

# UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

Dipartimento di Fisica e Astronomia “Galileo Galilei”

Corso di Laurea in Astronomia

Tesi di Laurea

**Impatto dell’attività solare sull’ozono stratosferico**

Relatore

Prof. Sergio Ortolani

Correlatore

Prof. Francesco Berrilli

(Università degli Studi di Roma Tor Vergata)

Laureando

Andrea Chiodini

Anno Accademico 2022/2023

## Sommario

In questa tesi è presentato l'impatto dell'attività solare sull'ozono stratosferico. Il Sole è la principale fonte di energia per il pianeta Terra, e variazioni nell'irradianza solare generano molteplici effetti sul sistema climatico: tra questi, la distribuzione e concentrazione dell'ozono ( $O_3$ ). L'attività solare è descritta nei fenomeni e negli effetti, per inquadrare le quantità e i tempi scala dell'impatto sull'ozono, concentrandosi maggiormente sulla variabilità radiativa. Sono poi riportate le catene fotochimiche di creazione e distruzione dell'ozono, dove è evidente l'influenza della radiazione ultravioletta (che ha forti variazioni nei cicli solari). Sono descritte, in seguito, le modalità con cui l'attività solare ha impatto sull'ozono stratosferico, sia in modo diretto che indiretto. Infine, viene eseguita una semplice analisi di correlazione lineare per valutare il rapporto tra la variazione di radiazione UV (sondata con il Mg II Index) e la concentrazione di ozono in atmosfera, come colonna totale. L'analisi mostra una correlazione debole, a causa delle diverse risposte dell'ozono al segnale solare per le diverse altitudini e a causa della presenza di circolazioni atmosferiche, che rendono la risposta dell'ozono alle variazioni ultraviolette più complessa.

# Indice

<b>1</b>	<b>Introduzione</b>	<b>1</b>
<b>2</b>	<b>Variabilità solare</b>	<b>4</b>
2.1	Il Sole e la sua atmosfera . . . . .	5
2.2	Il Ciclo solare . . . . .	7
2.3	Irradianza totale . . . . .	10
2.4	Irradianza Spettrale . . . . .	17
2.5	Spettro ultravioletto . . . . .	19
2.6	Indici di variabilità . . . . .	22
<b>3</b>	<b>Ozono</b>	<b>23</b>
<b>4</b>	<b>Attività solare ed ozono</b>	<b>31</b>
4.1	Ultravioletto . . . . .	37
4.2	Particelle solari (SEPs) . . . . .	38
4.3	Particelle aurorali . . . . .	39
4.4	Raggi Cosmici . . . . .	40
4.5	Effetti indiretti . . . . .	40
<b>5</b>	<b>Analisi dati</b>	<b>42</b>
5.1	L'indice Mg II . . . . .	42
5.2	Colonna totale di ozono . . . . .	45
5.3	Analisi di correlazione lineare . . . . .	47
<b>6</b>	<b>Conclusioni</b>	<b>49</b>

# 1 Introduzione

Il Sole è la principale fonte di energia che alimenta il sistema climatico della Terra (Claus Fröhlich e Judith Lean 2004, Judith L Lean et al. 1997, Ermolli et al. 2013).

Il 99.97% dell'energia in circolo nel nostro pianeta proviene dalla nostra stella sotto forma di radiazione elettromagnetica; la restante è dovuta a particelle energetiche (in arrivo sul pianeta dal Sole o dalla Galassia) o è prodotta all'interno della Terra o ancora è di origine antropica (Fredric W Taylor e Fredric William Taylor 2005).

Per sistema climatico si intendono tutte le terre, gli oceani e i ghiacci sulla superficie della Terra, l'atmosfera terrestre e come queste interagiscano fra loro. Questo sistema è molto complesso e variazioni anche contenute (di energia o, ad esempio, di concentrazioni di specie chimiche) possono portare a cambiamenti estesi, con risposte non lineari.

Per quanto riguarda la radiazione ricevuta dal Sole, il 31% è riflessa dall'atmosfera (nuvole, molecole sospese, aerosol) e dalle superfici al suolo, il 20% è assorbita nell'atmosfera e il 49% raggiunge e riscalda la superficie. Quest'ultima riemette, poi, mediamente come un corpo nero di circa  $T = 280$  K nell'infrarosso (IR), per un totale di circa  $390 \text{ Wm}^{-2}$ . Di questi, solo circa il 23% è rimesso effettivamente nello spazio, mentre il resto è bloccato dall'atmosfera e restituito nuovamente alla superficie. Il bilancio radiativo generale al limite dell'atmosfera è di  $195 \text{ Wm}^{-2}$  (Haigh 2007). Il bilancio energetico è dato dalla formula:

$$\pi R_{\oplus}^2 S_{\odot} (1 - A_{\oplus} - \alpha) = 4\pi R_{\oplus}^2 \sigma T_{\oplus}^4 (1 - \mathcal{G}_{eff}) \quad (1)$$

dove la parte sinistra rappresenta l'energia in arrivo al suolo, con  $A_{\oplus}$  (29.4%) l'albedo terrestre e  $\alpha$  (23.5%) l'assorbimento atmosferico e la parte destra l'energia emessa dalla terra, con  $T_{\oplus}$  (288 K) la temperatura media superficiale e  $\mathcal{G}_{eff}$  (59%) il contributo dell'effetto serra (Schmutz 2021).

Nella figura (1) è riportato schematicamente il bilancio energetico radiativo terrestre, con un valore per la radiazione incidente di  $342 \text{ Wm}^{-2}$  (corrispondente ad un'irradianza solare di  $1368 \text{ Wm}^{-2}$ ).

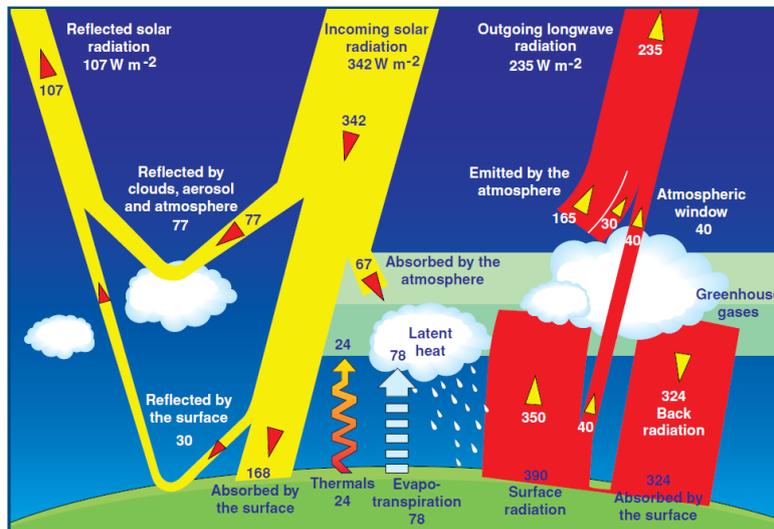


Figura 1: Budget energetico mediato globalmente, con una radiazione incidente di  $342 \text{ Wm}^{-2}$ . Fonte: [https://ceres.larc.nasa.gov/documents/press\\_releases/images/brochure.pdf](https://ceres.larc.nasa.gov/documents/press_releases/images/brochure.pdf) (Jeffrey T. Kiehl and Kevin Trenberth)

Data la complessità, variazioni nell'input di energia, modifiche della composizione chimica in atmosfera e negli oceani, cambiamenti nell'assorbimento di radiazione (ad esempio cambi nella riflettività di ghiacci o nuvole) causano perturbazioni nell'equilibrio del sistema, portando a conseguenze difficili da stimare.

Una delle fonti di perturbazione dove i modelli possono essere maggiormente vincolati riguarda la radiazione ricevuta dal Sole: la nostra stella può infatti essere studiata da dentro e fuori l'atmosfera,

rispettivamente con telescopi e satelliti. Analizzando la radiazione incidente, si può porre un primo vincolo: la quantità di energia totale ricevuta dal sistema Terra.

Il Sole non emette, però, con la stessa intensità in tutte le frequenze ed è quindi necessario studiare lo spettro solare per valutare le diverse influenze a diverse lunghezze d'onda. Una volta che sia stato compreso quanta radiazione emetta il Sole e come essa sia distribuita, si può avere una base per valutare l'energia che alimenta il sistema climatico.

Da ciò si passa, poi, a studiare il complesso sistema di interazioni chimiche e fisiche guidate dai gradienti di temperatura, dai gradienti di concentrazioni chimiche e dalle interazioni dinamiche che vanno da scale locali a scale globali e spaziano su tutte le scale temporali.

Oltre ad essere la principale fonte di energia della Terra, il Sole è una fonte variabile (L. J. Gray et al. 2010). In primo luogo la distanza Terra-Sole cambia, causa l'eccentricità dell'orbita terrestre ( $\epsilon = 0,017$ ), che è a sua volta soggetta a variazioni su tempi scala secolari. In secondo luogo, l'inclinazione dell'asse terrestre rispetto al piano orbitale ( $23.5^\circ$ ) e la rotazione rispetto al proprio asse fanno sì che le parti della superficie terrestre ricevano radiazione solare in modo non uniforme (Solanki, Natalie A Krivova e Haigh 2013). Inoltre, il Sole in sé è una stella variabile (Claus Fröhlich e Judith Lean 2004).

La sensibilità del clima, in particolare della temperatura superficiale terrestre, alla variazione di irradianza solare può essere descritta da (Schmutz 2021):

$$\frac{\partial T_{\oplus}}{\partial S_{\odot}} = \frac{\partial}{\partial S_{\odot}} \left( \sqrt[4]{\frac{(1 - A_{\oplus} - \alpha)}{4\sigma(1 - \mathcal{G}_{eff})}} \right) \cdot \sqrt[4]{S_{\odot}} + \sqrt[4]{\frac{(1 - A_{\oplus} - \alpha)}{4\sigma(1 - \mathcal{G}_{eff})}} \cdot \frac{\partial \sqrt[4]{S_{\odot}}}{\partial S_{\odot}} \quad (2)$$

dove il primo termine rappresenta l'influenza solare indiretta e il secondo quella diretta. Con l'approssimazione che albedo, assorbimento ed effetto serra non siano dipendenti dall'irradianza solare, si ottiene l'espressione semplificata:

$$\partial T_{\oplus} = f \partial S_{\odot} \quad (3)$$

con  $f = T_{\oplus}/(4S_{\odot}) = 0.053 \text{ K}/(\text{Wm}^2)$  il parametro di sensibilità alle variazioni di irradianza solare. Figura (2) mostra schematicamente l'influenza del Sole sul sistema climatico.

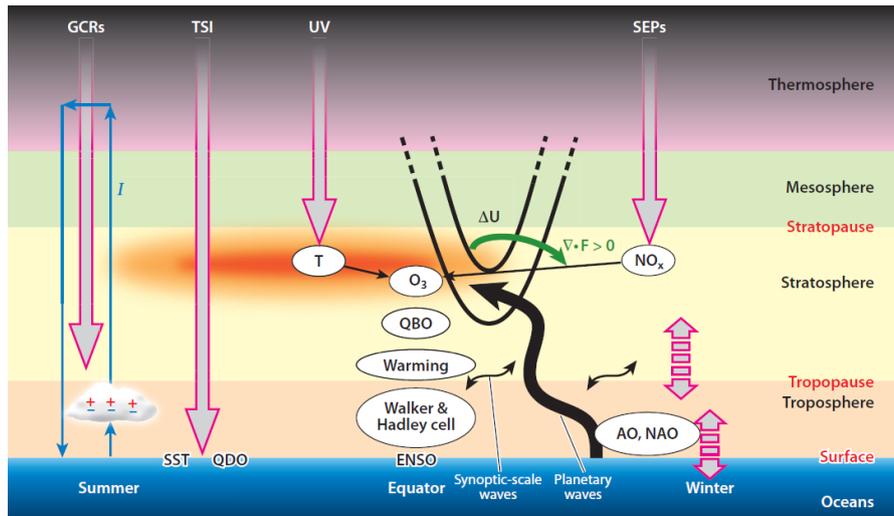


Figura 2: Schema dei meccanismi con cui le variazioni di attività solare influiscono sul clima. Variabilità solare data da Total Solar Irradiance (TSI), UV irradiance, Solar Energetic Particles (SEPs) e Galactic Cosmic Rays (GCRs). Abbreviazioni: ENSO, El Niño Southern Oscillation; NAO, North Atlantic Oscillation; AO, Arctic Oscillation; QBO, Quasi-Biennial Oscillation; QDO, Quasi-Decadal Oscillation; SST, Sea Surface Temperature; T, Temperature. Fonte: (Solanki, Natalie A Krivova e Haigh 2013 tratto da L. J. Gray et al. 2010)

Per la presenza di vita sulla Terra, un prodotto importante del sistema climatico è la formazione della stratosfera, caratterizzata da una forte presenza di una molecola molto reattiva: l'ozono ( $O_3$ ). Questa molecola si forma e distrugge a seguito di una serie di reazioni fotochimiche (Chapman 1930) che assorbono la gran parte della radiazione ultravioletta (UV) in arrivo dal Sole, impedendo che raggiunga la superficie terrestre. Data la pericolosità della radiazione UV per la biologia, lo schermo creato dall' $O_3$  è una delle condizioni fondamentali per la vita sul pianeta.

La quantità di  $O_3$  è influenzata sia direttamente dal Sole (attraverso la variazione del flusso UV e le particelle emesse e/o schermate dal Sole che influenzano le catene chimiche), sia indirettamente a causa dei trasporti di massa d'aria e delle variazioni di temperatura (prodotti dal sistema climatico, influenzati quindi dal budget energetico e dalle sue variazioni). In figura (3) è mostrata la differenza del bilancio energetico a diverse latitudini: l'equatore riceve più radiazione rispetto ai poli e la riemissione dal suolo è molto più uniforme; questa è una delle cause delle circolazioni di massa d'aria, necessarie per ridistribuire l'energia tra le varie zone.

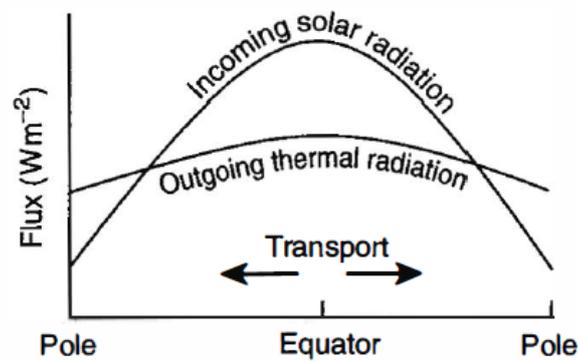


Figura 3: Differenza tra l'energia immessa ed emessa dalla Terra in base alla latitudine. Fonte: (Fredric W Taylor e Fredric William Taylor 2005)

L'attività solare è l'insieme dei processi che avvengono nell'atmosfera stellare del Sole e si presenta poi come una serie di fenomeni che impattano sulla Terra. L'attività solare ha come prima conseguenza la variabilità dell'irradianza solare: i fenomeni nella fotosfera e nelle altre parti dell'atmosfera del Sole causano una variazione del flusso radiativo ricevuto dalla Terra, sia nel budget totale sia nella distribuzione spettrale (Solanki, Natalie A Krivova e Haigh 2013).

Tre definizioni importanti per quantificare l'impatto del Sole sul sistema climatico sono:

- Irradianza solare totale (TSI da Total Solar Irradiance): potenza totale emessa dal Sole che agisce su un'area unitaria perpendicolare ai raggi solari alla distanza di un'unità astronomica (AU da Astronomic Unit). Unità di misura:  $Wm^{-2}$
- Irradianza solare spettrale (SSI da Solar Spectral Irradiance): potenza emessa dal Sole che agisce su un'area unitaria perpendicolare ai raggi solari alla distanza di un'unità astronomica per unità di lunghezza d'onda. Unità di misura:  $Wm^{-2}nm^{-1}$
- Forza radiativa (RF da Radiative Forcing): variazione del flusso netto di energia all'altezza della troposfera, dopo aver lasciato riportare la stratosfera alla temperatura di equilibrio radiativo (definizione dell' Intergovernmental Panel on Climate Change IPCC).

Nella tabella (1) si riportano schematicamente le principali cause e conseguenze dell'influenza del Sole sul clima.

Tabella 1: Riassunto delle modalità per cui la variabilità solare può influenzare il clima. Traduzione della tabella in (Haigh 2007)

Fattore forzante	Meccanismo generico
TSI (variazioni causate da variazioni orbitali o emissione solare variabile)	RF climatica. Impatto diretto sulla temperatura superficiale marina e sul ciclo idrologico.
Irradiazione UV solare	Riscaldamento dell'alta e media atmosfera, accoppiamento dinamico fino alla troposfera. Composizione e chimica della media e bassa atmosfera; impatto sulla struttura termica e forza radiativa.
Particelle energetiche solari (SEPs)	Ionizzazione della alta e media atmosfera; impatto sulla composizione e temperatura. Accoppiamento magnetosfero-ionosfera-termosfera.
Raggi cosmici galattici (GCRs) (modulati dal campo magnetico solare)	Ionizzazione della bassa atmosfera; impatto sui campi elettrici. Impatto sui nuclei di condensazione.

La principale manifestazione dell'attività solare è il ciclo di circa 11 anni, che riguarda il numero delle macchie solari presenti sulla fotosfera ed i fenomeni ad esso associati. Anche la rotazione del Sole, come vista dalla Terra (27 giorni all'equatore solare), è una fonte di variabilità per la radiazione, essendo la superficie solare non uniforme. Vi sono, inoltre, cicli e trend di variabilità su scale temporali molto maggiori (secoli, millenni).

Per quanto riguarda il sistema climatico ed in particolare l'ozono nella stratosfera, i fenomeni legati all'attività solare di maggiore importanza sono due: la variabilità nell'emissione ultravioletta, che influenza direttamente e indirettamente le catene fotochimiche di formazione e distruzione dell' $O_3$ , e l'immissione (la schermatura) di (da) particelle energetiche da parte del Sole nell'atmosfera, le quali contribuiscono a generare specie chimiche che partecipano poi a reazioni fotochimiche distruttive per l'ozono. La schermatura riguarda le particelle energetiche provenienti dall'esterno del sistema solare, ossia i raggi cosmici galattici (GCRs da Galactic Cosmic Rays), i quali sono modulati dal campo magnetico solare, anch'esso variabile.

L'impatto dell'attività solare sull'ozono stratosferico sarà trattato con una panoramica sull'attività solare, con una breve descrizione dei cicli che la caratterizzano e delle cause che la provocano, focalizzandosi poi sulla variabilità dell'irradianza (sia totale sia spettrale). I fenomeni energetici di immissione di particelle saranno solo accennati, in quanto eventi transienti, trattando delle loro conseguenze sull'ozono. Seguirà una sintetica descrizione dell'atmosfera terrestre per trattare successivamente la presenza dell' $O_3$  nella stratosfera e di come venga creato e distrutto. Verrà poi presentato il rapporto tra l'attività solare e l'equilibrio dell'ozono, valutando quali siano i motivi e le grandezze in gioco dell'accoppiamento Sole-ozono. Infine verrà presentata una semplice analisi dati per valutare la correlazione tra la variabilità nella radiazione solare ultravioletta e la concentrazione di ozono in atmosfera, come colonna totale.

## 2 Variabilità solare

Il Sole è una stella attiva (L. J. Gray et al. 2010). Questo termine descrive il fatto che le caratteristiche superficiali del Sole varino nel tempo, sia per la presenza di fenomeni temporanei nell'atmosfera, sia per la conseguente variabilità del flusso (di radiazione e di particelle) emesso dalla stella.

Attività solare e variabilità solare sono termini strettamente legati. Per attività si intende principalmente la serie di fenomeni (cicli solari, eventi transienti come brillamenti ed espulsioni di massa coronale) osservabili sulla stella e con variabilità il fatto che le quantità osservative (flusso di radiazione, radiazione totale, flusso di particelle) non siano costanti nel tempo. La variabilità è la prima

conseguenza dell'attività.

