

II. L'AMBIENTE CIRCOSTANTE LA TERRA

II.1. L'atmosfera

II.1.1. Struttura termica dell'atmosfera

L'atmosfera è definita come lo strato di gas che circonda la terra; non ha un limite superiore definito ed a grandi altezze si compenetra con il gas o plasma del mezzo interplanetario.

Le proprietà dell'atmosfera, che è tenuta confinata dalla forza di gravità, variano gradualmente con l'altezza; tuttavia è utile considerare la divisione in un certo numero di regioni caratterizzate da temperatura, composizione, ionizzazione, reazioni chimiche, campi magnetici, etc. La sequenza di regioni è data in Tabella II.1.1.

Tabella II.1.1: Stratificazione dell'atmosfera terrestre

Troposfera	fino a circa 10 km
Stratosfera	da circa 10 a circa 25 km
Mesosfera	da circa 25 a circa 80 km
Termosfera	al di sopra di circa 80 km

Nella troposfera, il primo strato termico dell'atmosfera, la temperatura diminuisce con l'altezza ad un tasso di circa 6.5 °C per km; vi si producono i fenomeni meteorologici che ci sono familiari ed è la regione dove si formano quasi tutte le nubi. La troposfera è in equilibrio convettivo con la superficie della Terra riscaldata dal Sole. Sopra la troposfera c'è la tropopausa che ha una temperatura costante di circa -60 °C.

La stratosfera arriva fino ad un'altezza di circa 25 km con temperature di circa -40 °C; è seguita dalla stratopausa. La stratosfera è molto meno "attiva" della troposfera sebbene anch'essa produca effetti sul tempo.

La temperatura della mesosfera dapprima aumenta a +10 °C per poi diminuire fino a circa -90 °C. La regione della mesosfera di minima temperatura è la mesopausa. In questa regione avvengono processi di ionizzazione e dissociazione molecolare e reazioni chimiche indotti dalla radiazione solare.

Ad altezze superiori agli 80 km troviamo la termosfera dove la temperatura dapprima aumenta fino a circa 320-400 km per poi diventare indipendente dall'altezza per alcune centinaia di km ed infine aumentare di nuovo alle grandi distanze. La temperatura nella termosfera varia sensibilmente con l'ora, la latitudine, l'attività solare (vedi Figura II.1.1).

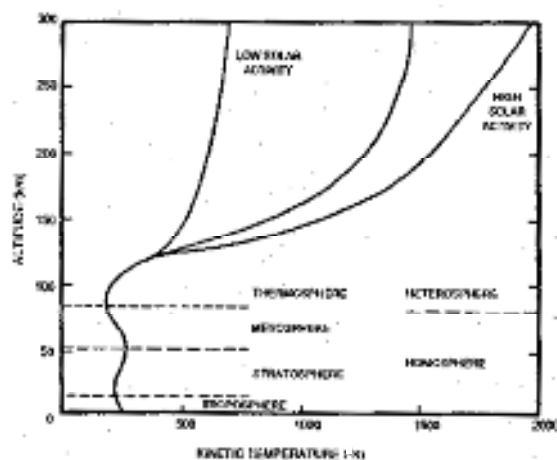


Figura II.1.1 : Temperatura dell'atmosfera a differenti altezze

Da notare che nelle regioni atmosferiche di bassa densità (per esempio a qualche centinaio di km di altezza) il cammino libero medio di un atomo o molecola è di circa 1.6 km. Un satellite che orbita a quest'altezza perciò non acquisisce la temperatura del gas circostante in quanto non si hanno collisioni. La sua temperatura è fissata dal bilancio fra assorbimento di calore del Sole e riemissione. Entrambi questi fattori dipendono dalla forma e dal materiale di cui è rivestito il satellite.

II.1.2. Composizione dell'atmosfera

Fino a circa 100 km la circolazione dell'aria, la turbolenza locale, i venti producono un mescolamento continuo delle varie componenti gassose dell'atmosfera. La composizione ed il peso molecolare medio dell'aria è essenzialmente costante. L'aria è formata da 78.08% in volume di azoto molecolare, 20.95% di ossigeno molecolare, 0.93% di argon; in più ci sono almeno altri 15 componenti di minor importanza che rappresentano una percentuale in volume di 0.036%. Alcuni di questi componenti sono di origine industriale o biologica come ad esempio l'anidride carbonica..

Sopra i 100 km non c'è più praticamente mescolamento ed i vari componenti dell'atmosfera vengono separati per diffusione verticale. Atomi e molecole sono distribuiti verticalmente in ragione delle loro masse e secondo la legge di gravità. Quindi le specie più pesanti, O_2 , N_2 predominano negli strati bassi mentre quelle più leggere, ossigeno atomico, He , H si distribuiscono ai livelli più alti. Ad altezze sopra gli 800 km il cammino libero medio di un atomo è di circa 160 km. Quindi un atomo avente sufficiente velocità può uscire dal campo gravitazionale della Terra senza urtare un altro atomo o molecola. Questa parte dell'atmosfera, da dove gli atomi possono fuggire dal campo gravitazionale della Terra, è l'esosfera. Si estende ben oltre i 1000 km ed è definita solo in termini di particelle neutre in quanto gli ioni e gli elettroni sono catturati oltre che dalla gravità, dal campo magnetico terrestre. In Figura II.1.2 è schematizzata la distribuzione dei componenti principali dell'atmosfera terrestre.

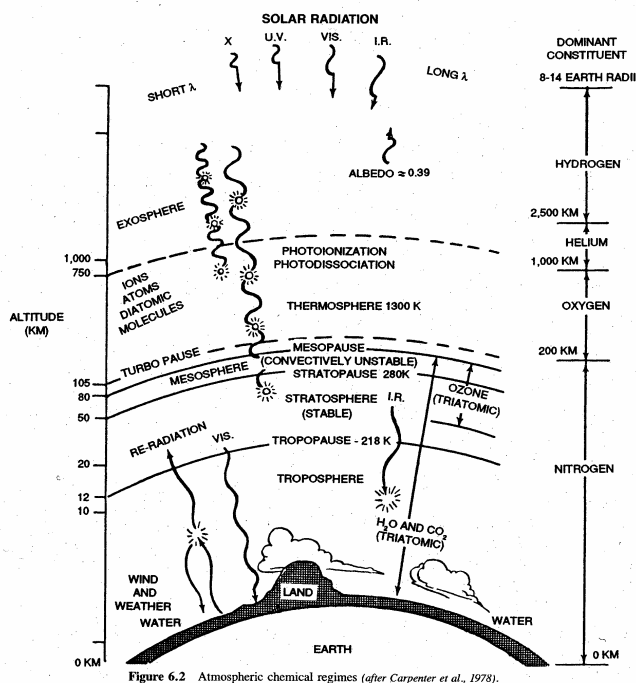


Figura II.1.2: Schema della distribuzione dei principali componenti dell'atmosfera.

II.1.3. Temperatura e densità

Prima dello sviluppo dei razzi sonda e dei satelliti, misure di temperatura e densità dell'atmosfera, fino ad altezze tipiche di 30-35 km, si facevano con strumenti montati su pallone. Con l'avvento di razzi sonda si sono cominciate a misurare queste grandezze ad altitudini maggiori.

Le misure tramite razzi sonda utilizzano granate liberate durante la salita del razzo e fatte esplodere a differenti altezze ad intervalli regolari. L'onda sonora generata da ogni esplosione viene rivelata da microfoni situati a terra. L'altezza dell'esplosione è misurata per mezzo di strumenti ottici o radar. Dai dati combinati, altezza ed istante d'arrivo dell'onda sonora, si deriva la velocità del suono e temperature e pressioni medie dell'atmosfera alle varie altezze. Un'altra tecnica di misura è per rilascio di traccianti come il sodio che vaporizzando a grandi altezze emette una luminescenza giallo-arancio che è visibile di notte per alcuni minuti. Per misure di densità si usa, in alcuni casi, il tubo di Pitot (Figura II.1.3).

Come già detto, a grandi altezze, misure dirette di temperatura non hanno senso; la tecnica più usata è tramite granate. Un altro metodo permette di calcolare le temperature cinetiche assumendo che entro un dato intervallo di altezza la temperatura è approssimativamente costante. Sia n_1 la densità atmosferica (in numero di particelle per cm^3) ad un'altezza h_1 ed n_2 quello ad un'altezza h_2 . È valida l'equazione barometrica:

$$\ln \frac{n_1}{n_2} = -\frac{\mu g}{kT} (h_1 - h_2) \quad (\text{II.1})$$

dove μ è la massa media delle molecole dell'atmosfera nell'intervallo di altezze, g è l'accelerazione di gravità e k è la costante di Boltzmann ($k = 1.38 \times 10^{-16}$ erg/K). La temperatura è misurata in Kelvin. Poichè g varia con l'altezza si usa l'altezza geopotenziale definita per mezzo del raggio terrestre, R_T , dalla seguente relazione:

$$h' = \frac{R_T^2 h}{(R_T + h)^2} \quad (\text{II.2})$$

Dalla (II.1) e (II.2) segue

$$\ln \frac{n_1}{n_2} = -\frac{\mu g_0}{kT} (h'_1 - h'_2) \quad (\text{II.3})$$

dove g_0 è l'accelerazione di gravità alla superficie della Terra. Nota la densità dell'atmosfera a 2 differenti altezze si calcola la temperatura cinetica. Per determinare i valori della temperatura sono necessarie stime di μ ; il valore può variare da 29 (fino a circa 100 km) fino a 16 fra 100 e 1000 km e 4 fino a 2000 a 2500 km. A causa dell'incertezza dei valori del peso molecolare medio, i valori di temperatura hanno incertezze molto grandi ed in genere maggiori di quelle dei valori di densità.

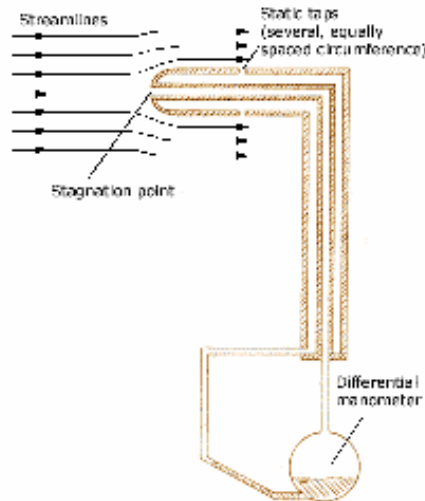


Figura II.1.3: Il tubo di Pitot

Il tubo di Pitot misura i valori della densità di fluidi reali. Nel punto A (Figura II.1.3) e dentro il tubo la velocità dell'aria è nulla: $v=0$; $\Delta p = p_A - p = \rho v^2/2 = \rho_{Hg}gh$ è la differenza di pressione fra il punto A ed una regione dove il moto del gas è imperturbato. h è la differenza fra i livelli di Hg entro il tubo.

