

Tempeste, sottotempeste e baie magnetiche

Angelo De Santis

Istituto Nazionale di Geofisica, Roma, Italia

1. Introduzione

Con buona approssimazione (su lunghe medie temporali e spaziali) il campo geomagnetico è equivalente a quello di un dipolo posto al centro della terra, inclinato di circa 11° rispetto all'asse di rotazione e con momento magnetico di $8 \times 10^{22} \text{ A} \cdot \text{m}^2$.

La pressione del vento solare, un flusso di plasma formato da elettroni e protoni, deforma le linee di forza del campo magnetico quasi dipolare terrestre facendogli assumere la forma tipica di un'enorme cometa il cui spazio interno viene indicato con il nome di magnetosfera. La maggior parte delle interazioni tra particelle cariche e campi elettromagnetici presenti nella magnetosfera, è caratterizzata dalla conservazione di alcune grandezze (dette anche *invarianti adiabatiche*) associate alle particelle stesse durante il loro moto (momento magnetico, energia totale, flusso magnetico; per es. Candidi, 1993). In condizioni stazionarie, non perturbate, in presenza cioè di flusso di plasma solare relativamente costante, è possibile individuare i parametri caratterizzanti la forma della magnetosfera e la sua suddivisione interna: magnetopausa, fasce di Van Allen (e ring current), plasmasfera, lobi (superiore e inferiore), strato di plasma, coda (Villante, 1993).

Ad una brusca variazione dei parametri del vento solare (soprattutto velocità, densità del plasma, direzione del campo magnetico interplanetario) corrisponde uno stato critico del sistema magnetosferico con l'innesco a terra di una condizione di elevata perturbazione magnetica, che può, a seconda dei casi, manife-

starsi sotto forma di sottotempesta (baia alle nostre latitudini) o addirittura di tempesta magnetica.

In realtà tali manifestazioni assumono carattere più globale, rivestendo spazialmente tutta la magnetosfera, la ionosfera e la superficie terrestre: è per questo che dovrebbero essere più esattamente chiamate sottotempeste (o tempeste) magnetosferiche includendo sotto questo nome tutte quelle manifestazioni di variabilità dello stato sia della magnetosfera tutta, che della ionosfera e del campo magnetico misurato in superficie. Per quanto riguarda la presente rassegna cercheremo di evidenziare più gli aspetti che riguardano la parte magnetica di questo stato di perturbazione, con particolare riguardo alle osservazioni alle nostre latitudini, tenendo conto comunque che tali osservazioni sono anche il frutto di interazioni e accoppiamenti assai complessi che si manifestano su considerevoli scale temporali (da circa 10^{-6} s, la girofrequenza dell'elettrone, a 3×10^8 s, un ciclo solare) e spaziali (da 1-10 km, spessore degli archi aurorali, a 1.5×10^8 km, distanza Sole-Terra).

2. Zone geografiche a diversa attività magnetica osservata

Osservando regolarmente e in maniera sistematica il comportamento delle componenti del campo magnetico in un certo punto della superficie terrestre ci si accorge della presenza di a) una lenta variazione a lungo termine (variazione secolare; *SV* da *secular variation*; Meloni, 1993) e di b) un andamento tipico

diurno (o quasi, nel caso di L) nelle variazioni del campo (Sq , da *solar quiet field* ed L , da *lunar field*). Sovrapposto a queste *variazioni regolari* possiamo avere un campo di perturbazione D , a carattere irregolare a piccola e grande scala. In formula la variazione temporale ΔF del campo geomagnetico è composta dai seguenti contributi:

$$\Delta F = SV + Sq + L + D \quad (2.1)$$

L'assenza del termine D caratterizza il giorno magneticamente calmo (giorno Q, da *quiet*); la sua presenza marcata è invece tipica di un giorno *disturbato* (giorno D).

Nella parte irregolare D del campo geomagnetico si riconoscono due contributi:

$$D = DSt + DS \quad (2.2)$$

Il contributo DSt è quello che più caratterizza la perturbazione della tempesta magnetica; esso varia a partire dall'inizio della tempesta (quando è ben identificabile) e infatti St sta proprio per *storm time*, cioè *tempo della tempesta*. DS rappresenta invece il campo di variazione che dipende dal tempo locale. A sua volta il campo DSt è costituito da due termini (Parkinson, 1983):

$$DSt = DR + DPI \quad (2.3)$$

Vedremo successivamente come DR rappresenti il contributo della ring current mentre DPI quello delle sottotempeste aurorali.

Le variazioni irregolari si manifestano in forma e intensità diverse a seconda della latitudine. A causa di questo possiamo suddividere grossolanamente la superficie terrestre secondo appunto il diverso livello di attività magnetica (fig. 1; Regan e Rodriguez, 1981).

Nelle *zone aurorali* le variazioni del campo sono intensificate a causa della formazione di correnti a elettrogetto occidentale e orientale instauratesi a seguito di instabilità nella coda magnetosferica. Le zone a *medie (e basse) latitudini* risentono in particolare dell'effetto di una corrente occidentale anulare (*ring current*) distante (a circa 3-4 R_E ; $R_E = 6371.2$ km) formata da particelle cariche intrappolate.

La *zona equatoriale* risente particolarmente della presenza dell'elettrogetto equatoriale causato (a quote ionosferiche) da un aumento della conducibilità ionosferica (di Cowling) nella direzione orientale, dovuto alla speciale configurazione orizzontale del campo magnetico che in queste regioni risulta perpendicolare al campo elettrico.

Le *calotte polari* sono invece caratterizzate da linee aperte del campo e quindi sono influenzate moltissimo dalle condizioni dello spazio interplanetario esterno.

3. Indici di attività magnetica

Il volume dei dati magnetici disponibili è talmente aumentato negli ultimi anni che risulta senz'altro più facile fornire un'indicazione dell'attività magnetica attraverso l'uso di indici che la caratterizzino e sintetizzino, magari per aspetti diversi, piuttosto che usare i dati originali.

In questa sede accenneremo solo agli indici più importanti ai nostri scopi, che in pratica sono proprio quelli più utilizzati, sia per definire momenti di diversa attività magnetica, sia per studi di correlazione con i parametri esterni del vento solare, che, possibilmente, per prevedere l'evoluzione stessa dell'attività magnetica. Si tenga presente che sia per ragioni storiche che pratiche lo studio delle perturbazioni magnetiche si basa in particolare sul comportamento caratteristico della componente orizzontale Sud-Nord H ; anche nella determinazione degli indici di attività magnetica, come si vedrà in seguito, è a tale componente magnetica che si fa più riferimento. Per un maggiore approfondimento si consulti il recente lavoro di Rangarajan (1989).

3.1. Indice K

L'indice K (Bartels *et al.*, 1939) vuole rappresentare l'effetto al suolo della radiazione corpuscolare solare, la cui interazione con il campo geomagnetico ne determina il livello di attività magnetica. La determinazione di K viene abitualmente rilevata manualmente sulle

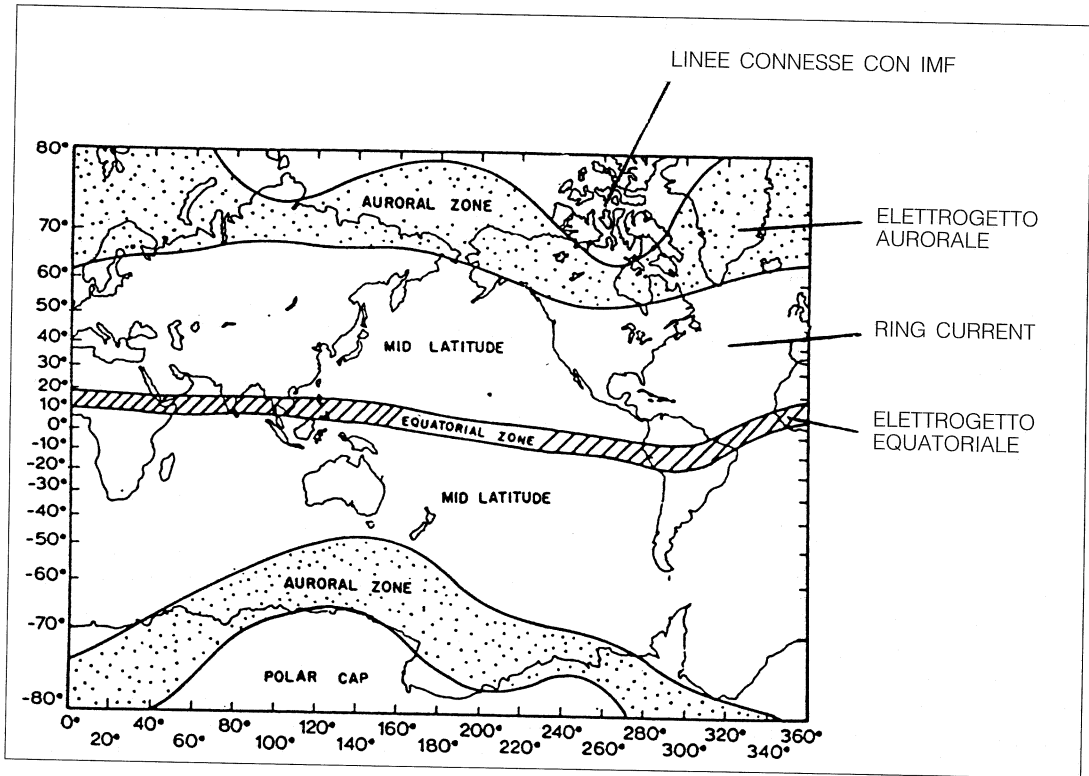


Fig. 1. Zone geografiche a diversa attività magnetica; sono indicate anche le sorgenti principali ad esse associate.

tracce delle componenti orizzontali del campo magnetico terrestre registrate sui magnetogrammi degli osservatori. Da queste tracce viene dapprima sottratto l'andamento diurno Sq tipico dei giorni calmi (Campbell, 1989); in seguito, sul segnale residuo, per ogni intervallo triorario, si considera l'ampiezza in nT tra minimo e massimo della variazione, quindi a questa escursione massima si associa il valore di K secondo una tabella di comparazione quasi-logaritmica, con una scala che si estende su 10 valori (da 0 a 9), secondo il livello crescente di attività magnetica (tabella I). In presenza di dati registrati in forma digitale, la procedura completa può essere facilmente realizzata anche automaticamente mediante un certo numero di algoritmi più o meno sofisticati (De Santis *et al.*, 1990; De Santis e Chiappini, 1992 e bibliografie ivi presenti).

I valori di K presi su una rete mondiale ben distribuita di Osservatori vengono mediati per ottenere il valore planetario K_p . Spesso per motivi pratici si preferisce riportare il valore K_p al corrispondente indice A_p , espresso in unità di circa 2 nT (Menvielle e Berthelier, 1991).

3.2. Indici aurorali

Gli indici aurorali AU , AL , AE forniscono un'indicazione dell'attività magnetica nelle zone aurorali, in gran parte dovuta all'elettrogetto aurorale ivi presente. Per il loro calcolo vengono utilizzati solo i valori della componente orizzontale riferiti al livello magnetico imperturbato, impiegando soltanto stazioni poste nelle zone aurorali e scelte in modo da es-

Tabella I. Equivalenza tra escursione massima in H e valore dell'indice K per l'Osservatorio di L'Aquila. Per esempio per uno scarto compreso tra 8 e 16 nT, K vale 2.

Scarto in nT:	0	4	8	16	30	50	85	140	230	350
K:	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9

sere il più possibile equispaziate. Tutti i dati vengono quindi graficati insieme e gli involuipi superiore e inferiore definiscono rispettivamente AU e AL ; $AE=AU-AL$ rappresenta la separazione tra i due involuipi (Davis e Sugiura, 1966).