I fenomeni di attività solare possono essere divisi in ciclici e transienti: il Sole presenta, infatti, alcune caratteristiche che variano ciclicamente (come il numero di macchie solari nel ciclo di 11 anni) e che hanno, tra le conseguenze, la variazione del flusso radiativo. Eventi transienti sono invece, di solito, eventi molto energetici (brillamenti, CMEs), che riguardano sia radiazione sia le particelle; essi sono, però, limitati nel tempo ed è principalmente la loro frequenza ad essere modulata dall'attività ciclica. Tutti i fenomeni che caratterizzano l'attività solare sono dovuti alla complessa interazione tra plasma e campo magnetico nel Sole (Solanki, Natalie A Krivova e Haigh 2013).

Per descrivere l'attività e la variabilità solare verrà presentata una rapida disamina del Sole e della sua atmosfera; in seguito sarà esaminato il ciclo solare di 11 anni (la principale evidenza di attività). Nonostante la capacità di influenzare enormemente il sistema terrestre, in particolar modo il campo magnetico, di eventi transienti come brillamenti e CMEs verranno trattate solo le conseguenze dell'emissione di particelle che li caratterizzano. Mucha attenzione sarà data alla variazione dell'irradianza totale e spettrale ed attenzione maggiore alla variabilità nell'UV (quale principale contribuente alla fotochimica dell'ozono). Saranno presentati, infine, degli indici utili per quantificare la variabilità solare.

## 2.1 Il Sole e la sua atmosfera

Il Sole è una stella di tipo spettrale G2 V, di massa e raggio pari a

$$M_{\odot} = 1,98892 \times 10^{30} \text{ kg} \quad R_{\odot} = 6.9599 \times 10^8 \text{ m}$$

In prima approssimazione il Sole emette come un corpo nero di temperatura di circa 5780 K. Misure più accurate rivelano, però, che lo spettro è caratterizzato da molte linee di assorbimento ed emissione, le quali hanno origine a diverse altezze nell'atmosfera solare (fig. 4).

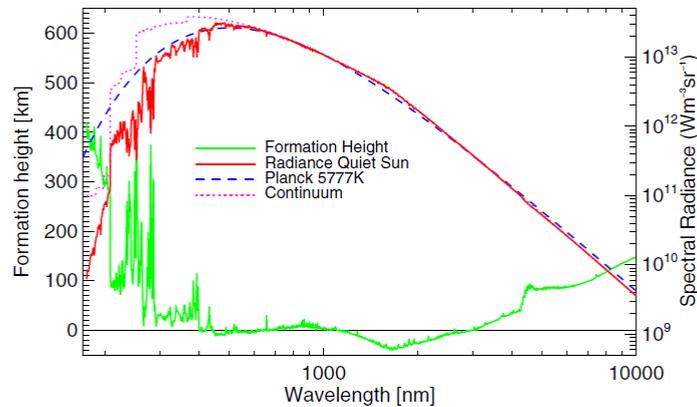


Figura 4: Spettro solare. In rosso la SSI del Sole inattivo, in blu lo spettro di un corpo nero di 5777 K, in verde l'altezza di formazione nell'atmosfera solare della radiazione alle varie lunghezze d'onda. I pallini rossi rappresentano la SSI del continuo. Fonte: (Claus Fröhlich e Judith Lean 2004)

L'atmosfera solare è composta principalmente da 5 strati. La fotosfera (la cui base rappresenta la superficie solare) si estende fino a circa 525 km: in questo strato la temperatura varia (per le regioni inattive) da una temperatura di 6520 K a 4400 K alla cima della fotosfera. Si passa quindi alla cromosfera (fino a 2100 km) dove la temperatura comincia a risalire.

Successivamente vi è la regione di transizione e poi la corona, dove le temperature crescono fino a milioni di gradi. L'atmosfera solare si estende, infine, in tutta l'eliosfera (Claus Fröhlich e Judith Lean 2004).

Nella figura (5) si vede come appaiano gli strati dell'atmosfera solare e quali siano le temperature di

riferimento per essi; nella figura (6) si vede, invece, il profilo di temperatura con indicata l'origine di alcune linee caratteristiche.

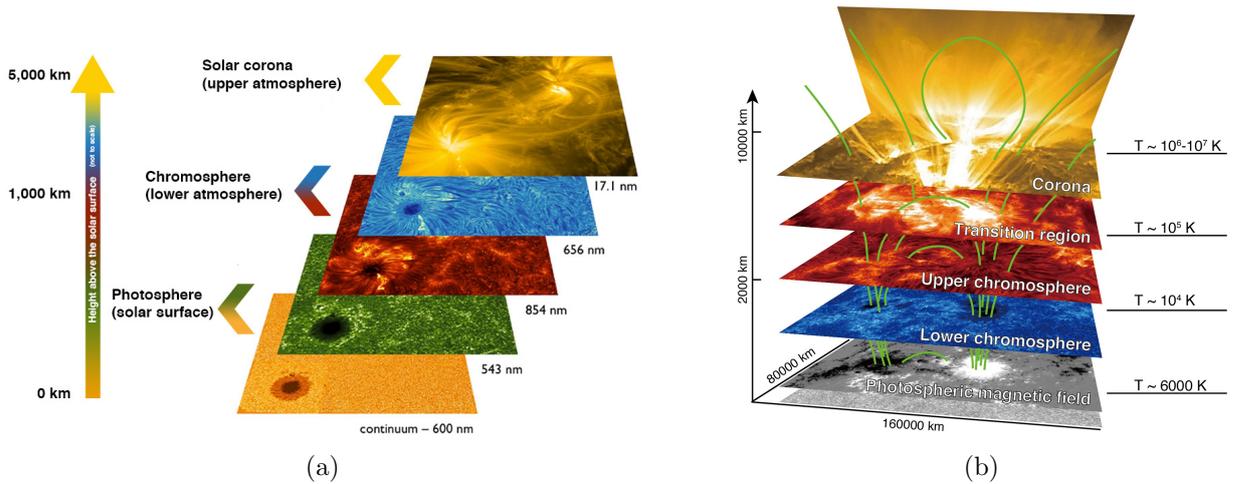


Figura 5: a) Strati dell'atmosfera solare. Fonte: <https://nso.edu/blog/inouye-solar-telescopes-critical-science-plan-released/>. b) Strati dell'atmosfera solare con temperature corrispondenti. Fonte: <https://solar-c.nao.ac.jp/en/science.html>

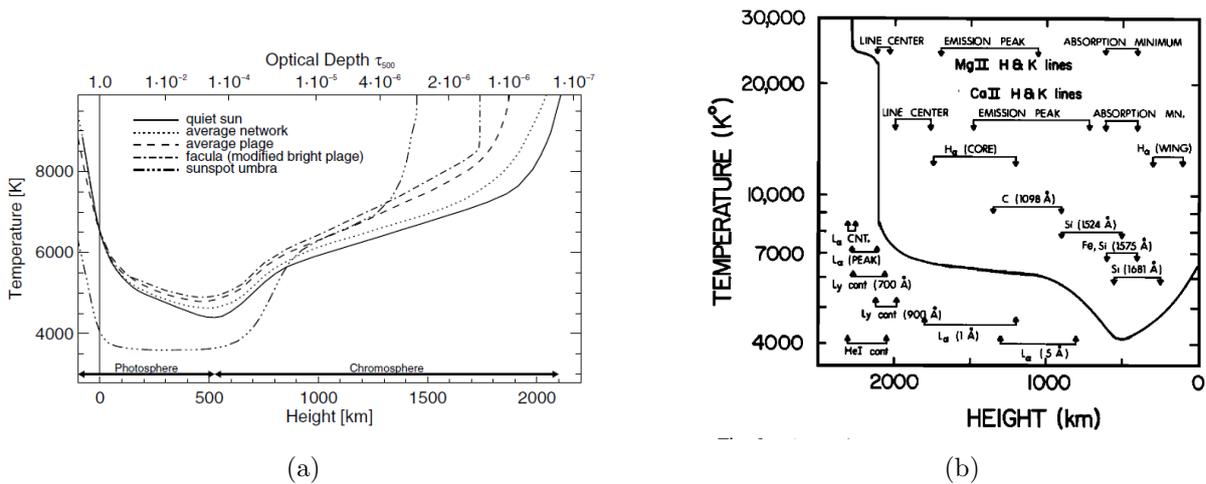


Figura 6: a) Profilo di temperatura di fotosfera e cromosfera, con particolari sul Sole inattivo, network magnetico, plage, faculae, macchie solari. In alto è indicata la profondità ottica a 500 nm. Fonte: (Claus Fröhlich e Judith Lean 2004) quale riadattamento di (D. F. Gray e Livingston 1997). b) Regioni di origine di varie linee dello spettro solare rispetto alla temperatura, nella cromosfera e alta fotosfera. Fonte: (Zahnle e Walker 1982)

La maggior parte della radiazione solare è emessa vicino alla superficie: il 99% circa è emesso dalla fotosfera, nelle lunghezze d'onda tra 275 nm e 4900 nm. Il continuo è emesso principalmente dalla fotosfera, mentre le linee di emissione sono specialmente dovute a cromosfera, regione di transizione e corona (Woods e Rottman 2002). Inoltre, nella fotosfera predominano le linee in assorbimento e nella cromosfera quelle in emissione (Zahnle e Walker 1982). L'intensità di radiazione oltre la cromosfera è bassa (salvo regioni attive ed eventi transienti) e contribuisce di poco all'irraggiamento totale (Claus Fröhlich e Judith Lean 2004).

La superficie del Sole non ruota come un corpo rigido, ma in modo differenziale: la zona equatoriale ruota con un periodo di 27 giorni (per un osservatore sulla Terra) e le zone polari con un periodo di 36 giorni. Nella figura (7) è mostrato il profilo del periodo siderale di rotazione rispetto alla latitudine, in cui è evidente la rotazione differenziale.

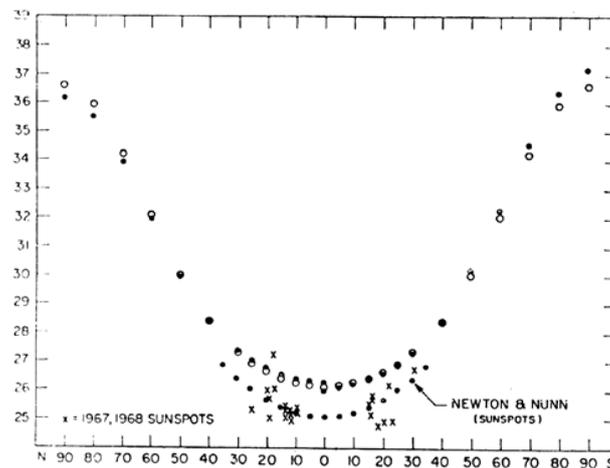


Figura 7: Periodo di rotazione siderale dedotto da osservazioni spettroscopiche rispetto alla latitudine solare. Fonte: (Paternò 2010). Riferimenti per i dati nell'articolo

## 2.2 Il Ciclo solare

La caratteristica più evidente dell'attività solare è il cosiddetto "ciclo delle macchie solari". Osservando la stella con un semplice filtro solare, una macchia solare è una regione che appare più scura del resto della fotosfera. Anche senza conoscerne l'origine fisica, le osservazioni storiche dal 1610 (inizio dell'uso del telescopio) hanno notato un alternarsi di periodi in cui le macchie sulla superficie sono molto numerose e altri dove sono quasi assenti (Hathaway 2015); questo ciclo ha la durata di circa 11 anni. Nella figura (8) è evidente la variazione nell'aspetto della fotosfera solare tra un periodo di massimo ed uno di minimo.

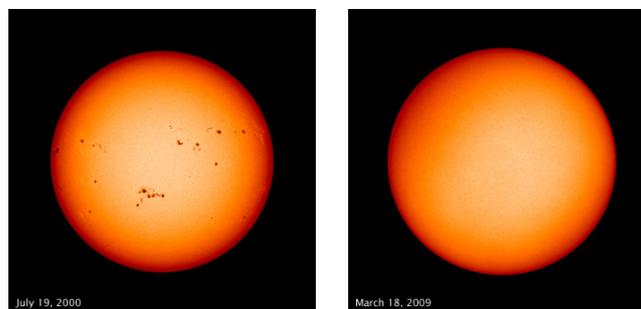


Figura 8: Immagini del Sole prese dal Michelson Doppler Imager (MDI) a bordo di SOHO, ad un massimo e minimo solare. Composizione: <https://earthobservatory.nasa.gov/images/37575/sunspots-at-solar-maximum-and-minimum>

Una descrizione osservativa di questo ciclo di 11 anni vede la formazione di macchie solari inizialmente ad una latitudine di  $30^\circ$  in ciascun emisfero. Le macchie sono features magnetiche e si formano sempre a coppie, con la polarità della macchia che precede (nella rotazione) uguale a quella del polo dell'emisfero in cui si trova. Le singole macchie tendono poi a scomparire nel giro di giorni. Con il passare del tempo le coppie o gruppi di macchie si formano sempre più vicine all'equatore e la coppia ha una configurazione sempre più verticale. Contemporaneamente, il numero della macchie presenti continua a crescere, fino ad arrivare ad un massimo oltre il quale il numero decresce, arrivando al minimo. Quando nuove macchie iniziano a formarsi dopo un periodo di quasi assenza, un nuovo ciclo ha inizio. Alla fine di ogni ciclo di 11 anni la polarità del campo magnetico solare si inverte, dando così origine ad un ciclo vero e proprio di 22 anni (Hale et al. 1919, Maunder 1903).

Un modello fenomenologico per spiegare il ciclo di 22 anni delle macchie solari fu sviluppato da (Babcock 1961). Tale modello prevede, all'inizio del ciclo, una configurazione poloidale per il campo magnetico solare. A causa della rotazione differenziale e del trascinarsi del campo magnetico

da parte del plasma, nella prosecuzione del ciclo il campo magnetico assume una forma sempre più toroidale, fino ad arrivare al massimo, quando la configurazione è completamente toroidale (fig. 9a). Le linee di campo magnetico emergono, poi, dalla fotosfera e la pressione magnetica fa sì che dove tali linee fuoriescono il plasma venga respinto, creando zone di più bassa temperatura: le macchie solari (fig. 9b). In seguito, l'emersione del campo magnetico attraverso le macchie solari ed i fenomeni di riconnessione delle linee di campo riportano la configurazione al campo poloidale, arrivando al minimo, con l'inversione del segno dei poli.

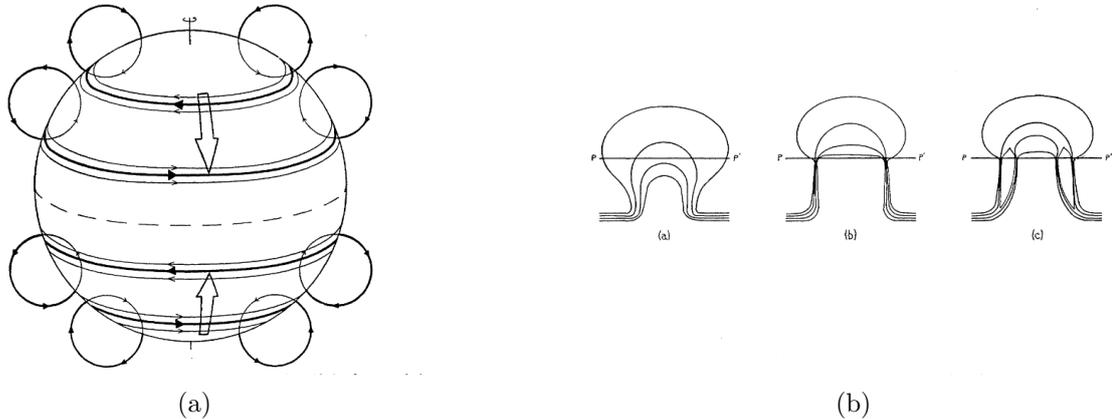


Figura 9: a) Schema campo magnetico poloidale e toroidale. b) Schema di formazione delle macchie solari come emersione di linee di campo magnetico toroidali. Fonte: (Parker 1955)

Riguardo alla variabilità di irradianza, è il ciclo di 11 anni ad essere di maggiore interesse poiché, ad eccezione della polarità degli emisferi, tra un ciclo e l'altro non vi sono differenze causate dal segno del campo.

La durata di un ciclo di macchie solari è definita come il tempo trascorso tra il minimo che precede e quello che segue il massimo del ciclo in esame. La durata di ciascun ciclo è, perciò, influenzata da quello seguente e da quello precedente. Un metodo efficace per mediare il periodo è sottrarre la data del minimo che precede il ciclo 1 alla data del minimo che precede il ciclo in corso e dividere per il numero di cicli. Ciò dà un periodo medio di 131.7 mesi, ovvero circa 11 anni (Hathaway 2015).

Il numero di macchie solari è l'indice più intuitivo per misurare l'attività solare. Ne esistono varie definizioni, ma il primo ad essere stato sviluppato (attualmente usato) è il numero internazionale di macchie solari (ISN da International Sunspot Number) o numero di Wolf "R" dal suo propositore nel 1861 (Wolf 1861):

$$R = k(10g + n) \quad (4)$$

dove  $g$  è il numero di gruppi di macchie solari individuato,  $n$  le singole macchie e  $k$  è un fattore correttivo per tenere conto dell'osservatore. Nella figura (10) il ciclo della durata di 11 anni è evidente.

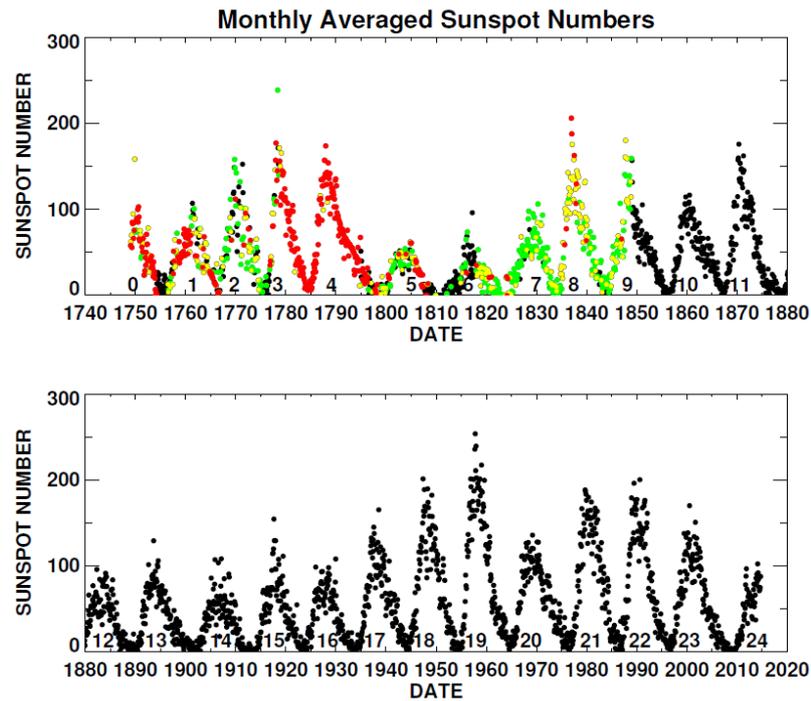


Figura 10: International Sunspot number dal 1750 al 2015. Ogni punto è il valore medio mensile da misure giornaliere. In verde, giallo e rosso: mesi per cui mancano le misurazioni rispettivamente per 1-10, 11-20, 20-31 giorni. Fonte: (Hathaway 2015)

Altri indicatori per quantificare le macchie solari sono il Boulder Sunspot Number dal Solar Region Summaries del National Ocean and Atmospheric Administration (NOAA/SRS); l'America Sunspot Numbers del American Association Of Variable Star Observers (AAOVS); il Group Sunspot Number proposto da Hoyt e Schatten (1998) (Hoyt e Schatten 1998).