Si definisce altezza di scala geopotenziale di una regione atmosferica a $T \approx \text{costante}$ e $\mu \approx \text{costante}$ la grandezza $D = kT/\mu g_0$; con questa definizione e scrivendo $d = h'_1 - h'_2$, la (II.3) diventa:

$$\ln \frac{n_1}{n_2} = -\frac{d}{D} \quad (\text{II.4})$$

Il significato fisico di D è evidente: la densità atmosferica diminuisce di un fattore e ad ogni incremento di altezza di D . Nella stratosfera l'altezza di scala è di circa 7 km mentre l'altezza geopotenziale è poco differente dall'altezza vera.

La valutazione della densità atmosferica per mezzo di razzi sonda è adeguata fino ad altezze di circa 150-200 km; oltre non dà risultati soddisfacenti. Per altezze maggiori si calcola usando effetto della resistenza dell'aria sui satelliti. Se l'orbita è quasi circolare, la densità misurata è quella dell'altezza media dell'orbita. Se l'orbita è molto eccentrica, l'effetto della resistenza dell'aria è importante solo vicino il perigeo. Perciò i valori di densità che si ottengono si riferiscono ad un'altezza maggiore, ma relativamente vicina, dell'altezza del perigeo. Il metodo dà precisioni nella determinazione della densità che sono tipicamente del 20%.

Il satellite italiano S. Marco, lanciato nel 1988, aveva un'apparecchiatura per la misura diretta della resistenza dell'aria: una bilancia a resistenza formata da 3 accelerometri disposti sui tre assi ortogonali. Il sistema conteneva all'interno una struttura a disco sostenente la bilancia. La parte esterna del satellite veniva decelerata dalla resistenza dell'aria, mentre quella interna non ne risentiva e, per inerzia, tendeva a mantenere la velocità costante. Il moto differenziale risultante veniva misurato dai 3 accelerometri che davano le componenti del moto lungo i tre assi ortogonali. La decelerazione relativa era proporzionale alla forza di attrito e quindi alla densità atmosferica. L'orbita del S. Marco era ellittica (perigeo = 277 km, apogeo = 685 km) e con un'inclinazione di 3 gradi.

La densità (e temperatura) dell'atmosfera a grandi altezze varia nel tempo. Ciò è stato dimostrato dall'analisi dei periodi orbitali di vari satelliti. Da dette analisi risulta che la densità presenta un massimo ogni 27 o 28 giorni, che corrispondono al periodo della rotazione solare. La spiegazione del fenomeno è la seguente: quando una regione attiva sul Sole è volta verso la Terra, aumenta l'intensità di radiazione solare. Questa radiazione è sia elettromagnetica che particellare: raggi X e radiazione UV, protoni ed elettroni. L'interazione con l'atmosfera avviene fra 160 e 250 km; l'aria si riscalda e si espande. L'espansione produce una diminuzione di densità e la salita di aria di densità maggiore. Si ha una distensione dell'atmosfera con conseguente aumento della densità negli strati più alti. Quando, con la rotazione del Sole, le regioni attive scompaiono, la densità diminuisce.

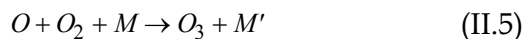
C'è in più una stretta correlazione tra densità e temperatura dell'atmosfera con il ciclo undecennale del Sole la cui attività passa da un massimo ad un minimo ogni 11 anni.

II.1.4. Ozono atmosferico

L'ozono, O_3 , è uno dei costituenti minori dell'atmosfera ma è ben nota la grande importanza che la sua presenza riveste per l'ambiente e la vita biologica sulla Terra. In primo luogo perchè le reazioni che producono la decomposizione dell'ozono

liberano energia che va a riscaldare la mesosfera ad altezze fra circa 30 e 50 km; in secondo luogo perchè l'ozono assorbe la radiazione ultravioletta (fra circa 2100 Å e 3300 Å) che non è assorbita da altri componenti dell'atmosfera. Se non ci fosse l'ozono, la vita sulla Terra sarebbe impossibile a causa degli effetti della radiazione UV sulle cellule. Solo negli oceani la vita continuerebbe poichè la maggior parte della radiazione UV è assorbita dall'acqua a profondità medio-alte.

La concentrazione dell'ozono è di circa 0.001% in volume. L'ozono si forma per dissociazione fotochimica di molecole di O_2 in atomi di ossigeno. La radiazione responsabile della dissociazione dell' O_2 è nell'UV a $\lambda < 1760$ Å (questa radiazione è assorbita a circa 100 km di altezza) ed a $\lambda < 2420$ Å (questa radiazione è assorbita a circa 40 km). Gli atomi di ossigeno prodotti nel processo di dissociazione possono combinarsi con altri atomi di ossigeno per formare l'ozono. Il processo richiede un terzo agente e la reazione si può scrivere:



dove M è il terzo agente, cioè un altro atomo o molecola. L'energia liberata nella reazione è ceduta al terzo agente. La notazione M' sta ad indicare che il terzo agente ha energia maggiore di M . Se non c'è il terzo agente, l'energia rilasciata viene acquisita dall'ozono che però si dissocia immediatamente.

Ad altezze di 100 km le densità dell' O_2 sono molto basse e quindi la radiazione solare a $\lambda < 1760$ Å non è efficace per la produzione di O_3 (anche per la bassa densità di terzi agenti). Atomi di ossigeno prodotti dalla radiazione solare UV sono dominanti a circa 100 km di altezza. L'ozono si forma invece con alta efficienza ad altezze di 40-50 km dove la densità di O_2 è sufficientemente alta per la produzione di O_3 indotta da radiazione solare UV di $\lambda < 2420$ Å. In Figura II.1.4 è rappresentata la curva di concentrazione di O_3 in funzione della latitudine nell'atmosfera.

Il problema della deplezione dell'ozono è scoppiato nel 1979 con la scoperta da parte di una spedizione inglese nell'Antartico di una grande, repentina ed inattesa diminuzione dell'abbondanza dell'ozono durante la primavera. Questa scoperta fu confermata nel 1987 da una spedizione organizzata dalla NASA che dimostrò che perdite di ozono sostanziali avvengono in Antartide durante il mese di settembre. I motivi sono da ricondursi agli effetti di sostanze chimiche, i clorofluorocarboni, ed a condizioni meteorologiche speciali del periodo. Infatti in primavera si formano grandi masse d'aria molto fredda che non riesce a mescolarsi con l'aria calda a causa degli effetti dinamici di forti venti circumpolari. Il fenomeno di chiama vortice polare. Le bassissime temperature permettono la formazione di nubi a livello stratosferico che contengono i cloro-fluorocarboni e che perciò modificano sostanzialmente la composizione chimica della bassa stratosfera. La radiazione solare infine genera la formazione di radicali: monossido di cloro (ClO) e monossido di bromo (BrO) che distruggono l'ozono.

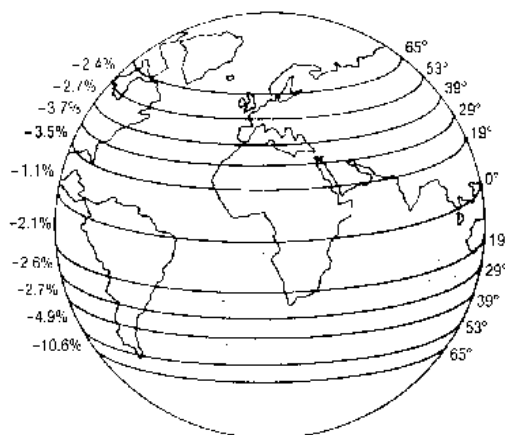
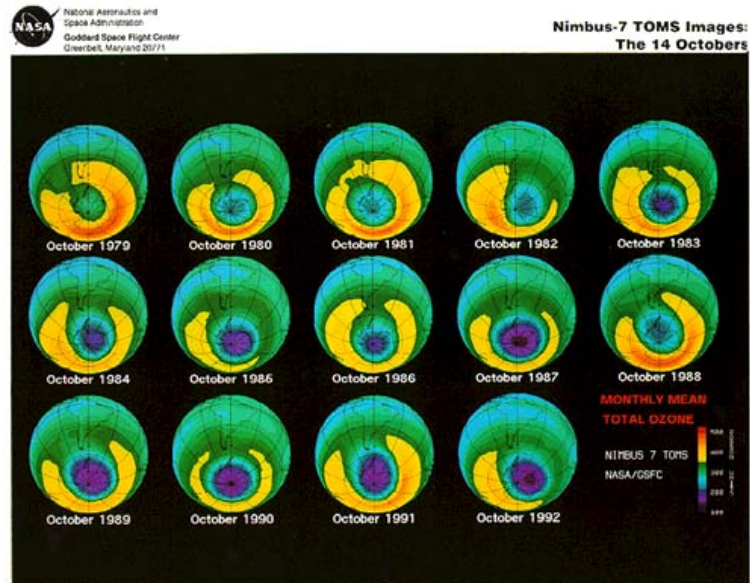


Figura II.1.4: Diagramma della concentrazione di O₃ in funzione della latitudine

La stessa deplezione è stata successivamente osservata in Artico (nel 1989) dove le condizioni climatiche sono abbastanza simili di quelle dell'Antartide. In Figura II.1.5 si danno i dati acquisiti dal satellite Nimbus-7 sulla densità di ozono nell'Artico. I dati mostrano un'area depressa circumpolare circondata da livelli molto più alti sull'Europa, sull'Atlantico ed in Asia.