3.3. Indice DSt

È l'indice che misura l'attività di tempesta magnetica per gran parte costituita dall'effetto della ring current. Viene determinato usando la componente orizzontale H mediata su alcuni osservatori a bassa latitudine e con distribuzione (quasi) uniforme in longitudine. Il suo uso non è limitato alle sole tempeste geomagnetiche ma può caratterizzare le variazioni geomagnetiche in periodi calmi per studi sull'interazione Sole-Terra.

4. Sottotempesta ovvero magnetosfera perturbata

Esistono vari modelli che tentano di spiegare la dinamica della magnetosfera al momento della sottotempesta. Anche se spesso si basano su fenomeni e aspetti diversi, quasi tutti gli studiosi sono d'accordo sul fatto che tale dinamica sia regolata dai parametri del vento solare e, soprattutto, dalla *riconnessione* delle linee di forza del suo campo magnetico con quelle della magnetosfera.

La riconnessione è un fenomeno estremamente complesso che si verifica quando vengono a contatto regioni con linee di forza opposte. Nel caso in questione quindi, visto che le linee del campo geomagnetico all'altezza della magnetopausa sono dirette verso nord (estendendo allo spazio esterno il sistema convenzionale di riferimento terrestre), può avvenire riconnessione solamente in presenza di

campo magnetico interplanetario diretto verso sud. In caso contrario, pur in condizioni di intensa attività solare e, di conseguenza, di estrema variabilità dei parametri del vento solare, non si verifica alcuna sottotempesta. Il caso è comprensibile con l'analogia della casa al cui interno tutto è tranquillo se sono ben serrate le imposte delle finestre, anche in condizioni di forte vento al suo esterno (Kamide, 1991).

Risulta abbastanza chiaro il caso bidimensionale (fig. 2, in alto) che schematizza la riconnessione di due linee di campo magnetico con direzioni opposte. Il caso tridimensionale (fig. 2, in basso) ci mostra che ci troviamo di fronte ad una linea di riconnessione e non a un solo punto neutro.

L'interazione vento solare-campo geomagnetico varia continuamente nel tempo, arrivando anche a momenti in cui probabilmente si verifica un *sovraccarico di energia* nella coda magnetosferica; secondo alcuni ricercatori sembra proprio che sia questo *surplus* energetico ad attivare la sottotempesta magnetosferica che diventa il meccanismo con il quale la magnetosfera *rilascia* periodicamente l'energia accumulata nella coda (Russell, 1986). Questa stessa energia viene liberata, nei pressi della Terra, sotto forma di Aurore e sottotempeste ionosferiche e magnetiche, e, a valle del sistema, sotto forma di grosse strutture magnetiche isolate (plasmoidi).

Ma come avviene il trasferimento di energia dal vento solare al campo geomagnetico? Il sistema vento solare-magnetosfera costituisce un vero e proprio generatore dinamo MHD (magnetoidrodinamico). Questa dinamo si può pensare costituita dal passaggio di un flusso di plasma (vento solare) perpendicolare ad un campo magnetico (quello terrestre) con circuito di scarica attraverso un carico (la ionosfera). Vento solare e magnetosfera rappresentano quindi un enorme generatore elettrico

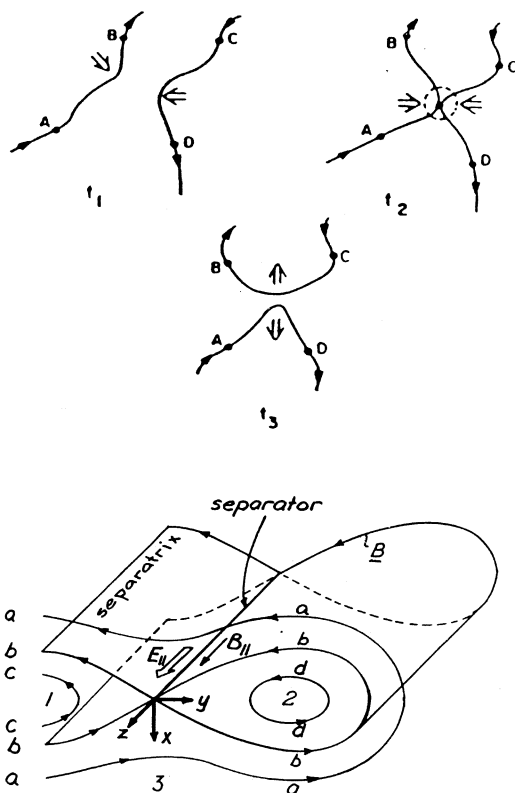


Fig. 2. Riconnessione: in alto caso semplice bi-dimensionale e in basso tridimensionale.

che converte l'energia cinetica del primo in energia elettrica all'interno della seconda. Tale elettricità si ritrova nei fenomeni di Aurora, nelle fasce di radiazione di Van Allen, nella formazione dei plasmoidi, ecc. È stato stimato (Akasofu, 1978) che questa dinamo sviluppi l'incredibile potenza di circa 10^{12} W.

4.1. Aurora

Il processo che dà luogo al fenomeno aurorale è stato investigato in dettaglio nel corso di quest'ultimo secolo (Henriksen e Egeland, 1988). Nell'alta atmosfera (quote superiori a 1000 km) una particolare configurazione (detta a V) di potenziale elettrico accelera gli elettroni lungo le linee di forza del campo magneti-

co. Si noti come la presenza di un campo elettrico parallelo al campo magnetico apparentemente contraddica la legge di *campo congelato*. Gli elettroni accelerati che infine penetrano nell'atmosfera (più precisamente nella bassa ionosfera) dissociano le molecole in atomi eccitati (principalmente ossigeno e azoto), i quali a loro volta, nel ritornare ad un livello energetico inferiore, emettono radiazioni. Gli elettroni possono colpire e ionizzare atomi; ritroviamo emissione di radiazione quando questi atomi tornano successivamente a ricombinarsi.

La dinamica spaziale aurorale collegata allo svolgersi della sottotempesta è stata studiata esaurientemente da Akasofu (1968). Una perturbazione aurorale evolve simultaneamente in entrambi gli emisferi: dapprima si forma quello che è chiamato *arco aurorale*; nella successiva prima mezz'ora le aurore cominciano ad estendersi da Ovest ad Est e verso i poli, raggiungendo le latitudini magnetiche tra 75° e 80° (Nord e Sud); dopodiché inizia una *fase di recupero* che dura circa un'ora nella quale le aurore si indeboliscono pur estendendosi verso l'equatore.

4.2. Modelli di sottotempesta magnetosferica

La comunità scientifica è divisa nella scelta del miglior modello che possa spiegare sia nella sua globalità che nel dettaglio tutti gli aspetti caratteristici della sottotempesta magnetosferica. Per avere idea di tale indecisione basta contare il numero di modelli che vengono oggi proposti. La fig. 3 ne mostra almeno sei (dalla presentazione di A.T.Y. Lui alla Conferenza Chapman dell'AGU, 1990). Il modello che sembra raccogliere maggiori consensi sembra essere quello di un'ulteriore linea neutra detta a X, più vicina alla Terra oltre a quella lontana sempre presente a circa $80-100 R_E$.

4.3. Modello della linea neutra X

Il cosiddetto modello della linea neutra X nei pressi della Terra è probabilmente il modello più accettato tra quelli proposti. Riesce a giustificare la presenza delle aurore e la for-

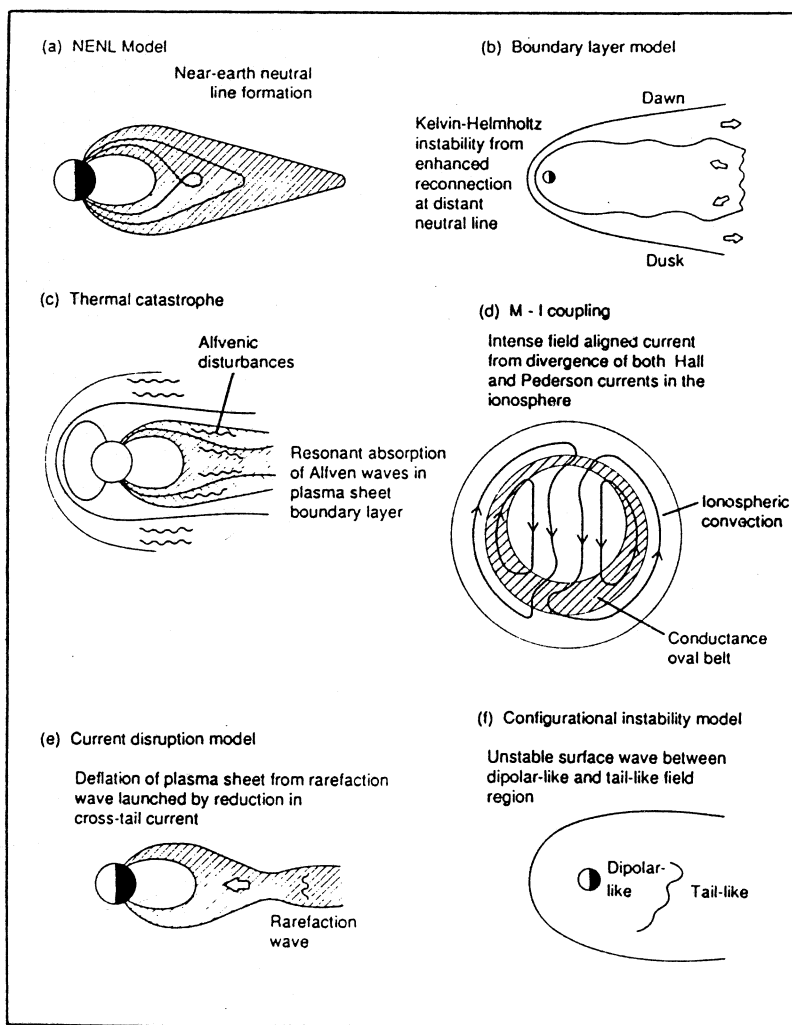


Fig. 3. Modelli sottotempeste.

mazione e l'espulsione di plasmoidi che vedremo meglio in seguito. Questa linea neutra dovrebbe realizzarsi a circa $15 R_E$ contemporaneamente al formarsi delle aurore (McPherron, 1991). L'evoluzione di questo modello può essere seguito come descritto da alcuni lavori di Hones (1979, 1986) dai quali traiamo i passaggi più salienti.

Le fasi in cui evolverebbe la sottotempesta sarebbero le stesse del modello di Akasofu: una fase di espansione ed una di recupero. In

realtà queste due fasi sono precedute da una *fase di crescita o estensione* (per circa un'ora) delle linee di forza chiuse rivolte verso la coda fino a circa $7 R_E$; questa fase è dovuta probabilmente all'aumento nella velocità di riconnessione diurna nei pressi della magnetopausa e quindi all'incremento di energia trasferita per mezzo di fenomeni magnetoidrodinamici dal vento solare alla coda magnetica.

Ad un certo momento si forma la linea neutra che, nella parte rivolta verso Terra, in-

terrompe il flusso di corrente che attraversa normalmente lo strato neutro di plasma; con essa e con la formazione delle aurore inizia la fase di espansione vera e propria. Le linee di forza del campo magnetosferico diminuiscono di estensione contraendosi rapidamente verso Terra, assumendo la forma tipicamente dipolare. La brusca contrazione delle linee di forza riversa elettroni nell'atmosfera superiore: è proprio questo bombardamento di cariche sugli atomi atmosferici a produrre tra i 100 e i 1000 km di quota le tipiche formazioni aurorali. Contemporaneamente si hanno le fasi che precedono la generazione del plasmoido: le linee di forza allungate cominciano a riconnettersi dando luogo a linee chiuse dipolari, accorciate nel lato a monte della linea X, e anelli chiusi nel lato a valle. Nella zona di riconnessione si verifica l'espulsione del plasma che, a sua volta, spinge da una parte il plasmoido verso la coda e dall'altra le linee di forza accorciate verso Terra, con velocità di diverse centinaia di km/s. Quando vengono completate tutte le riconnessioni abbiamo la nascita del plasmoido: esso rappresenta una considerevole struttura magnetica ad anelli chiusi al cui interno troviamo del plasma caldo; è ormai un'entità magnetica senza più legami con la Terra (da cui anche il nome di *isola magnetica*). Le dimensioni del plasmoido sono di circa $70 \times 20 \times 10 R_E^3$, cioè gran parte del volume che va dalla vicina linea neutra a quella più lontana (che era presente già prima della sottotempesta). Dopo la formazione del plasmoido le linee lobari aperte si riconnettono, agendo da fionda nell'espulsione del plasmoido verso la coda magnetosferica con velocità di 500-1000 km/s. Sono passati circa 10 minuti dall'inizio della sottotempesta.

