

ALMA MATER STUDIORUM - UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

FACOLTÀ DI SCIENZE MATEMATICHE, FISICHE E NATURALI

Corso di laurea in Fisica dell'Atmosfera e Meteorologia

OSSERVAZIONE DELLE PERTURBAZIONI CHIMICHE INDOTTE DA SPRITE IN ALTA ATMOSFERA

Tesi di laurea triennale:
Maura Mondaini

Relatore:
Prof. Vincenzo Levizzani

Co-relatori:
Dott. Enrico Arnone
Dott.^{ssa} Bianca Maria Dinelli

Sessione II
Anno Accademico 2010-2011

Indice

1. Introduzione	3
2. Stratosfera: struttura e composizione chimica	5
2.1 Concentrazioni tipiche della stratosfera e mesosfera	5
2.2 Chimica dell'Ozono.....	6
2.3 Il ciclo di Chapman.....	7
2.4 Le reazioni che distruggono l'ozono: i cicli catalitici.....	9
3. MIPAS e suo funzionamento.....	10
4. Fenomeni temporaleschi e eventi luminosi transienti.....	16
4.1 Processi di fulminazione.....	16
4.2 Eventi luminosi transienti (TLE): classificazione e caratteristiche.....	19
4.3 Distribuzione globale di TLE.....	21
4.4 Fisica e formazione degli sprite.....	22
4.5 Chimica degli sprite.....	25
5. Studio dei TLE.....	31
5.1 Approccio locale.....	31
5.1.1 Metodo di analisi.....	31
5.1.2 Elaborazione dei dati.....	33
5.1.3 L'effetto del vento.....	38
5.2 Approccio globale.....	41
5.2.1 Analisi dei dati.....	42
6. Conclusioni.....	44
7. Bibliografia.....	46

1. Introduzione

Il termine TLE, Transient Luminous Event, è il nome generico adottato dai ricercatori per identificare il gruppo dei fenomeni ottici di breve durata (< 1 s) che si verificano nell'alta atmosfera al di sopra di intense strutture temporalesche. Questi fenomeni sono processi di fulminazione e possono essere di diversa natura e dimensione; i più frequenti sono i red sprite, blue jet, elve, halo, gigantic jet e altre strutture riconducibili a queste. Le porzioni di atmosfera interessate da questi fenomeni sono la troposfera, che racchiude le strutture temporalesche di base, la stratosfera e la mesosfera dove i fenomeni si sviluppano, e la ionosfera che, grazie agli ioni liberi favorisce il processo di formazione e il mantenimento dei TLE.

È ben noto che la produzione di NO_x (insieme degli ossidi di azoto NO e NO₂) influisce sull'ozono stratosferico tramite i cicli catalitici naturali di distruzione dell'ozono. Nell'alta troposfera, i processi di fulminazione sono tra le sorgenti principali di NO_x. Poiché i TLE sono fulminazioni, sono processi che possono innescare la produzione di molecole contenenti azoto. Negli ultimi anni sono state svolte le prime ricerche per definire se anche i TLE producono variazioni nella chimica atmosferica. Quello che ci si chiede è se questa produzione sia rilevante a livello atmosferico e sufficiente ad incidere in modo significativo sulle concentrazioni di ozono. Parte degli studi fino ad ora svolti hanno mirato a localizzare i TLE e a quantificarne l'impatto sulla chimica atmosferica. Purtroppo le osservazioni dei TLE non risultano semplici a causa sia della bassa frequenza con cui questi fenomeni avvengono, sia delle limitazioni strumentali. Quelli studiati di più ad oggi sono i red sprite quindi l'analisi descritta in questa tesi si concentrerà principalmente su questi, dei quali attualmente si hanno le maggiori informazioni.

Il capitolo 2 di questa tesi presenta una visione generale della chimica atmosferica che coinvolge l'ozono, osservando il comportamento e il ruolo che i cicli catalitici hanno nella sua distruzione naturale. Seguirà, nel terzo capitolo, una descrizione dello strumento MIPAS e dell'algoritmo GMTR che è il metodo che viene utilizzato per determinare le concentrazioni atmosferiche degli NO_x usando le misure di questo strumento.

Il quarto capitolo riporta i processi di fulminazione troposferica coinvolti nello sviluppo dei TLE, la classificazione di questi ultimi e i modelli che riproducono il loro sviluppo e contributo chimico. Nel quinto capitolo verranno descritti i primi studi mirati a determinare il contributo dei TLE alla chimica atmosferica su scala locale e su scala globale. Nel primo di questi studi Arnone et al (2008) hanno cercato di determinare l'incidenza degli sprite sulla distribuzione atmosferica di NO_x studiando i dati forniti da MIPAS relativi alle zone temporalesche identificate dalla rete globale WWLLN di rilevamento di fulminazioni. Nel secondo studio, Rodger et al (2008), hanno cercato di osservare l'incidenza dei TLE su scala globale confrontando le concentrazioni di NO_x mediato su aree interessate da densità di fulminazione maggiore e le corrispondenti regioni oceaniche a bassa densità di fulminazioni alla stessa latitudine.

Nell'ultimo capitolo sono riportate le considerazioni finali dedotte dall'analisi dei due metodi.

2. Stratosfera: struttura e composizione chimica

2.1 Concentrazioni tipiche della stratosfera e mesosfera

Gli strati atmosferici interessati dallo studio di questa tesi sono la stratosfera e la mesosfera. La prima si estende da circa 13 km fino a circa 50 km ed è caratterizzata da un andamento della temperatura crescente con l'altezza, mentre la seconda, dove l'andamento della temperatura si inverte rispetto allo strato che la precede, raggiunge circa gli 80 km. L'atmosfera è una miscela di gas comprendente in maggior quantità azoto e ossigeno molecolari che da soli rappresentano oltre il 99% del volume dell'intera atmosfera. La concentrazione di questi due gas principali è relativamente stabile fino all'alta mesosfera. Dal momento che queste molecole sono poco reattive, il ruolo fondamentale a livello di chimica e termodinamica dell'atmosfera è svolto da gas minori presenti in traccia (con concentrazioni inferiori all'1%). La stabilità dinamica presente in stratosfera attenua il trasporto dalla bassa atmosfera verso la parte superiore facendo sì che lo scambio tra i due strati sia molto debole. Questa relativa separazione fa sì che le reazioni chimiche che avvengono in stratosfera e mesosfera siano diverse da quelle che tipicamente caratterizzano la troposfera.

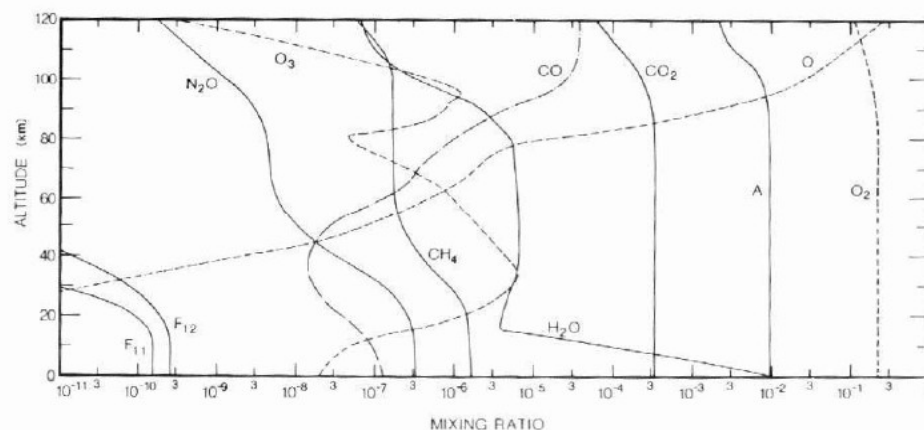


Fig 2.1: Profilo verticale delle concentrazioni dei gas maggiormente presenti in atmosfera.

Come si osserva in figura 2.1 i gas in traccia principali presenti in stratosfera sono l'anidride carbonica, il vapore acqueo, e l'ozono. In mesosfera, la fotoionizzazione dell'ozono favorisce alte concentrazioni di ossigeno atomico. Il profilo verticale delle concentrazioni dei diversi gas può variare significativamente con la quota e influenza le proprietà fisiche dello strato atmosferico stesso. Nel caso dell'ozono per esempio, la massima concentrazione naturale si ha in corrispondenza della stratosfera. L'assorbimento di UV da parte dell'ozono, sommato alle reazioni che lo coinvolgono e che sono fortemente esotermiche, determina il profilo verticale della temperatura in stratosfera e mesosfera. Alte concentrazioni di O_3 , favorite da reazioni che

coinvolgono processi antropici, sono riscontrabili anche in troposfera dove tuttavia l'ozono è un forte inquinante.

2.2 Chimica dell'Ozono

L'ozono (O_3), il cui comportamento fotochimico, come detto nel paragrafo precedente, gioca un ruolo fondamentale in stratosfera, è una molecola composta da 3 atomi di ossigeno; la sua struttura chimica è un ibrido di risonanza fra tre strutture limite possibili, il che ne fa una molecola estremamente reattiva.

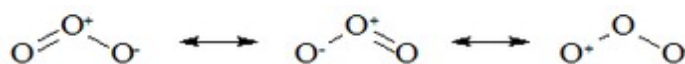


Fig 2.2 : Risonanza nella molecola dell'ozono.

È un gas instabile (gassoso, a 20°C ha un tempo di dimezzamento di tre giorni, in soluzione acquosa di 20 minuti), e allo stato liquido è esplosivo. L'ozono a seconda della collocazione in atmosfera svolge ruoli estremamente diversi: a livello troposferico collabora con le reazioni innescate nei processi di smog fotochimico, e se presente in abbondanti quantità è un inquinante molto velenoso. La sua massima concentrazione è però rilevata intorno ai 25 km, cioè nella stratosfera, ed è lì che svolge un doppio ruolo, sia come fonte di riscaldamento che come filtro per la radiazione UV.

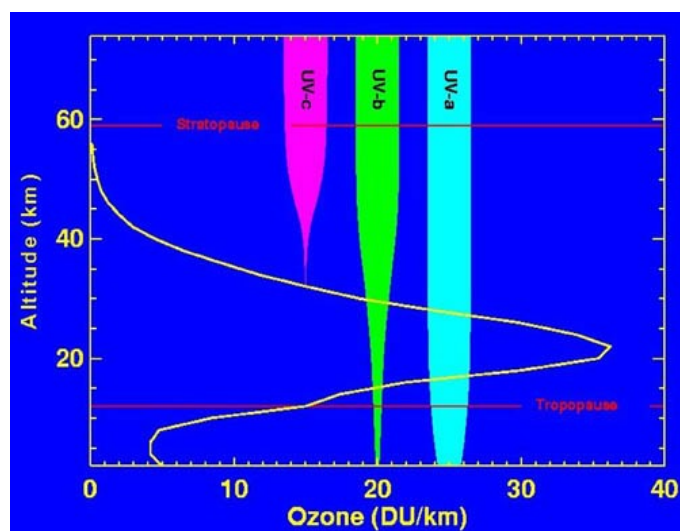


Fig 2.3: Profilo verticale dell'ozono, alle medie latitudini, nell'emisfero nord, e la radiazione UV assorbita dall'atmosfera.

Il grafico presentato in figura 2.3 mostra, indicativamente, un profilo verticale medio di ozono e la quantità di radiazione ultravioletta (UV) che raggiunge la superficie terrestre. Le bande colorate indicano l'andamento della radiazione UV in funzione della quota, in particolare la larghezza delle barre corrisponde all'ammontare di energia. Le regioni spettrali coperte dalla radiazione UV

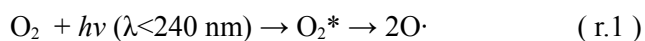
indicate con le sigle UV-A, B e C , corrispondenti agli intervalli spettrali che vanno da 400 a 315 nm per gli UV-A, da 315 a 280 nm per UV-B e da 280 a 100 nm per gli UV-C. L'ozono assorbe la radiazione UV da 220 a 290 nm (regione spettrale coperta dai raggi UV-C e UV-B), con un massimo di assorbimento intorno ai 250 nm, e, insieme all'ossigeno molecolare, fa sì che le radiazioni UV-C nocive per gli esseri viventi non arrivino alla superficie terrestre. A lunghezze d'onda superiori a 290 nm l'ozono non è più in grado di assorbire completamente la radiazione solare perché la sua capacità di assorbimento diventa via via più bassa, perciò una frazione radiativa dal 10% al 30%, dell'UV-B, a seconda della latitudine, raggiunge la superficie. Nella regione 320-400 nm l'ozono non assorbe radiazione, per cui la componente UV-A arriva pressoché inalterata alla superficie terrestre. I raggi UV-A sono però meno pericolosi dei raggi UV-C e UV-B perché hanno un'energia minore e provocano alterazioni più modeste alle molecole biologiche. L'ozono quindi gioca un ruolo fondamentale per la riduzione della radiazione UV-B, coprendo una regione spettrale in cui né O₂ né N₂ hanno spettri di assorbimento. Si calcola che una riduzione dell'1% della quantità di ozono provochi un aumento della radiazione UV-B del 2%.

Lo strato di O₃ si misura in unità Dobson (DU), dove 1 DU equivale ad uno strato di ozono misurato alla superficie terrestre di 0.01 mm alla pressione di 1 atm ed alla temperatura di 0° C. La quantità di ozono media in atmosfera è circa 350 DU, equivalente a uno strato, al livello del suolo, spesso 3.5 mm.

2.3 Il ciclo di Chapman

La sequenza delle reazioni chimiche che generano la produzione e la distruzione di ozono in stratosfera venne studiata inizialmente da Dobson nel 1900 e da Chapman, che nel 1930 propose il meccanismo che spiegava la concentrazione di ozono in stratosfera e il filtraggio da parte dell'ozono dei raggi UV-b.

La reazione iniziale del ciclo di formazione dell'ozono consiste nella fotolisi dell'ossigeno molecolare, che avviene nelle ore diurne, negli strati alti dell'atmosfera, dove la radiazione solare è poco filtrata.

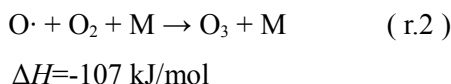


Nella equazione r.1, e in tutte le successive, il simbolo * indica le molecole o gli atomi in stati eccitati. L'ossigeno molecolare assorbe un fotone UV-C (cioè nella banda centrata a 150 nm e che si estende fino a 250 nm) e passa ad uno stato eccitato (O₂*), cioè uno stato che ha un eccesso di energia. La molecola quindi risulta reattiva a tal punto che si può rompere il legame che tiene insieme i due ossigeni e si può formare ossigeno atomico O· (il simbolo · indica che l'ossigeno atomico è un radicale e quindi esso stesso è molto reattivo).

Non tutto l'O₂* si scinde in due atomi di ossigeno; può accadere che O₂* disperda l'energia in eccesso attraverso gli urti con altre molecole, provocando un aumento della loro energia cinetica: in

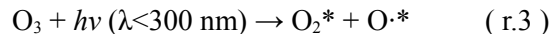
questo caso si ha una trasformazione netta dell'energia della radiazione UV-C in calore ceduto all'ambiente, fenomeno che porta ad un aumento della temperatura.

Gli atomi di ossigeno $O\cdot$ che si sono formati per foto-dissociazione dell'ossigeno molecolare, reagiscono a loro volta con le molecole di ossigeno, dando origine alla molecola di ozono. In realtà questa reazione è molto lenta, a meno che non intervenga un terzo corpo, generalmente l'azoto (N_2) o l'ossigeno molecolare stesso (O_2), ad accelerarla, ottenendo quella che viene chiamata “reazione a tre corpi”:



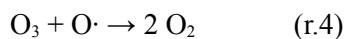
Questa reazione è fortemente esotermica, per cui la molecola M, che agisce da catalizzatore nella reazione r.2, alla fine del processo di formazione dell'ozono ottiene energia cinetica in più e quindi risulta più energetica. L'energia guadagnata da M viene trasmessa alle altre molecole attraverso gli urti, provocando quindi un innalzamento della temperatura. La reazione r.2 è la principale responsabile dell'inversione termica che caratterizza la stratosfera.

L'ozono che si è formato con le reazioni descritte sopra può a sua volta foto-dissociarsi assorbendo radiazione UV-B (e quindi agisce da schermo per questa radiazione mentre si distrugge):

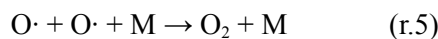


La reazione r.3 produce molecole di ossigeno e atomi di ossigeno allo stato eccitato, che corrispondono ai reagenti coinvolti nelle reazioni r.1 e r.2 e che quindi possono reagire ancora producendo ozono.

Finché l'ozono continua a dissociarsi foto-chimicamente il ciclo continua e l'ozono si riforma dalla reazione r.2. Può anche accadere che una molecola di O_3 reagisca con un atomo di ossigeno attraverso la reazione di distruzione che segue:



La reazione (r.4), seppure molto lenta, distrugge l'ozono e perciò ne ferma il ciclo di formazione, che per continuare ad avvenire deve essere nuovamente attivato dalla reazione r.1. Un altro processo che può contribuire al rallentamento della formazione di ozono consiste nella reazione:



coinvolgendo l'ossigeno atomico ne riduce le quantità utilizzabili dalla reazione r.2.

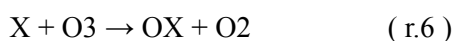
Le reazioni r.4 e r.5 appena descritte sono molto lente e quindi avvengono difficilmente, motivo per

il quale il processo di Chapman è indotto a continuare.

L'ozono si forma prevalentemente nella fascia tropicale ma le correnti stratosferiche lo portano verso i poli dove la concentrazione è intorno a 450 DU, contro 250 DU ai tropici. Considerando solo il contributo alla produzione e distruzione dell'ozono, dato dal ciclo di Chapman, si determinano delle concentrazioni maggiori rispetto ai valori corrispondenti alla situazione reale, motivo per il quale è necessario sottolineare il contributo che i cicli catalitici, sia di natura antropica che non, forniscono alla distruzione dell'O₃.