Misure di monitoraggio della concentrazione di ozono sono state intraprese negli anni passati. Il sistema più avanzato, operativo negli Stati Uniti dal 1988, è situato a 2300 m nelle montagne di S. Gabriel, vicino Los Angeles, ed è gestito dal Jet Propulsion Laboratory. Si tratta di un sistema che misura i profili di concentrazione dell'ozono stratosferico, fra 20 e 50 km d'altezza tramite un laser "excimer" di 100 W ed un telescopio di 90 cm di diametro. Un laser excimer è un'importante sorgente di radiazione UV. Il termine excimer sta per "excited state dimer" dove "dimer" è il prodotto della combinazione di due molecole in uno stato eccitato. Le molecole più comuni sono: Ar₂^{*}, Kr₂^{*}, Xe₂^{*} (gas nobili), ArO^{*}, KrO^{*}, XeO^{*} (ossidi di gas rari) e ArF^{*}, KrF^{*}, XeF^{*} (alidi di gas rari). Gli apici nei simboli stanno ad indicare stati eccitati. Si noti che in generale i gas rari non formano molecole, eccetto quando sono eccitati. Questi excimers possono agire sia con un meccanismo simile a quello dell'elio nei laser He-Ne (in questi lasers l'elio favorisce un'eccitazione più efficiente del neon) che emettere essi stessi. In quest'ultimo caso l'azione laser degli excimers può essere ottenuta tramite scariche elettriche o per "electron beam pumping", un processo per cui gli elettroni vengono accelerati ad energie dell'ordine di un MeV entro la camera contenente il gas ad alta pressione ed eccitano gli excimers.



7 **Figura II.1.5** : Le osservazioni della deplezione artica di ozono da parte del satellite Nimbus-7

Strumenti montati su satelliti per la misura dei profili di concentrazione dell'ozono sono della classe SAGE (Stratospheric Aerosol and Gas Experiment) o TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer). Versioni di entrambi sono state montate su vari satelliti, fra cui Nimbus-7 che realizzò la mappa delle concentrazioni di ozono in Artico. L'ultima versione del SAGE, il SAGE II, è uno spettrometro a reticolo di diffrazione che misura le bande di emissione dell'ozono nell'intervallo spettrale fra 2900 e 6000 Å con una risoluzione verticale di 1 km ed un'accuratezza dell'intensità dell'emissione del 5%.

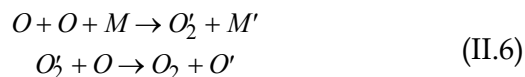
II.1.5. Luminescenza notturna e diurna

La luminescenza dell'atmosfera ("airglow") è un fenomeno non ancora del tutto capito. Di notte, in assenza della Luna, si può osservare da Terra come una debole luminosità diffusa nel cielo, al tramonto è rilevabile dallo spettro, di giorno è visibile solo dallo spazio.

Lo spettro dell'airglow indica la presenza di ossigeno atomico e tracce di altri elementi. Lo spettro ha alcune caratteristiche simili a quelle dello spettro dell'aurora ma i due fenomeni differiscono sotto molti aspetti. L'aurora è strettamente connessa al campo magnetico terrestre ed è generalmente osservata alle latitudini polari; inoltre la sua intensità è collegata all'attività solare. L'airglow notturno, che è quello che si conosce meglio perchè facilmente osservabile, non dipende dalla latitudine nè dalla attività solare benchè entro alcuni limiti sia collegato a quest'ultima e presenti variazioni stagionali o cicliche correlate. L'airglow notturno è un fenomeno atmosferico come indicato dal fatto che è minimo allo zenith e massimo a circa 10° sopra l'orizzonte.

Confrontando le intensità a differenti angoli si deriva che la regione di formazione è fra i 100 ed i 160 km di altezza. Si studia l'airglow notturno facendo lunghe esposizioni spettrografiche del cielo. Le righe di emissione più intense sono le righe dell'ossigeno atomico a $\lambda = 5577 \text{ \AA}$ (chiamata anche riga aurorale) ed il tripletto rosso a $\lambda = 6300, 6364 \text{ e } 6391 \text{ \AA}$ (righe nebulari). Queste righe sono presenti anche nello spettro dell'aurora. Le ragioni della variazione di intensità delle suddette righe di emissione con l'altezza e con l'ora non sono ancora ben capite.

L'eccitazione dell'ossigeno atomico può esser spiegata secondo il seguente schema generale:



dove M è un terzo agente (atomo o molecola) e l'apice nei simboli a destra delle frecce rappresenta stati eccitati.

Come menzionato in precedenza il problema è di comprendere le condizioni di formazione delle righe di emissione aurorali e nebulari. Da misure con razzi risulta che la riga aurorale si forma prevalentemente ad altezze di 100-120 km mentre le righe del tripletto si formano a maggiori altezze (≈ 160 km). Inoltre l'intensità della riga a 5577 \AA è massima verso mezzanotte mentre quella delle righe nebulari è massima al tramonto ed all'alba. Questi dati sono difficili da spiegare anche perchè il livello di energia più basso della riga "verde" è il livello da cui si formano le righe "rosse". Probabilmente la ragione delle suddette anomalie sta nella grande differenza di vita media dei due livelli: il livello 1S ha vita media di 0.74 s mentre il livello 1D ha vita media di 110 s. Di conseguenza c'è una probabilità molto alta che l'ossigeno eccitato al livello 1D venga de-eccitato collisionalmente e che quindi sotto certe condizioni di densità dell'atmosfera le righe rosse diventano molto deboli.

Lo spettro dell'airglow consiste anche di bande molecolari di O_2 e dell'ossidrile OH e delle righe gialle del Na . Nell'ultravioletto la riga più intensa è la Lyman- α a 1216 \AA . La riga ha origine su un intervallo di altezze molto più ampio che quello dell'ossigeno: da circa 80 km fino a circa 10 raggi terrestri. Questo fenomeno si spiega con l'esistenza di una "geocorona" costituita da atomi neutri di H . Valori tipici di densità dell' H (a 540 km) sono di 20000 atomi per centimetro cubico.

II.2. La ionosfera

II.2.1 Struttura a regioni della ionosfera

Nel 1882 il fisico scozzese Balfour Stewart scrisse che le piccole variazioni del campo magnetico terrestre che allora venivano misurate potevano essere causate dalla presenza, negli strati alti dell'atmosfera, di uno strato conduttivo. Il moto di questo strato produce correnti elettriche dovute al moto di cariche nel campo magnetico terrestre (effetto dinamo). Queste correnti a loro volta generano campi magnetici che si sovrappongono al campo magnetico della Terra.

Le ipotesi di Stewart non furono prese in considerazione finché nel 1901 Guglielmo Marconi riuscì a trasmettere segnali radio transoceanici. Marconi dimostrò così che le onde radio potevano trasmettersi anche oltre la linea di vista. Nel 1902 Oliver Heaviside in Inghilterra e Artur Kennelly negli Stati Uniti, spiegarono l'esperimento di Marconi con l'esistenza di uno strato atmosferico conduttivo situato ad un'altezza di circa 100 km che riflette le onde radio come una stazione ripetitrice passiva e le devia verso Terra a distanze grandi, al di là dell'orizzonte.

Negli anni seguenti si usarono varie tecniche per misurare l'altezza dello strato conduttivo; si trovò che quello che rifletteva le onde radio di Marconi era situato fra 80 e 100 km (strato E). Si trovò anche che onde radio di frequenza più alta venivano riflesse da uno strato più alto situato fra 200 e 400 km (strato F). Sono state finora identificate le regioni o strati indicate in Tabella II.2.1 che formano quello che è chiamato ionosfera:

REGIONI	ALTEZZA (KM)
D	60-90
E	90-150
F1	150-250
F2	250-~1000

Tabella II.2.1: Regioni della ionosfera

La struttura della ionosfera varia con continuazione. Varia dal giorno alla notte, con le stagioni, la latitudine, con l'attività solare. Rimangono tuttavia ben definite le regioni individuate sopra.

II.2.2 Densità elettronica

La grandezza importante per caratterizzare la ionosfera o le sue differenti regioni è la densità elettronica, N_e . Discuteremo in seguito le tecniche per la misura di N_e .

In figura II.2.1 si dà il profilo della densità elettronica misurata in estate, a latitudine intermedia, nel periodo di massima attività solare; le curve sono state misurate durante il giorno e la notte. Si noti che di notte la regione D sparisce e che le regioni F1 e F2 non si distinguono; inoltre c'è una marcata diminuzione di N_e nelle regioni E ed F di un fattore 10 o anche 100.

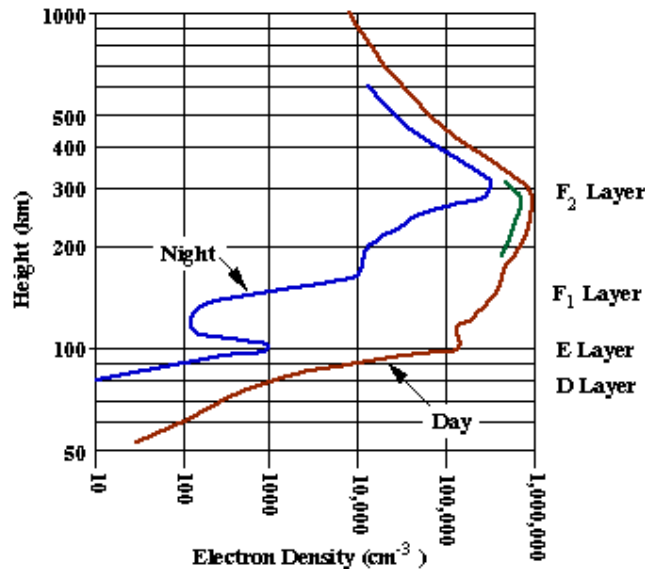


Figura II.2.1 : Un tipico profilo di densità elettronica a latitudini medie ed in un periodo di massima attività solare.

Altre caratteristiche del profilo di densità elettronica sono:

- 1) le densità elettroniche degli strati E ed F1 sono maggiori d'estate che d'inverno mentre il contrario è spesso vero per lo strato F2;
- 2) le densità elettroniche degli strati E ed F1 sono maggiori all'equatore che ai poli;
- 3) la correlazione diretta con l'attività solare è ben chiara specialmente per le regioni F1 ed F2.

II.2.3 Disturbi ionosferici

Si riscontrano fluttuazioni regolari ed irregolari della ionosfera (disturbi) che possono produrre effetti di differenti grandezze. Le più importanti fluttuazioni regolari minori sono dovute a "maree" atmosferiche prodotte dal Sole e dalla Luna: le suddette maree sono moti verticali dell'atmosfera e delle regioni di conduzione. Questi moti causano correnti elettriche indotte che a loro volta producono moti degli strati conduttivi.