Per poco più di un'ora la linea neutra più vicina alla terra prosegue la riconnessione delle linee di forza chiuse a valle che continuano intanto a provocare le aurore ad altezze ionosferiche. Il rapido ritiro della linea neutra verso la coda chiude il periodo di perturbazione.

Qui di seguito iniziamo a vedere altri modelli alternativi a quello ora descritto.

4.4. Modello dello strato di bordo (*boundary layer model*)

Questo modello si basa in gran parte:

1) nel supporre che sia lo strato neutro di plasma (*neutral sheet*) al bordo della magnetosfera la zona primaria di trasporto di plasma nella coda, 2) nel tentativo di modellare il comportamento delle Aurore e delle correnti ionosferiche durante una sottotempesta (per es. Rostoker e Eastman, 1987). Secondo questo modello un flusso di plasma della coda diretto verso la terra genera una forza trasversale al flusso dello strato di confine che va verso la coda. Si crea così, analogamente a ciò che si verifica nei bacini d'acqua tra vento e strati superficiali del liquido, un'instabilità di Kelvin-Helmholtz che determina le correnti allineate associate alla tempesta e le forme aurorali. Questo modello ammetterebbe anche la presenza di una linea X (tra 20 e 80 R_E) ma non come elemento fondamentale per l'attivazione della sottotempesta.

4.5. Modello di accoppiamento magnetosfera-ionosfera

Come dice il nome questo modello cerca di spiegare l'instaurarsi di quei fenomeni tipici dell'accoppiamento tra magnetosfera e ionosfera, come per esempio l'intenso flusso verticale di correnti allineate nei pressi della mezzanotte locale, associato alla precipitazione di particelle che causano le luci aurorali all'inizio della sottotempesta. Causa principale del fenomeno perturbativo è considerata la riconnessione diurna: sarebbe proprio questa a generare la propagazione di onde di Alfvén tra ionosfera e magnetosfera, causando anche la convezione magnetosferica delle linee di forza. Anche qui potrebbe verificarsi una linea X nella coda con un aumento di convezione, ma tale processo non sarebbe essenziale per la generazione della sottotempesta. Punto debole della teoria è il fatto che essa non spiega sufficientemente l'energizzazione delle particelle della coda.

4.6. Modello dell'instabilità configurazionale

Questa teoria suppone che al confine tra linee di coda e linee dipolari della magnetosfera

interna possa generarsi un'instabilità di Rayleigh-Taylor. Nella zona relativa si produrrebbero a) onde superficiali da associare alle strutture ondose a più grande scala delle forme aurorali e si avrebbe b) una separazione di cariche che controllerebbe le correnti allineate.

4.7. Modello della scissione di corrente

Questo modello prevede una scissione della corrente che attraversa la coda, a partire da circa $10 R_E$ fino alla coda lontana. Parte della corrente viene deviata nella ionosfera polare. Per effetto del forte campo elettrico associato alla scissione, una certa quantità di plasma viene proiettata verso la magnetosfera interna, generando in questo modo un'onda veloce di rarefazione che si propaga nella direzione antisolare lungo lo strato di plasma.

4.8. Modello della catastrofe termica

Probabilmente è il modello più quantitativo tra quelli descritti. Si basa sulla correlazione tra temperatura dello strato di plasma centrale e attività geomagnetica (attraverso l'indice AE). Sarebbe l'assorbimento risonante di onde di Alfvén incidenti sul bordo dello strato di plasma nella coda la causa del riscaldamento delle particelle del plasma centrale: in questo consisterebbe appunto la cosiddetta *catastrofe termica*. Il motivo del riscaldamento risiederebbe nelle condizioni lentamente variabili della coda durante la fase di crescita della sottotempesta, che renderebbero opaco il confine dello strato di plasma alla trasmissione di onde incidenti. In questo processo sarebbero perciò importanti i valori di alcuni parametri: intensità del campo magnetico nei lobi, la temperatura dello strato di plasma, l'intensità delle onde incidenti. Onde di 1-5 mHz e pochi nT, assorbite su superfici di circa $100 R_E^2$, fornirebbero l'energia sufficiente per produrre una sottotempesta.

Una rassegna dei più recenti sviluppi della ricerca sulle sottotempeste magnetosferiche è

stata presentata recentemente da Fairfield (1990).

5. La sottotempesta magnetica vista a terra

La sottotempesta vera e propria si ripete abbastanza spesso, anche alcune volte al giorno, e le intensità maggiori sono confinate per lo più nelle regioni vicine alla zona aurorale (fig. 4, a destra). La causa della sottotempesta è in comune con quella delle aurore. Gli elettroni ad alta energia che penetrano nella ionosfera e causano le aurore, producono anche una stretta banda di plasma ionizzato proprio lungo l'ovale aurorale, le cui correnti formano il cosiddetto *elettrogetto aurorale*. Nelle regioni polari, quasi tutti i fenomeni magnetici possono essere spiegati dalla presenza di questo elettrogetto. A latitudini più basse, la sottotempesta prende la forma quasi gaussiana di uno o più incrementi o depressioni di piccola ampiezza (alcune decine di nT; ma talvolta anche qualche centinaio di nT) dette *baie* per la loro forma tipica che le rende simili a piccole insenature geografiche. La loro durata varia da pochi minuti a qualche ora (fig. 4, a sinistra); a seconda del segno della variazione in H sono dette positive o negative. Proprio a causa del sistema di correnti che le genera, che possono essere semplificate da una corrente ionosferica occidentale posta in zona aurorale che si chiude in senso orientale alle medie latitudini, nelle nostre regioni le baie sono per lo più positive e notturne. La fig. 5 mostra un tipico sistema di correnti aurorali di sottotempesta (Fukushima, 1983).

Risulta chiaro il motivo per cui c'è una maggiore frequenza di baie positive notturne: è il lato notturno quello più influenzato dalla variabilità del vento solare e del campo interplanetario, in quanto direttamente connesso attraverso le linee della coda; il lato diurno è essenzialmente formato da linee chiuse del campo geomagnetico, che possono connettersi al campo interplanetario solo in particolari condizioni favorevoli della sua direzione. La fig. 6 mostra l'esempio di 2 baie registrate in Italia contemporaneamente in 9 stazioni (8

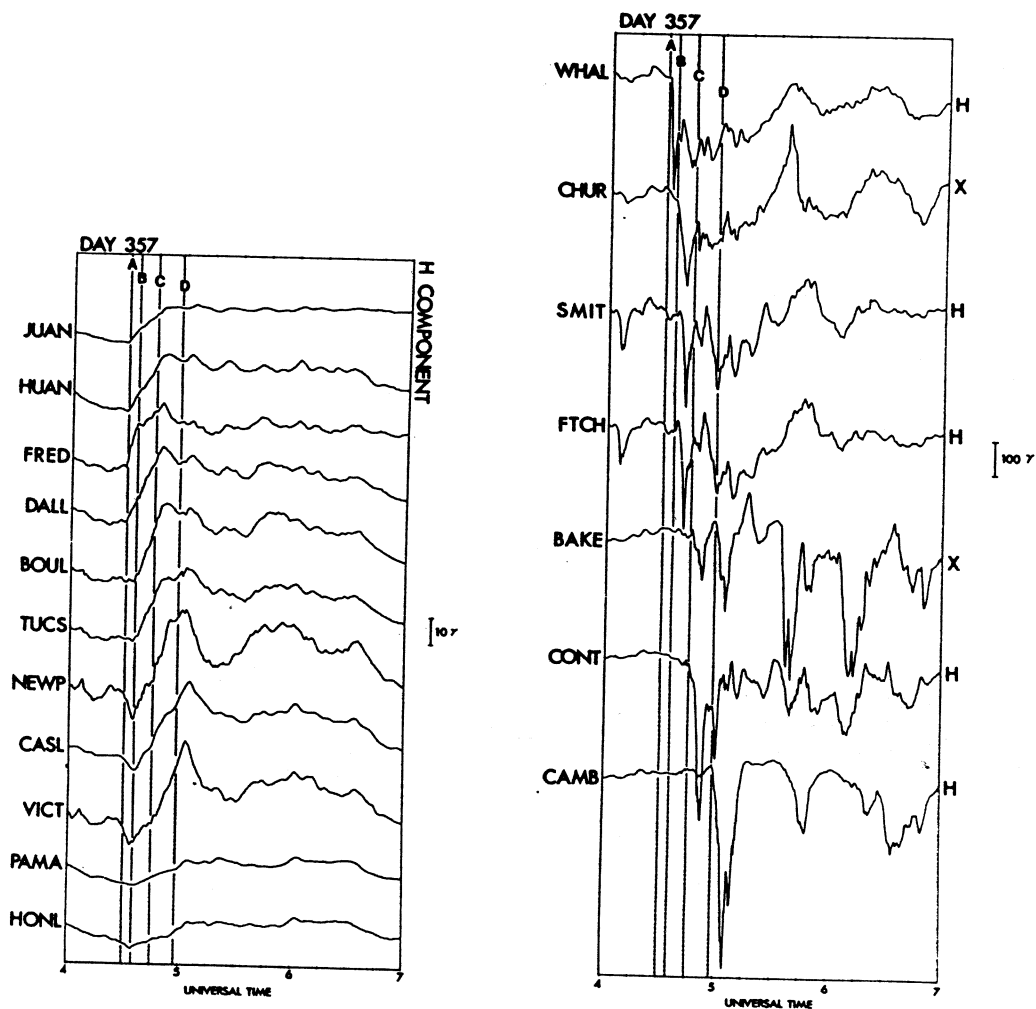


Fig. 4. Sottotempesta a medie (sinistra) e alte latitudini (destra).

presenti in Sardegna ed 1 presso l'Osservatorio principale italiano di L'Aquila; da Balìa *et al.*, 1991). Si nota come l'effetto della perturbazione su tutte le stazioni è molto simile nelle componenti orizzontali (entro il 5-10%), mentre mostra differenze anche notevoli nella componente verticale, che dipendono dalla diversa conducibilità relativa che ciascuna stazione ha rispetto all'area circostante. Proprio su questo principio si basa il sondaggio profondo con metodi magnetovariazionali. La

scelta della baia come evento magnetico da utilizzare risulta evidente a causa della sua chiara forma di semionda sinusoidale.

