

Perturbazioni geomagnetiche, aurorali, ionosferiche e dei raggi cosmici: interdipendenze e relazioni con l'attività solare

F. MARIANI (*)-F. MOLINA (**)

ricevuto il 7 marzo 1960

3. PERTURBAZIONI IONOSFERICHE (***)

3.1. Considerazioni generali.

Lo sviluppo delle radiocomunicazioni ha fatto constatare già da più di trent'anni che la propagazione delle radioonde nella ionosfera viene disturbata durante intense tempeste magnetiche. La prima osservazione diretta di una perturbazione ionosferica contemporanea ad una tempesta magnetica risale al 1929, quando Hafstad e Tuve⁽¹⁾ notarono che in una di queste occasioni l'altezza di ciò che essi ancora chiamavano lo « strato di Kennelly-Heaviside » era divenuta anormalmente elevata. Durante il secondo Anno Polare 1932-33 Appleton e coll.^(2,3) osservarono che a Slough (Inghilterra) e a Tromsø la frequenza critica dello strato $F2$, $foF2$, (che, come è noto, è proporzionale alla radice quadrata della densità di ionizzazione massima dello strato), presenta durante le tempeste magnetiche delle variazioni le cui caratteristiche sono diverse a seconda delle stagioni, ma che in media consistono in un abbassamento rispetto al valore normale.

A loro volta Berkner, Wells e Seaton⁽⁴⁾ trovarono che a Kensington (Maryland) la frequenza critica $foF2$ durante una tempesta magnetica tende a diminuire in estate, mentre in inverno si constatano anche degli aumenti, specialmente durante il giorno, e si ha diminuzione solo se la

(*) Istituto Nazionale di Geofisica, Roma — Istituto di Fisica dell'Università, Perugia.

(**) Istituto Nazionale di Geofisica, Roma.

(***) I primi due capitoli di questo lavoro sono pubblicati in *Ann. Geof.* 12. 297 e 389 (1959).

tempesta magnetica è piuttosto intensa. Inoltre Berkner e Scaton⁽⁶⁾ stabilirono che mentre a Watheroo, in Australia, le tempeste magnetiche sono accompagnate da abbassamento di $foF2$ in estate e da aumento in inverno (analogamente a quanto rilevato a Kensington), a Huancayo, all'equatore geomagnetico, la frequenza critica dello strato $F2$ tende ad aumentare in tutte le stagioni durante i periodi magneticamente perturbati.

Da queste prime osservazioni, in particolare dagli ultimi due lavori citati, si possono già fissare i seguenti punti sul comportamento della ionosfera durante le tempeste magnetiche: *a)* la regione particolarmente perturbata sembra essere solo quella comprendente lo strato $F2$, mentre gli strati E e $F1$ appaiono, alle basse e medie latitudini, scarsamente influenzati, e ciò soltanto durante le tempeste magnetiche più intense; *b)* le perturbazioni della frequenza critica $foF2$ dipendono dalla stagione e dalla latitudine; *c)* l'altezza virtuale $h'F2$ presenta una generale tendenza ad aumentare, anche in misura notevole; *d)* nello strato $F2$ si produce una notevole turbolenza, indicata dalla grande quantità di echi sparsi (*spread F*) negli ionogrammi; *e)* al di sotto dello strato E si produce spesso una regione assorbente che fa diminuire la intensità degli echi sulle basse frequenze e talvolta, specialmente alle alte latitudini, elimina completamente ogni eco (*black-out*).

Possiamo quindi ritenere provata l'esistenza di perturbazioni ionosferiche. Per studiarle si possono usare due metodi: o esse vengono definite indipendentemente dall'attività geomagnetica, assumendo come stato perturbato quello caratterizzato da notevoli differenze dei valori dei parametri ionosferici dal valore normale, o si esamina quantitativamente il comportamento di questi parametri, in particolar modo $foF2$ e $h'F2$, durante una tempesta magnetica. Il primo metodo ha il vantaggio di evitare una definizione di tempesta ionosferica aprioristicamente legata alla presenza di tempeste magnetiche, ma presenta lo svantaggio notevole della difficoltà di stabilire con certezza se una determinata deviazione dal valore normale sia effettivamente indice di una autentica perturbazione, o non sia invece da considerarsi una semplice fluttuazione statistica del valore normale stesso; inoltre non è ben chiaro quale sia il valore che deve essere considerato « normale »: sia la mediana di una determinata serie di valori, generalmente usata nello studio della ionosfera, sia, in misura maggiore, la media, usata molto più raramente, possono essere infatti influenzate dalla presenza, nella suddetta serie, di valori effettivamente anormali; per uno studio di prima approssimazione, tuttavia, questo inconveniente non è molto

grave. Il secondo metodo accetta in partenza la stretta connessione tra tempeste magnetiche e tempeste ionosferiche, il che appare giustificato « a posteriori », e quindi evita alcune delle incertezze insite nel primo metodo; l'inconveniente dovuto alla difficoltà di definire con precisione il valore « normale » permane tuttavia anche in questo caso.

Le principali caratteristiche morfologiche delle perturbazioni ionosferiche, qualunque sia il metodo di indagine usato, possono essere più chiaramente messe in evidenza deducendo dall'andamento temporale dei parametri ionosferici, specialmente $foF2$ e $h'F2$, due componenti di perturbazione, corrispondenti alle due componenti D_{st} e S_D delle perturbazioni geomagnetiche (v. capitolo 1), che per analogia vengono indicate con gli stessi simboli D_{st} e S_D .

3.2. La variazione D_{st} .

3.2.1. Comportamento di $foF2$. — I primi studi sull'andamento D_{st} della frequenza critica dello strato $F2$ si possono far risalire ad Appleton e Piggott (⁶), Obayashi (⁷) e Uyeda e Arima (⁸). Appleton e Piggott esaminano, mediante il metodo delle epoche sovrapposte, l'andamento per Slough (lat. geogr. 51,5° N, geomagn. 54° N) del rapporto $foF2/foF2^*$ tra i valori orari della frequenza critica di $F2$ e i corrispondenti valori mediani mensili per 23 tempeste dell'anno 1949. Essi assumono come giorni 0 quelli in cui si osservano forti depressioni del valore di $foF2$ a mezzogiorno in concomitanza a tempeste magnetiche e riportano ora per ora i valori del suddetto rapporto nei giorni 0 e in quelli precedenti e successivi (fig. 3.1).

Obayashi invece opera col metodo usuale per la deduzione della variazione D_{st} delle tempeste magnetiche (v. 1.2.1), a partire dall'istante da lui giudicato come inizio della tempesta ionosferica, utilizzando le osservazioni di Wakkanai (lat. geogr. 45° N, geomagn. 35° N) dal 1947 al 1950; l'andamento temporale di $foF2$ da lui ottenuto è simile a quello della fig. 3.1, pur di far coincidere l'inizio della tempesta con l'inizio della caduta di $foF2/foF2^*$ nella figura. Una separazione dei risultati secondo le stagioni sembra accennare per Wakkanai a una depressione di $foF2$ di minore ampiezza in inverno che in estate.

Uyeda e Arima, sulla base delle osservazioni di varie stazioni distribuite in tutto il globo, tentano una classificazione delle tempeste ionosferiche in vari tipi a seconda della dipendenza dalla latitudine della variazione D_{st} di $foF2$, e trovano una certa dipendenza stagionale

sferiche di Watheroo (lat. geogr. 30° S, geomagn. 42° S) per gli anni 1938-41 per l'emisfero sud. Il risultato è riportato in fig. 3.2. Per interpretare tale figura si noti che uno stato di tempesta magnetica è generalmente rappresentato da ΔH negativi; un coefficiente di correla-

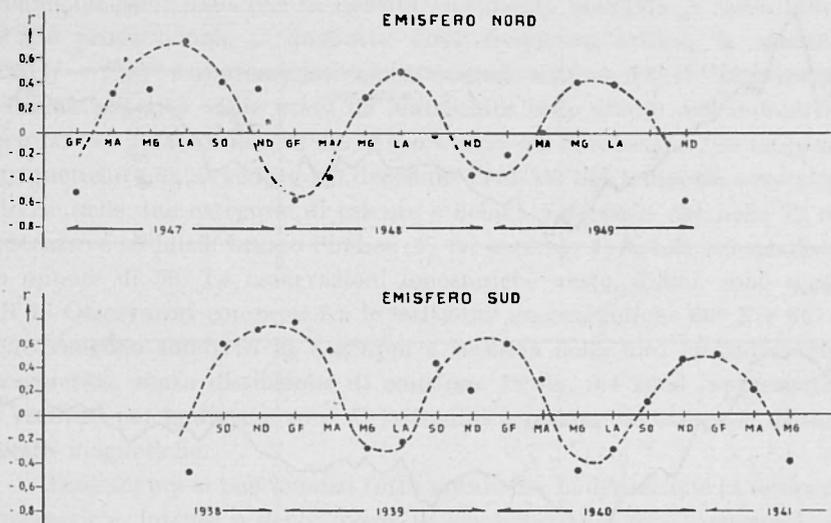


Fig. 3.2 - Correlazione tra le variazioni della frequenza critica $foF2$ e della componente orizzontale H del c.m.t. alle medie latitudini (secondo Fukushima e Hayasi).

zione positivo indica perciò che durante una perturbazione geomagnetica $foF2$ è minore del suo valore normale; al contrario essa è maggiore se il coefficiente di correlazione risulta negativo. La figura mostra chiaramente che sia a Kokubunji che a Watheroo una tempesta magnetica è accompagnata da diminuzione di $foF2$ durante l'estate (locale), mentre in inverno vi è una forte tendenza all'effetto opposto.

Mentre Obayashi, e indirettamente anche Appleton e Piggott, deducono la variazione D_{st} riferendosi a un inizio della tempesta ionosferica che necessariamente risulta scelto con notevole incertezza, Sinno⁽¹⁰⁾ e Martyn^(11, 12, 13) procedono diversamente, prendendo in esame il comportamento della ionosfera durante le tempeste magnetiche a inizio brusco, e assumendo come tempo origine appunto l'istante dell'inizio brusco. Tale procedimento, in apparenza artificioso, giustificato peraltro dalla stretta connessione tra tempeste magnetiche e ionosferiche, ha

portato ad una più chiara visione della morfologia del fenomeno. Sia Sinno che Martyn hanno infatti trovato che le perturbazioni ionosferiche hanno inizio quasi simultaneamente in tutto il globo, con breve ritardo rispetto all'inizio brusco della tempesta magnetica associata; nelle prime

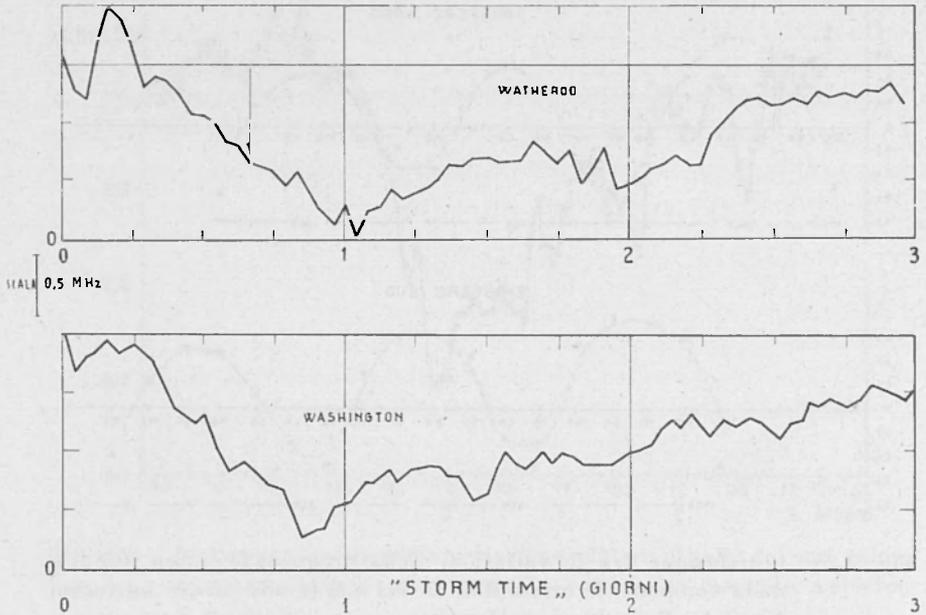


Fig. 3.3 - D_{st} di f_oF_2 a Watheroo (1939-50; 90 tempeste) e a Washington (1941-50; 81 tempeste) (secondo Martyn).

ore l'intensità della perturbazione è bassa, e in media solo circa 10 ore dopo l'inizio compare la fase più intensa.

La figura 3.3. rappresenta gli andamenti di f_oF_2 ottenuti da Martyn per Watheroo e Washington, il primo per 90 tempeste magnetiche s.c. di intensità forte o moderatamente forte avvenute negli anni 1939-50, il secondo per 81 tempeste magnetiche s.c. della stessa scala di intensità delle precedenti, negli anni 1941-50. Tali curve mettono in evidenza un abbassamento di f_oF_2 durante intense tempeste magnetiche, e forniscono una misura di tale abbassamento che si aggira in media su $1 \div 2$ MHz. Suddividendo le tempeste per stagioni, risulta inoltre che l'effetto è massimo in estate e minimo (pressochè nullo a Watheroo) in inverno.

Un ampio studio sulla variazione D_{st} di $foF2$, che compendia e perfeziona i risultati sopra esposti, è stato eseguito recentemente con questo procedimento da Matsushita (¹⁴). Come misura della deviazione dal valore normale egli assume la quantità $(f - f^*)/f^*$, in cui f è il valore orario di $foF2$ durante la tempesta, e f^* è il corrispondente valore mediano mensile; dato che la densità elettronica massima N dello strato $F2$ è proporzionale al quadrato della frequenza critica, la quantità $200(f - f^*)/f^*$ è approssimativamente uguale a $(N - N^*)/N^*$ in percento, ed essa appunto viene usata da Matsushita nello studio dell'andamento temporale. I dati utilizzati dall'Autore sono quelli relativi a 109 tempeste magnetiche s.c., avvenute nel decennio 1946-55; tali tempeste sono state divise nelle due categorie di intense e deboli, a seconda che nelle 72 ore successive all'inizio brusco l'indice A_p (v. capitolo 1, A.1.4) era maggiore o minore di 50. Le osservazioni ionosferiche usate, infine, sono quelle di 38 Osservatori compresi fra le latitudini geomagnetiche 60° N e 60° S, che vengono suddivisi in 8 gruppi a seconda della loro latitudine geomagnetica, senza distinzione di emisfero. In fig. 3.4 sono rappresentati i risultati per le diverse zone di latitudine e per le due categorie di tempeste magnetiche.

Dalla figura si può innanzi tutto notare che la distinzione in tempeste magnetiche intense e deboli porta di conseguenza a una corrispondente distinzione nelle tempeste ionosferiche. In secondo luogo sembra approssimativamente confermata l'asserzione di Sinno e di Martyn che le perturbazioni ionosferiche presentano un inizio pressochè simultaneo in tutto il globo subito dopo l'inizio brusco della tempesta magnetica: per accertarsi di tale conferma sarebbe tuttavia necessario prolungare le curve di diverse ore antecedentemente al tempo 0.

Molto netta appare la dipendenza dalla latitudine geomagnetica: per le alte e medie latitudini si ha dapprima un aumento della quantità $200(f - f^*)/f^*$, e quindi della variazione relativa della densità elettronica massima, che giunge fino al 10%, seguito, dopo 7-8 ore, da una forte diminuzione che, per le tempeste intense, si estende fino alla zona 5, cioè fino a latitudini di 30° circa. Nella zona 8, cioè nella zona equatoriale, la variazione è molto meno accentuata e di andamento opposto a quello delle alte latitudini; nelle zone intermedie l'andamento appare complessivamente privo di caratteristiche particolari.