2.4 Le reazioni che distruggono l'ozono: i cicli catalitici

La reazione di arresto $O_3 + O \cdot \rightarrow 2 O_2$, unica reazione considerata nel meccanismo di Chapman per la distruzione dell'ozono, non spiega però la concentrazione di ozono misurata in stratosfera. Infatti seguendo soltanto le reazioni di Chapman la concentrazione di ozono risultante è troppo alta. Devono intervenire quindi altri processi che portino alla sua distruzione. Questi processi possono coinvolgere alcune specie atomiche e molecolari che, agendo da catalizzatori, reagiscono con l'ozono secondo lo schema:



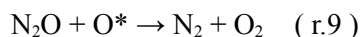
La reazione r.8 riporta il bilancio complessivo della somma delle altre due reazioni. Nella reazione r.6 la molecola X riesce a strappare un atomo di ossigeno all'ozono, mentre nella reazione r.7 c'è bisogno di un atomo di ossigeno per produrre ossigeno molecolare, liberando la molecola X. Quindi la reazione r.7 è favorita nella stratosfera dove la concentrazione di ossigeno atomico è superiore per la forte irradiazione UV.

Il risultato netto delle due reazioni (r.6 e r.7) è la distruzione di una molecola di ozono in modo analogo alla reazione di arresto r.4, ipotizzata da Chapman. La molecola X agisce come catalizzatore e di conseguenza viene rigenerata ad ogni ciclo e può quindi partecipare a altri processi determinando così la distruzione di altre molecole di ozono. L'energia di attivazione di questo meccanismo catalitico è molto più bassa di quella della reazione di arresto proposta da Chapman, quindi questa reazione procede più velocemente. Perciò le specie chimiche in grado di dar luogo a questa sequenza di reazioni possono accelerare la distruzione dell'ozono, riducendone la concentrazione. Si è scoperto che le molecole X sono per la maggior parte radicali che l'uomo stesso ha immesso nell'atmosfera attraverso l'emissione di certi gas, in particolare composti contenenti cloro, tra cui i ben noti CFC.

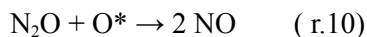
La distruzione catalitica dell'ozono avviene anche in assenza di inquinamento antropico poiché piccole quantità di molecole X sono sempre presenti nell'atmosfera. Una molecola X presente

naturalmente nell'atmosfera è l'ossido di azoto (NO), che è un radicale libero prodotto nella stratosfera dall'ossido nitroso N₂O. N₂O viene prodotto nella troposfera attraverso processi sia antropici che naturali legati al ciclo dell'azoto; poiché in troposfera non esistono pozzi efficienti per la sua eliminazione, viene portato ad alte quote dalle correnti ascensionali penetrando anche in stratosfera.

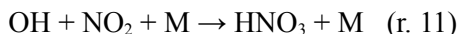
La reazione più interessante per la distruzione di N₂O in stratosfera riguarda le sue collisioni con ossigeno atomico in uno stato eccitato che porta alla formazione di due molecole stabili:



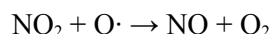
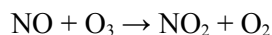
in misura modesta, avviene anche la reazione che porta alla formazione di ossido di azoto:



Nel caso in cui quest'ultima reazione avvenga in troposfera, l'ossido di azoto difficilmente raggiunge la stratosfera, perché in equilibrio con NO₂ che subisce una rapida reazione di ossidazione ad acido nitrico, per mano del radicale ossidrilico OH:



L'acido nitrico è estremamente solubile in acqua e abbandona l'atmosfera a contatto con le goccioline di pioggia, inacidendo le piogge (fenomeno della pioggia acida). Quindi ai fini della distruzione dell'ozono conta solo la reazione di produzione di NO da N₂O che avviene nella stratosfera. Le molecole di NO formatesi nella stratosfera agiscono efficacemente come catalizzatore nella reazione di distruzione catalitica dell'ozono vista sopra (dove X=NO):



3. MIPAS e suo funzionamento

MIPAS (Michelson Interferometer for Passive Atmospheric Sounding) è un interferometro a trasformata di Fourier dedicato allo studio della composizione chimico-fisica dell'atmosfera e posto a bordo di ENVISAT (Environment Satellite), il più grande satellite ambientale mai costruito e contenente al suo interno 10 strumenti per lo studio contemporaneo di atmosfera, oceani e terre emerse. ENVISAT è stato lanciato il 1 marzo 2002 su un'orbita polare che attraversa l'equatore alle 10 (nodo discendente) e alle 22 (nodo ascendente) e, viaggiando alla velocità di 7 km/s, percorre circa 14 orbite al giorno (Fischer et al 2010).

MIPAS (Fischer et al 2008) misura lo spettro di emissione atmosferico nella regione dell'infrarosso termico (IR) tra 685 e 2410 cm^{-1} con una risoluzione spettrale di 0.035 cm^{-1} , scansionando l'atmosfera attraverso la tecnica del limb-scanning (osservazione al lembo), cioè osservando l'atmosfera con linee di vista che la sezionano trasversalmente senza mai toccare la superficie terrestre. La distanza minima della linea di vista dello strumento dalla superficie terrestre viene chiamata altezza di tangenza. Per risolvere le strutture verticali delle quantità atmosferiche con la tecnica di limb-scanning, lo strumento esegue diverse osservazioni con differenti linee di vista, con quote di tangenza diverse. Ogni linea di vista porta informazione sugli strati dell'atmosfera al di sopra della quota di tangenza: unendo tutta la serie di linee di vista che compongono una scansione si possono quindi ottenere informazioni sulla distribuzione verticale delle quantità d'interesse.

MIPAS misura lo spettro atmosferico osservando l'atmosfera in senso opposto alla direzione del moto del satellite. Le osservazioni di MIPAS durante un'orbita sono composte da 72 scansioni. Ogni scansione è composta da 17 osservazioni o linee di vista, ognuna con quota di tangenza compresa tra 6 e 68 km. Il campo di vista istantaneo dello strumento (Instantaneous Field Of View: IFOV) raggiunge circa i 3 km di ampiezza in verticale al punto di tangenza, 30 km di ampiezza nella direzione perpendicolare al piano dell'orbita (lungo la longitudine) e copre una distanza lungo la latitudine di circa 1200 km a 52 km di quota di tangenza e di circa 500 km a 60 km.

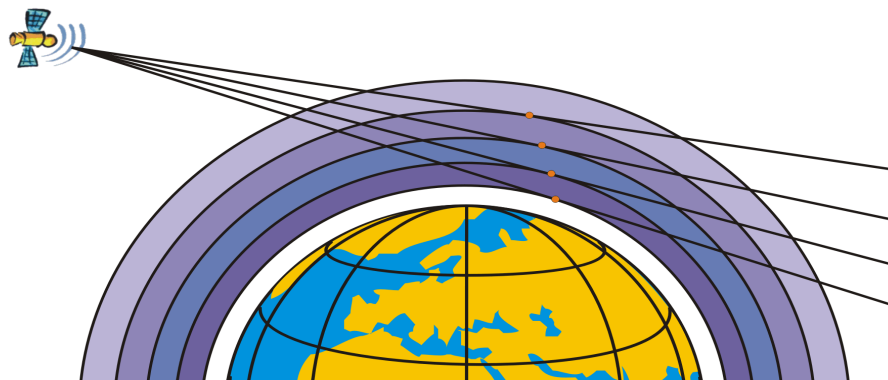


Fig 3.1: Tecnica limb-scanning per la scansione dell'atmosfera. Presentazione di B.M.Dinelli, seminario ISAC-CNR 2009

La figura 3.1 mostra la geometria di osservazione dello strumento, dove i punti rossi rappresentati su ogni linea di vista indicano la quota di tangenza. Quest'ultima è un valore fondamentale per le osservazioni con la tecnica del limb-scanning perché nello strato adiacente a questa quota, la linea di vista dello strumento percorre il tratto più lungo; quindi la quota di tangenza è anche il luogo su cui la misura fornisce la massima informazione.

L'obiettivo di MIPAS è quello di determinare la distribuzione in altezza di quantità fisiche, come pressione e temperatura, e chimiche, come VMR (volume mixing ratio) delle specie O_3 , H_2O , HNO_3 , CH_4 , N_2O e NO_2 , che vengono misurate simultaneamente in ogni posizione geografica. Per ricavare le concentrazioni delle varie specie si fa uso dell'algoritmo GMTR che, invertendo gli spettri misurati da MIPAS, è in grado di definire le concentrazioni richieste. GMTR (Geofit Multi-Target Retrieval) è un software, sviluppato per ESA (European Space Agency) da Carlotti et al (2006), ed è stato ottenuto combinando la tecnica MTR, cioè la capacità di ricavare simultaneamente i profili in altezza di quantità atmosferiche diverse come per esempio temperatura, pressione e VMR di ozono e acqua (Dinelli et al. 2004) con la tecnica geofit, cioè la capacità di simulare le osservazioni usando una rappresentazione dell'atmosfera in 2-dimensioni (Geofit, Carlotti et al. 2001).

Il sistema di analisi GMTR si basa sulla simulazione degli spettri di MIPAS (modello diretto) e, attraverso un metodo di inversione, ricerca i valori delle quantità atmosferiche di interesse che meglio riproducono gli spettri misurati. Quindi uno strumento fondamentale per determinare queste ultime è il modello diretto, che attraverso la soluzione dell'integrale di trasferimento radiativo simula gli spettri misurati.

L'obiettivo del modello diretto è quindi ottenere lo spettro $S(\sigma, z_g)$ (intensità in funzione del numero d'onda σ) per le diverse linee di vista (denotate dalla quota di tangenza z_g) risolvendo l'integrale di trasferimento radiativo:

$$S(\sigma, z_g) = \int_{\tau^b}^1 B(\sigma, T(x_g)) d\tau(\sigma, x_g)$$

dove:

- σ = numero d'onda
- z_g = quota di tangenza del cammino ottico g
- x_g = coordinata lungo la linea di vista (LOS) che appartiene al cammino ottico della quota di tangenza z_g
- $S(\sigma, z_g)$ = intensità spettrale
- $T(x_g)$ = temperatura
- $B(\sigma, T)$ = funzione sorgente
- $\tau(\sigma, x_g)$ = trasmissione tra il punto x_g del LOS e l'osservatore collocato in x_0

Quest'ultima quantità dipende dalla composizione atmosferica, dalla pressione e temperatura e

corrisponde alla capacità dell'atmosfera di favorire o meno il passaggio di radiazione.

Sotto l'assunzione di equilibrio termodinamico (LTE) la funzione sorgente è rappresentata dalla funzione di Planck $B(\sigma, T)$:

$$y(\sigma, T) = \frac{(2hc^2\sigma^3)}{[\exp \frac{(hc\sigma)}{(k^B * T)} - 1]}$$

dove h = costante di Planck

c = velocità della luce

k^B = costante di Boltzmann

Una volta simulati gli spettri misurati dallo strumento, l'obiettivo del sistema di analisi GMTR è ottenere le distribuzioni delle varie specie minimizzando la differenza tra spettro osservato e simulato. Per fare questo si fa uso del metodo dei minimi quadrati non lineari. Secondo questa procedura la soluzione al nostro problema di trovare i valori delle quantità atmosferiche che ci interessano è data dalla seguente equazione:

$$y = [K^T S n^{-1} K]^{-1} * K^{-1} S n^{-1} n \quad (1)$$

Con:

- y vettore che contiene la correzione dei valori assunti dai parametri,
- n vettore che contiene le differenze tra ogni osservazione e la corrispondente simulazione,
- S_n è la matrice di varianza-covarianza associata al vettore n (cioè l'errore della misura),
- K è la matrice che contiene le derivate degli spettri rispetto ad ogni parametro ricavato.

Nel caso di una distribuzione Gaussiana della misura dell'errore, l'equazione (1) fornisce la soluzione che minimizza la funzione χ^2 , definita come:

$$\chi^2 = n^{(T)} S n^{(-1)} n \quad (2)$$

La quantità q , definita come:

$$q = \frac{\chi^2}{(m-n)} \quad (3)$$

dove m è il numero di osservazioni e n è il numero di parametri ricavati, ha un valore atteso pari a 1, perciò la deviazione di q dall'unità fornisce una buona stima della qualità della procedura di inversione.

L'errore associato alla soluzione della procedura d'inversione è dato dalla matrice di varianza-covarianza di V_y , data da:

$$Vy = K^T S_n^{(-1)} K^{-1} \quad (4)$$

La matrice V_y mappa gli errori dovuti al rumore della misura (rappresentati da S_n) sull'incertezza dei valori dei parametri ricavati. In particolare, la radice quadrata degli elementi posti sulla diagonale di V_y fornisce la stima della deviazione standard (ESD) dei parametri corrispondenti.

Il modello diretto risolve quindi l'equazione di trasferimento radiativo lungo la linea di vista dello strumento, mentre la tecnica dei minimi quadrati ci permette di ricavare i parametri atmosferici che vogliamo misurare con il loro errore. Per determinare le quantità atmosferiche in tutti gli strati atmosferici incontrati dalle linee di vista dello strumento MIPAS si ricorre a dei metodi di analisi che semplificano la rappresentazione dell'atmosfera introducendo delle approssimazioni. Un metodo molto diffuso, chiamato “global fit”, sfrutta l'approssimazione di atmosfera orizzontalmente omogenea e utilizza le informazioni portate da ogni osservazione in una scansione per determinare le quantità sconosciute a tutte le quote attraversate dalle linee di vista della scansione stessa. L'approssimazione di atmosfera orizzontalmente omogenea è abbastanza buona in stratosfera, a parte nei casi dove si hanno forti gradienti orizzontali (per esempio ai poli in presenza del vortice invernale). Il metodo chiamato “geo-fit” (utilizzato nel lavoro oggetto di questa tesi) rimuove l'approssimazione di atmosfera orizzontalmente omogenea rappresentando l'atmosfera su una griglia in due dimensioni. Questo metodo si basa sull'analisi contemporanea delle osservazioni che hanno luogo lungo l'intera orbita, considerando l'inomogeneità orizzontale incontrata dalle linee di vista e sfruttando il fatto che alcune parti dell'atmosfera sono intersecate dalle linee di vista appartenenti a scansioni diverse (vedi figura 3.2). Anche questo metodo fa uso di approssimazioni: per esempio si considera la variabilità atmosferica solo lungo il piano dell'orbita, considerando trascurabile il contributo lungo le altre direzioni.

Per rappresentare l'atmosfera in due dimensioni si utilizza un sistema di coordinate pseudo-polari, dette orbitali, con origine al centro della Terra e angolo polare che corre lungo il piano dell'orbita in senso orario (in fase discendente 0° al Polo Nord, 90 all'equatore, 180° al Polo Sud e in fase ascendente 270° all'equatore e chiudendo l'orbita a 360° al Polo Nord). Il piano dell'orbita viene diviso in tanti settori costruiti usando dei “raggi” che sono rette perpendicolari alla superficie terrestre nei punti di intersezione delle coordinate polari con la superficie della Terra e dei “livelli” che sono linee che uniscono tutti i punti dei raggi equidistanti dalla superficie terrestre.

Intersecando le due coordinate si ottiene una griglia composta da:

- nodi: punti definiti dall'intersezione di un livello con un raggio,
- spicchi (cloves): figure piane definite da livelli consecutivi e raggi.

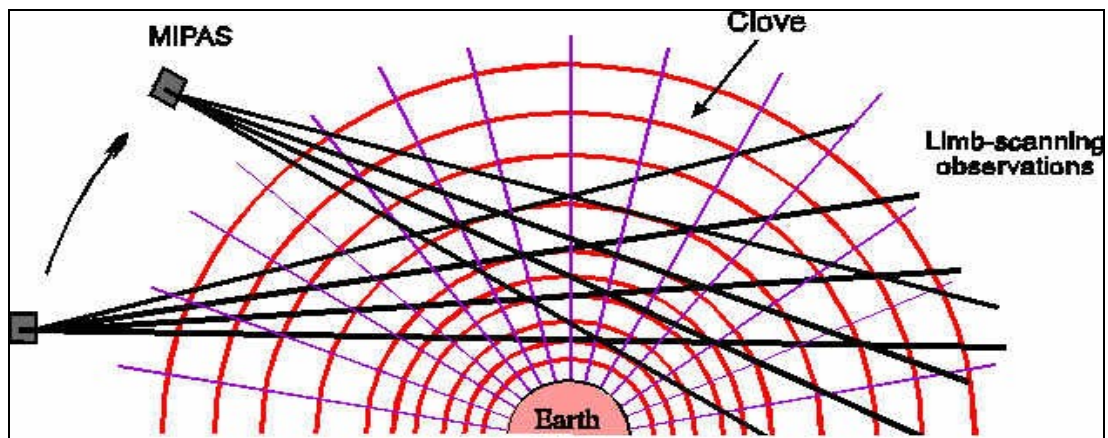


Fig 3.2: Discretizzazione dell'atmosfera attraverso coordinate polari e radiali. Presentazione di B.M.Dinelli, seminario ISAC-CNR 2009.

A causa del diverso indice di rifrazione di ogni strato atmosferico, la linea di vista può essere considerata lineare soltanto a tratti.

La risoluzione spaziale e l'accuratezza con la quale sono determinate le quantità atmosferiche sono correlate e dipendono sia dalle caratteristiche dello strumento (IFOV e densità delle osservazioni) che dalla griglia sulla quale verranno rappresentate le quantità ricavate. Nel metodo del “global fit”, assumendo la condizione di atmosfera orizzontalmente omogenea, il problema nella scelta della griglia della procedura di inversione è coincidente con l'identificazione delle quote su cui ricavare i parametri di interesse: una scelta frequente è quella di avere queste quote coincidenti con le quote di tangenza. Nel caso del *geo-fit* si usa una griglia a due dimensioni, dove una delle coordinate sarà data dalle quote in cui si ricavano le quantità atmosferiche e le coordinate orbitali sono la seconda dimensione. Poiché i punti di tangenza delle varie scansioni, a causa della rifrazione, non assumono valori costanti lungo l'orbita, la scelta delle quote della griglia in due dimensioni di solito cade sul valore dei punti di tangenza nominali, ovvero le quote a cui si troverebbero i punti di tangenza in assenza di rifrazione lungo la linea di vista.