6. La tempesta magnetica e le sue fasi

La tempesta magnetica è senza dubbio un fenomeno globale e complesso fuori dal comune: come afferma Parkinson (1983) non esistono due tempeste uguali, ma tutte hanno

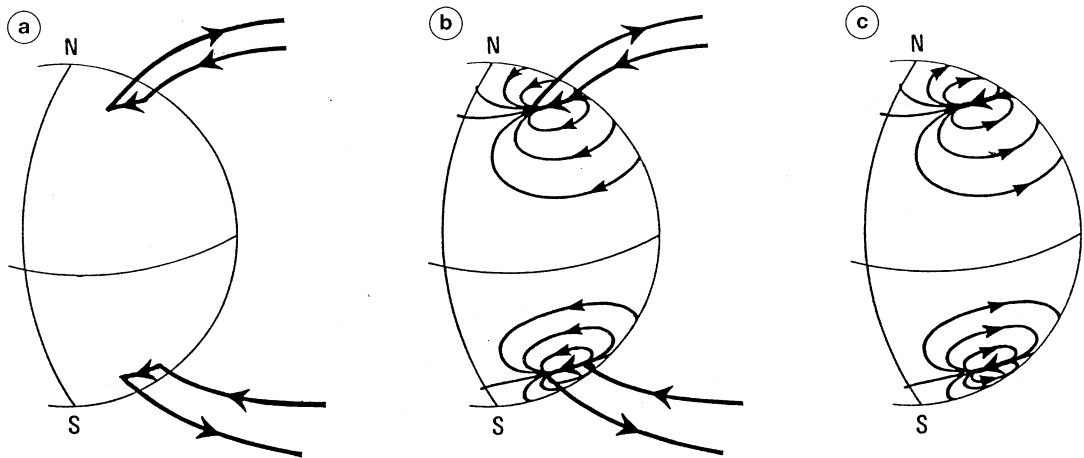


Fig. 5. Sistema tipico di correnti aurorali di sottotempesta. a) Sistema 3D di Birkeland-Alfvén; b) come a) con l'aggiunta della corrente di Pedersen; c) sistema di correnti 2D di Chapman-Vestine (Fukushima, 1983).

molti aspetti in comune. Possiamo descrivere lo svolgersi della tempesta magnetica in alcune fasi importanti successive, anche se il verificarsi simultaneo di tutte le fasi non è condizione necessaria (fig. 7).

6.1. L'inizio brusco della tempesta: SSC

Generalmente, ma non sempre, la tempesta inizia con un improvviso aumento detto SSC (da *storm sudden commencement*) della componente orizzontale Sud-Nord H del campo: tale aumento è associato alla compressione sulla magnetosfera terrestre di un'onda d'urto (acollisionale) generata dall'aumento della pressione dinamica P_D del vento solare (per es. Sagdeev e Kennel, 1991). Tale aumento trova origine nel sole nell'espulsione di enormi quantità di materiale da parte di un notevole brillamento solare avvenuto circa un giorno prima. All'espulsione particellare si accompagna un'emissione di onde elettromagnetiche che raggiunge il nostro pianeta dopo appena 8 minuti: tale arrivo può essere rilevato nei magnetogrammi da una piccola variazione di qualche nT a forma di gancio, detta SFE (da *solar flare effect*). Uno schema di questo possibile meccanismo è proposto in fig. 8 (dalle

note del corso di Geomagnetismo del Prof. P. Dominici). In realtà non esiste un'associazione diretta brillamento-tempesta: infatti secondo uno studio di Joselyn (1984) sembra che la comparsa di un brillamento comporti l'attivazione della tempesta solo nel 40% dei casi; d'altro canto, tale probabilità aumenta al 43% se associata ai buchi coronali (*coronal holes*).

L'SSC, pur essendo un fenomeno planetario (viene registrato entro un minuto in tutto il globo), può variare in latitudine e tempo locale. Prima del brusco innalzamento delle tracce, tutti gli elementi magnetici sono abbastanza calmi. Talvolta, entro 2-3 minuti dopo l'aumento positivo iniziale, troviamo un impulso negativo maggiore; in questo caso l'inizio della tempesta è detto SSC*.

L'SSC può essere considerato un caso particolare di SI (*sudden impulse*) che compare durante quei periodi magneticamente disturbati che però non necessariamente danno luogo ad una tempesta. Per le basse latitudini è stata trovata la seguente relazione empirica lineare tra l'ampiezza in nT dell'SI e la variazione della radice quadrata di P_D (in N/m^2) (Olgvie *et al.*, 1968):

$$SI = (1.5) \cdot 2.4 \times 10^5 \cdot \Delta\sqrt{P_D} \quad (6.1)$$

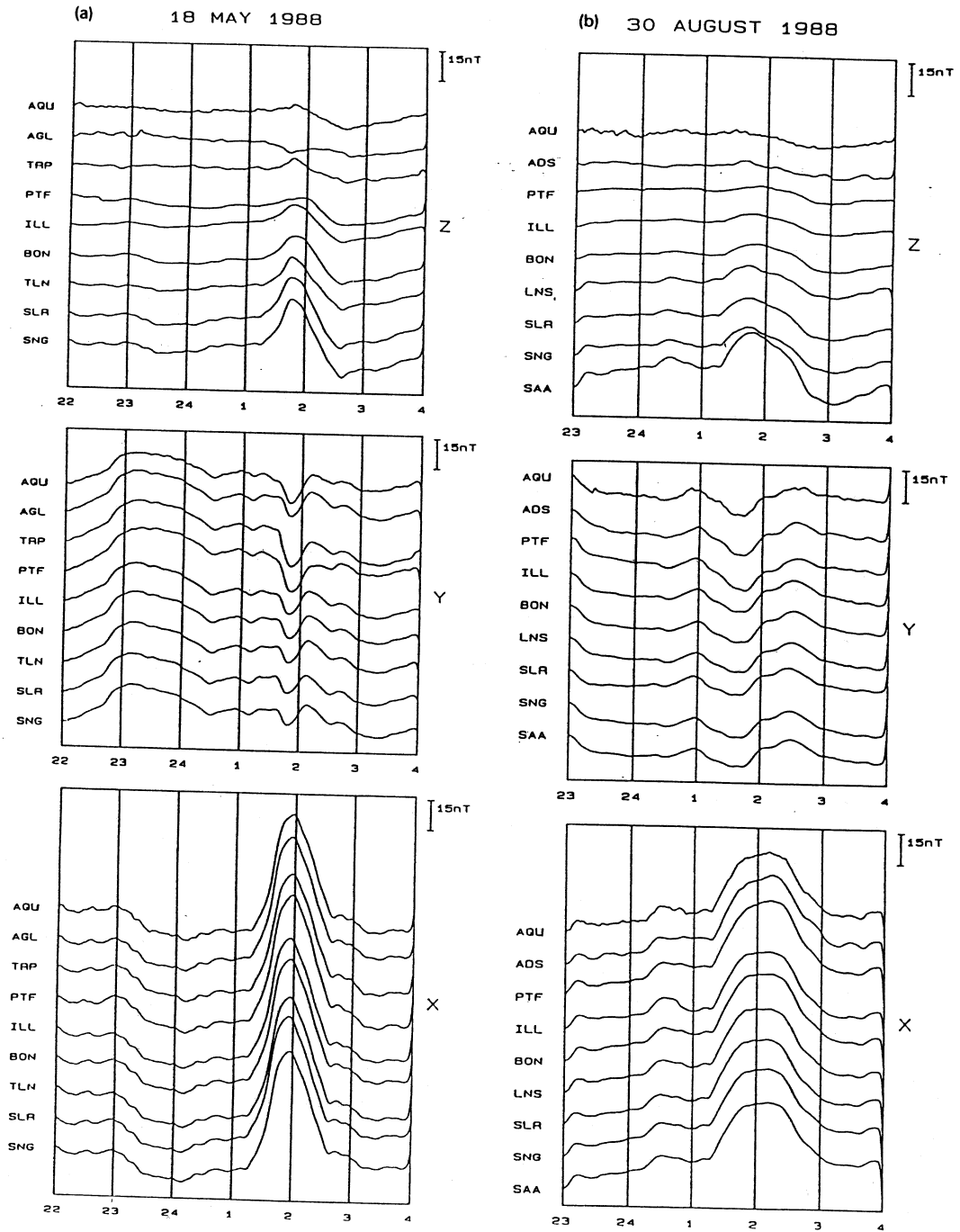


Fig. 6. Due baie registrate in Italia contemporaneamente da 9 stazioni.

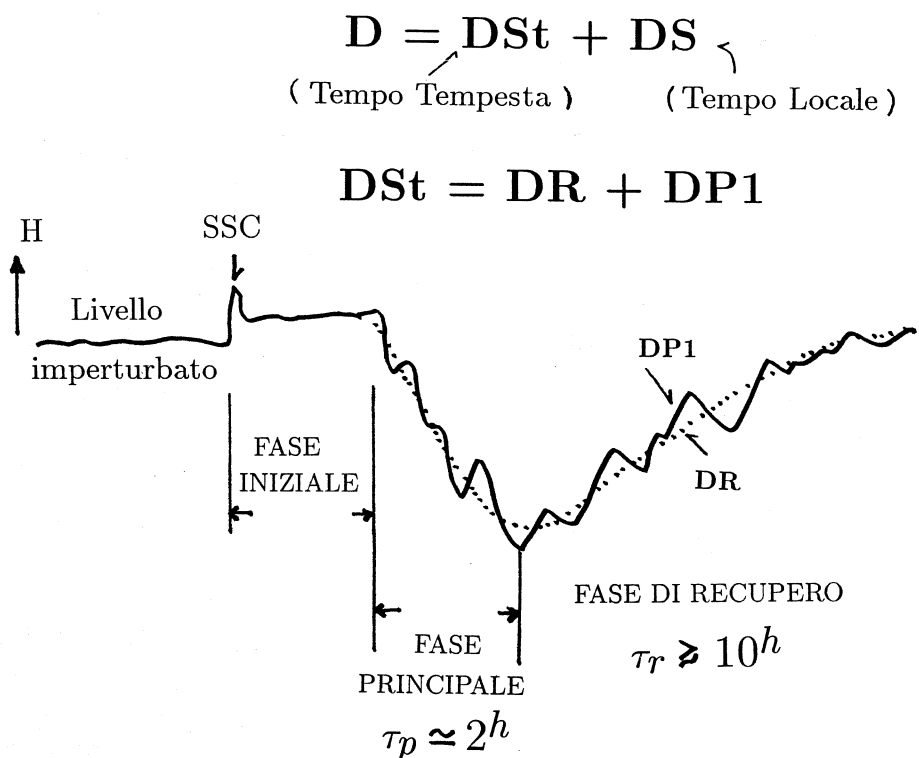


Fig. 7. Schema della tempesta tipo e sue fasi di evoluzione in H .

con $P_D = K\rho v^2$ ($K = 1.02$), ρ = densità (di massa) delle cariche del vento solare, v = la loro velocità; tutte queste grandezze sono espresse in unità MKSI. La formula di cui sopra tiene conto, nel termine in parentesi, anche dell'effetto dell'induzione terrestre che aumenta di circa 1.5 il valore esterno della componente orizzontale. In realtà l'intensità dell'SI che si origina all'altezza della magnetopausa è circa il doppio di quella poi registrata a terra. L'SI si propaga sotto forma di onde idromagnetiche veloci (con velocità di Alfvén $v_A = B_m / \sqrt{\mu_0 \rho}$; dove: B_m = campo magnetico magnetosferico; μ_0 = permeabilità magnetica nel vuoto) e raggiunge il suolo dopo appena 1 minuto. All'SI è associato un impulso elettrico ($\text{rot } \mathbf{E} = -\partial \mathbf{B} / \partial t$) che attraversando la ionosfera viene modificato in ampiezza (*modulazione ionosferica* del segnale SI). Tale effetto aumenta andando verso l'equatore. La ionosfe-

ra può agire anche da schermo a questo impulso generando un impulso precedente (SI-) o seguente (SI+) l'SI vero e proprio.

