \bar{T} , la forzatura diabatica \bar{Q} può essere determinata e la circolazione media residua stabilita direttamente a partire dal bilancio energetico e dall'equazione di continuità della massa (3.22 e 3.23). Questo metodo è stato usato per valutare la circolazione media residua della media atmosfera di Marte da Santee e Crisp attraverso l'analisi dei dati dello strumento IRIS, a bordo della sonda Phobos 2 [Santee e Crisp, 1995]. Tuttavia, la scarsità numerica delle osservazioni non ha consentito di stimare la circolazione meridionale per un'intera stagione. Un notevole progresso in questo tipo di studio si è ottenuto dall'analisi dei dati dello strumento TES.

Sulla Terra questa circolazione meridionale consiste in una circolazione a cella ai tropici e in una cella più debole alle medie latitudini (cella di Ferrel). La cella tropicale, anche chiamata circolazione alla Hadley o cella di Hadley, è descritta spesso in termini di un ramo ascendente all'equatore e due rami discendenti circa a 30° , nella zona subtropicale di entrambi gli emisferi, ma questa simmetria della struttura dinamica meridionale si presenta soltanto durante gli equinozi.

Durante l'inverno dell'emisfero nord la circolazione di Hadley sulla Terra è dominata da una singola cella con un ramo ascendente a sud dell'equatore e da un ramo discendente al sub-tropico del nord, mentre si invertite latitudinalmente durante l'inverno del sud [Hartmann, 1994]. Una simile circolazione asimmetrica alla Hadley è probabilmente presente su Marte, ma con una cella è molto più energiche e rami ascendenti e discendenti dislocati dall'Equatore a latitudini da circa 30° a circa 60° [Haberle, 1993] [Conrath et al., 2000]. La probabile circolazione alla Hadley su Marte deve presentare una minore simmetria equatoriale soprattutto in prossimità degli equinozi, per l'elevata eccentricità orbitale del pianeta.

Sempre a causa dell'alta eccentricità orbitale di Marte si osservano grandi differenze stagionali in irraggiamento e riscaldamento dell'atmosfera, che possono portare ad una circolazione meridionale più intensa durante l'inverno del nord che durante l'inverno del sud. Nel campo di temperatura in Figura 3.4 è evidente il massimo di temperatura fra le latitudini 50° e 60° N dell'emisfero invernale (riscaldamento dovuto a compressione adiabatica), probabilmente adducibile alla presenza del ramo discendente della circolazione alla Hadley.

Inoltre la condensazione e la sublimazione stagionale del CO₂ nelle regioni polari fornisce un potente meccanismo di forzatura della circolazione media meridionale. L'iniezione e la

rimozione di questa massa di gas produce una significativa circolazione polo-polo, che si inverte a seconda della stagione. Questo flusso di massa sembra essere una componente importante della circolazione generale dell'atmosfera. L'esistenza della circolazione media meridionale su Marte è arguibile dall'eccesso di temperature invernale alle medie latitudini, ben al di sopra delle temperature dell'equilibrio radiativo [Haberle et al., 1982] [Zurek et al., 1992].

3.3. Modelli di circolazione generale dell'atmosfera

Lo studio dell'atmosfera di Marte e, più in generale, di corpi planetari prevede, oltre all'analisi dei dati osservativi, la possibilità di integrare le conoscenze derivanti dall'interpretazione delle osservazioni in un modello coerente, che permetta di descrivere gli aspetti dell'atmosfera e, in misura limitata, di ipotizzare quali condizioni ambientali siano le più plausibili in previsione di missioni *in situ*.

Modelli dell'atmosfera di Marte comprensivi dei caratteri globali della circolazione sono stati inizialmente messi a punto a partire dai lavori pionieristici di Leovy e Mintz [1969], che hanno adattato con successo il Modello di Circolazione Generale (GCM) terrestre, allora sviluppato dall'università della California (UCLA), alle condizioni marziane. Grazie a questi modelli sono stati predetti svariati fenomeni, tra cui la condensazione atmosferica del CO₂ e la presenza di onde transitorie, alle medie latitudini, durante l'inverno marziano. Gli sviluppi successivi di questo modello sono stati effettuati dal centro Ames Research Center della NASA ed hanno fornito una più approfondita comprensione del clima di Marte [Pollack et al., 1981, 1990] [Haberle et al., 1993b] [Barnes et al., 1993, 1996] [Murphy et al., 1995] [Hollingsworth et al., 1996]. Successivamente il modello di clima terrestre del Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD) è stato adattato a Marte, sviluppando un nuovo codice di trasporto radiativo [Hourdin, 1992a] e una parametrizzazione per la condensazione e la sublimazione del CO₂. Questo modello si è dimostrato essere il primo capace di simulare un anno di Marte completo senza introdurre forzamenti, se non la distribuzione dell'insolazione durante l'anno [Hourdin et al., 1993, 1995].

Inoltre è il modello risultato capace di riprodurre in modo efficace le variazioni di pressione stagionali e transitorie osservate dai Viking Landers [Hourdin et al., 1995][Collins et al., 1996]. Nello stesso periodo un nuovo modello generale è stato sviluppato dal Geophysical Fluid Dynamic Laboratory (GFDL) con l'inclusione di una sezione di modellazione della fisica del sistema fluidodinamico dell'atmosfera simile al modello di Ames. Il modello è stato usato per studiare il ruolo delle maree termiche da Wilson e Hamilton [1996] e, separatamente, da Forget et al. [1996] ottenendo contemporaneamente gli stessi risultati all'LMD, indicando importanza di ampliare l'estensione verticale dei modelli GCM per tenere conto dell'effetto di riscaldamento polare [Wilson, 1997].

3.3.1. Modello LMD/AOPP

Nel 1995, su iniziativa dell'Ente Spaziale Europeo (ESA), nel tentativo di sviluppare un modello atmosferico di ausilio alla progettazione delle missioni su Marte, i gruppi del Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD) e del dipartimento di Atmospheric, Oceanic and Planetary Physics (AOPP) dell'Università di Oxford sono stati impegnati nella

realizzazione del modello utilizzato in questo lavoro, e di una banca data climatica precompilata, chiamata European Mars Climate Database (EMCD) [Lewis et al., 1999].

Il nucleo del modello di circolazione generale atmosferica è costituito da un codice dedicato all'integrazione temporale e spaziale delle equazioni di idrodinamiche fondamentali. Questa unità, basata su una formulazione piuttosto generale delle equazioni primitive idrostatiche, relative alla meteorologia dinamica su una sfera, è stata adattata direttamente dai modelli terrestri. Due formulazioni distinte sono state sviluppate finora: una alle differenze finite o modello a griglia, basato sulla discretizzazione dei campi orizzontali su una griglia di latitudine-longitudine ed una con modello spettrale, in cui i campi orizzontali sono rappresentati da una serie di armoniche sferiche. Ciascuna di queste formulazioni presenta vantaggi e svantaggi riguardo all'esattezza ed alle prestazioni numeriche, ed entrambi i metodi sono impiegati in diversi centri per lo studio del clima sulla terra. Per quanto riguarda Marte, poiché entrambe le formulazioni precedentemente erano state utilizzate all'LMD (modello a griglia) e all'AOPP (modello spettrale), è stato scelto di mantenere entrambi le opzioni per minimizzare gli errori, potendo optare per la formulazione più adeguata per il caso in esame.

Il modello dinamico a griglia è basato sul modello di circolazione terrestre dell'LMD, descritto da Sadourny e da Laval [1984]. Lo schema di discretizzazione conserva sia l'entropia potenziale [Sadourny, 1975] che la quantità di moto angolare totale per diversi tipi di flussi atmosferici. Quest'ultima proprietà non viene inclusa nelle versioni terrestri originali, ma si è dimostrata essere molto importante per la simulazione dell'atmosfera di Marte nell'evitare l'insorgere di venti zionali progradati spuri nelle regioni equatoriali [Hourdin, 1992b]. Il modello viene compilato tipicamente con una risoluzione di 64x48 punti per la griglia orizzontale, corrispondenti a 3.75 gradi di latitudine e a 5.625 gradi di longitudine, ma nella versione attuale i punti della griglia possono essere scelti arbitrariamente sia in latitudine che in longitudine.

Questa circostanza offre la possibilità di poter focalizzare il modello su date parti del pianeta per studiarne la meteorologia locale come, ad esempio, nei siti di atterraggio dei landers. Ad alte latitudini viene applicato un filtro nelle vicinanze della singolarità nella griglia ai poli per soddisfare il criterio di stabilità numerica di Courant-Friedrichs-Lewy, senza dover utilizzare un intervallo temporale di integrazione eccessivamente piccolo. Nella versione originale del codice dinamico veniva utilizzato un filtro classico di Fourier, ma risultati delle simulazioni hanno mostrato come l'atmosfera polare di Marte sia molto più dinamicamente instabile rispetto all'atmosfera polare della terra e, quindi, una formulazione più efficiente, basata sul raggruppamento dei punti della griglia adiacenti, è stata implementata per evitare l'instabilità numerica.

Il modello spettrale dell'AOPP è stato sviluppato originariamente dall'università di Reading [Hoskins e Simmons, 1975] e possiede la caratteristica di conservare la quantità di moto angolare totale. Viene tipicamente utilizzato con un troncamento nello spazio spettrale al numero d'onda totale 31, con i termini non lineari calcolati su una griglia nello spazio non trasformato di 96x48 punti.

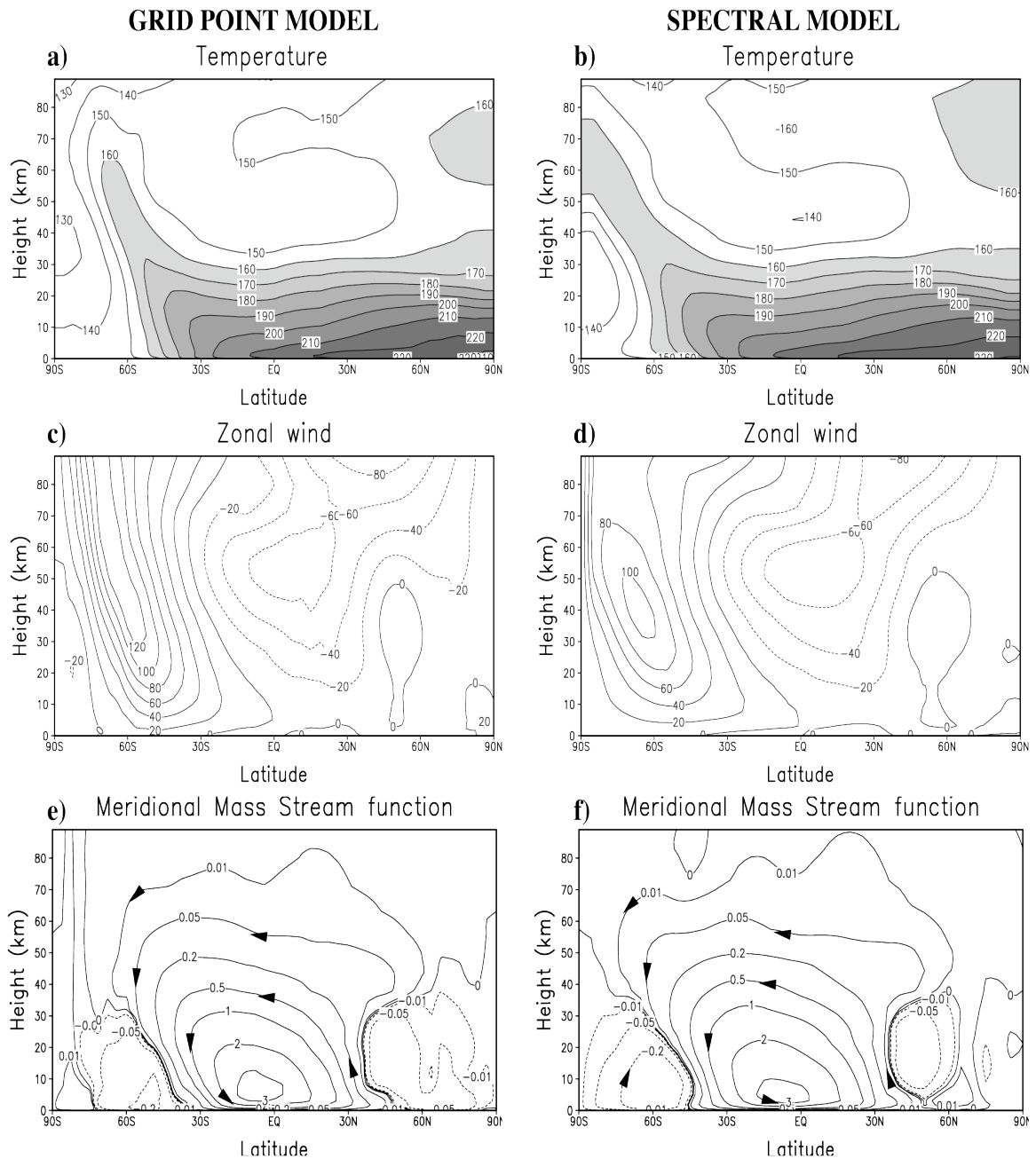


Figura 3.6 Stato dell'atmosfera di Marte, così come previsto dal modello GCM LMD/AOPP. In figura sono rappresentate le sezioni meridionali dei campi termici (a. e b.), dei venti zonali (c. e d.) e delle funzioni di trasporto di massa (e. e f.) nell'intervallo di longitudine solare tra 90 e 120 gradi [Forget et al., 1999] calcolate utilizzando i due metodi a disposizione nel modello.

Come griglia verticale entrambi i modelli utilizzano un sistema di riferimento coordinato basato sulla pressione locale normalizzata alla pressione superficiale locale, nella forma alle differenze finite. Vengono inoltre utilizzati tipicamente venticinque livelli, con i primi quattro strati situati alle altezze inferiori ai 100 m. [Lewis et al, 1999]. Confrontando questo modello con le versioni precedenti [Hourdin et al., 1993] si è osservata un sostanziale aumento della risoluzione verticale in prossimità della superficie, permettendo una

rappresentazione migliore dello strato limite planetario. Allo stesso modo circa metà dello strato superiore è esteso da 60 chilometri fino a circa 100 chilometri.

Questa estensione permette non solo di utilizzare il modello per esplorare la meteorologia a queste quote, ma si osserva come un dominio più ampio del modello riesca a tenere conto dello sviluppo completo della circolazione meridionale alla Hadley, rendendosi così necessario per simulare correttamente il clima di Marte a quote inferiori ai 50 chilometri.

Sia nel modello a griglia che nel modello spettrale, le interazioni non lineari fra le grandezze di scala esplicitamente risolte ed i processi del sub-griglia sono parametrizzati applicando un operatore selettivo di dispersione orizzontale, basato su n iterazioni di un operatore Laplaciano, cioè Δ^n . Nel modello a griglia, ad esempio, questo operatore può essere scritto in forma analitica come $\partial q / \partial t = ([-1]^n / \tau_{diss})(\delta x)^{2n} \Delta^n q$, dove δx è la più piccola distanza orizzontale rappresentata nel modello e τ_{diss} è la scala cronologica di dispersione per strutture con scala di lunghezze δx . Un operatore simile viene applicato ai campi del modello spettrale, nel rispettivo spazio spettrale. Questi operatori sono necessari per assicurare la stabilità numerica al modello a griglia e per impedire un'accumulazione di energia nel limite di troncamento del modello spettrale. In pratica, l'operatore è applicato esclusivamente

- alla temperatura potenziale
- alla divergenza del flusso
- alla vorticità relativa.

Nei livelli superiori viene inserito uno strato “spugna” in entrambi i modelli per poter ridurre le riflessioni spurie generate dalla propagazione verticale delle onde nella zona superiore del modello. Diversamente dalla formulazione tradizionale di attrito, questo strato agisce solamente come resistenza lineare sulle componenti turbolente dei campi di divergenza e di vorticità e non è selettivo delle scale dei fenomeni. Le scale cronologiche su cui agisce sono tipicamente metà di un giorno, di 1 giorno e di 2 giorni ai tre livelli più elevati, rispettivamente. In Figura 3.6 sono riportati i risultati relativi all'intervallo di longitudine solare tra 90 e 120 gradi utilizzando i due metodi a disposizione nel modello.

Esistono minime differenze tra i due metodi, che, come si vedrà, sono ampiamente minori delle variazioni con i risultati ottenuti dalle osservazioni. L'andamento generale sia dei campi termici che dei campi dinamici di venti zionali riproduce fedelmente le condizioni che verranno stimate dall'analisi dei dati spettroscopici in questo lavoro.

3.4. Stima dei parametri dai dati

Come discusso in precedenza, le osservazioni nella regione spettrale dell'infrarosso permettono di derivare informazioni fondamentali per lo studio dinamico dell'atmosfera (profili di temperatura, opacità degli aerosol, per citarne alcuni), in quanto la radiazione misurata in questa regione risulta essere estremamente sensibile a questi parametri.

La procedura di inversione dell' 3.8, che permette di ricavare i parametri di interesse che influenzano il campo di radiazione osservato, è un problema complesso, che in alcuni casi estremi, a seconda della qualità delle misure in termini di rapporto segnale/rumore rispetto all'ordine di grandezza dei parametri da stimare, può portare a non riuscire ad estrarre una soluzione unica [Rodgers, 1976].

Il potenziale scientifico delle misure nell'infrarosso nello studio dell'ambiente Marziano è attestato dall'abbondanza di lavori derivati dai dati acquisiti da IRIS, ISM e da TES. L'esperienza acquisita dai team scientifici di questi strumenti [Hanel et al., 1992][Gendrin et

al., 2003][Conrath et al., 2000][Smith et al., 2000a, 2000b][Pearl et al., 2001] rappresenta il punto di partenza fondamentale per tutte le analisi di questo genere. In questa sezione verrà presentato il lavoro eseguito in collaborazione con il team PFS nello sviluppo di tecniche adatte all'analisi, in termini di software, delle singole misure calibrate [Grassi et al., 2004, 2005]. La base teorica dei concetti qui esposti possono essere trovate negli studi di Haus e Titov [2000] e di Zasova et al. [2001, 2002].

La discussione sarà limitata al solo canale LWC in quanto è quello che ad oggi presenta la maggior percentuale di dati calibrati, rispetto al canale SWC.

In Figura 3.7 sono presentati due esempi di spettri singoli misurati da PFS. Già un'analisi visiva permette di catturarne le caratteristiche spettrali principali, correlate con alcune proprietà essenziali dell'ambiente Marziano. Come aspetto fondamentale si può osservare che lo spettro misurato nel canale LWC ha una forma approssimativa di una "Planckiana" alla temperatura della superficie osservata, mentre le deviazioni dalla forma ideale, in regioni libere da assorbimenti dovuti ai gas atmosferici, sono riconducibili all'emissività non unitaria della superficie, correlata, a sua volta, alla composizione chimico-strutturale del suolo, o ad interazione con aerosol (polvere sospesa o nubi di ghiaccio d'acqua) [Bandfield et al., 2000]. La forma della banda della CO₂, centrata a 667 cm⁻¹, è determinata dall'emissione termica dell'atmosfera, cioè dal profilo verticale della temperatura atmosferica mentre diverse bande di assorbimento del vapore acqueo sono distribuite nell'intera finestra osservativa di PFS, di cui le bande intorno a 300 cm⁻¹ sono le più significative e visibili.

3.4.1. Formalismo Bayesiano

L'utilizzo del formalismo Bayesiano [Rodgers, 2000] permette una valutazione precisa di quali parametri siano efficacemente stimabili dai dati, cioè da misure calibrate di PFS. In pratica per alcuni parametri può non essere possibile estrarne una stima realistica dai dati a causa del livello troppo basso con cui questi ultimi influenzano il segnale osservato rispetto al rapporto segnale/rumore dei dati stessi.

Tramite questo formalismo i parametri fisici del sistema in esame (non necessariamente fisicamente omogenei) sono collezionati in un unico vettore indicato da \mathbf{x} . Nel nostro caso \mathbf{x} comprende le caratteristiche dell'atmosfera e della superficie e , attraverso un modello diretto indicato con \mathbf{f} , la \mathbf{x} individua un insieme delle quantità direttamente misurabili \mathbf{y} (uno spettro di PFS), influenzate da un rumore \mathbf{e} , che viene descritto statisticamente dal NER strumentale, il Noise Equivalent Radiance (livello di radianza misurato per un'osservazione di solo rumore, si veda il Cap 2). In formule si può schematizzare il processo di misura come

$$\mathbf{y} = \mathbf{K}\mathbf{x} + \mathbf{e}$$

Equazione 3.26

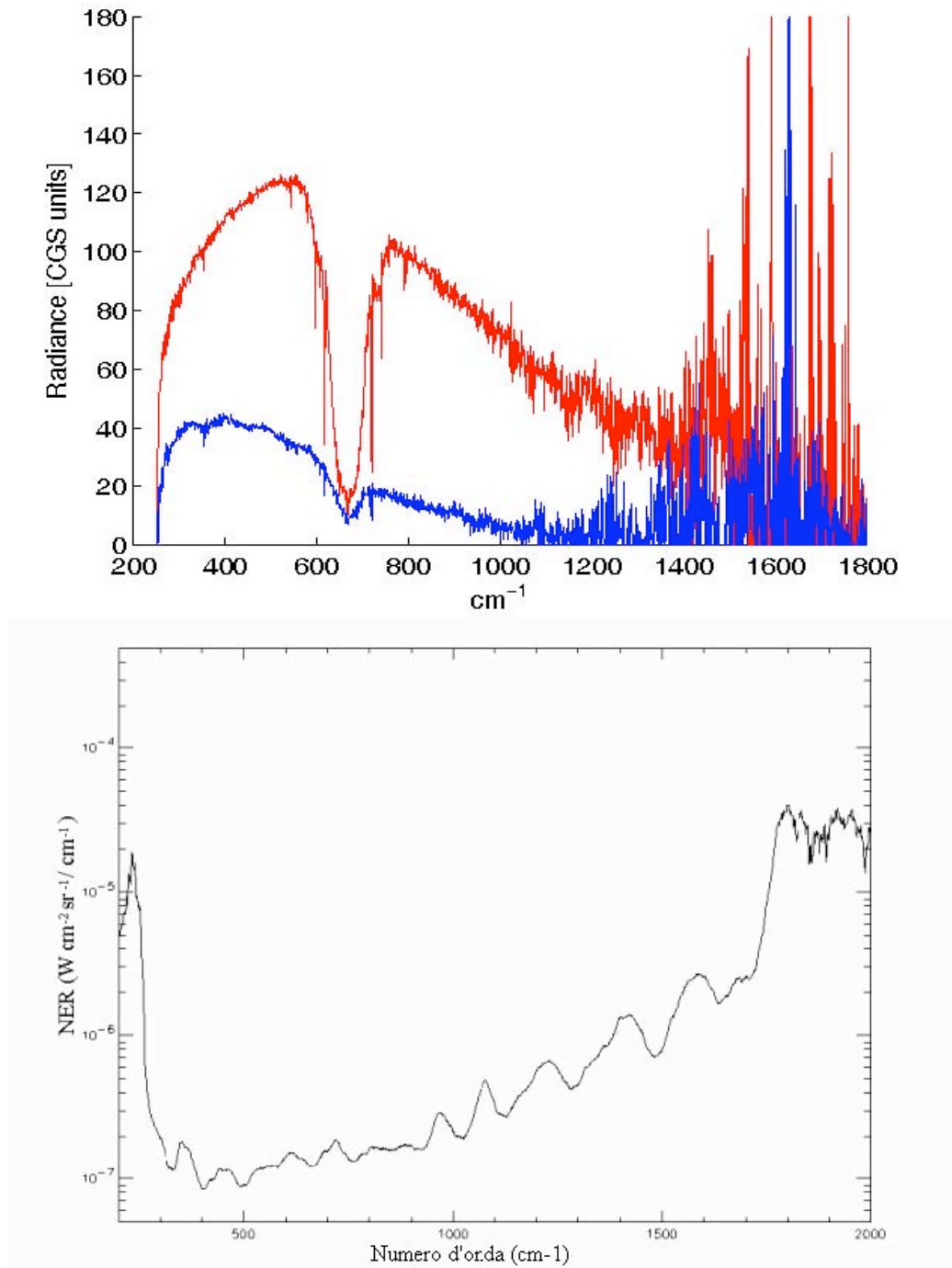


Figura 3.7 Esempi di osservazioni con PFS di Marte in condizioni differenti. Nella figura superiore: la curva blu si riferisce ad una osservazione con longitudine solare 347° (fine dell'inverno dell'emisfero Nord), latitudine 80° , ora locale 12 sol, superficie polare; la curva rossa si riferisce alla stessa longitudine solare, latitudine 0° , e stessa ora locale 12 sol, ed è riferita ad una superficie di bassa albedo. Nella figura inferiore è riportato il NER, o Noise Equivalent Radiance, cioè il livello di radianza corrispondente ad un'osservazione di solo rumore.

dove \mathbf{K} viene comunemente chiamata matrice delle funzioni peso, ed è costituita dalle derivate parziali delle \mathbf{x} rispetto alle \mathbf{y} : le sue colonne forniscono quindi una valutazione immediata della sensibilità dei dati rispetto ai parametri ambientali.

Per effettuare una valutazione più precisa, \mathbf{K} viene confrontata con il rumore strumentale ed ai possibili valori per i differenti elementi di \mathbf{x} nell'ambiente Marziano, attraverso un ulteriore sviluppo del metodo Bayesiano.

Il problema d'inversione è costituito principalmente dal calcolo della \mathbf{x} una volta che la \mathbf{y} sia nota. L'inversione diretta dell' 3.26 conduce ai cosiddetti problemi malposti: in questi casi l'introduzione di un valore a priori per il vettore \mathbf{x}_a , con la relativa matrice di covarianza \mathbf{S}_a , è particolarmente importante. Queste quantità riassumono le nostre ipotesi sullo stato del sistema e sulla loro incertezza. Assumendo statistiche gaussiane per lo stato del sistema e per gli errori di misura, il valore più probabile per il vettore di stato è data da

$$\hat{\mathbf{x}} = \mathbf{x}_a + \mathbf{S}_a \mathbf{K}^T (\mathbf{K} \mathbf{S}_a \mathbf{K}^T + \mathbf{S}_e)^{-1} (\mathbf{y} - \mathbf{K} \mathbf{x}_a) \quad \text{Equazione 3.27}$$

Questa soluzione è caratterizzata da una matrice di covarianza $\hat{\mathbf{S}}$ data da

$$\hat{\mathbf{S}} = (\mathbf{K}^T \mathbf{S}_e^{-1} \mathbf{K} + \mathbf{S}_a^{-1})^{-1} \quad \text{Equazione 3.28}$$

dove \mathbf{S}_e contiene la descrizione statistica degli errori introdotti dal processo di misura. Nel caso dei problemi non lineari, come quello qui considerato, l' 3.27 può essere risolta iterativamente, una volta che l'equazione del trasporto radiativo sia stata linearizzata nell'intorno del valore attuale di \mathbf{x} .

Gli elementi non diagonali diversi da zero nella matrice \mathbf{S}_a indicano che gli elementi del vettore di stato non sono statisticamente indipendenti: in teoria un concetto simile è valido anche per la matrice di correlazione degli errori di misura. È possibile porre il problema dell'inversione dell'equazione del trasporto radiativo in una forma diversa, considerando un'adeguata serie di cambiamenti di base, per potersi occupare solo degli elementi statisticamente indipendenti nel nuovo vettore di stato trasformato [Rodgers, 2000].

È particolarmente importante sottolineare che la quantità di informazioni indipendenti ricavabili dai dati è data dal numero di valori singolari dell'equazione

$$\tilde{\mathbf{K}} = \mathbf{S}_e^{-\frac{1}{2}} \mathbf{K} \mathbf{S}_a^{\frac{1}{2}} \quad \text{Equazione 3.29}$$

L'incertezza sugli elementi trasformati del vettore di stato, che corrispondono a questi valori singolari, viene efficacemente ridotta tramite il processo di misura. D'altra parte, la

varianza degli altri elementi rimane in pratica invariata ed è data dalla covarianza³ dello stato iniziale. Il calcolo dei valori singolari dell' 3.29 richiede non solo la conoscenza del valore del NER strumentale, ma anche una matrice di covarianza S_a plausibile. In quest'analisi la matrice S_a viene derivata dall'analisi statistica di un insieme di vettori di stato differenti prodotti da un modello globale di circolazione atmosferica, in questo caso dal modello dell'LMD/AOPP. Questa popolazione estratta campiona uniformemente le condizioni ambientali di Marte per differenti valori di latitudine, stagione e tempo locale.

In teoria, la valutazione dei valori singolari dell' 3.29 dovrebbe essere effettuata considerando simultaneamente l'intero spettro di osservato ed un vettore di stato completo. Questo metodo tuttavia non permette una semplice interpretazione fisica dei risultati in quanto i cambiamenti di base accoppiano parametri diversi, che in realtà risultano essere fisicamente ben distinti. Un metodo più conveniente è di considerare le parti fisicamente omogenee della x e un insieme di regioni spettrali limitate. Queste regioni vengono selezionate massimizzando i valori delle colonne di K relative agli specifici elementi di x considerati o, in altre parole, mantenendo il più piccolo possibile le aree di K non relative a questi elementi. Viene inoltre inclusa l'azione di probabili fonti di errore, come la dispersione da parte aerosol.

Questo metodo fornisce una valutazione ottimistica delle possibilità di estrazione di informazioni dai dati strumentali, dato che tutti gli elementi del vettore di stato non inclusi nell'analisi corrente sono supposti essere perfettamente noti e, quindi, non rappresentativi di ulteriori fonti di errore. Una serie di test effettuati in circostanze favorevoli, cioè ad alta temperatura superficiale, alta albedo e piccolo angolo di fase, hanno mostrato che quando si studi il profilo termico verticale dell'atmosfera, ricavato dalla banda della CO_2 a 667 cm^{-1} (tra 550 e 800 cm^{-1}), si ottengono circa cinque valori singolari significativamente maggiori di 1. Questo risultato dimostra l'effettiva possibilità di studiare la struttura termica verticale dell'atmosfera, anche se i livelli di campionamento utilizzati nella descrizione dell'atmosfera sono in misura minore rispetto ai 65 che sono stati impiegati. Questa regione spettrale compresa tra circa 300 e 1200 cm^{-1} è stata impiegata per gli stessi fini nell'analisi dei dati di IRIS Mariner 9 e di TES MGS [Hanel et al., 1972][Conrath et al., 2000][Chahine, 1970][Smith, 1970]. Considerando una singola misura di PFS, il calcolo delle proprietà ottiche della superficie e degli aerosol risulta essere un problema sottodeterminato. Ossia, essendo queste caratteristiche dipendenti dalla lunghezza d'onda e la dipendenza degli spettri da queste ultime generalmente sconosciuta, la loro inclusione negli elementi di vettore di stato da calcolare implicherebbe un numero di incognite maggiore del numero di misure indipendenti. Lo studio di questi parametri viene quindi eliminato da questa analisi, almeno nelle regioni spettrali già usate per il calcolo dei profili termici dell'atmosfera. I loro valori vengono quindi supposti come noti durante l'intero processo. Il formalismo Bayesiano risulta

³ *Covarianza*: in statistica è una misura di quanto due variabili casuali siano correlate, distinta dalla *varianza*, che da una misura della variabilità di una singola variabile casuale.

essere particolarmente utile in questa applicazione in quanto abbinato ad un algoritmo ad aggiornamento sequenziale (iterativo), che permette di valutare gli errori compiuti, rispetto alle assunzioni iniziali, ad ogni passo calcolando quali strutture presenterebbero spettri con le caratteristiche assunte. Il problema principale nell'esecuzione reale del metodo è dovuto alla circostanza di avere una definizione ragionevole per la \mathbf{x}_a e per la relativa matrice di covarianza \mathbf{S}_a .

Nel caso dei dati terrestri, il grande *corpus* di dati meteorologici disponibili, proveniente da differenti fonti, può essere usato per definire una popolazione statisticamente significativa delle osservazioni. Nel caso di altri pianeti, le osservazioni, quando disponibili, sono molto più limitate, pertanto introducendo la possibilità di avere biases nei risultati ottenuti, che interferiscono intimamente con i concetti fondamentali del formalismo Bayesiano. I valori degli elementi della \mathbf{x} mal stimati a partire dai dati (che corrispondendo ai bassi valori nelle righe di \mathbf{K}) sono in pratica definiti, nel vettore di stato stimato dell' 3.27, dallo stato \mathbf{x}_a a priori. Inoltre, grazie ai legami statistici fra differenti elementi della \mathbf{x} descritti dagli elementi non diagonali della \mathbf{S}_a , questi valori possono propagare la loro influenza nella soluzione anche a parametri meglio vincolati dai dati.