Le curve di fig. 3.4 sono il risultato della media eseguita su tutti i casi; molto interessante è la suddivisione per stagioni. In fig. 3.5 sono riportate le curve per le zone 2, 6 e 8 per estate, equinozi e inverno; mentre per le zone 2 e 8, corrispondenti rispettivamente a latitudini

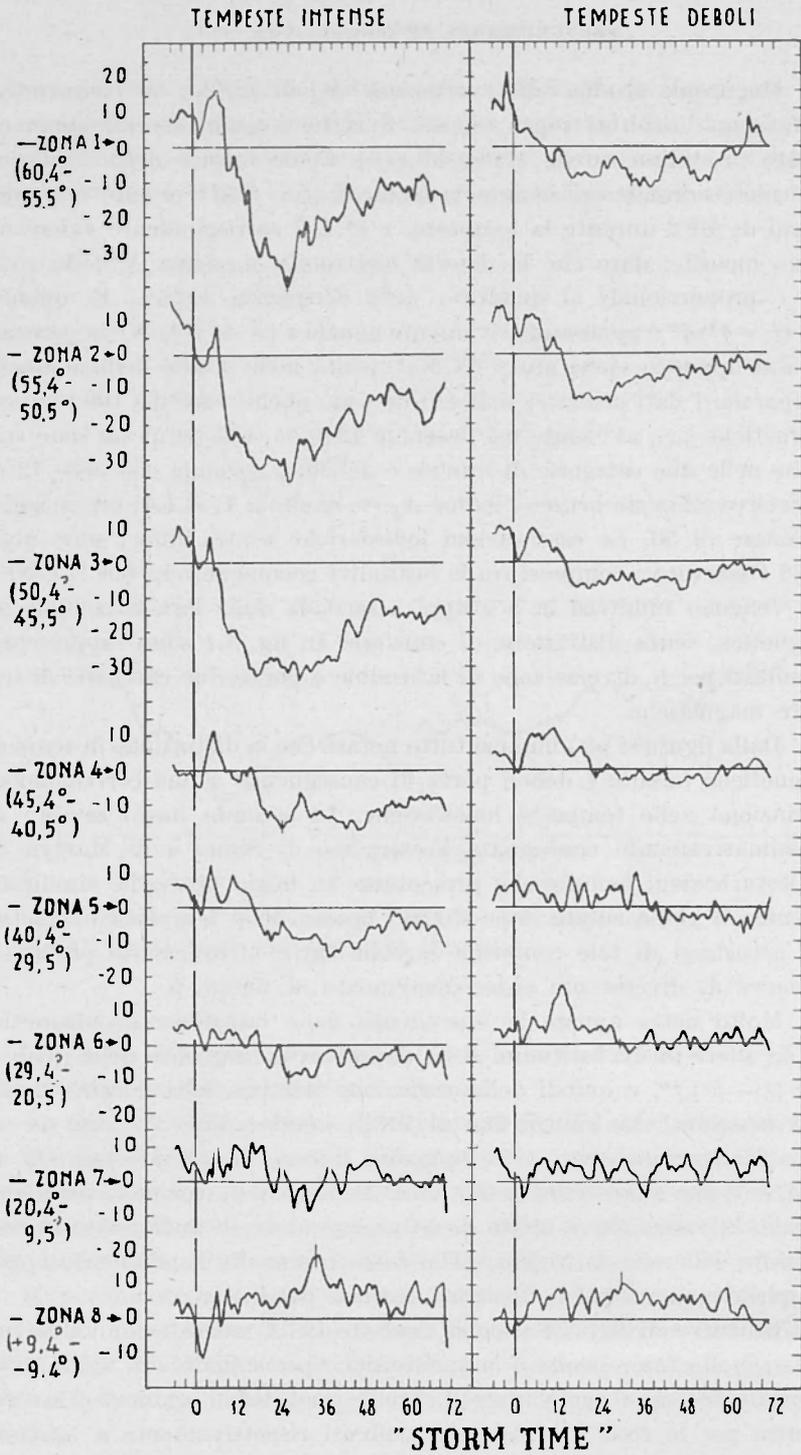


Fig. 3.4 - D_{st} di $foF2$ per otto zone di latitudine geomagnetica; in ordinate la quantità $200(f-f^*)/f^*$ (secondo Matsushita).

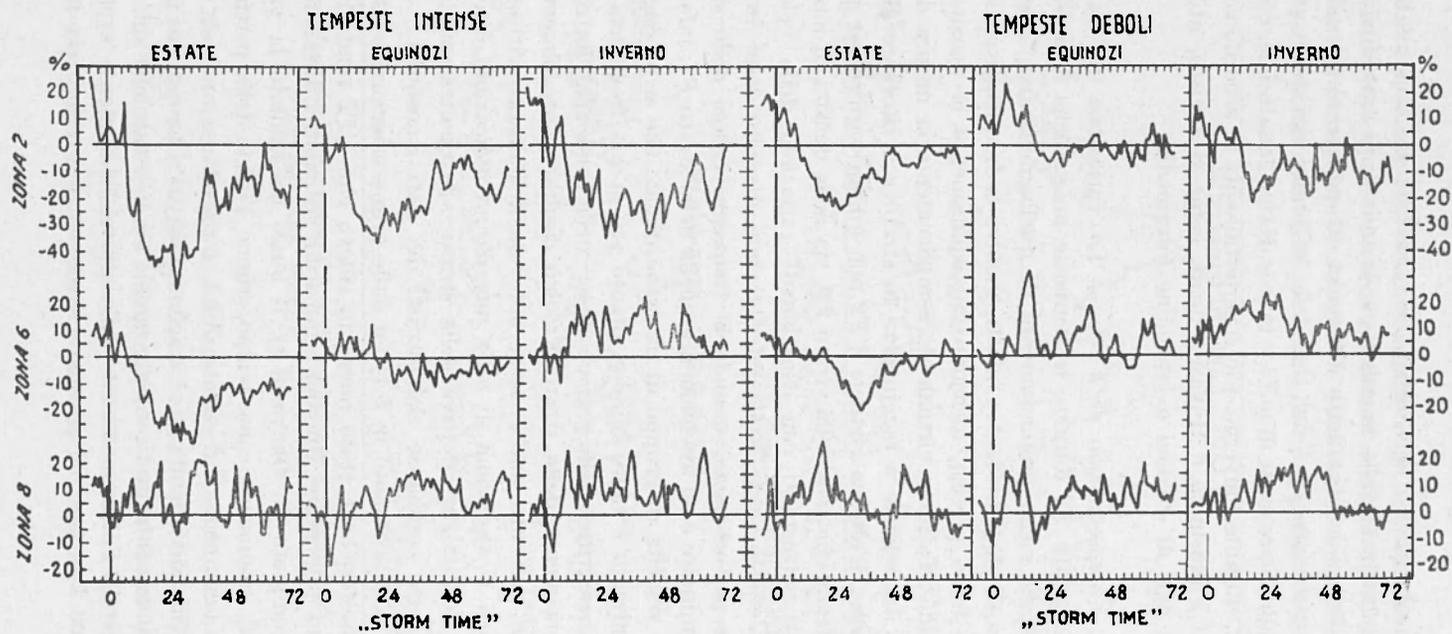


Fig. 3.5 - Effetto stagionale sulla variazione D_{st} di $foF2$ (secondo Matsushita)

elevate e a latitudini equatoriali, la variazione D_{st} non sembra praticamente influenzata dalla stagione, per la zona 6, di latitudine compresa tra 20° e 30° , si ha una netta differenza di andamento tra estate e inverno: la variazione D_{st} è del tipo delle latitudini elevate in estate, con tendenza alla depressione di $foF2$, è invece di tipo equatoriale, con aumento di $foF2$, durante l'inverno. Ciò è perfettamente in accordo con le conclusioni di Fukushima e Hayasi i quali, come si è visto, utilizzavano appunto i dati di stazioni a latitudine intermedia.

3.2.2. Comportamento di $h'F2$. — La variazione dell'altezza virtuale dello strato $F2$ durante le tempeste magnetiche e ionosferiche è stata studiata meno profondamente di quella della frequenza critica. La ragione di ciò è evidente: infatti, mentre la frequenza critica ha un significato fisico preciso, fornendo immediatamente la densità elettronica massima, l'altezza virtuale dà semplicemente la misura del tempo impiegato dal segnale a raggiungere lo strato e a ritornare alla superficie terrestre. L'altezza virtuale $h'F2$ può quindi variare per variazioni sia dell'altezza effettiva dello strato $F2$, sia della densità di ionizzazione degli strati sottostanti con conseguenti variazioni della velocità del segnale. L'effetto degli strati inferiori può divenire assai importante durante le perturbazioni, quando la frequenza critica dello strato $F2$ tende a diminuire e ad avvicinarsi a quella dello strato $F1$; infatti, come è noto, la velocità di gruppo di un treno d'onde che si propaga in una regione ionizzata è tanto minore quanto più la sua frequenza è vicina alla frequenza critica della regione stessa; nelle condizioni dette il tempo di attraversamento dello strato $F1$ può risultare notevolmente accresciuto, con aumento anche assai notevole dell'altezza virtuale $h'F2$. In definitiva le variazioni di $h'F2$ non danno indicazioni dirette sulle variazioni dell'altezza effettiva dello strato, alle quali si può giungere solo attraverso complesse elaborazioni dei dati ionosferici.

Come si è accennato in 3.1, fin dalle prime osservazioni di perturbazioni ionosferiche è stato messo in rilievo che $h'F2$ tende in queste occasioni ad aumentare. Uno dei primi studi sistematici di tale fenomeno è quello compiuto da Obayashi⁽⁸⁾, il quale ha studiato la variazione D_{st} di $h'F2$, assumendo come tempo origine l'inizio della perturbazione ionosferica (che, come si è visto in 3.2.1, è soggetto a notevole incertezza). Suddividendo i risultati per stagioni, Obayashi ha trovato per Wakkanai un andamento praticamente uguale sia in estate che agli equinozi che in inverno: l'altezza virtuale dello strato $F2$ aumenta rapidamente di circa 100 km, per poi ritornare lentamente al valore pre-tempesta.

Sinno ⁽¹⁰⁾ e Martyn ⁽¹²⁾ hanno applicato il loro procedimento di computo della variazione D_{st} anche all'altezza virtuale $h'F2$. La fig. 3.6 dà i risultati di Sinno per Washington e Wakkanai, separatamente per l'estate e per l'inverno; nella fig. 3.7 sono invece riportate le curve otte-

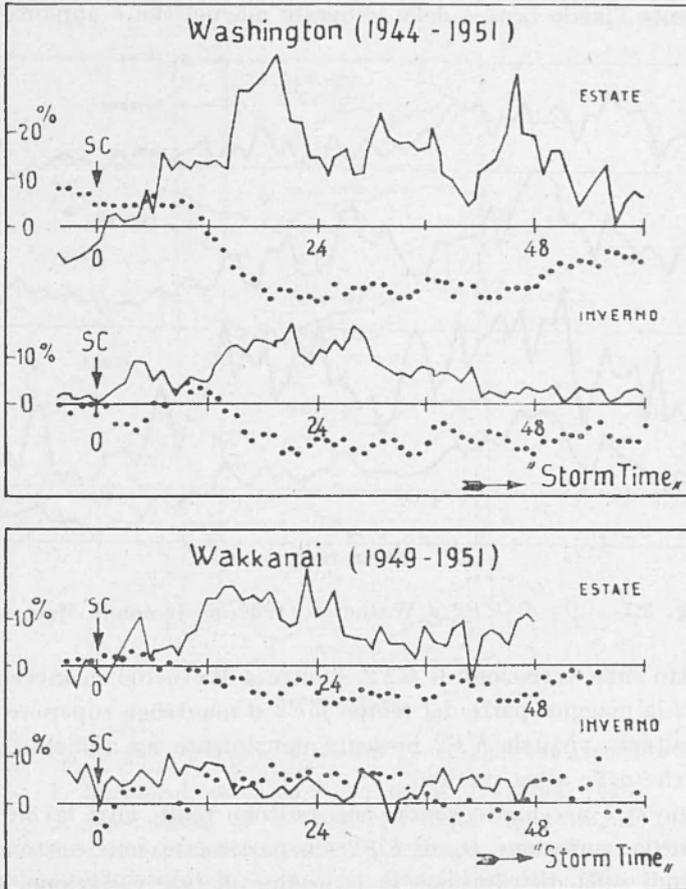


Fig. 3.6 - D_{st} per lo strato $F2$ a Washington e Wakkanai: $foF2$,
 ——— $h'F2$ (secondo Sinno).

nute da Martyn per Watheroo, separatamente per inverno, equinozi, estate e, infine, per tutto l'anno. È evidente in questi tre Osservatori una costante tendenza di $h'F2$ ad aumentare rispetto al suo valore normale in tutte le stagioni; le differenze consistono solo nella entità dell'aumento, che è massimo in estate e minimo in inverno.

Confrontando le curve D_{st} di $h'F2$ con le corrispondenti per $foF2$, si nota una generale tendenza ad un andamento opposto; tuttavia le variazioni di altezza virtuale sembrano avere inizio generalmente prima di quelle della frequenza critica, e la constatazione di Sinno e di Martyn, citata in 3.2.1, che l'inizio delle tempeste ionosferiche segue quasi istantaneamente l'inizio brusco delle tempeste magnetiche è appunto basata

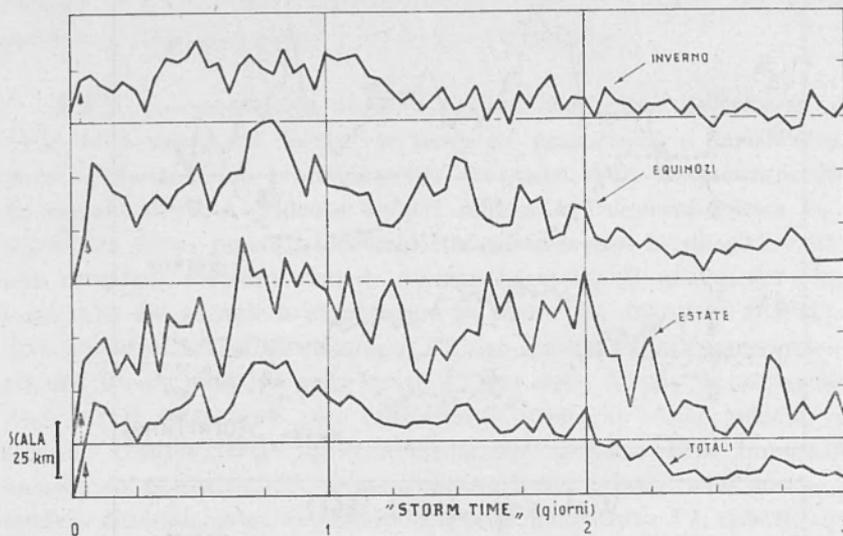


Fig. 3.7 - D_{st} di $h'F2$ a Watheroo (1939-50) (secondo Martyn).

soprattutto sulle variazioni di $h'F2$; inoltre a Watheroo in inverno, sebbene per la maggior parte del tempo $foF2$ si mantenga superiore al normale, l'altezza virtuale $h'F2$ presenta ugualmente un aumento, benché minore che nelle altre stagioni.

Come si è accennato sopra, non esistono molti altri lavori approfonditi della variazione D_{st} di $h'F2$; in particolare non esistono esaurienti studi sulla distribuzione in latitudine di tale variazione, simili a quello di Matsushita per $foF2$. Si può solo affermare che, in linea di massima, le variazioni di altezza virtuale sono più ampie alle latitudini più elevate.