Durante una tempesta può essere anche stimato il lavoro L effettuato dalla pressione esercitata dal vento solare nel comprimere la magnetopausa verso la Terra (fig. 9):

$$L = \int_{\text{min}}^{\text{max}} F \cdot ds \quad (6.2)$$

dove l'integrale è esteso dal punto iniziale (minima compressione) a quello finale (massima compressione) dello spostamento della magnetopausa lungo il piano equatoriale, rispettivamente prima della tempesta e al suo momento di compressione massima; ds è l'elemento infinitesimo dello spostamento; F è la forza esercitata dal vento solare sulla magnetopausa. Con buona approssimazione possiamo

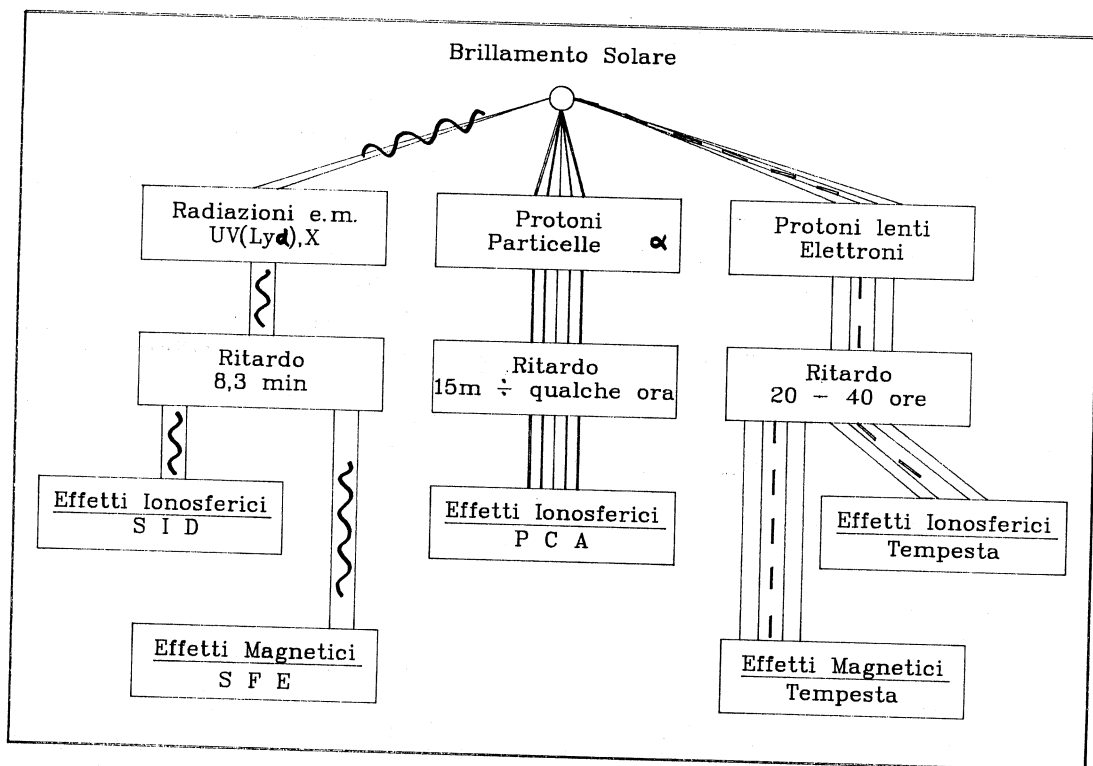


Fig. 8. Probabile meccanismo di causa-effetto tra attività solare e perturbazioni magnetiche e ionosferiche osservate sulla superficie terrestre.

dire che la forza F è uguale a quella (magnetica) F_m che gli si contrappone dalla parte della magnetopausa, che è data da

$$F_m = \frac{B^2}{2\mu_0} \cdot S \quad (6.3)$$

dove B è il campo magnetico all'altezza della magnetopausa, S è la sezione frontale diurna interessata dalla compressione. Per esempio durante la tempesta del 13-14 Marzo 1989, quando è stato stimato uno spostamento della magnetopausa da 10 a $4.7 R_E$ (Allen *et al.*, 1989), L è stato di circa 4×10^{15} J, che è un'energia considerevole se si pensa che corrisponde al doppio del consumo totale medio giornaliero di energia elettrica in Italia (dati ENEL al 1990).

6.2. Fase iniziale

Immediatamente dopo l'SSC (entro una ora), troviamo la *fase iniziale* della tempesta in cui la componente orizzontale H permane per qualche ora a un valore di 30-50 nT maggiore del valore precedente la tempesta. Questa fase forse è dovuta al persistere della compressione del vento solare sulla magnetosfera. Non sempre comunque una tempesta magnetica possiede questa prima fase (così come non sempre la tempesta inizia con l'SSC, ma può iniziare anche in modo graduale; Chapman e Bartels, 1940).

6.3. Fase principale o di iniezione

Questa è la fase più importante ed essenziale della tempesta magnetica. Dopo alcune

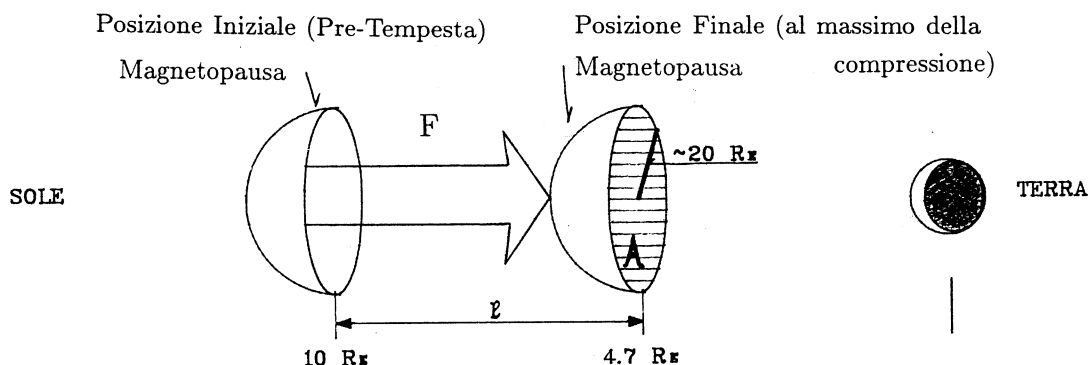


Fig. 9. Lavoro di compressione del vento solare durante la fase iniziale (esempio tempesta 13-14 Marzo 1989). Il disegno non è in scala.

ore dall'SSC (da 2 a 10 ore) la H inizia a diminuire di 100-200 nT (ma i valori possono essere anche più alti) con una costante di tempo τ_p . La causa prima di tale fase è il rafforzamento (da cui il termine di *fase di iniezione*) della corrente anulare occidentale (*ring current*) che produce un campo DR parallelo all'asse geomagnetico dipolare (diretto nella direzione Nord-Sud). La ring current trova origine nel moto di deriva delle cariche provenienti dalla coda magnetica, moto causato dall'intensificarsi del campo elettrico magnetosferico (Nishida, 1978). A causa della particolare configurazione delle linee di forza del campo geomagnetico sulla superficie terrestre, l'effetto della DR sulla H è massimo all'equatore, riducendosi mano a mano che si va verso i poli; l'effetto sulla componente verticale Z è invece massimo ai poli e nullo presso l'equatore. Considerando la formula di Laplace per una spira di raggio r , il valore in amperes della ring current si può facilmente stimare direttamente dalle osservazioni a terra della depressione massima in H riportata nei magnetogrammi ed indicata con DR_0 :

$$I_{DR} \approx \frac{5}{\pi} \cdot DR_0(\text{nT}) \cdot r(\text{km}) \quad (6.4)$$

con le corrispondenti unità espresse tra parentesi.

Possiamo apprezzare anche l'energia U_T

immagazzinata nella ring current (energia cinetica delle particelle residenti):

$$U_T = (1.5) \cdot U_D \cdot DR_0/B_D \quad (6.5)$$

con $U_D \approx 9 \times 10^{17}$ J, l'energia del dipolo geomagnetico e $B_D \approx 30 \times 10^3$ nT, il campo geomagnetico dipolare all'equatore. Per esempio per l'intensa tempesta del marzo 1989 (fig. 10; Villante *et al.*, 1990) troviamo dai dati dell'Osservatorio di L'Aquila (42.38°N, 13.32°E, 682 m s.l.m.; $DR_0 \approx 520$ nT) una corrente $I_{DR} \approx 20 \times 10^6$ A e un'energia di ring current pari a circa 2×10^{16} J. Questo è l'ordine di grandezza della U_T che varia da 3 a 10 volte quella dissipata nelle correnti aurorali (Perault e Akasofu, 1978) che quindi in quell'occasione è stata di circa 10^{15} J.

6.4. Fase di recupero

Dopo aver raggiunto il minimo, la componente H evolve nella cosiddetta *fase di recupero* nella quale ritorna lentamente al valore pre-tempesta più o meno esponenzialmente con una costante di tempo τ_r , maggiore di τ_p ; questa fase è quindi più lunga di quella principale e può durare anche diversi giorni. Secondo Chapman e Bartels (1940) la tempesta successiva si verifica poco prima che il campo abbia completamente raggiunto il valore normale precedente la tempesta stessa, cosicché

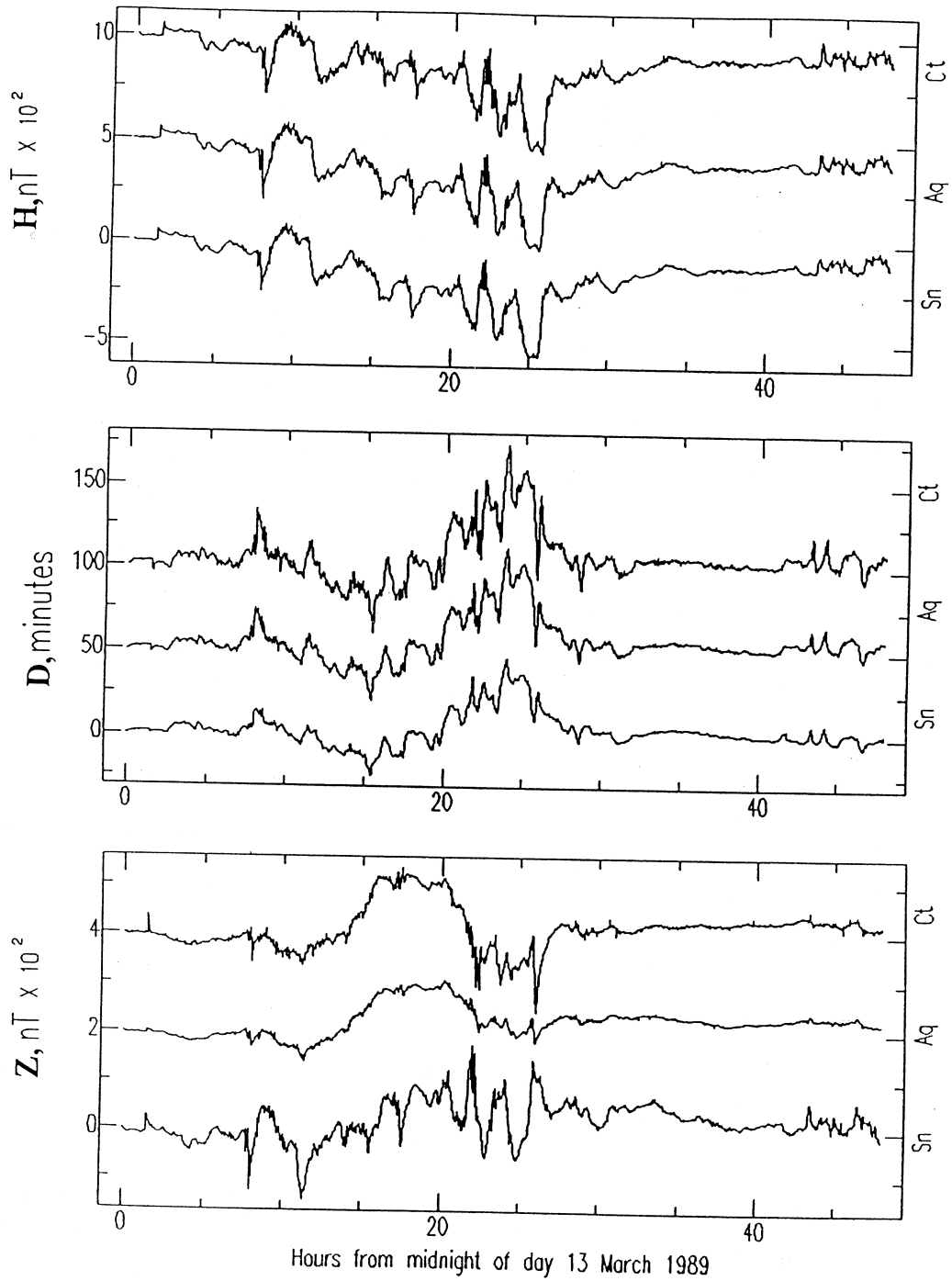


Fig. 10. Tempesta del 13-14 Marzo 1989 registrata a L'Aquila.

la H risulta continuamente diminuita dal campo di perturbazione.