Ricavando simultaneamente più quantità atmosferiche attraverso metodo MTR (multi target retrieval) si riesce inoltre ad evitare la propagazione dell'errore sistematico introdotto dalle incertezze su pressione e temperatura se ricavate indipendentemente.

Lo strumento MIPAS misura lo spettro atmosferico su un'ampia zona spettrale producendo così una ridondanza di informazione. Questo permette di limitare il tempo di calcolo delle analisi selezionando stretti intervalli spettrali, dette micro-finestre (MWs) che contengono comunque sufficienti informazioni sulle quantità da ricavare.

Come detto in precedenza tra gli obiettivi di MIPAS c'è anche quello di determinare la distribuzione in altezza di quantità fisiche, come pressione e temperatura, e chimiche, come VMR di varie specie tra le quali O_3 e NO_2 , che verranno poi utilizzate negli studi successivamente proposti. Nel caso dello studio di Arnone et al (2008) i dati recuperati dal processo di retrieval presentano un errore accidentale di 0.5 ppbv (circa 5%) alla quota di 52 km che è circa 2-4 volte

più basso rispetto ai valori dei retrieval standard. Inoltre lo studio delle anomalie ha permesso di eliminare anche l'errore sistematico che diversamente avrebbe raggiunto il 20% della misura a 52 km. Si riconosce quindi l'affidabilità dei dati.

4. Fenomeni temporaleschi e eventi luminosi transienti

4.1 Processi di fulminazione

La formazione e lo sviluppo degli eventi luminosi transienti (TLE – dall'inglese transient luminous events) sono legati alle cariche e ai campi elettrici prodotti in corrispondenza di intensi temporali troposferici. In troposfera le distribuzioni di cariche elettriche nei temporali generano fulminazioni di tipo nube-nube (IC, intra-cloud), ovvero fulmini prodotti all'interno delle nubi stesse, e nube-terra (CG, cloud to ground), che si verificano quando una carica viene rimossa dalla nube e depositata al suolo. I fulmini CG si distinguono a loro volta in positivi e negativi in base al segno della carica rimossa dalla nube (denominati rispettivamente +CG e -CG). I fulmini CG sono spesso collegati da fulminazioni a spider, ovvero strutture di scariche elettriche IC che si propagano orizzontalmente alla base della nube fino a raggiungere più di 100 km, con i CG che vengono innescati dagli intensi centri di carica incontrati all'interno delle nubi temporalesche.

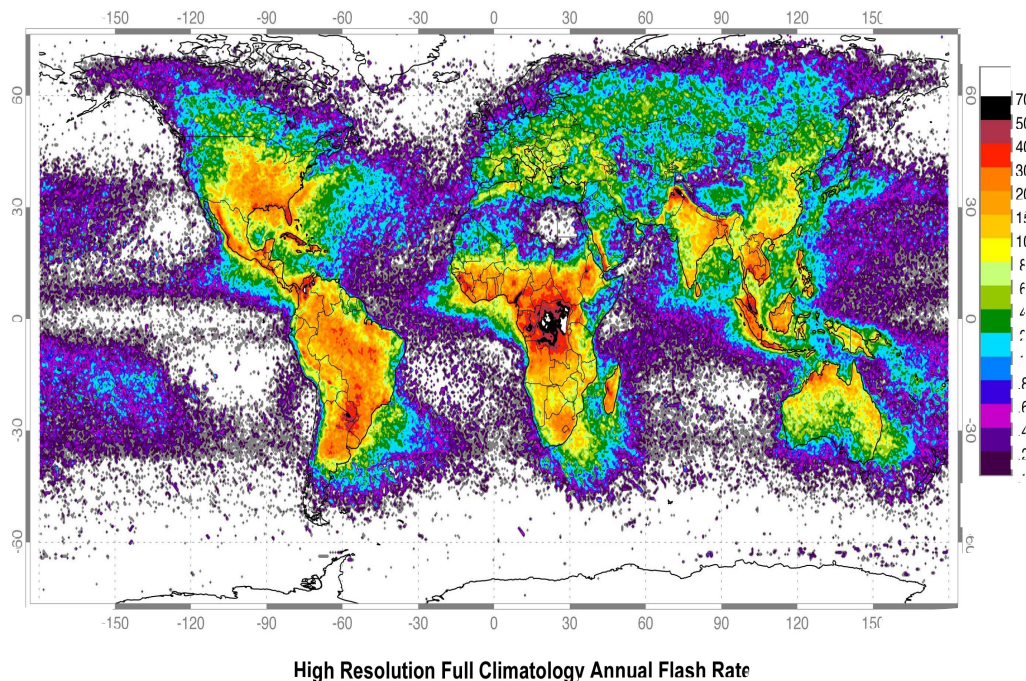
Sono stati proposti numerosi meccanismi per la produzione di fulminazione. Tra questi, è certamente importante la separazione di cariche prodotta dalla compresenza di acqua liquida e particelle ghiacciate in nube: le due sostanze, collidendo, favoriscono la distribuzione disomogenea delle cariche e la successiva produzione di fulminazioni.

Essendoci un collegamento diretto tra scariche +CG e formazione di sprite, per poter capire quali siano le condizioni favorevoli allo sviluppo di questi è necessario conoscere le strutture che principalmente definiscono la distribuzione delle cariche in nube. La condizione che principalmente favorisce lo sviluppo dei CG è la distribuzione a dipolo invertito, ovvero un centro di cariche negative poste al top della nube e un centro di cariche positive nella parte inferiore della nube. Infatti, nel caso della classica struttura a dipolo, con un nocciolo di cariche positive concentrate in corrispondenza del top della nube, si osserva che la produzione di scariche positive al suolo è molto ridotta, anzi, quasi nulla se non sono presenti wind-shear che, favorendo lo sviluppo di un dipolo inclinato, riescono ad allontanare il nucleo positivo facilitando la discesa delle cariche positive verso il suolo.

Nell'ultima decade la conoscenza dei fulmini e dei temporali a livello globale è cresciuta significativamente grazie all'impiego di osservazioni satellitari. Tra i sensori utilizzati vi sono OTD (Optical Transient Detector), con dati dal 1995 al 2000, e LIS (Lightning Imaging Sensor), lanciato nel dicembre del 1997 e tutt'oggi operativo (vedere Figura 4.1).

Su scala globale le fulminazioni avvengono con una frequenza media di circa 45 flash per secondo (Christian et al 2003). Circa il 90% delle fulminazioni è di tipo IC, il 9% -CG e il restante 1% +CG. Circa il 90% delle fulminazioni globali osservate dallo spazio sono dislocate su regioni continentali dell'emisfero estivo, mentre i fulmini oceanici sono rilevati in corrispondenza di acque relativamente calde. L'attività di fulminazione è quindi un processo tipicamente continentale che si sviluppa nell'emisfero caratterizzato dal periodo estivo, con un massimo in luglio-agosto e un

minimo in gennaio-febbraio , anche se l'emisfero settentrionale è caratterizzato da maggiore fulminazione rispetto a quello australe. Accade diversamente per le fulminazioni che si verificano nelle regioni di terra tropicali, che, seppur lievemente, presentano maggiore attività elettrica a gennaio, rispetto a giugno, probabilmente a causa dell'eccentricità dell'orbita terrestre intorno al Sole.



Global distribution of lightning April 1995-February 2003 from the combined observations of the NASA OTD (4/95-3/00) and LIS (1/98-2/03) instruments

Fig 4.1: Distribuzione globale delle fulminazioni da aprile 1995 a febbraio 2003, come sopra citato le regioni principalmente interessate dalle fulminazioni sono quelle continentali. Da Christian et al. (2003).

I dati satellitari mostrano un picco di intensità dei temporali continentali tra le 16:00 e le 17:00 ora locale (LT), e un minimo nelle prime ore del mattino (6:00-10:00 LT). In corrispondenza degli oceani le fulminazioni avvengono con una distribuzione uniforme durante la giornata. Di conseguenza, l'attività temporalesca globale in funzione del tempo UT mostra 3 massimi, alle 9:00 UT, 14:00 UT e 20:00 UT, rispettivamente prodotti dalle tre regioni del globo con attività più intensa: il sud-est asiatico, l'Africa centrale e il sud America.

Le stesse variazioni diurne sono state riscontrate nell'andamento del potenziale elettrico atmosferico in condizioni di cielo sereno, con il potenziale elettrico medio alla superficie che varia seguendo l'attività temporalesca globale. Integrando in altezza il potenziale elettrico verticale si ottiene la differenza di potenziale tra la ionosfera e la Terra, potenziale ionosferico, che ha un

valore medio di 250 kV e che esibisce un ciclo diurno con un massimo intorno alle 18 e un minimo verso le 3. Il sistema Terra-atmosfera agisce come un circuito elettrico globale, in cui i temporali e le regioni con tempeste elettrificate agiscono come generatori. Se tutta l'attività temporalesca cessasse, la corrente globale del circuito elettrico, i campi e le cariche decaderebbero dissipandosi entro 10 minuti.

Oltre a rilevamenti satellitari è possibile determinare la localizzazione geografica dei fulmini utilizzando la rete globale WWLLN (World Wide Lightning Location Network), uno dei primi tentativi di rete di rilevamento su scala globale. La rete sfrutta la radiazione elettromagnetica irradiata dalle forti scariche elettriche nella banda delle VLF (very low frequency, con frequenze di 3-30 kHz), impulsi radio che possono essere rilevati a decine di migliaia di chilometri dalla sorgente.

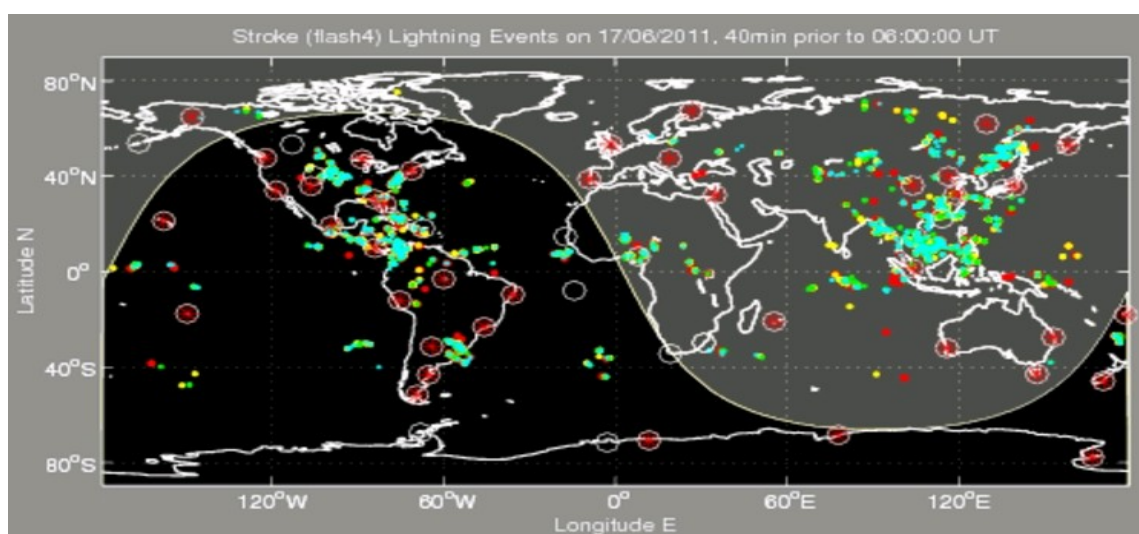


Fig 4.2: Immagine delle osservazioni rilevate da WWLLN. Da <http://www.wwlln.net>. Attraverso i puntini blu si identificano le fulminazioni più recenti (entro 10 minuti) e quelle più vecchie in progressione di verde, giallo e rosso (30-40 minuti fa), mentre gli asterischi dentro il cerchietto bianco indicano i sensori attualmente operativi.

L'attuale configurazione della rete (2011), composta da oltre 50 sensori dislocati sul globo, permette una copertura quasi totale, con localizzazione e momento d'innesco rilevati dalla combinazione di almeno 4 stazioni riceventi. La figura 4.2 riporta la distribuzione dei sensori della rete e un esempio di rilevamento di fulmini.

La rete WWLLN rileva solamente le scariche con il maggior picco di corrente, che sono una piccola frazione di tutte le scariche globali, e non è in grado di definirne la polarità e il momento di carica. E' stato tuttavia mostrato che questa efficienza di rilevamento è sufficiente a identificare la maggior parte dei temporali su scala globale (Rodgers et al. 2006). Gli studi che saranno discussi nel capitolo 5 hanno utilizzato questa rete di rilevamento con una precedente configurazione di 32 stazioni.

4.2 Eventi luminosi transienti (TLE): classificazione e caratteristiche

Con il termine eventi luminosi transienti, o TLE, si identifica l'insieme dei processi di fulminazione osservati in alta atmosfera al di sopra di strutture temporalesche troposferiche (si veda per esempio Neubert et al. 2008, Pasko 2010). Questo gruppo comprende una vasta gamma di fenomeni tra cui sprite, halo, elve, blu jet, gigantic jet e varianti di questi (si veda Figura 4.3).

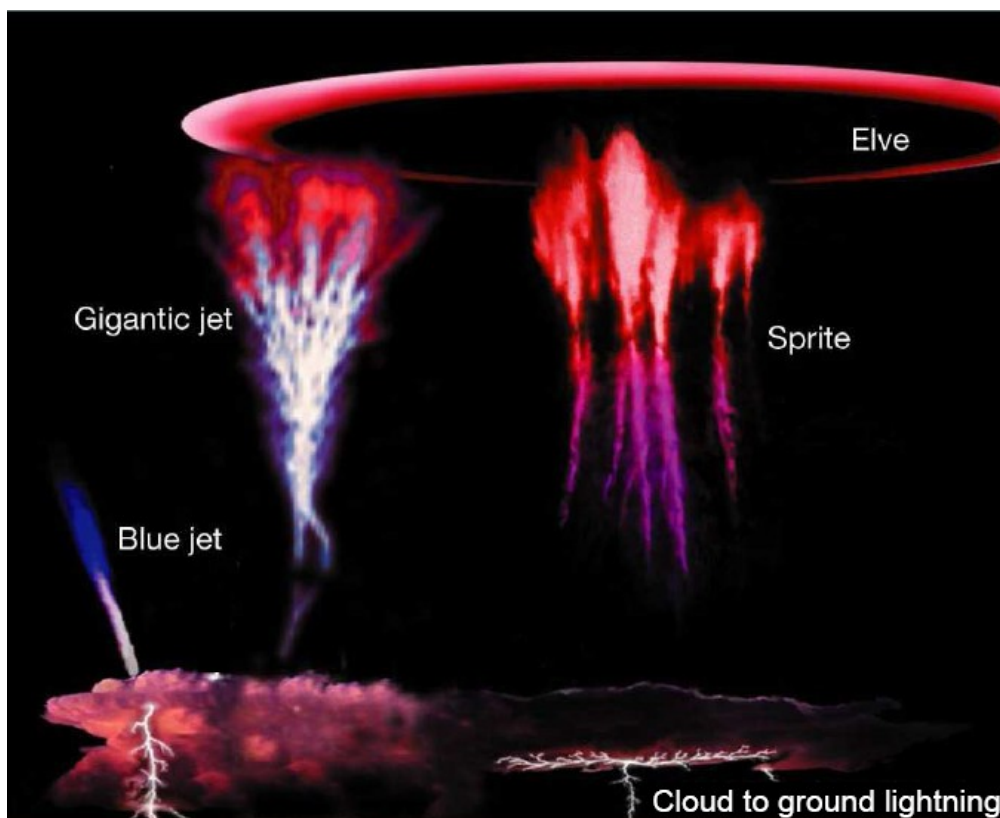


Fig 4.3: Rappresentazione dei vari tipi di eventi luminosi transienti. Da Pasko et al. (2007-).

Red sprite

I TLE più conosciuti sono i red sprite, o semplicemente sprite, fulminazioni di colorazione principalmente rossa che si sviluppano tra i 40 e i 90 km di quota. Gli sprite presentano delle ramificazioni, dette streamer, che possono propagarsi in lunghezza per svariati km nella parte bassa, e un bagliore diffuso nella parte superiore.

L'attività globale di sprite ha una frequenza media di 2-3 sprite per minuto. In zone interessate da processi temporaleschi particolarmente intensi, come le High Plains dell'America del Nord, si possono osservare sopra un temporale fino a 700 sprite in 4-5 ore.

Per quanto di forma estremamente variabile, è possibile identificare alcune forme morfologiche che si ripetono tra i vari sprite osservati, tra le quali gli sprite colonnari o C-sprite, e gli sprite a carota sono le più comuni. I primi sono sottili colonne quasi verticali e continue (diametro di circa 1 km) che spesso presentano filamenti che si estendono verso il basso e verso l'alto alle estremità. I secondi sono gruppi di streamer innescati intorno ai 70 km di quota che scendendo si assottigliano,

con una struttura superiore a forma di fiamma che ricorda l'omonimo vegetale. Entrambi i fenomeni si presentano spesso in gruppo (cluster).

La brillantezza di uno sprite è stimata in media intorno ai 10 MR, ma può raggiungere anche valori maggiori fino a 20-30 MR. Il Rayleigh (indicato con R, sistema CGS) è l'unità di misura dell'intensità della luce utilizzato in astronomia e fisica per misurare la brillantezza del cielo notturno, le aurore ecc. Un Rayleigh rappresenta l'intensità della luce di un milione di fotoni emessi in tutte le direzioni per centimetro quadrato per secondo, o nel SI $795.775 \cdot 10^6 \text{ m}^2 \cdot \text{ster}$. In media il cielo di notte presenta un'intensità di 250 R.