3.3. La variazione S_D .

3.3.1. *Metodi di computo.* — Come per le tempeste magnetiche, anche per le perturbazioni ionosferiche la S_D rappresenta la dipendenza dell'andamento di tali perturbazioni dal tempo locale. Esistono numerosi

studi su questo argomento, riferentisi in particolar modo a $foF2$ e $h'F2$; se i risultati non appaiono sempre in completo accordo tra loro, ciò è dovuto o al diverso intervállo di tempo esaminato, o al diverso metodo di deduzione della variazione S_D . Essa infatti viene ottenuta con uno dei seguenti procedimenti di analisi: a) media dei valori orari di $\Delta foF2$,

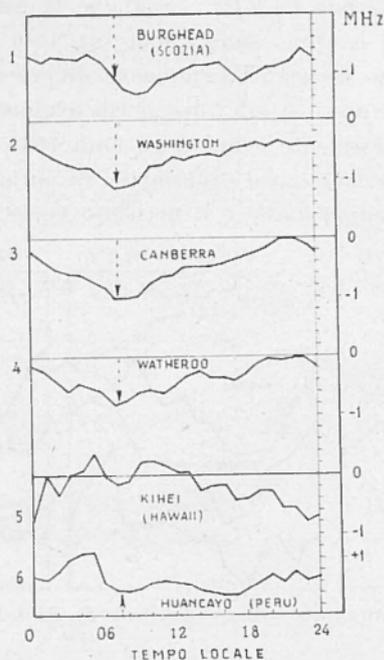


Fig. 3.8 - S_D di $foF2$ a varie latitudini geomagnetiche (secondo Martyn).

1. Burghead ($\Phi = 60,7^\circ$ N), Genn. 1943-Dic. 1946.
2. Washington ($\Phi = 50,3^\circ$ N) Genn. 1941-Giugno 1948
3. Canberra ($\Phi = 44,0^\circ$ S), Marzo 1937-Giugno 1948
4. Watheroo ($\Phi = 41,7^\circ$ S), Genn. 1944-Dic. 1948
5. Kihei ($\Phi = 20,9^\circ$ N), Marzo 1946-Dic. 1948
6. Huancayo ($\Phi = 0,6^\circ$ S), Genn. 1942-Ott. 1948

oppure $\Delta h'F2$ (differenza tra i valori orari di $foF2$, oppure $h'F2$, e i corrispondenti valori mediani mensili) ordinati secondo il tempo locale, per un certo numero di tempeste; b) uso del metodo di Chapman (v. 1.3.1); c) differenza o rapporto tra i valori orari di $foF2$, o $(foF2)^-$ (proporzionale alla densità di ionizzazione massima N), oppure $h'F2$, nei giorni magneticamente perturbati e nei giorni magneticamente calmi;

d) studio della distribuzione spaziale di $foF2$ su tutto il globo in istanti successivi di una particolare tempesta ionosferica.

Anche in mancanza di un generale accordo quantitativo, alcune delle caratteristiche morfologiche della S_D possono tuttavia dirsi sostanzialmente chiarite, mentre per altre sono necessari ulteriori studi.

3.3.2. Comportamento di $foF2$. — Anche in questo caso un primo risultato orientativo sembra essere quello ottenuto da Appleton e Piggot⁽⁶⁾, i quali hanno dedotto l'andamento diurno per Washington del rapporto tra i valori orari di $foF2$ nei giorni magneticamente perturbati e nei giorni magneticamente calmi degli anni 1945-49; tale andamento ha l'aspetto di una curva quasi sinusoidale, di periodo 24 ore, col minimo verso le 8^h di tempo locale e il massimo verso le 18^h.

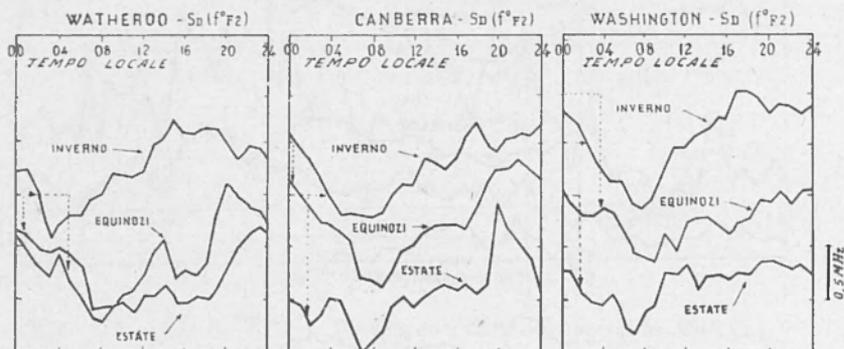


Fig. 3.9 — Effetto stagionale sulla variazione S_D di $foF2$ (secondo Martyn).

Studi più sistematici sono stati eseguiti da Martyn^(11, 12, 13) e da Sinno⁽¹⁰⁾. La fig. 3.8 riporta i risultati di Martyn per Osservatori compresi nella fascia di latitudini geomagnetiche tra 60° N e 45° S e per gli intervalli di tempo indicati per ciascun Osservatorio. Le curve sono state ottenute prendendo la differenza fra l'andamento diurno durante i cinque giorni perturbati internazionali di ogni mese e i cinque giorni calmi, e mediando i risultati per tutti i mesi dell'intervallo considerato. Da tali curve si nota innanzi tutto che l'ampiezza della S_D , di circa 1 MHz alle medie latitudini, è dello stesso ordine dell'ampiezza della D_{st} , e ciò costituisce una differenza rispetto alle corrispondenti variazioni della componente orizzontale del campo magnetico terrestre durante una tempesta magnetica. Si nota poi una notevole somiglianza di andamento nelle stazioni a latitudini intermedie, sia dell'emisfero nord che dell'emisfero sud.

Martyn ha anche cercato un effetto stagionale sulla variazione S_D di $foF2$. Nella fig. 3.9 sono riportate le curve per Watheroo, Canberra e Washington suddivise nei gruppi di mesi invernali (maggio, giugno, luglio, e agosto per Watheroo e Canberra; novembre, dicembre, gennaio

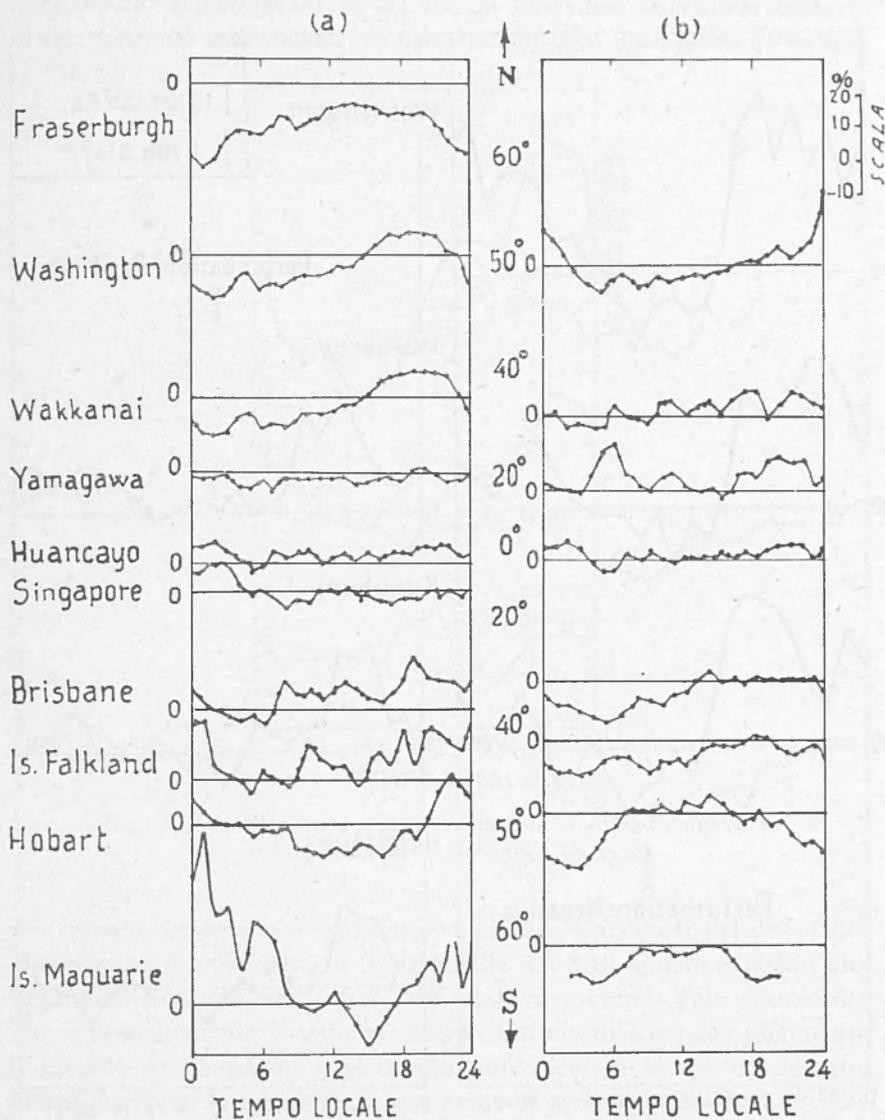


Fig. 3.10 - Variazione S_D di $foF2$ a varie latitudini: a) estate dell'emisfero nord; b) inverno dell'emisfero nord (secondo Sinno).

e febbraio per Washington), equinoziali (marzo, aprile, settembre e ottobre) ed estivi. È evidente dalle curve che la variazione S_D non cambia molto con le stagioni; si nota soltanto che in estate il livello delle curve è più basso, il che è un effetto della maggiore ampiezza della D_{st} in esta-

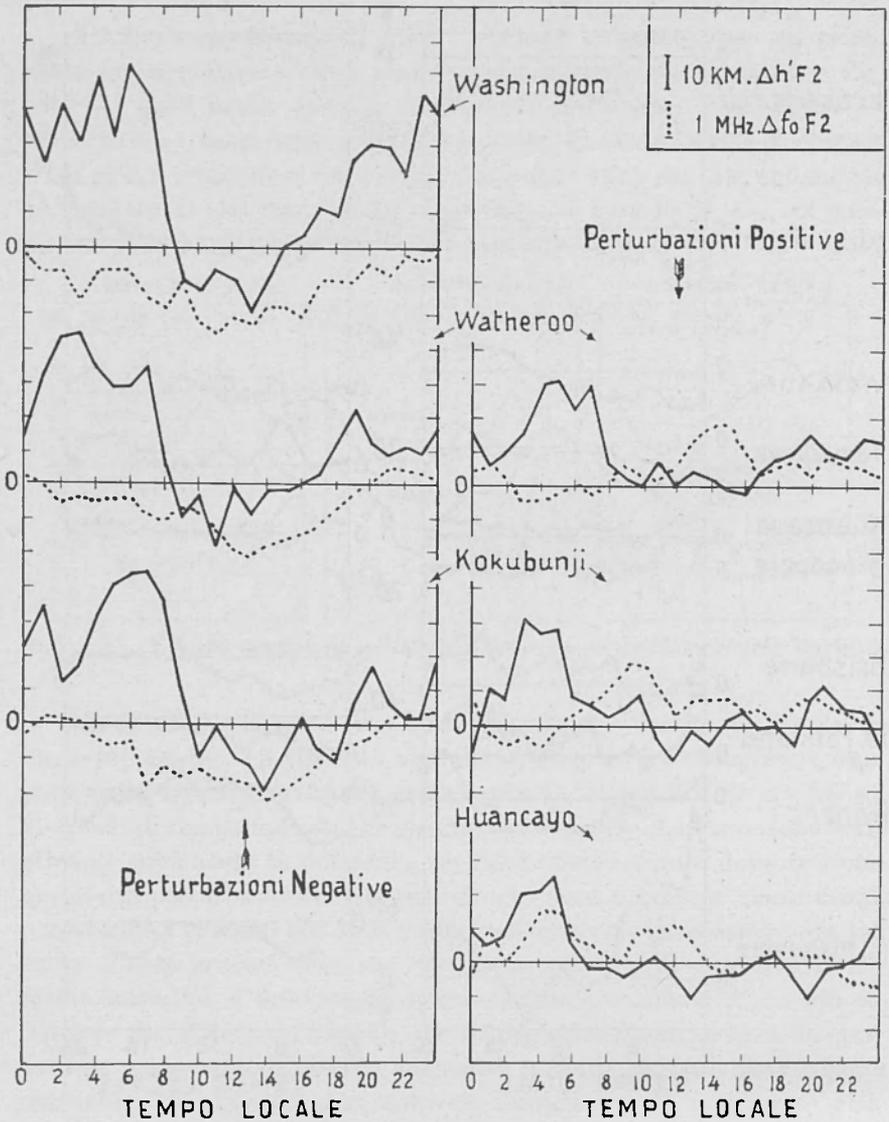


Fig. 3.11 - Variazione S_D di $foF2$ (-----) e $hpF2$ (.....) a varie latitudini (secondo Sato).

te, e inoltre che in tale stagione l'ampiezza della variazione appare un po' inferiore che in inverno e agli equinozi.

Confrontando i risultati di Martyn (fig. 3.8) con quelli di Sinno ⁽¹⁶⁾, riportati in fig. 3.10, si può notare un certo accordo per quanto riguarda l'andamento dell'ampiezza di S_D con la latitudine; è visibile tuttavia in fig. 3.10 uno spostamento di fase dall'emisfero nord all'emisfero sud.

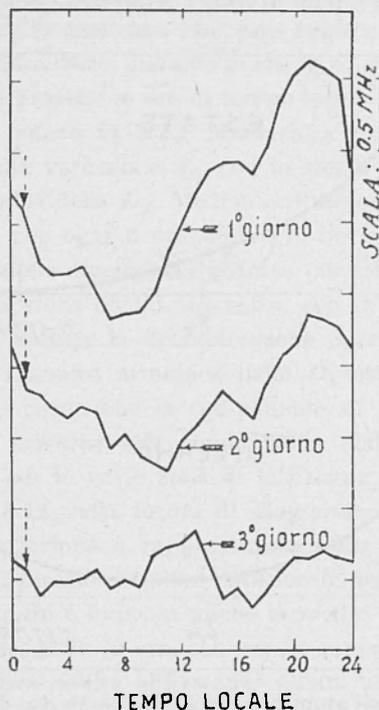


Fig. 3.12 - Evoluzione della variazione S_D di $foF2$ nel corso di una tempesta (secondo Martyn).

Per quanto riguarda invece l'effetto stagionale, i risultati dei due Autori sembrano in contrasto, in quanto dalla fig. 3.10 appare evidente una diminuzione di ampiezza di S_D da estate a inverno. Tale disaccordo, che è probabilmente dovuto al diverso metodo di computo (Sinno usa il metodo di Chapman) e al diverso intervallo di tempo considerato, mette in rilievo la necessità di una notevole cautela nell'accettare come generalmente validi i risultati dei singoli studi sulla S_D .

Sato ⁽¹⁶⁾, studiando le perturbazioni ionosferiche alle medie latitudini, individua due tipi di variazione S_D di $foF2$, che possono anche ri-

sultare sovrapposti: le perturbazioni negative e le perturbazioni positive (fig. 3.11). Le perturbazioni negative presentano una variazione S_D di $foF2$ simile a quella caratteristica delle latitudini più elevate, con depressione di $foF2$ durante il giorno, mentre le perturbazioni positive sono caratterizzate da una variazione S_D del tipo caratteristico delle basse latitudini, avente andamento pressochè inverso al precedente, con aumento dei valori meridiani di $\Delta foF2$ rispetto a quelli per le ore notturne

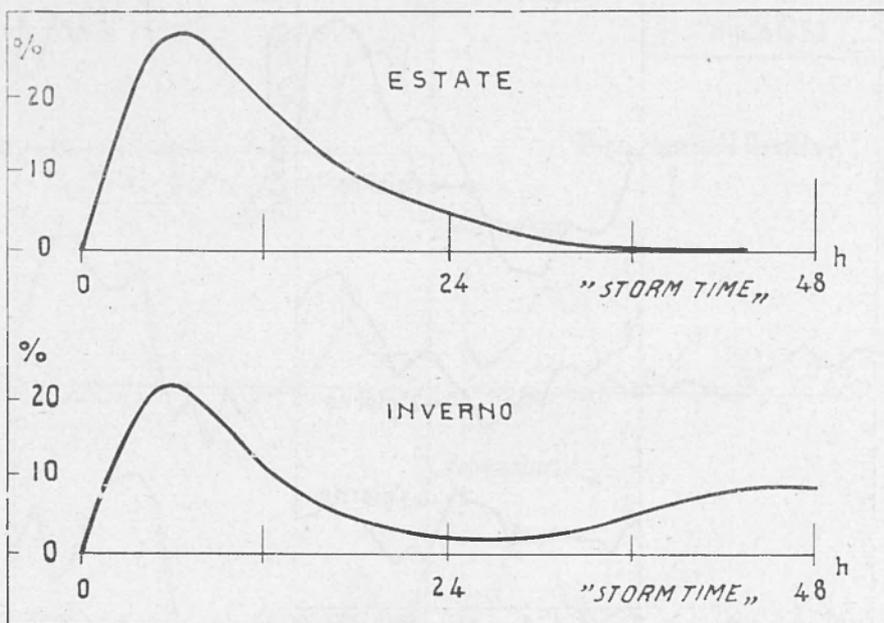


Fig. 3.13 - Sviluppo dell'ampiezza della variazione S_D di $foF2$ a Washington (1944-51) (secondo Sinno).