All'andamento generale del campo di ring current (presente sia in fase principale che di recupero) si sovrappone una serie di ondulazioni a più breve durata che sono quelle tipiche delle sottotempeste magnetiche (campo $DP1$). In realtà la struttura della ring current è significativamente più complessa di quella descritta dal modellino simmetrico ad anello qui proposto. Per esempio secondo Akasofu (1978) DR può pensarsi costituito da due campi $DR1$ e $DR2$, generati da due diverse correnti anulari, rispettivamente una più vicina alla Terra (distanza inferiore a $3R_E$) e l'altra più lontana (oltre $3R_E$). $DR1$ fornirebbe il contributo maggiore durante le tempeste più forti (con variazioni assolute in H fino a 500 nT), mentre $DR2$ rappresenterebbe un contributo che non supererebbe mai i 150 nT. Inoltre ci sono sempre maggiori evidenze sperimentali di una probabile sovrapposizione nel lato notturno tra correnti della coda e ring current (Tsyganenko, 1990). L'asimmetria della ring current fa sì che le intensità di parte notturna sovrastino di 2-3 volte quelle di parte diurna e che il rapporto di densità di ioni intrappolati sia di 20:1 (Roelof, 1987).

In questa trattazione comunque assumiamo che la DR sia dovuta ad un'unica corrente anulare a 3-5 R_E , questo anche per semplificarci le cose.

Vediamo come è stato spiegato l'innesco o meno dello stato di tempesta, e quindi dello sviluppo (rafforzamento) e decadimento (in fase di recupero) della ring current.

6.5. Sviluppo e decadimento di DR

Le costanti di tempo di aumento (nella fase principale) e di ritorno (fase di recupero) di $|DR|$ come già detto hanno valori diversi, in quanto dovuti a cause diverse: τ_p dipende dalla velocità di riconnessione nella magnetopausa diurna, e perciò dalle condizioni del campo magnetico interplanetario; τ_r dipende invece per lo più dal fatto che diminuisce il numero di particelle intrappolate nella ring current e quindi dalla velocità con cui i protoni sono

persi per scambio di carica con atomi neutri di idrogeno (di conseguenza c'è un riscaldamento del gas neutro a spese di un raffreddamento del plasma); questo vuol dire in pratica che τ_r deve dipendere dall'intensità stessa di DR .

Burton *et al.* (1975) hanno ipotizzato un modello basato sul concetto di *rettificatore a mezza onda* nel quale la variazione di DR è regolata nel tempo dalla seguente equazione empirica:

$$dDR(t)/dt = F(t) - DR(t)/\tau_r \quad (6.6)$$

con $F(t)$ detta *funzione di iniezione* che dipende dalla componente trasversale del campo elettrico E_y ($= vB_z$, v = velocità vento solare e B_z = componente Nord-Sud del campo interplanetario) quando B_z è diretto verso Sud, mentre è nulla nella fase di recupero. In formule: $F(t) = 0$, se $E_y < 0.5$ mV/m, oppure $F(t) = d \cdot (E_y - 0.5)$ se $E_y > 0.5$ mV/m, con d una costante prefissata. I valori adottati dal gruppo di Burton sono stati: $d = -1.5 \times 10^{-3}$ nT/(mVm⁻¹)s, $\tau_r = 8$ ore circa. Dalla (6.6) e dalle proprietà della funzione di iniezione si riscontra come durante la fase di recupero l'intensità di DR evolve nel tempo come $DR = DR_0 \cdot \exp[-(t - t_0)/\tau]$. Come si vede l'interazione avviene soltanto per campi interplanetari diretti verso Sud: come già detto, ciò è dovuto al fatto che solo in questo modo c'è completa riconnessione tra campo interplanetario e campo magnetico terrestre. Questo modello è stato usato anche per predire l'andamento del campo di DSI a partire dai valori dei parametri del vento solare (fig. 11) assumendo una relazione del tipo:

$$DSI = DR + b\sqrt{P_D} - c \quad (6.7)$$

con b e c , costanti prefissate (rispettivamente 0.2 nT/ $\sqrt{\text{eV/cm}^3}$ e 20 nT).

Osservando la fig. 11 ritroviamo tutti gli elementi di una tempesta: SSC, fasi iniziale, principale e di recupero. Notiamo come la fase di recupero coincida con il momento in cui E_y è al di sotto del valore di soglia scelto dal gruppo di Burton; il modello rappresenta altrettanto bene anche tempeste a inizio graduale. Ma la pressione P_D e il campo elettrico tra-

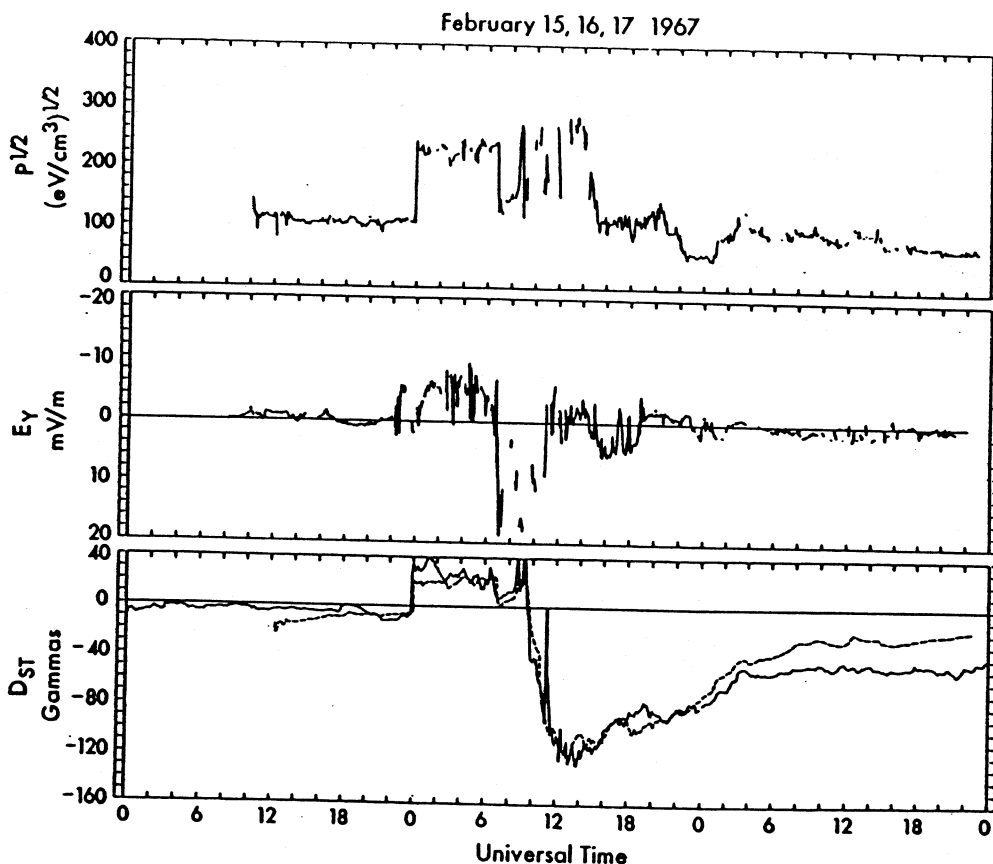


Fig. 11. Dst previsto dal modello di Burton *et al.* (tratteggiato) confrontato con quello sperimentale (tratto continuo) per una tempesta con SSC.

sversale E_y , del vento solare variano per lo più in maniera indipendente, di conseguenza SSC e fase iniziale non è detto che avvengano comunque; analogamente gli SSC possono non essere seguiti dalla fase principale e dar luogo quindi solamente ai semplici SI.

Quanto detto spiega perché le diverse fasi osservate durante la tempesta siano comunemente considerate un unico set che costituisce appunto un unico fenomeno, la tempesta magnetica stessa. Recentemente è stata proposta una formulazione alternativa per la funzione d'iniezione $F(t)$ (Feldstein *et al.*, 1990), del tipo:

$$F(t) = F_1(t) + F_2(t) \quad (6.8)$$

con $F_1(t) = 0$ (nella fase di recupero) oppure $F_1(t) = A_1 v(B_z - A_2 \sigma) + A_4$; $F_2(t) = A_3(v - 300)$ (v in km/s, B_z e σ in nT dove quest'ultima grandezza è una specie di deviazione standard di B_z su piccola scala temporale, generalmente un'ora; Hruska, 1990). $A_1 \dots A_4$ sono costanti determinate sperimentalmente. Dal modello del gruppo di Feldstein si trova conferma che, come detto prima, la costante di tempo τ è in realtà variabile e assume valore diverso nelle due fasi principale e di recupero (Feldstein *et al.* danno valori di $\tau_p \approx 2$, $\tau_r \approx 10$ ore). Il valore delle due costanti di tempo varia anche a seconda dell'intensità della tempesta, e, almeno per le tempeste deboli, dal valore stesso che assume F .

A questo punto vale la pena fare due osservazioni importanti.

a) Prima abbiamo parlato di *rafforzamento* della ring current non di formazione. Infatti la ring current è sempre presente anche nei periodi magneticamente calmi. La fig. 12 mostra il caso in cui durante periodi notturni magneticamente tranquilli una variazione di 200 km/s nella velocità del vento solare porta ad una depressione del livello imperturbato di 20 nT che può essere giustificato appunto dalla presenza di una ring current.