Elves

Sono eventi luminosi transienti composti da una corona toroidale di colore rosso che si espande rapidamente orizzontalmente fino a raggiungere anche i 400 km in larghezza, tra gli 80 e i 100 km di quota. L'esistenza di questi processi venne prevista intorno al 1990, in base all'impatto che l'impulso elettromagnetico di un fulmine troposferico può esercitare sulla bassa ionosfera. La prima immagine venne ottenuta nel 1995 confermando la predizione teorica. Gli elve presentano una brillantezza confrontabile con gli sprite, ma un picco di corrente maggiore che caratterizza le strutture con sviluppo più rapido e, in questo caso, invisibili all'occhio umano. La produzione di elve è legata a scariche nube-suolo negative (-CG). Al di sopra delle strutture temporalesche troposferiche ci si aspetta che si formino sia sprite che elve ma in proporzioni diverse a seconda del tipo di temporale. Sopra regioni oceaniche che sono interessate maggiormente da scariche negative, si osserveranno principalmente elve.

Halo

Immagini video ad alta velocità hanno mostrato delle strutture composte da bagliori amorfi discendenti a forma di lente che tipicamente iniziano 1-2 ms dopo un fulmine generatore e persistono per 1-3 ms. Queste strutture sono state chiamate halo. Anche gli halo presentano la tipica colorazione rossa degli sprite. Tendono ad essere più piccoli (diametro massimo 100 km) e più bassi (80-65 km) degli elve, mentre la loro brillantezza raggiunge i valori di uno sprite medio (500-1000 kR).

Nonostante che osservazioni dal suolo abbiano mostrato che gli halo sono ricollegabili sia a scariche -CG che a +CG, immagini video mostrano un legame tra la parte inferiore degli halo prodotti da fulminazioni positive e la parte superiore degli sprite: spesso alla base di un halo si generano gli streamer che poi evolvono nello sprite.

Blue jet e Gigantic jet

I blue jet emergono alla velocità di 200 km/s dalla sommità degli anvil dei temporali, la parte posteriore della struttura temporalesca che si genera quando la nube incontra uno strato stabile e non è più in grado di svilupparsi ulteriormente in altezza. Si sviluppano verso l'alto e gradualmente

decelerano fino a raggiungere quote di 30-40 km. Sono di colorazione blu e presentano una brillantezza vicino ai 1000 kR. Il monitoraggio al suolo fornisce pochissime immagini di questi fenomeni a causa della bassa visibilità alle basse quote, mentre l'utilizzo di aerei (nel 1994 un aeromobile che sorvolava una supercella durante la produzione di grandine, al di sopra dell'Arkansas, ha rilevato una dozzina di blue jet in meno di un'ora) ha già permesso di fare numerose osservazioni. Un aiuto ulteriore al loro studio è fornito dai sensori ottici posti nello spazio. L'evidenza suggerisce che i blue jet, e i cugini "blue starter", siano scariche principalmente positive, mentre i gigantic jet scariche negative. Questi ultimi sono un'evoluzione molto più energetica dei blue jet: raggiunti i 40 km di quota si espandono verso l'alto sotto forma di streamer fino a creare un collegamento diretto tra ionosfera e top della nube.

4.3 Distribuzione globale di TLE

Le zone maggiormente interessate dalla produzione di sprite sono le regioni tropicali, dove l'intenso riscaldamento superficiale innesca instabilità convettiva con conseguente formazione di temporali.

Non tutte le strutture temporalesche presentano le condizioni necessarie per favorire lo sviluppo degli sprite, è stato infatti osservato che il parametro fondamentale per la loro produzione è la quantità di carica che viene rimossa dalla nube rispetto alla quota considerata, ovvero la variazione del momento di carica.

Le strutture che principalmente favoriscono lo sviluppo di sprite sono i sistemi convettivi alla mesoscala (MCS) e i complessi convettivi alla mesoscala (MCC) che di notte raggiungono la massima intensità, il tutto per sistemi sia alle medie latitudini che ai tropici. Mentre, sistemi meno interessati da sprite sono i temporali multicellulari e le supercelle. Il primo gruppo presenta significative scariche IC e CG ed è caratterizzato da intensa fulminazione, ma con bassa variazione del momento di carica, il secondo gruppo invece generalmente non produce sprite, a meno che non si sviluppi un'area significativamente interessata da precipitazione stratiforme che raggiunga i 5.000-10.000 km², in queste rare occasioni si sviluppa una variazione del momento di carica sufficiente per produrre sprite.

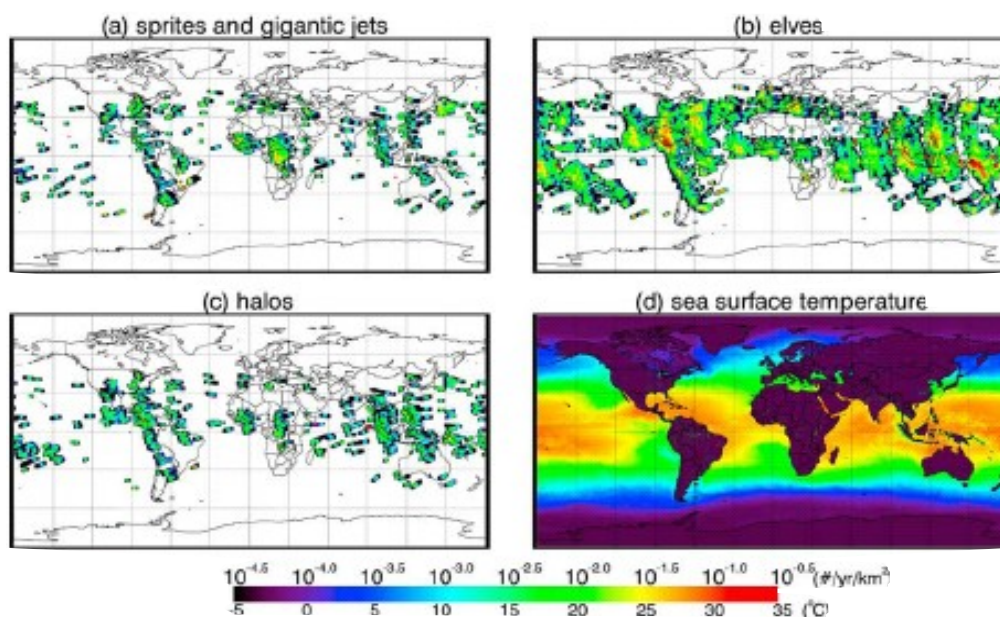


Figure 3. The global occurrence density of major TLEs: (a) sprites and gigantic jets (gigantic jets are marked by red filled circle), (b) elves, and (c) halos. The mean sea surface temperature between July 2000 and December 2005 is displayed in Figure 3d for comparison. (Data Source: PO.DAAC, JPL.)

Fig 4.4: Densità di accadimento globale di sprite e gigantic jet (pannello a), elves (b), halos (c) e temperatura superficiale dell'oceano. Da Chen et al. (2008).

Confrontando le immagini 4.1 e 4.4, che mostrano rispettivamente la distribuzione delle fulminazioni e di alcuni dei principali TLE, è possibile osservare che la fascia maggiormente interessata è proprio quella tropicale, con una particolare concentrazione per le regioni continentali, come è evidente per il centro Africa interessato dalla presenza di sprite, o il centro America, con un'alta concentrazione di elve. Dai box b e d di figura 4.4 si osserva che la maggior concentrazione di elve è localizzata in corrispondenza degli oceani caldi, come l'Oceano Pacifico e quello Indiano.

4.4 Fisica e formazione degli sprite

La formazione di scariche elettriche ad ampia scala, alle quote meso-stratosferiche, è ricollegabile agli intensi campi elettrici che si formano a queste quote successivamente alla perdita di particelle cariche attraverso fulminazioni +CG.

Wilson (1925) riconobbe che il campo elettrico al di sopra della nube temporalesca decade con la quota (r) come r^{-3} , mentre il campo elettrico di rottura ridotto E_k (dato dal campo elettrico necessario per la scarica diviso la densità del gas) decade più rapidamente. Questo diverso comportamento permette di definire una quota al di sopra della quale il campo elettrico supera il limite d'innescio E_k (valore prossimo ai 32 kV/cm).

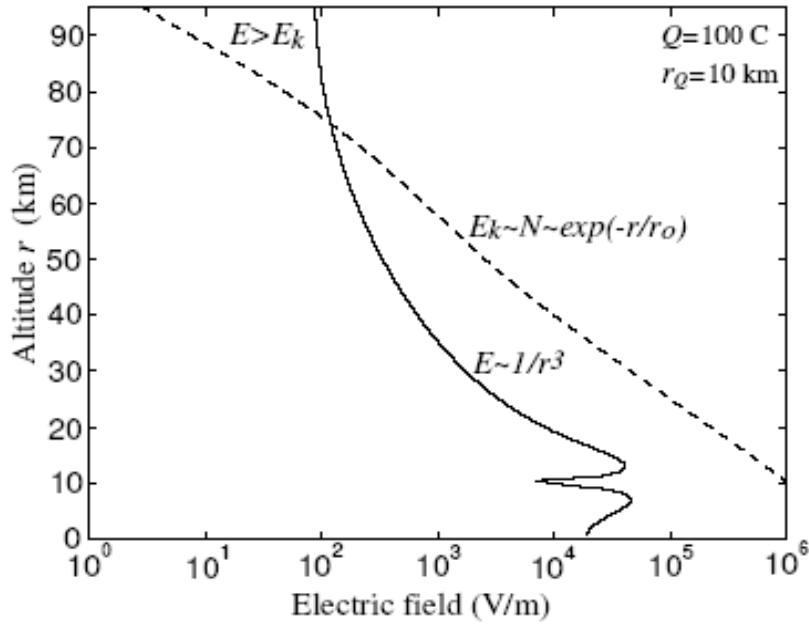


Fig 4.5: Andamento del campo elettrico e del campo elettrico di rottura in funzione della quota.

Da Wilson (1925).

A causa della conduttività finita dell'atmosfera, la configurazione del campo di dipolo, al di sopra del temporale, è difficile da ottenere e quindi persiste solo per pochi istanti, circa 1-10 ms successivi a intense scariche elettriche.

La figura 4.6 descrive le fasi principali della generazione di uno sprite. Mentre le cariche elettriche della nube si distribuiscono lentamente al suo interno, le regioni alle alte quote sono interessate dai campi quasi-elettrostatici indotti dalla conduttività dell'atmosfera alle quote più basse; questi campi hanno una funzione schermante rispetto alle cariche presenti alle quote superiori, finché non si innesca una scarica al suolo. Quando una delle cariche della nube viene rapidamente rimossa dalla scarica di un fulmine, le cariche rimanenti, di segno opposto, al di sopra della nube vengono attratte verso la nube stessa e producono un ampio campo quasi elettrostatico che resiste per un tempo pari a circa il tempo locale di rilassamento ($\tau_\sigma = \epsilon_0/\sigma$, con σ conduttività locale e ϵ_0 permittività dello spazio libero). Questo campo elettrico temporaneo permette il riscaldamento degli elettroni dell'ambiente, la formazione di cariche ionizzate e quindi le emissioni ottiche note come sprite. A livello concettuale, l'accumulazione di cariche negative al di sopra del top della nube è analoga alle cariche depositate sulle barriere dielettriche. Il ruolo della barriera dielettrica è giocato dalla regione atmosferica in vicinanza alla sommità della nube (che presenta conduttività più bassa rispetto alle quote maggiori) mentre il campo elettrico temporaneo supera il valore del campo di soglia e favorisce la “rottura dell'aria”. Nel caso degli sprite il rapporto tra E e E_k fa sì che la rottura del campo elettrico avvenga a quote lontane dalla sommità della nube e sia direttamente proporzionale al prodotto tra la pressione p e la lunghezza del gap di scarica, pienamente sufficiente allo sviluppo degli streamer.

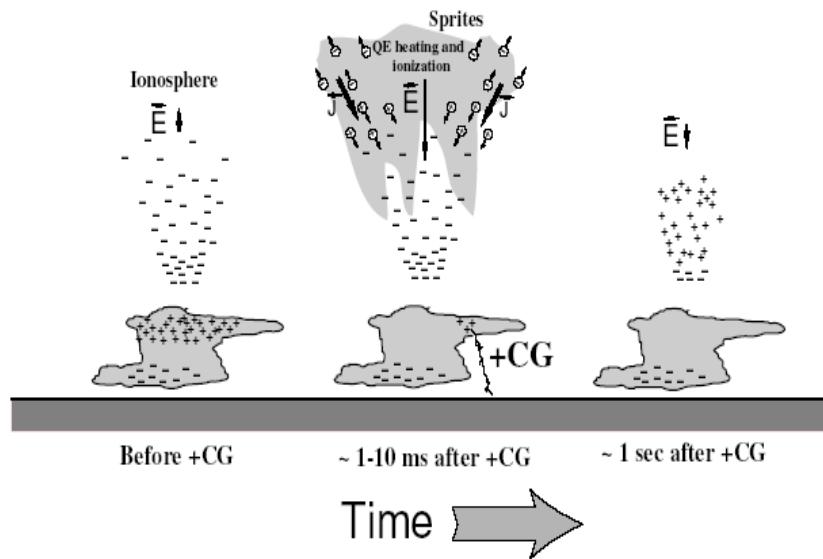


Fig 4.6: Rappresentazione semplificata del meccanismo di penetrazione del campo elettrico transiente.

Da Pasko et al. (1997).

La figura 4.7 mostra la struttura tipica di uno sprite, che è definita dall'evoluzione dei seguenti tempi scala:

1. tempo scala dell'attaccamento dissociativo,
2. tempo scala del rilassamento dielettrico dell'ambiente,
3. tempo scala per lo sviluppo di una valanga di elettroni individuali all'interno dello steamer.

La parte più in alto è la regione diffusa, caratterizzata dalla semplice moltiplicazione volumetrica degli elettroni. La seconda è la regione di transizione, identificata dal forte attaccamento degli elettroni prima dell'inizio della rottura elettrica. La zona più in basso è la regione degli streamer, ovvero la condizione caratterizzata da un forte attaccamento che persiste finché la valanga di elettroni non evolve in uno streamer. Si osserva che il tempo richiesto per favorire lo sviluppo di streamer deve essere maggiore del tempo di rilassamento dielettrico, ovvero dell'intervallo temporale richiesto perché le particelle ionizzate tornino alla condizione neutra; alla quota di 90 km il tempo di rilassamento è circa 10^{-4} sec, mentre il tempo per l'innescò dello streamer è 10^{-2} sec.

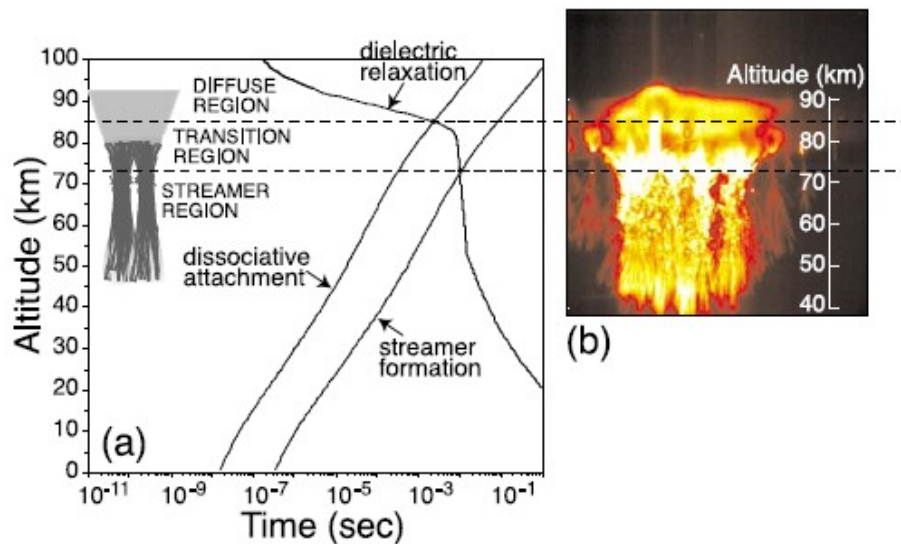


Fig 4.7: Rappresentazione grafica di uno sprite in funzione delle regioni di sviluppo (sinistra) e osservazione ottica con le tre regioni principali delimitate da linee tratteggiate (destra). Da Pasko et al. (1997) e Stanbek-Nielsen et al. (2000).

Numerosi confronti tra immagini video ad alta risoluzione e modelli elettromagnetici degli sprite confermano la presenza della struttura descritta sopra e sottolineano la possibilità che sprite e halo possano formarsi al di sopra dello stesso temporale. L'utilizzo combinato delle informazioni ricavate dalle onde ELF e dal fotometro array di ISUAL hanno mostrato che la scarica che produce un halo, senza streamer, ha un tempo scala di circa 1 ms con un momento di carica medio moderato (circa 400 C*km), mentre quello che produce anche streamer presenta un momento di carica maggiore (circa 1300 C*km) a parità di intervallo temporale.

Il parametro utilizzato per misurare la forza del fulmine in termini di potenziale produzione di sprite è il cambiamento di carica, Qh_Q , ovvero il prodotto tra la carica rimossa dal fulmine e la quota dalla quale è stata rimossa. Questo, moltiplicato per I_Q , permette la definizione della soglia per l'innesco dello sprite.

Di particolare interesse per comprendere la fisica e la chimica degli sprite sono gli streamer. Gli streamer che compongono gli sprite vengono suddivisi in due tipologie, positivi e negativi, in funzione del segno della testa. Lo streamer positivo si propaga contro la direzione del campo elettrico, quindi richiede un ambiente disseminato di elettroni, che si estendano dalla testa della streamer ionizzando l'ambiente, per facilitarne l'avanzamento spaziale. Lo streamer negativo invece è in grado di propagarsi facilmente perché avanza nella direzione di deriva degli elettroni. L'innesco degli streamer associati agli sprite si ha in corrispondenza delle alte quote, nelle regioni dove i campi elettrici raggiungono valori confrontabili con E_k , mentre streamer già formati sono in grado di propagarsi anche in campi meno intensi, fino al valore minimo, alla pressione del suolo, di 5 kV/cm per quelle positive e 10-15 kV/cm per le negative. Gli streamer che si propagano in campi elettrici deboli ($E < E_k$), si suppone che occupino una parte sostanziale del volume totale e siano

responsabili di molte delle emissioni ottiche osservate. Questa ipotesi è necessaria per la corretta interpretazione dei dati sperimentali.