Altri due indici forniscono l'area occupata dalle macchie solari e sono il RGO Sunpost Area e l'USA-F/NOAA Sunspot Area (rispettivamente per il Royal Greenwich Observatory e USAF NOAA).

La figura (11) mostra l'indice di Area delle macchie solari. Questo indice mostra l'effetto delle leggi di Sporer e Joy (sulla formazione delle coppie di macchie solari) e il grafico che si genera è il cosiddetto grafico a farfalla (Maunder 1903).

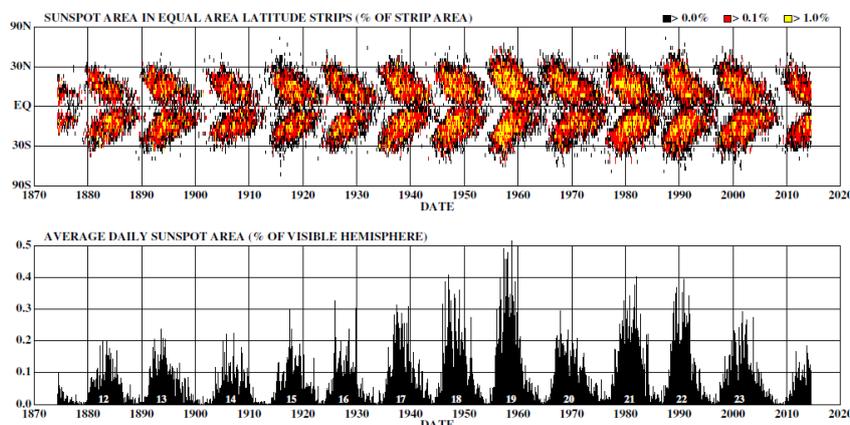


Figura 11: Sunspot area in funzione di latitudine e tempo. Sopra: sunspot area mediato giornalmente per ogni rotazione solare dal 1874 al 2015. Sopra: area relativa delle macchie in area latitudinale equivalente, illustrata con il codice di colori riportato in alto a destra. Fonte: (Hathaway 2015)

Una prima indicazione che il ciclo di 11 anni delle macchie solari abbia effetti sulla variabilità solare si può notare guardando la figura (12), dove il Sole è mostrato al massimo e al minimo, nella banda ultravioletta. Durante il massimo sono presenti molte features e zone brillanti. Un'altra evidenza è data dal confronto tra il numero di macchie solari e altri indici di attività solare, come l'F10.7 e il Mg II ad esempio, come riportato in figura (13).

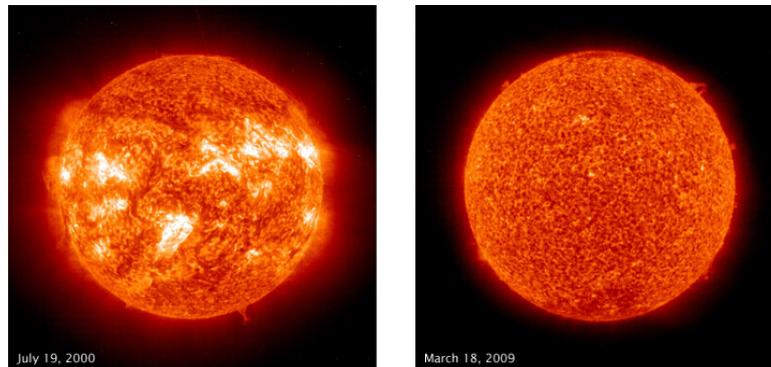


Figura 12: Immagini del Sole prese dal Extreme Ultraviolet Imaging Telescope (EIT) a bordo di SOHO, ad un minimo e massimo solare. Composizione: <https://earthobservatory.nasa.gov/images/37575/sunspots-at-solar-maximum-and-minimum>

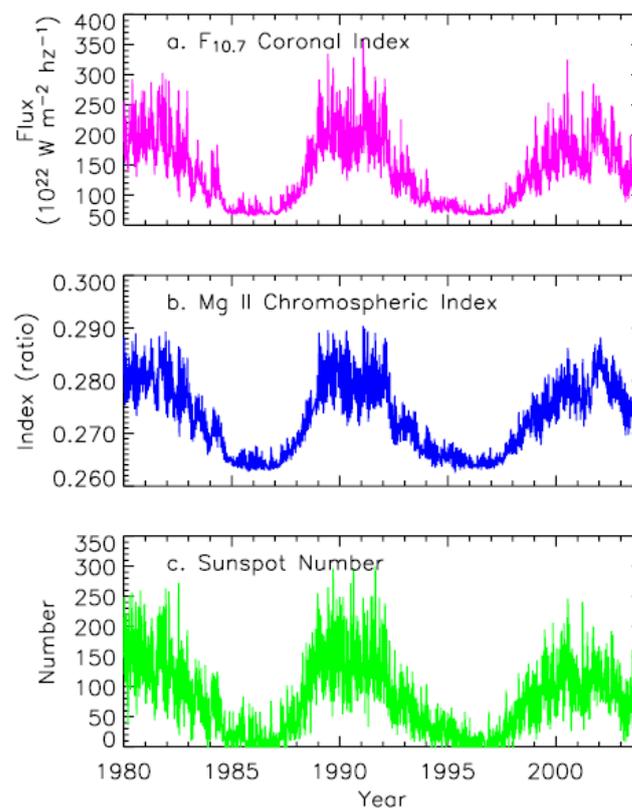


Figura 13: Variazioni giornaliere di indici di attività solare, dal 1980 al 2004. a) F10.7 flusso a 10.7 cm; b) Mg II Index c) SN. Fonte: (Claus Fröhlich e Judith Lean 2004)

### 2.3 Irradianza totale

Prima delle misurazioni da satellite, si supponeva che la radiazione proveniente dal Sole ed incidente sulla Terra fosse sempre costante: veniva chiamata, infatti, Costante Solare "S". La costante S corrisponde a ciò che oggi viene definita irradianza solare totale (TSI da Total Solar Irradiance), che è invece una quantità variabile (Ball et al. 2016).

La prima prova concreta della variabilità nell'irradianza solare si ebbe quando furono disponibili misure da radiometri dallo spazio, in cui si riconobbe la diminuzione dell'irradianza dal massimo del 1980 al minimo del 1986, a cui seguì una successiva risalita del segnale: la diminuzione non era dovuta, quindi, ad un deterioramento dello strumento (Claus Fröhlich e Judith Lean 2004).

L'irradianza è definita come la quantità di radiazione che un radiometro solare osserva alla distanza media annuale Terra-Sole (uguale ad un'unità astronomica, AU = 149597870707 m), ossia la potenza della radiazione elettromagnetica solare per unità d'area.

L'irradianza può essere data per unità di frequenza ed è chiamata irradianza spettrale  $F(\lambda)$  (SSI da Spectral Solar Irradiance) o integrata su tutto lo spettro: l'irradianza solare totale S:

$$S = \int F(\lambda) d\lambda \quad (5)$$

dove  $d\lambda$  è l'intervallo infinitesimo di lunghezza d'onda. La luminosità solare  $L_{\odot} = 3,832 \times 10^{26} W$  è definita come la potenza irradiata da tutta la superficie solare:

$$L_{\odot} = 4\pi R^2 S \quad (6)$$

dove S è l'irradianza totale e R la distanza Terra-Sole. Poiché strumenti vicini alla Terra possono misurare solo l'emisfero solare rivolto verso essa, la luminosità solare non è mai stata misurata in modo diretto (Claus Fröhlich e Judith Lean 2004).

A sua volta, l'irradianza spettrale (anche detta flusso) è data dall'integrale dell'intensità di radiazione  $I(\lambda)$  integrata sull'angolo solido, tenendo conto della funzione di variazione dell'irradianza dal centro ai bordi:

$$F(\lambda) = I_0(\lambda) \left( \frac{R_{\odot}}{R} \right)^2 2\pi \int_0^1 f(\mu, \lambda) \mu d\mu \quad (7)$$

dove  $I_0(\lambda)$  è l'intensità al centro del disco e  $f(\mu, \lambda)$  la funzione di variazione con  $\mu = \cos\theta$  e  $\theta$  l'angolo sotteso dalla superficie emittente contato dal centro del disco solare.

Per molti anni il valore della TSI al minimo era stimato essere di  $1365.4 \pm 1.3 Wm^{-2}$  (Ball et al. 2016, Fröhlich 2009), ora la misura più accurata è di  $1361.0 \pm 0.5 Wm^{-2}$  (Ermolli et al. 2013, Kopp et al. 2012).

Le cause a cui si deve la variazione dell'irradianza solare possono essere raggruppate in tre categorie: variazioni della posizione reciproca Terra-Sole, attività ciclica solare, trend secolari nell'intensità di attività solare.

L'orbita terrestre ha un'eccentricità pari a  $\varepsilon = 0.017$ : ciò causa una variazione della distanza tra la Terra e il Sole durante l'anno e quindi una variazione del flusso ricevuto. A causa dell'eccentricità, si ha una variazione del 7% dell'irradianza, passando ad esempio da un valore di  $1316 Wm^{-2}$  a luglio a  $1407 Wm^{-2}$  a gennaio (Woods e Rottman 2002, Schmutz 2021). L'asse di rotazione solare è inoltre inclinato di 7° gradi rispetto all'eclittica: le coordinate fisiche sul disco solare variano, quindi, durante l'anno, come viste dalla Terra (Claus Fröhlich e Judith Lean 2004). Questa variazione può portare ad avere un numero di features rivolte verso la Terra diverso in tempi diversi e a modulare quindi l'irradianza.

Riguardo le variazioni cicliche, quelle più importanti sono quelle dovute alla rotazione di 27 giorni e al ciclo di 11 anni (Woods e Rottman 2002).

Le due features più evidenti nei cicli solari e cause principali della variabilità della TSI sono le già citate macchie solari (sunspots) e le faculae (Ermolli et al. 2013). Le faculae sono punti più caldi e luminosi rispetto alla superficie (6200 K, L. J. Gray et al. 2010) e si vedono principalmente sul bordo nelle immagini in luce visibile e sottostanno alle plages cromosferiche, evidenti nelle immagini in ultravioletto. Nelle figure (14, 15) si possono vedere come appaiono macchie solari e faculae.

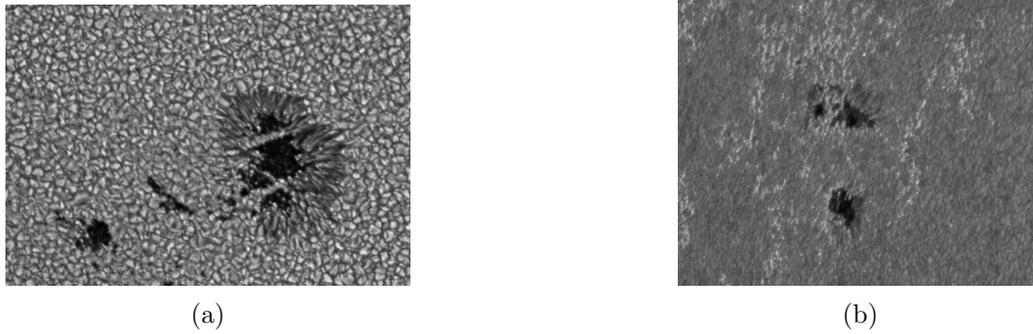


Figura 14: Immagini di macchie solari (a sinistra) e faculae (a destra, zone più chiare). Fonte: <https://solarscience.msfc.nasa.gov/feature1.shtml>

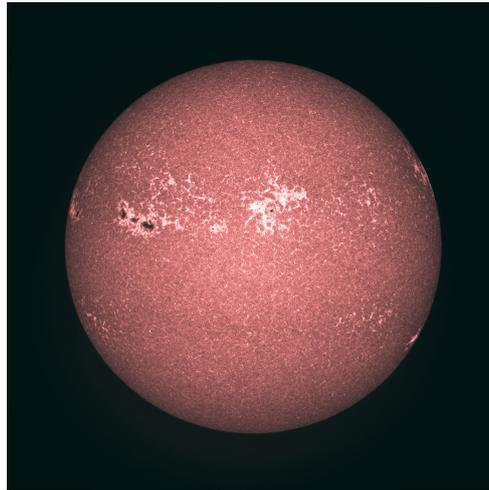


Figura 15: Immagine del Sole presa dall'Atmospheric Imaging Assembly (AIA) a bordo del Solar Dynamic Observatory (SDO) con filtro centrato a 170 nm. Le zone scure sono le macchie solari e quelle più chiare le faculae. Fonte: <https://svs.gsfc.nasa.gov/3986>

La variazione della TSI è quindi dovuta ad un contributo negativo delle macchie solari, che abbassano il flusso, e ad un contributo positivo delle faculae, che lo aumentano.

La diminuzione o l'aumento del flusso però, non è omogeneo in tutte le lunghezze d'onda: ad esempio, le faculae danno un contributo positivo al flusso UV più di quanto le macchie ne diano uno negativo. Per quantificare l'abbassamento dell'irradiazione dovuta alle macchie solari, si possono utilizzare una serie di formule sviluppate da (Foukal 1981, Claus Fröhlich, Pap e Hudson 1994, Brandt, Stix e Weinhardt 1994, Allen e Cox 2000).

La variazione di flusso  $\Delta F(\lambda)_S$  ad una lunghezza d'onda  $\lambda$  dovuta ad una macchia di area  $A$  rispetto al flusso integrato sul disco  $F(\lambda)$  vale:

$$\frac{\Delta F(\lambda)_S}{F(\lambda)} = \frac{5 \mu A_{WDC} (C_S(\lambda) - 1) R(\lambda, \mu)}{2} \quad (8)$$

dove:

$$A_{WDC} = \frac{A}{2\pi R_{\odot}^2} \quad (9)$$

è la frazione di emisfero visibile coperto dalla macchia rispetto all'area del disco solare;  $\mu = \cos\theta$  è la posizione eliocentrica della macchia, dove  $\theta$  è l'angolo rispetto al centro del disco.

$$C_S(\lambda) = \frac{I_S(\lambda)}{I(\lambda)} \quad (10)$$

è il cosiddetto contrasto della macchia, con  $I_S(\lambda)$  l'intensità specifica della macchia e  $I(\lambda)$  quella della fotosfera.

$$R(\lambda, \mu) = \frac{I(\lambda, \mu)}{I_0(\lambda)} \quad (11)$$

è la variazione dal centro al bordo dell'intensità  $I(\lambda, \mu)$  rispetto a quella al centro del disco  $I_0(\lambda)$ . Per la variazione totale di irradianza  $\Delta S_S$  rispetto a quella totale  $S$ , con  $S$  definito in eq.(5):

$$\frac{\Delta S_S}{S} = \frac{\mu (3\mu + 2) A_{WDC} (C_S^{Bol} - 1)}{2} \quad (12)$$

dove il contrasto di macchia bolometrico è dato da:

$$C_S^{Bol} - 1 = -(0.2231 + 0.0244 \log_{10}(A_{WDC})) \quad (13)$$

La somma di eq.(12) per tutte le macchie dà la funzione di blocco bolometrica  $P_S^{Bol}$ .

Date queste quantità, (Judith L Lean et al. 1997) fornisce una formula per quantificare la funzione di blocco delle macchie nell'UV:

$$P_S^{UV}(\lambda, t) = \frac{C_S^{Allen}(\lambda) - 1}{0.464} \times P_S^{320}(t) \quad (14)$$

dove  $C_S^{Allen}$  è il contrasto di macchia fornito da Allen (1981) e  $P_S^{320}$  la funzione di blocco a 320 nm. In figura (16) è mostrata la funzione di blocco bolometrica e UV, come calcolata nello studio (Judith L Lean et al. 1997).

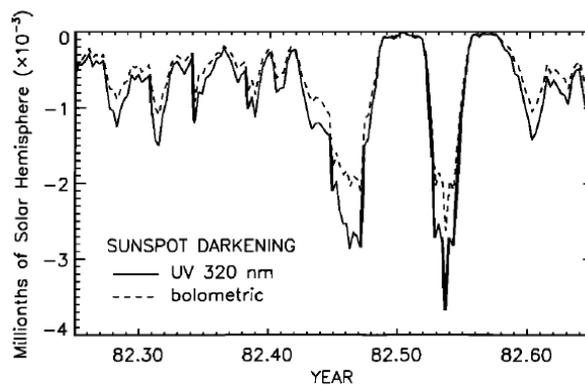


Figura 16: Confronto tra il calcolo del blocco bolometrico e UV delle macchie. Fonte: (Judith L Lean et al. 1997)

In (Lean et al. 1998) sono trattate alcune funzioni equivalenti per descrivere la variazione di flusso e indici di contrasto per le faculae.

Assumendo che l'irradianza solare sia modulata dal magnetismo superficiale (Penza, Francesco Berrilli et al. 2022), l'irradianza è data da:

$$F(t) = \sum_j \alpha(t)_j F_j \quad (15)$$

dove  $F_j$  è il contributo  $j$ -esimo della feature e  $\alpha(t)_j$  la rispettiva copertura sul disco. Le features considerate sono quiet-Sun, network, faculae e macchie e si assume che solo le coperture relative siano dipendenti dal tempo e non i contrasti medi. Esplicitando per i contributi delle features attive:

$$F(t) = F_q(1 - \alpha_n(t) - \alpha_f(t) - \alpha_s(t)) + \alpha(t)F_n + \alpha_f(t)F_f + \alpha_s(t)F_s \quad (16)$$

con  $q, n, f, s$  rispettivamente il quiet-Sun, network, faculae, sunspots. Adottando poi una correlazione lineare tra la copertura del network e le faculae:

$$\alpha_n = A_n + B_n \alpha_f(t) \quad (17)$$

con  $A_n$  e  $B_n$  costanti, si ottiene:

$$F(t) = F_q + (F_n - F_q)(A_n + B_n \alpha_f(t)) + (F_f - F_q)\alpha_f(t) + (F_s - F_q)\alpha_s(t) \quad (18)$$

Riscrivendo l'equazione rispetto al valore del quiet-Sun:

$$\Delta F(t) = \frac{F(t) - F_q}{F_q} = A_n \frac{F_n - F_q}{F_q} + \alpha_f(t) B_n \frac{F_n - F_q}{F_q} + \alpha_f(t) \frac{F_f - F_q}{F_q} + \alpha_s(t) \frac{F_s - F_q}{F_q} \quad (19)$$

quindi:

$$\Delta F(t) = A_n \delta_n + \alpha_f(t)(B_n \delta_n + \delta_f) + \alpha_s(t) \delta_s = C_n + \alpha_f(t) \delta_{fn} + \alpha_s(t) \delta_s \quad (20)$$

con  $C_n$  una costante che rappresenta il prodotto del contrasto del network e la copertura del network in assenza di faculae;  $\delta_{fn}$  combinazione lineare del contrasto relativo tra network e faculae;  $\delta_s$  contrasto relativo delle macchie solari. Lo studio di (Penza, Francesco Berrilli et al. 2022) riporta questi tre valori facendo un fit con i dati di variabilità solare per il ciclo 22 e 23:

$$\begin{aligned} C_n &= 1.31 \pm 0.06 \times 10^{-3} \\ \delta_{fn} &= 0.027 \pm 0.004 \\ \delta_s &= -0.17 \pm 0.016 \end{aligned} \quad (21)$$

Il network magnetico è definito come campo magnetico verticale raggruppato in elementi o tubi di flusso tra linee intergranulari, con intensità di 100 KGauss. Questi elementi magnetici sono visibili come punti luminosi in immagini nella banda G a 430.58 nm (Hasan e Van Ballegoijen 2008).

Il Sole quieto (quiet-Sun) è l'area della superficie solare dove non è presente alcuna regione attiva (né in particolare macchie solari) (Bellot Rubio e Orozco Suárez 2019).