Nel presente caso si sono sviluppate statistiche estese a partire dai risultati dei modelli globali di circolazione. Il General Circulation Model è stato sottoposto ad un intenso lavoro di assimilazione di dati da varie missioni [Houben, 1999]. Ciò implica che i profili termici derivati dal TES e degli esperimenti radio rappresentano i vincoli osservativi importanti al comportamento del GCM. Tuttavia, alcuni artefatti del modello possono essere presenti nelle soluzioni, quindi viene posta grande cura nell'evitare vincoli eccessivamente severi sulla soluzione a partire dai valori a priori. In questo contesto è particolarmente importante evitare di sottovalutare i valori assoluti della matrice \mathbf{S}_a .

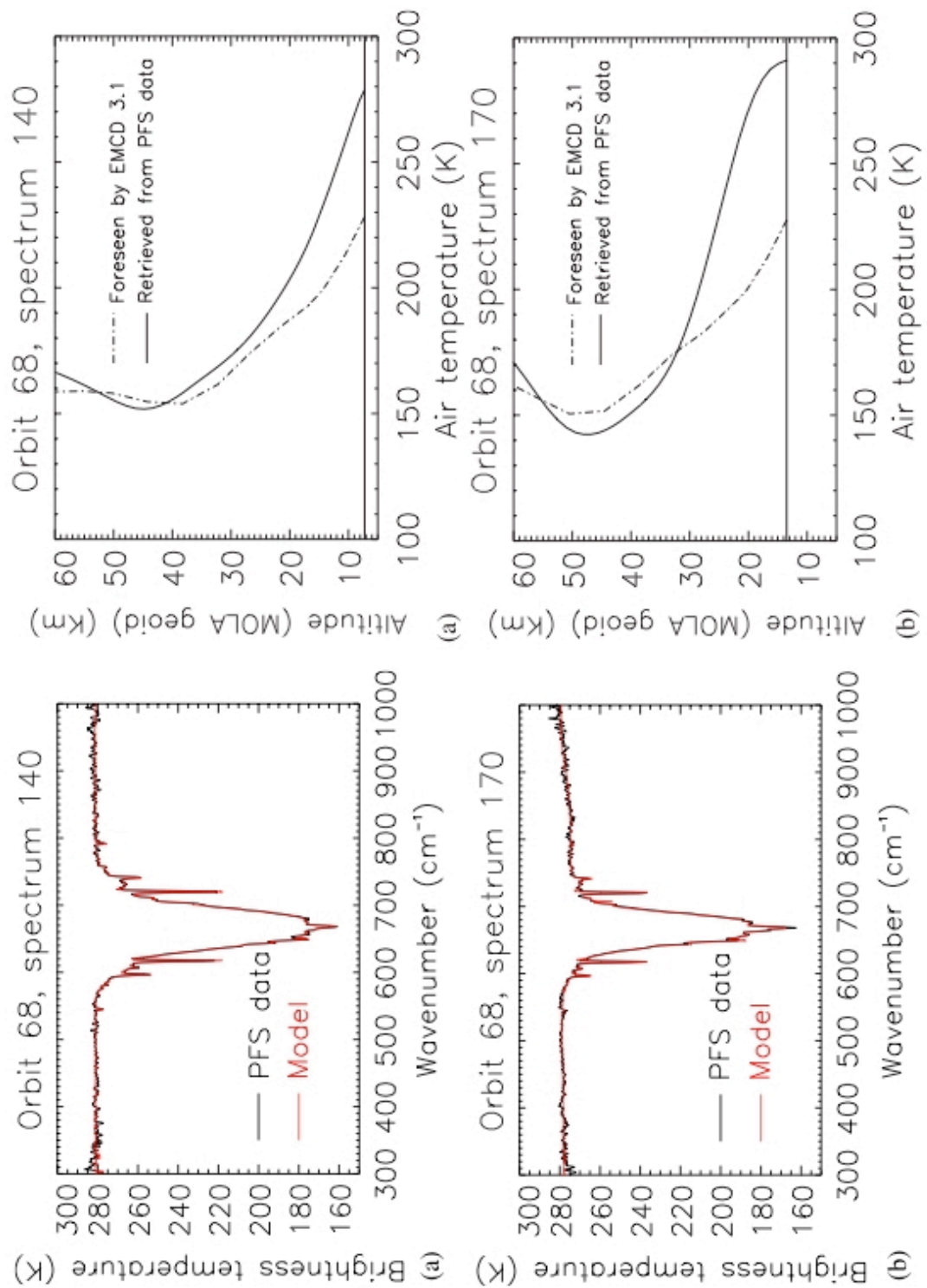


Figura 3.8 Parte inferiore: esempi di spettri di PFS nel canale LWC. Il valore del χ^2 ridotto è in entrambi i casi molto vicino a 1. Parte superiore: profili di temperatura atmosferica relativi alle stesse osservazioni. Le previsioni del modello sono le linee tratteggiate. Le linee orizzontali rappresentano l'altezza del centro del campo di vista, come stimata dalla topografia MOLA [Smith, 2004].

Per ottenere un insieme di dati spettrali che rappresenti completamente la varietà di condizioni previste nell'atmosfera marziana, è stata estratta dall'EMCD una popolazione di vettori di stato spazati uniformemente in stagione, tempo locale e latitudine, fornendo un totale di 288 vettori.

In tutti i casi, il carico medio di aerosol di silicato (quantificato nell'EMCD dal cosiddetto scenario della polvere) è stato fissato uguale alle condizioni relativamente polverose osservate dalla missione Viking verso la fine degli anni 70. L'archivio di dati spettrali è stato calcolato utilizzando il modello di emissività superficiale nella regione coperta dal canale LWC inclusa nell'EMCD.

Le proprietà ottiche della polvere sono state modellizzate utilizzando le costanti ottiche della palagonite fornite da Roush [1991], mentre i dati del flusso solare provengono da Kurucz [1995]: anche se non attualissimi, l'utilizzo di questi parametri è giustificato dal fatto che non fossero disponibili modelli più recenti quando l'archivio è stato calcolato, all'inizio del 2000. L'applicazione della procedura di analisi descritta ai dati acquisiti da PFS in orbita intorno a Marte è inoltre limitata fortemente dalla necessità di una convalida soddisfacente delle procedure di calibrazione dei dati stessi.

Fino ad oggi soltanto i dati del canale "Long" di PFS sono stati pre-processati per renderli adatti ad un'analisi scientifica. Le principali caratteristiche dell'algoritmo, applicato ai dati PFS, mostrano come il valore tipico del χ^2 ridotto, lungo un'orbita completa, nella banda della CO_2 a 667 cm^{-1} vale circa 1.2. Questo valore deriva da un certo numero di residui di calibrazione che non vengono rimossi da nessuna procedura preliminare di controllo della qualità. Questi casi sono più frequenti all'inizio di ogni sessione di osservazione (o passaggio orbitale), a causa dei gradienti termici ancora presenti all'interno dello strumento, che si equilibra termicamente durante l'orbita, stabilizzando anche la qualità delle osservazioni. Inoltre si è evidenziato come il metodo Bayesiano conduce generalmente a modelli di buona qualità (confrontando il modello con il χ^2 ridotto ed il NER strumentale) e dimostra una capacità di correggere anche grandi errori fatti nelle assunzioni dei vettori di stato iniziali.

Le prestazioni di estrazione dell'algoritmo risultano migliori in condizioni di basso segnale (basse temperature), probabilmente legate a un comportamento maggiormente linearità per l'equazione del trasporto radiativo in queste condizioni termici. Il codice ha dimostrato in varie situazioni di avere difficoltà a modellare la regione spettrale intorno a $400\text{-}520 \text{ cm}^{-1}$. Questo comportamento, non previsto dai test effettuati su spettri sintetici, è con tutta probabilità collegato al modello della polvere utilizzato, cioè a una distribuzione della dimensione delle particelle di polvere non coerente con quella effettivamente osservata su Marte, o a residui di calibrazione.

La Figura 3.8 presenta due esempi di modelli di spettri provenienti dall'orbita 68 di MEX. Il valore del χ^2 ridotto è intorno ad 1 in entrambi i casi, utilizzando l'intervallo spettrale $\{350 - 1000\} \text{ cm}^{-1}$ per valutare la qualità del fit. È da notare come il caso Figura 3.8b si riferisca ad uno spettro acquisito nelle vicinanze della sommità di Ascreus Mons: la nube di ghiaccio d'acqua (che diventa evidente dalle profonde bande di assorbimento fra 730 e 1000 cm^{-1}) mostra uno spessore ottico integrato a 830 cm^{-1} di 0.15.

Questa procedura è integrata da una stima degli errori di inversione. Il codice [Grassi et al. 2004, 2005] è stato concepito per permettere lo studio di ogni parametro recuperabile dagli spettri calibrati di PFS e rappresenta il primo tentativo di studiare dati marziani nell'infrarosso secondo il metodo Bayesiano. Sono state analizzate diverse fonti di errore, cercando di quantificarne la magnitudine e loro eventuali interrelazioni. Il ruolo delle proprietà ottiche della polvere alle lunghezze d'onda dove è predominante lo spettro solare (canale SWC) si è dimostrato critico; purtroppo, queste proprietà attualmente sono ancora

mal stimate. I test hanno dimostrato che i dati di PFS possono essere utilizzati per monitorare efficacemente i parametri dell'atmosfera marziana e fornire importanti contributi ad una serie di problemi scientifici, come la dinamica dell'atmosfera marziana. In Figura 3.9 sono riportati i profili di alcune fondamentali proprietà atmosferiche stimate col metodo descritto, assieme ad alcune caratteristiche geometriche. Si osserva come la temperatura del suolo segua la variazione di tempo locale e come la distribuzione della concentrazione di ghiaccio d'acqua sia asimmetrica, il che porterà ad osservare peculiari comportamenti del campo di temperatura.

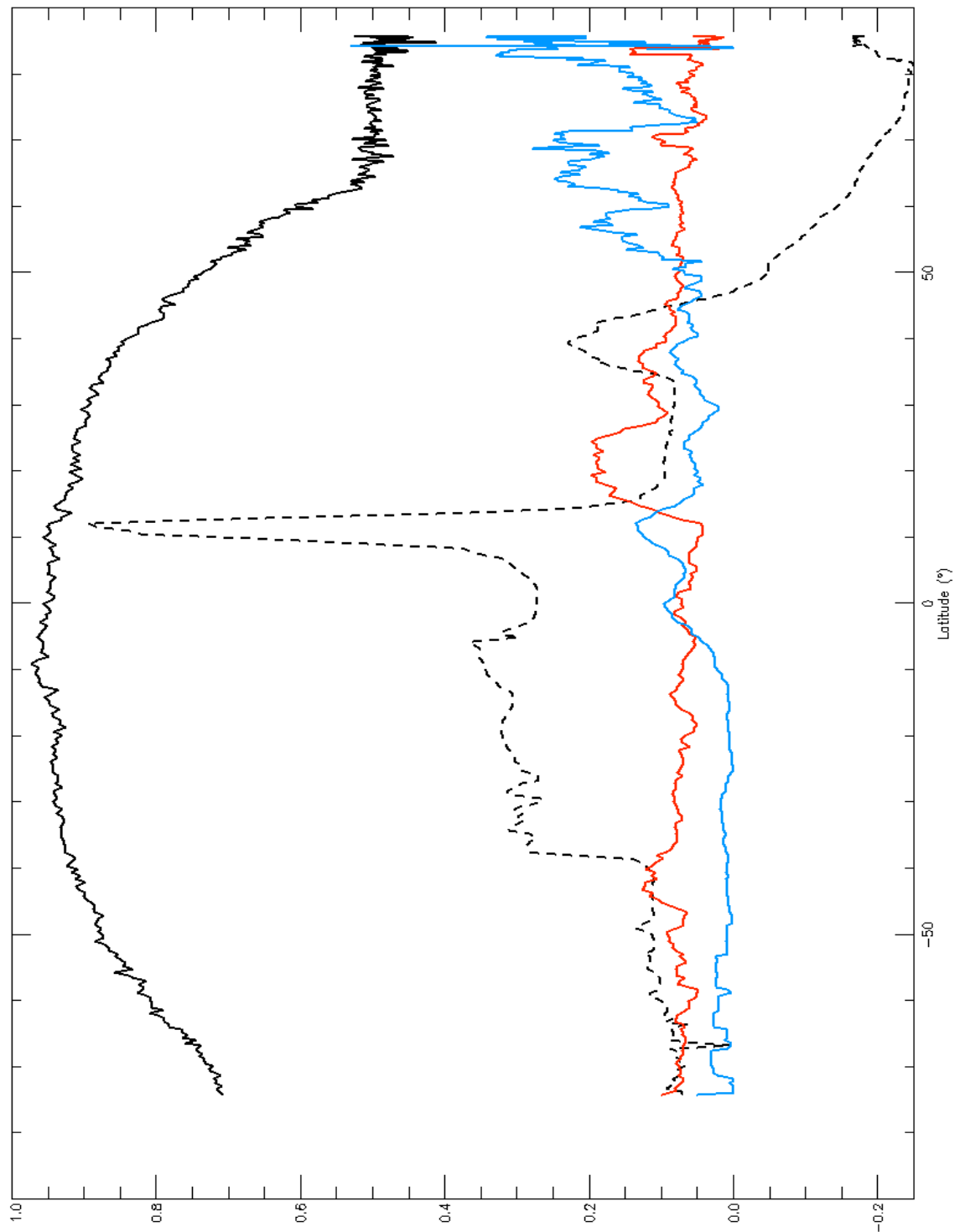


Figura 3.9 Profili dei parametri stimati tramite l'inversione dei dati PFS, relativi all'orbita 68. La curva nera piena rappresenta la temperatura al suolo (in K° normalizzata al valore di 300°), la curva nera tratteggiata rappresenta l'andamento della topografia (in Km normalizzata al valore di 10 km), mentre la curva blu e la curva rossa rappresentano rispettivamente l'opacità dell'aerosol di ghiaccio d'acqua e di polvere sospesa.

3.4.2. Validazione statistica del processo di inversione

L'inversione dei dati tramite formalismo Bayesiano fin qui descritta rappresenta una metodologia innovativa per l'analisi dei dati in remoto acquisiti da sonde spaziali. Essendo stata questa applicazione realizzata per la prima volta all'interno del gruppo di ricerca dell'Istituto di Fisica dello Spazio Interplanetario (IFSI), essa non è stata estesamente validata. Dato che lo svolgimento del presente lavoro di ricerca ha implicato l'utilizzo esteso di questo formalismo applicato ai dati dello strumento PFS, si è stimato essenziale validare con un ulteriore metodo statistico i risultati dell'inversione di un così ampio dataset. In particolare ci si è avvalsi della tecnica della *Factor Analysis*, già applicata e caratterizzata in ambito di analisi di dati remoti [Bandfield et al, 2000]. Questa tecnica permette, oltre che di stimare di alcuni parametri atmosferici, come nel formalismo presentato nel paragrafo precedente di estrarre caratteristiche spettrali non note a priori dei componenti atmosferici.

La *Factor Analysis* è una tecnica di analisi spettrale basata essenzialmente sull'ipotesi che gli spettri dei componenti si combinino in modo lineare a formare uno spettro osservato. E' noto come questa tecnica possa efficacemente estrarre sia i componenti di miscele di minerali [Bandfield et al., 2000b][Malinowsky, 1991] sia i singoli componenti atmosferici e il loro contributo all'osservazione [Smith et al., 2000], sotto opportune condizioni ambientali e superficiali del pianeta. L'algoritmo di *Factor Analysis* sviluppato si applica a set di spettri in cui varino i rapporti di combinazioni dei componenti (ad esempio un insieme di spettri acquisiti da una zona di superficie planetaria con composizione atmosferica variabile).

Nel lavoro di Bandfield et al. [2000b] viene evidenziata la caratteristica forse più interessante dell'algoritmo: per ricostruire lo spettro di un dato componente non è necessario disporre del suo spettro, ma di spettri aventi strutture di bande approssimativamente nelle stesse regioni e, grazie all'algoritmo, si riescono a ricostruire le strutture dei componenti originali. Se si indica con $[D]$ la matrice delle misure si riesce a stimare il numero di vettori minimo necessario a descrivere l'intero set di dati, valutando gli autovalori dalla matrice di covarianza relativa. Se il numero di spettri analizzati vien indicato da m , il numero di vettori necessario per descrivere il sistema sarà in generale $n \times m$. Quindi la matrice di covarianza sarà

$$[Z] = [D]^T \cdot [D] \quad \text{Equazione 3.30}$$

si provvede a diagonalizzare la matrice $[Z]$ trovando un'appropriata proiezione $[Q]$ tale che

$$[Q]^{-1} \cdot [Z] \cdot [Q] = \begin{bmatrix} \lambda_1 & \dots & 0 \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & \dots & \lambda_m \end{bmatrix} = [\Lambda] \quad \text{Equazione 3.31}$$

dove le λ_m sono soluzioni del sistema di equazioni

$$\begin{aligned} [Z] \cdot \vec{e}_j &= \lambda_j \vec{e}_j \\ \vec{e}_i \vec{e}_j &= \delta_{ij} \end{aligned} \quad \text{Equazione 3.32}$$

Possiamo allora schematizzare la ricostruzione del sistema come

$$[D] = [R] \cdot [C]$$

Equazione 3.33

dove $[R]$ è la matrice gli end-members spettrali (autovettori estratti o gli end-members originali dei componenti) e $[C]$ rappresenta la matrice dei coefficienti di concentrazione degli spettri $[R]$. Si procede iterativamente alla composizione di una base che includa, a partire dall'autovettore corrispondente all'autovalore più grande verso gli autovalori minori in valore assoluto, cioè aumentando la dimensione dello spazio generato, finché l'accuratezza con la quale il set di misure viene descritto in questo spazio, secondo l' Equazione 3.33, non è minore di un valore prescelto. Tipicamente quando l'errore di ricostruzione è minore dell'errore di misura, cioè confrontabile col NER dello strumento, sono stati inclusi un numero sufficiente di autovettori \bar{e}_j , che indicheremo con n . A questo punto si osserva un andamento degli autovalori asintotico verso lo zero [Malinowsky, 1991]: se nelle misure non fosse presente rumore si potrebbe teoricamente estrarre il numero esatto delle componenti del sistema. Infatti, in questo caso solo i primi n autovalori sarebbero diversi da zero e i successivi identicamente nulli. In effetti, si può osservare che più un autovalore è piccolo, relativamente agli altri, più il corrispondente autovettore tiene conto solo di variazioni nelle misure dovute soltanto al rumore [Bandfield et al., 2000b] e non di un effettivo segnale presente nelle osservazioni.

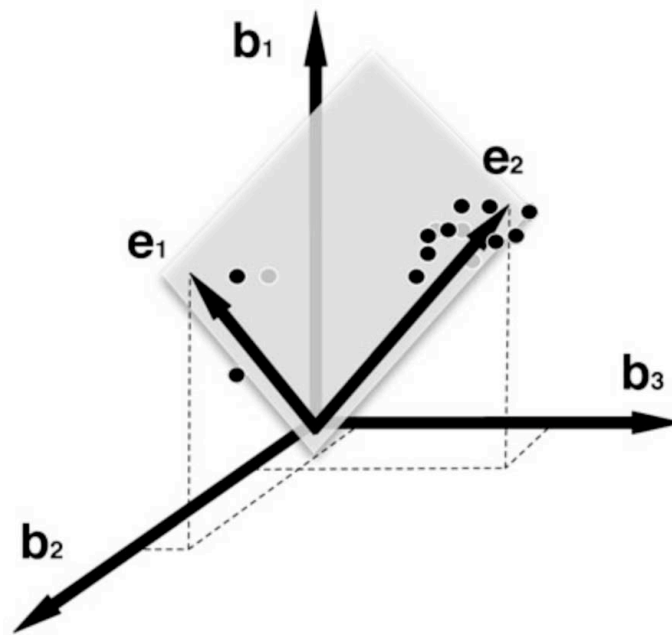


Figura 3.10 Spazio a cui appartiene l'insieme delle misure (in questa figura i vettori b sono tre bande dello spettro e ogni punto è una misura) e il sotto spazio generato dagli autovalori \bar{e}_1 e \bar{e}_2 . Le componenti al di fuori dell'iperpiano sono da attribuirsi al rumore presente nei dati.

In ogni caso gli autovettori estratti non hanno in principio alcun significato fisico, se interpretati come spettri, essendo solo delle forme spettrali che tengono conto delle variazioni all'interno dell'insieme di misure. Costruita la base di vettori mutuamente ortogonali, appartenente ad uno spazio di dimensione n , il passo successivo è quello di passare a una nuova base, sempre dimensione n , composta da spettri che siano effettivamente associabili con un campione noto.

Si applica a questo punto una delle tecniche possibili per ruotare i vettori di base (*Target Transformation*, *Quartimin*, *Oblimax*) [Bandfield et al.,2000b] ed ottenere degli spettri di componenti significativi. La tecnica da implementata è la *Target Transformation*, che consiste nello scegliere un certo numero di vettori di prova \vec{x}_i e proiettarli nello spazio generato dal set di autovettori scelto (Figura 3.7). Quando il vettore di test iniziale risulta possedere componenti significativamente al di fuori dello spazio generato dagli autovettori, si può ritenere che il vettore non sia uno dei possibili componenti che concorrono a formare lo spettro osservato.

A causa delle proprietà dell'operatore di proiezione, il vettore proiettato è costituito necessariamente dalle componenti che generano il sottospazio generato dalla base prescelta. Se si ritenesse valido l'escludere tali vettori si potrebbe avere una trasformazione efficace nell'unico caso in cui i vettori incogniti che concorrono a comporre le osservazione si trovassero tutti nella libreria spettrale utilizzata.

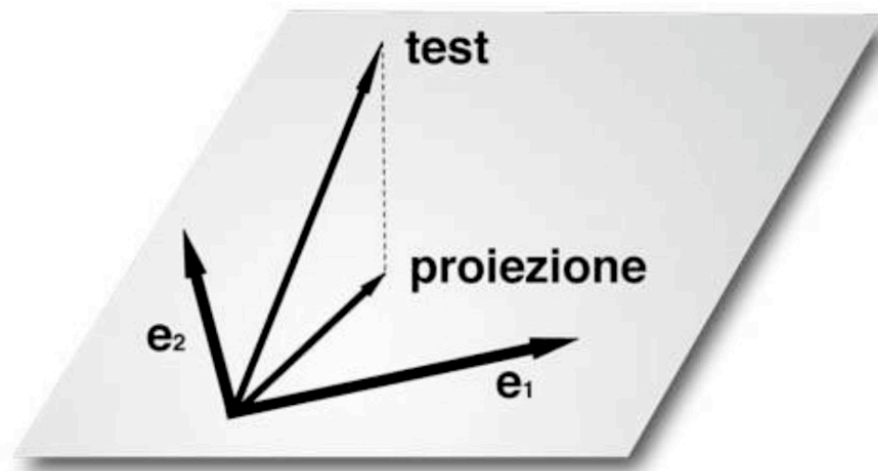


Figura 3.11 Spazio generato da due autovettori e loro proiezione di un vettore di test \vec{x}_i verso il suo modello \vec{x}_p

Questa ipotesi è quanto mai improbabile, a causa dei molteplici fattori che influenzano gli spettri osservati e che difficilmente possono essere completamente rappresentati in una libreria spettrale (ad esempio la variabilità in dimensione delle particelle che costituiscono un regolite superficiale o un aerosol in sospensione in atmosfera). Se invece si accettano come end-members i vettori trasformati e se ne costruisce un insieme linearmente indipendente si riesce contemporaneamente a trovare una nuova base per lo spazio generato dagli autovettori e ad assegnare un significato fisico ai vettori di base.

A partire dagli argomenti sopra discussi è stato sviluppato un algoritmo utilizzando il linguaggio IDL che, per sua natura, fornisce un supporto naturale per calcoli algebrici. Le considerazioni matematiche riportate in precedenza hanno fornito uno schema decisionale da applicare nell'estrazione dei componenti tramite la tecnica di *Factor Analysis*. Un adeguato set di dati viene elaborato per fornire gli autovettori della corrispondente matrice di covarianza: questi autovettori forniscono una rappresentazione equivalente del sistema di misure. Si estrae quindi un insieme minimo di autovettori capace di descrivere, ad un intervallo di confidenza scelto, il sistema iniziale, circostanza che viene verificata ad ogni passo della costruzione di ogni nuova base nello spazio vettoriale. A questo punto si applica

la tecnica di *target transformation*, utilizzando un set di vettori di test, o libreria spettrale, che costituiranno l'insieme di prova che verrà proiettato nel sotto spazio di autovalori scelto. Si estrae dunque un insieme di vettori trasformati indipendenti e con dimensionalità uguale a quella dello spazio proiettivo. Si procede nuovamente al confronto della ricostruzione del set di dati da parte di questo nuovo insieme per verificarne la correttezza della rappresentazione utilizzata. In formule si cerca una trasformazione \vec{t} del set di autovettori $[R]$ tale che fornisca

$$\vec{x}_p = [R] \cdot \vec{t} \quad \text{Equazione 3.34}$$

dove \vec{x}_p è la proiezione del vettore di prova della libreria nello spazio dei vettori \vec{e}_i . Per ogni vettore della libreria viene costruito il vettore \vec{t} secondo

$$\vec{t} = [\Lambda]^{-1} [R]^T \cdot \vec{x}_i \quad \text{Equazione 3.35}$$

dove \vec{x}_i è il vettore di test della libreria. Allora la trasformazione può essere riletta come

$$\vec{x}_p = [R] \vec{t} = ([R] \cdot [\Lambda]^{-1} \cdot [R]^T) \cdot \vec{x}_i \quad \text{Equazione 3.36}$$

che risulta essere la proiezione di \vec{x}_i nel sottoinsieme dell'autospazio di $[R]$ scelto. Quindi vengono selezionate n proiezioni indipendenti che vanno costituire una nuova base di vettori, cioè scegliamo in questo modo quali sono gli spettri e quindi i materiali che vanno a comporre il set di misure.

Applicando questo genere di approccio agli spettri provenienti acquisiti da PFS si nota come in generale il comportamento dei componenti atmosferici non sia lineare. Analizzando però particolari condizioni, utilizzando l' 3.8, cioè in condizioni di bassa opacità atmosferica, per misure diurne (dunque con temperature al suolo maggiori di quelle atmosferiche) e provenienti da zone ad alta albedo, si giunge alla conclusione che gli spettri possono essere riprodotti fedelmente da un modello lineare a tre costituenti, o end-members, utilizzando un rappresentante per le nubi di ghiaccio d'acqua, uno per la polvere atmosferica e un corpo nero [Smith et al., 2000b]. Le distribuzioni spettrali che rappresentano gli end-members atmosferici sono state estratte utilizzando la *factor analysis* su una grande quantità di dati. Tale approccio permette di tenere conto della variabilità dei dati osservati generando una serie di vettori in grado di descrivere accuratamente il sistema iniziale. In particolare per estrarre le distribuzioni spettrali da utilizzare sono stati usati sia spettri sintetici che spettri misurati di ghiaccio d'acqua per le nubi e una miscela di tre minerali per la polvere, in quanto presentano assorbimenti nelle stesse regioni spettrali (la banda più evidente della polvere marziana cade a 1075 cm⁻¹) [Bandfield et al., 2000b].

Uno spettro osservato, indicato da D , si può esprimere come combinazione lineare degli spettri di dei vari costituenti \vec{x}_i , pesati in modo opportuno, ovvero

$$D = \sum_{i=1}^n c_i \cdot \vec{x}_i \quad \text{Equazione 3.37}$$

ove le c_i sono le frazioni di abbondanza dei vari componenti. Quando si osserva la superficie, attraverso l'atmosfera, la radiazione può essere schematizzata come l'emissività

superficiale attenuata dalla trasmittanza dei componenti atmosferici, e può essere espressa analiticamente come

$$D = \left(\sum_{i=1}^n c_i \cdot \vec{x}_i \right) \cdot \left(\sum_{i=1}^m a_i \cdot \vec{t}_i \right)$$

Equazione 3.38

dove le a_i sono le concentrazioni per ogni singolo componente atmosferico t_i . Ribadiamo inoltre che gli effetti di scattering e la riemissione da parte dei componenti atmosferici vengono trascurati, poiché l'opacità della polvere e del ghiaccio d'acqua negli spettri selezionati è sempre considerevolmente minore dell'unità e la temperatura superficiale è sempre molto maggiore della temperatura atmosferica [Smith et al., 2000]. L' 3.38 non è lineare, ma vale la seguente approssimazione

$$D \approx \alpha \left(\sum_{i=1}^n c_i \cdot \vec{x}_i \right) + \beta \left(\sum_{i=1}^m a_i \cdot \vec{t}_i \right) + \gamma \vec{b}$$

Equazione 3.39

dove α , β e γ sono delle costanti e \vec{b} rappresenta lo spettro di un corpo nero [Smith et al., 2000b)]. L' 3.39 può essere riscritta come

$$D \approx (\alpha c_1 \vec{x}_1 + \alpha c_2 \vec{x}_2 + \dots + \alpha c_n \vec{x}_n) + (\beta a_1 \vec{t}_1 + \beta a_2 \vec{t}_2 + \dots + \beta a_m \vec{t}_m) + \gamma \vec{b}$$

Equazione 3.40

Dunque lo spettro misurato comprende un primo contributo dovuto all'emissività dei vari costituenti della superficie e un secondo contributo ascrivibile alla trasmittanza atmosferica e può essere descritto da un sistema lineare. Poiché i coefficienti di partenza sono stati modificati con l'introduzione di un fattore aggiuntivo, le concentrazioni calcolate andranno corrette per tener conto di questo effetto. In formule

$$c'_i = \frac{\alpha c_i}{\sum_{i=1}^n c_i \cdot \vec{x}_i}$$

Equazione 3.41

In particolare una volta noti i coefficienti a_i , essi rappresentano il contributo del singolo endmember atmosferico allo spettro osservato e possono essere correlati con l'opacità del corrispondente costituente atmosferico. Questi parametri possono essere dunque direttamente confrontati con i valori stimati dall'algoritmo di inversione basato sul formalismo Bayesiano. Seguendo questo *iter*, la procedura descritta è stata applicata ad un set di dati, acquisito in particolare durante l'orbita 37 di della sonda Mars Express, che si trova ad attraversare la regione topograficamente molto varia di Olympus Mons.

La routine ha provveduto ad estrarre i principali autovettori presenti nel dataset, le cui concentrazioni descrivono il carico di aerosol di silicato e di nubi di ghiaccio d'acqua in atmosfera. Il risultato (Figura 3.12) mostra un accordo che conferma la correttezza statistica del metodo di inversione descritto in 3.2. L'accordo dei risultati, tra i due metodi indipendenti e con basi teoriche completamente diverse, fornisce un'ulteriore conferma della validità di questo metodo. In particolare possiamo osservare come sia evidente il fenomeno fisico di diminuzione del carico di polvere in atmosfera in prossimità della caldera del vulcano,

dovuto alla differenza di spessore atmosferico attraversato dalla radiazione, in quanto il dislivello tra sommità della caldera e suolo circostante è dell'ordine di 20 km, ben due volte l'altezza di scala locale, e che, quindi, provoca profonde differenze nella distribuzione degli aerosol. Inoltre sono presenti dei massimi relativi dei ghiaccio d'acqua, oltre che nella zona meridionale, circostanza normale in quanto ci si trova nell'inverno dell'emisfero nord, anche sulle sommità e nelle vicinanze della caldera, dovute probabilmente a moti convettivi orografici che si instaurano su entrambi i versanti del monte e che trasportano il vapor d'acqua presente nell'emisfero sud in estate verso altitudini dove esso condensa e produce nubi deducibili dai dati di PFS.