4.5 Chimica degli sprite

È noto che le scariche elettriche sono in grado di emettere grandi quantità di energia favorendo la produzione di NO_x (=N+NO+NO₂). I modelli sviluppati e gli esperimenti di laboratorio confermano questo comportamento anche nel caso dei TLE.

La chimica innescata dai TLE è legata all'eccitazione di N₂, ionizzazione di N₂ e O₂ e dissociazione dell'O₂. La produzione di NO_x è quindi determinata dalle principali molecole presenti in atmosfera. Nel 2008 sono stati pubblicati i primi modelli per lo studio della chimica atmosferica legata agli sprite, tra cui quello riportato nell'immagine 4.8 che simula lo sviluppo degli streamer attraverso scariche elettriche estremamente brillanti e veloci.

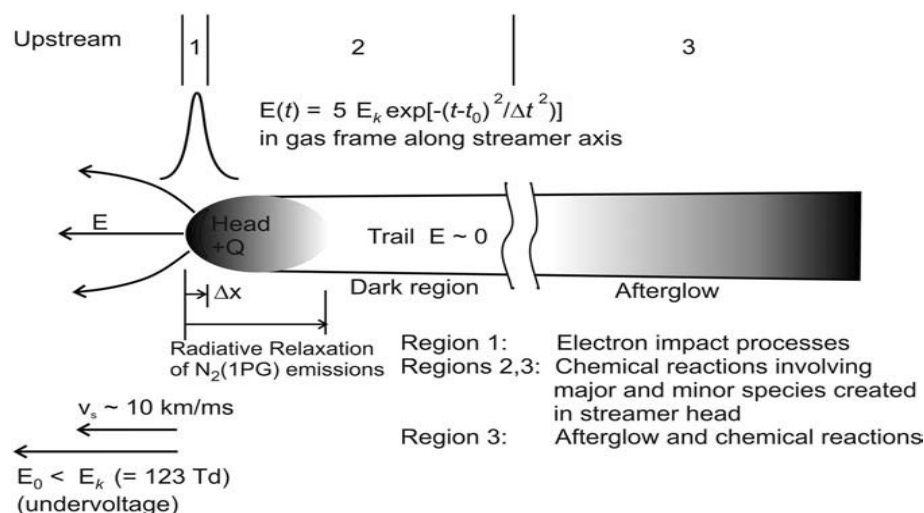


Fig 4.8: Modello chimico dello sviluppo della streamer. Da Sentman et al. (2008).

Il modello di figura 4.8 è composto da 3 regioni, la zona 1 (lato sinistro dell'immagine) mostra la rappresentazione della testa dello streamer, che viene prodotto da forti campi elettrici istantanei la cui durata e intensità sono determinati dalle dimensioni della testa e dalla sua velocità di propagazione. La seconda e la terza zona identificano rispettivamente la regione scura e quella di post bagliore, caratterizzate dalle reazioni chimiche che si sviluppano nella testa della streamer (zona 2) e nella sua scia (zona 3). L'assenza di emissioni ottiche nella seconda zona indica che il campo elettrico è troppo piccolo per supportare una significativa ionizzazione.

Un altro modello sviluppato per spiegare la chimica dei TLE è SIC (Sodankyla coupled Ion-neutral Chemistry), progettato originariamente per risolvere le reazioni coinvolte nello sviluppo delle aurore e poi applicato agli sprite. Questo modello fa uso dei tassi di ionizzazione, eccitazione e

dissociazione definiti rispetto alle condizioni di background ricavati dalle osservazioni. Gli studi effettuati da Enell et al (2008) si basano sul calcolo di questi tassi per due scenari osservati da ISUAL (Imager of Sprites and Upper Atmospheric Lightnings) e mostrati in figura 4.9. Nel primo è riportata l'osservazione di un evento sprite di media intensità, mentre nel secondo è rappresentato un caso raro di sprite ad altissima luminosità.

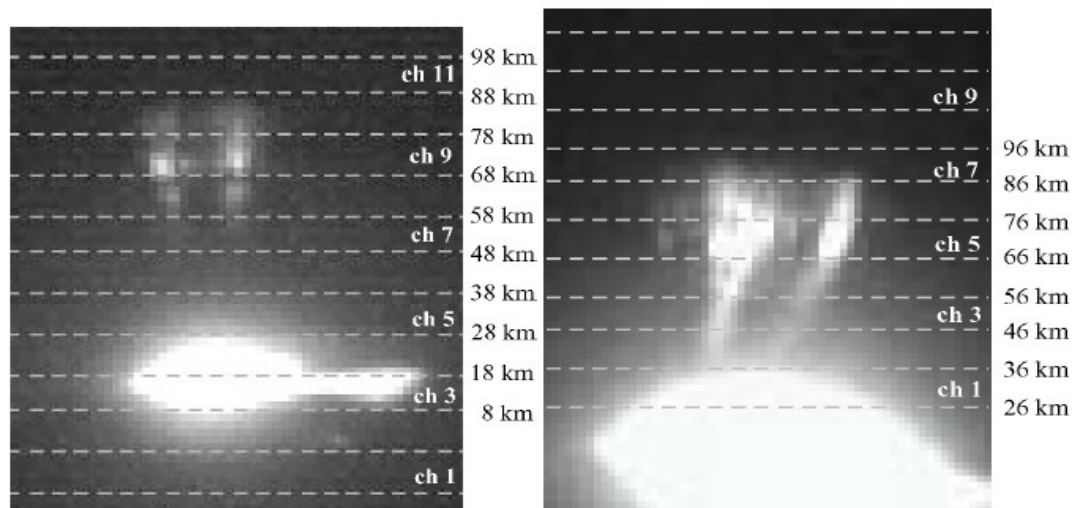


Fig 4.9: Immagini di due eventi sprite registrate da ISUAL, il caso a sinistra rappresenta una condizione tipicamente osservabile, mentre il caso a destra mostra una situazione rara di sprite molto luminoso. Da Enell et al. (2008).

Enell ha analizzato il comportamento e lo sviluppo di questi due eventi rispetto a tre bande di latitudine (equatore, 40° e 60°) nell'emisfero nord nel periodo estivo. Sapendo che le strutture temporalesche che maggiormente favoriscono la produzione di TLE sono i sistemi convettivi alla mesoscala (MCS) e che questi tendono a presentarsi nelle ore notturne, lo scenario di riferimento scelto per il modello è quello di notte. Il modello ha permesso di calcolare le concentrazioni e l'aumento percentuale, di NO_x e di ozono, rispetto ai due scenari di riferimento (media e intensa luminosità) in funzione della quota e dell'intervallo temporale. Queste grandezze sono riportate nei grafici di figure 4.10, 4.11, 4.12 e 4.13 dove in rosso sono indicati i rilevamenti rispetto all'equatore, in blu rispetto ai 40°N e in nero rispetto a 60°N. Inoltre le linee tratteggiate indicano il comportamento del gas in assenza di eventi luminosi transienti, permettendo di valutare la produzione di NO_x dovuta allo sviluppo di questi fenomeni. In figura 4.10 sono riportate le concentrazioni di NO_x nel caso di sprite di media intensità. Si osserva che aumentando la quota, dai 53 km ai 73 km, l'incremento percentuale di NO_x aumenta significativamente passando, da circa un 2% a valori prossimi al 50%, per poi scendere verso gli 83 km con un incremento inferiore al 40%. Questa diminuzione è dovuta al fatto che il NO_x ha una densità di background minima intorno ai 70-80 km di quota.

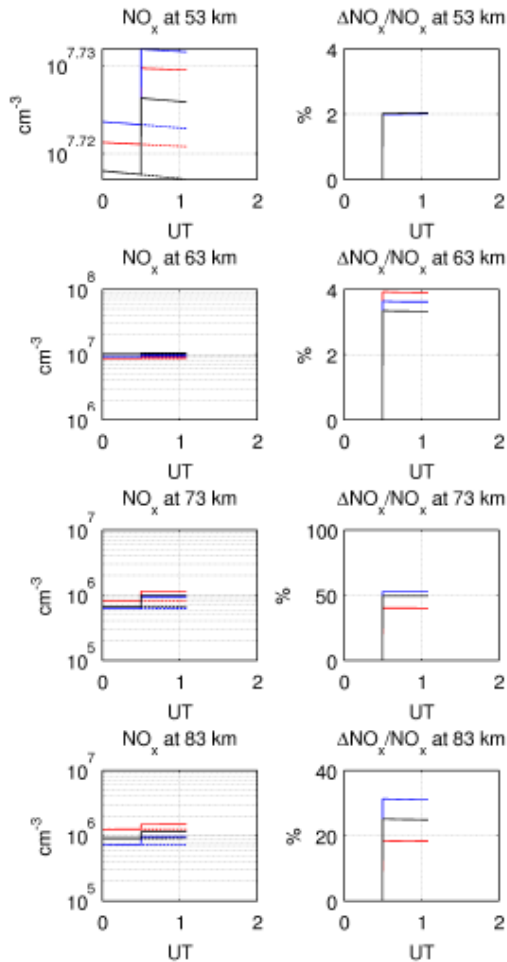


Fig 4.10: Concentrazioni di NOx in funzione della latitudine (equatore in rosso, 40°N in blu e 60° in nero) determinata nel caso di sprite di media intensità. Da Enell et al.(2008).

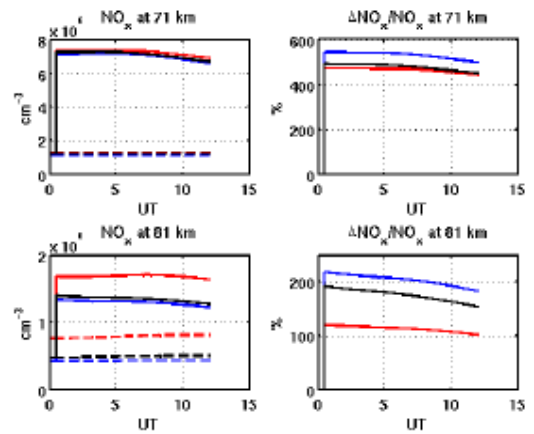


Fig 4.11: Concentrazioni di NOx in funzione della latitudine (equatore in rosso, 40°N in blu e 60° in nero) determinata nel caso di sprite ad alta intensità. Da Enell et al.(2008).

Una cosa diversa accade nel caso di sprite con intensità massima, dove alla quota di 71 km l'incremento relativo raggiunge il 500%-600%, quindi circa 5-6 volte il valore iniziale.

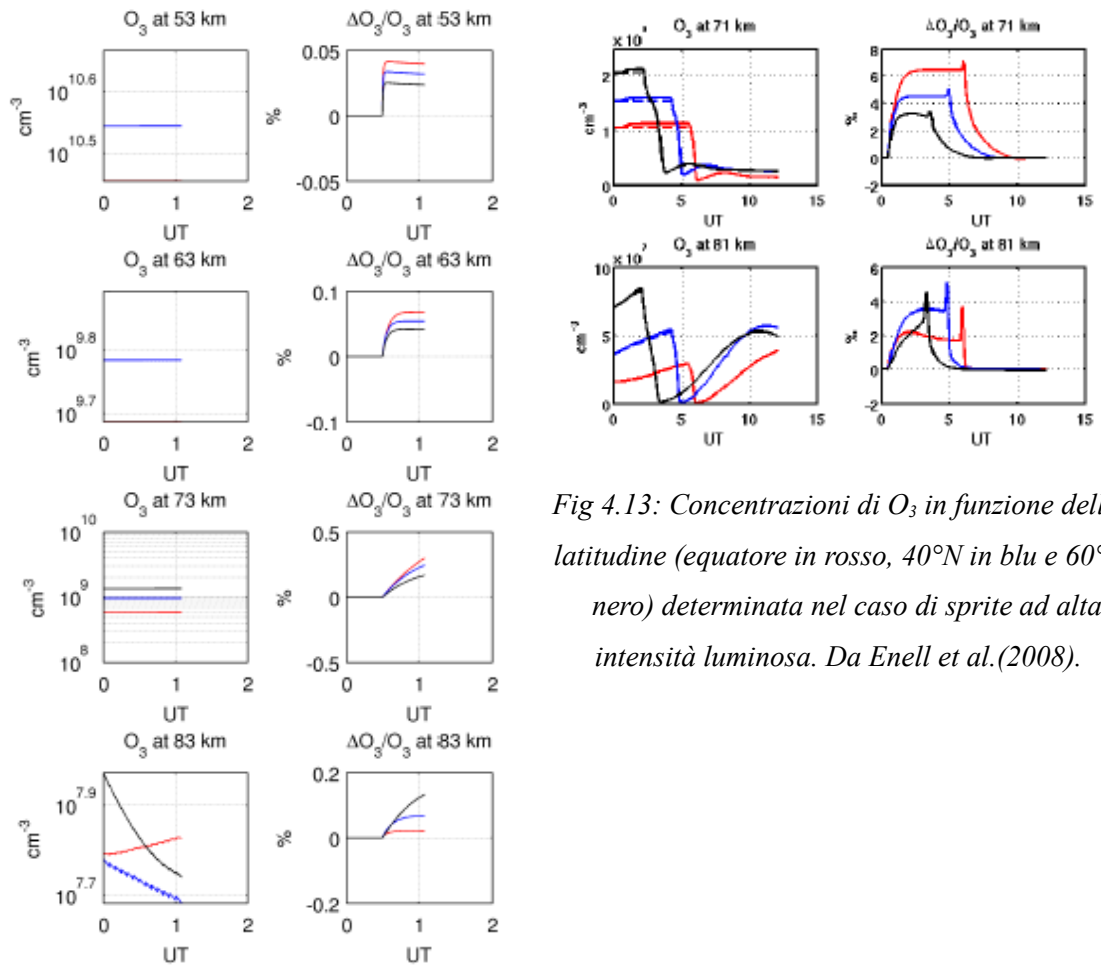


Fig 4.13: Concentrazioni di O_3 in funzione della latitudine (equatore in rosso, $40^\circ N$ in blu e 60° in nero) determinata nel caso di sprite ad alta intensità luminosa. Da Enell et al.(2008).

Fig 4.12: Concentrazioni di O_3 in funzione della latitudine (equatore in rosso, $40^\circ N$ in blu e 60° in nero) determinata nel caso di sprite di media intensità. Da Enell et al.(2008).

Le tavole di figura 4.12 e 4.13 riportano le concentrazioni di ozono rilevate dal modello. Si osserva che durante lo sviluppo di un evento sprite medio si verifica un debole incremento della concentrazione di ozono con un massimo circa di 0.25% in corrispondenza dei 70 km, del tutto trascurabile in confronto alla variabilità naturale. In fig 4.13, corrispondente al comportamento dell'ozono nel caso di sprite ad alta intensità, si osserva una crescita della densità dell'ossigeno che favorisce un accumulo di O_3 fino all'alba seguito da una diminuzione. Questo andamento non rispecchia il reale comportamento che l'ozono ha in atmosfera, che invece dovrebbe presentare un incremento della concentrazione in presenza di radiazione solare. Anche nel caso dell'ozono l'incremento massimo è alla quota di 70 km.

La quantità di NO_x prodotto in atmosfera dai TLE è influenzata da diversi fattori tra cui: tipo di evento che si verifica, frequenza con la quale questo si presenta e volume d'aria interessato; per questi motivi è necessario utilizzare delle parametrizzazioni. Nello studio effettuato da Enell queste parametrizzazioni consistevano: nell'impostazione di un volume di $50km \times 50km$ che si estendeva dai 40km ai 90km e nell'osservazione della produzione di NO_x attraverso la variazione di volume occupato dagli sprite. Quest'ultimo passaggio si avvaleva dell'uso di un fattore detto fattore di

riempimento e indicato con α_f . Con questo fattore si indica la percentuale del volume considerato che viene effettivamente processata da uno streamer. Il valore di questo parametro non è noto, ma è stato stimato tra 10^{-3} e 10^{-2} , considerando lo sviluppo di streamer di uno sprite a carota con diametro medio di 100-200 m, alla quota di 80 km.

L'incidenza che il NOx prodotto da sprite ha sull'atmosfera dipende anche dall'intensità del vento presente nella zona d'interesse. Considerando una regione ristretta, circa 200 km*50 km, in corrispondenza di un sistema convettivo alla mesoscala interessato da un vento di debole intensità, Enell et al. (2008) hanno calcolato che si ottiene un accumulo locale di NOx con un elevato incremento della loro concentrazione che può raggiungere anche il 50%-500% in prossimità dei 70 km, dove la densità di background è minima. Se invece si considera un'area di dimensioni maggiori, come la regione dei tropici ($250 \cdot 10^6$ km²), interessata da intensi venti zonali, il contributo degli sprite prodotti dai vari temporali viene trasportato velocemente e diffuso. Si ottiene in questo caso un aumento della concentrazione di NOx media su tutti i tropici di circa 0.01%, un valore chiaramente insignificante.

Quindi secondo Enell et al (2008), l'incidenza che gli eventi sprite hanno sulla chimica atmosferica cambia significativamente in funzione delle scale considerate: a livello globale viene predetto un contributo trascurabile, a livello regionale sopra temporali intensi il contributo appare rilevante. Gli studi osservativi discussi nel seguente capitolo sono stati condotti per capire se le conclusioni raggiunte da Enell siano corrette.