È stata anche studiata l'evoluzione della variazione S_D nel corso delle tempeste. La fig. 3.12, dovuta a Martyn (¹²), mostra che a Watheroo, per trentatre tempeste di forte e media intensità dell'intervallo 1938-49, l'ampiezza della variazione S_D di $foF2$ diminuisce considerevolmente dal primo al secondo giorno della tempesta, mentre nel terzo giorno essa è praticamente scomparsa. Seguendo un metodo simile a quello usato da Chapman (^{17, 18}) per la S_D del campo magnetico terrestre, Sinno (¹⁰) ha determinato l'andamento dell'ampiezza della variazione S_D di $foF2$ con lo *storm-time*, variazione definita dall'andamento del rapporto $\Delta foF2/foF2^*$, dove $\Delta foF2$ è la deviazione oraria di $foF2$ dal corrispondente valore mediano mensile $foF2^*$. In fig. 3.13 sono riportati i risultati per Wa-

shington, separatamente per l'estate e per l'inverno. Le curve mostrano che sia in estate che in inverno la S_D si sviluppa subito dopo l'inizio della tempesta magnetica, raggiungendo l'ampiezza massima dopo circa sei ore, per poi diminuire piuttosto rapidamente. È interessante il confronto con i risultati di Chapman sulla evoluzione della S_D delle tempeste magnetiche (fig. 1.12), dal quale risulta una notevolissima somiglianza nello sviluppo delle due variazioni S_D . Per ciò che concerne la fase, Sino (15) e Obayashi (19, 20) mostrano che essa subisce un graduale ritardo col procedere dello *storm-time*: l'istante in cui la S_D raggiunge il suo valore massimo (o minimo) avviene in ore di tempo locale via via più avanzate.

Nel lavoro già citato in 3.2.1 Matsushita (14) ha compiuto anche un ampio studio della variazione S_D , con lo stesso materiale di osservazione usato per l'analisi della D_{st} . Mediante il metodo di Chapman (17, 18) egli computa la S_D per ogni 6 ore dopo l'inizio brusco della tempesta magnetica; la variazione diurna così dedotta per tali determinati periodi durante la tempesta viene da lui chiamata, con le notazioni di Sugiura e Chapman (18), D_S , mentre la denominazione S_D viene data alla media delle varie D_S (*). L'analisi armonica delle D_S ottenute fino a 72 ore dopo l'inizio brusco rivela che la componente di periodo 24 ore è generalmente la più intensa; tale componente, suddivisa per tempeste intense e deboli, e per le varie zone di latitudine già definite in 3.2.1, è riportata in fig. 3.14 nella forma di *diagramma armonico*, nel quale l'ampiezza della variazione è rappresentata dalla distanza dall'origine degli assi, mentre la direzione indica l'ora locale del massimo di tale variazione. Nei diagrammi è indicata anche la media della S_D sia per l'ampiezza che per la fase, nelle 72 ore, col cerchio rappresentativo dell'errore probabile. Dalla figura risulta abbastanza chiara una sistematica dipendenza dell'ampiezza della S_D (o D_S) dalla latitudine; tale dipendenza viene meglio rappresentata in fig. 3.15, che mostra l'ampiezza della S_D (media delle 72 ore) delle varie zone, e che indica, almeno per le tempeste intense, una diminuzione dalle alte alle basse latitudini, ma con un aumento nella zona equatoriale. Piuttosto interessante è il fatto che nella zona 2 l'ampiezza è notevolmente inferiore che nelle due zone adiacenti, specialmente per le tempeste intense: abbiamo visto in fig. 3.4 che la zona 2 è compresa tra le latitudini geomagnetiche 50° e 55° ; questa è anche la zona di inversione di fase della S_D della componente orizzontale del

(*) Si noti che tali definizioni di Sugiura e Chapman presentano una lieve differenza rispetto alle corrispondenti definizioni di D_S e S_D date precedentemente da Chapman (17) e da noi riportate in 1.3.4, pag. 317.

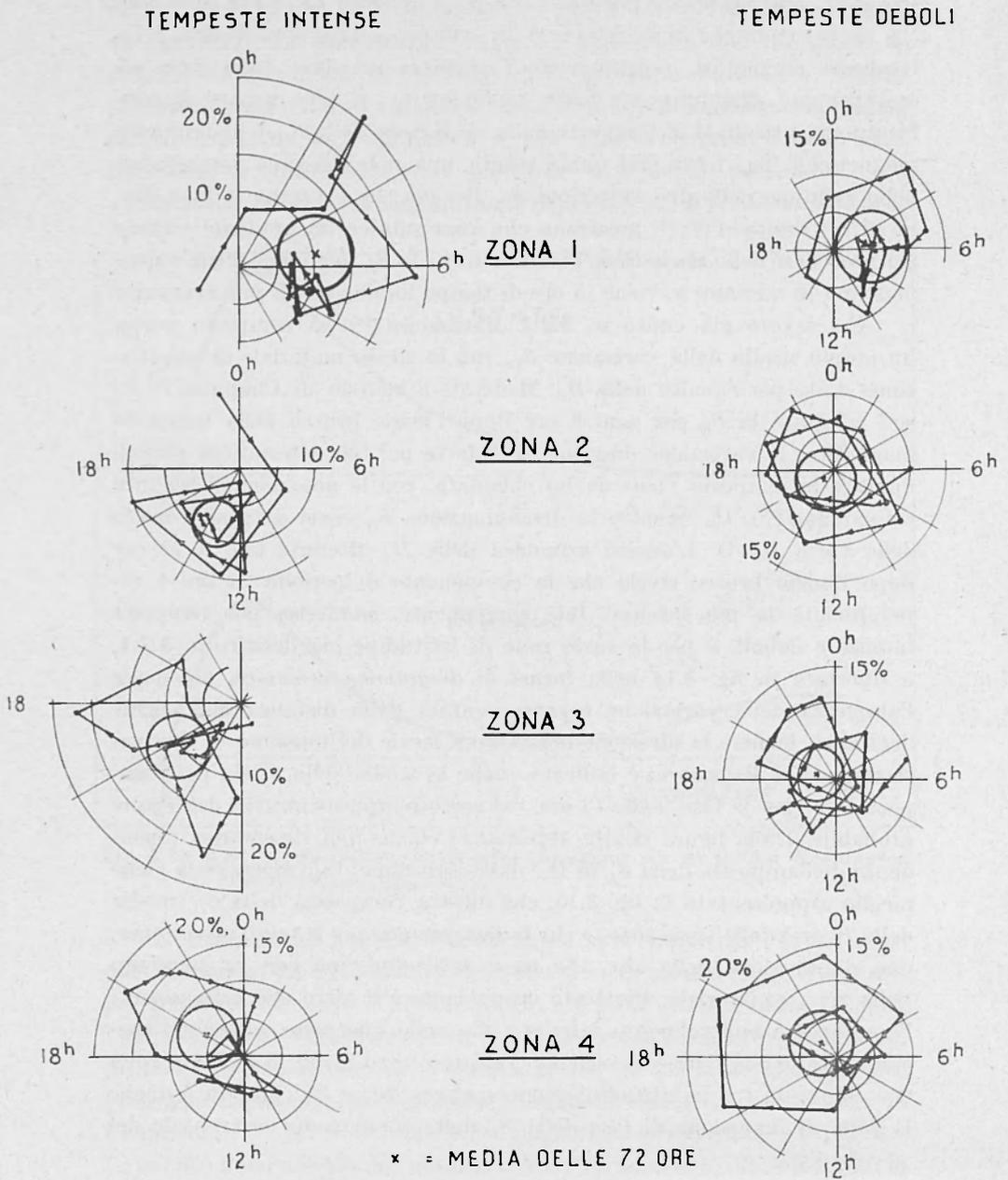
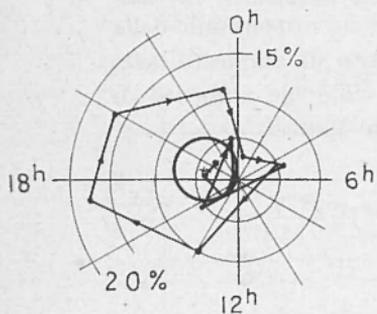
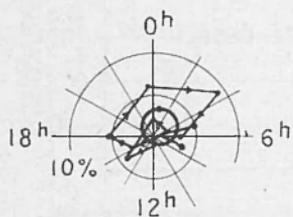


Fig. 3.14 - Diagramma armonico della componente di 24 ore delle variazioni D_5 di foF_2 a varie latitudini (secondo Matsushita).

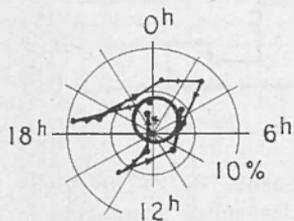
TEMPESTE INTENSE



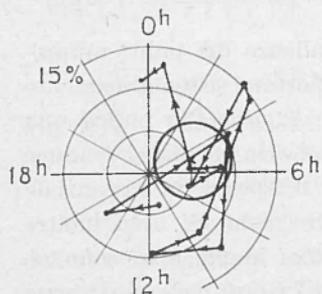
ZONA 5



ZONA 6

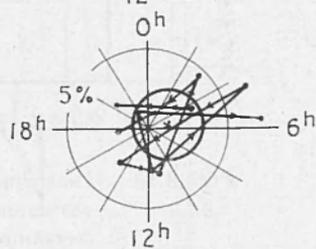
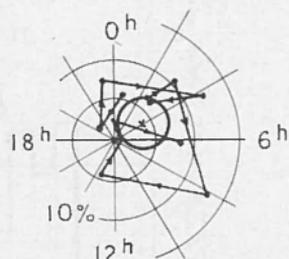
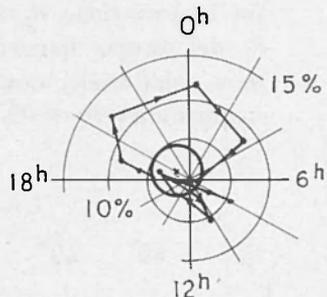


ZONA 7

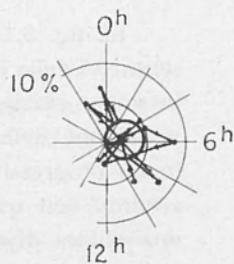


ZONA 8

TEMPESTE DEBOLI



INGRANDITA DUE VOLTE



x = MEDIA DELLE 72 ORE

Fig. 3.14 - (parte seconda)

campo magnetico terrestre (v. 1.3.1), o, in altre parole, la latitudine del centro (fuoco) del sistema di correnti rappresentativo della S_D delle zone sub-aurorali (v. fig. 1.11). Ciò fa pensare che esista una relazione tra la variazione S_D di $foF2$ e le correnti elettriche responsabili della S_D del campo magnetico terrestre; anche l'aumento di ampiezza nella zona equatoriale, dove la ionosfera presenta un notevole aumento di conducibilità^(21, 22, 23), rende assai attendibile tale ipotesi.

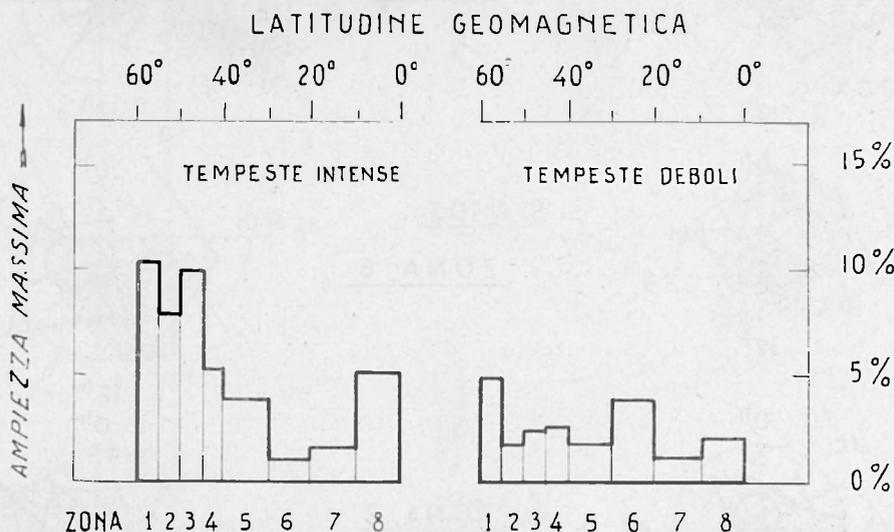


Fig. 3.15 - Distribuzione dell'ampiezza della componente di 24 ore della variazione S_D di $foF2$ nelle varie zone di latitudine geomagnetica (secondo Matsushita).

La fig. 3.14 mostra anche una generale tendenza dei punti rappresentativi della componente di 24 ore della S_D a spostarsi sistematicamente in verso orario, ruotando circa due volte nelle 72 ore. Ciò indica una variazione della fase piuttosto complessa, ma che in media si traduce in un progressivo ritardo durante il corso della tempesta, in sostanziale accordo con quanto rilevato da Sinno e da Obayashi. Si nota inoltre una chiara dipendenza della fase dalla latitudine: in fig. 3.16 sono riportate le ore del massimo della S_D (media delle 72 ore) nelle varie zone di latitudine, ore che ritardano progressivamente dalle alte alle basse latitudini. Ciò sembra in accordo solo parziale con i risultati di Sinno (fig. 3.10): mentre infatti questi indicano un progressivo spostamento

di fase dalle alte latitudini dell'emisfero nord alle alte latitudini dell'emisfero sud, i risultati di Matsushita, il quale comprende nelle varie zone di latitudine sia Osservatori dell'emisfero nord che Osservatori

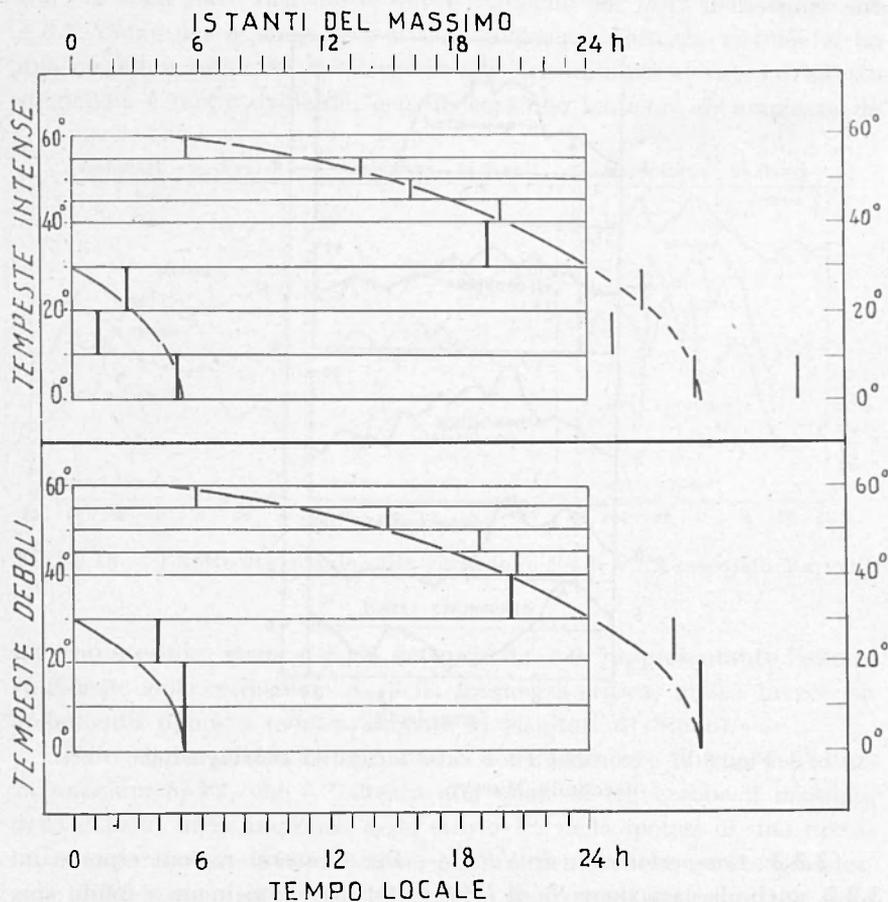


Fig. 3.16 - Distribuzione delle ore (locali) del massimodella componente di 24 ore della variazione S_D di f_oF2 nelle varie zone di latitudine geomagnetica (secondo Matsushita).

delle corrispondenti latitudini dell'emisfero sud, farebbero pensare a uno sfasamento tra le alte e le basse latitudini simmetrico rispetto all'equatore. Occorre tuttavia osservare: a) il metodo di indagine di Matsushita, che non distingue tra i due emisferi, è poco adatto a mettere in evidenza differenze tra gli emisferi stessi, specie se piccole; b) i risul-

tati di Sinno sono suddivisi per stagioni, e mostrano un progressivo ritardo di fase dall'emisfero estivo a quello invernale; appare evidente che una media su tutto l'anno, quale quella eseguita da Matsushita, tende a compensare l'effetto stagionale, annullando le differenze fra i due emisferi.