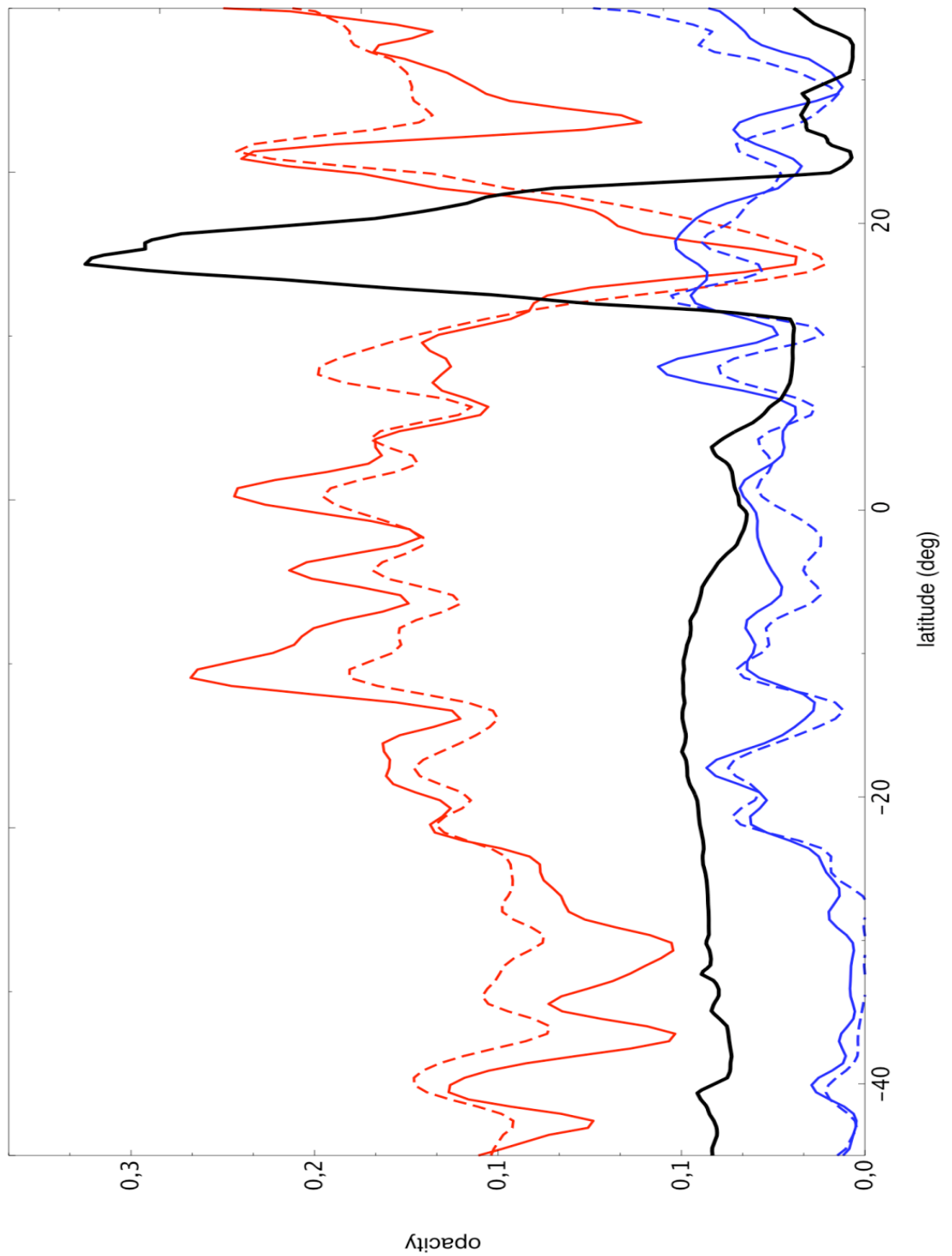


Figura 3.12 Profilo dei parametri di concentrazione dei componenti atmosferici calcolati con il modello di *Factor Analysis* (curve piene) e calcolati con il metodo Bayesiano di inversione dei dati (curve tratteggiate). La curva nera rappresenta la topografia al centro del campo di vista dello strumento, in unità arbitrarie.

3.4.3. Conclusioni sul processo di inversione

Come si è ampiamente discusso, le osservazioni nella regione spettrale dell'infrarosso permettono di stimare informazioni fondamentali per lo studio dinamico dell'atmosfera (profili di temperatura, opacità degli aerosol, per citarne alcuni), in quanto la radiazione misurata in questa regione risulta essere estremamente sensibile a questi parametri.

Per poterli stimare si rende necessaria una procedura di inversione dell' 3.8, che è stata effettuata ricorrendo al formalismo Bayesiano. Tramite alcune assunzioni *a priori* sullo stato dell'atmosfera, è stato possibile valutare quali parametri sono effettivamente ottenibili dai dati in esame. Di particolare importanza risulteranno essere i profili termici dell'atmosfera nella caratterizzazione dello stato dinamico e il carico di aerosol dell'atmosfera.

Inoltre la procedura descritta rappresenta una metodologia innovativa per l'analisi dei dati ottenuti da osservazioni in remoto. Questo approccio è realizzato per la prima volta all'interno del gruppo di ricerca dell'Istituto di Fisica dello Spazio Interplanetario e viene descritta in dettaglio da Grassi et al. [2004], e non è stata ancora estesamente validata fino ad oggi.

Il presente lavoro di ricerca ha implicato l'utilizzo esteso di questo formalismo applicato ai dati dello strumento PFS, quindi si è cercato di validare con un metodo statistico indipendente i risultati dell'inversione di un esteso dataset. In particolare ci si è avvalsi della tecnica della *Factor Analysis*, già applicata e caratterizzata in ambito di analisi di dati remoti [Bandfield et al, 2000]. I risultati non sono riportati in dettaglio, non essendo l'obiettivo principale di questo lavoro, ma è sembrato essenziale riportare alcuni esempi, dai quali si evince come questi metodi, in maniera indipendente, stimino gli stessi parametri atmosferici con un ottimo accordo, all'interno degli errori di misura dei parametri stessi.

Nel prossimo capitolo verranno quindi analizzati in dettaglio i risultati ottenuti dall'applicazione dei modelli ai dati PFS, nell'ottica di raggiungere una maggiore comprensione dei fenomeni presenti nell'atmosfera marziana.

3.5. Bibliografia

Bandfield, J. L., Hamilton, V. E., Christensen, P. R., A Global View of Martian Surface Compositions from MGS-TES, *Science*, Volume 287, Issue 5458, pp. 1626-1630, 2000.

Chahine, M. T., Inverse Problems in Radiative Transfer: Determination of Atmospheric Parameters, *J. Atmos. Sci.*, Volume 27, p. 960-967, 1970.

Conrath, B. J. et al., Mars Global Surveyor Thermal Emission Spectrometer (TES) observations: Atmospheric temperatures during aerobraking and science phasing, *Journal of Geophysical Research*, Volume 105, Issue E4, pp.9509-9520, 2000.

Grassi, D., N.I. Ignatievb, L.V. Zasova, A. Maturillia, V. Formisano, G.A. Bianchini, M. Giuranna, Methods for the analysis of data from the Planetary Fourier Spectrometer on the Mars Express Mission, *Planetary and Space Science*, 53, 1017-1034, 2005.

Gendrin, A., Erard, S., Drossart, P., Melchiorri, R.; Observation of pressure variations in the Martian atmosphere, *Geophysical Research Letters*, Volume 30, Issue 23, pp. ASC 14-1, 2003.

Grassi, D., Study and Development of Theoretical and Software Tools for the Analysis of Data from the Planetary Fourier Spectrometer on Board of the Mars Express Mission, PhD thesis, Università degli Studi di Padova, 2004.

Grassi, Davide, Ignatiev, N. I., Zasova, L. V., Maturilli, A., Formisano, V., Bianchini, G. A., Giuranna, M., Methods for the analysis of data from the Planetary Fourier Spectrometer on the Mars Express Mission, *Planetary and Space Science*, Volume 53, Issue 10, p. 1017-1034, 2005.

Hanel, R. A. et al., Mariner 9 Michelson Interferometer, *Appl. Opt.*, vol. 11, p. 2625-2634, 1972.

Hanel, R. A., Conrath, B. J., Jennings, D. E., Exploration of the Solar System by Infrared Remote Sensing, Cambridge University Press, 1992.

Hapke, B., Bidirectional reflectance spectroscopy 1. Theory, *Journal of Geophysical Research*, vol. 86, pag. 3039-3054, 1981.

Hapke, B., Theory of reflectance and emittance spectroscopy, Cambridge University press, 1993.

Haus, R., Titov, D. V., PFS on Mars Express: preparing the analysis of infrared spectra to be measured by the Planetary Fourier Spectrometer, *Planetary and Space Science*, Volume 48, Issue 12-14, p. 1357-1376, 2000.

Holton, James R.: *An Introduction to Dynamic Meteorology*, Academic Press. Edition. 2004.

Houben, H., Assimilation of mars global surveyor meteorological data. *Adv. Space Res.* 23 (11), 1899–1902, 1999.

Kurucz, R.L., The solar spectrum: atlases and line identifications. In: Sauval, A.J., Blomme, R., Grevesse, N. (Eds.), *Laboratory and Astronomical High Resolution Spectra*, Astronomical Society of the Pacific Conference Series 81, pp. 17–31, 1995. Pearl, J. C., Smith, M. D., Conrath, B. J., Bandfield, J. L., Christensen, P. R.. Observations of Martian ice clouds by the Mars Global Surveyor Thermal Emission Spectrometer: The first Martian year. *Journal of Geophysical Research*, Volume 106, p. 12325–12338, 2001.

Rodgers, C. D., Retrieval of atmospheric temperature and composition from remote measurements of thermal radiation, *Review of geophysics*, vol.14, pag. 609-624, 1976.

Rodgers, C., D., Inverse methods for atmospheric sounding: theory and practice, World Scientific, Singapore, 2000.

Roush, T., Pollack, J., Orenberg, J., Derivation of midinfrared (5-25 microns) optical constants of some silicates and palagonite, *Icarus*, vol. 94, p. 191-208., 1991.

Salisbury, J. W., Walter, L. S., Vergo, N., D'Aria, D. M., *Infrared spectra of minerals (2.1-25 micrometers)*, Johns Hopkins University Press, 1991.

Smith, W. L., Iterative solution of the radiative transfer equation for the temperature and adsorbing gas profile on the atmosphere, *Applied optics*, vol.9, pag. 1993-1999, 1970.

Smith, M. D., Conrath, B. J., Pearl, J. C., Christensen, P. R., TES instrument and thermal structure observations, abstract in *International Workshop on Mars atmosphere, modeling and observations*, Granada, January 13th-15th 2003b.

Smith, M. D., Conrath, B. J., Pearl, J. C., Christensen, P. R., TES observations of aerosol optical depth and water vapor abundance, abstract in *International Workshop on Mars atmosphere, modeling and observations*, Granada, January 13th-15th 2003a.

Smith, M. D., Interannual variability in TES atmospheric observations of Mars during 1999-2003, *Icarus*, Volume 167, Issue 1, p. 148-165, 2004.

Zasova, L., Grassi, D., Formisano, V., Maturilli, A. The Martian atmosphere in the region of the great volcanoes: Mariner 9 IRIS data revisited, *Planetary and Space Science*, Volume 49, Issue 9, p. 977-992, 2001.

Zasova, L., Formisano, V., Grassi, D., Ignatiev, N., Maturilli, A.; Martian winter atmosphere at north high latitudes: Mariner 9 IRIS data revisited, *Advances in Space Research*, Volume 29, Issue 2, p. 151-156., 2002.

Capitolo 4. Analisi dei dati PFS: Circolazione Generale dell'atmosfera Marziana

Nel presente capitolo verranno illustrate le analisi effettuate per studiare la circolazione nell'atmosfera Marziana. In particolare si esporrà l'algoritmo sviluppato e utilizzato per analizzare la grande mole di dati disponibili, che rende possibile l'esplorazione di uno spazio di parametri ampio e consente di mettere in luce correlazioni tra i suddetti parametri.

Grazie a questo algoritmo è stato possibile individuare una serie di intervalli stagionali/temporali ottimali per effettuare uno studio delle strutture atmosferiche su scala sinottica e per estrarre anche alcune informazioni sui cicli a più alta frequenza (variazioni giornaliere). L'analisi delle sezioni meridionali dei campi di temperatura permette di osservare caratteristiche previste dai modelli, ma mette in luce alcune significative differenze. Inoltre verranno presentate alcune nuove evidenze sperimentali a supporto dei modelli di circolazione meridionale. La struttura osservata dei campi di temperatura permette inoltre di stimare i campi di venti zonali, la cui morfologia segue le variazioni stagionali, presentando alcune peculiarità, se confrontate con i risultati dei modelli e con i risultati ottenuti applicando le procedure di analisi a dati di strumenti precedenti (TES)

4.1. Introduzione

Durante gli ultimi trenta anni di osservazioni gli strumenti per osservazioni in remoto hanno fornito informazioni sempre più dettagliate sulla struttura termica e dinamica dell'atmosfera di Marte. Tuttavia soltanto lo spettrometro TES ha compiuto uno studio della circolazione globale, relativa cioè alle tre componenti del vento, grazie ad un'elevata copertura spaziale e temporale del pianeta. Come già accennato questo tipo di dati fornisce l'insieme più completo d'informazioni che possa essere utilizzato per stimare e studiare i venti.

Infatti, le variazioni verticali delle componenti orizzontali del vento possono essere computate da misure dei campi globali di temperatura, attraverso l'approssimazione geostrofica o di ordine superiore [Zurek et al., 1992] mentre i venti zonali medi meridionali e verticali possono essere calcolati tramite le relazioni dell'energia termodinamica e di continuità della massa, come descritto nel Capitolo III di questa tesi.

In questo contesto si inserisce la ricerca scientifica portata avanti grazie ai dati forniti dallo strumento PFS, relativa allo studio delle variazioni stagionali della circolazione globale. Lo strumento ha iniziato la campagna d'acquisizione dati nel gennaio 2004 e, tranne periodi di interruzione dovuti a malfunzionamenti sia strumentali che della sonda, continua ad oggi a raccogliere dati, essendo giunto ad oggi quasi a completare l'osservazione su un intero anno marziano, con una buona copertura spaziale, mentre l'ora locale delle misure cambia lentamente con le stagioni, a causa della migrazione del pericentro dell'orbita durante l'anno. Questa

circostanza, che avrebbe potuto risultare un forte condizionamento per lo studio dell'andamento generale della circolazione, si è rivelata un vantaggio, permettendo di studiare lo stato e la circolazione atmosferica a differenti tempi locali, circostanza mai verificata per precedenti missioni.

A fronte della copertura raggiunta dai dati acquisiti, dobbiamo sottolineare che le misure disponibili per l'analisi scientifica sono fortemente limitate dal processo di calibrazione, che è ancora in via di definizione e di miglioramento: nel seguito utilizzeremo solo il sottoinsieme dei dati calibrati.

4.2. Algoritmo per il Data Mining dei dati PFS

Come accennato in precedenza, l'insieme dei dati acquisiti dallo strumento PFS è dell'ordine delle centinaia di migliaia di osservazioni (oltre 400.000 ad oggi), ognuna rappresentata da una serie di parametri osservativi, temporali e operativi dello strumento e della sonda. A questo si aggiunge la circostanza che durante l'inversione dei dati viene stimata e, quindi, incorporata con le osservazioni una serie aggiuntiva di parametri.

| Parametro | Unità | intervallo |
|--------------------------------------|-----------|--------------------------------------|
| latitudine | gradi | -90°/90° |
| longitudine | gradi | 180°/180° |
| longitudine solare (stagione) | gradi | 0°/360° |
| tempo locale | ore | 0.0/24.0 |
| altezza topografica | kilometri | -5.0/22.0 |
| pressione superficiale | mbar | $15 \cdot 10^{-4} / 1 \cdot 10^{-4}$ |
| opacità aerosol di silicato | - | 0.0/1.4 |
| opacità aerosol di ghiaccio d'acqua | - | 0.0/1.4 |
| temperatura superficiale | °K | 120/260 |
| temperatura atmosferica (65 livelli) | °K | 130/250 |

Tabella 4.1 Parametri rappresentativi delle osservazioni e intervallo di valori rappresentativo.

Queste circostanze hanno portato ad operare in uno spazio di parametri a molte dimensioni, rendendo ardua la selezione e l'utilizzo dei dati, così come la ricerca di correlazioni tra i vari

parametri osservativi. Per ovviare a queste difficoltà e rendere l'analisi nello spazio di parametri considerato un punto di forza del presente lavoro, è stato appositamente sviluppato un algoritmo per effettuare il Data Mining o Data Exploration¹ dello spazio dei parametri dati, in linguaggio IDL (Interactive Data Language). In particolare ci si è ristretti a un numero limitato di dimensioni dello spazio dei parametri, rispetto a tutte le possibilità, cioè solo a quelle variabili di interesse nel presente studio. In particolare si è scelto di applicare l'algoritmo ai parametri presentati in Tabella 4.1. Riportiamo la copertura geografica globale del pianeta da parte delle osservazioni utilizzate in questo studio in Figura 4.1.

Tramite l'algoritmo per il Data Mining è stato possibile analizzare le correlazioni tra i vari parametri utilizzati. La copertura dei dati di PFS è ampia in termini di tempo locale e distribuzione geografica. In particolar modo durante le ore diurne è stata effettuata una copertura completa, caratteristica che ha permesso, in alcuni intervalli stagionali, di analizzare le variazioni diurne dei parametri. Inoltre è stato evidenziato (Figura 4.2) come la stretta correlazione esistente tra orbita e stagione influisca anche sull'ora locale a cui i target vengono osservati, circostanza che permette di ampliare ulteriormente il campo di studio dell'atmosfera marziana rispetto ai lavori fino ad oggi effettuati.

Tra i parametri che mostrano un comportamento peculiare rileviamo il carico dell'aerosol di ghiaccio d'acqua e di polvere di silicato (**Error! Reference source not found.**). Questi due parametri sono cruciali sia per lo studio della dinamica della circolazione marziana come traccianti della circolazione stessa, sia per lo stato radiativo dell'atmosfera, in quanto l'aerosol di polvere agisce come forte assorbitore di radiazione infrarossa e visibile, modificando profondamente lo stato termico e, di conseguenza, lo stato dinamico dell'atmosfera, mentre la presenza dell'aerosol di ghiaccio d'acqua dà indicazioni sullo stato termodinamico della porzione di fluido atmosferico in esame.

Nello spazio dei parametri selezionato non è evidente una particolare dipendenza del carico di aerosol in atmosfera dalla stagione considerata..

Infine, si evidenzia lo stretto legame tra orbita e stagione (Figura 4.3). Si può comprendere come questo legame discenda direttamente dalla migrazione dell'orbita quasi polare della sonda.

¹ Data Mining campo della matematica applicata connesso con l'analisi dei dati e l'estrazione di informazione utile da cospicui insiemi di dati.

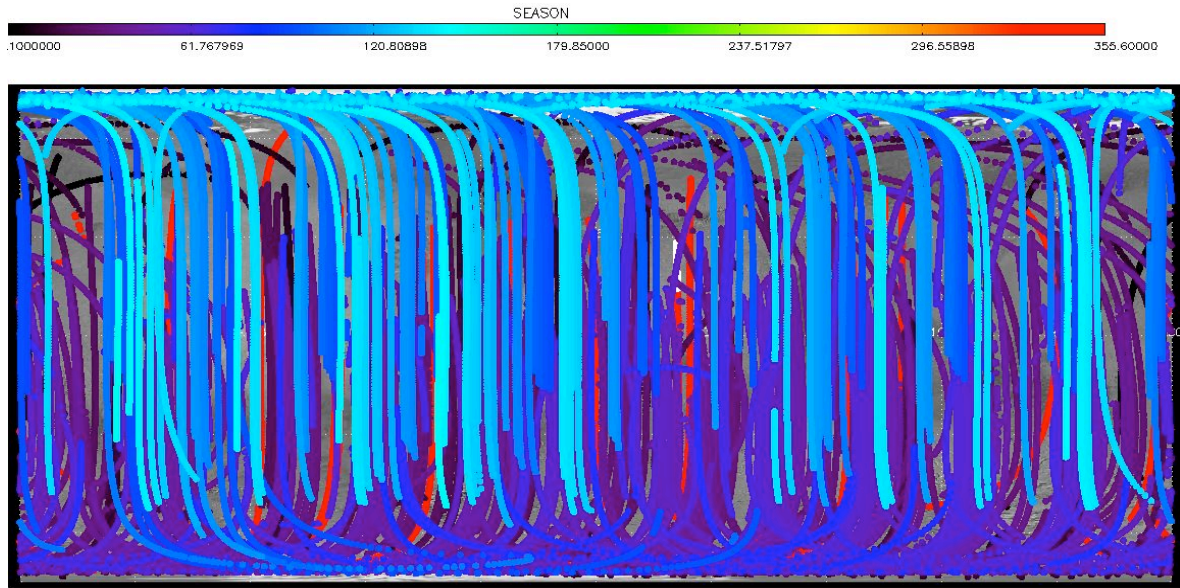


Figura 4.1 Distribuzione geografica delle osservazioni utilizzate. Le osservazioni danno una copertura quasi globale del pianeta, considerando l'ampio intervallo stagionale (il colore indica la stagione a cui ogni singola misura è stata effettuata).

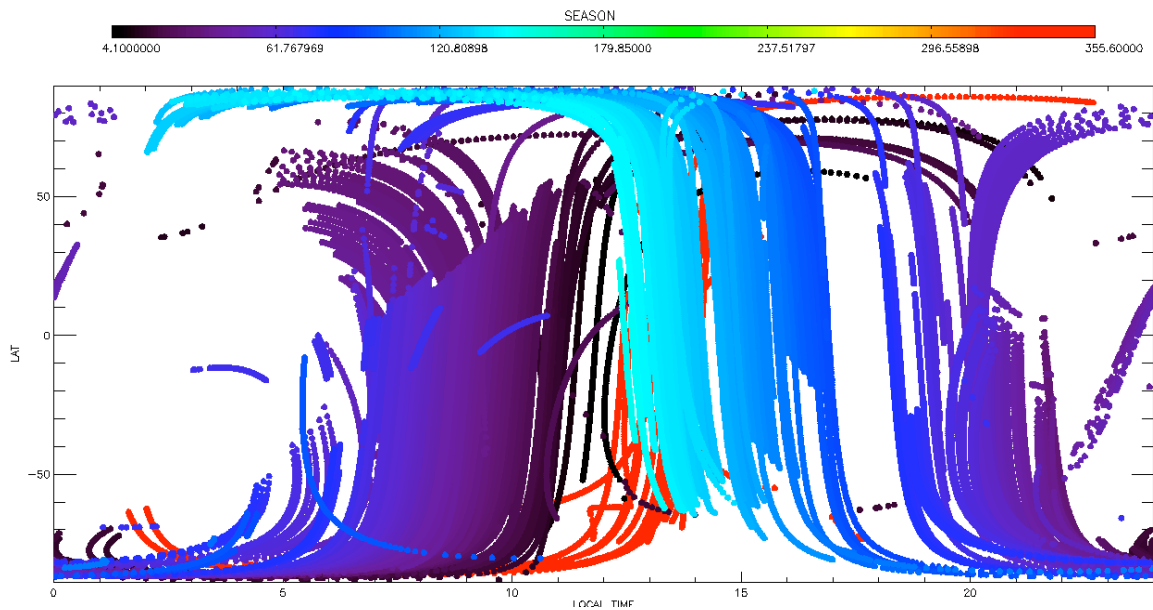


Figura 4.2 Correlazione tra Tempo locale e Latitudine delle osservazioni utilizzate. Si nota chiaramente come la copertura geografica/temporale sia ampia nei dati PFS, specialmente nelle ore diurne.

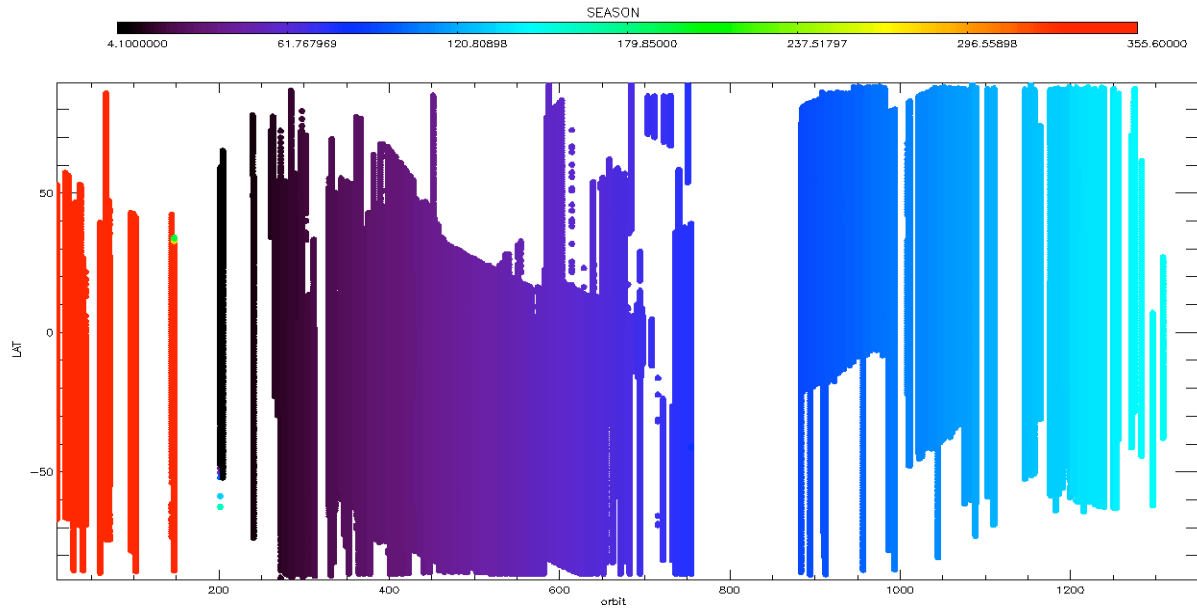


Figura 4.3 Distribuzione geografica/temporale delle osservazioni utilizzate. Questa sezione dello spazio dei parametri evidenzia come la stagione in cui vengono acquisiti i dati sia strettamente legata al numero progressivo di orbita della sonda.

4.3.

4.4. Selezione dei dati

Analizzando la distribuzione delle osservazioni e tenendo conto della peculiare orbita della sonda Mars Express, si è osservato che la suddivisione ottimale del dataset disponibile per l'analisi scientifica (circa 126.000 osservazioni) consista in sezioni o intervalli stagionali regolari, di 30° gradi di longitudine solare di ampiezza (un dodicesimo di anno marziano).

Questa ripartizione permette di poter analizzare il comportamento stagionale dei campi di temperatura zonali medi, che corrisponde in particolare ai periodi (vedi Figura 4.4):

- 330°-360° (fine dell'inverno dell'emisfero nord)
- 0°-30° (inizio della primavera dell'emisfero nord)
- 30°-60° (primavera dell'emisfero nord)
- 60°-90° (fine primavera dell'emisfero nord)
- 90°-120° (inizio dell'estate nord)
- 120°-150° (estate nord)

Per poter minimizzare qualsiasi effetto dovuto alla variazione di tempo locale all'interno di ogni sub-stagione selezionata ed ottenere dei campi di parametri (in particolar modo di temperatura) coerenti si è optato per un'ulteriore selezione in base al tempo locale in ogni intervallo. Questa operazione è stata adottata come misura precauzionale aggiuntiva, ma, come verrà discusso nel seguito, si è rivelata avere solo una limitata influenza sulle analisi, almeno per i campi di temperatura medi. Si è proceduto quindi, tramite l'algoritmo di DataMinig, ad isolare da ogni singolo intervallo stagionale le osservazioni acquisite in breve lasso di tempo locale (minore di 3 ore) la cui copertura spaziale è riportata in Figura 4.5 e il cui andamento del tempo locale per ogni intervallo latitudinale è riportato dalle curve in rosso in Figura 4.6.

| Longitudine solare (°) | Numero di spettri | Tempo locale (ore) | Orbite di MEX |
|------------------------|-------------------|--------------------|---------------|
| 330.0/360.0 | 3.732 | 12-15 | 10/148 |
| 0.0/ 30.0 | 6.529 | 9-12 | 202/357 |
| 30.0/60.0 | 10.561 | 8-11 | 408/612 |
| 60.0/90.0 | 3.970 | 17-20 | 616/755 |
| 90.0/120.0 | 18.763 | 13-16 | 884/1100 |
| 120.0/150.0 | 10.826 | 11-14 | 1103/1385 |

Tabella 4.2 Parametri osservativi dei dati utilizzati.

A causa del filtraggio negli intervalli la copertura spaziale non risulta geograficamente uniformemente distribuita attraverso l'anno marziano. In particolar modo le regioni a nord del tropico settentrionale risultano osservate in misura minore, benché il numero di osservazioni rimane adeguato a condurre un'analisi dei parametri atmosferici e caratterizzare lo stato medio dell'atmosfera in ogni intervallo stagionale. Sono stati quindi costruiti i diagrammi che riportano le statistiche delle osservazioni per ogni singolo intervallo stagionale (Figura 4.6) per poter valutare, per ogni singolo intervallo spaziale e temporale, l'affidabilità attribuibile allo stato medio dell'atmosfera descritto dai campi di temperatura. Ciò ha permesso di evidenziare che in particolar modo nelle regioni polari, tenendo conto delle limitazioni sulla stagione e sull'ora locale, si arriva ad includere un numero esiguo di osservazioni, diminuendo il significato

statistico dello stato medio dei parametri, ma anche come questo comportamento sia limitato a un numero limitato di intervalli.