Esempi di fluttuazioni irregolari minori avvengono nello strato E: le variazioni di N_e sono causate probabilmente da venti che soffiano a grandi altezze o da processi di ricombinazione ioni-elettroni e di ionizzazione. Queste fluttuazioni hanno effetti anche sugli strati F ed influiscono sulle trasmissioni radio a grande distanza, sulle trasmissioni da satellite (scintillazione) e sulle emissioni radio da sorgenti astronomiche.

Disturbi ionosferici maggiori sono di due tipi: disturbi ionosferici improvvisi ("Sudden Ionospheric Disturbances", SID) e tempeste ionosferiche. I SID si

manifestano alcuni minuti dopo l'apparizione di "flares" solari intensi e producono un improvviso declino delle trasmissioni radio ad onde corte nell'emisfero diurno della Terra. Le onde radio, che altrimenti verrebbero riflesse dallo strato D, vengono assorbite e scompaiono per almeno 15 minuti.

Le tempeste ionosferiche sono invece fenomeni più gradualmente e di maggior durata. Un tipo di tempesta avviene alle latitudini polari ed è accompagnato da un blackout delle trasmissioni radio di alta frequenza.

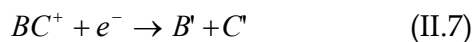
Le tempeste ionosferiche sono causate da un aumento di n_e negli strati ionosferici fra 50 e 90 km; sono associate ai flares solari ma iniziano più lentamente dopo l'apparizione di un flare che un SID. La densità elettronica e l'assorbimento di onde radio aumentano per alcune ore; poi si mantengono costanti per alcune ore ed infine diminuiscono lentamente nel corso del giorno. Il fenomeno può manifestarsi simultaneamente in entrambi gli emisferi ed è più marcato di giorno che di notte. È causato probabilmente dai protoni di alta energia emessi dal Sole attivo; i protoni emessi sono inizialmente frenati o intrappolati dal campo magnetico solare e poi vengono rilasciati. È questo rallentamento che produce un effetto meno repentino che il SID.

Un altro tipo di tempesta ionosferica è la tempesta aurorale che è anch'essa correlata con il Sole attivo. Le tempeste aurorali iniziano di solito ≈ 21 ore dopo un flare; sono più intense di notte che di giorno e, benché avvengano ad alte latitudini, il loro effetto è un maggior assorbimento di onde radio a basse latitudini. Anche in questo caso i protoni solari emessi dal Sole attivo sono responsabili del fenomeno.

II.2.4 Processi di produzione e rimozione di elettroni

La densità elettronica nella ionosfera è il risultato di molti processi che dipendono da vari fattori: l'altezza, l'attività solare, il campo magnetico terrestre, etc. I processi atomici che intervengono sono la fotoionizzazione e la ricombinazione. Si noti che nei processi di ricombinazione, se $n_{ione} \approx n_e$ il tasso di ricombinazione è proporzionale a n_e^2 .

Ci sono anche altri tipi di processi che intervengono. Uno è la "ricombinazione associativa" che avviene quando una molecola ionizzata si combina con un elettrone. Se l'energia rilasciata dal processo è sufficiente, la molecola si dissocia nei suoi atomi costituenti secondo lo schema:



dove gli apici stanno ad indicare stati eccitati.
Un altro processo di ricombinazione del tipo



cioè tale che si forma un atomo o molecola negativa.

In questo caso, dal punto di vista della distribuzione di carica, nulla è variato: si sostituisce ad un elettrone uno ione negativo. Tuttavia per quanto riguarda la proprietà della ionosfera l'effetto è lo stesso della ricombinazione in quanto gli ioni non intervengono nei processi di riflessione e/o assorbimento di onde radio.

I tassi dei processi di ricombinazione dissociativa e di ricombinazione con atomi e molecole neutri sono predominanti sulla ricombinazione in presenza di alte densità di particelle neutre o di molecole ionizzate. Nella regione D la radiazione ionizzante è essenzialmente la Lyman- α ($\lambda = 1216 \text{ \AA}$) solare; radiazione ionizzante a differenti lunghezze d'onda è assorbita negli strati superiori. La radiazione di Lyman- α può ionizzare solo le molecole di NO che però non sono presenti nella regione D ma solo nella E. La radiazione Lyman- α quindi ionizza gli strati E da dove una parte degli elettroni prodotti vengono travasati nella parte superiore della regione D. Il resto degli elettroni presenti nella regione D sono prodotti da raggi cosmici. Nella regione D c'è quindi un'alta densità di atomi neutri e una relativamente bassa densità di elettroni. Sono favoriti i processi di ricombinazione che formano atomi o molecole negative. Di giorno, con la radiazione solare il processo di rimozione di elettroni, è trascurabile; nella regione D si ha quindi una densità bassa ma sufficiente per produrre effetti sulle onde radio di elettroni. Di notte la rimozione di elettroni diventa significativa e la regione D sparisce per poi ricomparire al sorgere del Sole. Quando si riscontrano "flares" solari, la densità elettronica della regione D aumenta rapidamente (si ha un SID). In questo caso non è la Lyman- α che è responsabile dell'aumento, ma la radiazione X, molto intensa, di lunghezza d'onda fra 2 e 8 \AA che viene emessa durante il "flare". I raggi X emessi penetrano nella regione D e ionizzano N_2 e O_2 . Anche durante le tempeste ionosferiche si ha aumento di n_e ; le cause sono probabilmente dovute a ionizzazione da parte di protoni ad alta energia emessi dal Sole.

Nella regione E la ionizzazione è dovuta principalmente a raggi X molli (10-100 \AA) solari ed a radiazione EUV ($< 912 \text{ \AA}$). Gli ioni principali che si formano sono O_2^+ , NO^+ e O^+ .

Non ci sono ioni N_2^+ (o sono scarsi) a causa di processi di ricombinazione dissociativa. NO^+ è la specie dominante ed è probabilmente formato da reazioni del tipo



Di notte la densità elettronica diminuisce ma non diventa mai così bassa da far scomparire la regione E. Sopra la regione E la concentrazione di ossigeno atomica aumenta e, all'aumentare dell'altezza, O diventa il costituente principale. Di conseguenza le concentrazioni di NO^+ e O_2^+ diminuiscono mentre aumentano quelle di O^+ che diventa lo ione predominante negli stadi più alti della regione F1, ed in tutta la regione F2. La formazione di elettroni è quindi dovuta prevalentemente a fotoionizzazione di ossigeno da radiazione EUV (100-912 \AA) solare. La perdita di elettroni avviene invece per reazioni di scambio di carica (charge exchange) fra ioni di ossigeno ed ossigeno molecolare secondo lo schema:



C'è una maggior densità elettronica nella regione F2 rispetto alla regione F1 che è dovuta alla diminuzione della concentrazione relativa O_2 / O con l'altezza. Il risultato è una minore diminuzione di elettroni. La zona di separazione fra regione F1 e F2, che di notte sparisce, è dove si hanno combiamenti significativi del tasso di perdita di elettroni. L'effetto combinato di diminuzione della densità atmosferica con l'altezza e di aumento dell'intensità di radiazione solare produce un tasso massimo di produzione di elettroni ad altezze fra 100 e 200 km. Tuttavia la massima densità di elettroni si riscontra nella regione F2 ad altezza di circa 300 km. Ciò è dovuto al fatto che, sebbene la produzione di elettroni diminuisca al di sopra dei 200 km, la perdita di elettroni per i vari processi discussi finora diminuisce ancora più rapidamente. Un altro possibile effetto è dovuto alla diffusione verso il basso, per spinta gravitazionale, di ioni degli strati molto alti. Gli ioni trascinano con sé, per attrazione coulombiana, elettroni che contribuiscono alla densità elettronica della ionosfera. Valori numerici di densità elettronica e ionica sono i seguenti: nello strato F2, il massimo valore di n_e è 2×10^6 elettroni per centimetro cubo. La densità di ioni positivi è approssimativamente la stessa. La densità totale è di 10^9 atomi e molecole per cm^3 . Quindi in questa zona, a circa 300 km, la frazione di ioni è lo 0.2%. Negli strati inferiori si hanno minori densità ioniche ed elettroniche ma maggiori densità totali. Alle grandi altezze la percentuale di ioni aumenta fino a raggiungere la quasi totalità a 3000-4000 km.

II.2.5 Densità elettroniche a grandi altezze

A grandi altezze (circa 1000 km) la curva $n_e(h)$ mostra una significativa variazione di pendenza dovuta alla distribuzione diffusiva di ioni risultante da effetti gravitazionali. La distribuzione di ioni è governata da una legge simile all'equazione barometrica (II.3)

$$\ln \frac{n_{i,1}}{n_{i,2}} = - \frac{\mu_i g_0}{k(T_i + T_e)} (h_1' - h_2') \quad (\text{II.11})$$

dove n_1 e n_2 sono densità di ioni (in numero di ioni per cm^3) alle altitudini geopotenziali h_1' e h_2' rispettivamente, μ_i è la massa ionica, T_i e T_e le temperature cinetiche ioniche ed elettroniche rispettivamente.

L'equazione (II.11) rappresenta la distribuzione delle densità di ioni positivi. Poiché a grandi altezze è $n_{ione} \approx n_e$, almeno durante il giorno, la stessa equazione rappresenta anche la distribuzione di n_e . L'altezza geopotenziale di scala è $H = k(T_i + T_e) / \mu_i g_0$. Nel grafico di figura II.2.2 è riportato l'andamento della densità

elettronica in funzione dell'altezza (geopotenziale). Si noti che mentre la scala delle altezze (ordinate) è lineare, quello delle densità elettroniche è logaritmica.

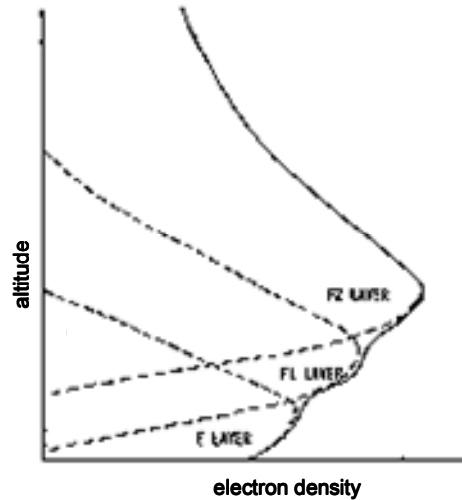


Figura II.2.2 : Curva di densità elettronica in funzione dell'altezza geopotenziale e geometrica.