b) Il modello di Burton *et al.* ha avuto un peso determinante nello studio delle tempeste geomagnetiche fornendo senza dubbio un punto di vista nuovo e originale: le tempeste rappresentano un fenomeno non più semplice prodotto dell'attività di sottotempesta (cioè

successione di tante sottotempeste intense, come prospettato da Akasofu, 1968 o Kamide, 1979) ma piuttosto un fenomeno indipendente. Comunque anche l'idea che possano esserci solo due stati possibili e cioè $F(t) \neq 0$ per la sola fase di iniezione, implicherebbe che il trasferimento di energia tra vento solare e magnetosfera possa avvenire solamente per $B_z < 0$. In realtà si pensa che esistano degli stati intermedi in cui seppure inferiore il trasferimento di energia è ancora possibile. A questo proposito Perrault e Akasofu (1978) hanno proposto una relazione tra energia totale $u(t)$ dissipata dalla tempesta e l'intensità $P(t)$ ($= EB/\mu_0$) del flusso di Poynting (potenza che entra nella magnetosfera nell'unità di superficie) (fig. 13):

$$u(t) = P(t) \cdot l_0^2 \cdot \sin^4(\theta/2) \quad (6.9)$$

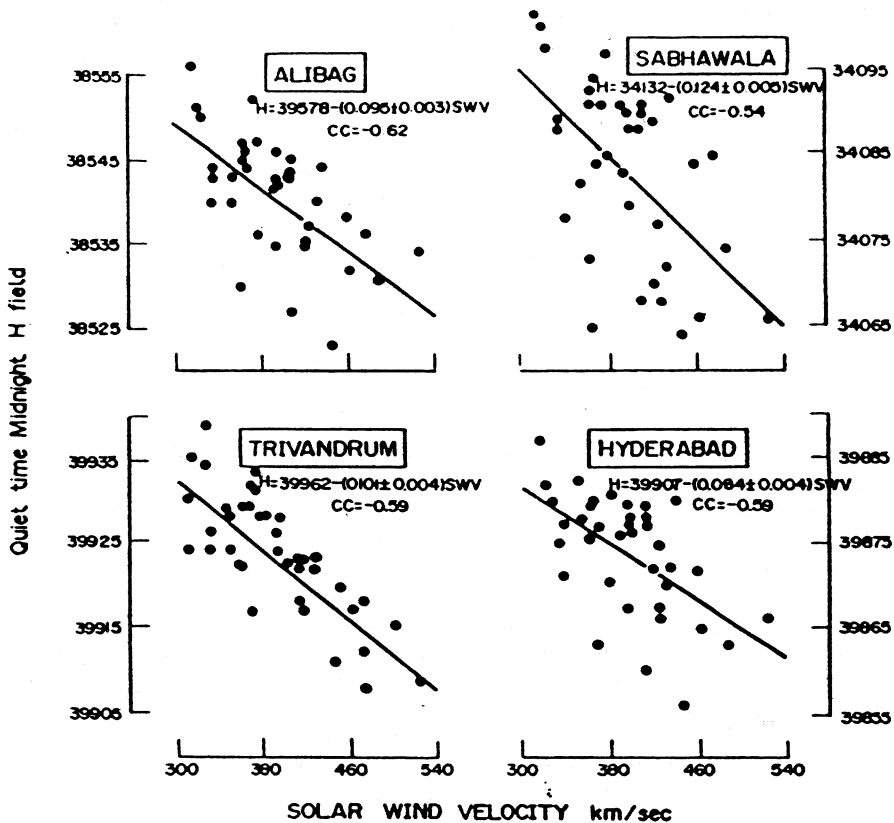


Fig. 12. Campo notturno in funzione della velocità del vento solare. Si vede che la ring current è presente anche durante periodi notturni supposti tranquilli.

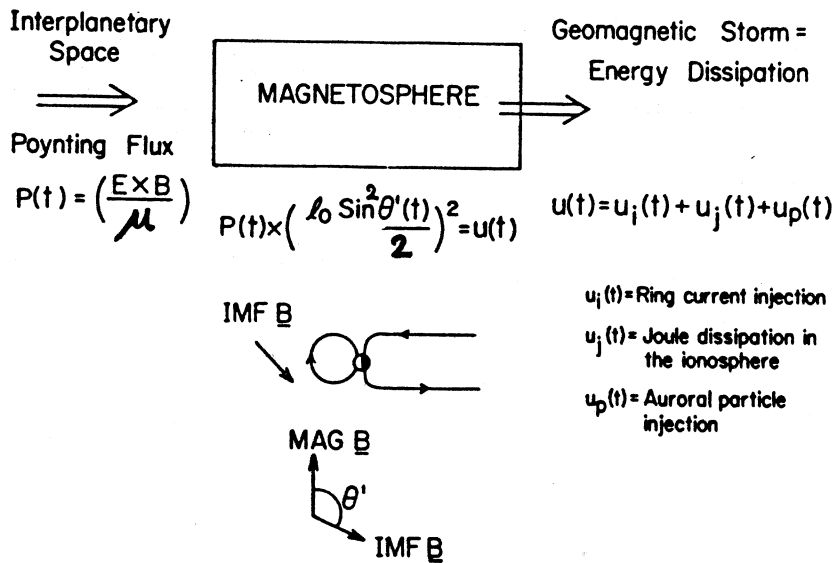


Fig. 13. Modello di Perrault-Akasofu di interazione tra flusso energetico d'ingresso alla magnetosfera ed energia sviluppata dalla tempesta (per i simboli delle formule vedere nel testo).

con $l_0 = 7R_E$ e θ' l'angolo tra campo geomagnetico e interplanetario. Si dimostra che c'è un ottimo accordo tra $u(t)$ e $P(t)$, entro due ordini di grandezza, durante l'evoluzione di una tempesta magnetica.

7. Periodicità dell'attività magnetica

Molti lavori in letteratura hanno mostrato come l'attività geomagnetica sia in larga misura controllata dal Sole, più precisamente che l'intensità della perturbazione varia a seconda della fase del ciclo solare, che sappiamo avere una ricorrenza di circa 11 anni.

Utilizzando le lunghe serie temporali di alcuni indici sono state trovate alcune evidenti periodicità: appunto quella undecennale, quindi 1 anno, 6 mesi (con massimi agli equinozi), 27 giorni e 1 giorno. Mentre la ciclicità annuale è abbastanza chiara e dovuta alla rivoluzione terrestre intorno al Sole, quella semiannuale è stata causa di grosse dispute in sede scientifica. La spiegazione più plausibile sembra essere quella fornita da McIntosh (1959) dovuta all'orientazione dell'asse magnetico terrestre rispetto al vento solare: a marzo e

settembre, quando si verifica la maggior parte di attività magnetica, l'asse dipolare terrestre è quasi perpendicolare alla linea Terra-Sole, mentre assume la massima inclinazione di circa 23° nei mesi di minima attività, a giugno e dicembre. Tale ipotesi è stata poi perfezionata da Russel e McPherron (1973). Anche il periodo di 27 giorni ritrova come causa prima il Sole, essendo proprio il periodo sinodico solare (periodo di rotazione apparente del Sole visto dalla Terra).

Si pensa che la causa della perturbazione risieda in particolari zone dette *buchi coronali*, da cui proprio per la minore densità coronale, viene emesso vento solare a maggiore velocità (Nolte *et al.*, 1976). In realtà il ciclo di 27 giorni non è esattamente una pura periodicità, tanto è vero che è stata chiamata quasi-periodicità da Bartels (1935). La fig. 14 mostra infatti come raggruppando l'indice A_p secondo gruppi di 27 giorni tale periodicità slitti leggermente con il passare del tempo.

La tendenza a ricorrere giornalmente è tipica delle sottotempeste che si verificano più frequentemente e risultano più intense durante le ore notturne locali, dando così luogo ad una periodicità diurna locale.

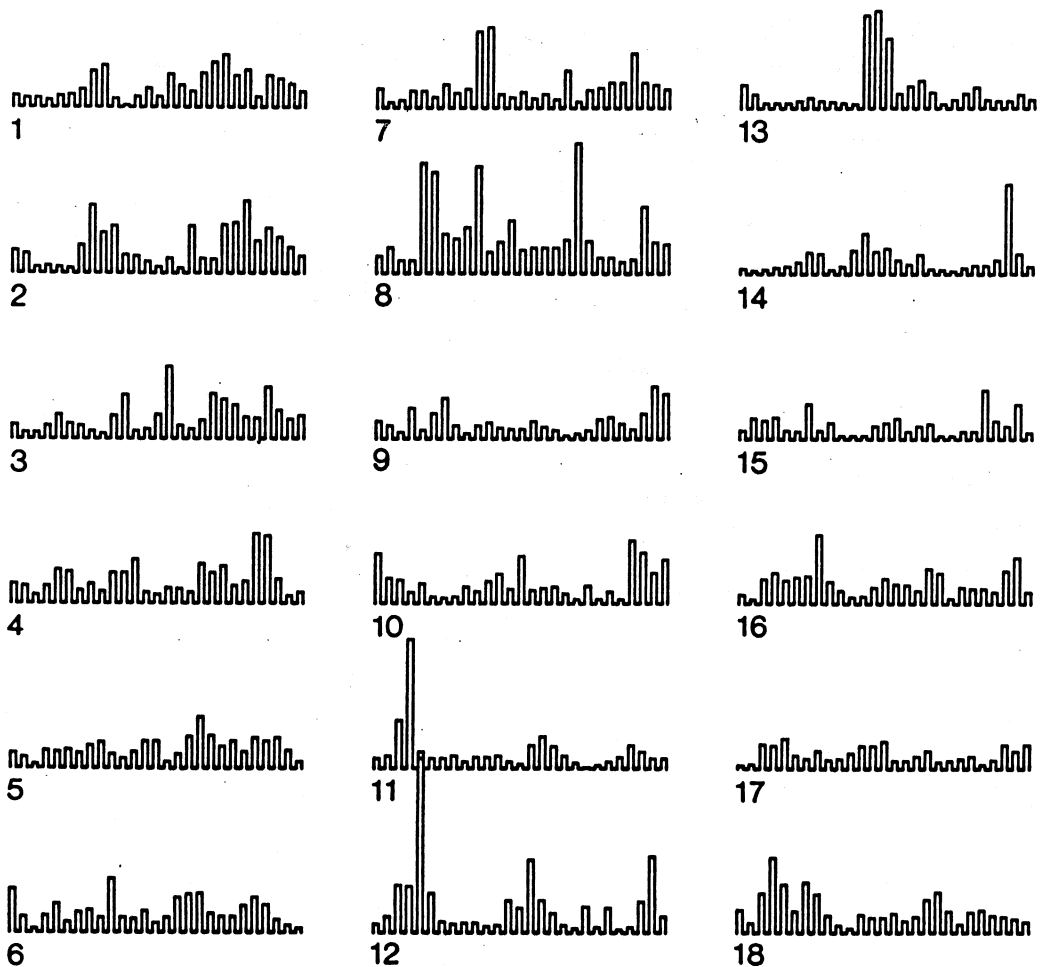


Fig. 14. Indici A_p a gruppi di 27 giorni. Si nota che il ciclo in realtà non si ripete esattamente.

8. Effetti sulle attività antropiche

I fenomeni di perturbazione magnetica, in particolare quelli di intensa tempesta magnetica, non trovano interesse soltanto per i loro aspetti scientifici di ricerca ma anche per gli effetti che hanno sui sistemi antropici, specie quelli più moderni.

È stato verificato un impatto tecnologico non indifferente che si manifesta con l'interruzione delle trasmissioni transoceaniche su cavo telefonico, con disturbi sui sistemi elettronici di controllo di lunghe tubazioni conduttri-

ci (oleodotti) oppure con il malfunzionamento di trasformatori di potenza, o con l'interruzione delle radiotrasmissioni effettuate per via ionosferica.

Anche l'effetto diretto sull'uomo può essere importante. Il campo geomagnetico rappresenta uno schermo parziale all'arrivo a terra delle particelle solari o di origine galattica (raggi cosmici). Con l'aumentare della latitudine geomagnetica diminuisce l'energia richiesta a queste particelle per raggiungere la superficie terrestre: normalmente particelle con energia superiore a 100 keV hanno libero ac-

cesso nelle latitudini aurorali e polari. Durante una forte tempesta la zona di penetrazione si allarga fino a latitudini più basse. Per esempio all'epoca della famosa tempesta del 13 Marzo 1989 questa zona si è estesa fino a latitudini di 45-50°. Lo stesso giorno partiva lo shuttle Discovery che si limitava a raggiungere in orbita al massimo la latitudine di 28°. Il flusso di particelle energetiche sarebbe risultato sicuramente dannoso all'equipaggio della navicella se l'orbita fosse stata a latitudini superiori (Atwell *et al.*, 1990).

A tutto questo va chiaramente aggiunto l'impatto di tipo scientifico che riguarda tutte quelle attività di ricerca geofisica che implicano misure di tipo magnetico per prospezione del suolo e che presuppongono la più accurata precisione di misura possibile e quindi la mancanza totale di perturbazioni e disturbi magnetici.