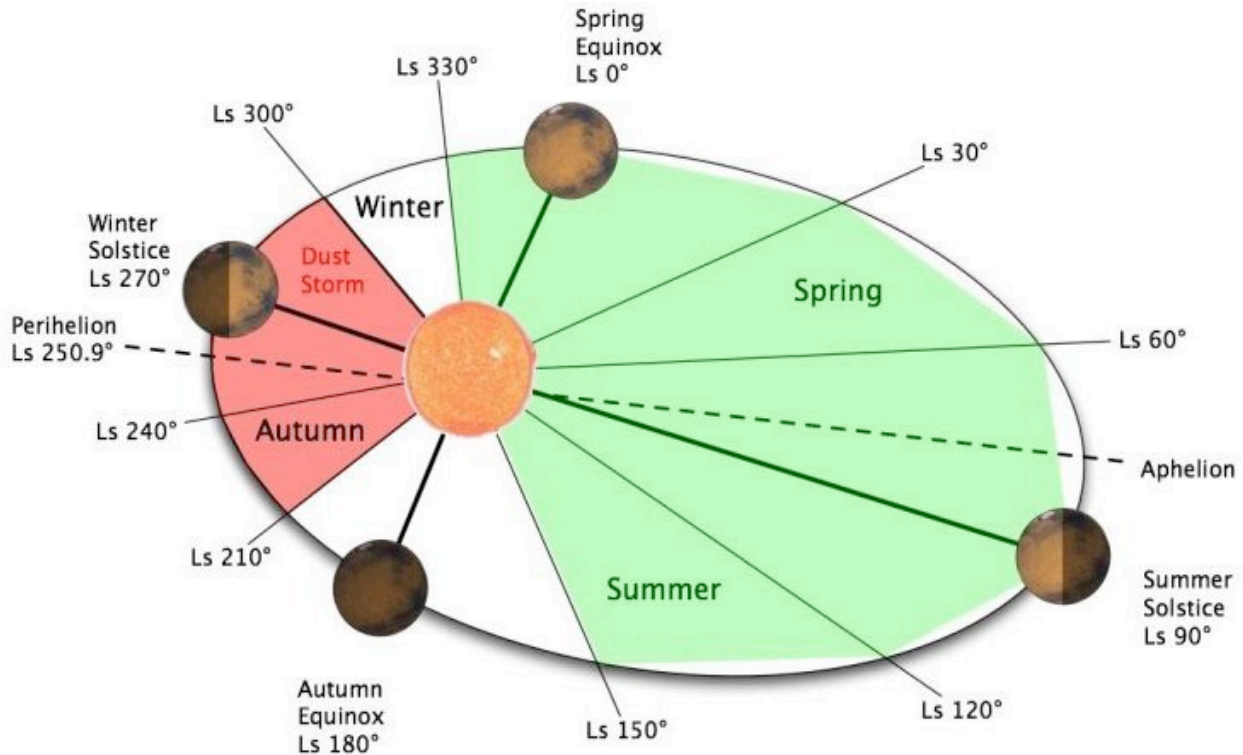
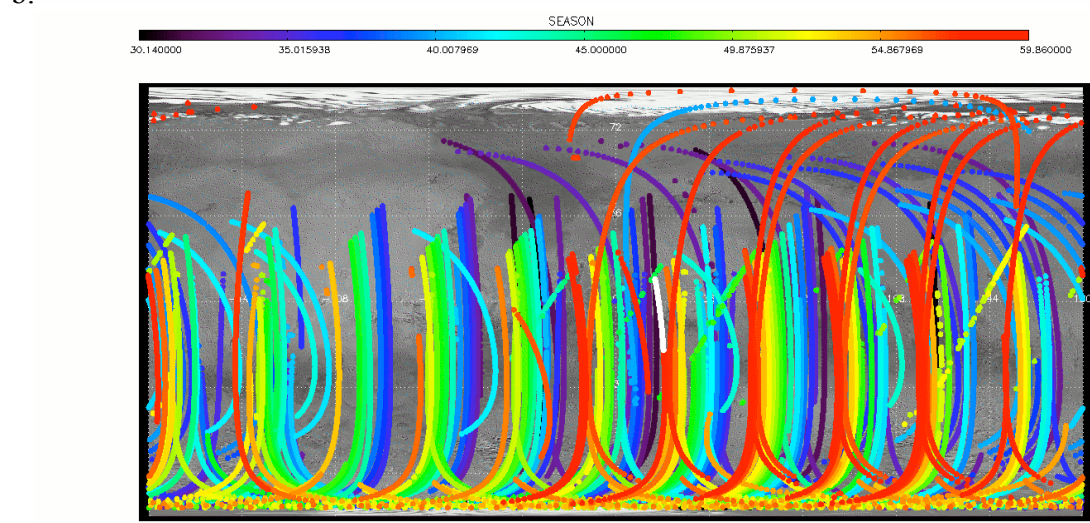
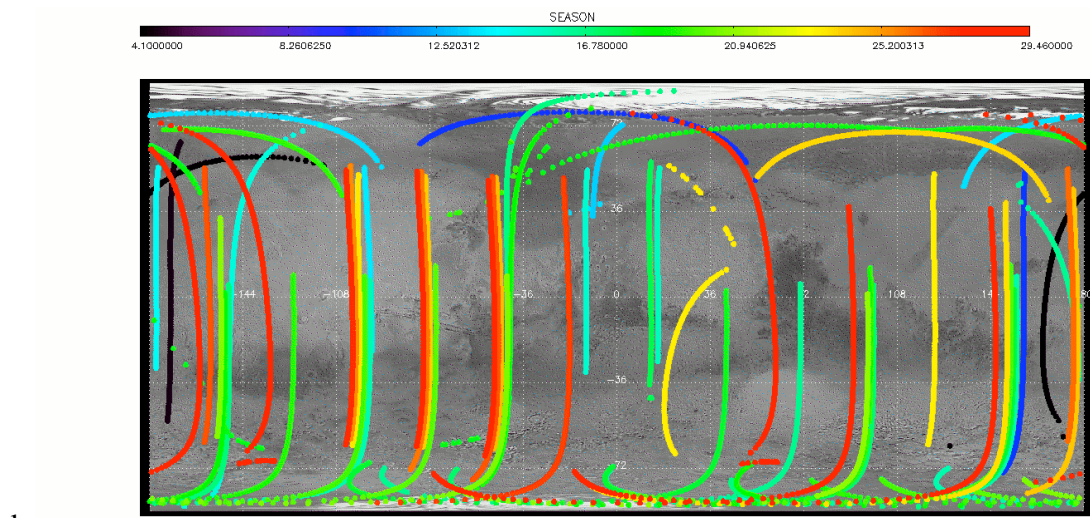
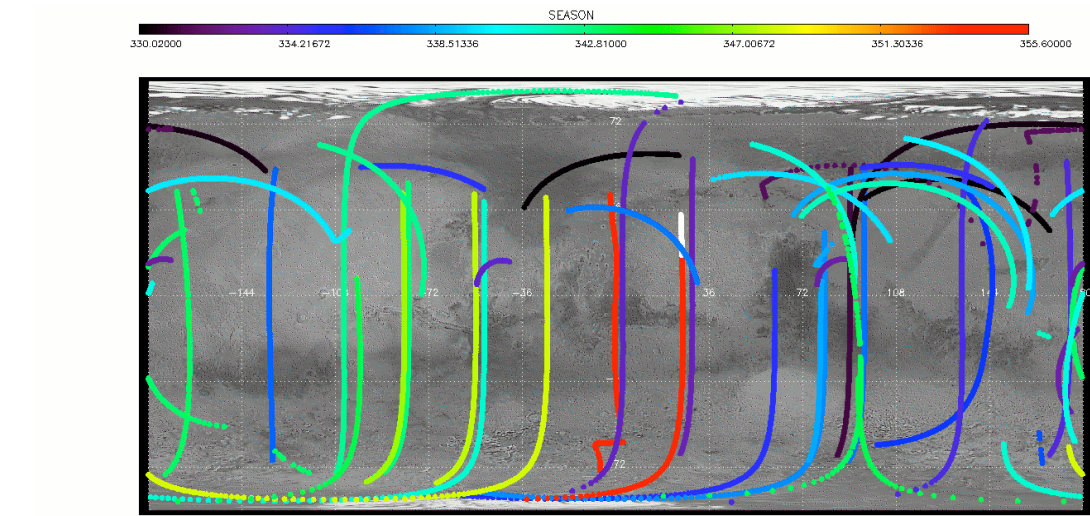
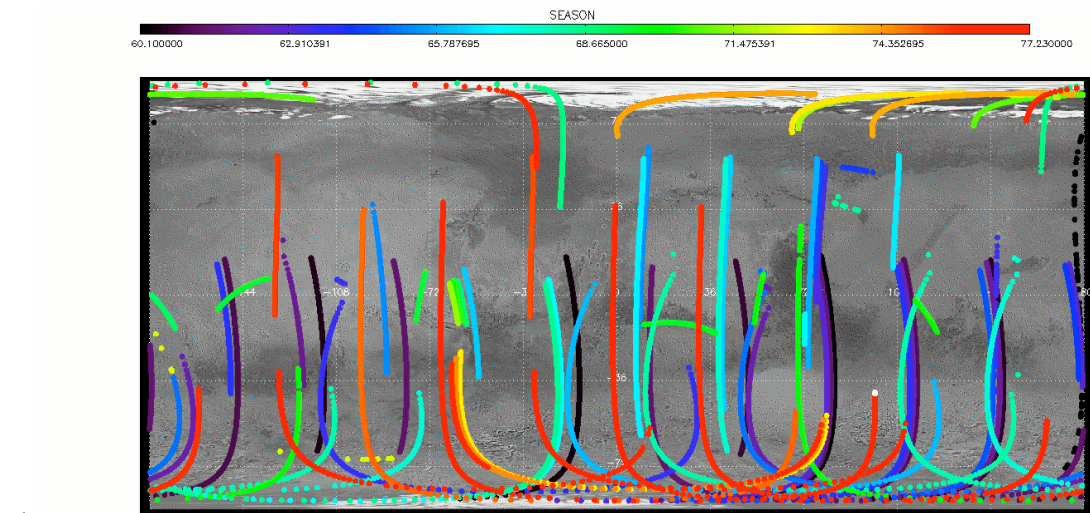


Figura 4.4 Orbita di Marte con evidenziate le differenti stagioni ed i principali momenti dell'anno marziano (solstizi ed equinozi), corrispondenti a particolari configurazioni dell'atmosfera. Il periodo in verde è quello sottoposto al nostro studio, e copre metà di un anno marziano.

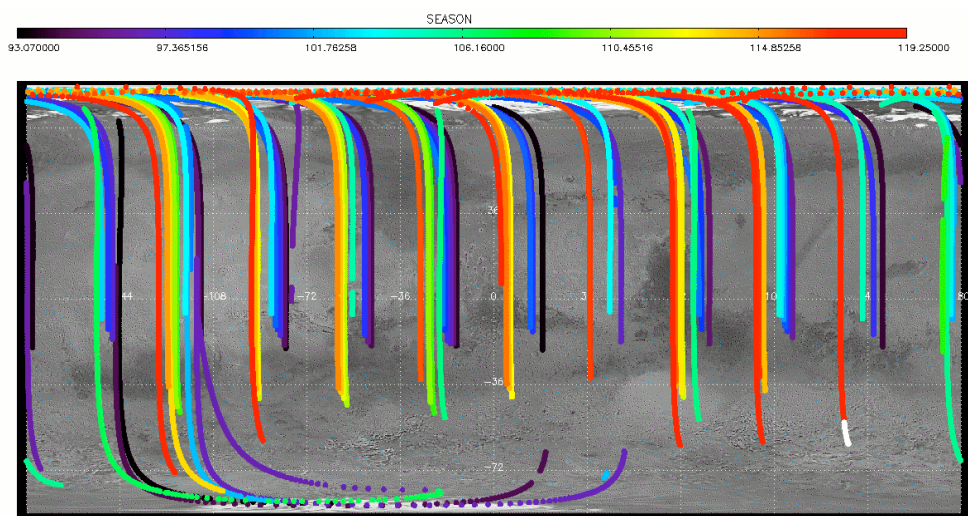
Successivamente alla selezione e suddivisione in sotto-intervalli delle osservazioni, si è proceduto a calcolare i valori caratteristici dei parametri osservativi e dei parametri calcolati nei periodi interessati. Per il set di parametri definiti da un solo univoco valore per ogni osservazione effettuata dallo strumento (carico di aerosol, ad esempio) è stata effettuato il calcolo della media matematica dei valori dei parametri che ricadono in ogni sottospazio individuato, mentre per i valori corrispondenti a grandezze vettoriali è stato necessario un passo intermedio di interpolazione numerica. I profili di temperatura analizzati, per ogni osservazione, sono definiti su una diversa griglia di livelli equispaziati in altezza rispetto al geode di riferimento, per cui è stato necessario adottare una griglia comune, utilizzando la pressione come asse di riferimento della quota.

Quest'ultima, assieme alla distribuzione geografica delle osservazioni, definisce una griglia bidimensionale i cui nodi sono stati fissati in modo da impedire che l'interpolazione numerica potesse generare una perdita del contenuto di informazione: essi sono stati infatti calcolati per adattarsi ad una serie logaritmica di nodi, tra il massimo e il minimo valore dei livelli di pressione dei dati osservati (approssimativamente tra 15 mbar e $1e^{-3}$ mbar). Ogni singolo profilo è stato quindi interpolato su questa griglia, rimanendo vincolato all'estremità inferiore dell'intervallo (cioè verso la superficie) dove gli errori sui parametri calcolati sono inferiori, mentre aumentano con l'aumentare della quota. Ad ogni singolo livello in pressione è stato poi assegnato il valore medio dei profili di temperatura per quell'intervallo stagionale, effettuando così una media zonale dei campi termici di ogni orbita. Per le coordinate geografiche si è scelta una griglia con un passo di 2° di longitudine per ottimizzare la copertura delle osservazioni.

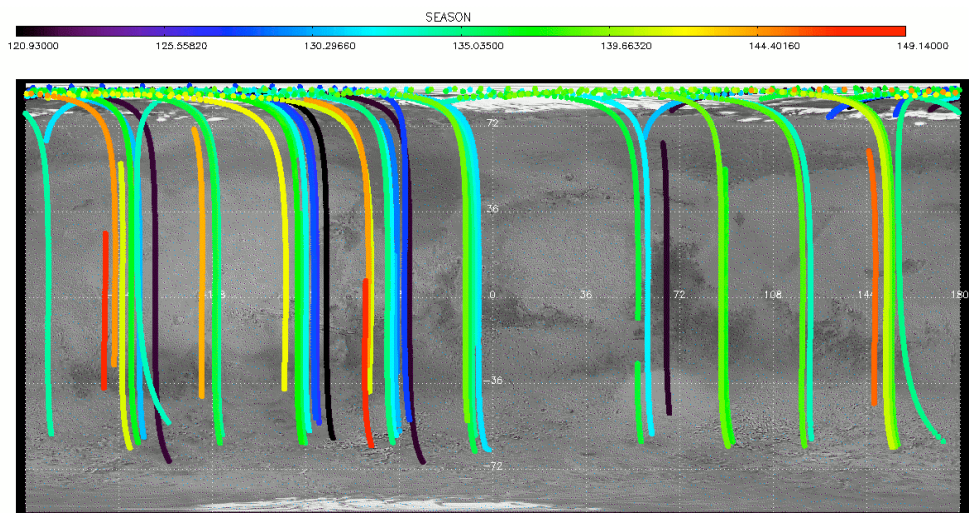




d.



e.



f.

Figura 4.5 Distribuzione delle osservazioni utilizzate nel calcolo dei campi di temperatura. Le figure corrispondono ai vari intervalli di longitudine solare selezionati. a: 330°-360°, b: 0°-30°, c: 30°-60°, d: 60°-90°, e: 90°-120°, f: 120°-150°.

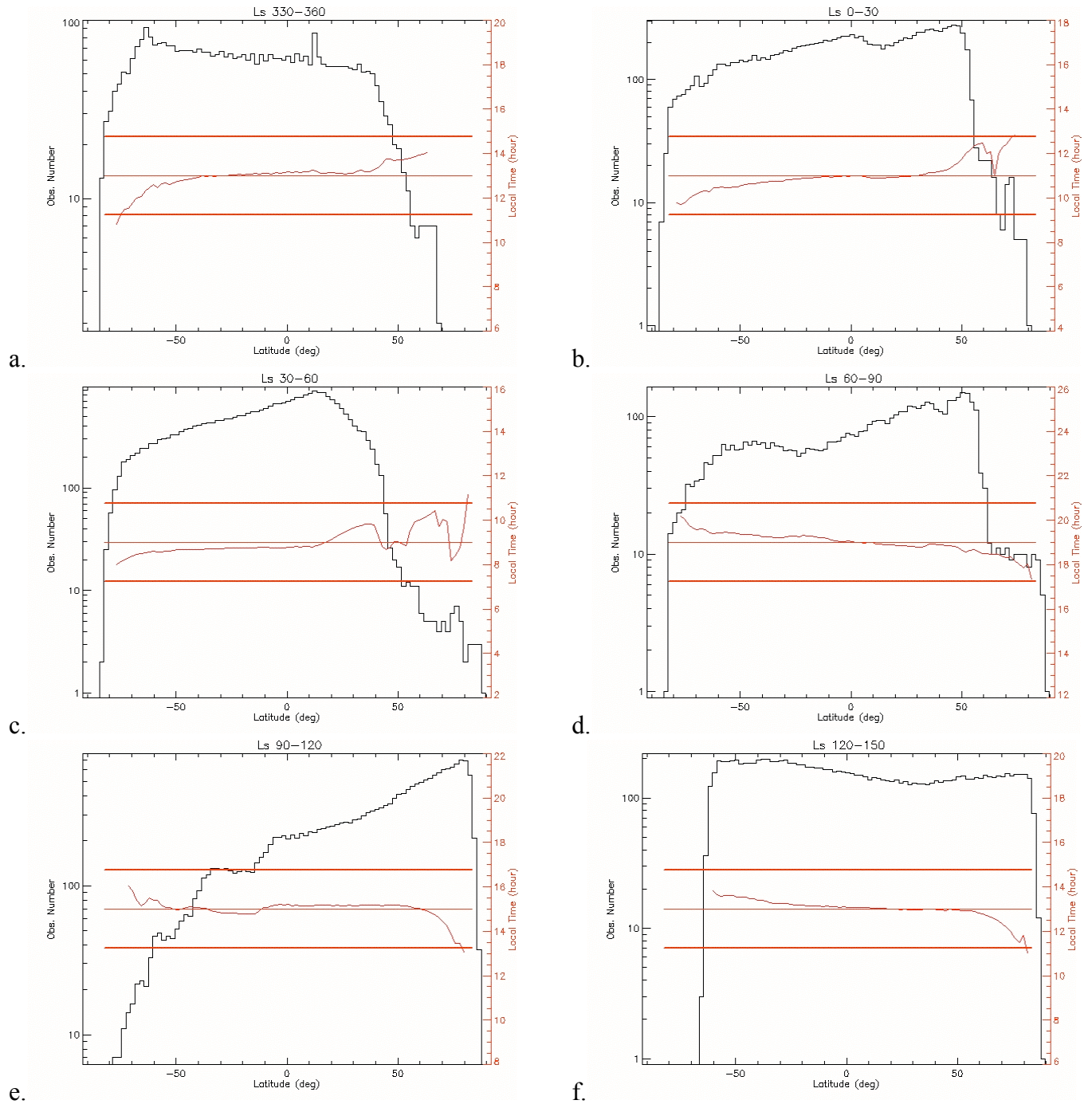


Figura 4.6 Distribuzione delle osservazioni utilizzate. Gli istogrammi si riferiscono al numero di osservazioni singole di PFS che cadono in ogni intervallo di 2° in latitudine, per ogni intervallo di longitudine solare selezionato. a: 330° - 360° , b: 0° - 30° , c: 30° - 60° , d: 60° - 90° , e: 90° - 120° , f: 120° - 150° . Le curve rosse, riferite agli assi sulle destra di ogni grafico, rappresentano l'ora locale media per ogni intervallo in longitudine. Le linee rosse orizzontali marcate rappresentano l'intervallo di ampiezza 1,5 ore in cui ricadono tutte le osservazioni per ogni intervallo stagionale.

4.5. Campi termici stagionali

Dopo aver accumulato i parametri in opportuni intervalli temporali, come descritto nel precedente paragrafo, è possibile studiare le variazioni stagionali dei loro valori medi. I campi termici ottenuti mostrano chiaramente come la struttura termica media zonale del pianeta non sia statica, bensì in continua evoluzione durante l'anno, e come questa evoluzione abbia componenti con una frequenza maggiore della separazione degli intervalli utilizzati in questo studio (30° in longitudine solare). Si è potuto così osservare come le sezioni meridionali dei campi zonal medi di temperatura mutino radicalmente passando da un intervallo all'altro, riflettendo profondi mutamenti della struttura dinamica dell'atmosfera (

Figura 4.7). Anche se alcune delle differenze tra i vari campi possono essere spiegate dalle piccole differenze in tempo locale ancora presenti, i campi termici a larga scala di questo tipo saranno di gran lunga più sensibili alle variazioni stagionali piuttosto che a quelle giornaliere (vedi paragrafo 4.5.1).

Da un confronto tra le sezioni meridionali dei campi zonal medi di temperatura possono essere apprezzate diverse caratteristiche dell'atmosfera. Se ci soffermiamo sulla fine dell'inverno dell'emisfero nord, l'inizio dell'estate nord e la piena estate nord, considerando che il tempo locale varia in misura ridottissima, si nota come nel primo intervallo (longitudine solare 330° - 360° ,

Figura 4.7a) si trovi una temperatura di circa 180°K a una quota di 0.3 mbar intorno alla calotta polare, molto vicina alla temperatura di condensazione dell'anidride carbonica, mentre il campo di temperatura è quasi costante nell'emisfero sud; cioè i gradienti locali di temperatura risultano essere molto ridotti. Inoltre si può notare come la temperatura al suolo, nelle regioni sub-polari del sud arrivi a sfiorare i 230°K .

La situazione è radicalmente diversa per i restanti intervalli (

Figura 4.7e e

Figura 4.7f), in quanto ci si trova nel pieno inverno dell'emisfero sud. La regione sub-polare del sud passa da 220°K nell'estate a circa 150°K in questo periodo, di nuovo al di sotto della temperatura di condensazione dell'anidride carbonica. Nell'emisfero nord il gradiente verticale di temperatura diminuisce drasticamente, portando la temperatura del suolo a un massimo di circa 240°K . Questi dati evidenziano come cambino in direzioni radicalmente opposte i campi zonal medi di temperatura e danno supporto all'idea che i venti termici possano evolvere drasticamente, in presenza di questi pesanti gradienti di temperatura.

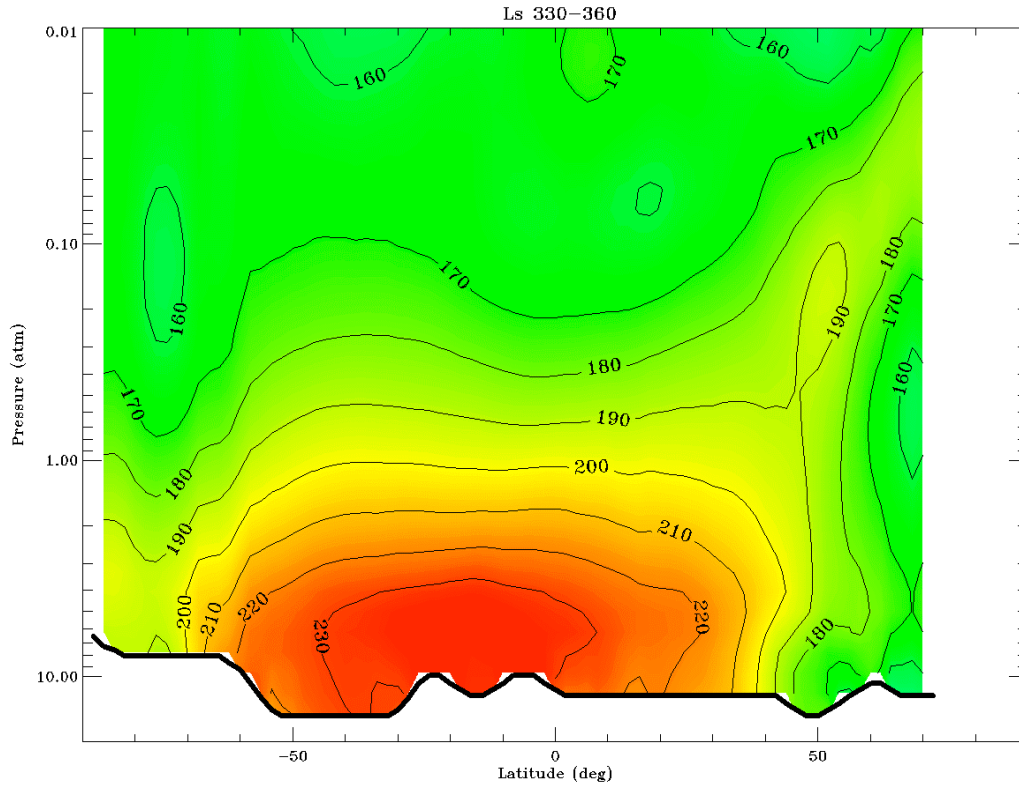
Quando l'anno entra nella primavera dell'emisfero nord (

Figura 4.7b) si osserva come il campo zonale medio di temperatura rifletta una situazione di simmetria emisferica, segnale di una distribuzione simmetrica dello stato dell'atmosfera e, di conseguenza, della circolazione atmosferica, in un periodo di transizione tra l'inverno e la primavera dell'emisfero nord.

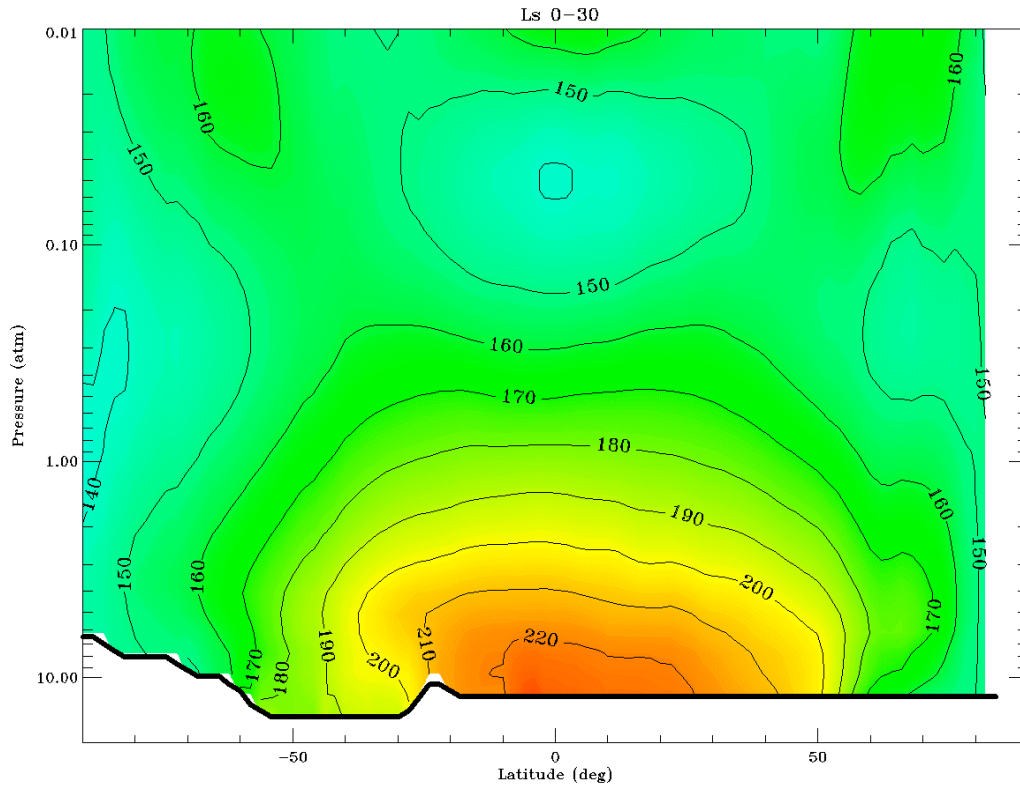
Con l'avanzare dell'anno questa simmetria viene gradualmente distrutta, portando a un generale riscaldamento dell'emisfero nord, con un conseguente raffreddamento dell'emisfero sud: questi effetti sono in sincronia con la distribuzione di temperature nota per questo periodo dell'anno marziano [Conrath et al., 2000]. L'evoluzione dei campi di temperatura è una conseguenza, ovviamente, del differente irraggiamento solare tra regioni diverse del pianeta durante l'anno. Nel solstizio d'inverno, nell'emisfero dove domina la notte polare, abbiamo il minimo irraggiamento e, quindi, si osserva anche il minimo della temperatura atmosferica, quando durante il solstizio d'estate si osserva un valore di massimo della temperatura.

L'elemento più significativo in questa analisi è la circostanza che, eccetto per i periodi pre- e post- equinoziali durante la primavera dell'emisfero nord, si osserva un massimo di temperatura

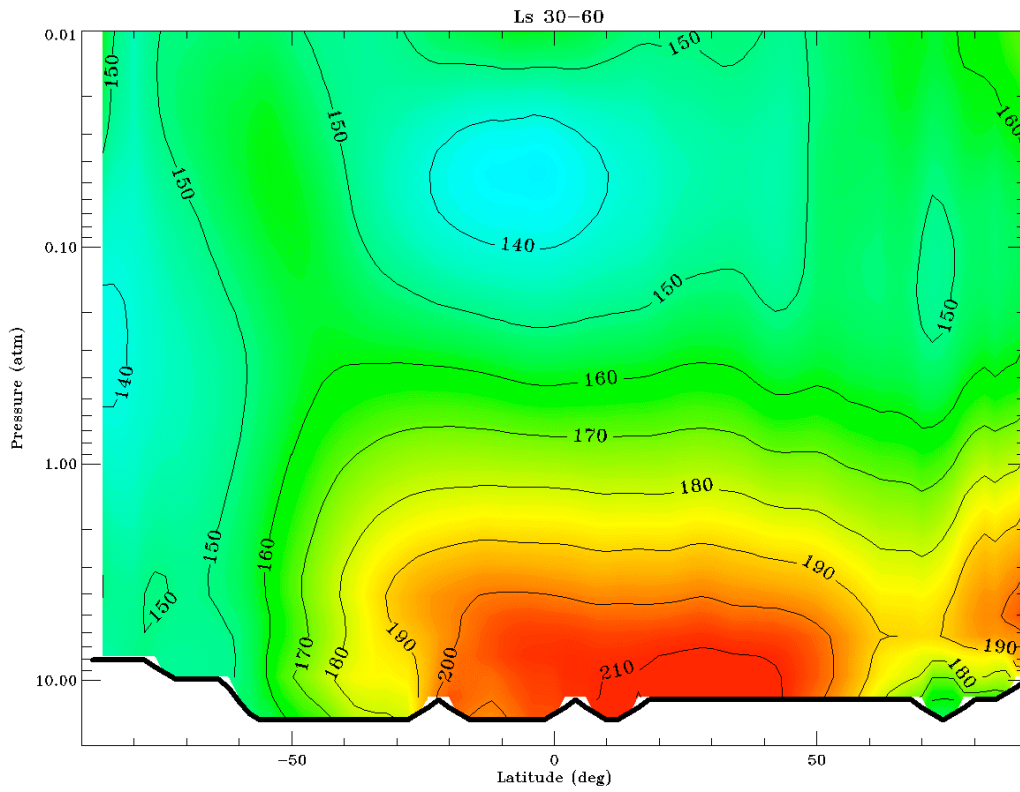
nell'emisfero della notte polare intorno a una quota in pseudo-coordinate di altitudine di circa 0.1 mbar, sempre ad alte latitudini. Questa circostanza, confermando quanto finora noto, mostra come l'atmosfera si trovi ad una temperatura superiore del suo equilibrio termodinamico che si otterrebbe considerando punto per punto il solo irraggiamento e trasporto radiativo da parte dei gas e degli aerosol. Per interpretare questo fenomeno si deve ricorrere a processi alternativi di tipo dinamico per il trasporto di energia fra diverse zone dell'atmosfera.



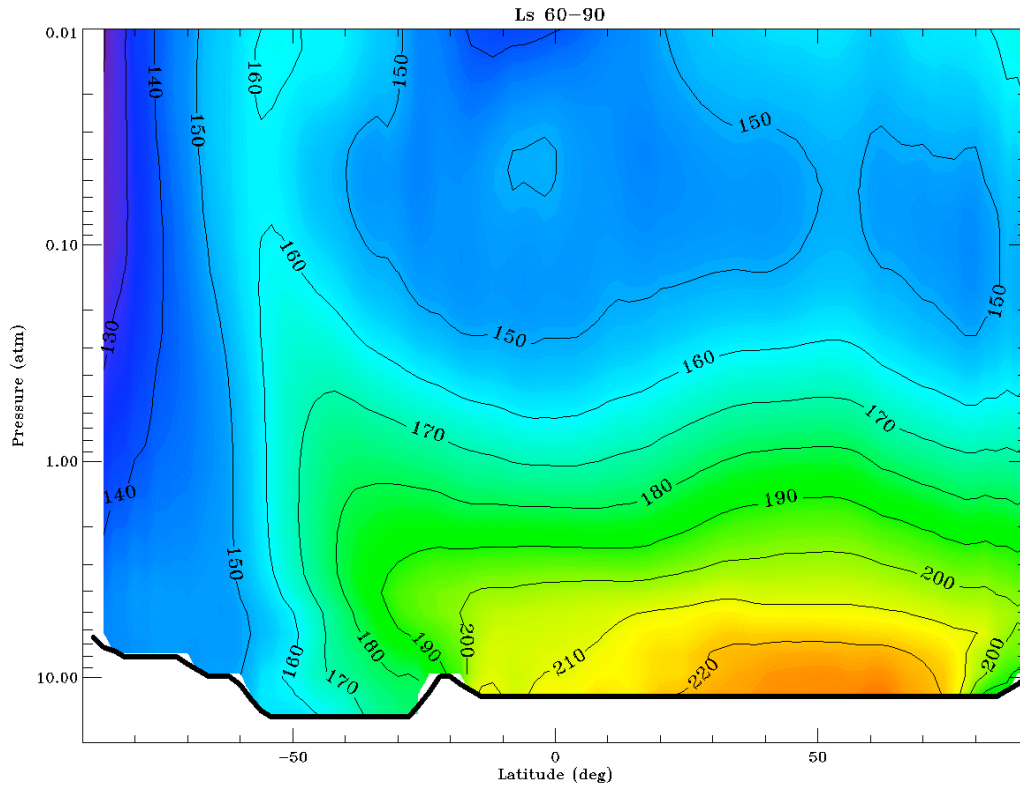
a.



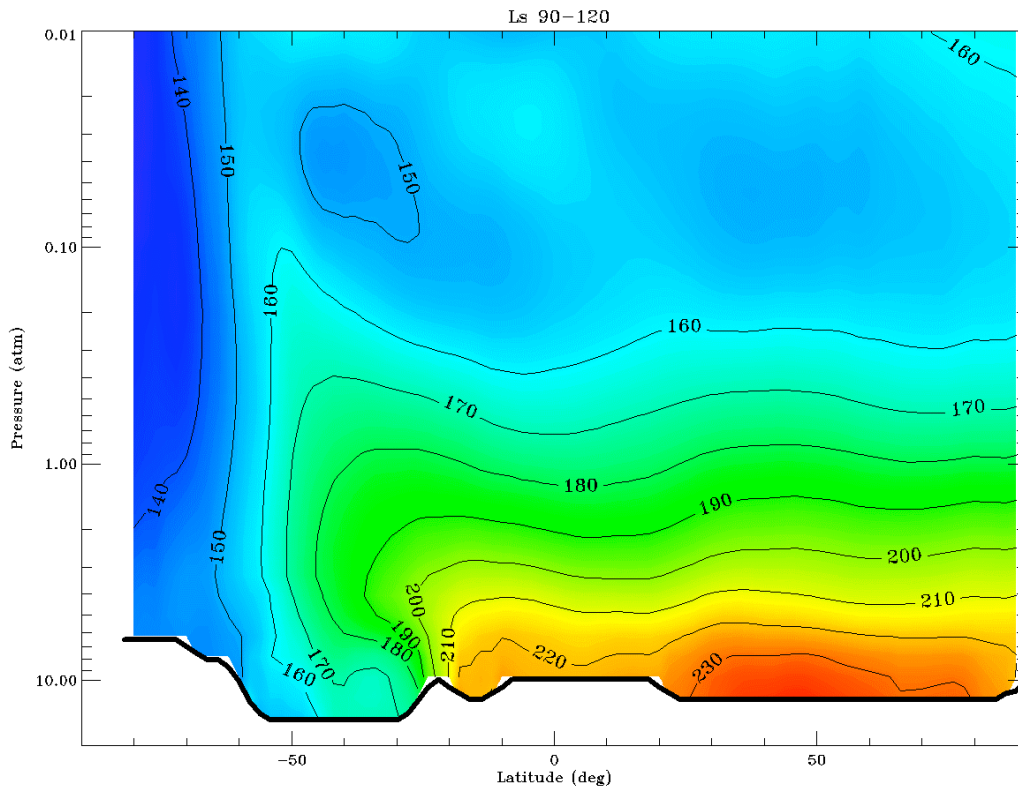
b.



c.



d.



e.