Le macchie solari sono la fonte principale di variazione della TSI su scale brevi, come la rotazione di 27 giorni: ciò è dovuto all'attraversamento delle macchie sul disco solare. Sul ciclo di 11 anni invece domina l'aumento dell'irradianza dovuta alle faculae (Rottman, Woods e McClintock 2006, Judith L Lean et al. 1997).

In figura (17) è mostrato un modello della TSI che combina la variabilità data dalle macchie e dalle

faculae, usando gli indici della funzione di blocco per le macchie  $P_S$  e faculae  $P_F$ , dove si può notare che sul ciclo di 11 anni la variazione di irradianza è positiva (Claus Fröhlich, Pap e Hudson 1994, Lean 1989).

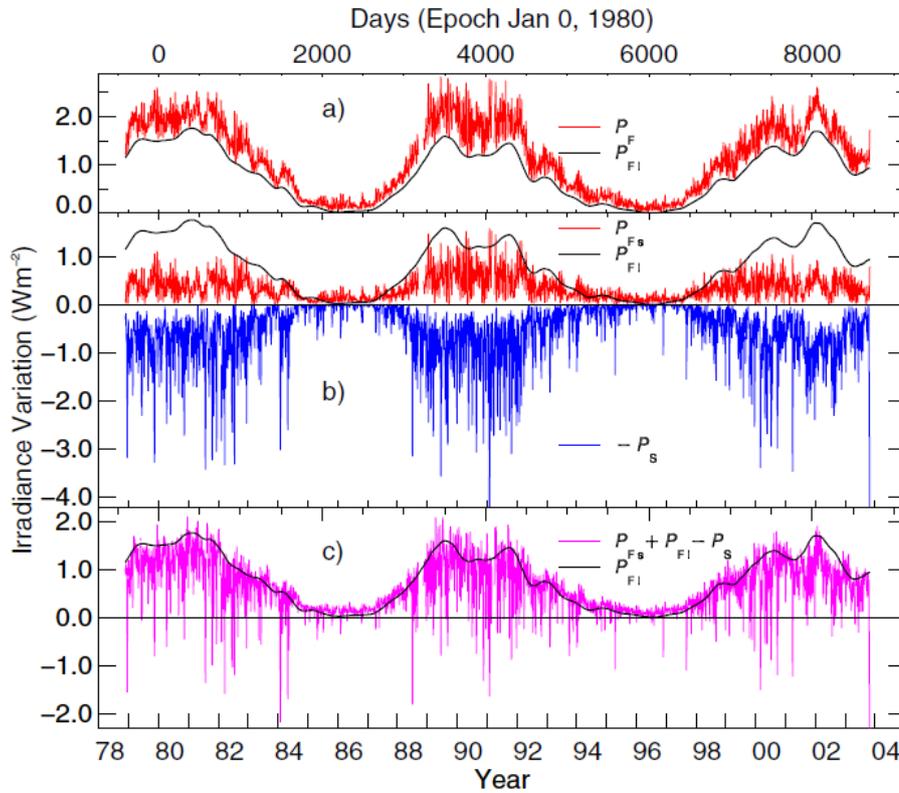


Figura 17: Modelli di variazione della TSI come combinazione dell'influenza di macchie e facuale.  $P_F$  influenza delle faculae ( $P_{FI}$  e  $P_{FS}$  limiti inferiore e superiore) e  $P_S$  delle macchie solari. Fonte: (Claus Fröhlich e Judith Lean 2004)

Riguardo la variabilità sulla rotazione di 27 giorni, è importante far notare che quando si analizzano variazioni su tempi scala brevi e si usano come riferimento i mesi terrestri, i mesi variano da 28 a 31 giorni, diversi dalla rotazione solare. Questo potrebbe quindi causare rumore nei dati (Hathaway 2015).

Per spiegare la variabilità dell'irradianza solare (sia spettrale che totale) vari modelli sono stati sviluppati: i modelli del passato imputavano la variabilità solo alle caratteristiche superficiali del Sole, mentre modelli più recenti considerano anche contributi magnetici e termici all'interno del Sole (Fox 2003).

Un problema per la misurazione della TSI è che non esistono misurazioni di satelliti che abbiano lavorato per più di un ciclo di 11 anni: questo problema genera una difficoltà nel calcolare la corretta TSI (Ermolli et al. 2013). Nel pannello in alto di figura (18) ciò è evidente.

Per risolvere questo problema, sono stati sviluppati modelli che tengano conto del tipo di strumento e del relativo deterioramento, in modo da poter combinare i dati e avere una misurazione su lunga scala temporale. Due modelli sono il PMOD Composite e l'ACRIM Composite. In (Claus Fröhlich e Judith Lean 2004) si possono trovare tutti i riferimenti agli studi e la TSI dal 1974 (data di entrata in funzione del primo satellite che ha misurato la TSI, il Nimbus 7) al 2004 è riportata in figura (18). Da questi studi la TSI varia tra circa  $1365 \text{ Wm}^{-2}$  e  $1367 \text{ Wm}^{-2}$  (PMOD) o  $1368 \text{ Wm}^{-2}$  (ACRIM)  $\text{Wm}^{-2}$ , anche se, come già detto, modelli più recenti ricalibrano la TSI a  $1361 \text{ Wm}^{-2}$ .

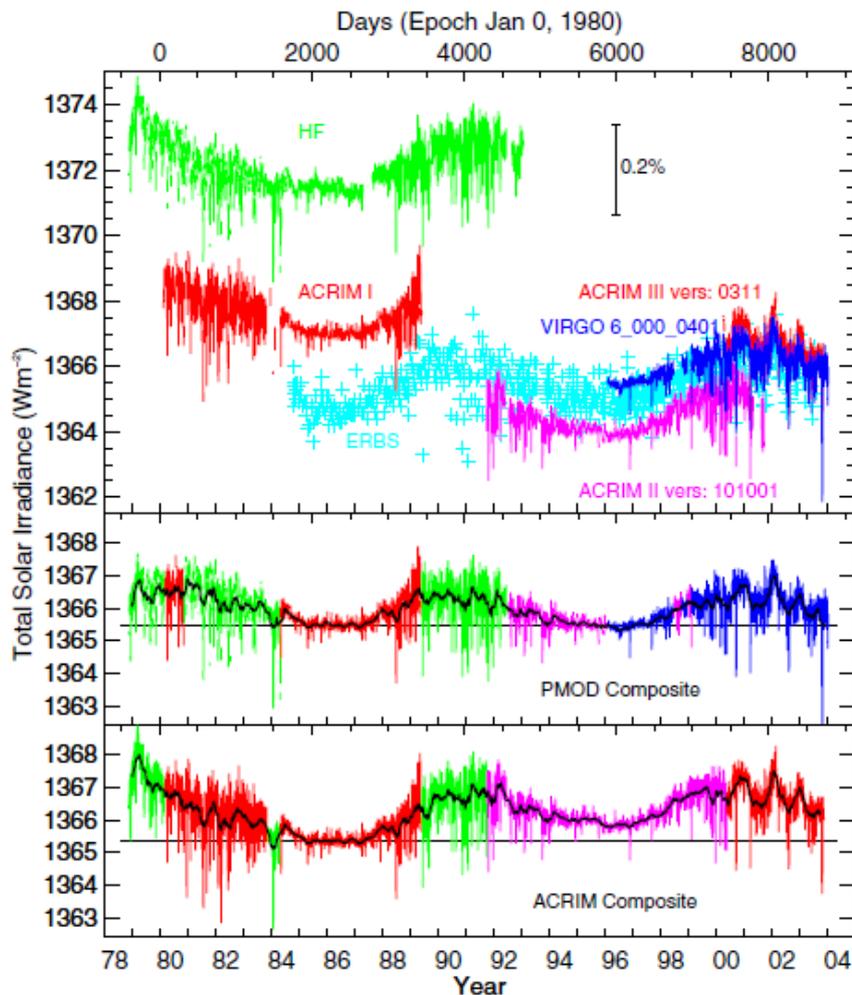


Figura 18: Variazione della TSI dal 1974 al 2004. Il pannello in alto mostra i dati presi dai vari satelliti, in cui è evidente l'offset sistematico. Gli altri due pannelli mostrano la TSI come composizione di due modelli. Fonte (Claus Fröhlich e Judith Lean 2004) dove si possono trovare i riferimenti ai dati dei singoli satelliti e ai dati di composizione.

La variazione dell'irradianza solare totale è generalmente riconosciuta essere del 0.1% tra il massimo e il minimo del ciclo solare di 11 anni (Claus Fröhlich e Judith Lean 2004, L. J. Gray et al. 2010). Utilizzando l'eq. (1), la variazione di temperatura terrestre dovuta al ciclo solare è quindi di 0.01 °C (Schmutz 2021).

Riguardo la variabilità su scale temporali maggiori, quello che si cerca di capire è se la TSI al minimo del ciclo di 11 anni (escludendo quindi le variazioni date dall'attività) abbia subito cambiamenti su scale decennali o secolari. Per fare ciò, si cerca di ricostruire la TSI sfruttando correlazioni tra gli indici moderni ed il numero di macchie solari (presente sistematicamente dal 1610) o si cercano indicatori di attività come il  $^{13}\text{C}$  e il  $^{10}\text{Be}$  negli alberi secolari e nei ghiacci (che danno indicazioni dell'attività su scale geologiche).

Riguardo la variabilità con il numero di macchie solari, alcuni modelli affermano un incremento del 0.2-0.4% dell'irradianza solare dal grande minimo tra il 1645 e il 1715 (minimo di Maunder). Vari riferimenti a tali modelli si possono trovare in (Claus Fröhlich e Judith Lean 2004). Recentemente invece, secondo il modello PMOD, la TSI non ha avuto variazioni significative tra i cicli di 11 anni dal 1978 al 2004.

## 2.4 Irradianza Spettrale

Il Sole non esprime la variabilità solo nell'irradianza totale, ma anche in come l'intensità radiativa è distribuita nelle varie lunghezze d'onda, ossia l'irradianza spettrale (SSI da Solar Spectral Irradiance). Durante le fasi attive lo spettro solare cambia, mostrando maggiore o minore intensità in certe lunghezze d'onda. In fig.(19) è riportato uno spettro solare ad alta risoluzione, con un focus sulle regioni di alcune righe usate poi come indici di attività.

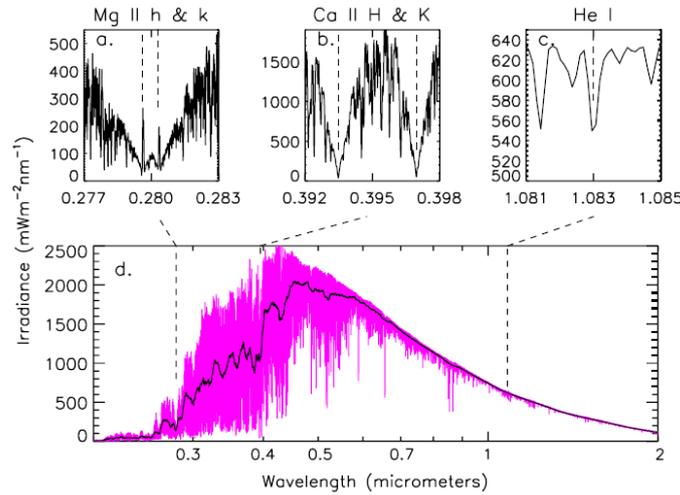


Figura 19: SSI ad alta risoluzione. Dettagli su righe: a) Mg II h e k, b) Ca II H e K, c) He I assorbimento; d) spettro teorico. Fonte: (Claus Fröhlich e Judith Lean 2004)

La variazione dell'intensità dello spettro non è omogenea, ma fortemente dipendente dalla lunghezza d'onda, come si era detto, ad esempio, per il ciclo di 11 anni, nel quale le faculae aumentano il flusso UV più di quanto le macchie lo diminuiscano. La maggior parte della variazione è nella lunghezza ultravioletta e nell'IR (Claus Fröhlich e Judith Lean 2004).

La variazione della SSI non si esprime tanto sulla rotazione di 27 giorni, ma quanto sul ciclo di 11 anni, essendo evidenti le variazioni nello spettro, come in figura (20).

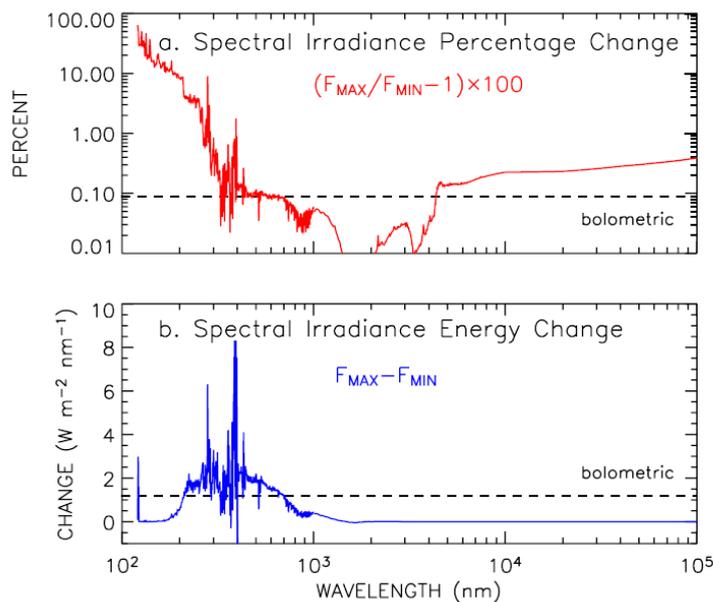


Figura 20: Variazione della SSI tra fasi di forte attività solare ( $F_{MAX}$ ) e bassa attività solare ( $F_{MIN}$ ). Fonte: (Claus Fröhlich e Judith Lean 2004) e da lì riferimenti ai dati e alle stime teoriche

Lo studio di (Harder et al. 2009) spiega la variazione nello spettro solare con una variazione del gradiente di temperatura nella fotosfera, in particolare un aumento della temperatura al limite superiore della fotosfera e una diminuzione al fondo della fotosfera, rendendo più ripido il gradiente.

In figura (21) si può vedere la variazione di SSI integrata in varie bande spettrali in un arco di 4 anni.

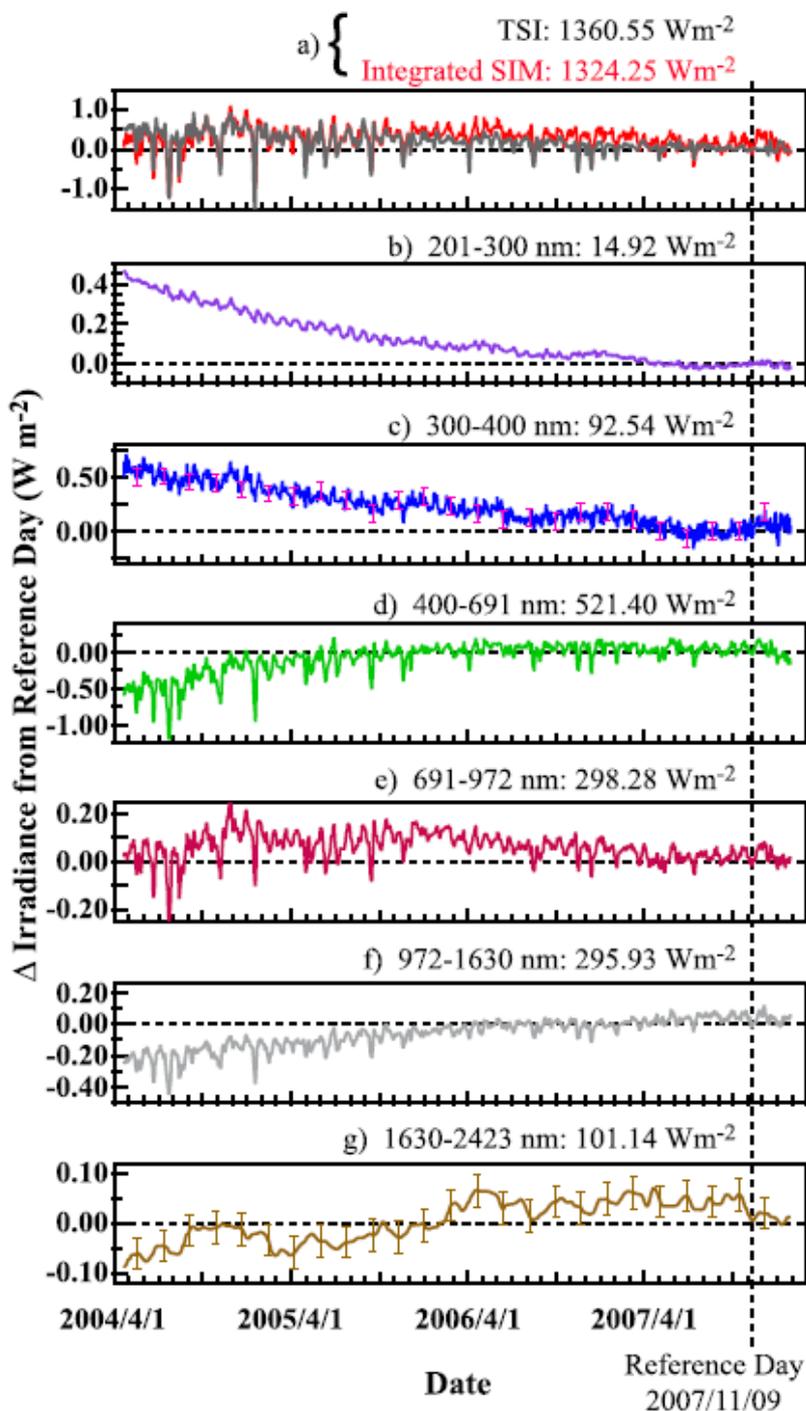


Figura 21: Variazione spettrale integrata per bande discrete, dal 2004/04/01 al 2007/04/01. I valori numerici sopra i pannelli si riferiscono ad una media su un periodo di 10 giorni centrato al 2007/11/09. Le barre di errore sono di  $1\sigma$ . Fonte (Harder et al. 2009) con dati dal Spetctral Irradiance Monitor (SIM) sul satellite Solar Radiation and Climate Experiment (SORCE).

## 2.5 Spettro ultravioletto

La parte ultravioletta dello spettro è una di quelle che ha maggiore variabilità durante l'attività solare, nonostante comporti solo una piccola frazione della TSI. Per lunghezze d'onda inferiori a 300 nm vale circa l'1 % e per lunghezze inferiori a 100 nm circa lo 0.01% (Ermolli et al. 2013).

I motivi che portano l'UV ad essere molto variabile sono: la forte sensibilità della funzione di Planck all'aumento di temperatura per lunghezze d'onda corte, l'emissione di radiazione a diverse lunghezze d'onda a differenti altezze nell'atmosfera ed i diversi gradienti delle features magnetiche rispetto al resto del Sole (la temperatura cala più lentamente con l'altezza nella fotosfera e aumenta molto velocemente con l'altezza nella cromosfera). La radiazione emessa ad alti livelli nell'atmosfera solare, cioè l'ultravioletto, mostra, quindi, grandi cambiamenti arrivando a rappresentare il 60% nella variazione su tutto lo spettro (Ermolli et al. 2013).