Sulla base dell'equazione (II.11) e della definizione di altezza geopotenziale di scala ci si aspetta che la pendenza sia $-2.3H$ ($\ln 10 = 2.3$). Il grafico di figura II.2.2 mostra però che c'è un netto aumento di pendenza al di sopra di 1000 km. Ciò è dovuto al fatto che al di sotto di 1000 km lo ione predominante è O^+ (16 unità di massa) mentre ad altitudini maggiori He^+ (4 unità di massa) diventa dominante. La riga tratteggiata indica che tipo di pendenza ci si aspetterebbe se la distribuzione ionica fosse dominata dai protoni. La discriminazione è evidente e mostra che infatti ad altezze fra 1000 e 1800 km la concentrazione di He^+ prevale su quella dei protoni.

In pratica si schematizzano le curve di transizione fra altitudini dove sono dominanti differenti specie ioniche in funzione della temperatura (cinetica) ionica dando curve di iso-concentrazione: (He^+, O^+) e (H^+, He^+) . Si indicano anche le temperature notturne e diurne e le bande di altitudini dove dominano rispettivamente atomi di O , He , H . Dalle curve che danno il profilo di densità elettroniche si possono calcolare anche le temperature degli atomi neutri. Il procedimento è il seguente: si assume che gli ioni sono in equilibrio cinetico con gli elettroni e le particelle neutre. Si deriva la temperatura T di queste ultime sostituendo nell'equazione (II.12) a $(T_i + T_e)$ la grandezza $2T$. Ne segue che la pendenza della curva di densità elettronica è uguale a $4.6kT / \mu g_0$, da cui si deriva T .

Le temperature atmosferiche sono in accordo con i dati derivati da satelliti (tramite misura dell'attrito atmosferico) eccetto che alle altezze delle regioni F1 e F2. Qui le temperature elettroniche sono nettamente più alte. Ciò sembra sia dovuto ad effetti legati all'attività solare. In generale, nei processi di ionizzazione, gli elettroni hanno dapprima alta temperatura; poi vengono termalizzati dalle collisioni con gli ioni ed atomi neutri fino all'equilibrio termico. Negli strati F1 e F2, evidentemente, non sussistono le condizioni di equilibrio termico causa probabilmente un maggior

coinvolgimento di radiazione corpuscolare prodotta nelle regioni confinate dai campi magnetici che circondano la Terra.

II.2.6 Interazione di onde radio con la ionosfera

Ci sono due maniere di influenzare le trasmissioni radio:

- 1) quando particelle cariche tolgono energia alle onde ed attenuano il segnale fino all'assorbimento completo,
- 2) quando un'onda attraverso una regione in cui le densità elettroniche sono differenti da quello da cui proviene e, per la legge della rifrazione, viene deviata.

Come avvengono i processi di attenuazione? Un'onda entra in una regione di elettroni liberi. Parte dell'energia viene ceduta agli elettroni che entrano in oscillazione alla frequenza dell'onda. Gli elettroni possono perdere quest'energia per effetto di collisioni con particelle neutre o ioni, oppure, se non ci sono collisioni, reirradiano senza perdite. Se le collisioni avvengono, come è in effetti negli strati più bassi, a causa dell'alta densità atmosferica, parte dell'energia (anche la maggior parte) è trasformata in calore che risulta in energia cinetica di atomi e molecole; il resto viene reirradiato. Si ha un indebolimento del segnale. Si hanno apprezzabili attenuazioni nella regione D della ionosfera; minori attenuazioni nelle E e F.

Come avviene la ridirezione delle onde elettromagnetiche? La velocità di fase u di un'onda elettromagnetica che viaggia entro un mezzo ionizzato è legata alla velocità della luce da:

$$u = \frac{c}{\sqrt{1 - \frac{e^2 n_e}{\pi m_e v^2}}} \quad (\text{II.12})$$

Ad una data frequenza quindi u aumenta con l'aumentare di n_e .

Se si definisce indice di rifrazione del mezzo ionizzato il rapporto $r = c/u$, si ottiene:

$$r = \sqrt{1 - \frac{8.06 \cdot 10^7 n_e}{v^2}} \quad (\text{II.13})$$

r diminuisce passando da un mezzo di maggior densità ad uno di minor densità; quindi un'onda elettromagnetica viene rifratta: l'angolo del raggio incidente con la normale aumenta passando da una regione di bassi valori di n_e e alti valori di r ad una regione di alti n_e e bassi r .

Lo stesso discorso vale in termini di frequenza dell'onda. In condizioni di n_e costante, un'onda di alta frequenza sarà meno rifratta di una di bassa frequenza. Se un'onda elettromagnetica di frequenza ν entra nella parte della ionosfera in cui n_e aumenta con l'altezza, dapprima, per bassi valori di n_e , viaggerà a velocità vicina a

quella della luce nel vuoto. Poi, all'aumentare di n_e , aumenterà la velocità di fase u mentre r diminuisce. Al limite si raggiunge una densità n_e critica, n_e^c , in cui r diventa zero. La densità elettronica critica è data da:

$$n_e^c = 1.24 \cdot 10^{-8} \nu^2 \quad (\text{II.14})$$

A questa densità l'onda non si propaga più nella direzione iniziale. Analogamente esiste una frequenza critica legata alla densità elettronica:

$$\nu^c = 8.98 \cdot 10^3 \sqrt{n_e} \quad (\text{II.15})$$

Si ha riflessione di un'onda verticale sotto le condizioni di densità o frequenza critica. Per un'onda trasmessa sotto un angolo i dalla verticale, le condizioni di riflessione sono rispettivamente:

$$n_e^c = 1.2 \cdot 10^{-8} \nu^2 \cos^2 i \quad (\text{II.16})$$

e

$$\nu^c = 9 \cdot 10^3 \frac{\sqrt{n_e}}{\cos i} \quad (\text{II.17})$$

II.2.7 Misure di n_e dallo spazio

Mentre da Terra il metodo più usato è quello degli ionogrammi che consiste nell'inviare uno spettro di radio impulsi verticali e misurare il Δt tra la trasmissione del segnale e l'arrivo dell'eco, dallo spazio si usa il metodo dell'effetto Doppler differenziale.

Un razzo sonda lancia segnali radio a terra durante la fase di salita, le onde emesse saranno di frequenza maggiore di quelle ricevute a Terra, a causa dell'effetto Doppler:

$$\nu = \nu_0 \left(1 - \frac{v_{\text{razzo}}}{u}\right) \quad (\text{II.18})$$

dove ν_0 è la frequenza del segnale trasmesso, ν quella del segnale a Terra e u la velocità di fase delle onde radio nel mezzo. Poiché la velocità del segnale trasmesso sarà maggiore nella ionosfera che nell'atmosfera, dove non ci sono molti elettroni liberi (vedi equazione 12) lo spostamento Doppler sarà minore del valore di spostamento Doppler normale, cioè di quello che si avrebbe in assenza di elettroni liberi. Quest'ultimo si misura trasmettendo dal razzo un altro segnale radio di frequenza $n \nu_0$; tipicamente $n=6$ e $\nu_0=7.75$ MHz. A queste frequenze più alte l'indice di rifrazione è quasi 1 e la velocità dell'onda non è influenzata dalla ionosfera.

Dal confronto delle due frequenze si ottiene la densità elettronica. Per ottenere ν_{norm} si divide la frequenza ricevuta a Terra dal trasmettitore ad alta frequenza per il numero intero appropriato (nell'esempio è $n=6$). Dal confronto di ν e ν_{norm} , tramite il metodo dei battimenti, si ottengono informazioni sulla densità elettronica nella regione in studio: se le due frequenze sono uguali non c'è effetto dovuto alla ionosfera, se sono differenti si possono derivare i valori di n_e nelle vicinanze del razzo.

Si definisce densità colonnare di elettroni liberi la grandezza

$$N_e = \int_0^h n_e dh \quad (\text{II.19})$$

che misura il numero di elettroni liberi contenuti in una colonna di 1 cm^2 di sezione e di data altezza. N_e ha dimensioni cm^{-2} .

Per la misura delle densità colonnari di elettroni liberi da satellite si usa l'effetto Faraday. Quando un'onda radio polarizzata linearmente attraversa un mezzo ionizzato immerso in un campo magnetico, il piano di polarizzazione ruota. L'angolo di rotazione dipende da quanti elettroni ci sono su una colonna di 1 cm^2 parallela alla direzione di propagazione nel mezzo. Si usano onde polarizzate di frequenza >40 MHz per penetrare nell'atmosfera con il minimo di rifrazione. Data la direzione dell'antenna trasmittente sul satellite si misura l'angolo di rotazione usando dipoli lineari a $\lambda/2$ come antenne ricevitrici. Al massimo segnale si ha parallelismo fra il piano di polarizzazione e la direzione dell'antenna; al minimo si ha perpendicolarità. Il problema è che non si distinguono angoli multipli di π . Non si può cioè sapere se l'angolo di rotazione è θ o $\theta+\pi$ o $\theta+2\pi$ etc. Dalla teoria delle onde elettromagnetiche si ha che l'angolo di rotazione dipende dalla derivata dell'angolo di rotazione con la frequenza secondo la relazione

$$\theta = -\frac{\nu d\theta}{2 d\nu} \quad (\text{II.20})$$

Se si trasmettono allora due onde a frequenza vicine, ad esempio 40 e 41 MHz, e $\Delta\theta$ è la differenza fra gli angoli misurati, la (II.20) dà l'angolo di rotazione effettivo da cui si può derivare N_e .

II.3. La magnetosfera

II.3.1 Il campo magnetico terrestre

Il campo geomagnetico è equivalente al campo che sarebbe prodotto da un opportuno dipolo magnetico situato all'interno della Terra. L'asse dell'ipotetico dipolo non coincide con l'asse di rotazione ed è inoltre spostato dal centro della Terra di circa 400 km. Di conseguenza il campo geomagnetico non è simmetrico relativamente alla superficie terrestre.

I poli magnetici distano alcune centinaia di km dai poli geografici e, a causa della simmetria, la distanza è maggiore nell'emisfero sud che in quello nord. Per longitudini comprese fra 170°W e 30°E (spostandosi verso est) l'equatore geomagnetico è a sud di quello geografico; alle altre longitudini è a nord.