5. Studio dei TLE

I modelli chimici discussi nel capitolo precedente hanno mostrato un legame diretto tra TLE e NO_x atmosferico, tramite le reazioni chimiche indotte principalmente dall'impatto sull'atmosfera degli elettroni accelerati da questi processi. Vi sono inoltre svariati esperimenti di laboratorio che mostrano una produzione di NO_x da parte di processi ionizzanti in aria. Nasce quindi la necessità di verificare se le previsioni teoriche siano confermate dalle osservazioni. Poiché delle varie campagne di osservazione di TLE, nessuna è stata ad oggi condotta con strumenti dedicati alla chimica, questo capitolo si focalizzerà sui primi due studi osservativi effettuati da Arnone et al (2008-2009) e da Rodger et al (2008). Questi studi sono stati condotti utilizzando misure di NO_x da satellite e il rilevamento di fulmini da terra come proxy dell'attività dei TLE. La scelta di questi lavori è dettata dal fatto che entrambi hanno posto per la prima volta l'attenzione sull'interazione che i TLE hanno con la chimica atmosferica osservandone, nel primo caso, l'impatto su scala locale in corrispondenza del volume sovrastante i fenomeni temporaleschi, mentre, nel secondo caso, l'incidenza su scala globale, confrontando le distribuzioni di NO_x su aree delle dimensioni di 1-2000 km con alta e bassa attività di fulminazione.

5.1 *Approccio locale*

5.1.1 Metodo di analisi

L'obiettivo originale dello studio di Arnone et al (2008-2009) era quello di determinare l'influenza degli sprite sulle concentrazioni di NO_x in stratosfera e mesosfera in coincidenza a singoli eventi temporaleschi. Data la breve durata e le dimensioni dell'ordine delle decine di km, i TLE sono in grado di influenzare una regione atmosferica relativamente piccola rispetto a quella interessata dalle misure chimiche disponibili da satellite. Inoltre la probabilità di ottenere una misura da satellite in coincidenza diretta con un evento TLE osservato è estremamente bassa. Tuttavia, lo sviluppo di questi fenomeni è direttamente collegato alle strutture temporalesche sottostanti, e l'occorrenza ripetuta di TLE al di sopra di questi temporali può causare un accumulo di NO_x su zone di qualche centinaio di km, come discusso da Enell et al (2008). Usando i dati della rete WWLLN, che permette di rilevare le più intense scariche elettriche sulla superficie terrestre, Arnone et al. (2008-2009) hanno identificato le regioni temporalesche attive e quindi le regioni atmosferiche in cui è più alta la possibilità di formazione di TLE. Queste regioni sono state successivamente analizzate osservando le concentrazioni di NO₂ rilevate da MIPAS. NO₂ è stato scelto come proxy della famiglia degli NO_x, in quanto durante la notte, in alta atmosfera, si ha la totale conversione di NO in NO₂. Data la grande variabilità stagionale e latitudinale dell'NO₂, le misure di NO₂ di MIPAS sono state destagionalizzate, rimuovendo il ciclo annuale all'interno di bande di latitudine di 5 gradi (trend <NO₂>). Le variazioni di NO₂ sono state quindi analizzate in

termini di anomalie rispetto al dato medio locale:

$$\Delta\text{NO}_2 = \text{NO}_2 - \langle \text{NO}_2 \rangle$$

In questo modo è stato possibile eliminare dai dati analizzati sia l'errore sistematico, sia le variazioni climatologiche. Di seguito ci riferiamo ad anomalie positive, se maggiori del dato medio locale, e negative se minori del dato medio locale. Per identificare le regioni in cui è massima la formazione di sprite è stata usata una finestra di coincidenza, cioè un intervallo spazio-temporale definito dalla proiezione al suolo del campo di vista dello strumento MIPAS al punto di tangenza e un intervallo di tempo precedente la misura. Si è quindi calcolato il numero di fulmini rilevati da WWLLN entro questa finestra di coincidenza. Una misura di NO_2 viene considerata come ottenuta in una regione con alta probabilità di sprite se il numero di fulmini rilevati da WWLLN supera un livello soglia. Variando gli intervalli temporali, le dimensioni delle finestre e la soglia minima delle fulminazioni è stata determinata la miglior condizione applicabile che corrisponde a una regione di 60 km*500 km, a una finestra temporale di 60 minuti e una soglia di 10 flash. Questi parametri permettono di rilevare solo i dati in corrispondenza di temporali troposferici estremamente intensi, aumentando quindi la probabilità di osservare una regione caratterizzata da sprite.

Definendo le regioni con massima probabilità di formazione di sprite attraverso le scariche elettriche rilevate da WWLLN, indicate con WWLLN- NO_2 , lo studio è proseguito studiandone la distribuzione in confronto con le misure di NO_2 di background. Dal momento che non è possibile discriminare con certezza misure di NO_2 non influenzate dai TLE, all'interno delle misure di background sono state mantenute tutte le misure di

MIPAS, quindi includendo sia misure fatte in condizioni di cielo sereno che di cielo interessato da temporali.

La variabilità di NO_x , e quindi anche di NO_2 , è strettamente legata alla latitudine e quindi per evitare di confondere la variabilità latitudinale con quella dovuta ai TLE si è scelto di analizzare fasce latitudinali strette (non superiori ai 5°) in corrispondenza della zona tropicale. La ragionevolezza di questa scelta è mostrata dalle distribuzioni latitudinali di NO_2 riportate in figura 5.1. I grafici mostrano che nel periodo analizzato, che va da agosto a dicembre 2003, la regione in cui è stata osservata la concentrazione più alta di NO_x è quella tropicale ad una quota compresa tra i 30 e 50 km. Ad alte latitudini, eventi di trasporto di NO_x mesosferico e di precipitazione di protoni solari (verificatesi verso fine ottobre 2003) rendono i dati inutilizzabili. Tuttavia queste regioni sono a bassa attività temporalesca. La figura 5.2 (b) invece conferma che gran parte dei rilevamenti effettuati da WWLLN sono collocati intorno alla zona equatoriale, ma dalla distribuzione riportata in figura (5.2 a) non si osserva un'incidenza significativa degli sprite su scala globale.

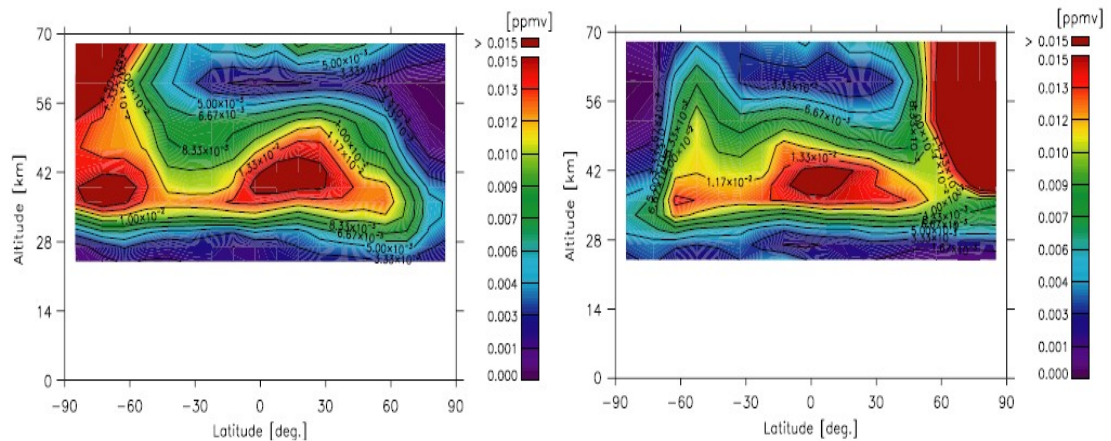


Fig 5.1: concentrazione del NO_x presente in atmosfera in funzione della latitudine e della quota da agosto a dicembre 2003. Da Arnone et al. (2009).

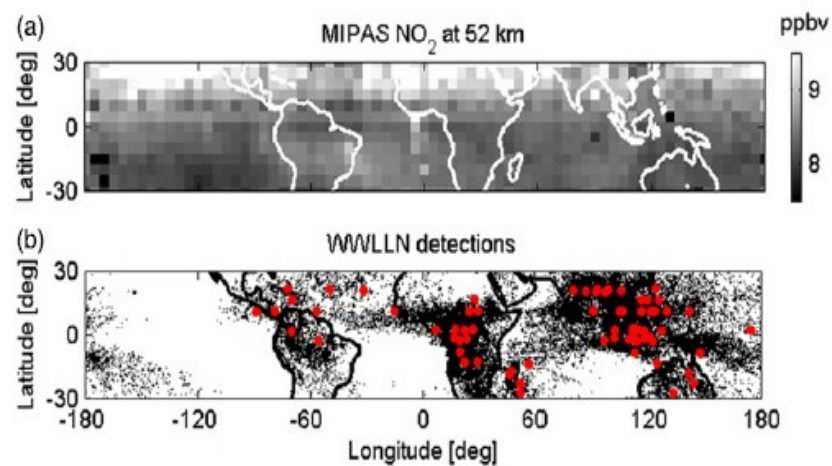


Fig 5.2: distribuzione dell'NO₂ rilevato da MIPAS a 52 km di quota in funzione della latitudine (a) e rilevamenti dell'NO₂ in correlazione con WWLLN (pallini rossi) in funzione della latitudine (b).

Da Arnone et al. (2009).

5.1.2 Elaborazione dei dati

Come discusso nel paragrafo precedente, per ridurre la variabilità e la diluizione a cui sono soggette le masse d'aria, la regione maggiormente caratterizzata dallo sviluppo degli sprite (vedi fig 4.4), compresa tra 30°N e 30°S, è stata suddivisa in bande di 5 gradi di latitudine. Ponendo l'attenzione sulla distribuzione delle concentrazioni di NO₂ nella banda 5°-10° N alla quota di 52 km, mostrata in figura 5.3, si riscontra che l'andamento medio dei valori oscilla intorno ai 10 ppbv (pannello di sinistra), mentre i valori di Δ NO₂ oscillano intorno allo zero presentando una maggior concentrazione in coincidenza con rilevamenti WWLLN entro i primi mille passaggi del satellite (pannello centrale).

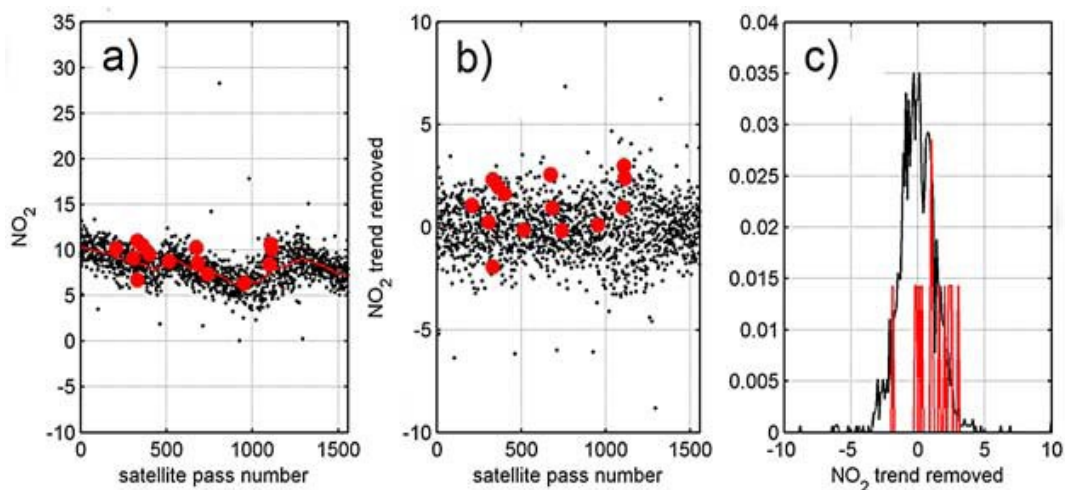


Fig 5.3: Risultati dell'analisi ottenuta dalle misure di NO_2 notturno della banda $5^\circ\text{-}10^\circ\text{N}$ alla quota di 52 km. A sinistra andamento delle concentrazioni di NO_2 di background (nero) e dei valori in coincidenza con i rilevamenti effettuati da WWLLN (puntini rossi), al centro NO_2 detrendizzato e a destra distribuzione delle anomalie. Da Arnone et al. (2008).

Nel pannello di destra di fig. (5.3) in nero è riportata la distribuzione delle anomalie e in rosso sono rappresentate le concentrazioni correlate a WWLLN. La figura mostra che la maggior parte di queste ultime è collocata in corrispondenza di +1 ppbv, ma comunque sempre entro la variabilità di background. L'errore della singola misura corrisponde a 0.5 ppbv (5%).

Nella figura 5.4 sono riportati i valori di NO_2 e le corrispondenti anomalie in funzione delle 4 bande di latitudine prese in esame: $15^\circ\text{N-}20^\circ\text{N}$, $5^\circ\text{N-}10^\circ\text{N}$, Equatore- 5°N e 5°S-Equatore partendo dall'alto verso il basso. Nei pannelli di sinistra sono riportate in nero le anomalie di NO_2 notturno espresse in ppbv in funzione delle giornate analizzate, mentre in rosso e blu le anomalie di NO_2 (rispettivamente positive e negative) in coincidenza con i rilevamenti di WWLLN identificate come $\text{WWLLN-}\Delta\text{NO}_2$. Nei pannelli di destra sono rappresentate le distribuzioni delle anomalie mantenendo la colorazione appena citata, in nero i valori di background e in rosso e blu le anomalie.

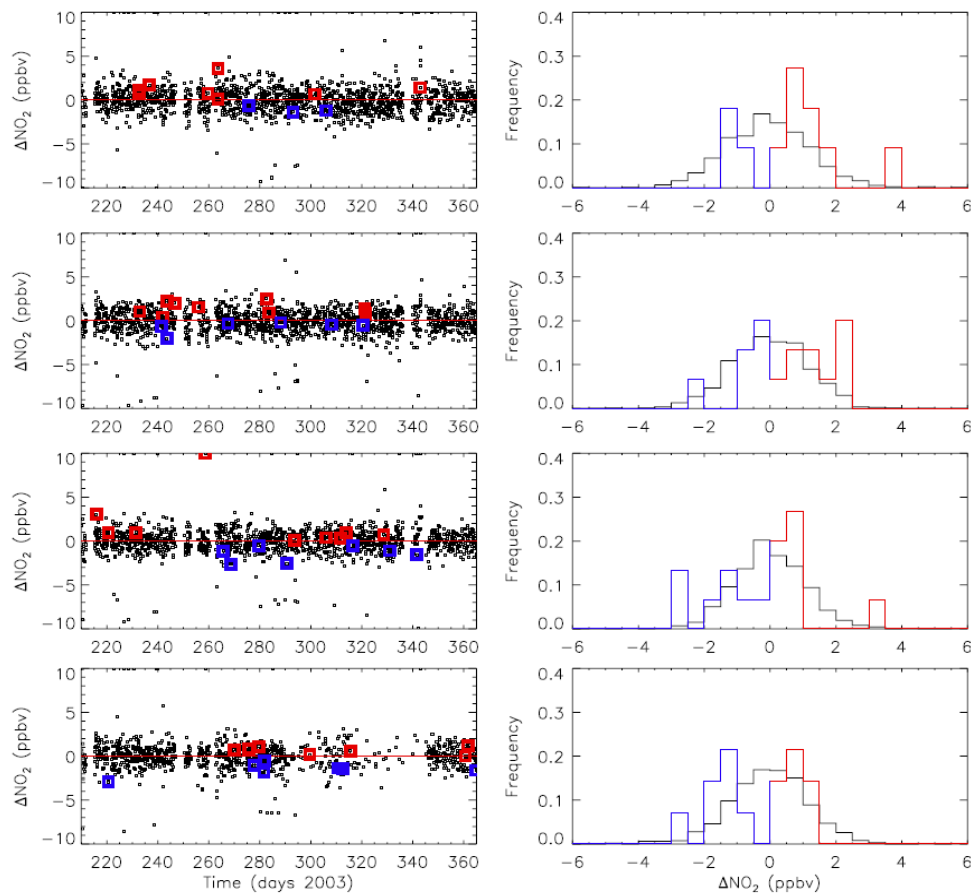


Fig 5.4: Serie temporali delle anomalie notturne di background di NO₂ misurate da MIPAS (in nero) in funzione delle fasce latitudinali sopra descritte, in rosso le anomalie positive e in blu quelle negative in corrispondenza con i rilevamenti di WWLLN, nella colonna di sinistra le corrispettive distribuzioni. Da Arnone et al. (2009).

Analizzando le singole fasce latitudinali si osserva che le anomalie di background seguono un andamento omogeneo, presentando un valore oscillante intorno ai 10 ppbv e una deviazione standard che varia da 1.5 a 2.2 ppbv in funzione della posizione geografica.

La distribuzione delle anomalie di WWLLN-ΔNO₂ (indicate in rosso e blu in figura 5.4) all'interno delle bande di latitudine presenta una deviazione standard tra 1.2 e 1.6 ppbv. Al contrario di quanto avviene per le anomalie di background, le anomalie in corrispondenza dei fulmini non sono consistenti latitudinalmente, in quanto le due fasce più a nord mostrano un valor medio di +0.7 ppbv, corrispondente ad uno spostamento (rispetto ai valori di background) della distribuzione verso valori alti, mentre le altre due hanno una uno spostamento negativo di -0.4ppbV e l'altra uno spostamento nullo. Questo comportamento è plausibilmente dovuto al fatto che non tutte le fulminazioni troposferiche sono correlate a sprite o altri TLE, per cui non ci si aspetta una correlazione uno a uno tra il proxy utilizzato e l'attività di sprite.

Per verificare la significatività di questi risultati, le distribuzioni sono state analizzate con dei test statistici numerici (montecarlo) per valutare il rischio di coincidenza accidentale delle distribuzioni WWLLN-NO₂ e quelle dell'NO₂ di background. E' stato mostrato che il rischio di coincidenza

delle distribuzioni e' sotto il valore di significatività statistica nel caso degli spostamenti positivi mentre per le altre distribuzioni non c'e' differenza statistica fra le due.

È interessante osservare che, in corrispondenza delle regioni analizzate, sono sempre presenti un maggior numero di anomalie positive rispetto a quelle negative, a favore dell'ipotesi che gli sprite producano una quantità di NO_x significativamente osservabile a livello locale.