Lo spettro ultravioletto può essere diviso in:

- X-ray Ultraviolet (XUV) 1-30 nm
- Extreme Ultraviolet (EUV) 30 - 120 nm
- Far Ultraviolet (FUV) 120 - 200 nm
- Medium Ultraviolet (MUV) 200 - 300 nm
- Near Ultraviolet (NUV) 300-400 nm

In figura (22) è mostrato lo spettro solare ad alta risoluzione nella parte ultravioletta

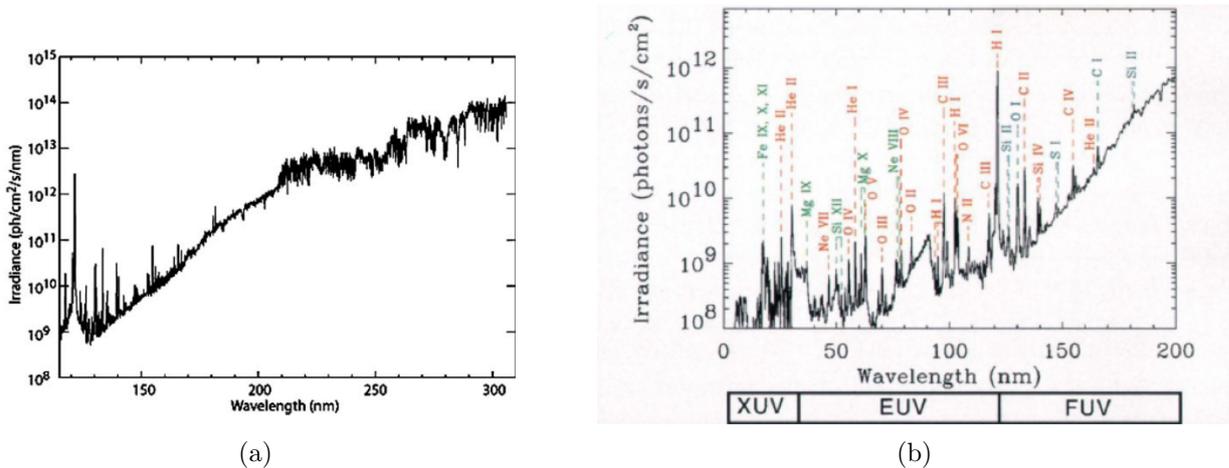


Figura 22: a) Spettro solare UV tra 115 e 320 nm misurato da SORCE/SOLSTICE. Fonte: (Rottman, Woods e McClintock 2006). b) Spettro UV del Sole con lunghezza d'onda inferiore a 200 nm ed indicate alcune righe di emissione. Fonte: (Woods e Rottman 2002)

Nello spettro UV le variazioni riguardano scale temporali della rotazione solare di 27 giorni, fluttuazioni annuali e mensili e, ancor di più, nel ciclo solare di 11 anni. La variazione sui 27 giorni si può vedere in figura (23a). Quella di 11 anni è evidente in figura (23b).

La causa principale della variabilità nell'UV è la formazione e la posizione delle faculae (Penza, Bertello et al. 2023).

Le fluttuazioni nell'ultravioletto arrivano anche al 4-6%. Nell'EUV il flusso varia anche da 2 a 10 volte (Heath e Schlesinger 1986). Vari strumenti sono stati utilizzati per misurare la variazione dell'irradianza nell'ultravioletto: in figura (24) sono riportati i dati del Solar Mesosphere Explorer (SME) e di Upper Atmosphere Research Satellite (UARS).

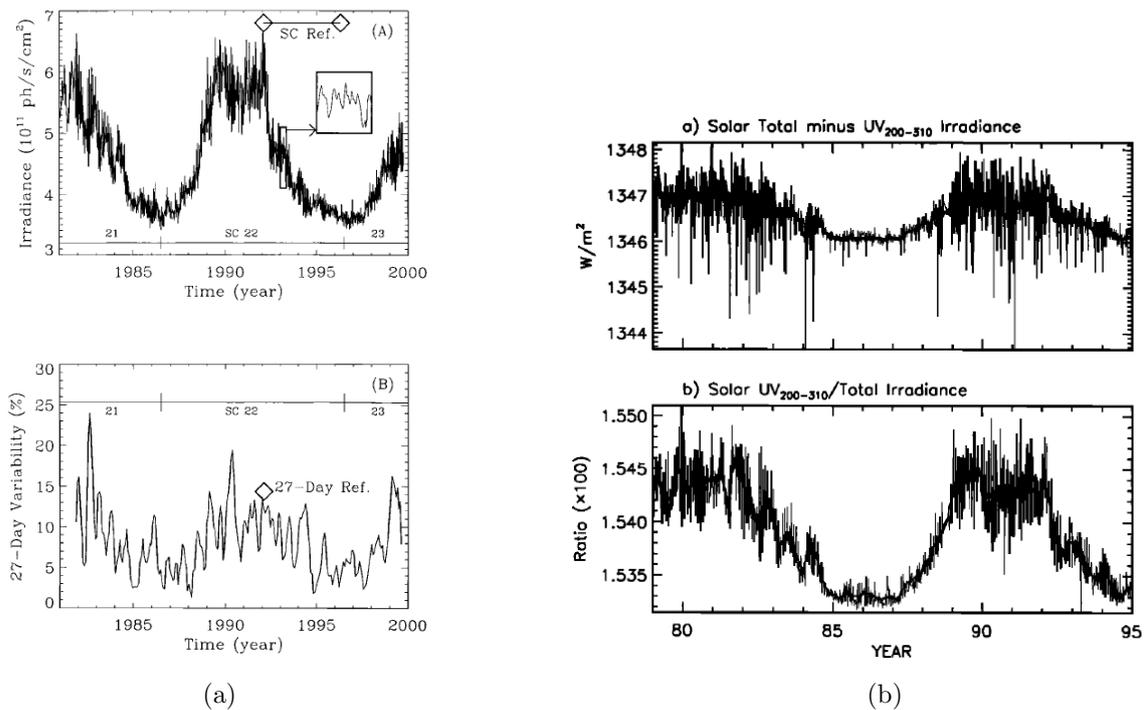


Figura 23: a) Irradianza UV ( $\text{Ly } \alpha$  121.6 nm) dal 1978 al 2000. Sopra l'irradianza e sotto la variazione nella rotazione di 27 giorni. Il diamante nel pannello in alto indica il periodo del ciclo 22 e quello in basso indica il riferimento per la variabilità. Fonte: (Woods e Rottman 2002). b) In alto: ricostruzione attraverso un modello di regressione multipla della TSI meno l'irradianza UV tra i 200 e i 310 nm; in basso il rapporto tra il flusso UV e la TSI, tra il 1978 e il 1997. Fonte: (Judith L Lean et al. 1997)

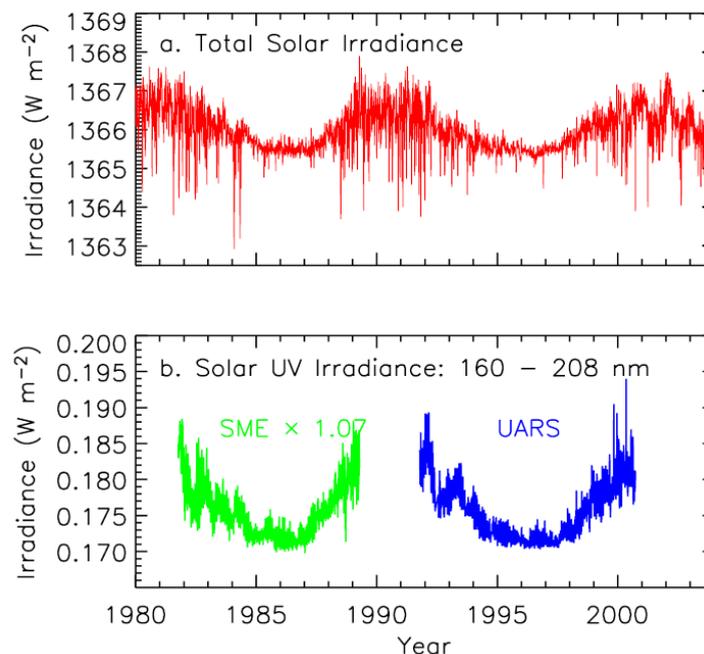


Figura 24: Variazione della media giornaliera della TSI e della SSI nell'intervallo (160-208 nm) dal 1980 al 2004. La TSI è data dalla combinazione di misurazioni di vari satelliti (PMOD composite <https://www.pmodwrc.ch/en/research-development/solar-physics/tsi-composite/>). Fonte: (Claus Fröhlich e Judith Lean 2004)

Altri studi riportano ulteriori dati di variabilità UV: nella figura (25) si vede a sinistra la TSI con-

frontata con l'irradianza UV sempre nella stessa banda della figura (24) e con immagini prese da telescopi, in cui si può vedere come il cambiamento delle features sulla superficie solare corrisponda a cambiamenti nella radiazione. A destra sono ancora riportati dati di UARS, mostrando la variazione tra minimo e massimo (riferiti al ciclo 22).

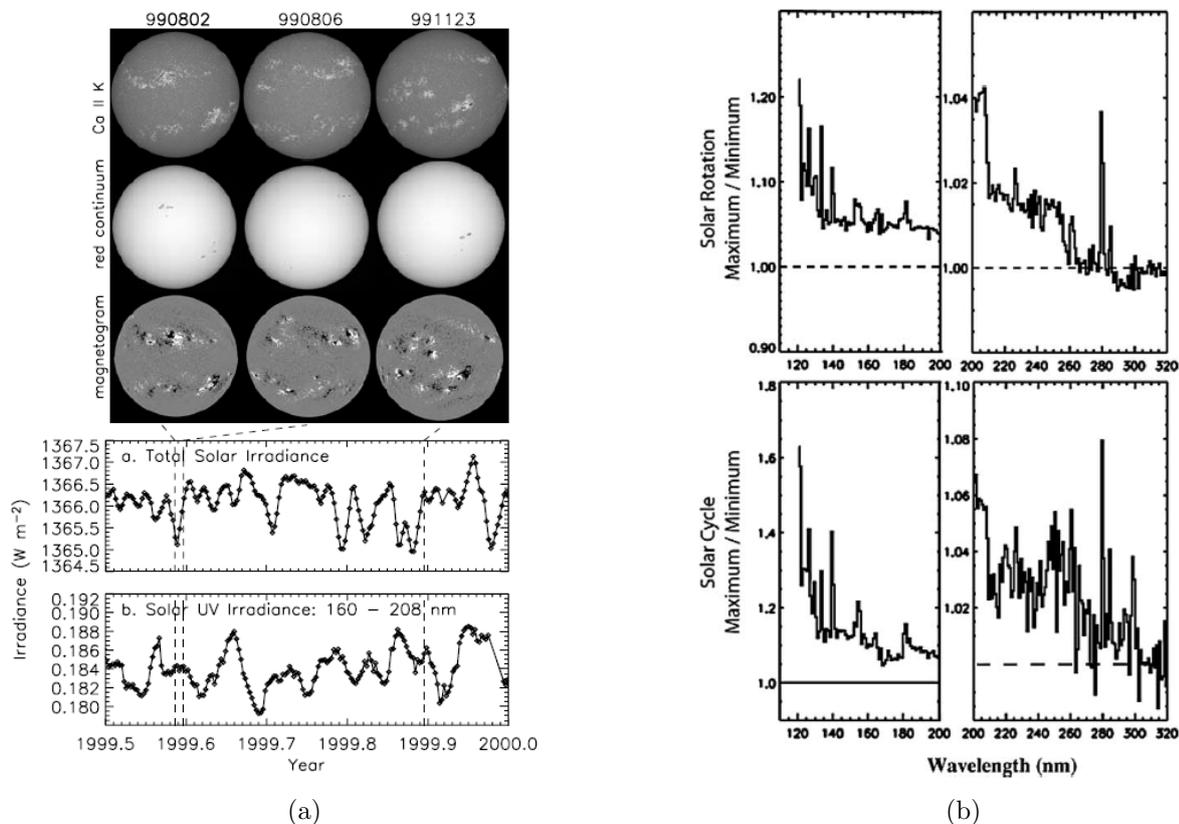


Figura 25: a) Variazioni del TSI e irradianza in UV da metà del 1999 al 2000, rispetto alle immagini prese dal Photometric Solar Precision Telescope (PSPT) nella riga Ca K UV e continuo rosso e rispetto ai magnetogrammi dell'U.S. National Solar Observatory (NSO). Fonte: (Claus Fröhlich e Judith Lean 2004). b) Variazione dell'irradiazione UV misurata da UARS SOLSTICE. Pannello superiore: variazione su una rotazione di 27 giorni; pannello inferiore: variazione tra il massimo del ciclo 22 ad inizio 1992 e il minimo nel 1996. Fonte: (Rottman, Woods e McClintock 2006)

Nello studio di Woods del 2002 la variabilità nell'UV per il ciclo solare 22 fornisce una variazione del continuo fino ai 200 nm del circa 6%, fino ad una variabilità del 25% a 132 nm. Emissioni come quella del Ca II a circa 395 nm e del Mg II a circa 280 nm hanno variazioni anche del 40% (Woods e Rottman 2002).

Dove misurazione dirette non sono presenti, per ricostruire la variabilità ultravioletta vari modelli sfruttano indici (come il Mg II e il Ca II, Ly  $\alpha$ ) per stimare l'intensità in questa banda nel tempo. Uno studio di (Haberreiter et al. 2005), ad esempio, ricostruisce la variabilità UV dal 1974 al 2005 con l'indice Ly  $\alpha$ ; il risultato è riportato in figura (26).

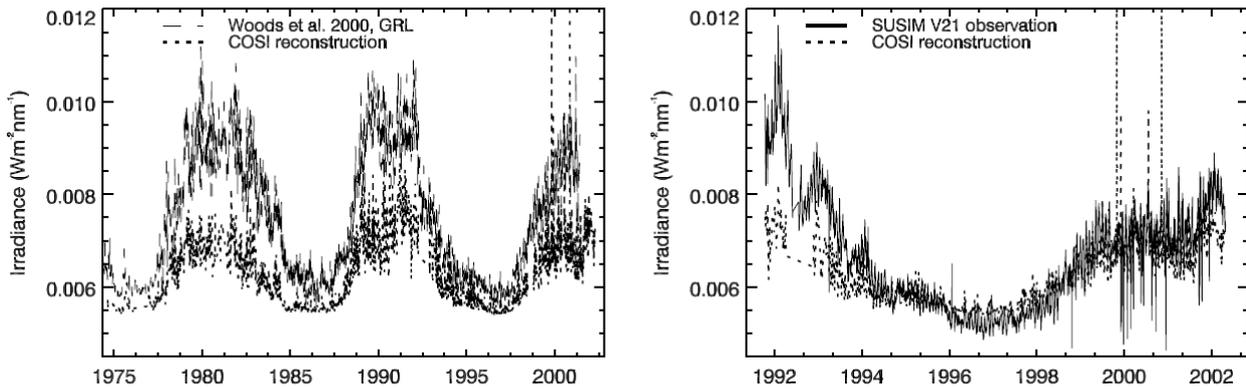


Figura 26: Ricostruzione della variabilità UV tra 115 e 400 nm basata sull'indice  $\text{Ly } \alpha$  tra il 1974 e il 2005. COSI reconstruction è il modello dello studio, comparato con la ricostruzione di (Woods e Rottman 2002) a sinistra e con le osservazioni SUSIM V21 a destra. Il modello sottostima la variabilità. Fonte: (Haberreiter et al. 2005)

## 2.6 Indici di variabilità

Per valutare l'attività solare, esistono vari indici, oltre a quelli che si riferiscono al numero di macchie solari (come l'ISN).

Poiché parti diverse dello spettro vengono generate a diverse altezze nell'atmosfera solare, è utile trovare indici che possano sondare le variazioni nei diversi strati e che siano utili a descrivere il flusso in particolari regioni dello spettro solare (e.g., l'indice Mg II che è un ottimo proxy del flusso FUV solare). Dallo studio di (Floyd et al. 2005) si riportano le definizioni di alcuni dei più importanti:

- F10.7 : flusso integrato sul disco solare alla lunghezza d'onda di 10.7cm (2800 Hz) nel radio. Questo indice rispecchia i cambiamenti di brillantezza nella corona solare. Può essere rilevato da Terra, poiché nella banda radio, ed è utilizzato per i modelli di ionosfera e termosfera terrestre.
- Mg II core-to-wing ratio: rapporto tra il centro (origine nella cromosfera) e le ali (origine nella fotosfera) delle righe di assorbimento Mg II h (279.6 nm) e k (280.3 nm). Sonda l'alta cromosfera ed è particolarmente indicato per il range del FUV.
- Ca K è l'intensità normalizzata della riga Ca II K a 393 nm. La linea origina circa alla stessa altezza del Mg II ed è anch'essa utile per il FUV.
- MPSI : Magnetic Plage Strength Index, indice dell'intensità delle plages (zona di intenso campo magnetico) che quantifica la frazione di superficie coperta dal campo magnetico nell'intervallo  $10 < B < 100$  Gauss. E' indicatore per plages e faculae.
- MWSI : Mount Wilson Sunspot Index, come il MPSI ma per campi magnetici  $B > 100$  Gauss. Indice di regioni attive.
- s10.7 : emissione integrata da 26 e 34 nm dal radiometro SMM a bordo di SOHO e riscalata rispetto all'indice F10.7. Sonda cromosfera e regione di transizione.
- Ly  $\alpha$  channel: emissione integrata tra 110-210 nm con picco intorno ai 125 nm.

In figura (27) sono mostrati una serie di indici di attività solare tra il 1978 e il 2001. E' evidente, anche qui, la variabilità principale sul ciclo di 11 anni.

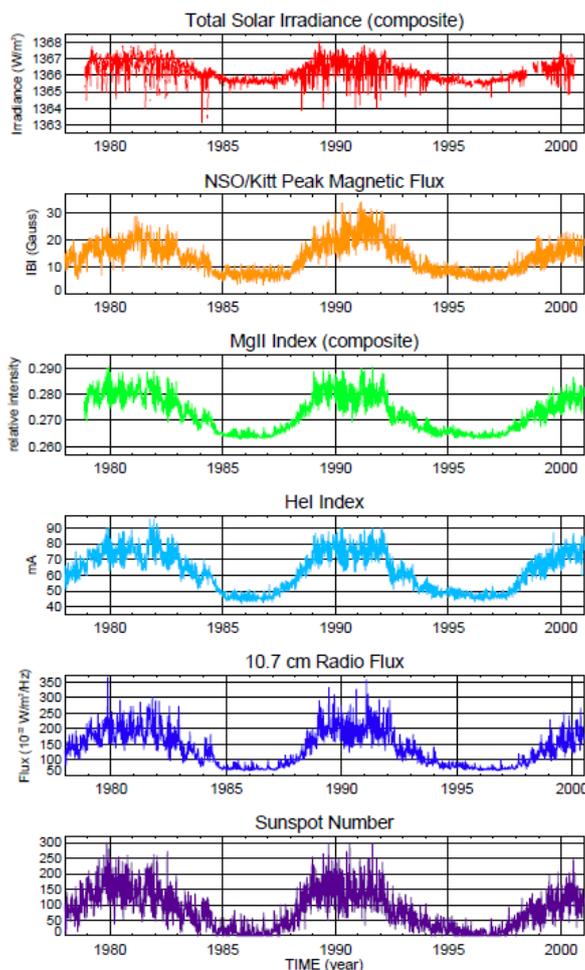


Figura 27: Indici di attività solare tra il 1978 e il 2001. TSI composta, flusso magnetico da National Solar Observatory Keatt Peak (NSO/KP), indice Mg II, indice He I, F10.7 e SN. Fonte: (Fox 2003)

### 3 Ozono

Per comprendere la rilevanza dell'ozono ( $O_3$ ) stratosferico è utile iniziare descrivendo in breve l'atmosfera terrestre. Questa è composta dal 78% da azoto molecolare ( $N_2$ ), dal 21% da ossigeno molecolare o diatomico ( $O_2$ ), 0.93% di argon atomico ( $Ar$ ), 0.04% da anidride carbonica ( $CO_2$ ); il restante 0.03% da altri costituenti.

Le condizioni dette "standard" (STP da Standard Temperature and Pressure) per l'atmosfera sono:

- Temperatura:  $T = 0^\circ\text{C} = 273.15\text{ K}$
- Pressione  $P$ :  $760\text{ mmHg} = 101\,324.6\text{ Pa} = 1\text{ atm}$

e sono fornite dalla IUPAC (International Union of Pure and Applied Chemistry).

L'atmosfera può essere suddivisa in quattro strati principali, separati da inversioni del gradiente di temperatura.