L'intensità del campo magnetico terrestre è massima ai poli (da 0.65 a 0.7 gauss) e minima all'equatore geomagnetico (0.30 - 0.35 gauss). Tuttavia la variazione con la latitudine non è uniforme: nella regione del sud-est del Brasile il campo magnetico ha solo 0.25 gauss. Simili non uniformità si riscontrano nei valori delle componenti verticali ed orizzontali di B.

L'intensità del campo magnetico diminuisce con la distanza dalla Terra; essendo il campo geomagnetico grossomodo dipolare, l'intensità è data da:

$$B(r, \lambda) = B_0 \frac{\sqrt{1 + \sin^2 \lambda}}{r^3} \quad (\text{II.21})$$

dove B è il campo magnetico ad una data distanza r dal centro del dipolo magnetico (misurata in raggi terrestri) ed ad una data latitudine magnetica λ e B_0 è il campo magnetico sulla superficie della Terra all'equatore geomagnetico. Si noti che il campo geomagnetico non si estende indefinitamente nello spazio: il vento solare, cioè il flusso di particelle cariche formato da protoni, ioni, elettroni ed altri, emesso dal Sole, confina le linee di forza del campo entro la magnetosfera come schematizzato in Figura II.3.1.

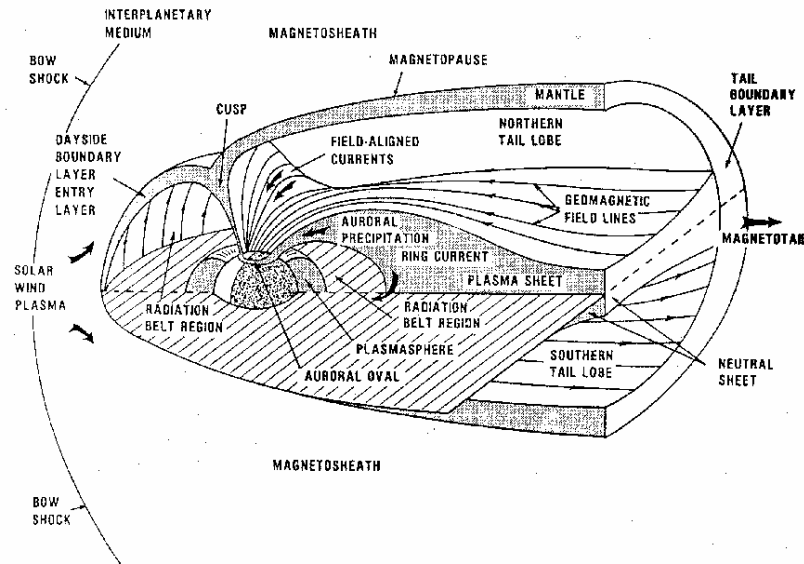


Figura II.3.1: Sezione della magnetosfera terrestre

Ci sono due tipi di variazioni del campo: quelle scalari e quelle "transienti". Le prime corrispondono a cambiamenti delle posizioni dei poli e dell'intensità di B su scale di tempi di secoli; le seconde sono più brevi (qualche giorno o qualche ora) e sono legate a fattori esterni, probabilmente di origine solare (tempeste magnetiche).

L'origine del campo geomagnetico è da ricondursi all'esistenza, all'interno della Terra, di un fluido buon conduttore di elettricità: questo fluido si trova entro una regione compresa fra circa 650 e 5500 km dal centro della Terra e consiste di nickel e ferro ad alta temperatura e pressione. Correnti elettriche si sviluppano all'interno del fluido e sono probabilmente causate da differenze di temperatura e composizione. Ogni corrente produce un campo magnetico locale; in media questi campi magnetici si annullerebbero se non ci fosse la rotazione terrestre. L'effetto della rotazione terrestre è di produrre un moto quasi uniforme del fluido conduttivo con il risultato che i campi magnetici locali si combinano e producono il campo geomagnetico totale. Variazioni su scale di tempi lunghe si spiegano con piccole deviazioni della geometria e della dinamica interna.

II.3.2 Magnetosfera

Si può stimare l'estensione del campo magnetico terrestre nella direzione del Sole calcolando il bilancio fra densità di energia cinetica del vento solare (cioè la pressione del vento solare) e densità di energia magnetica. Il bilancio si ha a circa $10 R_T$; le linee di forza del campo geomagnetico non si estendono oltre. Nelle direzioni che formano angoli apprezzabili con la direzione del Sole la distanza in cui si ha il bilancio fra le due densità di energia diventa via via maggiore in quanto la direzione del vento solare non impatta più perpendicolarmente alla Terra. Il vento solare non esercita pressione sul lato di notte della Terra e quindi le linee di forza si estendono teoricamente all'infinito.

In conclusione il campo magnetico terrestre è confinato in quella che è chiamata la "cavità geomagnetica" che ha la forma indicata in Figura II.3.1.

La "magnetosfera" è invece quella regione contenuta entro la cavità geomagnetica, dove le forze geomagnetiche sono determinanti per il comportamento delle particelle cariche dell'atmosfera. In questo senso la magnetosfera ha inizio ad altezze fra 600 e 1000 km dalla superficie terrestre e si estende per il resto della cavità geomagnetica fino al bordo; la regione del bordo si chiama "magnetopausa".

Poiché il vento solare viaggia verso la Terra ad alte velocità, da 300 a 1000 km/s, si forma all'interfaccia fra vento e cavità geomagnetica un'onda d'urto (Figura II.3.2). L'esistenza di tale onda d'urto è stata messa in evidenza da esperimenti su satellite IMP-I (Interplanetary Monitoring Platform) lanciato nel 1963 su un'orbita altamente ellittica. Sul satellite c'era, tra l'altro, un magnetometro consistente in una barra di materiale ferromagnetico avvolto da un solenoide percorso da corrente alternata di alta frequenza (~10 kHz). I magnetometri (che verranno trattati in sezione VI.2.11) danno la direzione del campo magnetico esterno misurando le intensità relative in differenti direzioni. Le intensità relative si misurano tramite le distorsioni prodotte dal campo magnetico esterno sulla differenza di potenziale di alta frequenza. Le distorsioni sono proporzionali all'intensità del campo in direzione parallela al nucleo del solenoide.

I risultati di IMP-I mostrano che nella direzione Terra-Sole, entro la cavità geomagnetica, il campo magnetico è relativamente stabile fino a circa $10 R_T$ cioè fino alla magnetopausa; poi, per circa $3 R_T$, diventa fortemente disturbato. questa è la regione di turbolenza magnetica dove si forma l'onda d'urto. Dopo $13 R_T$ il campo magnetico, non più terrestre ma di origine solare, è essenzialmente stabile con valori dell'ordine di 10^{-5} gauss.

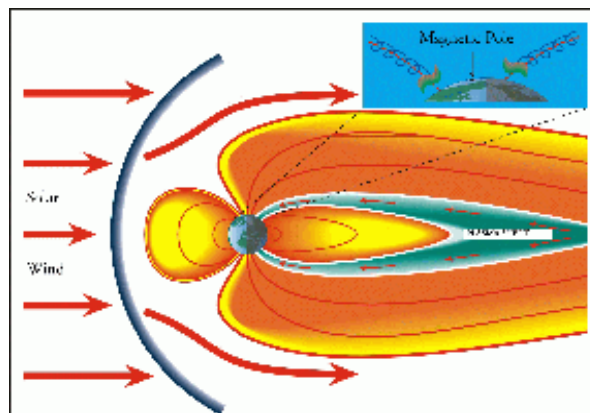


Figura II.3.2: Formazione di un'onda d'urto idromagnetica fra il vento solare e la regione sovrastante la magnetopausa.

II.3.3 Relazioni Sole-Terra

Si dà una descrizione qualitativa dell'interazione fra il vento solare e la magnetosfera. Queste interazioni danno origine alle tempeste magnetiche, ad altri disturbi magnetici più deboli ed ad altri fenomeni che verranno discussi in seguito.

Poichè il vento solare è emesso in modo continuo dal Sole, anche se con intensità variabile, le linee di forza del campo magnetico solare si estendono verso l'esterno radialmente. Inoltre, per effetto della rotazione del Sole, ogni linea di forza che parte dalla superficie solare si curverà all'aumentare della distanza a formare una spirale. A grandi distanze dal Sole, dell'ordine di alcune unità astronomiche, le linee di forza diventano alquanto distorte ed irregolari causa la bassa densità di energia del plasma solare (Figura II.3.3). Quando dalla superficie del Sole si sviluppa un "flare", particelle di plasma vengono emesse ad alta energia (1-10 keV). Localmente il campo magnetico solare viene rinforzato ed il plasma emesso viaggia lungo le linee di forza e spinge in avanti il vento solare finchè si forma un'onda d'urto che ha l'effetto di modificare le linee di forza e d'intrappolare il plasma. Quando l'onda d'urto raggiunge la magnetosfera terrestre, interagisce con essa e produce una tempesta magnetica che influisce sul campo magnetico terrestre facendolo dapprima aumentare, poi diminuire fino a riprendere il valore originale dopo qualche giorno. Tipici valori della diminuzione massima dell'intensità di B sono tra 5×10^{-4} e 10^{-3} gauss.

II.3.4 Raggi cosmici solari e galattici

I raggi cosmici consistono inizialmente in particelle cariche positivamente (raggi cosmici primari) che interagiscono con nuclei nell'atmosfera e producono una complessa miscela di particelle ed onde elettromagnetiche (raggi cosmici secondari). I raggi cosmici, che hanno giocato un ruolo importante nella fisica nucleare delle particelle, sono di due tipi: solari e galattici. I primi sono prodotti da quei tipi di flares solari che sono accompagnati da un particolare tipo di emissione radio chiamato "burst" di tipo II. I secondi hanno origine al di fuori del sistema solare, ma probabilmente entro la Galassia. In entrambi i casi le particelle primarie sono essenzialmente protoni di alta energia con una piccola frazione di nuclei di elio ed ancora una minor frazione di nuclei pesanti.

Ad alta energia non si possono distinguere i due tipi di raggi cosmici. Tuttavia i raggi cosmici galattici e solari sono differenti per un aspetto importante: le energie media e massima dei protoni galattici sono molto maggiori di quelle dei protoni solari. L'energia media dei primi è dell'ordine dei 10 GeV e quella massima può raggiungere i 1000 GeV. Per i raggi cosmici solari i corrispondenti valori sono di 0.1 GeV e qualche GeV rispettivamente.