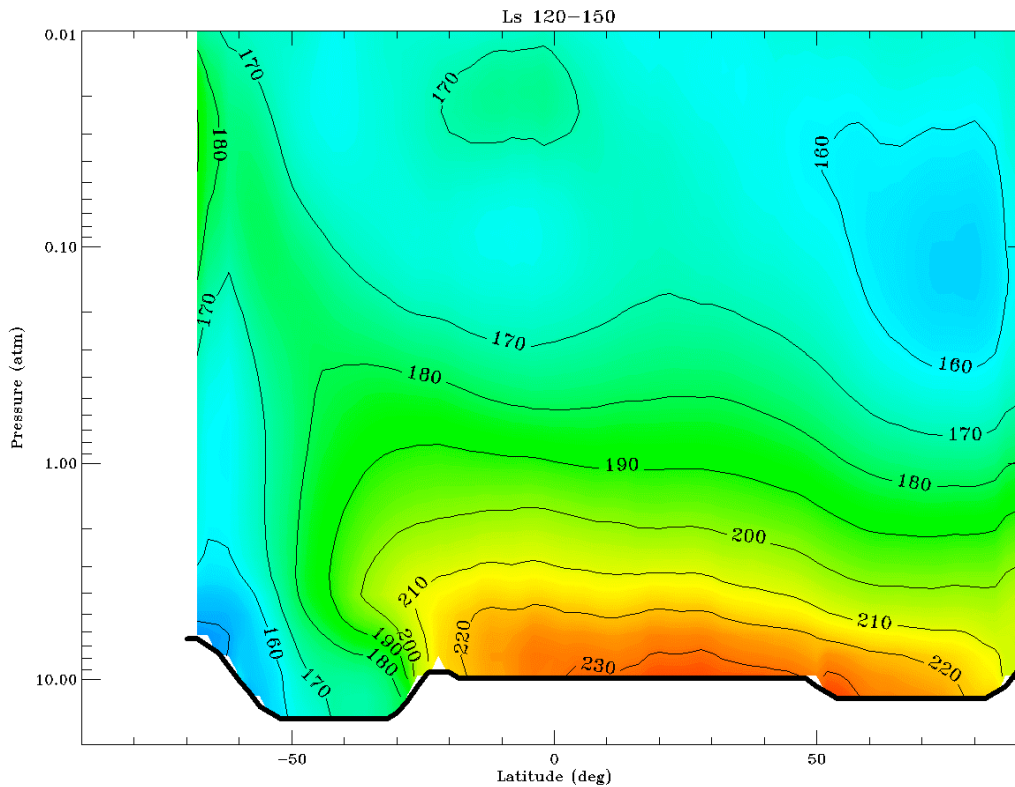


Figura 4.7 Campi meridionali di temperatura atmosferica, relativi agli intervalli di longitudine solare selezionati. I campi partono dalla fine dell'inverno nord, in periodo pre-equinoziale, per arrivare fino alla fine dell'inverno sud, circa all'equinozio successivo. a: 330°-360°, b: 0°-30°, c: 30°-60°, d: 60°-90°, e: 90°-120°, f: 120°-150°.

L'interpretazione di questo fenomeno può, a nostro avviso, essere basata su un processo dinamico dell'atmosfera, in particolare una circolazione media residua di tipo meridionale.

Questo tipo di circolazione può essere descritto come una cella turbolenta che si origina dall'instabilità idrodinamica innescata dalla differenza di irraggiamento stagionale tra le diverse zone dell'atmosfera. Per compensare la forzatura indotta dall'irraggiamento differenziale (variazioni di pressione, densità, energia interna) si innesca un moto a celle convettive, in tutto simile alla circolazione di Hadley terrestre. In particolare, durante la stagione della primavera dell'emisfero nord si può concludere che la distribuzione dei campi di temperatura sia compatibile con una circolazione meridionale che presenta un ramo ascendente a latitudini inferiori ai 30° nord e un ramo discendente intorno ai 60° sud.

Rispetto all'analoga circolazione terrestre si differenzia per essere molto più intensa e per sostenere delle celle dislocate più in lontananza rispetto all'equatore (sulla terra le celle di Hadley sono confinate in una fascia che va da 30° Nord e 30° Sud e).

In questo quadro interpretativo il massimo di temperatura osservato tra 50° e 60° di latitudine nord può essere spiegato in termini di un processo di riscaldamento adiabatico associato alla compressione del flusso di fluido del ramo discendente della cella di Hadley, in quanto la discesa in atmosfera provoca un adattamento alla pressione locale in aumento verso il suolo, con conseguente aumento dell'energia interna della massa di fluido in movimento.

Infine, abbiamo osservato come i restanti periodi dell'anno marziano (tra l'inizio e la media primavera dell'emisfero nord) siano caratterizzati da una marcata simmetria emisferica, e supponiamo che questa condizione si rifletta anche sullo stato dinamico dell'atmosfera. Nel quadro del trasporto meridionale, possiamo interpretare questa situazione con la presenza

simultanea di due deboli celle di trasporto meridionale alla Hadley con rami discendenti nei tropici di entrambe gli emisferi, situazione che sembrerebbe rappresentare una condizione tipica per il periodo di entrambe gli equinozi, come anche riportato in letteratura [Zurek et al., 1992].

4.5.1. Effetti della variazione giornaliera

Come verifica ulteriore di quanto finora discusso si è proceduto ad un'analisi dell'evoluzione su scala giornaliera dei campi zonali medi di temperatura. Tra tutti gli intervalli stagionali identificati dal processo di selezione ne è stato scelto uno che, per la distribuzione dei suoi parametri, nello spazio delle variabili osservative, permette di poter apprezzare l'evoluzione giornaliera dei campi zonali medi di temperatura. L'intervallo stagionale utilizzato è quello con longitudine solare compresa tra 60° e 90° gradi, corrispondente alla fine primavera dell'emisfero nord. L'analisi è stata effettuata estraendo, a parità di tutti gli altri parametri, le osservazioni relative a diverse ore locali. Il risultato finale sono due campi zonali medi di temperatura che caratterizzano l'atmosfera in un intervallo di ora locale rispettivamente tra le 17 e le 20 e tra le 6 e le 8 del mattino (Figura 4.8). Come in precedenza, il filtraggio dei valori dei parametri osservativi ha provocato la totale assenza di osservazioni in un'ampia fascia dell'emisfero settentrionale, senza però compromettere la comprensione dei processi principali.

Nonostante l'ampio intervallo temporale tra i due campi di temperatura, abbiamo osservato come la nostra ipotesi di lavoro risulti verificata. Infatti, la struttura termica dell'atmosfera (dal punto di vista termico) risulta quasi costante nelle due fasce orarie (Figura 4.9), confermando la circostanza che questo tipo di analisi sia più sensibile alle variazioni stagionali rispetto alle variazioni diurne dei campi zonali medi di temperatura: infatti, nostri fini, sono essenziali i gradienti termici che si instaurano in atmosfera, più che i valori assoluti dei campi termici.

Durante l'avanzare del giorno marziano si può concludere che si preservi la struttura di asimmetria emisferica dei campi zonali medi di temperatura e la presenza del sovrariscaldamento in zona polare in corrispondenza del ramo discendente della circolazione meridionale a cella.

Inoltre abbiamo rilevato come l'atmosfera sia mediamente, al mattino, più fredda della controparte del tardo pomeriggio, fenomeno ascrivibile, a nostro avviso, alla differente esposizione alla radiazione solare nei periodi immediatamente precedenti alle osservazioni.

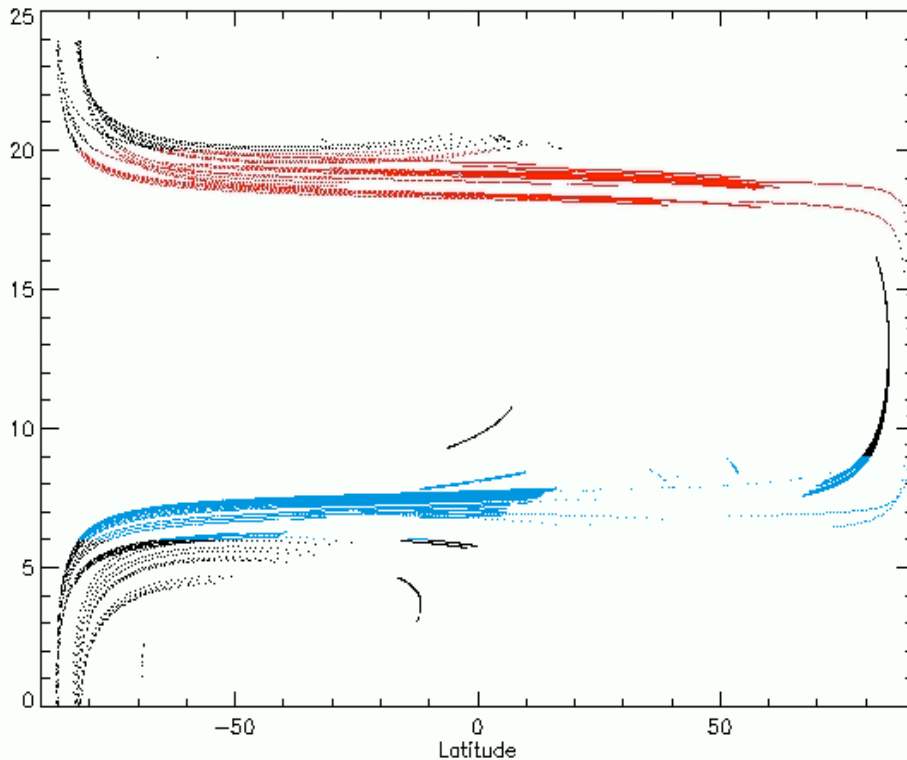


Figura 4.8 Grafico della latitudine e del tempo locale per le osservazioni selezionate nell'intervallo stagionale di longitudine solare compreso tra 60° - 90° gradi. Le osservazioni in rosso sono state selezionate per lo studio generale della dinamica dell'atmosfera, le osservazioni in blu sono state utilizzate per lo studio comparativo delle variazioni giornaliere dei campi zonali medi di temperatura.

In altre parole ciò indicherebbe che l'osservazione della mattina marziana mostra un'atmosfera che non ha subito esposizione al sole (o almeno un'esposizione relativamente breve, in quanto, a seconda della morfologia locale, l'orario del sorgere del sole varia notevolmente) e quindi non ha potuto ancora assorbire energia radiativa. Inoltre, in questa condizione, anche i moti legati ad instabilità o gradienti termici (cioè i corrispondenti forzamenti dell'atmosfera) risultano meno accentuati, riducendo il trasporto dinamico di calore tra le varie zone dell'atmosfera. Il dato relativo al tardo pomeriggio mostra un'atmosfera che ha ricevuto e scambiato più energia, a causa dell'irraggiamento solare e dei processi dinamici conseguenti.

È importante sottolineare che questo tipo di studi di variazioni giornaliere di campi zonali medi di temperatura dell'atmosfera marziana sia un aspetto innovativo, tra tutte le analisi effettuate sino ad oggi. Anche lo strumento che ha ottenuto la più vasta copertura osservativa di Marte (il Thermal Emission Spectrometer a bordo del Mars Global Surveyor), per poter completare la missione di copertura globale ha dovuto sacrificare alcune importanti zone dello spazio dei parametri, coperte invece dallo strumento PFS, come in questo caso.

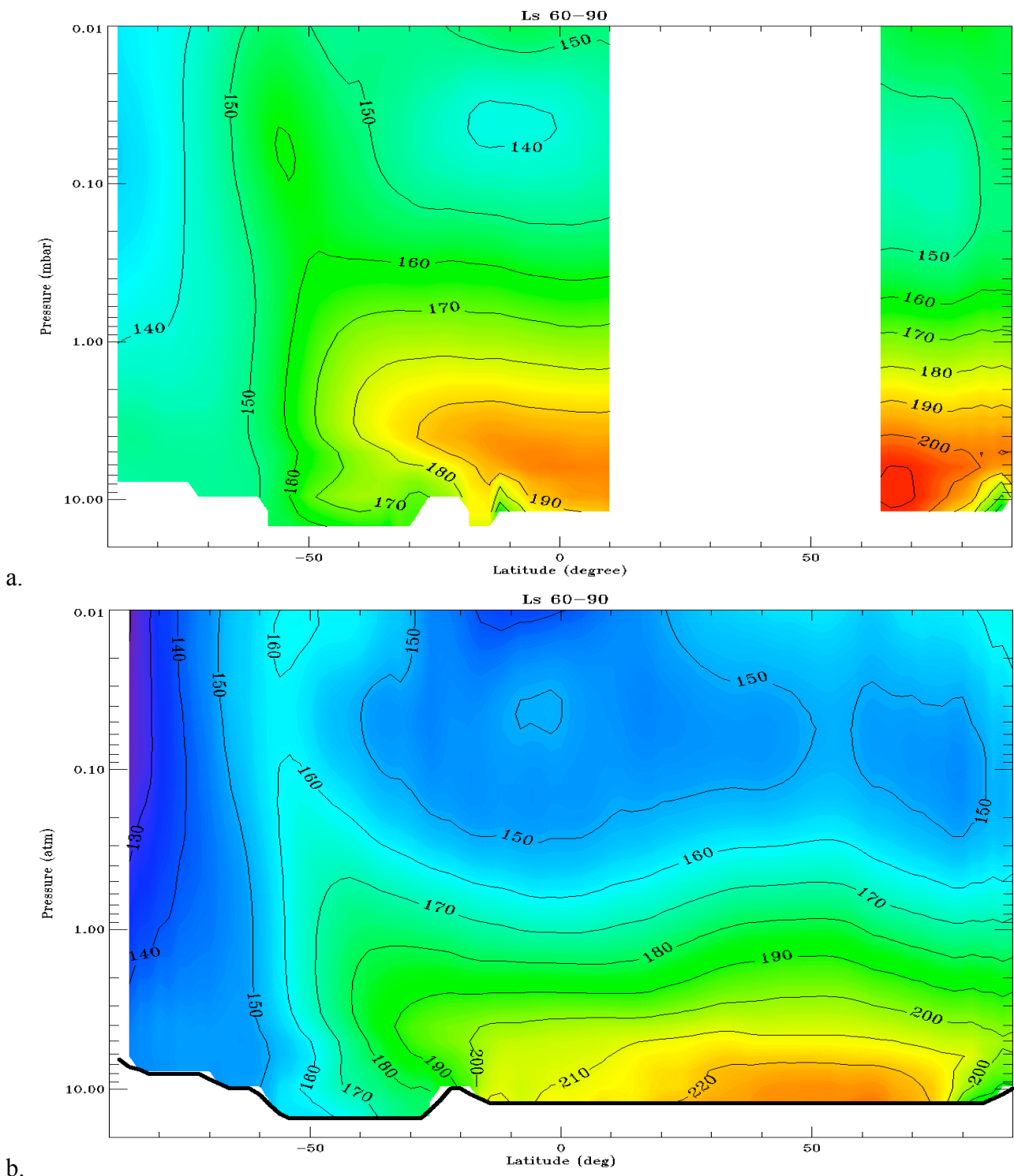


Figura 4.9 Confronto tra i campi meridionali medi di temperatura atmosferica nello stesso intervallo di longitudine solare, a differenti tempi locali. In a. il tempo locale medio è intorno alle 7 della mattina, mentre in b. è intorno alle 19 della sera (in un intervallo con ampiezza di 3 ore). Come si vede la struttura e i valori delle temperature atmosferiche di campi medi sono poco sensibili alle variazioni giornaliere (I codici di colore sono riferiti ai massimi e minimi di ogni singolo campo e quindi differiscono tra le due figure).

4.5.2. Asimmetria emisferica nei campi di temperatura

È stato mostrato come l'irraggiamento solare raggiunga il suo massimo nell'estate dell'emisfero sud, cosicché la forzatura termica alla circolazione in questo periodo risulti più intensa che durante l'estate nord. Questa circostanza è legata alla forte asimmetria dell'orbita del pianeta. Il risultato finale è un gradiente termico più accentuato nell'inverno nord che nell'inverno sud. Per verificare questa affermazione abbiamo confrontato le temperature dei campi zonali medi di temperatura ad una quota in pseudo-coordinate di altezza di 0.1 mbar, estraendo i dati relativi a due periodi dell'anno quasi opposti (longitudine solare a 330° - 360° , fine dell'inverno dell'emisfero nord, ed a 120° - 150° , medio inverno dell'emisfero sud). Confrontando i dati relativi a questi periodi (Figura 4.10) si è riscontrato come sia presente il massimo dei campi di temperatura all'incirca tra 50° e 60° di latitudine (rispettivamente a nord e a sud) per entrambe gli emisferi, ma anche come il massimo dell'emisfero nord risulti maggiore di oltre il 15% rispetto al massimo dell'emisfero sud. Questa situazione è stata interpretata con la presenza di un fenomeno dinamico, alla quota di 0.1 mbar, maggiormente attivo durante o immediatamente precedentemente della fine dell'inverno dell'emisfero nord. Richiamando in causa l'effetto di una circolazione trans-equatoriale a celle, possiamo affermare che durante l'inverno dell'emisfero nord il trasposto è nettamente più intenso che durante l'inverno dell'emisfero sud, portando ad un maggiore trasporto netto di energia e, quindi, a temperature più elevate a queste quote.

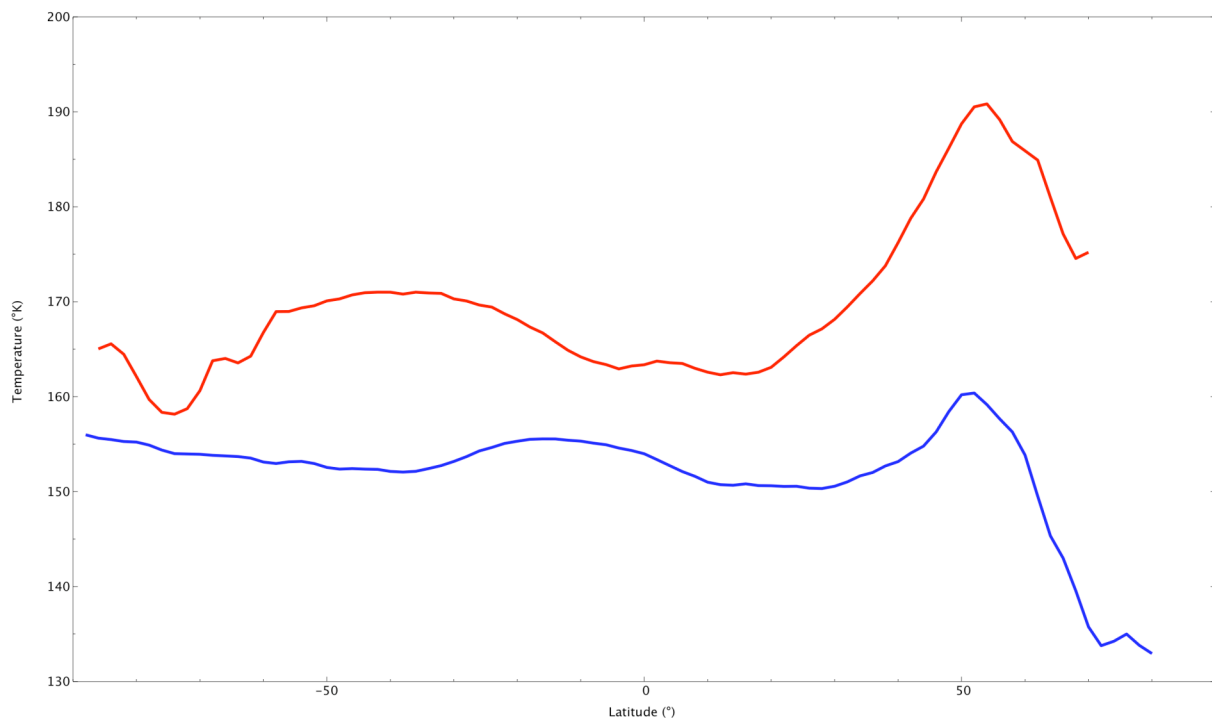


Figura 4.10 Profili orizzontali di temperatura alla quota relativa a 0.1 mbar. La curva rossa è relativa alla fine dell'inverno dell'emisfero nord (330° - 360°), mentre la curva blu è relativa all'inverno dell'emisfero sud (120° - 150°) dove le latitudini sono state invertite per un confronto diretto.

4.5.3. Effetto della circolazione sul carico di aerosol

Il tipo di circolazione meridionale descritto in precedenza è essenzialmente derivato da modelli teorici e le prove osservative dirette sono quanto mai scarse. Durante il nostro studio stagionale, ci è sembrato quindi essenziale verificare quali effetti possa avere questo tipo di circolazione sui costituenti atmosferici che, come accennato, possono essere visti quali traccianti dello stato dinamico complessivo dell'atmosfera.

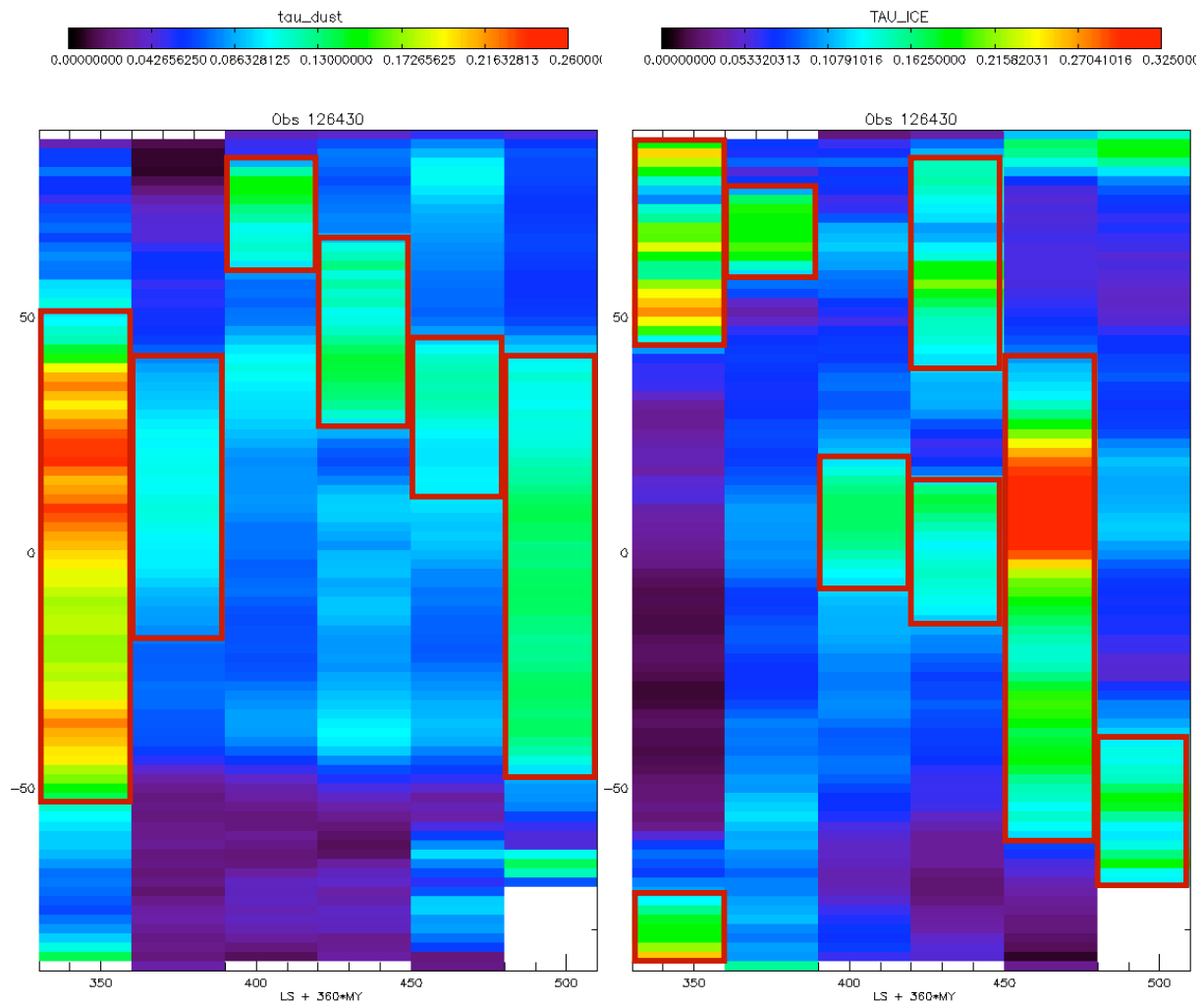


Figura 4.11 Stato medio zonale dei parametri di opacità degli aerosol in atmosfera marziana, riferiti agli stessi periodi nei quali sono stati ricavati i campi meridionali medi di temperatura atmosferica. L'ascissa rappresenta la stagione, utilizzando la longitudine solare attuale dell'osservazione, con l'aggiunta dell'anno marziano corrente, considerando l'arrivo di MEX su Marte come anno 0, per conservare la successione temporale effettiva delle osservazioni. L'ordinata rappresenta la latitudine. I riquadri evidenziano le zone di massimo carico medio di aerosol per ogni stagione: per l'aerosol di minerale (figura a sinistra), escludendo i periodi iniziale e finale di alto carico di aerosol, si nota una migrazione netta del massimo di concentrazione mentre per le nubi di ghiaccio d'acqua (figura a destra) non è stata evidenziata una relazione del genere. Il fenomeno più importante in questo caso è la presenza della pesante fascia equatoriale di nubi di ghiaccio d'acqua, la cosiddetta Aphelion Equatorial Cloud Belt.

La procedura di estrazione dello stato medio zonale dei parametri (vedi paragrafo 4.2) è stata applicata quindi anche al carico complessivo degli aerosol. In questo modo abbiamo potuto individuare una possibile prova diretta della presenza del tipo di circolazione meridionale sopracitato. La Figura 4.11 mostra lo stato dell'opacità degli aerosol in atmosfera marziana durante l'anno. Ogni colonna rappresenta un definito intervallo stagionale, seguendo la descrizione del paragrafo 4.2, all'interno del quale è stato applicato l'algoritmo di DataMining.

Il risultato è lo stato zonale medio dei parametri per ogni intervallo temporale considerato. In particolare, si evidenzia come l'evoluzione dell'opacità dell'aerosol sia un tracciante efficace per la supposta circolazione meridionale. Durante la fine dell'inverno nord e nell'ultimo intervallo considerato (estate nord) sappiamo che ci si avvicina, dal punto di vista dello stato termico dell'atmosfera, a situazioni latitudinalmente simmetriche. Nella fase iniziale delle osservazioni, all'arrivo della sonda sul pianeta, si era in presenza di un fenomeno di deposito di una probabile tempesta di polvere globale o semi-globale, causa del diffuso alto livello di polveri, e in una stagione in cui la circolazione mantiene lo stato di carico dell'aerosol mediato zonalmente simmetrico rispetto all'equatore. Con l'evolvere dell'anno si è potuto tracciare l'andamento del ramo ascendente della circolazione a celle, seguendo l'andamento del massimo del carico medio zonale di aerosol di minerale in atmosfera, osservando come migri fino a toccare il massimo di 60° di longitudine nord, per ritornare gradualmente alla condizione quasi - simmetrica quando si giunge nei pressi dell'equinozio d'autunno (longitudine solare tra 120° e 150°).

La descrizione dell'andamento del carico medio zonale di particolato di ghiaccio d'acqua è, in questo quadro descrittivo, complicata dalla circostanza che questo componente è soggetto a cambiamenti di stato durante l'anno marziano, aspetto che studi attuali stanno cercando di monitorare tramite l'analisi dell'andamento della concentrazione di vapor d'acqua in atmosfera dai dati di PFS come i recenti studi di Fouchet et al. [2007]. Abbiamo potuto concludere come i dati elaborati sul quantitativo di ghiaccio d'acqua possano comunque essere interpretati come un'ulteriore evidenza osservativa della circolazione. In ciò va tenuto in conto come le condizioni di condensazione, e quindi di presenza di questo componente, siano influenzate dalla circolazione, dalla localizzazione geografica, dalla stagione (cioè dai gradienti termici locali) e dalla presenza del particolato di minerale. Anche quest'ultimo infatti altera la struttura termica dell'atmosfera, essendo un importante assorbitore di radiazione, anche se l'osservazione del solo massimo dell'opacità di questo componente non può essere correlato direttamente alla zona di trasporto verticale associata alla circolazione a celle. L'evoluzione stagionale della concentrazione massima risulta più strettamente legata all'irraggiamento medio degli emisferi, piuttosto che a fenomeni dinamici, come evidente dall'insorgere dell'imponente nube di ghiaccio equatoriale all'afelio (aphelion equatorial cloud belt). Il dato osservativo da considerare è che in ogni caso il massimo di concentrazione dell'aerosol di ghiaccio d'acqua è anticorrelato rispetto al massimo di concentrazione dell'aerosol di minerale in atmosfera, per i fenomeni di interazione sopracitati.

4.5.4. Inversione termica atmosferica e aerosol

L'aerosol in atmosfera non ha solo l'effetto di essere un tracciante della circolazione, ma ha anche la proprietà di modificare profondamente la struttura dell'atmosfera.

Tra i risultati elaborati per giungere agli stati medi zionali dei parametri (campi termici *in primis*) sono stati osservati taluni effetti degni di nota. In particolare, per verificare che l'effetto aerosol sia quello previsto, abbiamo evidenziato un'accentuata inversione verticale di temperatura nell'emisfero nord durante l'inverno.

Dai dati che sono stati ricavati dall'inversione dei dati di PFS si nota un'accentuata inversione termica verticale intorno a 10 km con un massimo intorno a 20 km di altitudine, a partire da

latitudini maggiori di 40° di longitudine nord. Questa inversione risulta indipendente dalla topografia in quanto si riscontra sia durante l'orbita 68, che presenta grandi differenze topografiche, che durante l'orbita 20 (non mostrata in Figura 4.12) le cui osservazioni cadono su una regione relativamente pianeggiante. Quest'orbita osserva sia la regione di Tharsis (longitudini minori di 40° sud), sia Ascræus Mons (circa 10° nord) che la zona periferica di Alba Patera (intorno ai 40° nord). Si è inoltre osservato come questa inversione si amplifichi verso il polo nord, fino circa al confine della calotta polare nord.

Si osserva come questo fenomeno si indebolisca fino a scomparire con l'avanzare della stagione, in modo particolarmente marcato alla fine dell'inverno, ma rimanendo sempre correlato con la presenza di nubi di ghiaccio d'acqua (Figura 4.13Figura 4.12).

Questa circostanza ci porta a sostenere l'ipotesi che questo fenomeno abbia come causa principale l'interazione tra la discesa di una massa d'aria proveniente dall'emisfero estivo, cioè dal ramo principale della cella di Hadley, con un conseguente riscaldamento adiabatico in alta atmosfera.

La bassa atmosfera, che è regolata dai processi di trasporto radiativo, appare più fredda mostrando appunto questa piccata inversione termica e permettendo le condizioni per la presenza delle nubi di ghiaccio d'acqua (Figura 4.12), che in questo periodo proviene dalla sublimazione estiva di una piccola frazione della calotta polare residua del sud, cioè di ghiaccio d'acqua.