La troposfera è lo strato più basso: ha un'estensione media di 10 km, anche se la sua altezza è maggiore all'equatore e minore ai poli, fig.(28); con l'altitudine la temperatura diminuisce e il limite di questo strato, la tropopausa, è caratterizzato da un'inversione del gradiente termico, dove la temperatura minima arriva a circa  $-30/-40^\circ\text{C}$  (circa 243-233 K). Nella troposfera è contenuta circa l'80% in massa dell'atmosfera e la quasi totalità del vapore acqueo.

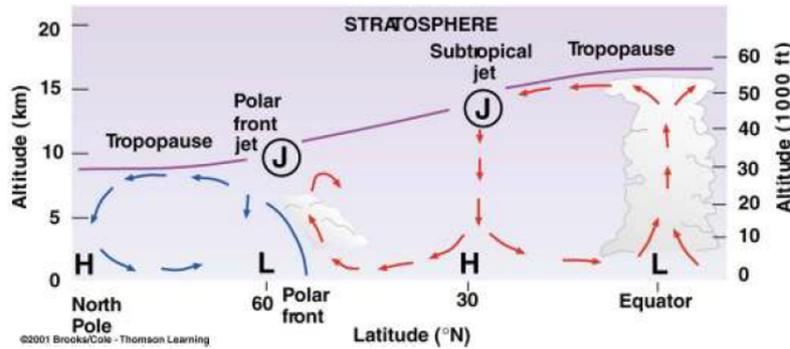
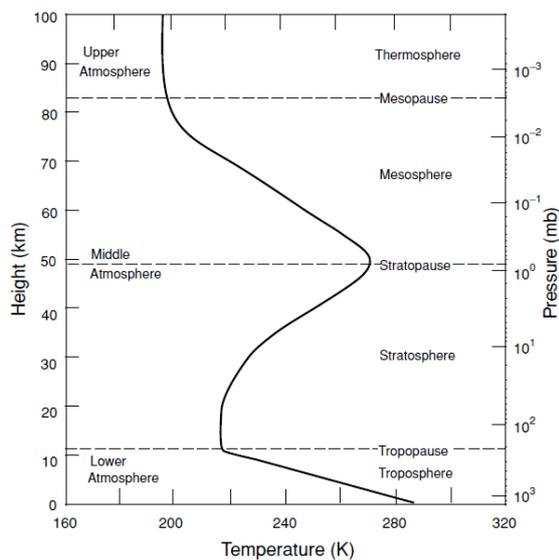


Figura 28: Altezza della tropopausa per diverse latitudini, con schematizzazione di alcune circolazioni atmosferiche

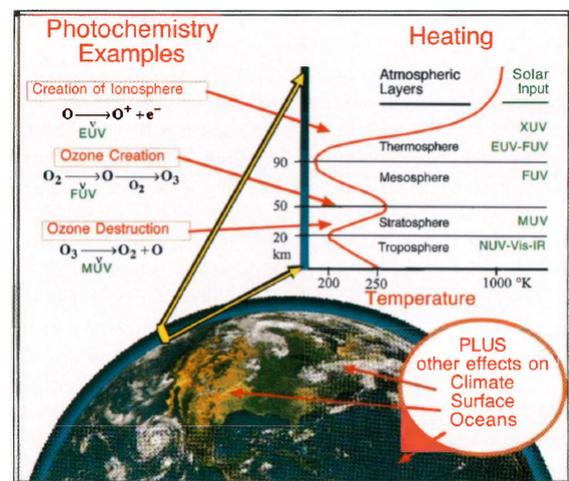
Dopo la tropopausa inizia la stratosfera. Questa regione è caratterizzata da un gradiente di temperatura positivo con l'aumento di altitudine, arrivando alla stratopausa a  $-3^{\circ}\text{C}$  ( $270\text{ K}$ ). È in questo strato che è presente la maggior parte dell'ozono, con una concentrazione al picco di 14 ppm (parti per milione) a 25 km di altitudine. L'assorbimento della radiazione solare da parte dell'ozono è la causa dell'aumento delle temperature. La stratosfera termina a circa 50 km; dopo la stratopausa il gradiente termico si inverte nuovamente.

Nella mesosfera le temperature diminuiscono fino anche a  $-100^{\circ}\text{C}$  ( $173\text{ K}$ ). In questo strato, che si estende fino a circa 85 km, si possono formare le nubi nottilucenti ed è l'altitudine dove la maggior parte delle meteore ha origine dall'attrito atmosferico sul materiale meteoritico entrante in atmosfera. La termosfera è definita tra circa 90 e 500 km di altezza; la temperatura torna a crescere con l'altitudine, grazie alla ionizzazione di molecole ed atomi a lavoro delle particelle solari: è in questo strato che si forma, infatti, la ionosfera, regione importante poiché è sfruttata come specchio per le comunicazioni radio. Le temperature cinetiche delle particelle raggiungono qui anche centinaia di gradi.

Oltre i 500 km si estende l'esosfera, caratterizzata da una temperatura cinetica di quasi  $700^{\circ}\text{C}$  (circa  $973\text{ K}$ ), influenzata dall'attività solare.



(a)



(b)

Figura 29: a) Profilo termico dell'atmosfera con suddivisione nei vari strati. Fonte: (Tricoli 2015). b) Struttura dell'atmosfera terrestre con indicazione di alcune reazioni fotochimiche dell'ossigeno. Fonte: (Woods e Rottman 2002)

L'ozono ( $\text{O}_3$ ) è una molecola composta da 3 atomi di ossigeno. Mediamente, è distribuito su tutta la

superficie terrestre, con una concentrazione tra gli 0.03 e 1 ppm. Nella stratosfera, a circa 25 km, è presente il picco di concentrazione, che raggiunge i 14 ppm (per confronto il vapore acqueo ha una concentrazione di 10 000 ppm in troposfera). Nonostante questi valori siano all'apparenza molto piccoli, l'ozono è la principale fonte di assorbimento di radiazione ultravioletta nell'atmosfera, schermando la biosfera dai danni causati dai fotoni UV. Lo strato di ozono a 25 km circa è chiamato ozonosfera (Fredric W Taylor e Fredric William Taylor 2005). L'ozono è una molecola chimicamente molto reattiva ed ha un tempo di vita di circa 1-2 giorni. In stratosfera, la produzione avviene principalmente sul lato diurno del pianeta, dove la radiazione solare dissocia l'ozono diatomico: l'ossigeno atomico si combina poi con una molecola di  $O_2$  per formare l' $O_3$ . La parte di spettro UV che interessa l'ozono è quella tra i 100 e 350 nm circa: al di sotto dei 100 nm la radiazione dissocia o ionizza la maggior parte delle molecole in atmosfera e il risultato principale di questa radiazione è la ionosfera. Tra i 100 e 200 nm i fotoni sono assorbiti per la dissociazione dell' $O_2$  (bande di Schumann-Runge), rilasciando, quindi, due atomi di ossigeno (che reagiranno, poi, per formare ozono). Lunghezze d'onda maggiori sono assorbite direttamente dall' $O_3$ : tra i 200 nm e 350 nm la radiazione è assorbita nelle bande chiamate di Hartley (largo picco tra 200 nm e 310 nm) e Huggings (310-350 nm). Andando oltre l'ultravioletto, l'ozono assorbe anche nel visibile nelle bande di Chappuis, tra i 450 nm e 850 nm e nell'infrarosso a circa  $9.3 \mu m$  (Fredric W Taylor e Fredric William Taylor 2005). E' utile ricordare che quando si parla di ozono, in particolare dell'utilità nello schermare la biosfera, lo spettro UV viene diviso in: UV-A tra i 320-400 nm, UV-B 280-320 nm, UV-C 200-280 nm. L'UV-C e l'UV-B sono schermati per la quasi totalità (fig. 30).

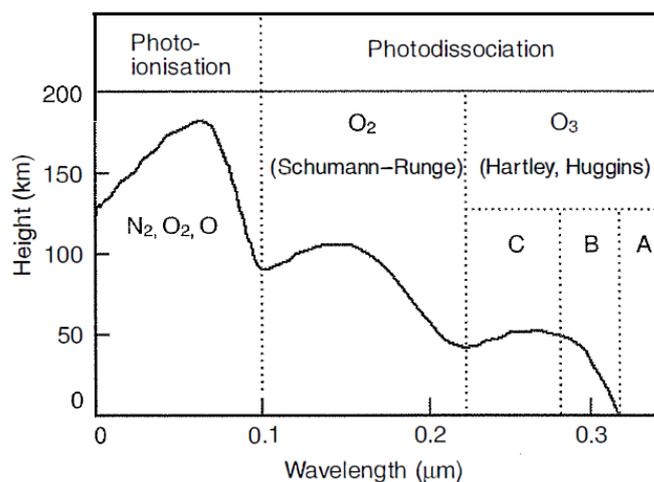


Figura 30: Assorbimento della radiazione ultravioletta in funzione dell'altezza nell'atmosfera. Fonte: (Fredric W Taylor e Fredric William Taylor 2005)

Alcune definizioni necessarie:

- Rateo di mescolamento: abbondanza di una componente dell'atmosfera rispetto alle altre (Ozono Mixing Rateo: quantità di  $O_3$  rispetto agli altri costituenti dell'atmosfera)
- Colonna totale di ozono: quantità totale di ozono sopra una certa località
- Dobson Unit (DU): altezza che avrebbe una colonna cilindrica di base unitaria se contenesse solo ozono alla pressione di 1 atm e temperatura di 273.15 K (STP); espressa in millesimi di cm.  
 $1 \text{ DU} = 2.69 \times 10^{20} \text{ molecole m}^{-2} = 4.47 \times 10^{-4} \text{ mol m}^{-2}$

Le catene di reazioni fotochimiche che coinvolgono la creazione e distruzione dell'ozono furono proposte per la prima volta da (Chapman 1930). Per la creazione dell'ozono:



e per la distruzione:



con  $\nu_1$  la frequenza dei fotoni in grado di dissociare l' $O_2$  (principalmente corrispondenti a lunghezze d'onda di 100-200 nm) e  $\nu_2$  frequenza dei fotoni che dissociano l' $O_3$  (200-300 nm).  $M$  rappresenta una molecola catalizzatrice: la reazione, infatti, può avvenire solo come urto a tre corpi, per garantire la conservazione di energia e momento. Queste molecole sono solitamente  $N_2$  e  $O_2$ .

Considerando solo queste reazioni, la concentrazione dell'ozono sarà data da quella delle altre specie e dal rapporto tra il rateo dell'ultima reazione di creazione  $k_2 = 2 \times 10^{-33} \text{ cm}^6 \text{ molecole}^{-2} \text{ s}^{-1}$  e il rateo della prima reazione di distruzione  $k_3 = 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ ; le velocità di reazione delle altre fasi sono trascurabili rispetto a queste (Fredric W Taylor e Fredric William Taylor 2005).

$$[O_3] = \frac{k_2[O][O_2][M]}{k_3} \tag{24}$$

Utilizzando questa approssimazione, il profilo dell'ozono in atmosfera è dato, quindi, solo dagli equilibri tra le reazioni (22) e (23), alle varie altezze atmosferiche. E' necessario, però, considerare che l'insolazione sulla Terra non è uniforme e sono presenti circolazioni atmosferiche: il profilo varia, perciò, in primo luogo con la latitudine e presenta, poi, ulteriori variazioni in zone particolari del globo (Fredric W Taylor e Fredric William Taylor 2005).

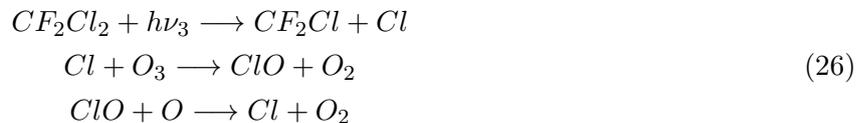
Per spiegare il reale profilo di concentrazione di ozono (modelli che utilizzano solo le catene Chapman ne sovrastimano l'abbondanza) bisogna, inoltre, tenere in considerazione la dipendenza dalla temperatura dalle reazioni e il flusso di fotoni presente a ciascun livello dell'atmosfera. Al quadro generale, concorrono, inoltre, altre reazioni che distruggono l' $O_3$  (Fredric W Taylor e Fredric William Taylor 2005).

Le reazioni aggiuntive di distruzione dell'ozono sono dovute a particolari molecole, chiamate Sostanze di Esaurimento dell'Ozono (ODS da Ozono Depleting Substances) che, anche in quantità esigue, portano alla dissociazione di molte molecole di  $O_3$ . Non è richiesta un'alta concentrazione di queste specie per distruggere efficacemente l'ozono: nelle catene chimiche, infatti, queste molecole non vengono infatti consumate.

ODS sono, ad esempio, gli ossidi di idrogeno, chiamati con la sigla  $HO_x$ , e gli ossidi di azoto, chiamati con la sigla  $NO_y$  (dove x e y indicano il numero degli atomi di ossigeno nella molecola). In particolare, l'ossido di azoto ( $NO$ ) distrugge l' $O_3$  attraverso la catena chimica:



Altre sostanze appartenenti agli ODS sono quelle a base di cloro, come i clorofluorocarburi (CFC) e gli idroclorofluorocarburi (HCFC). Ad esempio il Freon ( $CF_2Cl$ ) distrugge l'ozono con la catena:



con  $\nu_3$  frequenza dei fotoni che rompono la molecola (UV).

Altre specie che distruggono l'ozono sono i radicali provenienti da molecole come  $NO_y$ ,  $HO_x$ ,  $ClO_x$ ,  $BrO_x$ , prodotti, ad esempio, da reazioni fotochimiche di specie generate in troposfera, che risalgono fino alla stratosfera (McConnell e Jin 2008).

Un'importante fonte di  $NO_y$  sono i raggi cosmici, che hanno un picco di produzione a 10-15 km (McConnell e Jin 2008).

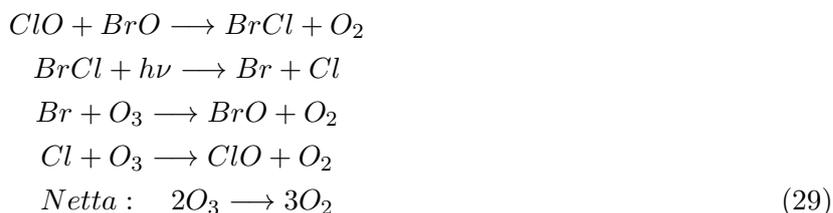
Altre fonti di radicali (che vanno poi a formare  $NO_y$  e  $HO_x$ ) sono le particelle energetiche nelle zone aurorali nella mesosfera e termosfera: qui le specie vengono prodotte e poi trasportate nella stratosfera. A causa di ciò, la riduzione del rateo di produzione dell'idrogeno può passare dal 5% alle basse latitudini fino al 30% alle alte latitudini (McConnell e Jin 2008).

Altra fonte di produzione di  $NO_y$  e  $HO_x$  sono gli eventi di protoni solari (SPEs da Solar Proton Events), le cui particelle energetiche penetrano fino all'alta stratosfera (McConnell e Jin 2008).

La maggior parte della distruzione dell'ozono stratosferico avviene, quindi, a causa delle catene chimiche tipo eq.(27), che può essere generalizzata con:



dove  $X$  è ad esempio  $NO$ ,  $OH$ ,  $H$ ,  $Cl$ ,  $Br$ . Questi cicli dipendono dall'abbondanza di ossigeno atomico, che cala, però, rapidamente con l'altitudine: l'ossigeno atomico è sì prodotto dai fotoni UV, ma è richiesta una densità sufficiente di molecole di  $O_2$  per una dissociazione efficace. Nella bassa stratosfera altri cicli sono più importanti, ad esempio (McConnell e Jin 2008):



L'ozono è prodotto principalmente ai tropici, dove l'insolazione è maggiore: il picco della produzione avviene a circa 40 km ma, a questa stessa altitudine, la maggior parte viene dell'ozono subito distrutta. A circa 30 km, invece, il tempo di vita è sufficiente perché possa essere trasportato verso zone dove il tasso di distruzione è inferiore (McConnell e Jin 2008). I venti stratosferici tendono a trasportare l'ozono verso i poli: maggiore concentrazione di ozono si trova, quindi, ad alte latitudini. Un'importante eccezione è il polo sud, dove particolari condizioni atmosferiche (vortice di aria molto stabile che impedisce il mescolamento con aria più calda) fanno accumulare specie distruttive per l' $O_3$  nella fasi invernali, con la formazione delle Nuvole Polari Stratosferiche (PSC da Polar Stratospheric Clouds) che, una volta iniziata la primavera polare, vengono "attivate" dalla radiazione solare e portano ad una consistente distruzione dell'ozono. Questa è la spiegazione per quello che viene chiamato "buco nell'ozono". Questo fenomeno è incentivato dalla presenza in atmosfera di molecole come i CFC, a principale produzione umana. Dagli anni '80 si è rilevata una continua diminuzione della quantità generale di ozono, e il trend discendente ha iniziato a fermarsi, a metà degli anni '90, grazie al drastico taglio nell'immissione antropica di queste sostanze. Il rilascio di ODS può essere anche di origine naturale, come, ad esempio, le eruzioni vulcaniche che immettono molte sostanze fino alla stratosfera (Fredric W Taylor e Fredric William Taylor 2005). In figura (31) si può vedere come sia variato nel tempo l'ozono e quale sia stata la variazione percentuale, rispetto alla latitudine.

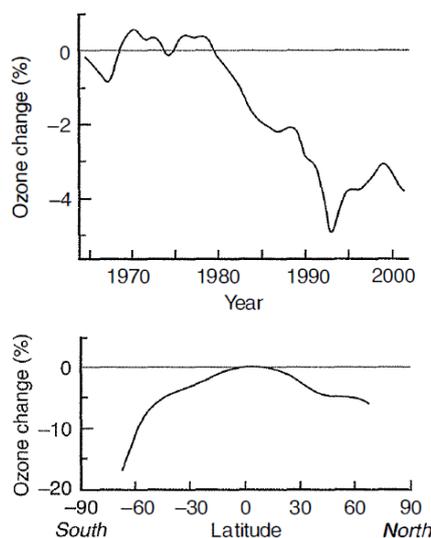
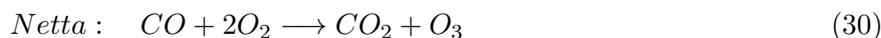
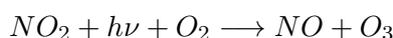
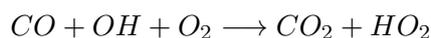


Figura 31: Variazione percentuale della quantità di ozono nel tempo e in funzione della latitudine. Fonte: (Fredric W Taylor e Fredric William Taylor 2005)

L'ozono può anche formarsi nella troposfera, dove la dissociazione dell' $O_2$  è il risultato di reazioni chimiche del tipo:



In figura (32) è mostrato l'andamento dell'ozono troposferico a bassa quota durante una giornata estiva, rispetto alla produzione di  $NO_2$ .

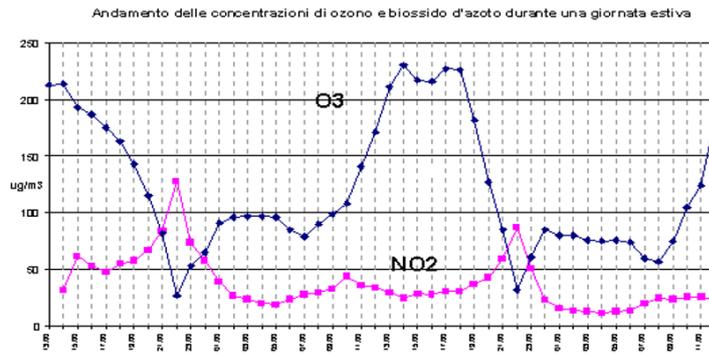


Figura 32: Esempio di concentrazione dell'ozono in troposfera, rispetto alla concentrazione di  $NO_2$ . Fonte: Agenzia regionale protezione ambientale Toscana (ARPAT)

In figura (33a) si può vedere come sia stimata, attraverso un modello, la produzione dell'ozono in funzione di latitudine ed altitudine nell'atmosfera.