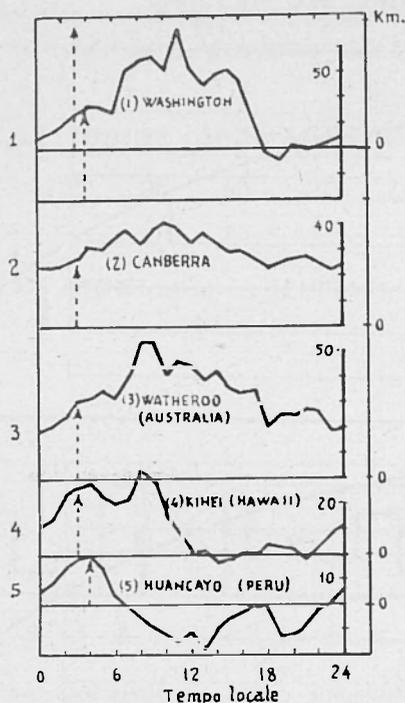


Fig. 3.17 - S_D di $h'F2$ a varie latitudini geomagnetiche (secondo Martyn).

3.3.3. Comportamento di $h'F2$. — Per le stesse ragioni esposte in 3.2.2, anche la variazione S_D di $h'F2$ è stata studiata meno a fondo che l'analoga variazione della frequenza critica, e i vari studi che ne sono stati fatti non possono in realtà essere considerati come pienamente attendibili, in ragione dell'incerto significato dell'altezza virtuale.

Dopo i primi lavori di Appleton e Piggott⁽⁶⁾ e di Obayashi⁽⁸⁾, i quali trovano per la variazione diurna di $h'F2$ durante i giorni perturbati, rispettivamente a Washington e Wakkanaï, un aumento di altezza virtuale, la quale presenta un massimo nelle ore immediatamente precedenti al mezzogiorno per poi ridiminuire gradualmente, uno studio piuttosto sistematico è stato eseguito da Martyn nei lavori già cita-

ti (¹¹, ¹²); la fig. 3.17 ne riporta i risultati per alcuni Osservatori a varie latitudini, mentre la fig. 3.18 mostra per Watheroo, Canberra e Washington gli andamenti della variazione S_D di $h'F2$ separatamente per stagioni. Le curve riportate in tali figure sono state ottenute con lo stesso metodo con cui sono state ricavate le curve analoghe per $foF2$ delle figure 3.8 e 3.9. Come per la frequenza critica, anche per l'altezza virtuale si ha una maggiore ampiezza di variazione alle latitudini più elevate. L'effetto stagionale è molto evidente, con un continuo aumento di ampiezza da

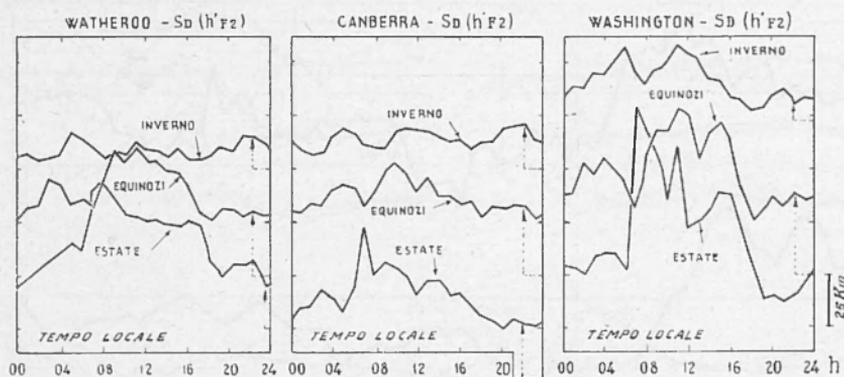


Fig. 3.18 - Effetto stagionale sulla variazione S_D di $h'F2$ (secondo Martyn).

inverno a estate; come si è già detto, la fig. 3.9, rappresentante l'effetto stagionale sulla variazione S_D della frequenza critica, indica invece un andamento opposto (contrariamente ai risultati di Sinno).

Sato (¹⁶) ha effettuato uno studio dell'andamento diurno dell'altezza massima h_pF2 , che è l'altezza alla quale si troverebbe il massimo della densità di ionizzazione dello strato $F2$ nella ipotesi di una distribuzione parabolica di ionizzazione. Naturalmente anche questa grandezza è influenzata dall'effetto del ritardo degli strati sottostanti, e Sato ha cercato di eliminare tale effetto basandosi su considerazioni teoriche, per le quali il ritardo di un segnale di frequenza f riflesso dallo strato $F2$ dipende dai rapporti $foF1/f$ e f_H/f dove f_H è la girofrequenza.

Le curve calcolate da Sato sono riportate nella fig. 3.11; esse indicano una sostanziale indipendenza della forma della variazione diurna di h_pF2 dalla latitudine e dal tipo di perturbazione (« negativa » o « positiva »), presentando solo una diminuzione di ampiezza al diminuire della latitudine e soprattutto nel passaggio dalle perturbazioni « negative » a quelle « positive ».

3.4. Caratteristiche morfologiche complessive per lo strato F_2 .

3.4.1. *Influenza del tempo locale di inizio della tempesta.* — Abbiamo visto nei paragrafi precedenti che le ampiezze delle variazioni D_{st} e S_D , sia per la frequenza critica che per l'altezza virtuale, sono dello stesso ordine di grandezza. È perciò facilmente intuibile che l'aspetto morfologico delle singole tempeste, costituito dalla sovrapposizione delle due

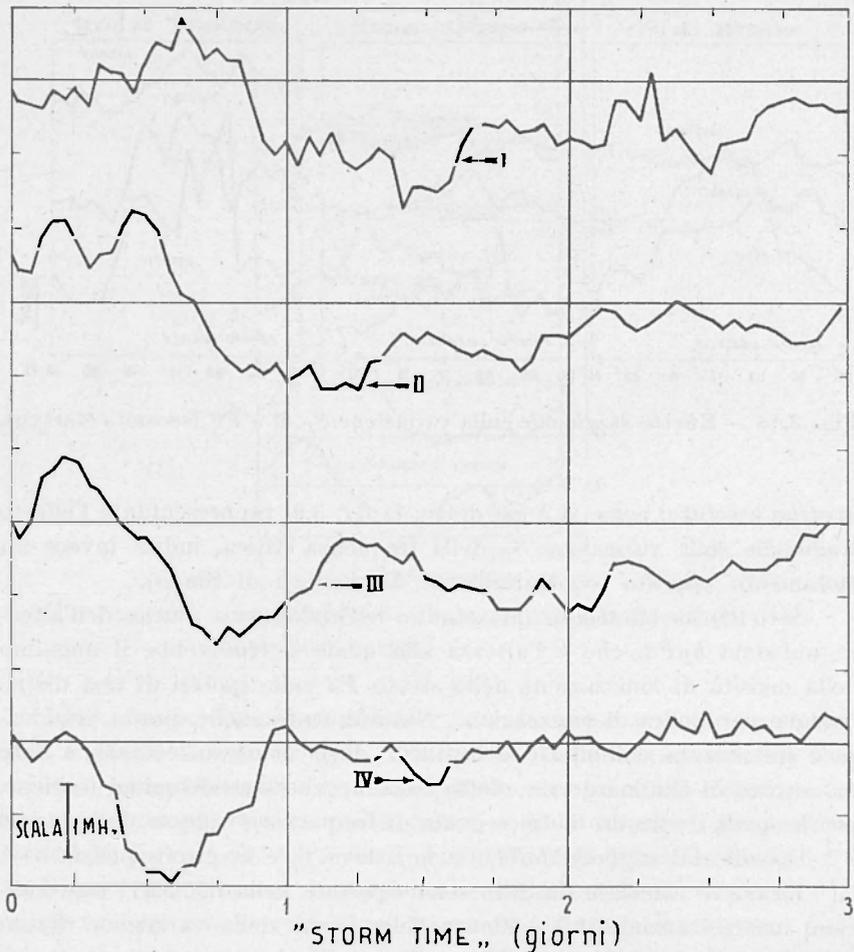


Fig. 3.19 - Variazione di foF_2 a Watheroo per i primi tre giorni di tempeste ionosferiche associate a tempeste magnetiche a inizio brusco. I, inizio brusco tra 2^h e 5^h (tempo locale); II, tra 8^h e 11^h; III, tra 14^h e 17^h; IV, tra 20^h e 23^h (secondo Martyn).

variazioni, possa essere anche notevolmente influenzato dal tempo locale in cui ha inizio la tempesta: l'andamento della perturbazione nelle prime ore deve infatti dipendere in larga misura dalla fase nella quale si presenta inizialmente la S_D . Si tratta dello stesso fenomeno di defor-

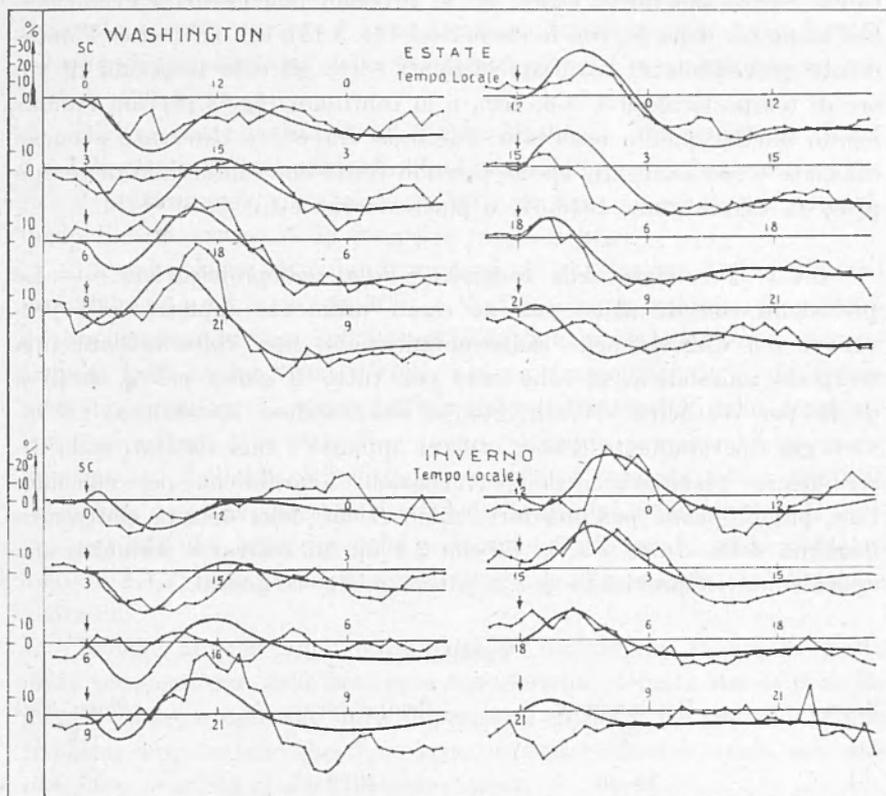


Fig. 3.20 - Variazione di $foF2$ per tempeste inizianti a varie ore di tempo locale. Curva continua: variazione calcolata; curva spezzata: variazione osservata (secondo Sinno).

mazione cui è stato già accennato per le tempeste magnetiche in 1.3.4, ma che per le tempeste ionosferiche si può presentare in misura anche maggiore, a causa appunto della approssimativa uguaglianza di intensità delle variazioni D_{st} e S_D .

In fig. 3.19 sono riportati i risultati di uno studio di Martyn⁽¹²⁾ sulla D_{st} di $foF2$ a Watheroo per quattro gruppi di tempeste, per le quali l'inizio brusco della corrispondente tempesta magnetica cade in diverse ore di tempo locale. Martyn ne deduce che la curva D_{st} nelle

ore iniziali tende a variare nello stesso senso della curva S_D nell'ora locale dell'inizio della tempesta.

Sinno (¹⁰) ha compiuto uno studio analogo per Washington. Tenendo conto delle variazioni medie D_{st} e S_D da lui trovate per tale località separatamente in estate ed in inverno, nonché della evoluzione dell'ampiezza della S_D con lo *storm-time* (fig. 3.13), egli costruisce l'andamento prevedibile di tempeste inizianti entro gli otto intervalli di tre ore di tempo locale 0-3, 3-6, ecc., e lo confronta (fig. 3.20) con l'andamento effettivamente osservato: l'accordo tra curve osservate e curve calcolate è soddisfacente, specie tenendo conto che l'intervallo di tempo preso in esame (anni 1948-51) è piuttosto ristretto.

3.4.2. Previsione delle condizioni della radiopropagazione. — Le precedenti considerazioni possono essere utilmente applicate alla previsione dei disturbi nelle radiocomunicazioni, una volta iniziata una tempesta ionosferica, se sono note per tutto il globo curve simili a quelle per Watheroo e Washington ora ora descritte. Matsushita, nel lavoro già ripetutamente citato, utilizza appunto i suoi risultati sulla distribuzione planetaria delle perturbazioni ionosferiche per calcolare l'ora più probabile per una forte diminuzione della densità elettronica massima dello strato F_2 : la tabella 3.1 da lui costruita permette una approssimativa previsione per le alte e medie latitudini.

Tabella 3.1

Zona	Diminuzione %	Tempo locale h	<i>Storm-time</i> h
1	30-50	14-22	17-42
2	30-45	22-4	10-41
3	30-45	1-7	10-42
4	15-25	3-13	19-55
5	15-20	3-13	20-48

Ad esempio, nella zona 4 si potrà avere la massima diminuzione di densità elettronica, ammontante al 15-25%, fra le 3^h e le 13^h di tempo locale nell'intervallo da 19 ore a 55 ore dopo l'inizio brusco della tempesta magnetica.

3.4.3. La questione della propagazione delle tempeste ionosferiche dalle alte alle basse latitudini. — Alcuni autori hanno in passato (^{7, 24, 25, 26}) e anche recentemente (²⁷) suggerito che le perturbazioni ionosferiche ab-

biano inizio alle latitudini aurorali e si propagano poi verso le basse latitudini. Miya e Wakai ⁽²⁶⁾ dallo studio di una decina di tempeste, tra le più importanti dell'intervallo 1947-51, hanno dedotto un valore di circa 300 km/h per la velocità di propagazione verso sud delle perturbazioni nella regione giapponese; a sua volta Lange ⁽²⁷⁾, studiando 15 tempeste occorse durante l'Anno Geofisico Internazionale, trova per la velocità di propagazione delle perturbazioni nella zona europea un valore di 400 km/h.