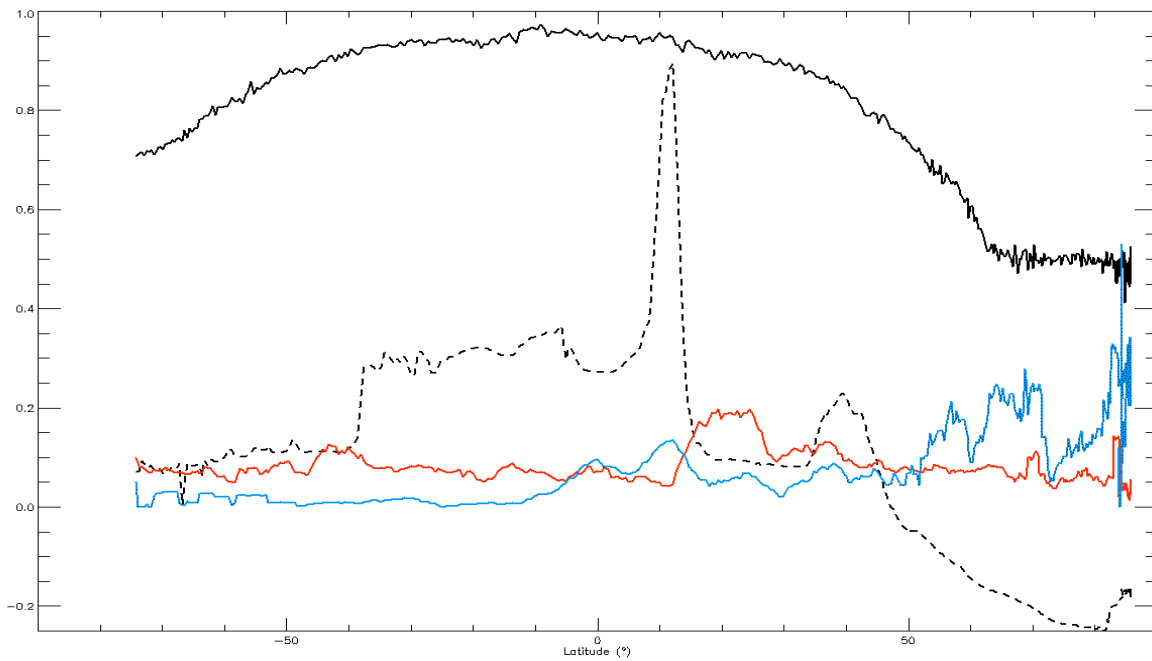


Figura 4.12 Sezione del campo di temperatura relativo all'orbita 68. Si nota chiaramente la presenza dell'inversione termica verso i 50° di latitudine nord, a partire da una quota di 10 km, per arrivare al massimo a circa 20 km.

Figura 4.13 Profili dei parametri stimati tramite l'inversione dei dati PFS, relativi all'orbita 68. La curva nera piena rappresenta la temperatura al suolo (in °K normalizzata al valore di 300 °K), la curva nera tratteggiata rappresenta l'andamento della topografia (in Km normalizzata al valore di 10 km), mentre la curva blu e la curva rossa rappresentano rispettivamente l'opacità dell'aerosol di ghiaccio d'acqua e di polvere sospesa.

4.6. Venti zionali monitorati da PFS

Come abbiamo rilevato nel corso della discussione sulle tecniche di analisi dei dati (vedi Capitolo 3), è evidente come le informazioni potenzialmente estraibili dai campi zionali medi di temperatura non si limitino alla discussione appena effettuata. Utilizzando le tecniche descritte nel precedente capitolo è possibile studiare un parametro fondamentale della circolazione del pianeta, cioè la componente longitudinale del vento zonale medio. Questa componente può essere ricavata dall'inversione dell'equazione

$$\frac{\partial}{\partial z^*} \left[\bar{u} \left(f + \frac{\bar{u} \tan \theta}{a} \right) \right] = \frac{R}{ma} \frac{\partial \bar{T}}{\partial \theta} \quad \text{Equazione 4.1}$$

utilizzando le tecniche già discusse, ottenendo così il cosiddetto vento gradiente termico [Holton, 1979]. Questa equazione non è valida quando ci si trovi in prossimità dell'equatore, circostanza che non permette di calcolare la componente del vento termico in questa regione. Ciò è dovuto alla circostanza che l'assunto effettuato per ricavare l'equilibrio delle forze che porta all'Equazione 4.1 non è più valido a basse latitudini, a causa dell'aumento del valore dei gruppi adimensionali di Rossby e di Ekman, che modificano l'importanza relativa delle forze in gioco nelle equazioni fluidodinamiche. Il calcolo della componente media zonale del vento richiede inoltre che sia assegnata una condizione al contorno e, non essendo disponibili in questo studio misure *in situ*, assumeremo che questa componente del vento sia nulla al suolo, o, come vedremo, trascurabile rispetto ai valori dei campi di venti calcolati.

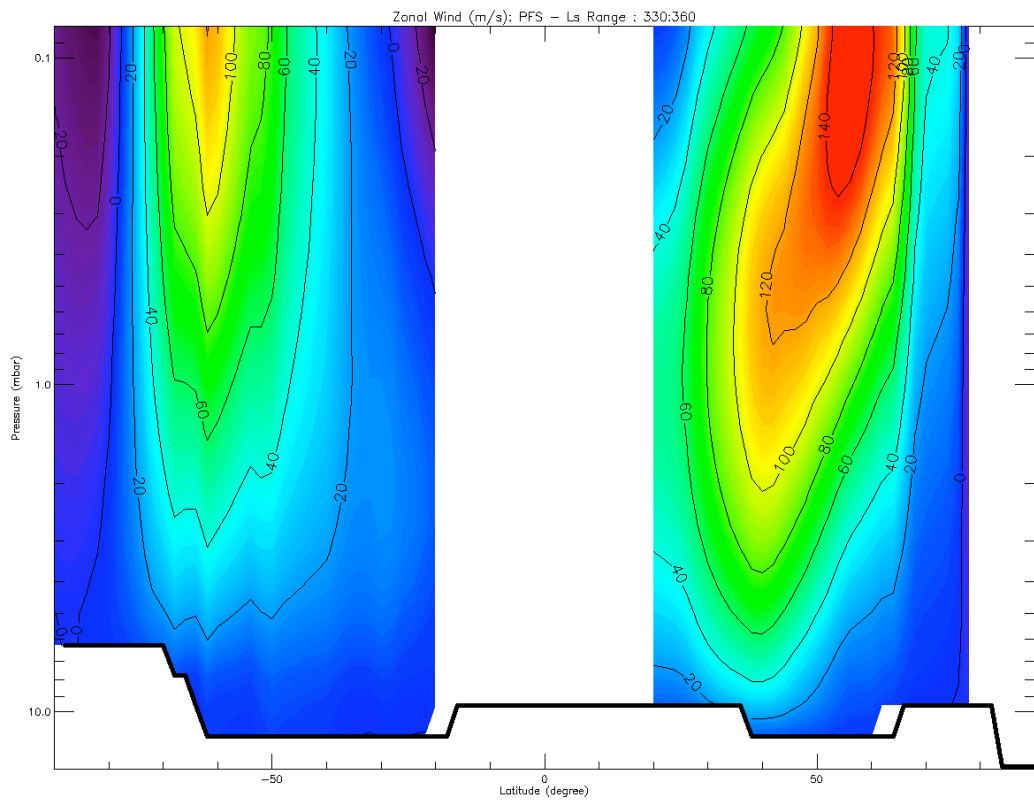
La discussione fin qui effettuata mostra chiaramente come lo stato termico medio dell'atmosfera non sia all'equilibrio termodinamico atteso per un fluido che scambi calore solo attraverso processi radiativi, indicando profonde modificazioni della struttura termica da parte di processi dinamici (abbiamo già accennato al tipo di circolazione meridionale compatibile con le osservazioni).

In tutti gli intervalli stagionali osservati, eccetto che per l'intervallo di longitudine solare tra 0° e 30°, la temperatura atmosferica ad alte quote (a pressioni minori di 1 mbar, superiori a circa 10 km pari all'altezza di scala locale dell'atmosfera) mostra un gradiente termico positivo partendo dall'equatore procedendo verso i poli, dove raggiunge un punto di massimo locale a latitudini intermedie e, quindi, precipita raggiungendo le latitudini polari in prossimità del limite stagionale della calotta polare.

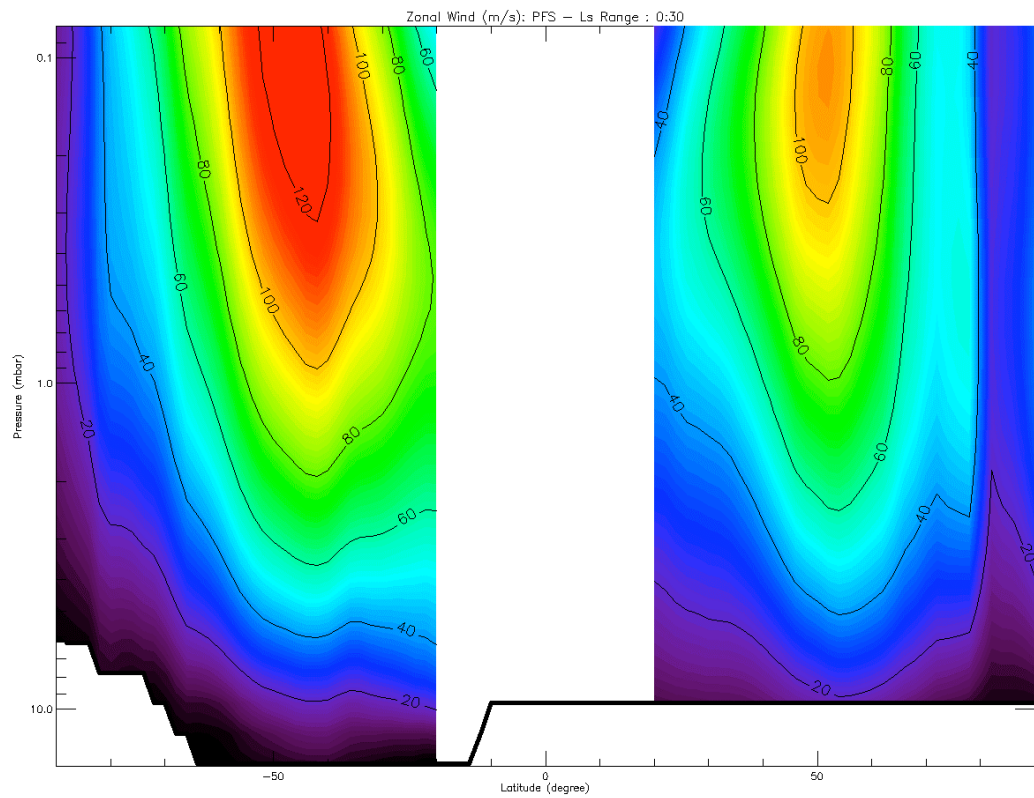
Questo massimo locale è il risultato del riscaldamento adiabatico subito dal fluido trasportato dal ramo discendente della circolazione meridionale, in altre parole dalla cella di Hadley. Il processo che supponiamo avvenga è schematizzabile come una compressione subita dalla massa di fluido, quando venga trasportata verso quote inferiori. Essa si adatta alla pressione locale (crescente spostandosi verso il suolo), e non riuscendo, in tempi brevi, a disperdere il calore in eccesso risultante da questo processo si comporta come un sistema adiabatico, su tempi scala ridotti. Infatti, il trasporto convettivo alla Hadley avviene molto più velocemente della cessione radiativa e la superficie di questa massa di fluido risulta piccola se confrontata con il suo volume interno, avendo quindi una piccola superficie efficace per lo scambio convettivo di calore.

Gli accentuati gradienti termici risultanti innescano venti verso est in entrambi gli emisferi, come risultato dell'interazione di questo tipo di circolazione con la rotazione del pianeta, mostrati in Figura 4.14.

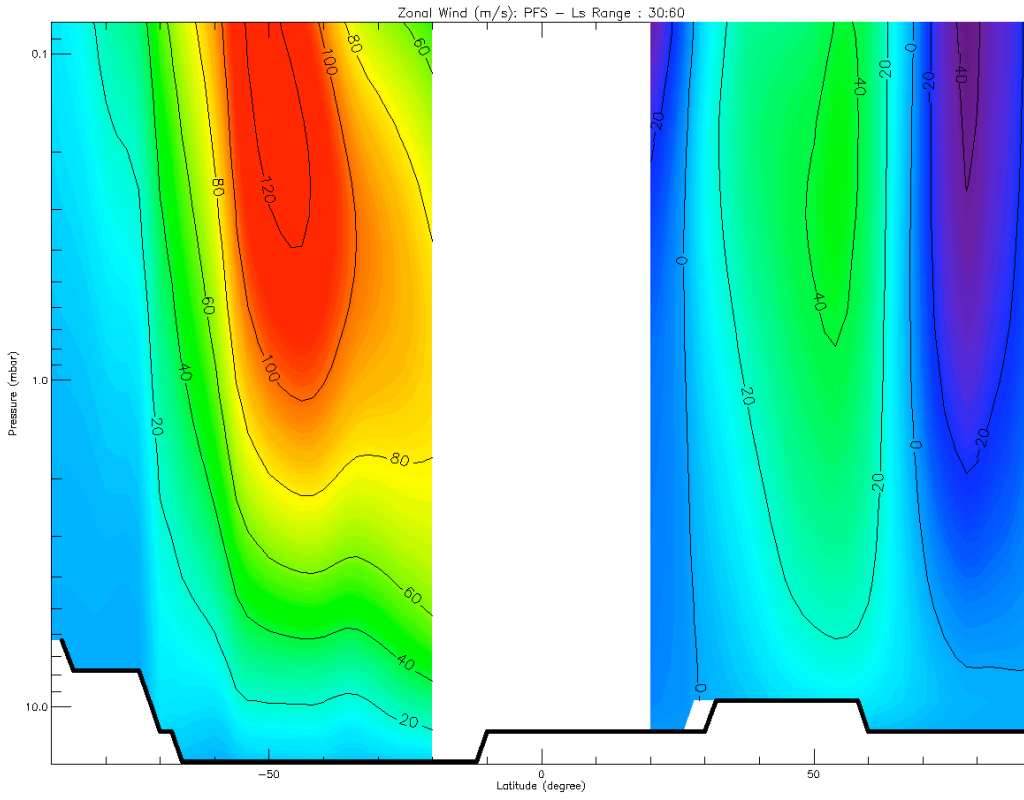
I dati dimostrano come venti più energici si concentrino sempre nell'emisfero della notte polare, dato che in questa regione è presente un gradiente, tra il suo massimo locale e la fredda notte polare, maggiore che in ogni altra regione.



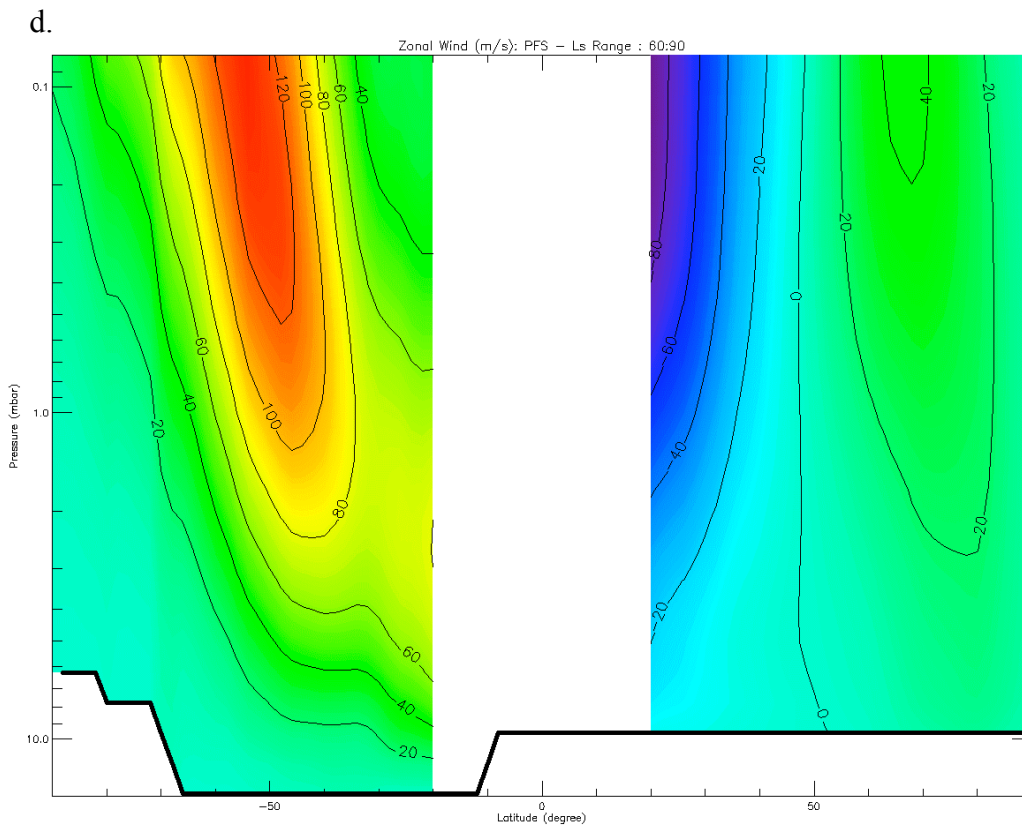
a.



b.



c.



d.

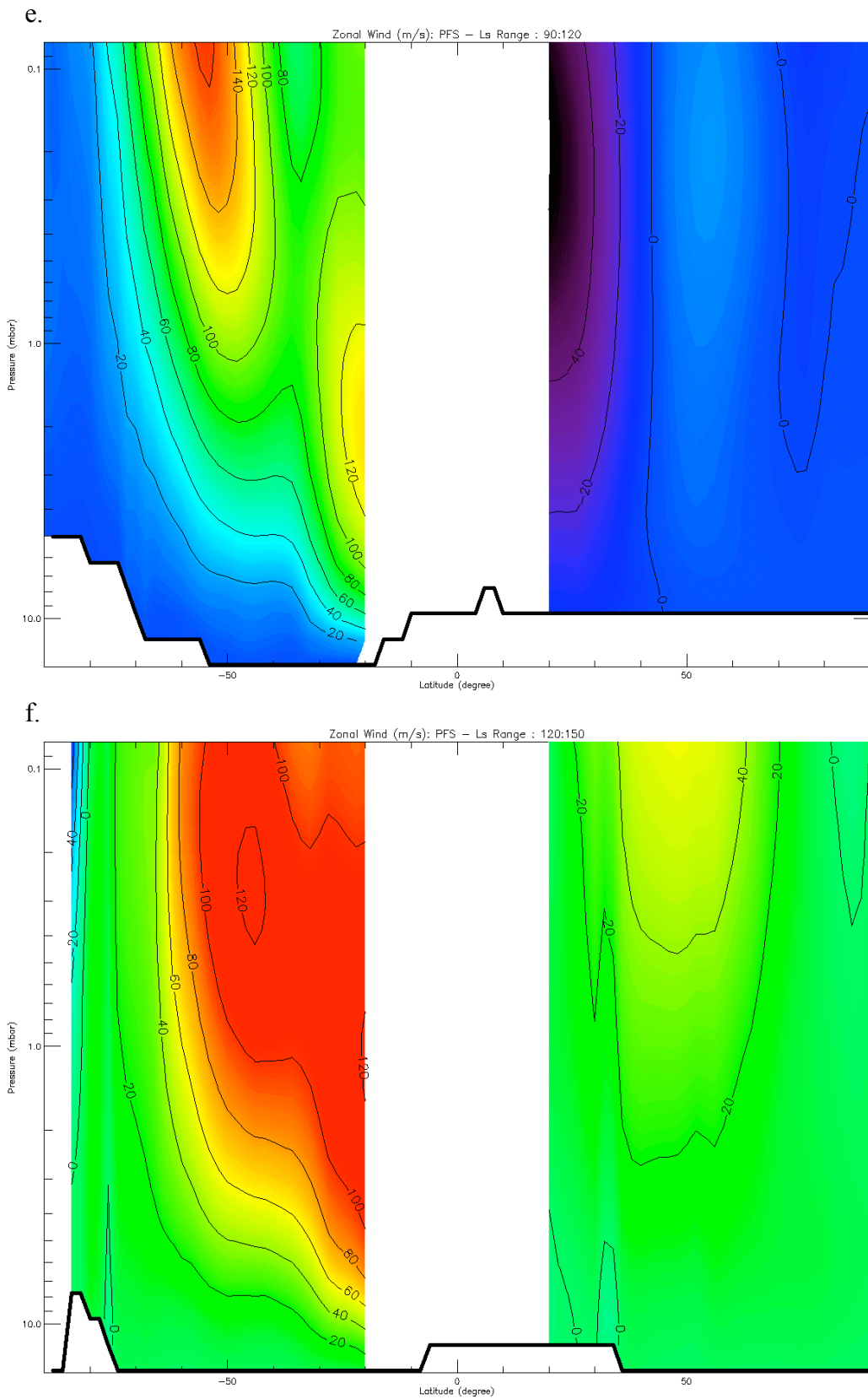


Figura 4.14 Campi di venti medi zionali ricavati dai campi di temperatura. a: 330°-360°, b: 0°-30°, c: 30°-60°, d: 60°-90°, e: 90°-120°, f: 120°-150°.

L'inversione dell'Equazione 4.1 consente di produrre una serie di campi stagionali medi della componente media zonale del vento presente in atmosfera. Anche in questi campi è evidente una evoluzione temporale dovuta al differente irraggiamento stagionale. Inoltre anche in questo caso è evidente la presenza di uno stato atmosferico altamente simmetrico o asimmetrico. Tenendo conto dei venti relativi nei periodi equinoziali (fine dell'inverno dell'emisfero nord e inizio della primavera dell'emisfero nord) si ha un comportamento quasi simmetrico della componente del vento medio zonale, specialmente se confrontata con il comportamento che si ha durante il solstizio (fine primavera dell'emisfero nord e inizio dell'estate nord), in questo caso dovuto all'innescarsi di pesanti gradienti termici con l'inverno dell'emisfero sud. Come andamento generale, la componente del vento medio zonale aumenta in maniera considerevole nell'emisfero invernale, quando i gradienti di temperatura sono massimi, e così anche i forzamenti alla circolazione.

I campi di venti medi zonali in Figura 4.14 esibiscono altresì i valori maggiori, nell'emisfero nord, nell'intervallo di longitudine solare 330° - 360° (cioè alla fine dell'inverno dell'emisfero nord) e nell'emisfero sud per longitudini solare 90° - 120° (inverno dell'emisfero sud); ciò si può di nuovo interpretare con come effetto dinamico provocato dalla forzatura alla circolazione zonale media parte degli intensi gradienti termici presenti tra l'emisfero della notte polare e l'emisfero opposto.

Durante l'inverno dell'emisfero sud i venti raggiungono valori di 140 m/s a circa 55° di latitudine sud a 0.1 mbar in pseudo-coordinate di altezza, mentre nell'inverno nord si osservano circa 130 m/s sempre a 55° di latitudine e a 0.1 mbar: queste zone sono correlate con il ramo discendente della cella di trasporto meridionale, indicando il forte accoppiamento tra i due tipi di circolazione. Inoltre è evidente, come già sottolineato, come la differente simmetria emisferica dei campi zonali medi di temperatura influenzi i campi di venti medi zonali, portando ad avere, per longitudine solare tra 330° e 360° , anche un accentuato massimo relativo nell'emisfero sud, del tutto trascurabile rispetto alla circolazione zonale media nell'emisfero settentrionale tra le longitudini solari di 90° - 120° .

Dalle strutture di venti osservate si sta pensando di poter ottenere un'interpretazione sia della differente distribuzione geografica e temporale del ghiaccio e del vapor d'acqua atmosferico sia delle differenti composizioni dei poli. Abbiamo osservato come durante la primavera e l'estate nord (0° - 120°), mentre la calotta sublima rilasciando CO_2 e vapor d'acqua in atmosfera, la circolazione nell'emisfero nord sia poco energetica, favorendo il processo di intrappolamento nel corrispondente emisfero di questi componenti.

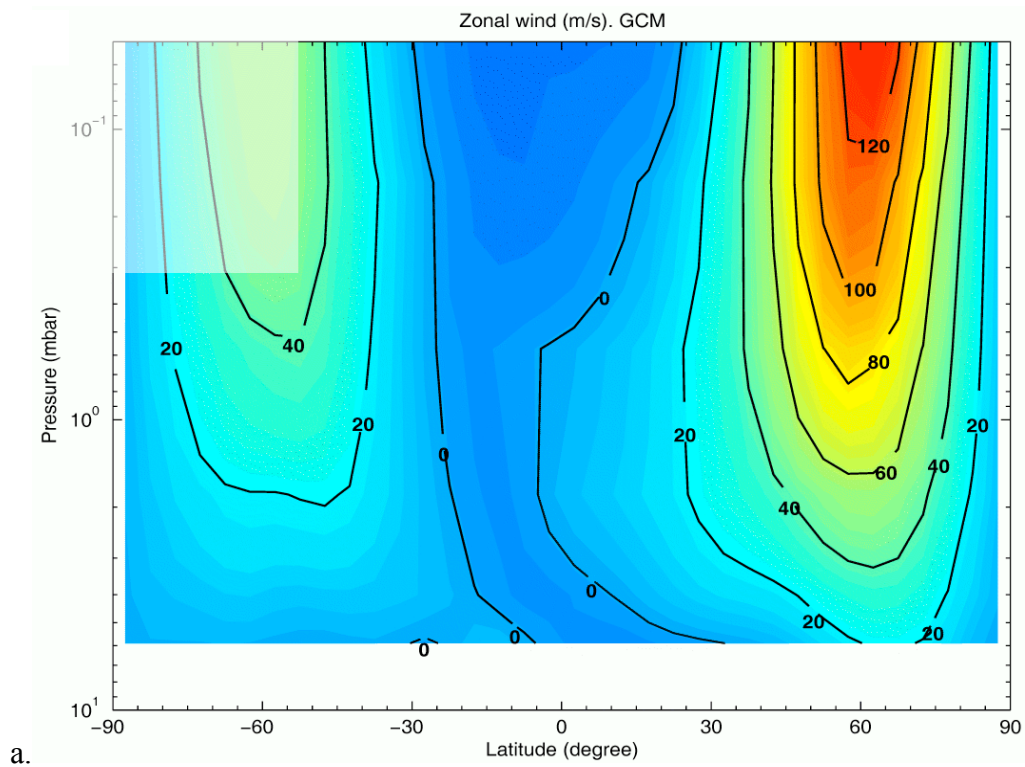
Al contrario, durante l'estate dell'emisfero sud (330° - 360°), mentre i componenti sublimano lasciando la calotta, la circolazione è molto più attiva in questo emisfero, favorendo il trasporto nelle regioni settentrionali, più fredde (inverno nord) dove vengono possibilmente condensati e sottratti dalla circolazione globale.

4.7. Venti zonali estratti dal GCM e dalle osservazioni di TES

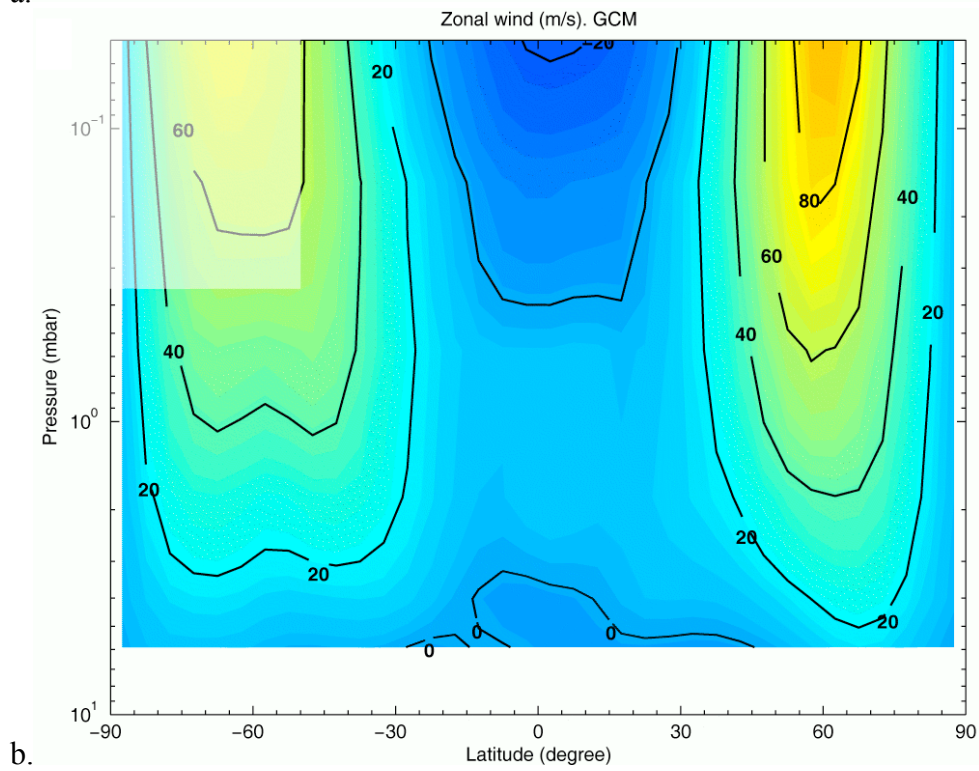
Come verifica ulteriore del lavoro fin qui effettuato, abbiamo proceduto al confronto dei risultati ottenuti dai dati PFS con quelli derivati da altre due fonti: i dati del modello EMCD, precedentemente descritto, e i risultati ottenuti applicando lo stesso set di algoritmi e tecniche di analisi ai dati dello strumento TES.

I dati estratti dal modello globale di GCM dell'LMD/AOPP sono stati interpolati tramite apposite routine in FORTRAN per poter condividere gli stessi parametri osservativi dei dati utilizzati di PFS. Questo modello offre svariate possibilità, oltre l'interpolazione a zone volute

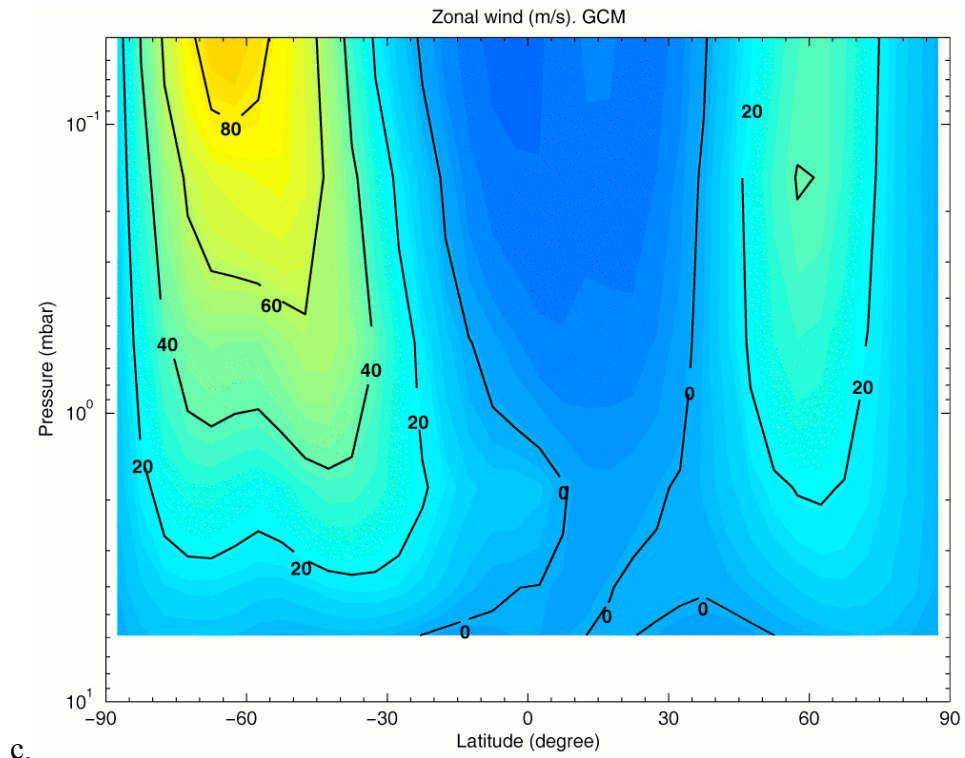
dello spazio dei parametri, tra cui la possibilità di introdurre forzamenti esterni alla quantità di irraggiamento solare, al carico di aerosol (con le profonde implicazioni sulla struttura termica dell'atmosfera), alla presenza di onde di vario tipo, con l'effetto di introdurre un ulteriore meccanismo di trasporto di energia sia orizzontale che verticale.