Per poter utilizzare i dati di un maggior numero di bande latitudinali è stata effettuata un'ulteriore analisi studiando le concentrazioni di NO₂ rispetto all'intera fascia tropicale, 20°N-30°S (con dati destagionalizzati nelle singole bande di 5 gradi come discusso), alle quote di 47, 52 e 60 km e con finestra temporale variabile a 10, 20, 30 e 60 minuti e quota fissa a 52 km.

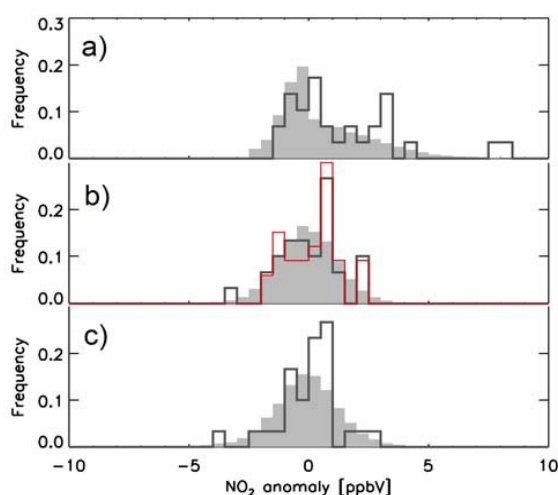


Fig 5.5: Distribuzioni delle concentrazioni per la fascia tropicale 30° S- 20° N per le quote di 47 km (c), 52 km (b) e 60 km (a), rispetto ad una finestra temporale di 20 min. In grigio la variabilità di background, in nero la distribuzione WWLLN-NO₂ per il caso statico e in rosso (b) il caso dinamico. Da Arnone et al. (2008).

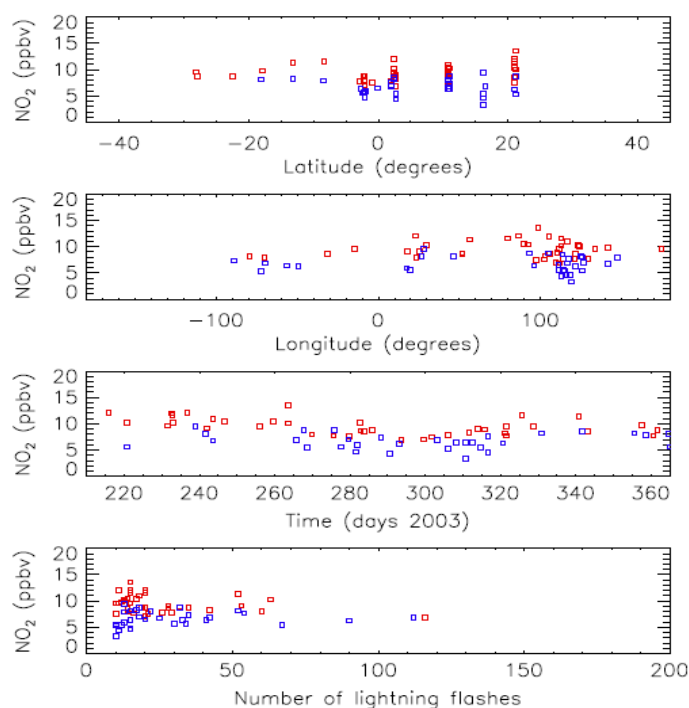
La figura 5.5 riporta i risultati della distribuzione complessiva delle anomalie di NO₂ sopra i tropici. Anche in questo caso si riporta in grigio la variabilità di background, in nero la distribuzione delle anomalie WWLLN-NO₂ e in rosso la distribuzioni di WWLLN-NO₂ nel caso dell'analisi dinamica. Come discusso successivamente, l'analisi dinamica è stata condotta prendendo in considerazione lo spostamento delle masse d'aria dovuto ai venti atmosferici. In corrispondenza dei 47 km si osserva una distribuzione delle WWLLN-NO₂ asimmetrica e con un picco intorno a +1 ppbv entro la variabilità di background. A 52 km la distribuzione delle anomalie sembra seguire in modo più uniforme la distribuzione di background, ma con un picco più pronunciato a circa +1 ppbv, in accordo con l'aumento osservato nella singola banda di figura 5.3. Il picco è ben risolto e persiste se si aumenta la finestra temporale a 30 minuti, mentre svanisce se si considera una finestra temporale di 60 minuti, intervallo in cui è probabile che i processi di trasporto divengano troppo importanti per essere trascurati. A 60 km, si osserva che la distribuzione perde di compattezza e si allarga protraendosi verso valori maggiori, in maniera simile alla

distribuzione di background ma con picchi a valori elevati; è presente anche un aumento significativo e isolato corrispondente a +8ppbV, cioè circa 8 volte il valore di background.

Le distribuzioni analizzate mostrano come parte delle anomalie in coincidenza con attività di fulminazione sembrano essere spostate verso un intervallo di valori più alti. La variazione stessa nell'aumento di NO_2 con la quota può essere segno della presenza di sprite: si manifestano più sprite in corrispondenza dei 60 km piuttosto che entro i 50 km.

Questi risultati suggeriscono che una frazione significativa, indicativamente il 10%, delle misure WWLLN- NO_2 , mostra un aumento di circa +1ppbV confrontato all' NO_2 di background. Questa frazione di dati è compatibile con il numero di coincidenze attese per gli sprite, basandosi su rilevazioni di fulmini, come fatto nell'analisi.

Le concentrazioni di NO_2 presentano una forte dipendenza dalla posizione geografica e da altre grandezze quali l'intensità e il numero di fulminazioni. Per analizzare la sensibilità dei risultati si sono studiate le distribuzioni del valore assoluto di WWLLN- NO_2 rispetto a una selezione di grandezze. Questo studio è riportato in figura 5.6, distinguendo in rosso e blu le anomalie positive e negative (rispetto al background locale).



5.6: Distribuzione delle anomalie positive (rosse) e negative (blu) di NO_2 in funzione della localizzazione geografica (1° e 2° pannello), del tempo (3° pannello) e del numero di fulminazioni (4° pannello). Da Arnone et al. (2009).

I primi due pannelli di figura 5.6 riportano la dipendenza delle misure rispetto alla posizione geografica, (latitudine e longitudine). Rispetto alla latitudine si osserva un comportamento pressoché simmetrico intorno ai 10 ppbv, con una maggiore concentrazione di anomalie in

corrispondenza dell'emisfero nord (con una dipendenza dal periodo preso in esame). Rispetto alla longitudine si ha una maggiore presenza di anomalie positive nella regione compresa tra 100° e 150° E, quindi nel sud est asiatico.

Dal grafico della dipendenza rispetto al tempo (terzo pannello di fig. 5.6) si osserva che la maggior parte delle anomalie positive sono concentrate entro i primi 50 giorni: questo comportamento è localizzato su bande dell'emisfero nord e, confrontando queste giornate con la figura 5.7 si osserva che corrispondono a zone interessate da venti di debole intensità, un'ulteriore conferma della necessità di provare a modellare l'effetto del vento per ridurre significativamente l'incertezza sulle misure.

L'ultimo pannello riporta la correlazione tra concentrazioni di NO_x e numero di fulminazioni. Se la maggior parte dei fulmini fosse legato a sprite, ci si aspetterebbe che ad una grande quantità di flash (> 50) corrisponda un numero elevato di anomalie positive. Non esiste invece una correlazione di questo tipo, a conferma della necessità di considerare questi risultati a livello statistico e non come singolo evento.

5.1.3 L'effetto del vento

Le regioni dell'alta atmosfera sono interessate da intensi venti che, favorendo lo spostamento delle masse d'aria e facilitando la dispersione del NO_x prodotto, incidono significativamente sui valori misurati. Può succedere che i valori determinati non corrispondano alle caratteristiche delle regioni realmente osservate; è quindi necessario applicare una procedura mirata ad evitare che questo accada. Possono verificarsi le seguenti situazioni:

- Non è presente vento e lo strumento rivela la concentrazione di NO_x rispetto alla sua reale posizione geografica.
- È presente vento, di maggiore o minore intensità, che favorisce lo spostamento della massa d'aria e quindi lo strumento misura una regione dove una parte di NO_x è stato disperso. Questa situazione è la peggiore ed è necessario cercare di ridurne il verificarsi.
- La presenza di vento favorisce lo spostamento delle masse d'aria in una località che non è quella di produzione e questa regione viene misurata da MIPAS. I dati ricavati in questa condizione entrano a far parte dei valori di background.

Sono state applicate alcune strategie per cercare di eliminare il verificarsi di situazioni non reali, come quelle corrispondenti al secondo caso. Nello studio di Arnone et al (2008) si è cercato di ridurre l'effetto del vento studiandone le traiettorie attraverso le mappe fornite dal Centro Europeo (ECMWF). L'immagine che segue mostra un esempio di mappa del vento dove sono riportati, attraverso i simboli bianchi e neri, le località caratterizzate da sprite, alcune delle quali sono situate in corrispondenza di regioni in cui spirano venti che possono raggiungere i 40 m/s e quindi produrre spostamenti significativi.

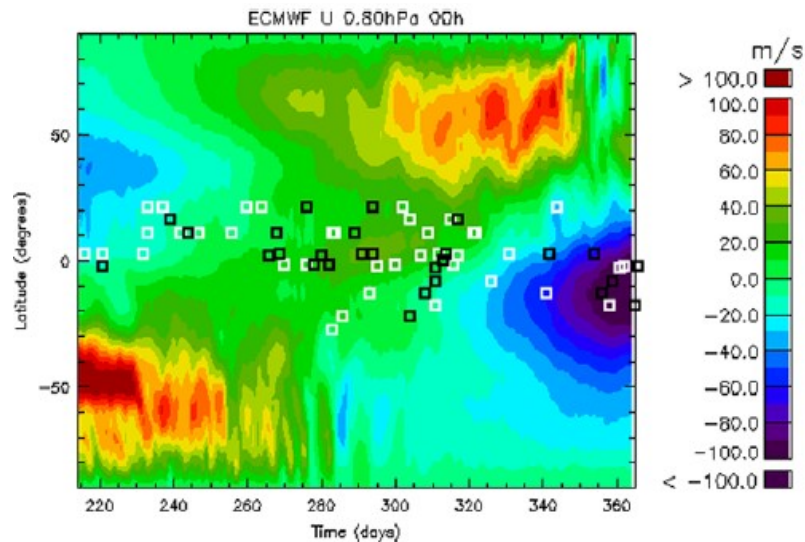


Fig 5.7: Mappa del vento fornita dal Centro Europeo alla pressione di 0.80 hPa e riferita al periodo che va da agosto a dicembre 2003, in bianco e nero sono indicate rispettivamente le anomalie positive e negative in coincidenza con i rilevamenti di WWLLN. Da Arnone et al. (2009).

Nello studio successivo (Arnone et al (2009)) si è cercato di ridurre l'incidenza del vento raddoppiando la finestra di coincidenza lungo la longitudine, passando così da 30 km*500 km a 60 km*500 km.

La figura 5.8 mostra i risultati ottenuti ripercorrendo gli spostamenti prodotti dai venti, caso dinamico, dove sono riportate le distribuzioni delle anomalie dell' NO_2 in corrispondenza della banda latitudinale intera per un intervallo temporale di 10 min, 20 min, 30 min e 60 min (dall'alto al basso), a 52 km di quota, nel caso di correlazione statica (sinistra) e dinamica (destra).

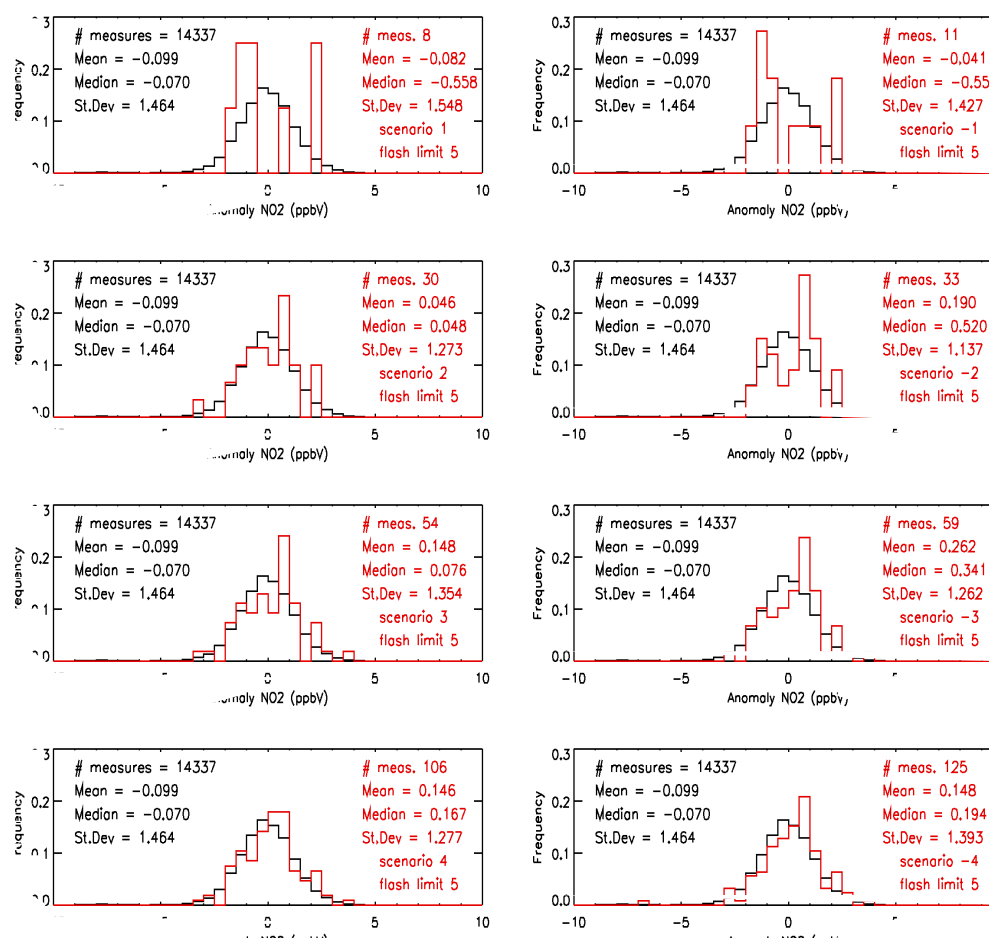


Fig 5.8: Confronto tra le concentrazioni di NO₂ nel caso statico (colonna destra) e nel caso dinamico (colonna sinistra) per la fascia latitudinale 30° S – 20°N, finestra temporale di 10, 20, 30 e 60 minuti (dall'alto verso il basso) e quota di 52 km.

Nel caso dinamico le masse d'aria considerate sono state spostate lungo la traiettoria del vento durante il periodo considerato dalla finestra di coincidenza. Come detto nel paragrafo precedente, il picco intorno a +1 ppbv nella distribuzione di WWLLN-NO₂ appare più definito negli intervalli di 20 e 30 minuti, e tende a svanire nell'intervallo di 60 minuti.

Confrontando i pannelli delle due colonne si nota che la correlazione dinamica porta a picchi più pronunciati, coerentemente con una più corretta identificazione di masse d'aria perturbate dall'azione del vento. Nello studio del caso dinamico, usando una finestra di 20 minuti, si osserva che la distribuzione delle anomalie di WWLLN-NO₂ presenta un valore medio di +0.2ppbV e una mediana di +0.5ppbV, mentre le stesse sono dell'ordine di +0.05 nel caso di correlazione statica, a conferma il cambiamento prodotto da sprite osservati a localizzazioni più realistiche. Con l'aumentare dell'intervallo di tempo della finestra a 30 e a 60 minuti, le differenze con il caso statico diminuiscono, presumibilmente perché le traiettorie lineari applicate ai venti perdono robustezza. Ciò nonostante, nell'ultima finestra temporale applicata, nel caso dinamico il picco di

+1ppbV è ancora visibile.

5.2 Approccio globale

Una seconda analisi effettuata per studiare l'impatto dei TLE sull'atmosfera è stata effettuata da Rodger et al (2008). L'obiettivo di questo studio era quello di determinare l'incidenza che gli eventi luminosi transienti hanno sulle concentrazioni NO_x su scala globale.

Lo studio è stato effettuato analizzando i valori di NO₂ notturno rilevato da GOMOS da luglio 2002 a ottobre 2006, tra 20 e 70 km, in corrispondenza di regioni precedentemente identificate rispettivamente per l'alta e bassa attività temporalesca media. La scelta di queste regioni è stata dettata dalla distribuzione della densità media delle fulminazioni, che varia notevolmente su terra e su mare. Infatti circa l'85%-90% delle fulminazioni accade su terra, interessando principalmente Asia, Europa e Africa. Di conseguenza, in prima approssimazione le perturbazioni indotte da sprite si trovano principalmente in coincidenza con i continenti. La figura 5.9 mostra la densità delle fulminazioni sulla Terra e le regioni identificate per l'analisi (riquadri bianchi), identificando con la lettera S le regioni di mare e con la L quelle di terra.

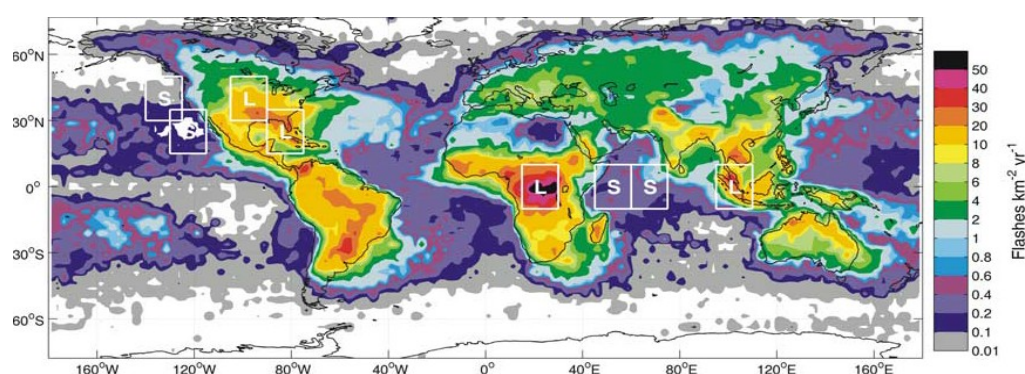


Fig 5.9: Densità di fulminazione sulla Terra e rappresentazione delle aree prese in esame da Rodger et al (2008).