D'altra parte i risultati di Sinno, Martyn e Matsushita (v. 3.2.1 e 3.2.2) mostrano con evidenza che l'inizio della perturbazione ionosferica è praticamente simultaneo in tutto il globo, e segue con poco ritardo l'inizio brusco delle tempeste magnetiche.

La spiegazione di tale divergenza di conclusioni è da ricercarsi probabilmente nel fatto che Miya e Wakai e Lange valutano la velocità di propagazione in base agli istanti in cui alle varie latitudini la depressione di $foF2$ ha raggiunto il 10%, o rispettivamente il 20%, del valore mediano mensile; a causa dell'aumento dell'intensità delle tempeste con l'aumentare della latitudine appare plausibile pensare che un valore determinato dell'abbassamento percentuale si presenti prima alle alte latitudini, e con progressivo ritardo alle latitudini meno elevate. È inoltre possibile una influenza della variazione S_D , la quale, come abbiamo visto in 3.3.2, presenta un progressivo ritardo di fase dalle alte alle basse latitudini.

Benchè appaia ragionevole porre in dubbio fin da ora la realtà della propagazione delle tempeste ionosferiche, definite dal loro andamento totale, e non solo dalla depressione di $foF2$, per poter dare una risposta certa a tale questione sono necessari ulteriori studi con una maggiore quantità di dati di osservazione.

3.5. Comportamento degli strati $F1$ ed E , e dell' E sporadico (E_s).

3.5.1. *Strati $F1$ ed E .* — Come si è già detto in 3.1, sono state sufficienti le prime osservazioni ionosferiche per stabilire con sicurezza che gli strati $F1$ ed E subiscono durante le tempeste magnetiche perturbazioni di gran lunga inferiori a quelle dello strato $F2$, perturbazioni che, tuttavia, durante le tempeste magnetiche più intense sono sufficientemente grandi da poter essere considerate con tutta probabilità superiori alle possibili fluttuazioni statistiche. Tale esiguità

delle variazioni spiega come non siano stati compiuti studi sistematici su di esse.

Tuttavia già Berkner e Wells (²⁸) e Berkner, Wells e Seaton (⁴), avevano notato una tendenza alla diminuzione, durante perturbazioni magnetiche intense, della frequenza critica dello strato $F1$, che poteva raggiungere il 15%. Uno studio un poco più completo sia per lo strato $F1$ che per lo strato E è stato eseguito abbastanza recentemente da Sato (²⁹), il quale ha trovato che, nel complesso, le variazioni sono analoghe a quelle dello strato $F2$, sebbene con intensità molto ridotta (le variazioni di $foF1$ raramente superano il valore di 1 MHz, anche quando quelle di $foF2$ superano i 5 MHz, e le variazioni di foE non raggiungono mai 0,5 MHz); in particolare, sembra che $foF1$ e foE presentino caratteristiche simili a quelle di $foF2$ per quanto riguarda l'andamento con la latitudine e l'effetto stagionale. Anche per questi strati, infatti, le variazioni di frequenza critica durante le perturbazioni tendono ad essere negative alle alte latitudini, positive alle basse, mentre per le latitudini intermedie si ha generalmente una diminuzione in estate e agli equinozi e un aumento in inverno.

L'altezza virtuale dei due strati sembra aumentare durante le perturbazioni, ma sia per il fatto che le variazioni hanno una grandezza paragonabile agli errori di misura sia per l'effetto del ritardo (di cui si è parlato a proposito di $h'F2$), lo stesso Autore ritiene dubbie tali variazioni. Tandberg-Hanssen (³⁰) trova, per l'intervallo 1952-56, che durante i periodi magneticamente perturbati, l'altezza virtuale $h'F1$ subisce aumenti dell'ordine dei 10 km, mentre l'altezza virtuale dello strato E rimane praticamente invariata.

3.5.2. *E sporadico.* — Come è noto, la presenza di Es , termine col quale vengono collettivamente indicati quei vari fenomeni che provocano una ionizzazione anomala all'altezza dello strato E , è, almeno alle basse e medie latitudini, in gran parte indipendente dalle perturbazioni geomagnetiche. Tuttavia le osservazioni hanno mostrato che durante le tempeste magnetiche la formazione di Es appare facilitata; talvolta la presenza di Es subito dopo l'inizio brusco della tempesta sembra essere l'unico segno di una perturbazione ionosferica.

Matsushita (³¹) ha studiato il comportamento della frequenza massima di Es , fEs , a Kokubunji, durante le perturbazioni, e ha tentato di dedurne un andamento S_D e un andamento D_{st} . I risultati non sono molto chiari, ma nel complesso appare una generale tendenza ad un aumento di fEs in regime di tempesta, in particolar modo durante le ore diurne.

3.6. Perturbazioni ionosferiche polari.

Nei numeri precedenti abbiamo trattato le perturbazioni ionosferiche quali si presentano in una fascia di latitudine compresa approssimativamente tra $\pm 60^\circ$. Tratteremo ora i fenomeni di perturbazione ionosferica delle regioni polari, intendendo queste comprese tra le latitudini di 60° e i poli; tali regioni sono quindi approssimativamente limitate dalle zone aurorali. La ragione per cui si trattano le perturbazioni ionosferiche polari separatamente da quelle delle latitudini inferiori, seguendo del resto lo stesso criterio usato nel capitolo 1 per le tempeste magnetiche, è che esse presentano caratteristiche tutte particolari: infatti, al pari delle perturbazioni geomagnetiche delle stesse zone, esse sono estremamente frequenti, e si manifestano molto spesso con la presenza di un intenso E sporadico, o addirittura con un completo assorbimento delle radioonde nello strato D , assorbimento che in molti casi determina mancanza totale di echi (*polar black-outs*).

Sia per questo frequente assorbimento, sia per la scarsità degli Osservatori ionosferici nelle regioni polari, almeno fino agli ultimi anni, gli studi sulla morfologia delle perturbazioni ionosferiche polari sono stati finora meno numerosi e necessariamente meno sistematici che per le latitudini inferiori. Tuttavia alcune caratteristiche essenziali hanno potuto essere messe in luce.

3.6.1. Comportamento dello strato F_2 . — Nagata e Oguti⁽³²⁾ hanno studiato l'andamento D_{st} e S_D della frequenza critica dello strato F_2 a College (lat. geogr. 65° N, geomagn. 65° N). La perturbazione ΔfoF_2 per ciascuna ora è da essi definita come la differenza tra il valore di foF_2 e la media di foF_2 per quell'ora nei cinque giorni (magneticamente) calmi internazionali del mese. Sono state usate le osservazioni dal luglio 1941 al giugno 1946. Malgrado le difficoltà dovute al fatto sopracitato che assai spesso a causa dell'assorbimento manca ogni eco dallo strato F_2 , gli Autori hanno potuto mettere in rilievo che la variazione D_{st} è trascurabile rispetto a quella S_D e viene da questa completamente mascherata. Ne deriva quindi un andamento sostanzialmente dipendente dal tempo locale, il quale è caratterizzato da un minimo a mezzogiorno, dell'ordine di 1-2 MHz; esso è particolarmente accentuato in inverno, nella quale stagione ΔfoF_2 sale però a valori positivi durante la notte, mentre in estate è meno netto e ΔfoF_2 si mantiene negativa durante tutte le 24 ore.

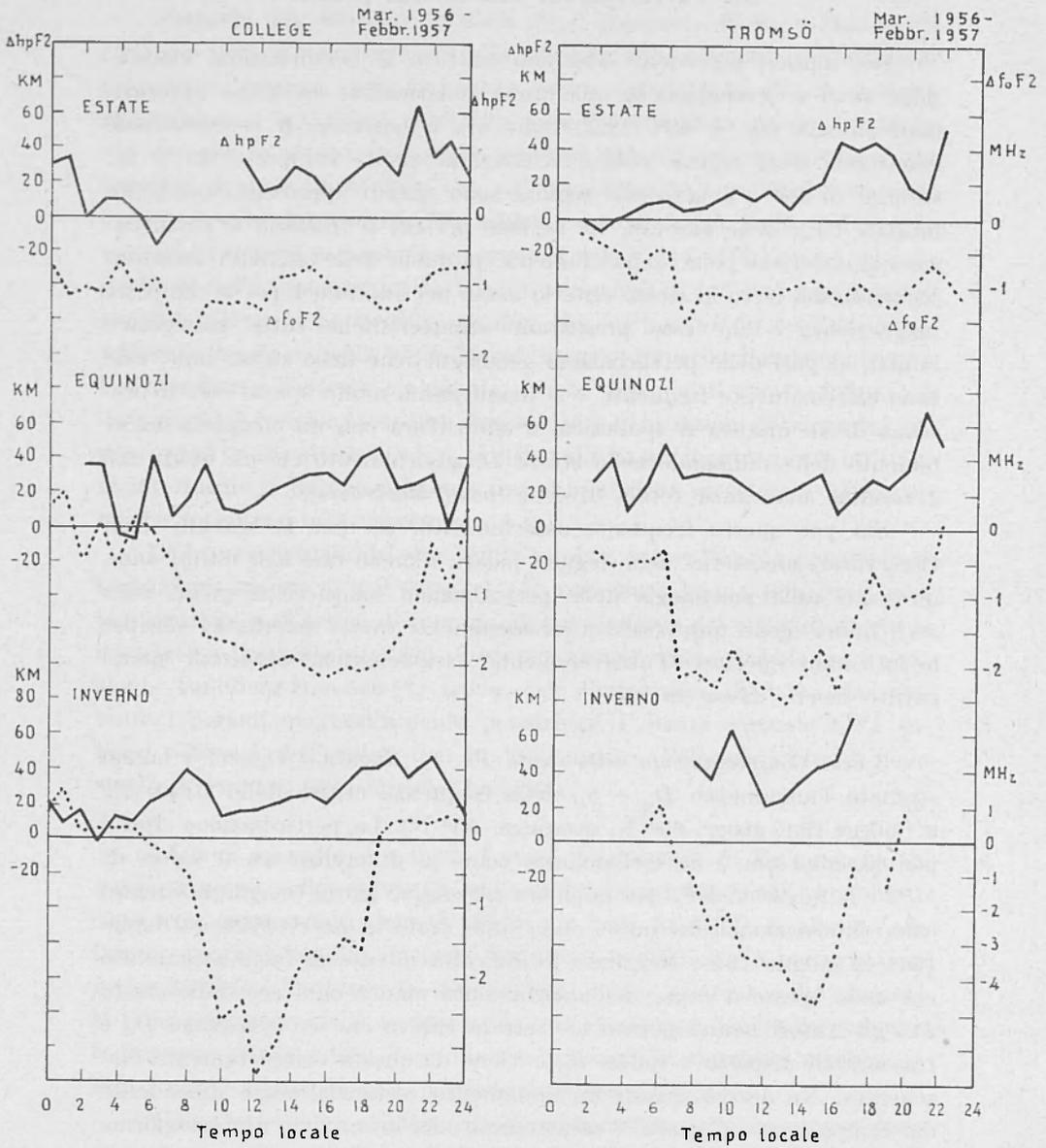


Fig. 3.21 - Variazione S_D di $foF2$ (-----) e di $hpF2$ (—) nella zona aurorale (secondo Sato).

I precedenti risultati sono stati confermati da Sato (³³); la fig. 3.21 riporta l'effetto di perturbazione a College e Tromso per il periodo dal marzo 1956 al febbraio 1957, sia per $foF2$ che per $hpF2$, corretta quest'ultima del ritardo negli strati sottostanti, come si è detto in 3.3.3. Le curve per $foF2$ mostrano chiaramente le stesse caratteristiche della variazione rilevate da Nagata e Oguti; la presenza di una variazione D_{st} viene suggerita dalla generale tendenza delle curve a rimanere ad un livello inferiore al normale, tendenza particolarmente evidente in estate, il che si accorderebbe con quanto trovato per le latitudini inferiori.

3.6.2. Risultati statistici sulla distribuzione spaziale e temporale di Es . — Come si è detto sopra, una delle caratteristiche della ionosfera nelle zone polari è la notevole frequenza di apparizione di E sporadico. Per un accurato studio del fenomeno sarebbe necessaria una distinzione tra i vari tipi di Es che si possono presentare alle alte latitudini, in particolare i tipi l (*low*), h (*high*), r (*retardation*), s (*slant*) (³⁴); tuttavia, per una prima approssimata conoscenza della sua distribuzione spaziale e temporale, può essere sufficiente uno studio di Es nel suo complesso.

Un lavoro piuttosto esteso in questo senso è stato compiuto da Penndorf e Coroniti (³⁵) sulla base delle osservazioni pubblicate dal CRPL (³⁶) e riferentisi a Osservatori ionosferici a nord di 60° di latitudine geomagnetica, dal gennaio 1954 all'estate 1957. Assumendo come dato di base la frazione percentuale del tempo durante il quale in ogni Osservatorio si è rilevato un Es di frequenza maggiore di 5 MHz, risulta che nelle zone polari si presentano due tipi fondamentali di distribuzione temporale di Es , l'uno a nord della latitudine geomagnetica 73° , l'altro all'incirca fra 73° e 63° , cioè in una fascia coincidente approssimativamente con la zona aurorale.

Il primo di questi due tipi, quello delle latitudini più elevate, è caratterizzato da un massimo estivo, e talvolta anche da un secondo massimo invernale. Dai risultati di Penndorf e Coroniti relativi ad alcuni Osservatori dell'emisfero occidentale (Thule, Godhavn e Resolute Bay), e di Driatsky (³⁷) per l'emisfero orientale, appare, soprattutto durante l'estate, un andamento diurno dipendente però dal tempo universale, con un massimo verso le 18^h T.U., cioè prossimo al mezzogiorno del meridiano geomagnetico 0° .

Il secondo tipo, quello aurorale, presenta un nettissimo massimo notturno durante tutto l'anno, e sembra piuttosto indipendente dall'attività solare; il massimo è assai accentuato alle latitudini più elevate,

dove cade attorno alle 22^h di tempo locale, e si va appiattendo e spostando verso ore più avanzate alle latitudini inferiori.

Da quanto sopra detto si può notare l'esistenza di un sostanziale controllo geomagnetico sulla presenza di *Es* di elevata frequenza di riflessione nelle regioni polari, il che giustifica l'ipotesi di una influenza più o meno diretta di una radiazione corpuscolare sulla formazione di tale *Es*. In 3.6.4, dove saranno illustrate le relazioni tra fenomeni ionosferici, geomagnetici e aurorali in singole tempeste, tale ipotesi sarà ulteriormente rafforzata.

3.6.3. Risultati statistici sulla distribuzione spaziale e temporale dei polar black-outs. — Un *black-out*, come si è più volte accennato, è definito come la situazione nella quale una ionosonda non riceve più alcuna eco dalla ionosfera, a causa del forte assorbimento a livelli inferiori allo strato *E*. Il fenomeno quindi si distingue nettamente dal caso del cosiddetto *blanketing Es*, che è il caso in cui un *Es* molto intenso maschera lo strato *F2*. In ambedue i casi è impossibile studiare il comportamento dello strato *F2*, ma la situazione fisica è evidentemente diversa, e diversi sono i due casi anche dal punto di vista pratico delle radiocomunicazioni: mentre infatti nel caso di *Es* la radiopropagazione, pur non potendo utilizzare la riflessione sullo strato *F2*, è resa ugualmente possibile da quella su *Es*, essa, al contrario, nel caso di *black-out* viene completamente impedita.