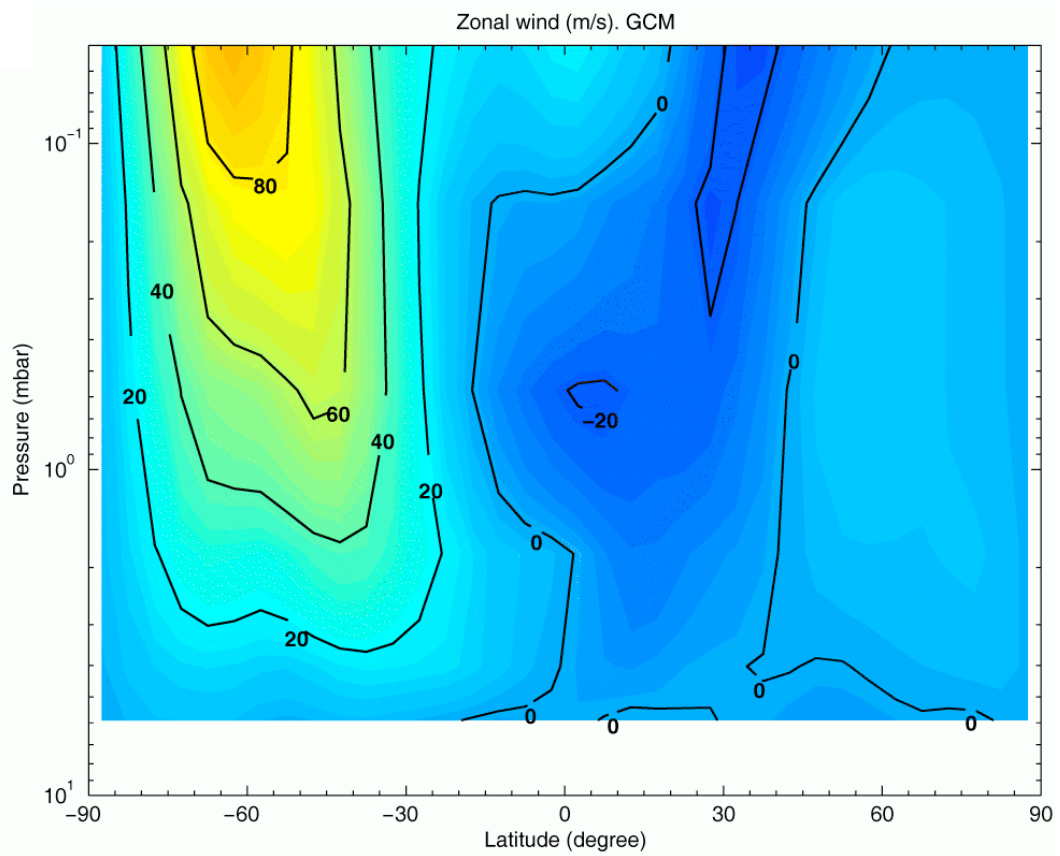
a.



b.



c.



d.

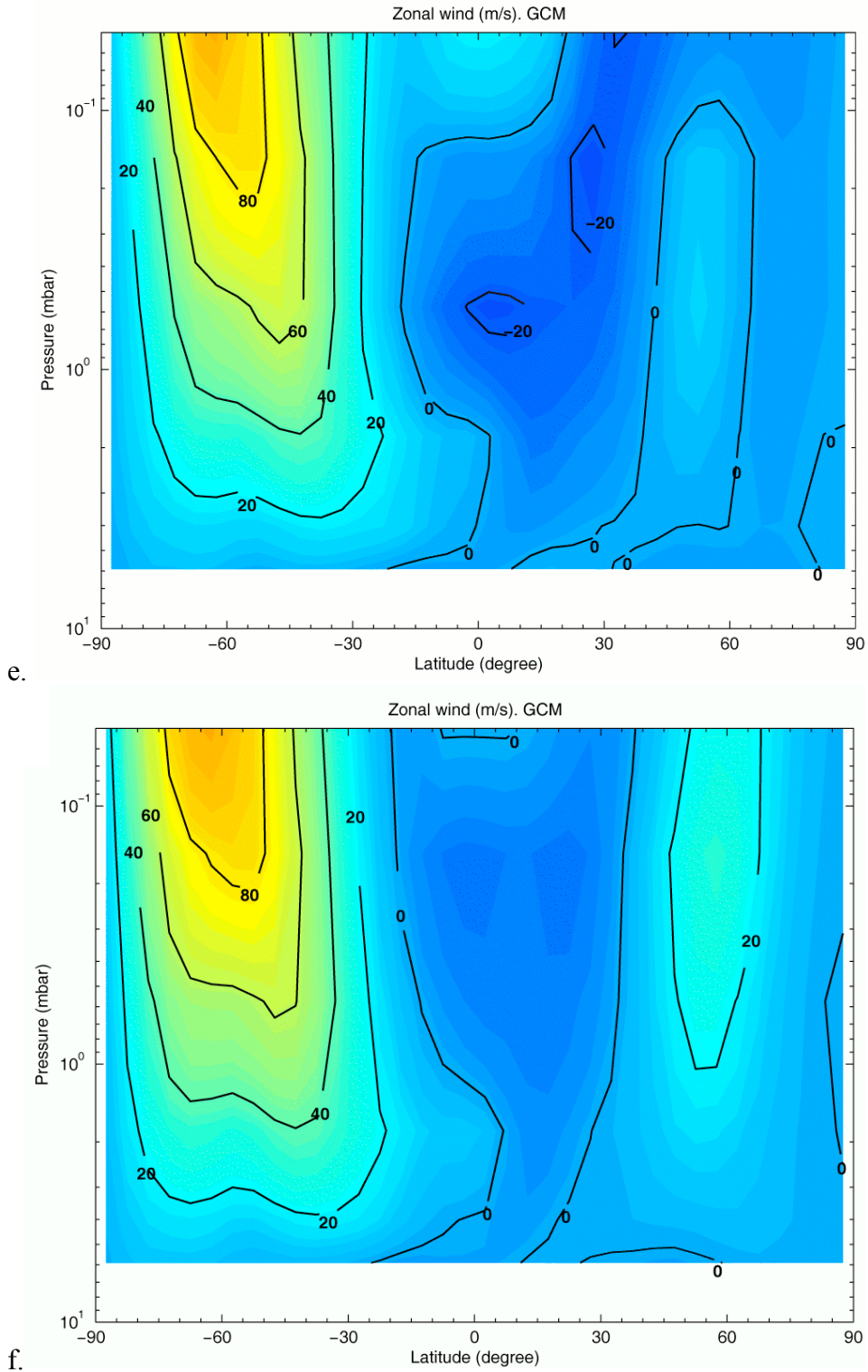


Figura 4.15 Campi di venti medi zionali ricavati dall'EMCD, database basato sul modello di circolazione globale LMD/AOPP. a: 330°-360°, b: 0°-30°, c: 30°-60°, d: 60°-90°, e: 90°-120°, f: 120°-150°.

Nel nostro lavoro queste possibilità non sono state applicate nel calcolo dello stato dell'atmosfera, anche se alcune caratteristiche osservate (come l'inversione termica in atmosfera)

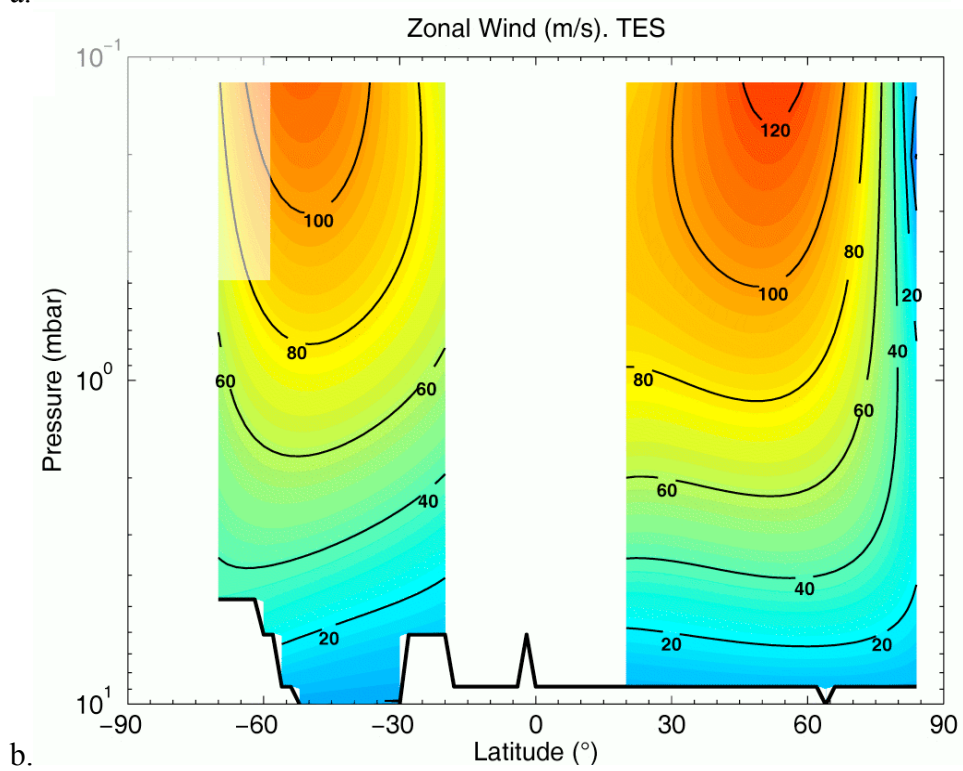
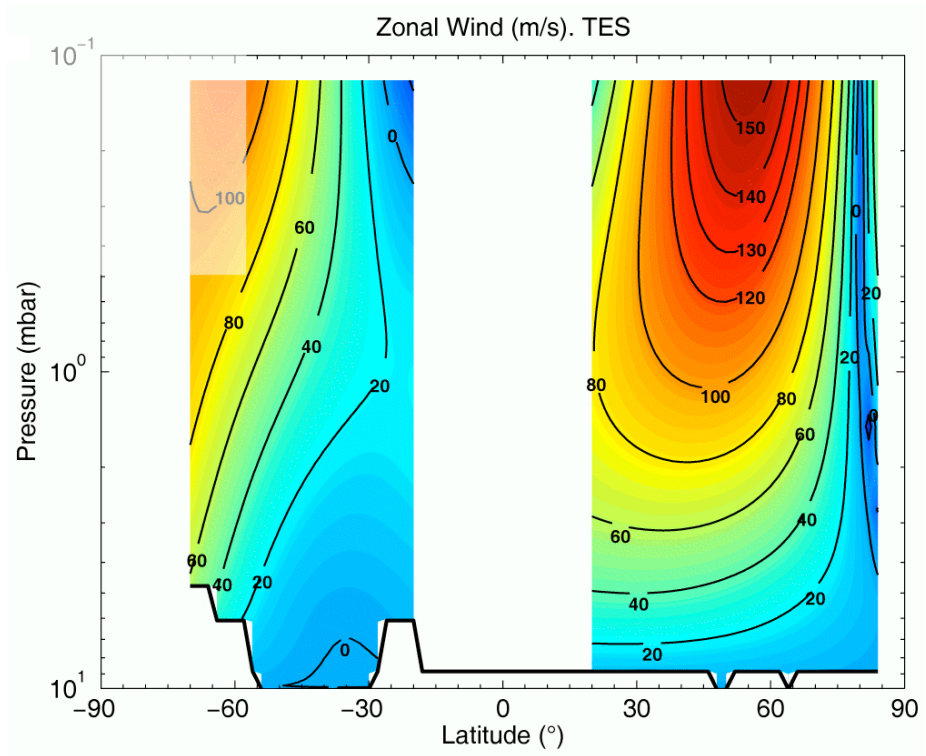
potrebbero essere in parte addotte a fenomeni di questo genere. In lavori successivi si tenterà di tenere conto di questi processi.

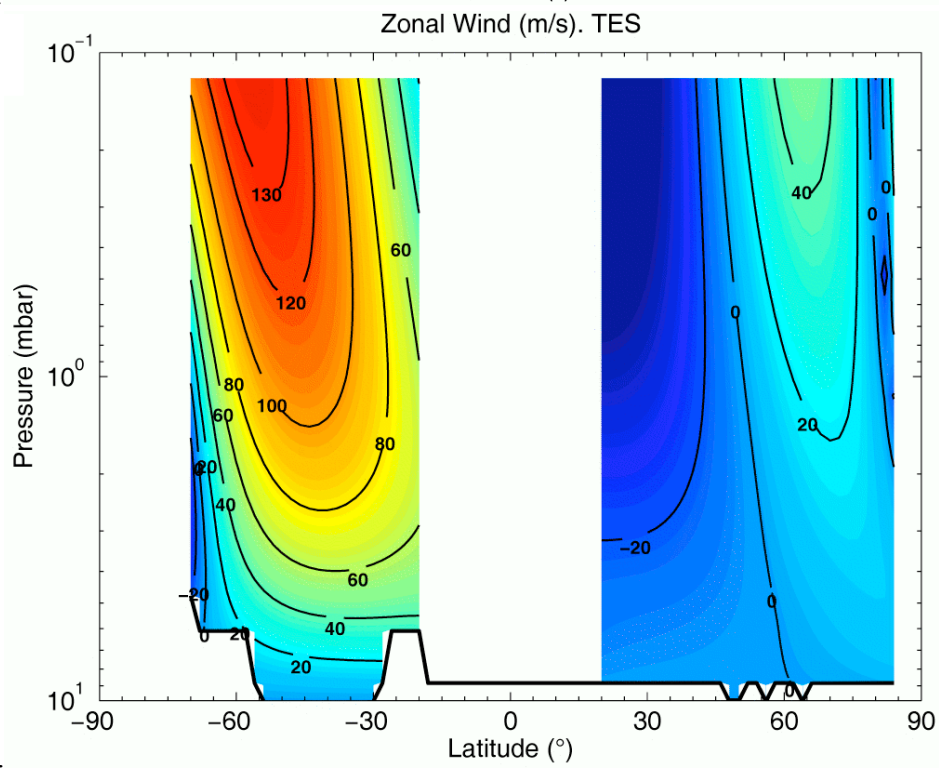
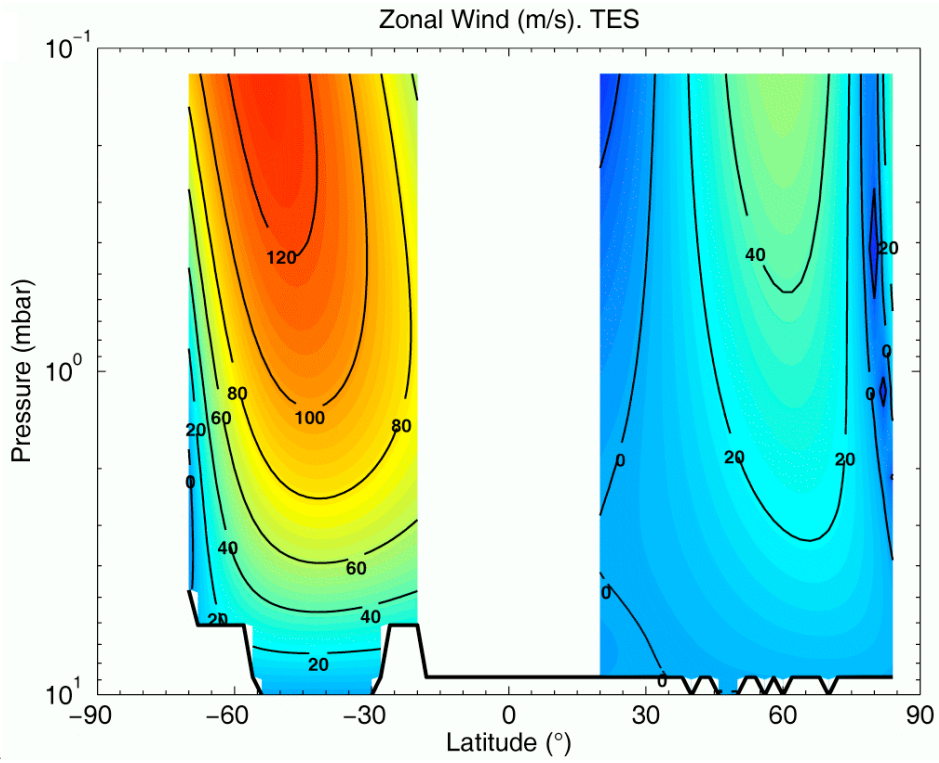
I risultati dall'estrazione dei campi di venti medi zonali dall'EMCD vengono riportati in Figura 4.15, per gli stessi periodi stagionali e stessi tempi locali delle misure PFS.

Quanto discusso nella sezione precedente sulla simmetria equinoziale, asimmetria ai solstizi, presenza dei massimi nell'emisfero della notte polare risulta confermato, dimostrando come nessuna di queste caratteristiche sia influenzata da effetti strumentali e validando la capacità del modello di simulare i fenomeni fisici alla base dei suddetti comportamenti.

L'informazione aggiuntiva fornita dal modello di circolazione è che nelle zone in cui non possiamo stimare la componente del vento zonale, si ha un vento geostrofico in direzione opposta ai jet tropicali (quindi in direzione est-ovest) di magnitudine molto ridotta rispetto ai jet tropicali: infatti, il vento zonale non supera all'equatore all'incirca 20 m/s. Questa circostanza dal fatto che questo moto, in approssimazione geostrofica, sia dato dall'accoppiamento tra circolazione e forza di Coriolis, che decresce spostandosi verso l'equatore: in questa zona prevalgono i processi di conservazione del momento totale, che provocano il moto descritto dai dati.

La struttura generale dei campi dei venti medi zonali è quanto mai conforme ai risultati ottenuti dai dati PFS, ma è anche evidente come complessivamente il modello mostri valori assoluti dei venti che divergono dai nostri risultati in maniera sostanziale, in particolar modo nell'emisfero sud. La spiegazione più plausibile è che il modello sottostimi i gradienti di temperatura, specialmente quelli nell'emisfero sud, confermando alcune ipotesi già avanzate nelle fasi iniziali di formulazione del modello, quando furono integrati i primi, sparsi dati di misurazioni *in situ* [Forget et al, 1999].





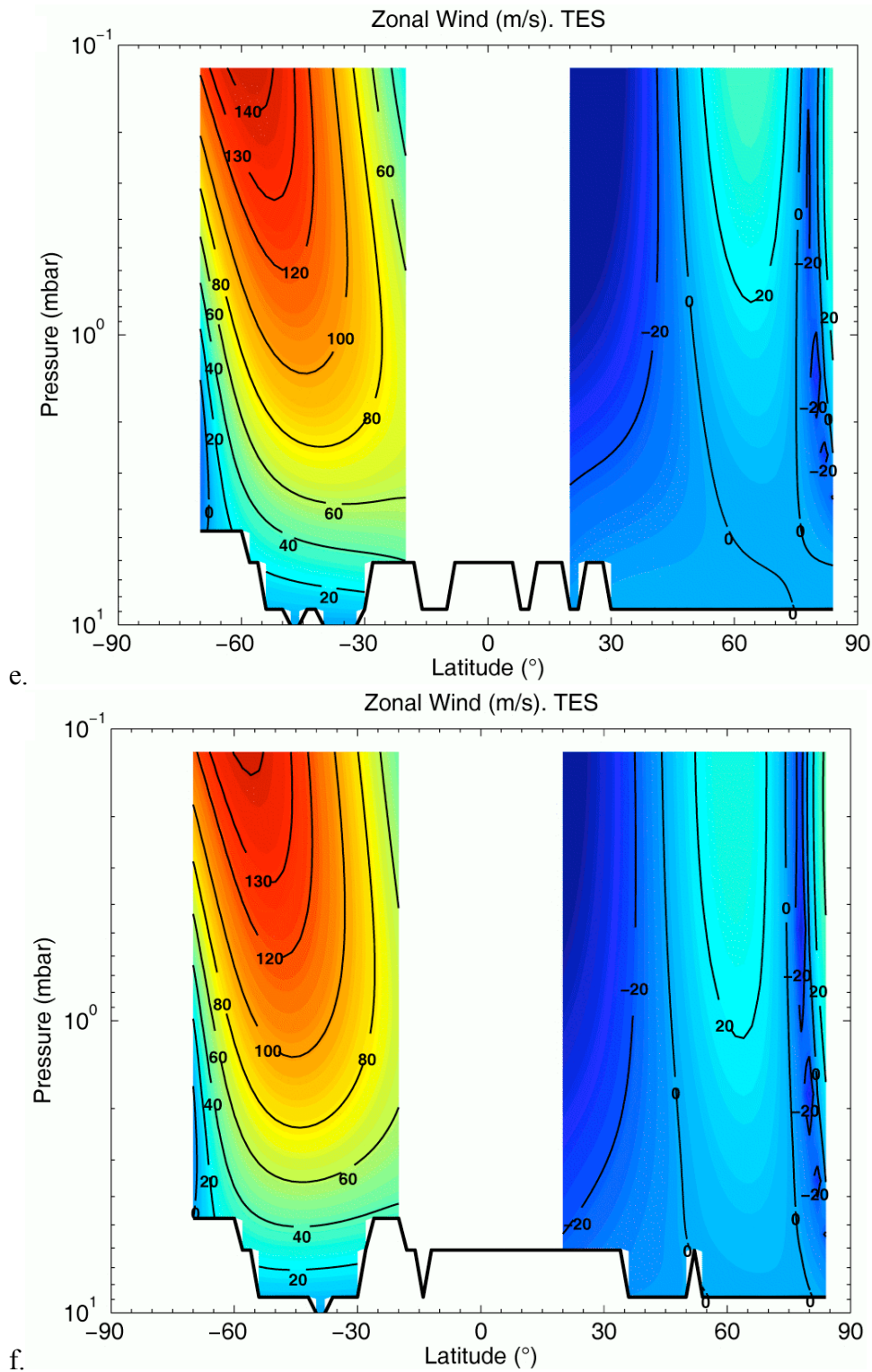


Figura 4.16 Campi di venti medi zionali ricavati dai dati TES. a: 330°-360°, b: 0°-30°, c: 30°-60°, d: 60°-90°, e: 90°-120°, f: 120°-150°.

Un ulteriore verifica osservativa proviene dall'applicazione dello stesso set di algoritmi e tecniche di analisi, utilizzate per studiare i dati di PFS, allo strumento TES (Figura 4.16). Questa verifica rappresenta una forte validazione per il lavoro svolto, anche se, come già accennato, le

peculiarità delle orbite delle relative sonde rendano questi strumenti sotto diversi aspetti complementari. Infatti, anche se i dati di TES ammontano a quasi 200 milioni di osservazioni, l'orbita della sonda che lo ospitava era stata scelta in modo tale da ottimizzare la copertura geografica del pianeta, a discapito della copertura temporale. In altre parole, nello spazio dei parametri osservativi i due strumenti si completano, riuscendo ognuno a superare le limitazioni dell'altro. I dati dello strumento TES sono stati selezionati per cadere negli stessi intervalli di longitudine solare analizzati per PFS, ma solo due di questi risultano essere stati osservati in ore locali simili, cioè le 14:00 pomeridiane, orario diurno fisso per tutte le osservazioni di TES (in particolare per longitudine solare 330° - 360° e 90° - 120°).

I dati sono stati estratti dal primo anno di osservazioni di TES (1997), quando non sono state osservate significative tempeste di polvere, in modo da preservare lo stesso scenario osservativo in cui ha lavorato PFS. È importante sottolineare che tra i periodi osservativi utilizzati intercorrono circa 7 anni terrestri, o quasi 4 anni marziani. Anche in questo caso, come nel confronto con i risultati del modello di GCM dell'LMD/AOPP, si riscontra come la descrizione dei fenomeni derivata dai dati PFS concordi con quella derivata dai dati TES.

Anche dal dataset TES possiamo concludere che l'atmosfera mostra una marcata simmetria equinoziale dei campi dei venti medi zionali, del tutto simile alle strutture predetta dai dati di PFS, rispetto all'asimmetria dei corrispondenti campi durante l'equinozio. Inoltre la struttura e la posizione dei massimi d'intensità, nei due emisferi, può essere di nuovo interpretata con lo stesso scenario adottato per i campi di venti osservati da PFS.

L'unica nota differente da sottolineare è il valore lievemente superiore dei valori assoluti riscontrati nei campi dei venti medi zionali. Questa differenza può essere ascritta, in parte, alle differenze in tempo locale delle osservazioni analizzate e in parte alla tolleranza delle approssimazioni geostrofiche utilizzate nel descrivere lo stato dell'atmosfera. Alla luce però di quanto riportato in precedenza sulla influenza delle variazioni diurne sui campi termici zionali medi e in mancanza di uno studio sistematico di come queste piccole variazioni influiscano sulla circolazione derivata, non possiamo escludere l'influenza di variazioni climatiche su scala super-annuale, come variazioni secolari dell'asse di rotazione del pianeta.

Per schematizzare i risultati relativi ai venti zionali medi abbiamo riassunto alcune caratteristiche in Figura 4.17. Abbiamo riportato i valori dei massimi dei jet tropicali presenti nella media atmosfera marziana ad una quota di circa 0,01 mbar, cioè circa 50 km. Si evidenzia in questo modo quanto sottolineato finora, e cioè che i risultati ottenuti dall'analisi dei dati dei due strumenti TES e PFS siano molto più concordi tra loro che rispetto ai risultati del modello di circolazione, in particolar modo nell'emisfero sud. Si nota chiaramente come i massimi dei venti zionali medi passino da una configurazione di quasi simmetria emisferica all'inizio della campagna osservativa (periodo dell'equinozio di primavera dell'emisfero nord) a una configurazione gradualmente sempre più asimmetrica con l'avanzare dell'anno marziano. Inoltre l'emisfero nord mostra inizialmente un'energica circolazione zonale che in breve decade lasciando spazio ad un periodo relativamente stazionario (almeno per lo stato medio zonale dell'atmosfera), mentre al contrario i venti zionali nell'emisfero opposto aumentano d'intensità. Non possiamo concludere che questi valori facciano parte di un ciclo annuale, come ci aspettiamo, a causa della limitatezza dei punti sperimentali.

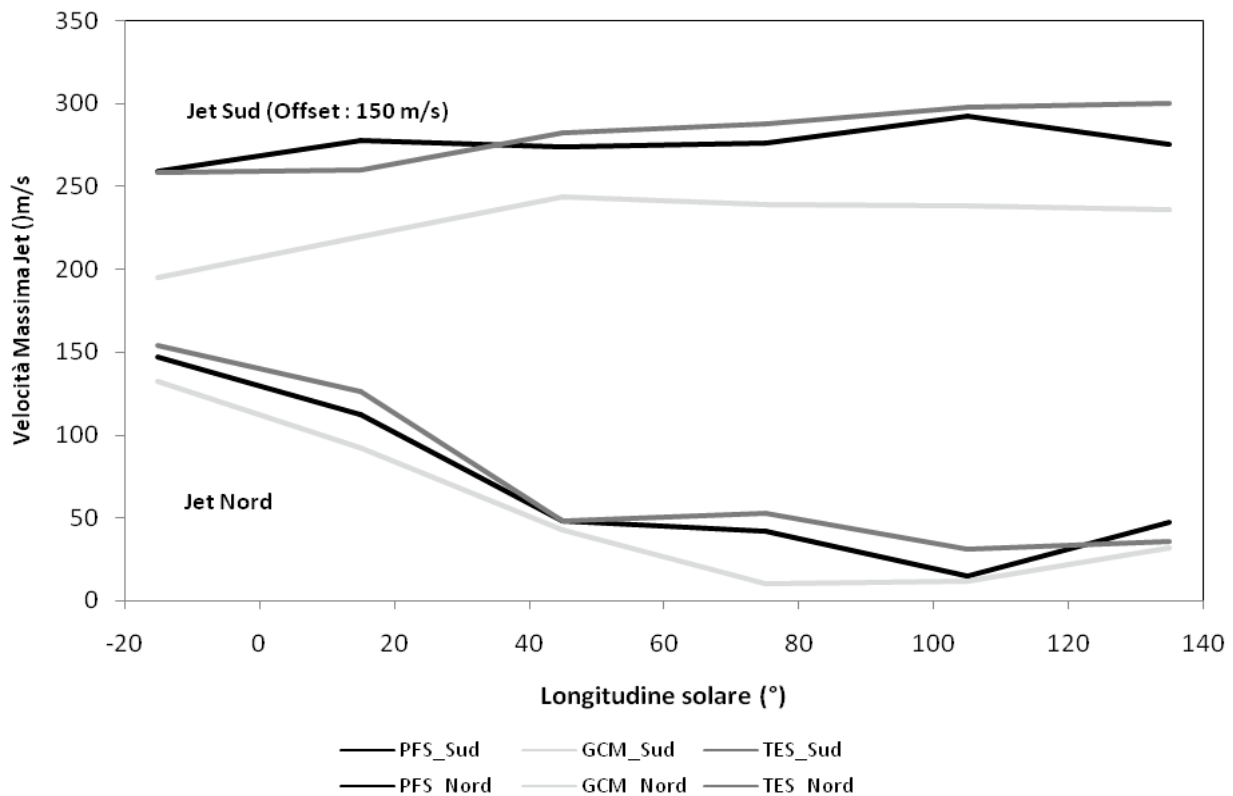


Figura 4.17 Profili stagionali dei massimi dei jet tropicali nella media atmosfera marziana, approssimativamente tra 0.1 mbar, circa 50 km di quota.

4.8. Conclusioni

Possiamo schematizzare quanto esposto nel presente capitolo come segue.

Sono stati sviluppati algoritmi dedicati per il Data Mining dei dati PFS, che hanno permesso di trattare la mole di dati disponibili e dividerli in intervalli temporali idonei ai fini della nostra analisi

Sono stati derivati campi termici stagionali zonali medi che esibiscono essenzialmente le proprietà note in letteratura della struttura della circolazione atmosferica marziana (circolazione meridionale alla Hadley, asimmetria equinoziale ed asimmetria solstiziale, gradienti termici maggiori nell'emisfero in cui è presente la notte polare)

Dall'analisi è emerso un dato innovativo, cioè che i campi termici zonali medi non modificano la loro struttura generale durante il giorno marziano, anche se sono state osservate piccole differenze nei valori assoluti delle temperature.

Inoltre si è tentato di dare un'interpretazione al carico di aerosol zonale medio per ogni intervallo stagionale analizzato, concludendo che mentre il carico di minerale può essere associato con la circolazione meridionale, il carico di aerosol di ghiaccio d'acqua richiede

un'analisi più approfondita: ciò è dovuto alla profonda influenza che i particolati in sospensione hanno sull'atmosfera ed alla circostanza che, alle condizioni marziane, il ghiaccio d'acqua può subire cambiamenti di stato e quindi essere sottratto dall'atmosfera attraverso processi più complessi che la semplice rideposizione.

In ultimo sono stati calcolati ed analizzati i venti zonali medi dai dati dello strumento PFS.

I campi di venti medi zonali esibiscono i valori maggiori al nord nell'intervallo di longitudine solare 330° - 360° e nell'emisfero sud per longitudini solare 90° - 120° , imputabile ad un effetto dinamico provocato dalla forzatura alla circolazione zonale media parte degli intensi gradienti termici presenti tra l'emisfero della notte polare e l'emisfero opposto.

Durante l'inverno dell'emisfero sud i venti raggiungono valori di 140 m/s a circa 55° di latitudine sud a 0.1 mbar in pseudo-coordinate di altezza, mentre nell'inverno nord si osservano circa 130 m/s sempre a 55° di latitudine e a 0.1 mbar: queste zone sono correlate con il ramo discendente della cella di trasporto meridionale, indicando il forte accoppiamento tra i due tipi di circolazione. Nei suddetti campi di venti zonali è inoltre chiaramente evidente l'asimmetria equinoziale ed asimmetria solstiziale già menzionata.

Si sta cercando di dare anche un'interpretazione alla distribuzione geografica e temporale del ghiaccio e del vapor d'acqua atmosferico e delle differenti composizioni dei poli a partire dalla struttura dei venti osservata, che potrebbe agire come trappola per il ghiaccio d'acqua favorendone la deposizione al nord.

Il confronto con i dati sui venti zonali medi estratti dal modello di circolazione GCM e dalle osservazioni di TES mostra una struttura dei venti coerente con quanto osservato da PFS, con l'unica differenza che i valori assoluti predetti dal modello restano in ambo i casi ben al di sotto degli errori imputabili alle approssimazioni geostrofiche utilizzate per computare i campi di venti.

Ciò può essere interpretato come una sottostima dei gradienti termici realmente presenti nell'atmosfera marziana da parte del modello GCM : la collaborazione tra il gruppo IFSI e l'LMD potrebbe portare ad un sostanziale miglioramento di questo aspetto del modello in futuro.

4.9. Bibliografia

Andrews, D. G., and M. E. McIntyre, Generalised Eliassen-Palm and Charney-Drazin theorems for waves on axisymmetric mean flows in compressible atmospheres, *J. Atmos. Sci.*, 35, 175-185, 1978.

Andrews, D. G., Holton J. R., Leovy C. B., Middle Atmospheric Dynamic, 489pp. Academic Press, San Diego, California, 1987.

Boyd, J., The nonintermction of waves with the zonally averaged flow on a spherical earth and the interrelationship of eddy fluxes of energy, heat and momentum. *J. Atrnos. Sci.*, 33, 2285-2291, 1976.

Briggs, G. & Leovy, C. Mariner 9 observations of the Mars north polar hood. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 55, 278-296. 1972.

Clancy, R. et al. An intercomparison of ground-based millimeter, MGS TES, and Viking atmospheric temperature measurements: seasonal and interannual variability of temperatures and dust loading in the global Mars atmosphere. *J. Geophys. Res.* 105, 9553-9571, 2000.

Clancy, R. T., Wolff, M. J., Christensen, P. R.; Mars aerosol studies with the MGS TES emission phase function observations: Optical depths, particle sizes, and ice cloud types versus latitude and solar longitude, *Journal of Geophysical Research*, Volume 108, Issue E9, pp. 2-1, 2003.