Per misurare la quantità di ozono, uno dei metodi consiste nel misurare la radiazione ultravioletta scatterata dalla molecola. Questo è un metodo molto efficace, soprattutto per calcolare la colonna totale di ozono. Le misurazioni del satellite Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) negli anni '80 sono riportate in figura (33b).

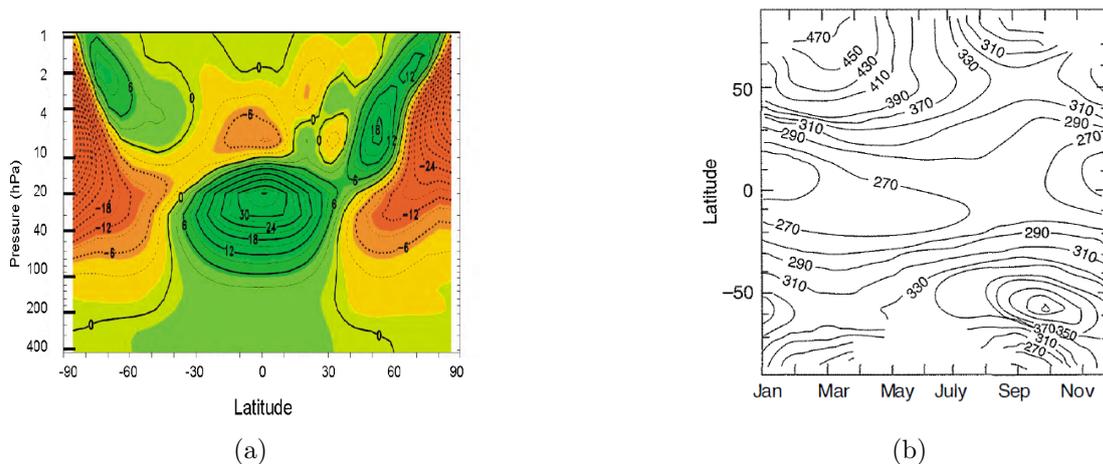


Figura 33: a) Produzione dell'ozono nel mese di Marzo dal modello CMAM, in funzione della latitudine e dell'altezza nell'atmosfera (in unità di pressione). Ozono in unità di  $10^9$  molecole  $cm^{-3}$  giorni $^{-1}$ . Fonte: (McConnell e Jin 2008). b) Colonna totale di ozono in funzione della latitudine. Lungo la direzione delle ascisse si può vedere come varia stagionalmente (la media è fatta su ciascuna stagione tra il 1979 e il 1984). Dati di TOMS. Fonte: (Fredric W Taylor e Fredric William Taylor 2005).

Riguardo la distribuzione dell'ozono, vari fenomeni concorrono a stabilire dove sia più o meno concentrato. Ad esempio, nella circolazione di Brewer-Dobson (BD) l'ozono viene trasportato dai tropici verso i poli, dalla bassa alla media stratosfera per discendere, poi, nelle regioni ad alta latitudine. La circolazione Brewer-Dobson è connessa ad un flusso di calore parassita che si accumula in bassa stratosfera in inverno (EHT da Eddy Heat Flux).

Altra influenza sulla circolazione stratosferica è data da correnti ricorrenti (ma senza periodicità particolare), causati da una variazione della pressione al livello del mare a circa  $20^\circ$  di latitudine. Nell'emisfero nord è chiamata Artic Oscillation (AO) e nel sud Antarctic Oscillation (AAO).

I venti stratosferici alternano intensità e direzione, spirando da est ad ovest e poi da ovest a est nella bassa e media stratosfera (16-50 km), con un periodo circa di 28 mesi: questo fenomeno è chiamato Oscillazione quasi-biennale (QBO da Quasi-Biennial Oscillation).

El Niño Southern Oscillation (ENSO) è un fenomeno di accoppiamento tra atmosfera e oceano Pacifico tropicale, caratterizzato da riscaldamento e fluttuazione della pressione dell'aria tra il Pacifico centro-orientale e occidentale. Nella fase di El Niño le temperature del mare aumentano, mentre nella fase de La Niña le temperature diminuiscono. L'ENSO è la principale fonte di variabilità ciclica su tempi scala annuali del clima tropicale. Riguardo la stratosfera, ENSO causa anomalie di temperatura opposte a quelle causate nella troposfera (Chehade, Weber e Burrows 2014).

Dallo studio di (Chehade, Weber e Burrows 2014) si riporta una variazione di fino a 7 DU (Dombson units) per il QBO, in particolare ai tropici e a dipendenza dalla fase. L'EHT causa una variazione di 10 DU ad alte latitudini. Insieme ad ENSO e AO/AAO queste sono le principali cause di variazione dell'ozono. L'effetto delle eruzioni vulcaniche si può vedere in una diminuzione di 14 DU e 22 DU a causa di El Chichòn nel 1982 e Mt. Pinatubo nel 1991. Il ciclo solare influisce sull'ozono per circa 13 DU tra il massimo e il minimo, attraverso i meccanismi trattati nella prossima sezione. In figura (34) si può vedere l'andamento dell'ozono tra il 1978 e il 2014, confrontato con indici dei vari fenomeni che ne influenzano le variazioni. In figura (35) si può vedere il rateo di mescolamento dell'ozono confrontato con la temperatura dell'atmosfera, su una media climatica tra il 1979 e il 2013.

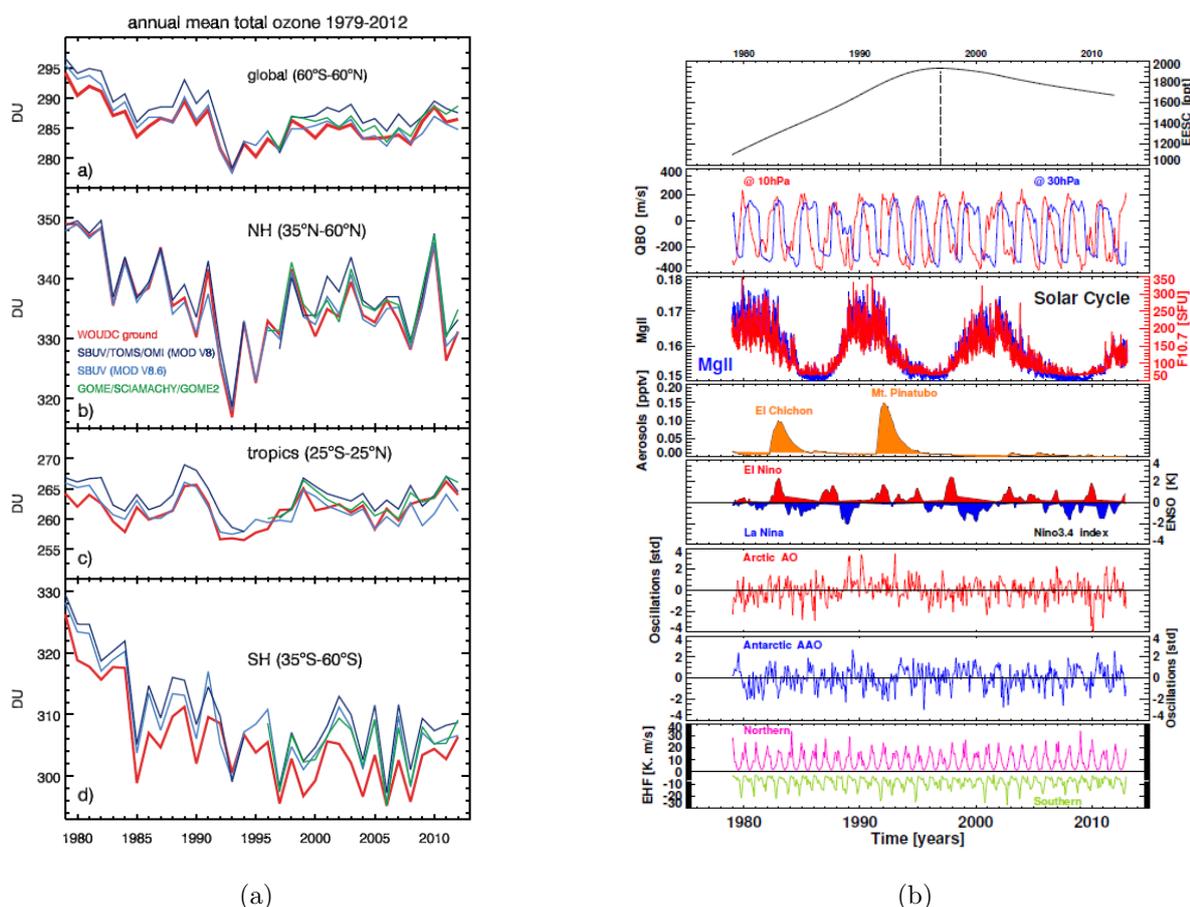


Figura 34: Dal 1978 al 2014. a) Variazione ozono (in DU) per 4 fasce latitudinali. b) Variazioni dei fenomeni che influenzano la quantità di ozono, sondate con vari indici. Dall'alto: (1) immissione di ODS in stratosfera in termini di cloro stratosferico efficace equivalente (EESC da Equivalent Effective Stratospheric Chlorine) in pptv; (2) indice QBO a 10 hPa (rosso) e 30 hPa (blu); (3) ciclo solare con indice Mg II (blu) e F10.7 (rosso); (4) profondità ottica a 550 nm come indice per le eruzioni vulcaniche; (5) ENSO con in rosso la fase El Niño e in blu La Niña; (6) Indici per AO (rosso) e AAO (blu); (7) EHF a 100 hPa mediato tra 45°-75° tra ottobre e marzo nell'emisfero nord (magenta) e tra marzo e settembre nell'emisfero sud (verde). Fonte: (Chehade, Weber e Burrows 2014)

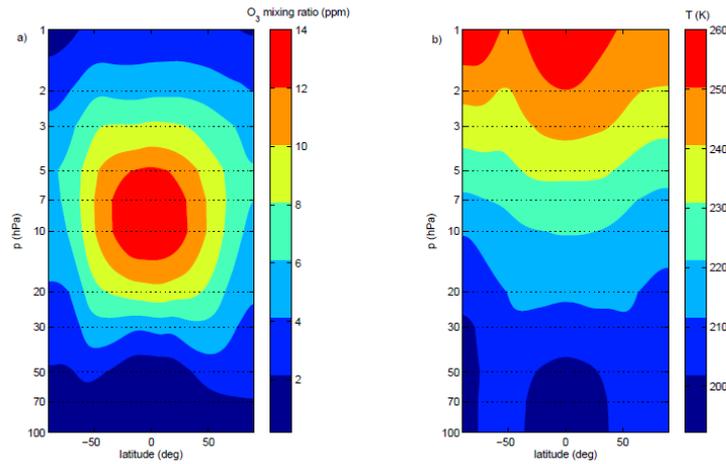


Figura 35: Medie climatiche tra il 1979 e il 2013 del rateo di mescolamento di massa dell'ozono  $O_3$ , in ppm (a) e della temperatura dell'aria  $T$ , in K (b). Fonte (Bordi, Berrilli e Pietropaolo 2015)

## 4 Attività solare ed ozono

La radiazione solare non arriva diretta ed immutata sulla superficie terrestre: passando nell'atmosfera subisce, infatti, forti assorbimenti. Le bande principali di assorbimento sono nell'ultravioletto (UV), dovute alle reazioni riguardanti l'ozono ( $O_3$ ), e nell'infrarosso (IR) a cui contribuisce principalmente il vapore acqueo. In figura (36) si può ben vedere come lo spettro UV venga completamente tagliato e non riesca a raggiungere la superficie terrestre. Questo fenomeno, da un lato, impedisce l'osservazione ultravioletta di sorgenti astrofisiche con strumenti a terra (l'astrofisica UV nasce con l'avvento dell'era spaziale e di strumenti fuori atmosfera), ma, dall'altro la quasi totale assenza di radiazione UV sulla superficie protegge la biosfera dai danni che essa provoca alla molecola del DNA agli organismi viventi.

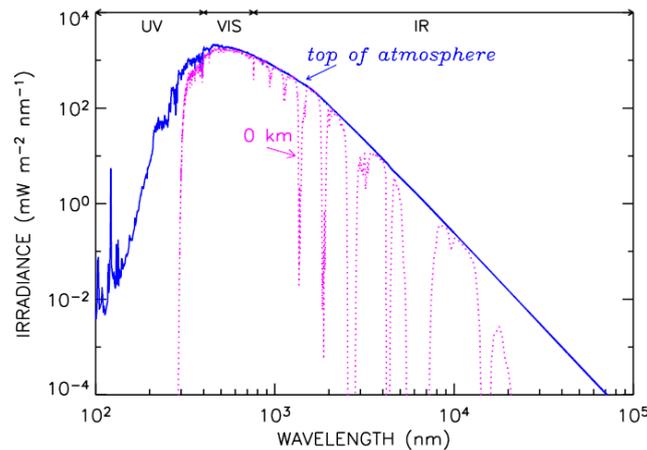


Figura 36: Spectral Solar Irradiance (SSI) misurata all'altezza dell'atmosfera terrestre (in blu). SSI misurata a Terra, dove sono evidenti gli assorbimenti in varie parti dello spettro (in magenta). Fonte: (Claus Fröhlich e Judith Lean 2004)

L'assorbimento della radiazione UV è dovuta principalmente all'ozono: parte della radiazione più energetica è assorbita dall'ossigeno molecolare che si dissocia in due atomi; una successiva reazione forma l'ozono, che assorbe poi radiazione ultravioletta meno energetica.

Poiché la fotochimica dell'ozono è dovuta alla radiazione ultravioletta e quest'ultima è variabile nell'output solare, ci si aspetta che l' $O_3$  presenti anch'esso, di conseguenza, una certa variabilità.

L'influenza delle variazioni nell'output solare può agire a vari livelli: può modulare direttamente la produzione dell'ozono, spostando l'equilibrio, incrementando o diminuendo la dissociazione dell' $O_2$ ;

può agire indirettamente, modulando la produzione di radicali come  $OH$ ,  $HO_2$  ed anche il flusso di  $NO$  dalla termosfera (McConnell e Jin 2008). Effetti più indiretti riguardano la variazione della temperatura dell'atmosfera (in generale, temperature inferiori accelerano le reazioni generative e temperature superiori accelerano quelle distruttive), a cui segue una modifica ai ratei nelle reazioni fotochimiche; a sua volta anche una diversa produzione di ozono modula la temperatura stratosferica. Per il quadro completo, bisogna anche considerare l'influenza sui gradienti di temperatura in atmosfera, causati dalla variabilità solare, che modificano le circolazioni atmosferiche, influenzando a loro volta sulle dinamiche delle concentrazioni di ozono.

A questo quadro, già abbastanza articolato, si aggiungono fenomeni non radiativi connessi all'attività solare: il Sole, infatti, emette particelle che raggiungono la Terra in diversi modi, avendo come effetto principale (nei riguardi della stratosfera) la produzione di specie che distruggono l'ozono (ODS). Il campo magnetico solare (anch'esso variabile durante l'attività) scherma, inoltre, da particelle energetiche in arrivo dalla Galassia (GCRs), che contribuiscono anch'esse alla produzione di ODS.

Comprendere, quindi, come l'ozono vari, sia nella quantità totale sia nella distribuzione in latitudine ed altitudine, è una sfida complessa.

In prima battuta, la variazione della colonna totale di ozono (mediata su tutte le latitudini) è dell'1-3%, in fase con il ciclo solare di 11 anni (Solanki, Natalie A Krivova e Haigh 2013, Haigh 1994). La produzione dell'ozono è maggiormente modulata dall'attività solare rispetto alla sua distruzione, risultando in un aumento netto dell'ozono durante il massimo solare (Sekiyama et al. 2006).

Differenze tra le variabilità sono presenti, però, sia a diverse latitudini, sia a diverse altitudini. E' perciò usuale riportare in alcuni grafici i valori relativi all'ozono (o al valore della temperatura) in una mappa latitudine-altitudine. Per visualizzare la variabilità temporale si media su certe fasce latitudinali e si valutano o la colonna totale o i valori a determinate altezze. In figura (37) si vede una mappa latitudine-altitudine dell'ozono insieme ad un grafico mesi-altitudine, che mostra come varia mediamente il profilo di distribuzione durante l'anno.

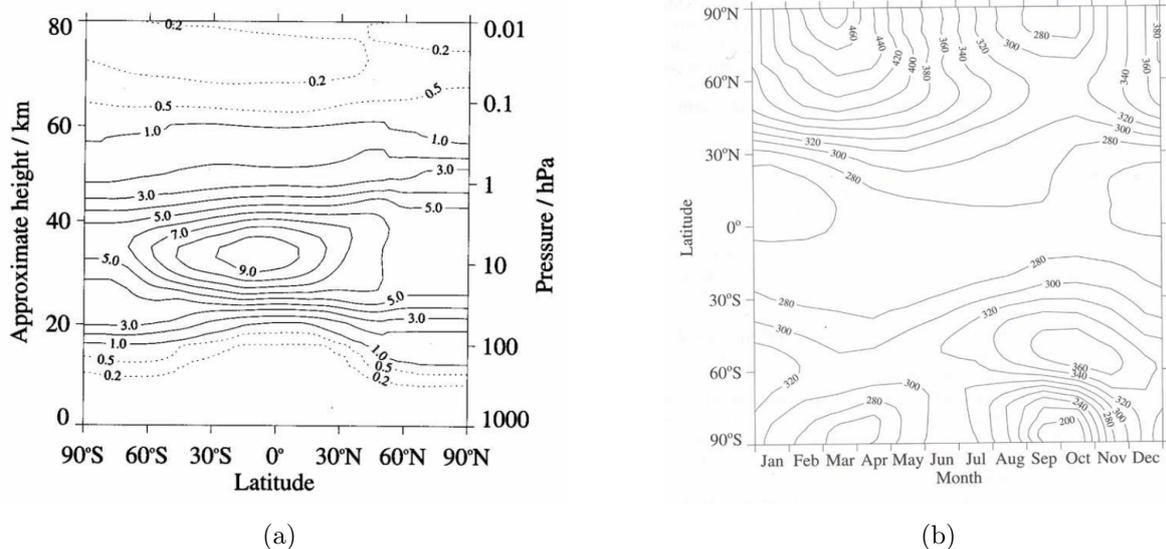


Figura 37: a) Concentrazione media di ozono in gennaio in ppm. b) Ciclo annuale nella distribuzione latitudinale della colonna totale di ozono. Unità di  $10^{-3} \text{ atm cm} = 2.69 \times 10^{-16} \text{ molecole cm}^{-2}$ . Fonte: (Haigh 2007)

Riguardo i tempi scala tra variabilità solare e variabilità dell'ozono si hanno influenze sia sulla rotazione solare di 27 giorni sia sul ciclo delle macchie solari di 11 anni. Le variazioni su cicli di 27 giorni possono essere ampie quanto quelle del ciclo di 11 anni (McConnell e Jin 2008), anche se vi sono differenti comportamenti a diverse altitudini. Ad esempio, a 2 hPa (45 km, stratopausa) la sensibilità rispetto ai cicli è simile, poiché l'ozono qui ha un tempo di vita di 1-2 giorni (Chandra e R. McPeters 1994). Rispetto alla rotazione di 27 giorni, sembra esserci anche uno sfasamento rispetto alla variazione

ultravioletta: tra 0.7 e 2 hPa (stratopausa-bassa mesosfera) le variazioni sono in fase; a 10 hPa (alta stratosfera) si ha uno sfasamento di 4-5 giorni (Chandra e R. McPeters 1994). In figura (38) si possono vedere le variazioni nel mixing ratio sul ciclo di 27 giorni ed in figura (39) le variazioni (in DU) su cicli di 11 anni.