Ad altezze nell'atmosfera terrestre fra 15 e 35 km si producono collisioni fra raggi cosmici e nuclei delle particelle costituenti l'atmosfera. In quell'intervallo di altezze la densità dell'aria è sufficientemente alta per tali urti. L'alta energia dei protoni cosmici (a volte si indicheranno protoni cosmici invece di raggi cosmici, in quanto i protoni sono i costituenti principali) distrugge i nuclei atmosferici e vengono emessi protoni, neutroni e mesoni di alta energia.

I protoni ed i neutroni causano disintegrazione di altri nuclei che a loro volta producono altri protoni, neutroni ed eventualmente mesoni. S'innesca così una catena di reazioni che continua fino al decadimento delle energie in gioco. I mesoni

invece decadono spontaneamente con emissione di raggi γ . Si ricorda che la vita media dei mesoni è dell'ordine di 10^{-6} - 10^{-7} secondi. Questo sistema complesso di protoni, neutroni, mesoni, elettroni, raggi γ , in vicinanza della Terra, è chiamato raggi cosmici secondari.

I raggi cosmici solari hanno in genere energia troppo bassa per la formazione di mesoni. I raggi cosmici solari sono legati ad alcuni particolari tipi di flares solari ma l'origine dell'emissione è ancora poco conosciuta perchè il fenomeno è molto complesso e difficile da analizzare. Il profilo dell'evento dipende dall'evoluzione temporale del flare solare, dal tempo impiegato dalle particelle cariche per spostarsi entro la corona solare, etc. Protoni di energie relativistiche (> 0.5 GeV) arrivano sulla Terra 10-15 minuti dopo l'apparizione del flare. Protoni di minore energia (> 20 MeV) sono rallentati da processi diffusivi entro la corona ed appaiono sulla Terra alcune ore dopo l'esplosione del flare. I raggi cosmici di questo tipo sono isotropi e la loro intensità diminuisce lentamente in uno o due giorni fino alla situazione normale. La distribuzione dei protoni relativistici è invece altamente anisotropica, cioè il loro flusso è quasi unidirezionale.

I raggi cosmici galattici risentono anch'essi, benchè in maniera diversa, dei campi magnetici della Terra e del Sole. Ci sono due effetti importanti dovuti alla Terra: l'effetto di latitudine e l'effetto di asimmetria est-ovest. Il primo è dovuto al fatto che protoni che viaggiano perpendicolarmente alle linee di forza del campo magnetico terrestre (o in direzioni che formano grandi angoli con queste) sono deflessi, mentre non lo sono quelli che viaggiano parallelamente alle linee di forza. Si ha quindi una maggiore densità di raggi cosmici galattici ai poli che all'equatore. Solo i raggi cosmici galattici di alta energia riescono a superare le barriere delle linee di forza e manifestarsi nelle regioni equatoriali. Il secondo effetto geomagnetico è che ci sono più raggi cosmici primari che arrivano da est che da ovest. Questo è dovuto alla direzione della forza che si esercita su particelle cariche positivamente in un campo magnetico.

Il Sole causa variazioni nell'intensità dei raggi cosmici galattici misurati sulla Terra. Queste variazioni sono legate al campo magnetico solare e sono ancora una volta legate all'attività solare. Questo effetto si riscontra sia durante il ciclo di rotazione di 27 giorni del Sole quando, in concomitanza di zone attive sulla superficie solare sensibili da Terra, si riscontra una diminuzione dei raggi cosmici galattici, sia durante il ciclo undecennale dell'attività solare. Anche in questo caso, durante il minimo di attività, si ha un massimo di raggi cosmici galattici. La spiegazione è data in termini di accresciuta intensità del campo magnetico solare durante le fasi attive. In particolare l'infittimento delle linee di forza verso la Terra in concomitanza con flares tende a creare una barriera magnetica che respinge i protoni galattici.

II.4. Fasce di radiazione di Van Allen

II.4.1. La scoperta

La scoperta inaspettata delle fasce di Van Allen, cioè di regioni di alta densità di particelle cariche che circondano la Terra, avvenne nel 1958 con il satellite Explorer I, realizzato da James Van Allen e dai suoi collaboratori per la misura dei raggi cosmici. In realtà, l'idea che il campo geomagnetico dovesse avere zone di confinamento di particelle cariche non era nuova. Molti fisici teorici l'avevano ipotizzato, tra cui Hannes Alfvén.

La strumentazione a bordo del satellite Explorer I era molto semplice: c'era un contatore Geiger per raggi cosmici ed un sistema di radiotelemetria per trasmettere i dati a Terra. L'Explorer I fu lanciato in un'orbita ellittica ($p=350$ km; $a=1875$ km) nel gennaio 1958. I dati trasmessi furono assolutamente sconcertanti. Il satellite misurò dapprima una crescita di raggi cosmici con l'altezza; poi a circa 800 km d'altezza non misurò più nulla o quasi facendo ritenere che lo strumento di misura fosse guasto. I valori bassi delle letture erano più marcati quando il satellite si trovava nelle vicinanze dell'equatore. Bisogna sottolineare tuttavia che le trasmissioni a terra non avvenivano continuamente (in modo da dare una visione globale dell'andamento dei flussi) ma i dati venivano trasmessi solo in vista della stazione a terra e quindi in maniera discontinua.

Con un successivo esperimento, l'Explorer III, si ovvia a quest'ultimo inconveniente aggiungendo alla strumentazione un registratore di dati. I dati acquisiti in maniera continuativa venivano poi trasmessi integralmente ai vari passaggi sopra le stazioni riceventi. Anche l'Explorer III ottenne risultati simili a quelli dell'Explorer I.

La spiegazione che in seguito fu data dei risultati ottenuti è semplice. Il contatore Geiger funziona nella seguente maniera: una particella carica o un fotone di alta energia produce ionizzazione del gas contenuto nel contatore; si ottiene una scarica elettrica che viene contata. I conteggi misurano le particelle o i fotoni che hanno interagito con il gas del contatore. Se tuttavia le scariche avvengono troppo rapidamente, il contatore si satura e non dà più conteggio. Questo è quanto avveniva al contatore degli Explorer I e III alle grandi altezze. Una volta capito il problema si organizzò un ulteriore lancio del satellite Explorer II che aveva due contatori Geiger: uno per i bassi flussi particellari, l'altro per i flussi che saturavano il primo. C'erano inoltre degli scintillatori a plastica e a cristalli per misure di energia delle particelle.

Il quadro che risultò da questi esperimenti fu descritto da Van Allen in una serie di articoli scientifici. Egli dimostrò l'esistenza di un anello a forma toroidale che circonda la Terra ad un'altezza tra 650 e 800 km. L'anello ("radiation belt") contiene particelle cariche di alta energia, essenzialmente protoni. L'anello non si estende al di là latitudini geomagnetiche di 75°N e 75°S . Van Allen dimostrò anche (utilizzando dati successivi della sonda Pioneer I e III anche lanciati nel 1958) che ci sono due regioni distinte di particelle ad alta energia (figura II.4.1).

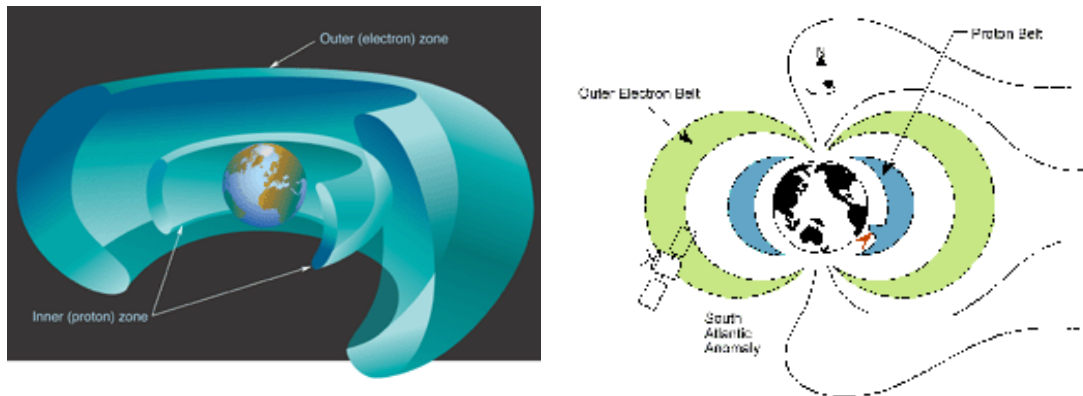


Figura II.4.1: Le due regioni di particelle.

II.4.2 Confinamento di particelle cariche in campi magnetici

Particelle cariche in campi magnetici sono soggette a forze perpendicolari sia alla direzione del campo magnetico che al moto delle particelle. Ciò significa che particelle cariche che si muovono in campi magnetici uniformi descrivono una traiettoria a spirale di raggio costante attorno una linea di forza. Eccezioni si hanno quando la velocità della particella è esattamente perpendicolare alla linea di forza (traiettoria circolare) o parallela (traiettoria di linea retta) o quando le particelle cariche subiscono urti; in quest'ultimo caso cambiano direzione di moto.

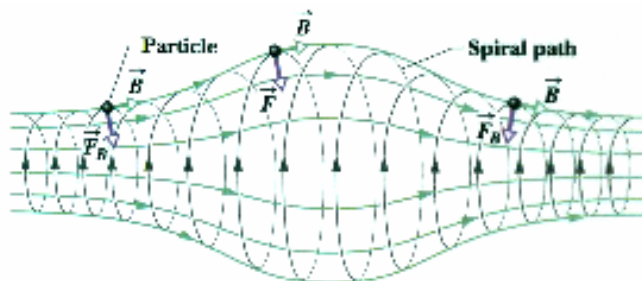


Figura II.4.2: Moto di una particella carica in un campo magnetico non uniforme.

Se il campo magnetico non è uniforme le linee di forza non sono parallele e le traiettorie delle particelle cariche sono più complesse. Nel caso rappresentato in figura II.4.2 l'intensità del campo magnetico aumenta dal centro verso destra e verso sinistra; la traiettoria delle particelle è una spirale di raggio decrescente. All'aumentare del campo magnetico, si arriva ad una traiettoria in cui l'angolo tra traiettoria della particella e linea di forza del campo magnetico si avvicina a 90° . A questo punto si ha inversione della direzione del moto a spirale della particella. Il cambio di direzione è descritto come una "riflessione" in uno "specchio magnetico". Se il campo magnetico è più intenso alle estremità di un "tubo" di linee di forza, le particelle cariche rimbalzano fra i due specchi, restando confinate entro la regione magnetica (vedi figura II.4.3). Questo è il caso per il campo magnetico terrestre.