Studi statistici compiuti da vari autori, tra cui in particolare Agy⁽³⁸⁾ e Lied⁽³⁹⁾, hanno portato alle seguenti conclusioni: 1) la frequenza media di occorrenza dei *black-outs* in funzione della latitudine geomagnetica presenta un massimo in una fascia di latitudine praticamente coincidente con la zona aurorale; 2) la frequenza di occorrenza dei *black-outs* ha un andamento diurno secondo il tempo locale, la cui ampiezza dipende dalla latitudine all'incirca nello stesso modo della frequenza media ora ora considerata, cioè con un massimo nella zona aurorale, e la cui fase varia progressivamente con la latitudine, indipendentemente dalla presenza della zona aurorale stessa: l'ora del massimo, che a latitudini geomagnetiche di 40°-50° cade approssimativamente alle 2^h di tempo locale, nella zona aurorale sembra essere tra le 7^he le 8^h, e si sposta fin verso le 9^h alle massime latitudini; 3) esiste un effetto stagionale sulla frequenza di occorrenza dei *black-outs*, con una indubbia tendenza ad aumentare agli equinozi; 4) l'attività geomagnetica influisce notevolmente sui *black-outs*, che sono assai più frequenti nei giorni perturbati, nei quali anche la distribuzione in latitudine risulta modificata. La fig. 3.22 mostra

la frequenza media di occorrenza dei *black-outs* in funzione della latitudine nei giorni magneticamente tranquilli e nei giorni magneticamente perturbati: oltre al forte aumento di frequenza a tutte le latitudini, si nota lo spostamento a sud del massimo della curva, che evidentemente riflette l'analogo spostamento della zona aurorale (v. 1.3.4 e 2.5.1).

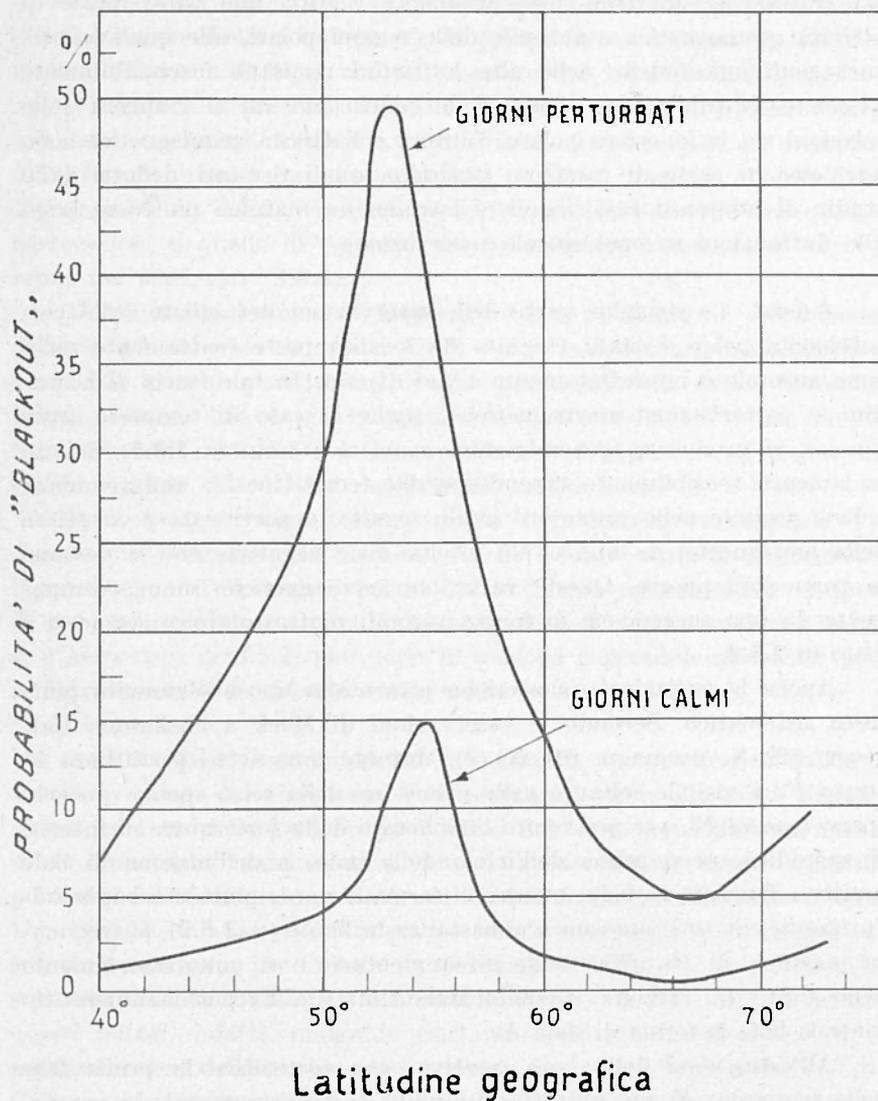


Fig. 3.22 - Probabilità di occorrenza di un *black-out* in funzione della latitudine (secondo Agv).

3.6.4. *Le perturbazioni ionosferiche polari in relazione all'attività geomagnetica e aurorale.* — Fin qui abbiamo considerato le perturbazioni ionosferiche polari quali risultano nel loro complesso, dopo aver trattato i dati di osservazione dal punto di vista statistico. Cercheremo ora di illustrare come esse si svolgono effettivamente nei singoli casi; in questa trattazione dovremo necessariamente riferirci alle varie forme di attività geomagnetica e aurorale delle regioni polari, alle quali le perturbazioni ionosferiche delle alte latitudini risultano inscindibilmente associate. Naturalmente alcune delle conclusioni cui si giungerà sulle relazioni tra la ionosfera polare, l'aurora e l'attività geomagnetica sono anch'esse in parte di carattere statistico, quali risultati dedotti dallo studio di numerosi casi singoli, e lasciano un margine piuttosto largo alle fluttuazioni in ogni singola osservazione.

3.6.4.1. La maggior parte delle osservazioni dettagliate sulle perturbazioni polari è stata eseguita da località poste esattamente nella zona aurorale o immediatamente a sud di essa. In tale fascia di latitudini le perturbazioni geomagnetiche, anche in caso di tempeste assai intense, si producono generalmente, come si è visto in 1.3.5, con un andamento sensibilmente dipendente dal tempo locale: una tendenza a baie positive nelle prime ore serali, seguita, a partire da poco prima della mezzanotte, da una o più intense baie negative, che si possono in parte sovrapporre. Queste variazioni geomagnetiche sono accompagnate da una successione di forme aurorali piuttosto tipica, come si è visto in 2.5.2.

Anche le variazioni ionosferiche presentano uno svolgimento piuttosto sistematico. Secondo le osservazioni di Meek a Saskatoon (lat. geogr. 52° N, geomagn. 61° N)⁽⁴⁰⁾, durante una notte perturbata lo strato F_2 è visibile soltanto nelle prime ore della sera, spesso con echi sparsi (*spread F*), per poi venire mascherato dalla formazione di intenso E sporadico, poco prima dell'inizio della baia, o dell'insieme di baie positive. Durante la baia, mentre si forma a nord, piuttosto basso sull'orizzonte, un arco omogeneo abbastanza brillante (v. 2.5.2), la frequenza massima di E_s , fE_s , tende ad aumentare, e si nota assorbimento nello strato D . Talvolta, secondo Matsushita⁽⁴¹⁾, E_s può assumere durante la baia la forma di *slant E*s.

All'estinguersi della baia positiva, che costituisce la prima fase della tempesta, E_s può talvolta diminuire di consistenza e lasciare nuovamente trasparire lo strato F_2 , ma spesso, avvicinandosi la fase principale costituita dalla baia o dall'insieme di baie negative, esso si rin-

forza, diventando più compatto e di maggiore spessore. Durante la baia negativa, quando l'aurora aumenta di luminosità, assumendo forme raggiate e avvicinandosi o superando lo zenit, la frequenza massima fEs tende ad aumentare; l'assorbimento si accresce fortemente e al culmine della perturbazione esso è spesso totale, dando luogo al *black-out*.

Una stretta correlazione tra baie magnetiche e *black-outs* era stata già trovata da Wells a College ⁽⁴²⁾; Heppner, Byrne e Belon ⁽⁴³⁾ trovano inoltre, sempre a College, che un assorbimento totale è molto strettamente legato alla presenza di forme aurorali pulsanti (PS) allo zenit; tali due conclusioni sembrano piuttosto in accordo dato lo sviluppo delle forme aurorali durante una baia negativa, quale è descritto da Heppner ⁽⁴⁴⁾ (v. 2.5.2), mentre appare chiaro il disaccordo tra queste osservazioni e quelle di Agy sull'ora di massima frequenza di occorrenza dei *black-outs* (3.6.3).

Un'altra conclusione di Heppner, Byrne e Belon in sostanziale accordo con le osservazioni di Meek è che la frequenza massima fEs varia più o meno parallelamente alla luminosità delle forme aurorali: infatti, mentre essa è più frequentemente attorno ai 4-6 MHz con le forme aurorali di tipo DS e G, aumenta a 9-12 MHz con gli archi e le bande raggiate (RA e RB), raggiungendo anche punte di 18 MHz.

Data l'origine corpuscolare, ormai indiscutibile (v. capitolo 2) dei fenomeni aurorali, tali relazioni tra Es e forme aurorali confermano l'ipotesi che l' E sporadico polare sia anch'esso causato dalla caduta di particelle extraterrestri sull'alta atmosfera. È ovvio tuttavia, come si è accennato in 3.5.2, che nulla di analogo è possibile affermare per la formazione di E sporadico alle medie e basse latitudini.

3.6.4.2. Una questione molto interessante viene sollevata dall'andamento diurno dei *black-outs*. Si è accennato sopra che esiste discordanza tra l'ora della massima probabilità dei *black-outs* nella zona aurorale e l'ora della massima frequenza delle baie e delle forme aurorali pulsanti, strettamente correlate coi fenomeni di assorbimento totale. Una tale discordanza era stata già notata da Lindquist ⁽⁴⁵⁾ a Kiruna, ed è stata confermata per College da Chapman e Little ⁽⁴⁶⁾, in uno studio sull'assorbimento ionosferico del rumore cosmico sui 30 MHz; secondo questi autori, infatti, malgrado esista una elevata correlazione tra i *massimi valori* dell'assorbimento espresso in decibel e gli indici K di College nel corrispondente periodo triorario, *in media* l'assorbimento risulta maggiore a mezzogiorno locale che a mezzanotte, mentre il contrario avviene per l'attività geomagnetica. Anche se non c'è assoluta

concordanza tra le ore del massimo assorbimento trovate da Lindquist, Agy e Chapman e Little, è un fatto comunque che molti *black-outs* si verificano indipendentemente dall'attività geomagnetica.

Si potrebbe supporre che i *black-outs* occorrenti nelle ore diurne non fossero altro che *fade-outs* dovuti a SID (*Sudden Ionospheric Disturbances*), contemporanei a brillamenti solari e prodotti, come è noto, da intensa ionizzazione nello strato *D* causata dalla radiazione ultravioletta o *X* del brillamento. Questa spiegazione tuttavia non è valida, perchè i *black-outs*, o gli aumenti di assorbimento, in esame, pur essendo strettamente dipendenti dall'attività solare, e in particolar modo dai brillamenti più importanti, non sono contemporanei a questi ultimi; essi iniziano con qualche ora di ritardo rispetto al brillamento, e possono avere una durata anche di qualche giorno; essi subiscono tuttavia un evidentissimo controllo da parte della radiazione solare diretta. Bailey (47), ad esempio, studiando gli effetti del brillamento solare del 23 febbraio 1956, ha trovato che un fortissimo assorbimento del rumore cosmico registrato a Søndre Strømfjord, in Groenlandia, ha avuto inizio quattro ore dopo il brillamento, esattamente all'ora del sorgere del Sole nella regione di 70-80 km di altezza; l'assorbimento si riduceva quasi a zero nelle ore notturne, per riaumentare fortemente nelle ore diurne del giorno 24; tale fenomeno si è ripetuto, con intensità decrescente, fino al giorno 27.

Fenomeni analoghi sono stati registrati da Reid e Collins (48) nell'assorbimento del rumore cosmico sui 30 MHz a Churchill (lat. geogr. 59° N, geomagn. 69° N), nella zona aurorale. La fig. 3.23 riporta le misure eseguite da questi autori nei giorni 3-5 luglio 1957. Alle ore 0715 e 0800 T.M.G. hanno avuto inizio due brillamenti di importanza 3, indicati nella figura dalle frecce; l'assorbimento rimane praticamente nullo durante i brillamenti, avvenuti durante la notte locale, ma esso aumenta bruscamente al sorgere del Sole. Sono visibili in figura ulteriori punte di assorbimento in concomitanza di aumenti di attività geomagnetica, rappresentata a mezzo degli indici K_p in alto, ma è evidente che l'andamento diurno dell'assorbimento è completamente indipendente dagli indici K_p . Il giorno successivo il fenomeno si ripete, ma con minore intensità.

Eventi dello stesso genere sono quelli studiati da Hakura, Takenoshita e Otsuki (49) in occasione delle tempeste magnetiche del 13 settembre 1957 e dell'11 febbraio 1958; fin da venti ore prima dell'inizio della tempesta in vari Osservatori polari si cominciava a registrare un notevole assorbimento, che andava man mano aumentando di intensità

e di estensione; circa un'ora prima dell'inizio brusco della tempesta del 13 settembre 1957 praticamente tutta la calotta polare artica era dominata da un completo *black-out*. Dal complesso delle osservazioni si può concludere che in ambedue le tempeste i fenomeni di assorbimento hanno interessato contemporaneamente anche le regioni antartiche.

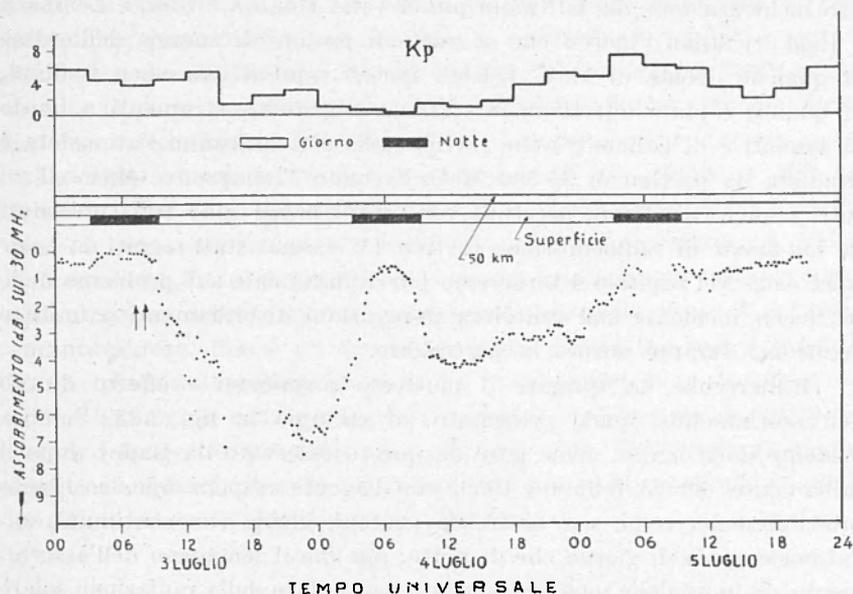


Fig. 3.23 - Assorbimento del rumore cosmico sui 30 MHz a Churchill nei giorni 3-5 luglio 1957 (secondo Reid e Collins).

Questi due eventi, particolarmente notevoli, in quanto associati a due fra le più intense tempeste magnetiche avvenute nel corso dell'Anno Geofisico Internazionale, non sono i soli casi di *black-outs* anteriori a una tempesta: nel corso di tutto il periodo dell'Anno Geofisico, Hakura e Goh⁽⁶⁰⁾ elencano 18 casi di questo tipo su 59 tempeste magnetiche a inizio brusco. Inoltre, cercando una correlazione tra tali casi ed eventi solari, gli Autori trovano che delle 59 tempeste 20 erano precedute da un brillamento accompagnato da un *out-burst* di tipo IV (v. 1.5.4.4); 15 di queste venti tempeste presentavano il caso di *black-out* « anticipato », mentre delle rimanenti 39 solo 3 erano accompagnate da tale evento. Appare quindi chiara una certa relazione tra i *black-outs* « anticipati » e gli *out-bursts* di tipo IV.