Le regioni di terra selezionate corrispondono alle aree del globo in cui è stata rilevata maggiore densità di fulminazione e dove sono state osservate soprattutto fulminazioni con momenti di carica positiva. Le regioni di mare sono localizzate alla stessa latitudine delle rispettive regioni di terra. Ogni box ha dimensioni di 15° in latitudine e 20° in longitudine corrispondenti a circa 1500 km lungo la latitudine per 2200 km in longitudine: Florida, Mid-West degli Stati Uniti, Africa e Sud Est Asiatico. La figura 5.10 mostra l'evoluzione del numero di fulminazioni al secondo rispetto alle varie regioni analizzate (pannello di sinistra), sia di mare che di terra, e il rapporto del numero di fulminazioni per secondo tra box di mare e di terra (pannello di destra).

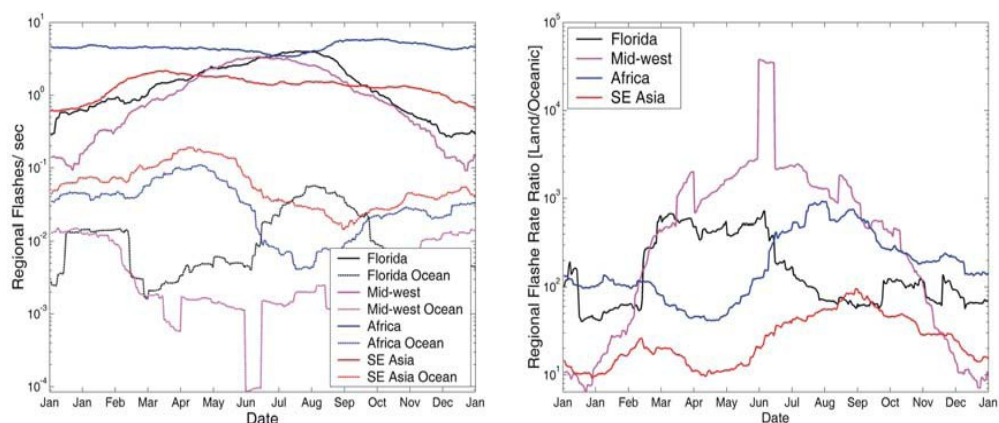


Fig 5.10: il pannello di sinistra mostra le fulminazioni al secondo rilevabili in corrispondenza delle regioni selezionate, mentre il pannello di destra i tassi di fulminazione tra regioni di terra e di mare. Da Rodger et al (2008).

Con le linee continue sono riportati i valori delle regioni di terra, mentre con quelle tratteggiate le regioni di mare. Se si considera che la media globale delle fulminazioni sulla terra è 45 ± 5 al secondo, le regioni scelte presentano un andamento particolarmente significativo con i loro 6 flash/s per l'Africa, 4 flash/s per la Florida, 3,4 flash/s per il Mid-west e 2 flash/s per il Sud Est dell'Asia. La forte differenza tra regioni di terra e di mare, che si osserva nel pannello di destra e che raggiunge anche i due o tre ordini di grandezza, è dovuta alla forte dipendenza stagionale. In prima approssimazione il confronto tra regioni di terra e di mare significa quindi un confronto fra regioni con attività di sprite diversi per due o tre ordini di grandezza. Se significative, le perturbazioni di NO_x geolocate principalmente sui continenti dovrebbero quindi avere un segnale ampio e chiaro.

5.2.1 Analisi dei dati

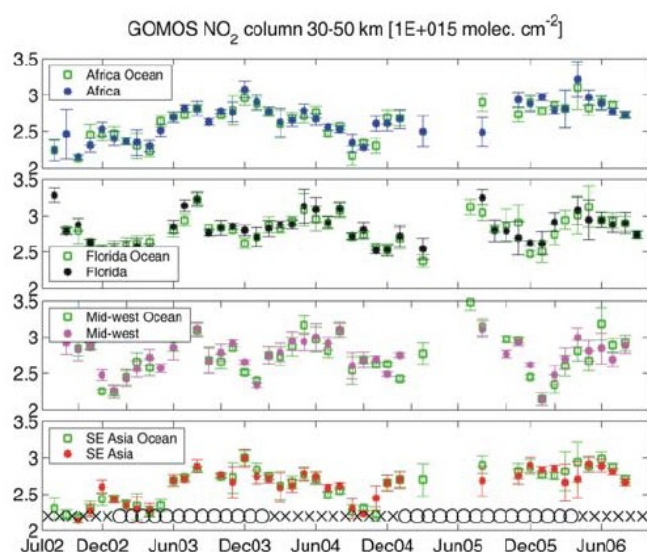
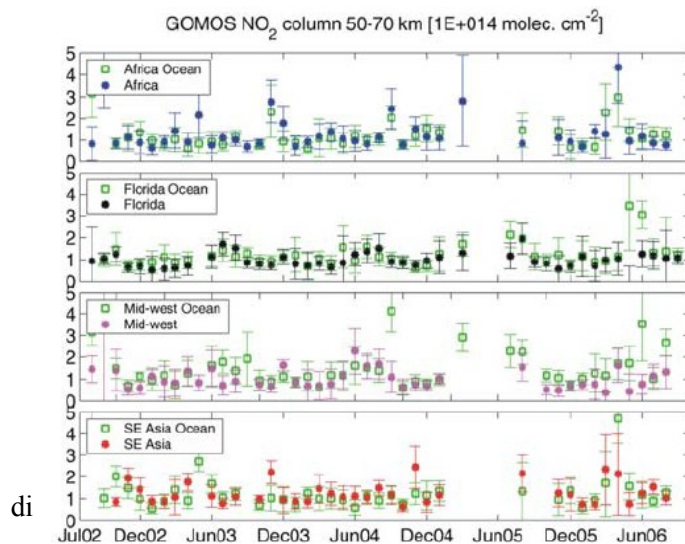


Fig 5.11: Concentrazioni di NO₂ colonnare in funzione delle regioni osservate, con corrispondente incertezza. Il pannello a sinistra riporta l'analisi alle quote comprese tra 30 e 50 km, mentre il pannello che segue tra 50 e 70 km. Da Rodger et al (2008)



di

basse quote presentano una minore discrepanza tra loro ma rimangono entro il range dell'incertezza. Le distribuzioni delle due regioni americane seguono un andamento molto simile, con massimi nel periodo estivo e minimi in quello invernale. Analogamente anche la distribuzione africana e quella asiatica sembrano coincidere. All'aumentare della quota le distribuzioni sembrano ancora seguire un andamento simile, anche se le differenze nei valori colonnari dell'NO₂ diventano più significative.

I valori colonnari di NO₂ rilevati da GOMOS indicano che non è presente un aumento significativo nella concentrazione del NO_x in corrispondenza di TLE, quindi l'impatto degli eventi luminosi transienti sulla chimica atmosferica è trascurabile a livello globale, entro i limiti di sensibilità dell'analisi.

La non incidenza dei TLE a quote alte e su scala regionale è probabilmente dovuta anche all'intenso vento che interessa queste zone (decine di m/s) e che rapidamente media zonalmente le concentrazioni di NO_x, mascherando le differenze terra-oceano. Tuttavia, questo effetto è riscontrabile anche nei casi in cui i tassi di fulminazione si differenziano per un fattore 1000, caso in cui ci si aspetterebbe di osservare una variazione nelle concentrazioni di NO_x a livello stagionale, tra periodi di alta e bassa attività, variazione che invece su scala regionale-globale non è stata osservata.

La figura 5.11 riporta l'evoluzione temporale delle colonne parziali di NO₂ tra 30 e 50 km, e tra 50 e 70 km di quota. Sapendo che i blu jet si sviluppano tra i 30 e i 50 km, mentre gli sprite tra i 40 e i 90 km, le concentrazioni di NO_x riportate nei pannelli di figura 5.11 dovrebbero essere rispettivamente influenzati da questi TLE. Confrontando tra loro le immagini figura 5.11 si osserva che le distribuzioni delle concentrazioni alle

6. Conclusioni

Questa tesi ha presentato i primi studi teorici e osservativi effettuati per valutare l'impatto chimico degli eventi luminosi transienti (TLE), e in particolare degli sprite, in atmosfera.

I due metodi osservativi che sono stati riportati in questa tesi si ponevano come obiettivo quello di determinare l'incidenza dei TLE sulla chimica atmosferica, osservando la produzione di NO_2 come proxy della famiglia degli NO_x , e utilizzando il rilevamento globale di fulminazioni come proxy dell'attività di sprite. Nel primo caso è stata posta l'attenzione sugli sprite e sulla concentrazione delle anomalie di NO_2 che si verificano in regioni direttamente interessate da attività temporalesca, e analizzando il comportamento su scala locale, con particolare attenzione sulla regione tropicale, a quote comprese tra i 40 e i 90 km nel periodo da agosto a dicembre 2003 (Arnone et al 2008, 2009). In corrispondenza di 52 km di quota si è riscontrata una perturbazione di NO_x pari al 10%, circa +1 ppbv, e un aumento di questa perturbazione intorno ai 60 km. Questi risultati suggeriscono un contributo da parte degli sprite al NO_x atmosferico su scala locale-regionale. Viceversa, gli autori non trovano un chiaro segnale di perturbazione da sprite a livello globale, presumibilmente a causa del fatto che le masse d'aria perturbate sono fortemente influenzate dall'effetto del vento, che, favorendo la diluizione del NO_x prodotto dai TLE, contribuisce alla riduzione del valor medio delle concentrazioni rilevate.

Lo studio effettuato da Rodger et al (2008) ha analizzato invece l'influenza su scala globale di questi processi, osservando le concentrazioni di NO_x rilevate attraverso GOMOS, confrontando tra loro regioni di terra e di mare alle stesse latitudini e opportunamente scelte per avere la massima differenza di densità di fulminazione. Le misure utilizzate da questo studio sono riferite al periodo da luglio 2002 a ottobre 2006 e a quote tra 20 e 70 km. Analizzando il NO_x prodotto è stato riscontrato che, nonostante si siano considerate le regioni in cui era possibile determinare anche la minima variazione delle concentrazioni, non è possibile rilevare incidenza su scala globale. Questo comportamento è molto probabilmente influenzato dai forti venti zonali che caratterizzano l'alta atmosfera e che favoriscono la rapida dispersione delle sostanze prodotte, riducendo le differenze tra zone di terra e di mare poste alla stessa latitudine.

Dai due studi è possibile quindi dedurre che gli eventi sprite, come altri tipi di TLE, sono in grado di contribuire alla produzione regionale di NO_x in alta atmosfera al di sopra di intensi eventi temporaleschi, ma non è possibile però trascurare l'incidenza che agenti esterni, come il vento, hanno su questi processi e sul loro sviluppo. Risultati analoghi sono stati trovati con le prime stime ottenute dai modelli chimici, modelli che suggeriscono un forte impatto sul NO_x a livello di streamer (perturbazioni di ordini di grandezza del NO_x su scale di centinaia di metri), impatto che poi viene diluito sulle regioni temporalesche e risulta molto probabilmente trascurabile a livello globale.

Gli strumenti utilizzati permettono l'osservazione dei TLE e il rilevamento delle concentrazioni di

NOx prodotto, ma non avendo una visione globale e continua dell'attività elettrica del pianeta non è possibile osservare i movimenti di ogni massa d'aria o essere a conoscenza delle variazioni nelle concentrazioni dei gas simultaneamente in ogni parte del globo. È quindi possibile affermare che le misure presenterebbero un'incertezza significativamente minore se si potesse conoscere il reale spostamento di ogni massa d'aria e le concentrazioni delle varie sostanze ad ogni istante e per ogni localizzazione geografica. Probabilmente in futuro lo sviluppo tecnologico garantirà l'utilizzo di strumenti che renderanno questo possibile.

7. Bibliografia

- Arnone E., Kero A., Dinelli B. M., Enell C.-F., Arnold N. F., Papandrea E., Rodger Craig J., Carlotti M., Ridolfi M. and Turunen E., 2008: Seeking sprite-induced signatures in remotely sensed middle atmosphere NO₂ Geophys. Res. Lett., VOL. 35, L05807, doi:10.1029/2007GL031791.
- Arnone E., Kero A., Enell C.-F., Carlotti M., Craig R.-J., Papandrea E., Arnold N.F., Dinelli B.M., Ridolfi M. and Turunen E., 2009 : Seeking sprite-induced signatures in remotely sensed middle atmosphere NO₂: latitude and time variations, Plasma Sources Sci. Technol. 18 034014 (10pp), doi:10.1088/0963-0252/18/3/034014.
- Carli B., Mencaraglia F., Dinelli B.M., Piccioli S. and Valboni A., 1985: Comparison of Measured and Calculated High-Resolution Spectra of Far-Infra-Red Stratospheric Emission.
- Carlotti M., Brizzi G., Papandrea E., Prevedelli M., Ridolfi M., Dinelli B.M. and Magnani L., 2006: GMTR: two-dimensional geo-fit multitarget retrieval model for Michelson Interferometer for passive atmospheric sounding/environmental satellite observations Appl. Opt. 45 716–27
- Carlotti M., Dinelli B.M., Raspollini P. and Ridolfi M., 2001: Geo-fit approach to the analysis of limb-scanning satellite measurements, Applied Optics, VOL. 40, N° 12.
- Chen A.-B., Kuo C.-L., Lee Y.-J., Su H.-T., Hsu R.-R., Chern J.-L., Frey H.-U., Mende S.-B., Takahashi Y., Fukunishi H., Chang Y.-S., Liu T.-Y. and Lee L.-C., 2008: Global distributions and occurrence rates of transient luminous events, Geophys. Res. Lett, VOL. 113, A08306, doi:10.1029/2008JA013101.
- Christian H J et al 2003: Global frequency and distribution of lightning as observed from space by the optical transient detector J. Geophys. Res. (Atmos.) 108 4005–+ doi:10.1029/2002JD002347
- Dinelli B.M., Alpaslan D., Carlotti M., Magnani L., Ridolfi M., 2004: Multi-target retrieval (MTR): the simultaneous retrieval of pressure, temperature and volume mixing ratio profiles from limb-scanning atmospheric measurements.
- Enell C.-F., Arnone E., Adachi T., Chanrion O., Verronen P. T., Seppa A., Neubert T., Ulich T.,

- Turunen E., Takahashi Y., and Hsu R.R., 2008: Parameterisation of the chemical effect of sprites in the middle atmosphere, *Ann. Geophys.*, 26, 13–27.
- Fischer H., Birk M., Blom C., Carli B., Carlotti M., Von Clarmann T., Delbouille L., Dudhia A., Ehhalt D., Endemann M., Flaud J.M., Gessner R., Kleinert A., Koopman R., Langen J., Lopez Puertas M., Mosner P., Nett H., Oelhaf H., Perron G., Remedios J., Ridol M., Stiller G., Zander R., 2008: MIPAS: an instrument for atmospheric and climate research. *Atmospheric Chemistry & Physics* 8, 2151–2188.
- Neubert T et al 2008: Recent results from studies of electrical discharges in the mesosphere *Surv. Geophys.* Submitted doi:10.1007/s10712-008-9043-1.
- Neubert T., Rycroft M., Forges T., Blanc E., Chanrion O., Arnone E., Odzimek A., Arnold N., Enell C.-F., Turunen E., Mika A., Haldoupis C., Steiner R., Bösinger T., Van der Velde O., Soula S., Berg P., Boberg F., Thejll P., Christiansen B., Ignaccolo M., Veronen P.T., Fllekrug J., Montanya M.C.N., 2008: Recent results from studies of electrical discharges in the mesosphere. *Surveys in Geophysics*, 10.1007/s10712-008-9043-1.
- Pasko V.P., 2010: Recent advances in theory of transient luminous events. *J. Geophys. Res.*, 115, A00E35, doi:10.1029/2009JA014860.
- Pasko V.P., 2007: Red sprite discharges in the atmosphere at high altitude: the molecular physics and the similarity with laboratory discharges, *Plasma Sources Sci. Technol.* 16 S13–S29, doi:10.1088/0963-0252/16/1/S02.
- Rodger C.J., Seppala A., and Clilverd M.A., 2008: Significance of transient luminous events to neutral chemistry: Experimental measurements, *Ann. Geophys*, VOL. 35, L07803, doi:10.1029/2008GL033221
- Rodger C.J., Werner S., Brundell J., Thomson E., Lay N.R., Holzworth R. and Dowden R. 2006: Detection efficiency of the VLF World-Wide Lightning Location Network (WWLLN): initial case study *Ann. Geophys.* 24 3197–214
- Sentman D.D., Stenbaek-Nielsen H.C., McHarg M.G., Morrill J.S., 2008: Plasma chemistry of sprite streamers. *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)* 113, 11112. doi:10.1029/2007JD008941
- Stenbaek-Nielsen, H. C., Moudry D. R., Wescott E. M., Sentman D. D., and Sabbas F. T. S., 2000:

Dal libro: “Sprites, Elves and Intense Lightning Discharges”, Fullekrug Martin, Mareev Eugene A. and Rycroft Michael J., published by Springer, P.O. Box 17, 3300 AA Dordrecht, The Netherlands, 2006:

- Rycroft Michael J.: Introduction to the physics of sprites, elves and intense lightning discharges (capitolo 1)
- Lyons Walter A.: The Meteorology of transient luminous events-an introduction and overview (capitolo 2)
- Williams Earle and Yair Y.: The microphysical and electrical properties of sprite-producing thunderstorm (capitolo 3)
- Price Colin: Global thunderstorm activity (capitolo 4)