9. Previsione dell'attività magnetica

Abbiamo visto nella precedente sezione come le perturbazioni magnetiche possono avere notevoli ripercussioni sui sistemi terrestri, siano essi di comunicazione radio, che di fornitura di energia elettrica. È stato quindi naturale chiedersi se era possibile prevedere il verificarsi delle forti tempeste. Notevoli progressi sono stati fatti in questo campo. In certa misura questi metodi si basano sia sulle considerazioni statistiche accennate nella sezione sulle ciclicità riconosciute nell'attività magnetica (specialmente quella di 27 giorni; Beamish e Heinson, 1987) che di osservazione dei possibili fenomeni precursori solari (disturbance) e PCA (*polar cap absorption*), e magnetici (SFE) che possono precedere di qualche giorno il verificarsi della tempesta magnetica (Allen *et al.*, 1989; Bianchi *et al.*, 1992). Il servizio di previsione è particolarmente importante alle alte latitudini dove la variazione del campo magnetico può essere particolarmente intensa; risultano infatti attivati presso il British Geological Survey, in Scozia e presso il Geological Survey in Canada, due regioni particolarmente toccate dagli effetti di forti perturbazioni

magnetiche (per es. Hruska *et al.*, 1990). Anche negli Stati Uniti è presente un efficiente servizio di previsione magnetica presso il SESC (Space Environment Services Center, Boulder, Colorado) che fornisce la sua consulenza con dati in tempo reale alla NASA, in supporto sia del programma Shuttle (Atwell *et al.*, 1990) che del controllo di posizione dei satelliti in orbita.

10. Conclusioni

La presenza di satelliti nella magnetosfera rappresenta un'eccezionale occasione per studiare quest'immenso laboratorio reale che è la magnetosfera all'interno della quale avvengono moltissimi fenomeni fisici in cui è coinvolto il plasma, che, proprio a causa della sua peculiarità, può essere considerato alla stregua di un *quarto stato* della materia. Siamo lontani ancora da aver risolto tutti gli aspetti coinvolti in questi fenomeni violenti che sono le tempeste e le sottotempeste magnetosferiche. Come abbiamo rapidamente visto esistono diverse scuole di pensiero e diversi modelli, che riescono di volta in volta a rappresentare uno specifico lato del problema, ma non in tutto il suo insieme. Gli sforzi che si stanno esercitando nei tempi più recenti tendono a raggiungere una conoscenza dei fenomeni associati allo stato *critico* in cui viene a trovarsi il sistema vento solare-magnetosfera-ionosfera. Abbiamo visto come non sono neanche da trascurare gli effetti delle tempeste magnetiche sui sistemi umani. Per finire possiamo ricordare le parole che concludono l'articolo di Allen *et al.* (1989): «Come una società moderna si muove verso un sempre maggiore uso di dispositivi tecnologici altamente sofisticati, spesso controllati da microchip sempre più veloci e compatti, nello spazio, su satelliti e astronavi, o a terra, i cui sistemi di comunicazione e di trasferimento di energia divengono sempre più importanti e strettamente connessi, così deve aumentare il nostro interesse al maggior impatto che questi fenomeni di perturbazione hanno sui sistemi antropici e sulla popolazione».

Ringraziamenti

Voglio ringraziare diverse persone il cui aiuto è risultato fondamentale per la raccolta di informazioni, l'organizzazione e la stesura del presente lavoro di rassegna: J. Allen, C. Bianchi, M. Candidi, M. Chiappini, N. Fukushima, G.P. Gregori, D.J. Kerridge, A. Meloni, P. Palangio, M. Vellante, Z. Vörös. Alcune figure sono state gentilmente realizzate da L. Magno. Anche la cortesia dell'ENEL è stata apprezzata per avere un termine di paragone alle energie in gioco nelle perturbazioni magnetosferiche.

BIBLIOGRAFIA

- AKASOFU, S-I. (1968): *Polar and magnetic substorms* (Springer Verlag, N.Y.).
- AKASOFU, S-I. (1978): The interaction between a magnetized plasma flow and a magnetized celestial body: a review of magnetospheric studies, *Space Sci. Rev.*, **21**, 489-526.
- ALLEN, J., L. FRANK, P. REIFF e H. SAUER (1989): Effects of the March 1989 solar activity, *EOS*, **70**, 1479-1488.
- ATWELL, W., M. GOLIGHTLY e A. HARDY (1990): Solar and geophysical data for the space Shuttle program: user requirements and applications, in *Proceedings of a Workshop at Leura, Australia, October 16-20, 1989*, a cura di THOMPSON *et al.*, 1-12.
- BALIA, R., E. BOZZO, A. DE SANTIS, A. ELENA, G. GHEZZI, A. MELONI e G. RANIERI (1991): A magnetovariational study in Sardinia, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **66**, 92-100.
- BARTELS, J. (1935): Random fluctuations, persistence and quasi-persistence in geophysical and cosmical periodicities, *Terr. Mag.*, **40**, 1-60.
- BARTELS, J., N.H. HECK e H.F. JOHNSTON (1939): The three hourly range index measuring geomagnetic activity, *Terr. Mag. Atmos. Electr.*, **44**, 411.
- BEAMISH, D. e G. HEINSON (1987): Forecasting geomagnetic activity: the background statistics of simple methods, *Geomagnetism Res. Group Internal Report*, n. 87/26, 39.
- BIANCHI, C., A. DE SANTIS, A. MELONI e B. ZOLESI (1992): Magnetic and ionospheric effects of the strong magnetospheric storm of March 13th, 1989 over Italy, *Il Nuovo Cimento C*, **15**, 45.
- BURTON, R.K., R.L. MCPHERRON e C.T. RUSSELL (1975): An empirical relationship between interplanetary condition and Dst, *J. Geophys. Res.*, **80**, 4204.
- CAMPBELL, W.H. (1989): The regular geomagnetic-field variation during quiet solar variations, in *Geomagnetism*, a cura di J.A. JACOBS, vol. 3, 385-460.
- CANDIDI, M. (1993): Interazioni magnetosfera-ionosfera, *Annali di Geofisica*, **36** (suppl. 5-6), 11-39.
- CHAPMAN, S. e J. BARTELS (1940): *Geomagnetism* (Oxford University Press, London).
- DAVIS, T.N. e M. SUGIURA (1966): Auroral electrojet activity index AE and its Universal Time variations, *J. Geophys. Res.*, **71**, 785.
- DE SANTIS, A., M. CHIAPPINI e ANNA DE SANTIS (1990): Algoritmi per la stima del livello di perturbazione del campo geomagnetico, in *Atti II Workshop GIAS - «Informatica e Scienze della Terra»*, Sarnano, 102-106.
- DE SANTIS, A. e M. CHIAPPINI (1992): Automatic K scaling by means of fractal and harmonic analysis, *Ann. Geophys.*, **10**, 597-602.
- FAIRFIELD, D.H. (1990): Recent advances in magnetospheric substorm research, *J. Atm. Terr. Phys.*, **52** (12), 1155-1167.
- FELDSTEIN, Y.I., A. GRAFE, V.YU. PISARSKY, A. PRIGANSOVA e P.V. SUMARUK (1990): Magnetic field of the magnetospheric ring current and its dynamics during magnetic storms, *J. Atm. Terr. Phys.*, **52** (12), 1185-1191.
- FUKUSHIMA, N. (1983): Geomagnetic bays in middle latitudes, in *Contribuciones científicas para conmemorar el 75 aniversario del Observatorio del Ebro*, a cura di J.O. CARDUS, Roquetes (Tarragona), 181-188.
- HENRIKSEN, K. e A. EGELAND (1988): The interpretation of the auroral green line, *EOS*, **69** (29), 721-734.
- HONES, E. JR. (1979): Plasma flows in the magnetotail and its implications for substorm theories, in *Dynamics of the Magnetosphere*, a cura di S-I. AKASOFU, Dordrecht.
- HONES, E. JR. (1986): La coda magnetica della Terra, *Le Scienze*, **213**, 32-39.
- HRUSKA, A. (1990): Limits to forecasting of geomagnetic activity, in *Proceedings of a Workshop at Leura, Australia, October 16-20, 1989*, a cura di THOMPSON *et al.*, 65-69.
- HRUSKA, J., R.L. COLES, H.-L. LAM e G. JANSEN VAN BEEK (1990): The character and some effects of the major magnetic storm of 13-14 March, 1989, in *Current Research, Part A*, Geological Survey of Canada, paper 90-1A, 45-56.
- JOSELYN, J.A. (1984): SESC methods for short-term geomagnetic predictions, in *Proceedings of the Solar-Terrestrial predictions, Workshop at Meudon, France, June 18-22, 1984*, a cura di SIMONE *et al.*
- KAMIDE, Y. (1991): Toward a standardized definition of geomagnetic sudden impulses and storm sudden commencements, *EOS*, **72** (28), 300.
- MCINTOSH, D.H. (1959): On the annual variation of magnetic disturbances, *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, **251**, 525-552.
- MCPHERRON, R.L. (1991): Physical processes producing magnetospheric substorms and magnetic storms, in *Geomagnetism*, a cura di J.A. JACOBS, vol.4, 593-734.
- MELONI, A. (1993): La variazione secolare del campo geomagnetico, *Annali di Geofisica*, **36** (suppl. 5-6), 41-54.
- MENVIELLE, M. e A. BERTHELIER (1991): The K-derived planetary indices: description and availability, *Rev. Geophys.*, **29**, 415-432.
- NISHIDA, A. (1978): *Geomagnetic diagnosis of the Magnetosphere* (Springer Verlag, N.Y.), 256.
- NOLTE, J.T., A.S. KRIEGER, A.F. TIMOTHY, R.E. GOLD, C.E. ROELOF, G. VAIANA, A.T. LAZARUS, J.D. SULLIVAN e P.S. MCINTOSH (1976): Coronal holes as a source of solar wind, *Solar Phys.*, **46**, 303-322.
- OLGIVIE, K.W., L.F. BURLAGA e T.D. WILKERSON (1968):

- Plasma observations on Explorer 34, *J. Geophys. Res.*, **73**, 6809-6824.
- PARKINSON, W.D. (1983): *Introduction to Geomagnetism* (Scottish Academic Press, Edinburgh), 433.
- PERRAULT, P. e S-I. AKASOFU (1978): A study of geomagnetic storms, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **54**, 547.
- RANGARAJAN, G.K. (1989): Indices of Geomagnetic Activities, in *Geomagnetism*, a cura di J.A. JACOBS, vol. 3, 323-384.
- REGAN, R.D. e P. RODRIGUEZ (1981): An overview of the external magnetic field with regard to magnetic surveys, *Geophys. Surv.*, **6**, 255.
- ROELOF, E.C. (1987): Energetic neutral atom image of a storm-time ring current, *Geophys. Res. Lett.*, **14**, 652.
- ROSTOKER, G. e T. EASTMAN (1987): A boundary layer model for magnetospheric substorms, *J. Geophys. Res.*, **92**, 12187.
- RUSSELL, C.T. (1986): Solar wind control of the magnetospheric configuration, in *Solar Wind-Magnetosphere Coupling*, a cura di KAMIDE e SLAVIN, 209-231.
- RUSSELL, C.T. e R.L. MCPHERRON (1973): Semiannual variation of geomagnetic activity, *J. Geophys. Res.*, **78**, 92-108.
- SAGDEEV, R.Z. e C.F. KENNEL (1991): Onde d'urto acollisionali, *Le Scienze*, **274**, 58-69.
- TSYGANENKO, N.A. (1990): Quantitative models of the magnetospheric magnetic field: methods and results, *Space Sci. Rev.*, **54**, 75-186.
- VILLANTE, U. (1993): Vento solare e magnetosfera terrestre, *Annali di Geofisica*, **36** (suppl. 5-6), 1-10.
- VILLANTE, U., M. VELLANTE, M. DE LAURETIS, A. MELLONI e P. PALANGIO (1990): The strong geomagnetic storm of March 13, 1989: an analysis at a low latitude station, *Ann. Geophys.*, **8**, 337-342.