Il fatto che gli eventi ora descritti sono caratteristici delle regioni polari, il loro legame con i brillamenti e gli *out-bursts* di radioemissione

dal Sole e il presumibile ritardo del *black-out* rispetto all'evento solare che lo determina, evento tuttavia non esattamente precisabile nel tempo, portano a concludere che responsabili di tali fenomeni siano fasci di particelle cariche emesse dal Sole, di energia sufficiente ad una penetrazione fino almeno allo strato *D* ma abbastanza bassa da permettere una incidenza solo alle latitudini più elevate. Hakura e Goh, e Leinbach e Reid ⁽⁵¹⁾ fanno l'ipotesi che si tratti di protoni di energia dell'ordine di qualche decina di MeV. Questa ipotesi sembra assai ben fondata, in quanto è stato effettivamente associato mediante strumenti a bordo di satelliti e di palloni ⁽⁵²⁾ che talvolta alle alte latitudini l'atmosfera è irradiata da protoni di 30-300 MeV. Secondo Thompson e Maxwell ⁽⁵³⁾ tutti i nove casi finora accertati con questi mezzi sono stati preceduti da *out-bursts* di radioemissione di tipo IV e sono stati seguiti da *polar black-outs*. Nel capitolo 4 torneremo più diffusamente sul problema delle particelle incidente sull'atmosfera in occasione di brillamenti o in altre occasioni, durante aurore in particolare.

Rimarrebbe da spiegare il piuttosto sorprendente effetto diurno dell'assorbimento, quale presentato ad esempio in fig. 3.23. Sembra evidente dalla figura, come pure da questo osservato da Bailey dopo il brillamento del 23 febbraio 1956, che l'agente responsabile, costituito probabilmente, come si è detto, da protoni, incida con continuità sull'atmosfera, sia di giorno che di notte, ma che il fenomeno dell'assorbimento sia in qualche modo fortemente controllato dalla radiazione solare diretta. È noto che il coefficiente di assorbimento delle radioonde di una data frequenza e di una data direzione di incidenza è approssimativamente proporzionale al prodotto $N\nu$, dove N è la densità elettronica e ν la frequenza di collisione degli elettroni con atomi e molecole dell'atmosfera, per cui l'assorbimento ha prevalentemente luogo ad altezze inferiori a quelle dello strato *E*, alle quali ν è molto elevato (dell'ordine di 10^6 - 10^7 sec⁻¹ tra 80 e 60 km); come ha fatto osservare Matsushita ⁽⁴¹⁾, nei casi in esame, nei quali i *black-outs* risultano in gran parte indipendenti dall'attività geomagnetica, tale assorbimento deve avvenire a livelli piuttosto bassi, diversi da quelli in cui scorrono le correnti elettriche responsabili di quella attività, e ciò deve avvenire presumibilmente sia di giorno che di notte. Matsushita e Chapman e Little fanno l'ipotesi che durante la notte gli elettroni prodotti nella ionizzazione causata dai protoni incidenti scompaiano rapidamente per attaccamento a particelle neutre con formazione di ioni negativi, mentre durante il giorno tale attaccamento viene annullato per fotodistacco dovuto alla radiazione solare, per cui N è poco maggiore del normale durante la

notte e notevolmente più elevata nelle ore diurne, e il prodotto $N\nu$ assume valori tali da giustificare l'assorbimento osservato.

I *black-outs* notturni, collegati alle baie magnetiche e alle aurore pulsanti, sono probabilmente da attribuirsi alla ionizzazione prodotta da una radiazione diversa da quella protonica, costituita presumibilmente da elettroni (v. 2.4.4 e 2.4.5). La forte intensità di tale corrente elettronica produrrebbe una densità di ionizzazione talmente elevata che il processo di attaccamento degli elettroni liberi alle particelle neutre sarebbe in paragone trascurabile. Reid e Collins dubitano però che questa sia una spiegazione sufficiente: infatti, assumendo che l'assorbimento abbia luogo in uno strato dello spessore di 10 km situato a 100 km di altezza, per avere una diminuzione di intensità di 5 dB sui 30 MHz, quale è stata effettivamente misurata, sarebbe necessario un valore di N di circa $2,5 \cdot 10^6$ elettroni \cdot cm $^{-3}$, cioè un valore cinque volte maggiore della massima densità di ionizzazione osservata nello strato E a Colonge durante aurore. Perciò gli Autori ritengono che in tali casi il prodotto $N\nu$ sia elevato soprattutto a causa di un aumento di ν , dovuto a sua volta all'aumento della « temperatura elettronica » causato da un campo elettrico locale. Si ricorderà che, effettivamente, l'esistenza di un tale campo elettrico è ritenuta necessaria in varie teorie aurorali, in quella di Chamberlain in particolare (v. 2.4.5.1).

3.7. Conclusioni.

Abbiamo esposto nei numeri precedenti la morfologia generale oggi conosciuta dei principali fenomeni costituenti una perturbazione ionosferica. Abbiamo in particolare illustrato le caratteristiche che contraddistinguono le tempeste ionosferiche nelle regioni polari da quelle alle latitudini inferiori, e abbiamo brevemente discusso le cause di tali caratteristiche, allo scopo di sottolineare che anche i fenomeni ionosferici, come quelli geomagnetici e aurorali, mettono in chiaro che alle alte latitudini si verifica, durante una tempesta magnetica, la caduta sull'alta atmosfera di fasci di particelle cariche.

Per la spiegazione delle tempeste ionosferiche nel loro complesso sono però necessarie ipotesi più generali. Esse devono rendere conto dell'andamento secondo il tempo universale (variazione D_{st}) della frequenza critica dello strato F_2 in tutto il globo, della sua variazione secondo il tempo locale (S_D), e delle corrispondenti variazioni di altezza, una volta che queste siano accertate con sicurezza. È inoltre necessario che una teoria delle perturbazioni ionosferiche renda comprensibili

(anche se non riesce a spiegarli in dettaglio) fenomeni più o meno marginali, come presenza di E_s alle medie e basse latitudini durante una tempesta magnetica e ionosferica, e presenza dei cosiddetti *echi sparsi*, ritenuti indice di turbolenza nella regione F . Tali *echi sparsi* sono in parte indipendenti dall'attività geomagnetica⁽⁵⁴⁾, ma in parte ne sono influenzati: uno studio di Shimazaki⁽⁵⁵⁾ ha mostrato che durante le tempeste magnetiche la loro probabilità di occorrenza aumenta alle alte e medie latitudini, mentre essa diminuisce nella zona equatoriale. Infine la teoria deve rendere conto del fatto rilevato da Ohouchi⁽⁵⁶⁾ e da Sinno⁽⁵⁷⁾, che merita tuttavia di essere confermato da ulteriori statistiche, che le perturbazioni nella radiopropagazione, soprattutto nei percorsi alle alte latitudini, sono maggiori durante le tempeste magnetiche ricorrenti o non s.c. che non durante le tempeste s.c.

Le teorie finora proposte per la spiegazione delle tempeste ionosferiche verranno trattate nel capitolo 6; possiamo fin da ora anticipare che esse sono ancora in parte insufficienti, nel loro stato attuale, a dare un quadro soddisfacente del fenomeno.

RIASSUNTO

Proseguendo lo studio delle tempeste magnetiche e dei fenomeni associati, si passano in rassegna le perturbazioni ionosferiche, distinguendo fra quelle delle basse e medie latitudini, comprese tra $\pm 60^\circ$, e quelle delle zone polari. Per le prime si descrive l'andamento di foF_2 e di $h'F_2$ dedotto da numerosi autori, i quali, in analogia con le tempeste magnetiche, hanno separato tale andamento nelle due variazioni D_s e S_D . Si descrivono i più recenti risultati sulla distribuzione in latitudine delle due variazioni suddette, in particolar modo per foF_2 , e sulle loro variazioni stagionali. Si dà inoltre un breve cenno su quanto si conosce attualmente delle variazioni degli strati F_1 ed E durante le perturbazioni.

Per le perturbazioni ionosferiche polari, dopo una descrizione della variazione di F_2 , quasi esclusivamente di tipo S_D , si studiano più dettagliatamente le caratteristiche principali di tali perturbazioni, costituite dalla presenza di E_s e di black-outs, illustrando i più recenti risultati statistici sulla distribuzione spaziale e temporale di tali fenomeni e sulla associazione di essi con le varie forme di attività geomagnetica e aurorale.

Infine si descrivono le recenti ricerche sui black-outs non strettamente connessi con l'attività geomagnetica, ponendo in rilievo le conclusioni di vari autori, secondo i quali tali black-outs sono conseguenza dell'arrivo nella atmosfera polare di fasci di particelle provenienti dal Sole, probabilmente protoni di energia dell'ordine di 100 MeV.

ABSTRACT

Continuing the study of magnetic storms and associated phenomena, the ionospheric perturbations are analyzed, distinguishing between those of low and mean latitudes, in the interval $\pm 60^\circ$, and those of the polar zones. The time variation of foF2 and h'F2 is described, as deduced by many authors who separated it into the two parts D_{st} (storm-time variation) and S_D (disturbance daily variation). The most recent results on the distribution of the above variations, specially with reference to foF2, and on their seasonal variations are described. A short account is also given of what is actually known about the behaviour of F1 and E layers during the perturbations.

Concerning the polar ionospheric disturbances, after a description of F2 variation, which is mainly of the S_D type, the main features of such perturbations are studied in more detail: the most recent statistical results on the geographical and time distribution of E_s and black-outs are described, as well as their association with the various forms of geomagnetic and auroral activity.

Finally, a description is given of the recent researches on black-outs whose occurrence is not strictly correlated with geomagnetic activity; the conclusions of some authors are emphasized, which suggest that such black-outs are the consequence of the incidence on the polar atmosphere of particle streams from the Sun, probably consisting of protons of about 100 MeV.

BIBLIOGRAFIA

- (1) HAFSTAD L. R., TUVE M. A., *Terr. Magn.* **34**, 39 (1929).
- (2) APPLETON E. V., INGRAM L. J., *Nature* **136**, 548 (1935).
- (3) APPLETON E. V., INGRAM L. J., NAISMITH R., *Phil. Trans. Roy. Soc. (London) A* **236**, 191 (1937).
- (4) BERKNER L. V., WELLS H. V., SEATON S. L., *Terr. Magn.* **44**, 283 (1939).
- (5) BERKNER L. V., SEATON S. L., *Terr. Magn.* **45**, 419 (1940).
- (6) APPLETON E. V., PIGGOTT W. R., *Journ. Atm. Terr. Phys.* **2**, 236 (1952).
- (7) OBAYASHI T., *Rep. Ionosph. Res. Japan* **6**, 79 (1952).
- (8) UYEDA H., ARIMA Y., *Rep. Ionosph. Res. Japan* **6**, 1 (1952).
- (9) FUKUSHIMA N., HAYASI T., *Rep. Ionosph. Res. Japan* **6**, 133 (1952).
- (10) SINNO K., *Rep. Ionosph. Res. Japan* **7**, 7 (1953).
- (11) MARTYN D. F., *Nature* **171**, 14 (1953).
- (12) MARTYN D. F., *Proc. Roy. Soc. (London) A* **218**, 1 (1953).
- (13) MARTYN D. F., *Rep. Ionosph. Res. Japan* **8**, 11 (1954).
- (14) MATSUSHITA S., *Journ. Geoph. Res.* **64**, 305 (1959).
- (15) SINNO K., *Journ. Geomagn. Geoelectr.* **6**, 120 (1954).
- (16) SATO T., *Journ. Geomagn. Geoelectr.* **9**, 1 (1957).

- (17) CHAPMAN S., *Ann. Geofis.* **5**, 481 (1952).
- (18) SUGIURA M., CHAPMAN S., *A study of the morphology of magnetic storms*, « Repts. Geophys. Inst. », Univ. of Alaska pp. 1-126, Luglio 1956; pp. 1-54, Giugno 1957.
- (19) OBAYASHI T., *Rep. Ionosph. Res. Japan* **8**, 19 (1954).
- (20) OBAYASHI T., *Journ. Geomagn. Geoelectr.* **6**, 57 (1954).
- (21) HIRONO M., *Journ. Geomagn. Geoelectr.* **2**, 1 (1950); **4**, 7 (1952); **5**, 22 (1953).
- (22) MAEDA K., *Journ. Geomagn. Geoelectr.* **3**, 77 (1951).
- (23) BAKER W. G., MARTYN D. F., *Nature* **170**, 1090 (1952); *Phil. Trans. Roy. Soc. (London) A* **246**, 281 (1953).
- (24) MIYA K., *Special Note of Ionosph. Res. Japan* **2**, 80 (Genn. 1949).
- (25) NAGATA T., FUKUSHIMA N., *Note of Ionosph. Res. Japan* **4**, 68 (Ott. 1948).
- (26) MIYA K., WAKAI N., *Rep. Ionosph. Res. Japan* **6**, 137 (1952).
- (27) LANGE H., *Gerl. Beitr. Geoph.* **68**, 230 (1959).
- (28) BERKNER L. W., WELLS H. W., *Terr. Magn.* **39**, 215 (1934).
- (29) SATO T., *Journ. Geomagn. Geoelectr.* **9**, 57 (1957).
- (30) TANDBERG-HANSSSEN E., *Journ. Geoph. Res.* **63**, 157 (1958).
- (31) MATSUSHITA S., *Journ. Geomagn. Geoelectr.* **5**, 109 (1953).
- (32) NAGATA T., OGUTI T., *Rep. Ionosph. Res. Japan* **7**, 21 (1953).
- (33) SATO T., *Journ. Geomagn. Geoelectr.* **9**, 94 (1957).
- (34) *Annals of I.G.Y.* **3**, Part I, p. 94 London, Pergamon Press (1957).
- (35) PENNDORF R., CORONITI S. C., *Journ. Geoph. Res.* **63**, 789 (1958).
- (36) *Nat. Bur. Stand., CRPL, F and F2 series* (1954-1957).
- (37) DRIATSKY V. M., *Fondy Arctic Inst. USSR* (1951).
- (38) AGY V., *Journ. Geoph. Res.* **59**, 499 (1954).
- (39) LIED F., *Polar Atmosphere Symposium*, Part II p. 135, London, Pergamon Press (1957).
- (40) MEEK J. H., *Journ. Geoph. Res.* **58**, 445 (1953); **59**, 87 (1954).
- (41) MATSUSHITA S., *Journ. Geomagn. Geoelectr.* **8**, 156 (1956).
- (42) WELLS H. W., *Terr. Magn.* **52**, 315 (1947).
- (43) HEPNER J. P., BYRNE E. C., BELON A. E., *Journ. Geoph. Res.* **57**, 121 (1952).
- (44) HEPNER J. P., *Journ. Geoph. Res.* **59**, 329 (1954).
- (45) LINDQUIST R., *Trans. Chalmers Univ., Gothenburg, Res. Lab. of Electr., Rep. N. 16* (1951).
- (46) CHAPMAN S., LITTLE C. G., *Journ. Atm. Terr. Phys.* **10**, 20 (1957).
- (47) BAILEY D. K., *Journ. Geoph. Res.* **62**, 431 (1957).
- (48) REID G. C., COLLINS C., *Journ. Atm. Terr. Phys.* **14**, 63 (1959).
- (49) HAKURA Y., TAKENOSHITA Y., OTSUKI T., *Rep. Ionosph. Res. Japan* **12**, 459 (1958).
- (50) HAKURA Y., GOH T., *Journ. Radio Res. Lab. Japan* **6**, 635 (1959).
- (51) LEINBACH H., REID G. C., *Phys. Rev. Letters* **2**, 61 (1959).
- (52) ROTHWELL P., McILWAIN C., *Nature* **184**, 138 (1959).
- (53) THOMPSON A. R., MAXWELL A., *Nature* **185**, 89 (1960).
- (54) REBER G., *Journ. Geoph. Res.* **59**, 445 (1954); **61**, 157 (1956).
- (55) SHIMAZAKI T., *Journ. Radio Res. Lab. Japan* **6**, 669 (1959).
- (56) OHOUCHI S., *Rep. Ionosph. Res. Japan* **7**, 33 (1953).
- (57) SINNO K., *Rep. Ionosph. Res. Japan* **10**, 143 (1956).