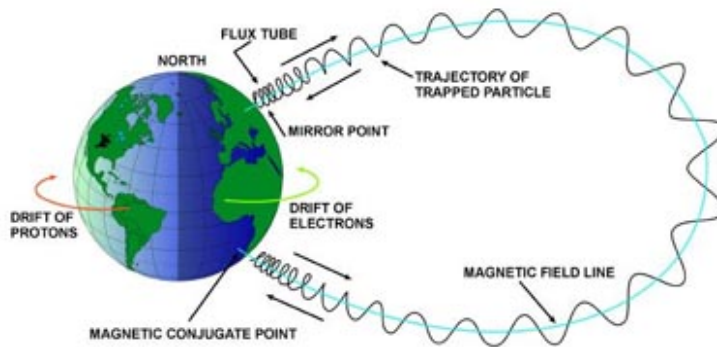


Figura II.4.3: Moto a spirale e punti di riflessione di uno ione nel campo magnetico della Terra

Se non ci sono altre forze agenti sulla particella (ad esempio non ci sono campi elettrici agenti sulle particelle) e, ad un dato punto della traiettoria, la particella si trova in un campo B_l ed il suo vettore velocità forma un angolo θ_l con il campo magnetico, allora la particella sarà riflessa magneticamente quando il campo magnetico "visto" dalla particella aumenterà fino ad un valore

$$B_{mirror} = \frac{B_l}{\sin^2 \theta_l} \quad (II.22)$$

dove B_{mirror} è il campo ai punti di riflessione. In quei punti tutta l'energia cinetica è stata trasformata in energia rotatoria.

In alcuni "tubi" di linee di forza del campo magnetico terrestre i punti di riflessione sono al di sotto della superficie terrestre e quindi quei "tubi" non sono regioni di confinamento. In altri casi le particelle cariche interagiscono elettrostaticamente con atomi e molecole degli stadi più densi dell'atmosfera subendo il processo di scattering. Il rapporto v_{\perp}/v viene modificato sostanzialmente in modo da rendere il confinamento impossibile. Questi due effetti spiegano perchè la prima regione di confinamento si trovi fra 650 e 800 km.

A causa di asimmetria del campo geomagnetico l'altezza dei punti di riflessione varia sensibilmente in differenti parti della Terra. Di conseguenza varia il limite della prima regione di confinamento. Nella regione del Sud Atlantico c'è il più marcato abbassamento della fascia di Van Allen: la regione si chiama Anomalia Sud Atlantica. E' presente inoltre un moto globale di spostamento delle cariche perpendicolarmente alle linee di forza ("drift" longitudinale) dovuto al gradiente, decrescente verso l'esterno, del campo magnetico terrestre. Di conseguenza c'è un moto di particelle cariche positivamente da est ad ovest ed uno opposto di elettroni. Questo moto, insieme con i limiti inferiori e superiori di altezza dovuti al confinamento ed ai limiti in latitudine menzionati in precedenza, spiega la forma ad "anello toroidale" delle fasce di Van Allen.

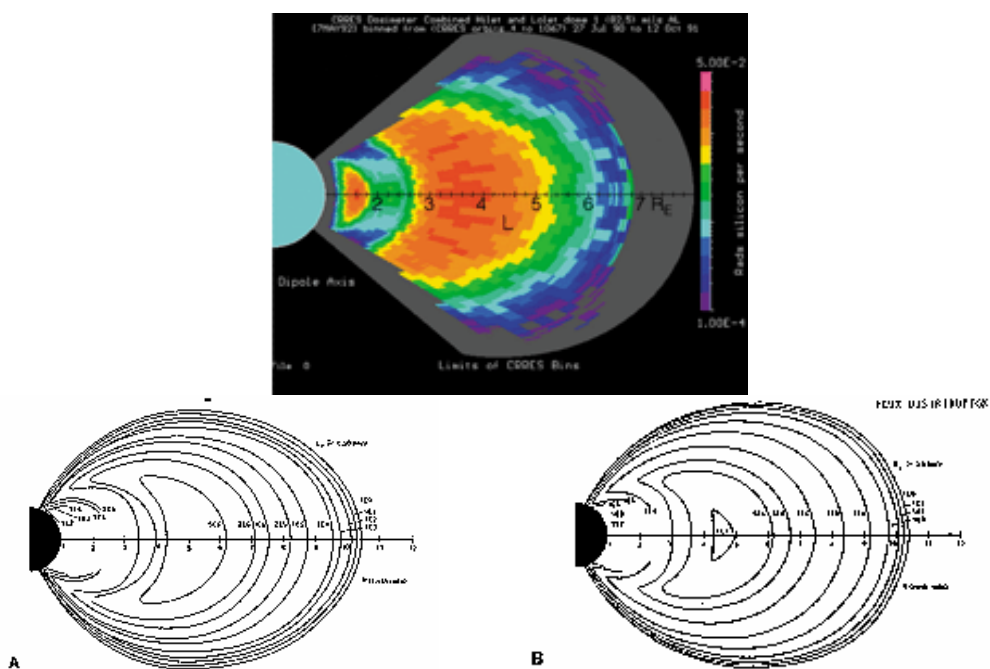
II.4.3 Caratteristiche delle fasce di Van Allen.

Le fasce di Van Allen sono chiamate "zona interna" e "zona esterna" rispettivamente. La separazione in due zone è stata stabilita nel 1958. Nel 1961 si è dimostrato che la zona esterna è formata prevalentemente da elettroni. Tra le due zone c'è una regione di bassa densità di particelle cariche di alta energia anche se la densità totale di particelle cariche è simile a quella delle zone interne ed esterne. La ragione dell'assenza di protoni di alta energia nella zona esterna è che il raggio della traiettoria a spirale dei protoni (raggio giromagnetico)

$$r = \frac{m_p v_{\perp} c}{eB} \quad (II.23)$$

è molto grande (1840 volte maggiore di quello degli elettroni). Ciò fa sì che i protoni entrino nella prima zona o anche più in basso e, se subiscono urti, possono uscire dalle zone di confinamento. I protoni possono restare confinati solo nella prima zona dove il campo magnetico è relativamente intenso e rende minore il raggio giromagnetico.

In figura II.4.4a si danno le curve di isoflusso degli elettroni nelle zone interne ed esterne. I numeri sulle curve rappresentano valori logaritmici (in base 10) del flusso omnidirezionale in $particelle/cm^2 s$. L'asse orizzontale è l'equatore magnetico e la scala delle distanze è in raggi terrestri. Sono inclusi solo elettroni di energia superiore ai 0.5 MeV. In figura II.4.4b sono date simili curve per i protoni della zona interna con energie superiori ai 100 MeV.



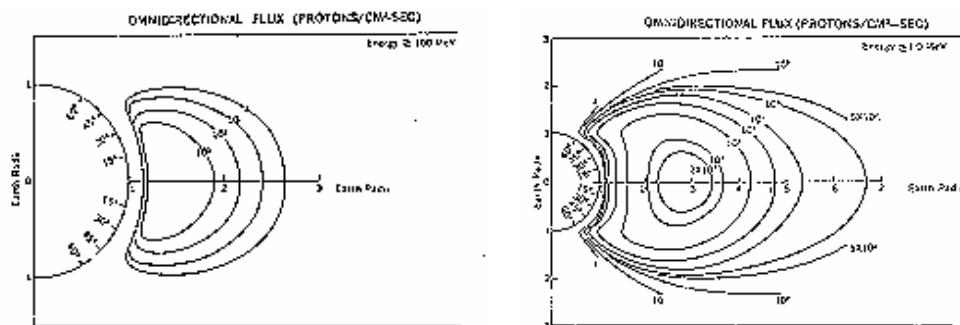


Figura II.4.4:

Prima riga: Fasce di elettroni e protoni per le zone interne ed esterne. I numeri sui contorni sono logaritmi (base 10) del flusso omnidirezionale in unità particelle/cm²/s. L'asse orizzontale è l'equatore magnetico in unità raggi terrestri.

Seconda riga: a) Fasce di elettroni per le zone interne ed esterne. Gli assi e le unità sono le stesse.

Terza riga: b) Protoni di alta energia nella zona interna. Gli assi e le unità sono le stesse.

II.4.4 Aurora

L'aurora è il più evidente fenomeno di luce diffusa notturna. Si osserva in una striscia circolare del cielo fra 65° e 70° di latitudine magnetica nell'emisfero ord. Esiste una regione simile nell'emisfero sud ma meno evidente e meno studiata. Le aurore a latitudini maggiori o minori, sono meno frequenti. In ogni caso si riscontrano al di sotto di 45° di latitudine solo in casi eccezionali.

Ci sono vari tipi di aurore che vengono classificate morfologicamente entro due grosse classi: aurore con raggi ed aurore senza raggi. Di solito il bordo inferiore dell'aurora è ad un'altezza di 100-120 km; la parte superiore ha in media un'altezza di 320 km. Le aurore mostrano lunghi archi orizzontali che si estendono per centinaia di km lungo paralleli di data latitudine magnetica indicando che $B \approx$ costante lungo la lunghezza globale. Di questi archi spesso ce ne sono molti a formare strisce parallele. I raggi di solito sono perpendicolari e diretti lungo le linee di forza del campo magnetico.

Le aurore riflettono le onde radar. Ciò indica l'esistenza di elettroni liberi e permette lo studio e la caratterizzazione delle aurore. L'intensità di un'aurora è correlata all'attività solare; il che dà prova della relazione fra aurora e particelle cariche.

Protoni o elettroni di energie medio-alte, eccitano atomi di ossigeno e eccitano/ionizzano molecole di azoto. Il successivo decadimento dà luogo agli spettri aurorali caratterizzati dalle righe di emissione di ossigeno a 5577 Å ed a 6300, 6364 e 6391 Å che si vedono anche nello spettro di luminescenza notturna, da bande di N_2 e N_2^+ in emissione, e da righe proibite di azoto atomico oltre che dalle righe di emissione dell'idrogeno nelle varie serie Lyman, Balmer, Paschen. Nello spettro delle aurore si misurano anche radiazione di alta energia, raggi X di circa 10 keV, che probabilmente hanno origine da radiazioni di bremsstrahlung da parte di elettroni di energia simili.