Conrath, B. J. et al., Mars Global Surveyor Thermal Emission Spectrometer (TES) observations: Atmospheric temperatures during aerobraking and science phasing. *J. Geophys. Res.*, Vol 105, Issue E4, pp.9509-9519. 2000.

Edmon, Jr., H. J., B. J. Hoskins and M. E. McIntyre, Eliassen-Palm cross sections for the troposphere. *J. Atmos. Sci.*, 37, 2600-2616, 1980.

Forget, F., Hourdin, F., Fournier, R., Hourdin, C., Talagrand, O., Collins, M., Lewis, S. R., Read, P. L., Huot, J., Improved general circulation models of the Martian atmosphere from the surface to above 80 km, *Journal of Geophysical Research*, Volume 104, Issue E10, pp.24155-24176, 1999.

Fouchet, T., Lellouch, E., Ignatiev, N. I., Forget, F., Titov, D. V., Tschimmel, M., Montmessin, F., Formisano, V., Giuranna, M., Maturilli, A., Encrenaz, T., Martian water vapor: Mars Express PFS/LW observations, *Icarus*, Volume 190, Issue 1, p. 32-49, 2007.

Greeley, R., Skyeck, A., Pollack, J. Martian aeolian features and deposits: comparisons with general circulation model results. *J. Geophys. Res.* 98, 3183–3196. 1993.

Haberle et al., Some effects of global dust storms on the atmospheric circulation of Mars , *Icarus*, vol. 50, p. 322-367, 1982.

Haberle, R. et al. Mars atmospheric dynamics as simulated by the NASA/Ames general circulation model, 1. The zonal-mean circulation. *J. Geophys. Res.* 102, 13301–13311, 1993.

Hartmann, D. *Global Physical Climatology* 140–143, Academic Press, San Diego, California, 1994.

Hess, S. L., R. M. Henry, C. B. Leovy, J. A. Ryan, and J. E. Tillman, Meteorological results from the surface of Mars: Viking 1 and 2, *J. Geophys. Res.*, 82, 4559-4574, 1977.

Hinson, D. et al. Initial results from radio occultation measurements with Mars Global Surveyor, *J. Geophys. Res.* 104, 26997–27012, 1999.

Kahn, R., Some observational constraints on the global-scale wind systems of Mars; *Journal of Geophysical Research*, p. 10189-10209, 1983.

Leovy, C., Tillman, J., Guest, W. & Barnes, J. *Recent Advances in Planetary Meteorology*.ed G.Hunt. 69–84. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 1985.

Lorenz, E. N., *The Nature and Theory of the General Circulation of the Atmosphere*, World Meteor. Org., 162pp, 1967.

Lorenz, E. N., *The Nature and Theory of the General Circulation of the Atmosphere*. World Meteorological Organization, 161 pp, 1967.

M.L. Santee, D. Crisp. Diagnostic calculations of the circulation in the Martian atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 1995

Ryan, J. A., R. M. Henry, S. L. Hess, C. B. Leovy, J. E. Tillman and C. Walcek, *Mars Meteorology: Three Seasons at the Surface*, *Geop. Res. Let.*, 5, 715, 1978.

Thomas, P., Veverka, J., Gineris, D., Wong, L., Dust streaks on Mars. *Icarus* 49, 398–415 .1984

Wilson, J. and Hamilton, K. Comprehensive model simulation of thermal tides in the martian atmosphere. *J. Atmos. Sci.* 53, 1290–1326, 1996.

Zurek, R. W., Barnes, J. R., Haberle, R. M., Pollack, J. B., Tillman, J. E., Leovy, C. B., Dynamics of the atmosphere of Mars, p. 835-933, In: *Mars*, edit by Kieffer, H.H, Jakowsky, B. M., Snyder, C. W., Matthews, M. S, The University of Arizona Press., Tucson, 1992.

Conclusioni

Il presente lavoro di tesi ha avuto come obiettivo l'analisi degli aspetti dinamici dell'atmosfera marziana, basato sull'utilizzo dei dati dello strumento Planetary Fourier Spectrometer (PFS).

Per conseguire quest'intento si è reso necessario studiare e caratterizzare a fondo il comportamento dello strumento, il processo di calibrazione e le fonti d'errore che possono essere influenzare i dati.

Inoltre si è scelto di utilizzare una serie di tecniche per l'inversione e l'analisi dei dati, in particolare una tecnica basata sull'approccio Bayesiano, per poter monitorare un insieme di parametri diagnostici della dinamica dell'atmosfera del pianeta.

Non potendo contare su un'estesa validazione del suddetto metodo d'inversione effettuata in precedenza si è provveduto a sviluppare alcuni algoritmi basati su tecniche statistiche d'analisi dei dati (*Principal Factor Analysis* e *Target Transformation*), capaci di fornire una valutazione indipendente degli stessi parametri dell'atmosfera, così da validare il metodo d'inversione utilizzato, producendo risultati in ottimo accordo.

L'utilizzo di queste procedure ha portato a dover manipolare una gran quantità di parametri, sia osservativi che descrittivi della fisica delle osservazioni, tra cui coordinate geografiche, ora locale, stagione delle osservazioni e profili di temperatura atmosferici, il carico d'aerosol in atmosfera, solo per fare degli esempi. Data la complessità operativa di gestire un così ampio insieme di dati (circa 400.000 osservazioni sono oggi disponibili) si è reso necessario sviluppare un apposito algoritmo per il Data Mining (definibile come l'insieme di processi d'estrazione d'informazione utili da insiemi di dati), per trattare l'insieme di dati ed evidenziare correlazioni tra i vari parametri.

In particolare è stata evidenziata, in questo modo, la stretta correlazione tra la stagione in cui sono acquisite le osservazioni e l'ora locale, che può essere interpretata alla luce della migrazione del piano orbitale della sonda che ospita lo strumento: essa mostra come l'ora locale migri lentamente durante l'anno, con uno spostamento di circa 6 ore ogni 100 gradi di longitudine solare (circa un quarto d'anno marziano, poco più di una stagione). Questa proprietà si è rivelata un prezioso vantaggio, poiché l'insieme di dati relativo ad osservazioni di Marte più completo finora disponibile, provenienti dallo strumento Thermal Emission Spectrometer (TES), è limitato dall'aver osservato il pianeta pressoché sempre allo stesso orario, non fornendo informazioni sulle variazioni giornaliere.

Tenendo conto della distribuzione spaziale e temporale dei dati e della peculiare orbita della sonda Mars Express (MEX), si è convenuto che la suddivisione ottimale del dataset osservativo disponibile per l'analisi scientifica (circa 126.000 osservazioni) consistesse in sezioni o intervalli stagionali regolari, ognuno pari ad un dodicesimo d'anno marziano, in un periodo che va dalla fine dell'inverno dell'emisfero nord fino all'inverno dell'emisfero sud. In questi intervalli sono stati calcolati i valori rappresentativi dei parametri dell'atmosfera marziana. Per poter effettuare

le analisi relative ai profili verticali di temperatura si è preferito utilizzare pseudo coordinate in pressione e si è proceduto ad un'interpolazione numerica di tutti i profili di temperatura esistenti ad una griglia unica, stabilita in modo da minimizzare la perdita d'informazioni dovuta al processo d'interpolazione. Come ulteriore precauzione si è provveduto a selezionare in ogni intervallo stagionale uno stretto intervallo d'ore locali, per impedire il sovrapporsi d'andamenti non legati ai cicli stagionali. In questo modo si sono ottenuti campi di temperatura stagionali e i valori dei parametri degli aerosol e si è potuto studiarne l'andamento temporale.

I campi termici hanno dimostrato chiaramente come la struttura termica del pianeta non sia statica bensì in continua evoluzione durante l'anno. Abbiamo osservato, infatti, come le sezioni meridionali dei campi zonali medi di temperatura mutino radicalmente durante l'anno marziano, riflettendo profondi mutamenti della struttura dinamica dell'atmosfera: le variazioni tra i campi termici potrebbero essere dovute alle differenze in tempo locale nei singoli intervalli, ma si vedrà come i campi termici a larga scala di questo tipo siano di gran lunga più sensibili alle variazioni stagionali che a quelle giornaliere. Alla fine dell'inverno, all'inizio dell'estate e nella piena estate dell'emisfero nord si osservano temperature di circa 180 K alla quota di 0.3 mbar intorno alla calotta polare, molto vicine alla temperatura locale di condensazione dell'anidride carbonica, mentre il campo di temperature risulta quasi costante nell'emisfero sud, quindi con piccoli gradienti locali di temperatura, mentre la temperatura al suolo, nelle regioni sub-polari del sud, arriva a sfiorare i 230 K. La situazione è radicalmente diversa nei restanti periodi dato che si è nel pieno inverno dell'emisfero sud. Infatti, la regione sub-polare del sud passa da 220 K nell'estate a circa 150 K in questo periodo, di nuovo al di sotto della temperatura locale di condensazione dell'anidride carbonica, circa 160 K (a seconda della pressione e quindi della topografia locale). Nell'emisfero nord il gradiente verticale di temperatura diminuisce drasticamente, portando la temperatura del suolo ad un massimo di circa 240 K.

Questi dati portano alla luce come evolvano in direzioni radicalmente opposte i campi zonali medi di temperatura durante l'anno marziano e suggeriscono come i venti termici possano variare drasticamente, in presenza di pesanti gradienti di temperatura. Durante la primavera dell'emisfero nord si osserva come il campo zonale medio di temperatura rifletta una situazione di simmetria emisferica, segnale di una distribuzione simmetrica dello stato dell'atmosfera e, quindi, anche della circolazione, in una condizione di transizione tra l'inverno e la primavera dell'emisfero nord. Con l'avanzare dell'anno questa simmetria viene gradualmente distrutta, portando ad un generale riscaldamento dell'emisfero nord ed ad un conseguente raffreddamento dell'emisfero sud: questi effetti sono in sincronia con l'attesa distribuzione di temperature in questo periodo dell'anno marziano. L'evoluzione dei campi di temperatura è interpretabile come una conseguenza diretta del differente irraggiamento solare nelle varie regioni del pianeta durante l'anno. Nel solstizio d'inverno, nell'emisfero dove domina la notte polare, abbiamo il minimo irraggiamento e, quindi, il minimo della temperatura atmosferica, ove viceversa si ha un valore di massimo durante il solstizio d'estate. L'elemento principale in quest'analisi è che, eccetto per il periodo pre- e post- equinoziale durante la primavera dell'emisfero nord, si osserva un massimo di temperatura nell'emisfero della notte polare intorno ad una quota di circa 0.1 mbar, sempre ad alte latitudini. Questo mostra come l'atmosfera si trovi ad una temperatura superiore del suo equilibrio termodinamico, considerando il solo irraggiamento e trasporto radiativo da parte dei gas e degli aerosol. Per interpretare questo fenomeno si deve ricorrere a processi alternativi di trasporto d'energia fra diverse zone dell'atmosfera: nel nostro quadro interpretativo questo fenomeno va addotto ad un processo dinamico dell'atmosfera, in particolare ad una circolazione meridionale media residua. Questo tipo di circolazione può essere descritto come una cella turbolenta, innescata dall'instabilità idrodinamica che deriva dalla differenza d'irraggiamento tra le diverse zone dell'atmosfera, in particolare dall'asimmetria emisferica dell'irraggiamento medio zonale. Per compensare la forzatura indotta dall'irraggiamento differenziale s'innescano un moto a celle convettive, in tutto simile alla circolazione di Hadley terrestre.

In particolare, si può concludere che nell'inverno nord questo tipo di circolazione presenta un ramo ascendente intorno a 30° nord e un ramo discendente intorno a 60° di longitudine sud. Rispetto all'analogia circolazione terrestre si differenzia per essere molto più intensa e per sostenere celle maggiormente distanziate dall'equatore. In questo quadro interpretativo il massimo di temperatura osservato tra 50° e 60° di latitudine nord può essere spiegato in termini di un processo di riscaldamento adiabatico associato alla compressione del flusso di fluido del ramo discendente della cella di Hadley, giacché la discesa in atmosfera provoca un adattamento alla pressione locale, massima al suolo. I restanti periodi dell'anno marziano (tra l'inizio e la media primavera dell'emisfero nord) risultano caratterizzati da una marcata simmetria emisferica, che si riflette sullo stato dinamico dell'atmosfera: tra il trasporto meridionale questa situazione porta la presenza simultanea di due deboli celle di trasporto meridionale alla Hadley con rami discendenti nei tropici d'entrambe gli emisferi, condizione che sembrerebbe rappresentare una situazione tipica per il periodo d'entrambe gli equinozi.

Si è proceduto anche ad un'analisi dell'evoluzione su scala giornaliera dei campi zonali medi di temperatura nell'intervallo stagionale di longitudine solare compreso tra 60° e 90° gradi, corrispondente alla fine primavera dell'emisfero nord. L'analisi è stata compiuta estraendo, a parità di tutti gli altri parametri, le osservazioni relative ad una differente ora locale rispetto a quelle utilizzate nello studio globale dell'atmosfera. Il risultato finale è stato quello di ottenere due campi zonali medi di temperatura che caratterizzano l'atmosfera in un intervallo d'ora locale rispettivamente tra le 17 e le 20 e, nel campo successivo, tra le 6 e le 8 del mattino.

È risultato evidente come la struttura dell'atmosfera (dal punto di vista termico) risulti estremamente simile nella struttura nelle due fasce orarie, confermando la circostanza come questo tipo d'analisi sia estremamente più sensibile alle variazioni stagionali che alle variazioni diurne dei campi zonali medi di temperatura. È da sottolineare come l'atmosfera sia mediamente, al mattino, lievemente più fredda della controparte del tardo pomeriggio mantenendo intatta la struttura, quindi i gradienti termici). Ciò è ascrivibile, a nostro avviso, alla differente esposizione alla radiazione solare nei periodi immediatamente precedenti le osservazioni. In altre parole, l'osservazione della mattina marziana mostra un'atmosfera che non ha subito esposizione al sole (o almeno un'esposizione relativamente breve, in quanto, secondo la morfologia locale, l'orario di levata del sole varia notevolmente) e quindi non ha potuto assorbire energia radiativa. Inoltre, in questa condizione, anche i moti legati ad instabilità o gradienti termici (in pratica i corrispondenti forzamenti dell'atmosfera) risultano meno accentuati, riducendo il trasporto di calore tra le varie zone dell'atmosfera. Il dato relativo al tardo pomeriggio mostra un'atmosfera che ha ricevuto e scambiato più energia, a causa dell'irraggiamento solare e dei processi dinamici conseguenti. Abbiamo potuto anche apprezzare come la struttura generale dell'atmosfera segua, in entrambe le situazioni, l'andamento generale d'asimmetria del campo e di sovra-riscaldamento nell'emisfero invernale, fenomeni interpretabili tramite la circolazione meridionale alla Hadley. È importante notare come questo tipo di studi su campi zonali medi di temperatura diurni dell'atmosfera marziana sia, fino ad oggi, un aspetto fondamentalmente innovativo.

Il nostro lavoro ha permesso di verificare come l'irraggiamento solare raggiunga il suo massimo nell'estate dell'emisfero sud, cosicché la forzatura termica alla circolazione in questo periodo risulti più intensa che durante l'estate nord. Questa circostanza può essere spiegata grazie alla forte asimmetria dell'orbita del pianeta, che induce quindi gradienti termici più accentuato nell'inverno nord che nell'inverno sud. La verifica di quest'ipotesi è stata effettuata confrontando le temperature dei campi zonali medi di temperatura ad una quota di 0.1 mbar, estraendo i dati relativi a due periodi dell'anno circa opposti (longitudine solare 330° - 360° , fine dell'inverno dell'emisfero nord, e 120° - 150° , medio inverno dell'emisfero sud). I campi di temperatura di questi periodi mostrano chiaramente come sia presente un massimo all'incirca tra 50° e 60° di latitudine (rispettivamente nord e sud) per entrambe gli emisferi, ma anche come il massimo dell'emisfero nord risulti maggiore oltre il 15% rispetto al massimo dell'emisfero sud.

Questo può essere interpretato come la presenza di un fenomeno dinamico, alla quota di 0.1 mbar, maggiormente attivo durante o immediatamente prima della fine dell'inverno dell'emisfero nord, plausibilmente l'effetto della circolazione meridionale a celle, permettendo di affermare che durante l'inverno dell'emisfero nord il trasporto sia nettamente più intenso che durante l'inverno dell'emisfero sud, portando ad un maggiore trasporto netto di energia e, quindi, a più alte temperature a queste quote.

La circolazione meridionale a celle, descritta in precedenza, è essenzialmente derivata da modelli teorici, ma le prove osservative dirette sono quanto mai scarse. Questo studio stagionale ci ha portato a verificare quali effetti potesse avere questo tipo di circolazione sui costituenti atmosferici che possono essere utilizzati quali traccianti dello stato dinamico complessivo dell'atmosfera. La procedura d'estrazione dello stato medio zonale dei parametri è stata applicata al carico complessivo degli aerosol. In questo modo abbiamo potuto individuare una prova diretta della presenza di circolazione meridionale sopra citato dall'analisi dello stato zonale medio dei parametri. In particolare si è osservato come l'evoluzione dell'opacità dell'aerosol sia un tracciante efficace per la circolazione meridionale. Quando il livello d'aerosol di minerali non raggiunge livelli globalmente troppo elevati, come nel primo e nell'ultimo intervallo stagionale studiati, dove si osservano normalmente tempeste di polvere a scala planetaria, si è riscontrato come si possa individuare l'andamento del ramo ascendente della circolazione a celle tramite l'andamento del massimo del carico medio zonale d'aerosol, osservando come migri fino a toccare il massimo di 60° di longitudine nord, per ritornare gradualmente alla condizione quasi-simmetrica quando si giunge nei pressi dell'equinozio d'autunno (longitudine solare tra 120° e 150°). Gli intervalli estremi, cioè la fine dell'inverno nord ed estate nord, anche se non permettono questo tipo di studio per l'eccessivo carico d'aerosol, confermano in ogni caso la presenza di condizioni generali latitudinalmente simmetriche, come si evince dallo stato termico dell'atmosfera. La comprensione dell'andamento del carico medio zonale di particolato di ghiaccio d'acqua è risultata complicata dalla circostanza che questo componente è soggetto a cambiamenti di stato durante l'anno marziano. Si è potuto verificare come i dati sul quantitativo di ghiaccio d'acqua possano essere interpretati come un'ulteriore evidenza osservativa della circolazione, tenendo conto come le condizioni di condensazione, e quindi di presenza di questo componente, siano influenzate dalla circolazione, dalla localizzazione geografica, dalla stagione (cioè dai gradienti termici locali) e dalla presenza del particolato di minerale, in quanto anch'esso altera la struttura termica dell'atmosfera, essendo un importante assorbitore di radiazione. In particolare abbiamo concluso come il massimo dell'opacità di questo componente non possa essere correlato direttamente alla zona di trasporto verticale associata alla circolazione a celle. L'evoluzione stagionale della concentrazione massima risulta più strettamente legata all'irraggiamento medio degli emisferi, piuttosto che a fenomeni dinamici, come evidente dall'insorgere dell'imponente nube di ghiaccio equatoriale all'afelio (aphelion equatorial cloud belt). Il dato osservativo da considerare è che in ogni caso il massimo di concentrazione dell'aerosol di ghiaccio d'acqua è anticorrelato rispetto al massimo di concentrazione dell'aerosol di minerale in atmosfera, per i fenomeni d'interazione sopracitati.

Un'ulteriore verifica dell'esistenza di un tipo di circolazione meridionale è stata ottenuta durante il presente lavoro. Dai risultati ricavati dall'inversione dei dati di PFS abbiamo ottenuto un'accentuata inversione termica verticale, durante l'inverno nord, intorno a 10 km con un massimo intorno a 20 km di altitudine, a partire da latitudini maggiori di 40° di longitudine nord. Si è inoltre osservato come questa inversione si amplifichi verso il polo nord, fino a giungere circa al confine della calotta polare nord. Dai dati si osserva inoltre come questo fenomeno si indebolisca fino a scomparire con l'avanzare della stagione, in modo particolarmente marcato alla fine dell'inverno, ma rimanendo sempre correlato con la presenza di nubi di ghiaccio d'acqua. Questa circostanza ci porta a sostenere l'ipotesi che questo fenomeno abbia come causa principale l'interazione tra la discesa di una massa d'aria proveniente dall'emisfero estivo, cioè dal ramo principale della cella di Hadley, con un conseguente riscaldamento adiabatico in alta

atmosfera. La bassa atmosfera, che è regolata dai processi di trasporto radiativo, appare più fredda facendo osservare appunto questa piccata inversione termica e permettendo le condizioni per la presenza delle nubi di ghiaccio d'acqua, che in questo periodo proviene dalla sublimazione estiva di una piccola frazione della calotta polare del sud, essenzialmente composta da ghiaccio d'acqua.

Utilizzando alcune approssimazioni alle equazioni fluidodinamiche che descrivono l'atmosfera (approssimazione geostrofica) è stato possibile analizzare e studiare un altro costituente fondamentale della circolazione del pianeta, cioè la componente longitudinale del vento zonale medio che non è stata analizzata in prossimità dell'equatore, principalmente a causa della circostanza che l'equilibrio delle forze assunto non è più valido a basse latitudini, dovuto all'andamento del valore dei gruppi adimensionali di Rossby e di Ekman, che modificano l'importanza relativa delle forze in gioco nelle equazioni fluidodinamiche. Come evidenziato dall'analisi dei campi termici medi zonali, lo stato termico dell'atmosfera non è risultato trovarsi all'equilibrio termodinamico atteso per un fluido che scambi calore solo attraverso processi radiativi, indicando profonde modificazioni della struttura termica da parte di processi dinamici. In tutti gli intervalli stagionali osservati, eccetto che per l'intervallo di longitudine solare tra 0° e 30° , la temperatura dell'atmosfera ad alte quote (a pressioni minori di 1 mbar) esibisce un gradiente positivo a partire dall'equatore procedendo verso i poli, dove raggiunge un punto di massimo locale a latitudini intermedie e quindi precipita raggiungendo latitudini polari. Questo massimo locale è il risultato del riscaldamento adiabatico subito dal fluido trasportato dal ramo discendente della circolazione meridionale, in altre parole dalla cella di Hadley. Il processo che supponiamo avvenire è schematizzabile come una compressione subita dalla massa di fluido, quando venga trasportata verso quote inferiori. Essa si adatta alla pressione locale (crescente), e non riuscendo, in tempi brevi, a disperdere il calore risultante da questo processo, si comporta come un sistema adiabatico su tempi scala ridotti. Gli accentuati gradienti termici risultanti innescano venti verso est in entrambi gli emisferi, come risultato dell'interazione di questo tipo di circolazione con la rotazione del pianeta. I dati dimostrano come venti più energici si concentrino sempre nell'emisfero della notte polare, giacché in questa regione si presenta un gradiente, tra il suo massimo locale e la fredda notte polare, maggiore di ogni altra regione. L'inversione delle equazioni approssimate ha fornito una serie di campi stagionali della componente media zonale del vento presente in atmosfera, nei quali è ancora evidente l'evoluzione stagionale dovuta al differente irraggiamento stagionale. Inoltre anche in questo caso la presenza di uno stato atmosferico altamente simmetrico o asimmetrico è risultata molto evidente. Tenendo conto dei venti relativi ai periodi equinoziali (fine dell'inverno dell'emisfero nord e inizio della primavera dell'emisfero nord) in questo periodo si ha un comportamento quasi simmetrico della componente del vento medio zonale, specialmente se confrontata con il comportamento che si ha durante il solstizio (fine primavera dell'emisfero nord e inizio dell'estate nord), in questo caso dovuto all'innescarsi di pesanti gradienti termici durante l'inverno dell'emisfero sud. Come comportamento generale abbiamo osservato che la componente del vento medio zonale aumenta in maniera considerevole nell'emisfero invernale, quando i gradienti di temperatura sono massimi, e così anche i forzamenti alla circolazione. I campi di venti medi zonali esibiscono altresì i valori maggiori, nell'emisfero nord, nell'intervallo di longitudine solare tra 330° - 360° (cioè alla fine dell'inverno dell'emisfero nord) e nell'emisfero sud per longitudini solari tra 90° - 120° (inverno dell'emisfero sud), potendosi di nuovo interpretare come risposte dinamiche alla forzatura alla circolazione media zonale da parte dei ampi dei gradienti termici presenti tra l'emisfero della notte polare e l'emisfero opposto. Durante l'inverno dell'emisfero sud i venti raggiungono valori di 140 m/s a circa 55° di latitudine sud a 0.1 mbar in pseudo coordinate d'altezza, mentre nell'inverno nord si osservano circa 130 m/s sempre a 55° di latitudine e a 0.1 mbar: queste zone sono correlate con il ramo discendente della cella di trasporto meridionale, indicando il forte accoppiamento tra i due tipi di circolazione, circostanza prevedibile anche delle equazioni di continuità. Inoltre è evidente come

la differente simmetria emisferica dei campi zionali medi di temperatura influenzi i campi di venti medi zionali, portando ad avere, per longitudine solare tra 330° - 360° , anche un accentuato massimo relativo nell'emisfero sud, del tutto trascurabile rispetto alla circolazione zonale media nell'emisfero settentrionale tra le longitudini solari di 90° - 120° .

Dalle strutture di venti osservate si sta pensando di poter ottenere un'interpretazione sia della differente distribuzione geografica e temporale del ghiaccio e del vapor d'acqua atmosferico sia delle differenti composizioni dei poli. Abbiamo osservato come durante la primavera e l'estate nord (0° - 120°), mentre la calotta sublima rilasciando CO_2 e vapor d'acqua in atmosfera, la circolazione nell'emisfero nord sia poco energica, favorendo il processo d'intrappolamento nel corrispondente emisfero di questi componenti.

Al contrario, durante l'estate dell'emisfero sud (330° - 360°), mentre i componenti sublimano lasciando la calotta, la circolazione è molto più attiva in questo emisfero, favorendo il trasporto nelle regioni settentrionali, più fredde (inverno nord) dove vengono possibilmente condensati e sottratti dalla circolazione globale.

Come verifica del lavoro effettuato abbiamo confrontato i risultati ottenuti con i dati del modello di atmosfera marziana contenuto nell'EMCD e con i risultati ottenuti applicando lo stesso set di algoritmi e tecniche di analisi ai dati dello strumento TES. I dati estratti dal modello globale di GCM dell'LMD/AOPP sono stati interpolati tramite apposite routine in FORTRAN per poter condividere gli stessi parametri osservativi dei dati utilizzati di PFS. Il modello prevede la possibilità di introdurre forzamenti esterni alla quantità d'irraggiamento solare, al carico d'aerosol (con le profonde implicazioni sulla struttura termica dell'atmosfera), alla presenza di onde di vario tipo, con l'effetto di introdurre un ulteriore meccanismo di trasporto di energia sia orizzontale che verticale. In questo lavoro queste possibilità non sono state incluse, anche se alcune caratteristiche osservate (come l'inversione termica in atmosfera) potrebbero essere in parte addotte a fenomeni di questo genere. In successive analisi si tenterà di tenere conto di questi processi, sulla base anche della stretta collaborazione tra il gruppo ideatore del modello, l'LMD, e l'istituto IFSI. Quanto discusso in precedenza sulla simmetria equinoziale, asimmetria ai solstizi, presenza dei massimi nell'emisfero della notte polare è risultato essere valido, dimostrando come nessuna di queste caratteristiche sia un artificio dei dati del nostro strumento e validando la capacità del modello di simulare tutti i fenomeni fisici alla base dei suddetti comportamenti. È importante notare che è risultato evidente come generalmente il modello mostri valori assoluti dei venti che differiscono in maniera sostanziale, specialmente nell'emisfero sud, dai nostri risultati. La spiegazione più plausibile è che il modello sottostimi i gradienti di temperatura, specialmente quelli nell'emisfero sud, confermando alcune ipotesi già avanzate nelle fasi iniziali di formulazione del modello, quando furono integrati i primi, sparsi dati di misurazioni in remoto.

La verifica osservativa finale è stata effettuata dall'applicazione dello stesso set d'algoritmi e tecniche di analisi utilizzate dati dello strumento TES. Questa operazione rappresenta una forte validazione per il lavoro svolto anche se le peculiarità delle orbite delle relative sonde rendano questi strumenti sotto diversi aspetti complementari. Infatti, anche se i dati di TES ammontano a quasi 200 milioni di osservazioni, l'orbita della sonda che lo ospitava (Mars Global Surveyor) era stata scelta in modo tale da ottimizzare la copertura geografica del pianeta, a sfavore della copertura temporale. I dati dello strumento TES sono stati selezionati negli stessi intervalli di longitudine solare analizzati per PFS, ma solo due di questi risultano essere stati osservati in ore locali similari, cioè le 14:00 pomeridiane, orario diurno fisso per tutte le osservazioni di TES (in particolare per longitudine solare tra 330° - 360° e tra 90° - 120°). C'è da notare che i dati sono stati estratti dal primo anno di osservazioni di TES (1997-1998), quando non sono state osservate rilevanti tempeste di polvere, in modo da preservare lo stesso scenario osservativo in cui ha lavorato PFS. È importante sottolineare come tra i periodi osservativi analizzati intercorrano circa 7 anni terrestri, quasi 4 anni marziani. Anche in questo caso, come nel confronto con i

risultati del modello di GCM dell'LMD/AOPP, si riscontra come la descrizione fatta per i dati PFS sia concorde con le osservazioni. Anche per questo dataset osserviamo la marcata simmetria equinoziale dei campi dei venti medi zonali del tutto simile alle strutture predetta dai dati di PFS, rispetto all'asimmetria dei corrispondenti campi durante l'equinozio. Inoltre la struttura e la posizione dei massimi d'intensità, nei due emisferi può essere di nuovo interpretata con lo stesso scenario adottato per i campi di venti osservati di PFS. L'aspetto da sottolineare anche in questo caso è il valore lievemente superiore dei valori assoluti riscontrati nei campi dei venti medi zonali, in ogni caso in misura minore delle deviazioni rispetto al modello. Questa differenza può essere ascritta in parte alle differenze in tempo locale delle osservazioni analizzate e in parte alla tolleranza delle approssimazioni geostrofiche utilizzate nel descrivere lo stato dell'atmosfera. Alla luce però di quanto riportato in precedenza sulla lieve influenza delle variazioni diurne sui campi termici zonali medi e in mancanza di uno studio sistematico di come queste piccole variazioni influiscano sulla circolazione derivata, non possiamo escludere l'influenza di variazioni climatiche su scala super-annuale, come variazioni secolari dell'asse di rotazione del pianeta.

In ogni modo, le differenze tra i valori ricavati dalle misure e quelli previsti dal modello non sono spiegabili, neanche se si tenga conto dell'incertezza dovuta all'aver considerato un'approssimazione nel calcolo del campo dei venti, che come, noto in letteratura, può portare a deviazioni massime dai valori attesi fino a un 10%: il valore di picco misurato di 140 m/s per PFS e di oltre 150 m/s per TES è ben lungi dall'essere inserito nel panorama di previsioni del GMC, anche con una tolleranza del 10%. Tutto ciò avvalorava nuovamente la nostra ipotesi che il modello sottostimi i gradienti di temperatura in atmosfera.

Possiamo quindi affermare che il Planetary Fourier Spectrometer si dimostra essere un valido strumento per l'analisi delle componenti dei venti in ambiente marziano e della circolazione, e che un quadro essenzialmente coerente con le conoscenze attuali dell'atmosfera di Marte, formalizzate nei modelli.

Inoltre la comparazione con i dati dello strumento TES suggerisce la possibilità di integrare i dati dei due strumenti per costruire un unico dataset e per superare così le limitazioni dei due strumenti presi singolarmente, in particolare quella legata al tempo locale. Questo database combinato PFS-TES potrebbe essere uno strumento prezioso per studiare l'atmosfera di Marte in modo completo e un valido mezzo per la validazione di modelli d'atmosfera di Marte di prossima generazione.

Ringraziamenti

Questo lavoro ha presentato vari gradi di difficoltà, ma ogni singolo suo punto mi ha permesso di crescere e migliorarmi in modo differente.

Devo ringraziare il mio relatore, Prof. Colangeli, per avermi seguito e portato fino al termine di questa esperienza.

È stato ad ogni modo un percorso lungo e difficile, che non avrei potuto assolutamente terminare senza l'apporto persone, che si sono sempre dimostrate preziose e disponibili.

Voglio innanzitutto ringraziare Britta per il suo insostituibile appoggio durante questo lungo periodo.

Inoltre ringrazio di cuore Ernesto ed Alessandro, per i preziosi consigli e l'insostituibile appoggio morale, e tutti i ragazzi del team di PFS dell'IFSI.