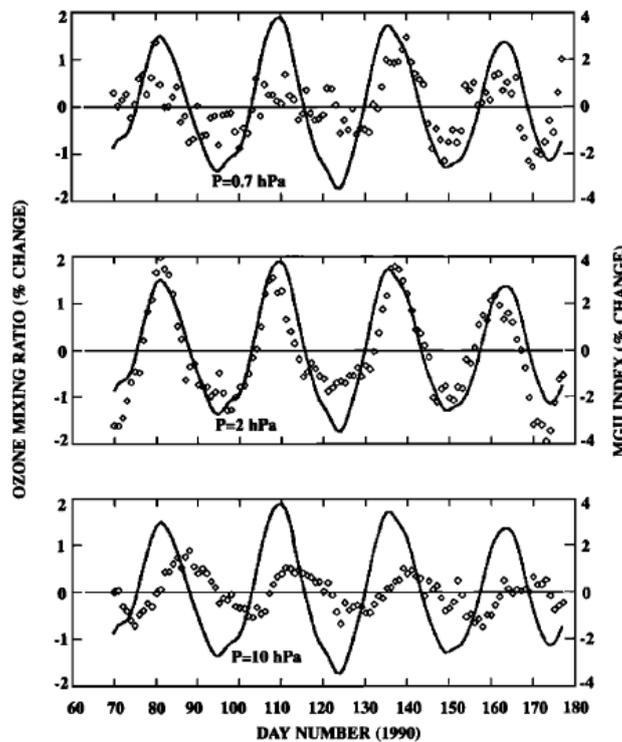


Figura 38: Variazione a diverse altezze della radiazione ultravioletta (data dall'indice Mg II, linea solida) e dell' $O_3$  mixing rate (diamanti) su tre rotazioni solari, durante il 1990. Le variazioni per l' $O_3$  sono calcolate rispetto alla media su 35 giorni e sono mediate tra  $45^\circ S$  e  $45^\circ N$ . Dall'alto verso il basso: 0.7 hPa, 2hPa, 10 hPa. Fonte: (Chandra e R. McPeters 1994)

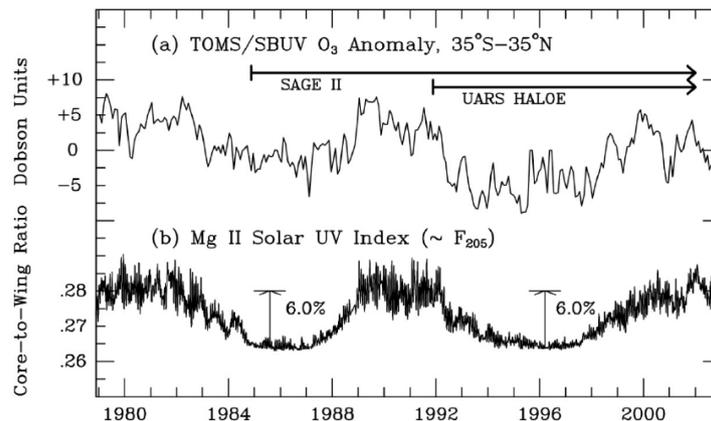


Figura 39: a) serie temporale mediata mensilmente dei dati TOMS 8 e SBUV 2 ai tropici ( $35^\circ S$ - $35^\circ N$ ) delle anomalie nell' $O_3$  totale. b) serie temporale mediata mensilmente dell'indice Mg II. Indicati i periodi in cui il profilo dell'ozono è disponibile da dati SAGE II e UARS HALOE. Fonte: (Soukharev e Hood 2006)

Studiando il profilo di risposta dell'ozono rispetto al ciclo solare, si trova che l'ozono presenta correlazione positiva in due picchi: durante il massimo solare c'è un picco del 2-4% nella risposta dell'ozono dell'alta stratosfera (40-45 km) ed un secondo picco nella bassa stratosfera (20-30 km). Nella me-

dia stratosfera (attorno a 30 km) la risposta è invece quasi zero o negativa. Ciò implica che l'ozono aumenti e diminuisca in base alla zona, durante il massimo solare (Sekiyama et al. 2006, Kodera e Kuroda 2002, McCormack, Siskind e Hood 2007, Soukharev e Hood 2006, Lee e Smith 2003 ). Il profilo altitudinale è dipendente anche dalla latitudine. Ad esempio, a basse latitudini (tropicali) il minimo della risposta (arrivando ad essere anche negativa) si ha a 30-40 km (10-20 hPa), mentre a latitudini maggiori il picco negativo è più in basso (Austin et al. 2008).

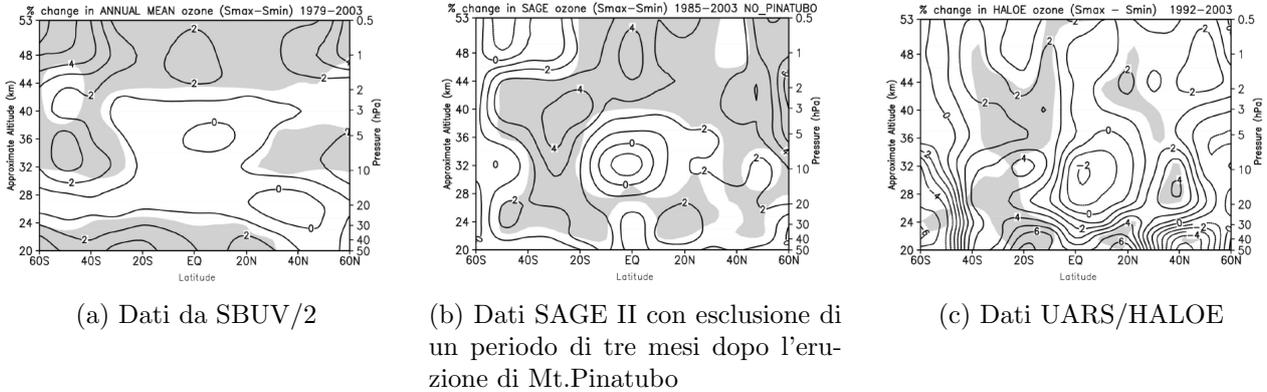


Figura 40: Variazione percentuale dell'ozono tra il massimo e il minimo solare, mediata per zone, tra il 1992 e il 2003. Aree ombreggiate segnano il 95% di confidenza statistica. Fonte: (Soukharev e Hood 2006)

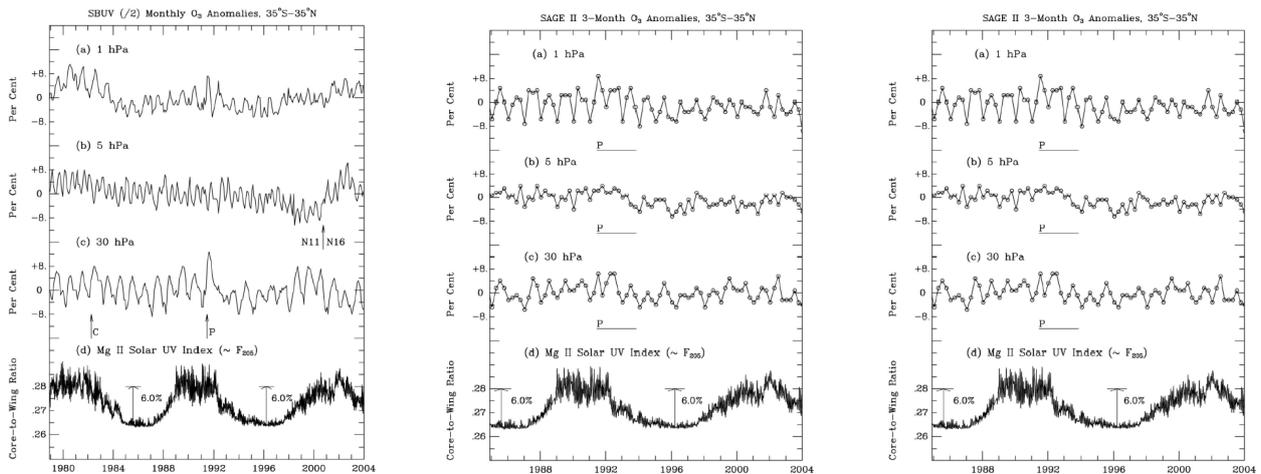


Figura 41: Deviazione dal valore medio, mensile, dell' $O_3$  ai tropici ( $35^{\circ}S - 35^{\circ}N$ ) a diverse altitudini. In ciascun pannello: a) 1 hPa; b) 5 hPa; c) 30 hPa . Variazione della radiazione ultravioletta sondata con indice Mg II. C e P indicano le eruzioni di El Chichón (1982) e Mt. Pinatubo (1991). Fonte: (Soukharev e Hood 2006)

Nella figura (40) sono riportate le variazioni percentuali dell'ozono rispetto a latitudine e longitudine, dallo studio di (Soukharev e Hood 2006). Nella figura (41), invece, è mostrata la variazione temporale mediata spazialmente sulla fascia dei tropici ( $35^{\circ}S-35^{\circ}N$ ), focalizzandosi su diverse altitudini e confrontando con la variazione della radiazione ultravioletta, sondata con l'indice Mg II. I tre dataset utilizzati sono quelli degli strumenti: Solar Backscatter Ultraviolet Radiometer (SBUV/2) sui satelliti

della NOAA (11 e 16); Stratospheric Aerosol and Gas Experiment (SAGE II); Halogen Occultation Experiment a bordo dell'Upper Atmosphere Research Satellite (UARS/HALOE), con misure tra il 1979 e il 2003. Le differenze tra i dati sono dovute ai diversi campionamenti e strumenti (Soukharev e Hood 2006). Nonostante il differente aspetto dei grafici, si nota la struttura a due picchi positivi ed uno nullo o negativo tra questi. Le variazioni sono più evidenti ai poli. Lo studio suggerisce che i valori più attendibili della risposta dell'ozono al ciclo solare siano quelli dei dati SBUV. La bassa risposta dei dati HALOE all'equatore potrebbe essere dovuta al campionamento; lo strumento è stato inoltre progettato soprattutto per l'alta stratosfera: una risposta inferiore in quella bassa potrebbe essere anche dovuta a questo fatto (Soukharev e Hood 2006). Nei grafici sono anche indicate con una C e una P le eruzioni vulcaniche di El Chichón (1982) e Mt. Pinatubo (1991). L'aumento di  $O_3$  a 30 hPa, rilevato vicino alle eruzioni, potrebbe essere dovuto ad una riflessione della luce dai solfati in stratosfera e non essere, quindi, un vero aumento dell'ozono (Soukharev e Hood 2006).

Oltre ad agire direttamente sulla fotochimica dell'ozono, l'aumento di radiazione incidente durante il massimo solare produce un aumento localizzato di temperatura di 1-2 K appena al di sotto della stratopausa equatoriale (Frame e L. J. Gray 2010, Solanki, Natalie A Krivova e Haigh 2013, Kodera e Kuroda 2002). Poiché l'ozono è il gas principale che causa il riscaldamento della stratosfera (L. J. Gray et al. 2010), si stima che il 40% dell'aumento di temperatura sia dovuto all' $O_3$  ed il restante all'effetto diretto della radiazione (Frame e L. J. Gray 2010, L. J. Gray et al. 2010). E' inoltre presente un riscaldamento nella bassa stratosfera sub-tropicale (Solanki, Natalie A Krivova e Haigh 2013, L. J. Gray et al. 2010).

Nelle figure (42, 43) sono mostrati l'andamento delle anomalie tra il 1996 e il 2015 e le variazioni percentuali per ozono e temperatura in stratosfera dovute ad effetti solari.

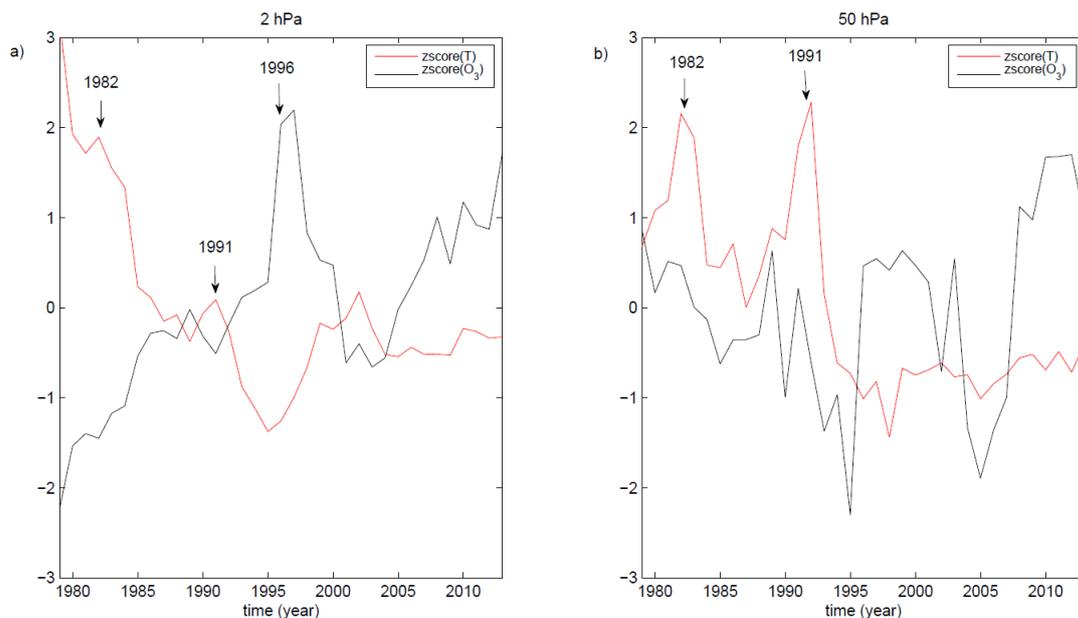


Figura 42: Media annuale e globale (pesata per area) delle anomalie di  $O_3$  e T a 2 hPa (a) e 50 hPa (b). Indicati il 1996 (anno di inizio dell'assimilazione dati di GOME) e 1982 e 1991 (anni di eruzione di El Chichón e Mt. Pinatubo). Fonte: (Bordi, Berrilli e Pietropaolo 2015)

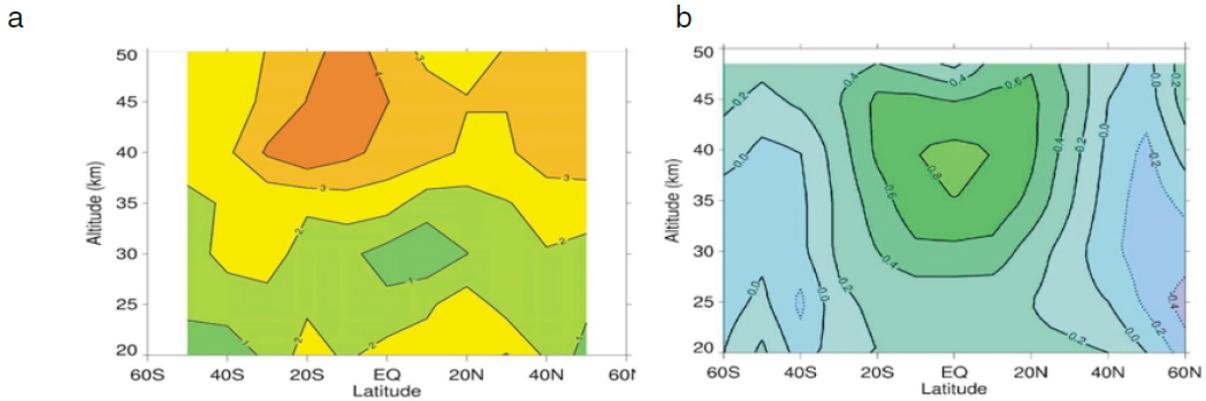


Figura 43: a) Variazione percentuale dell'ozono stratosferico dovuta ad effetti solari (SPARC, 1998). b) Variazione temperatura stratosferica (in K) attribuita ad effetti del ciclo solare (WMO, 1999). Fonte: (McConnell e Jin 2008)

Generalmente l'aumento della temperatura porta ad un aumento del tasso di distruzione dell'ozono. In alta stratosfera (dove prevale il bilancio radiativo) un aumento della temperatura porta alla diminuzione dell'ozono. La correlazione tra l'aumento di temperatura in bassa stratosfera e l'aumento dell'ozono è in contraddizione con le cinetiche chimiche: ciò indica che qui il bilancio dell'ozono è principalmente governato dal trasporto (Sekiyama et al. 2006).

Ad alte latitudini e a basse altezze atmosferiche, l'abbondanza di ozono cresce in inverno grazie al trasporto e si riduce in estate a causa della distruzione fotochimica. Nella media stratosfera, le variazioni annuali di ozono sono principalmente dovute al rateo di produzione di  $O$  e  $O_3$ . Nell'alta stratosfera, le variazioni di ozono sono principalmente dovute al ciclo termico in atmosfera (Bordi, Berrilli e Pietropaolo 2015).

Nella bassa stratosfera c'è una correlazione positiva tra l'aumento del flusso UV e l' $O_3$ ; nell'alta stratosfera, invece, all'aumento dell'UV l' $O_3$  diminuisce (Bordi, Berrilli e Pietropaolo 2015).

Si pensa che la risposta positiva dell'ozono nella bassa atmosfera sia la principale causa di variazione della colonna totale di ozono (L. J. Gray et al. 2010): dai dati del Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) si stima che partecipi per l'85 % (Soukharev e Hood 2006).

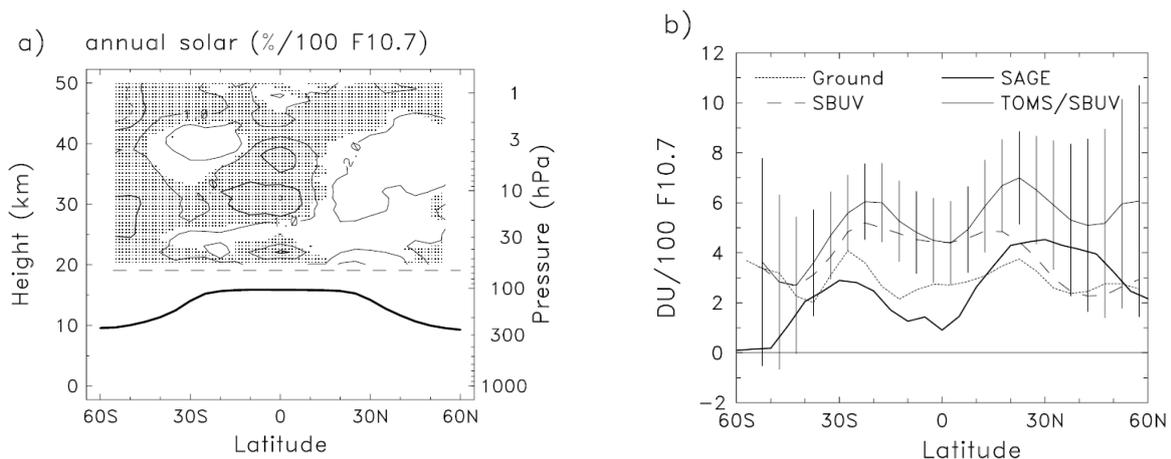


Figura 44: a) Cross section nel segnale solare. Percentuale per 100 unità di F10.7. Le ombreggiature indicano che il fit non è statisticamente significativo. b) Profilo longitudinale delle variazioni del ciclo solare in funzione della latitudine (atm cm) dai dati SAGE I/II (tra 20 e 50 km) e colonna di ozono da rilevazioni da terra, SBUV e TOMS/SBUV combinati. Le barre di errore su TOMS/SBUV rappresentano incertezze di  $2\sigma$ . Fonte: (Haigh 2007 da Randel e Wu 2007).

## 4.1 Ultravioletto

La radiazione solare viene assorbita a diverse altezze nell'atmosfera terrestre: intorno alla lunghezza d'onda della  $Ly_\alpha$  (121.6 nm) la penetrazione è circa 70km; alle bande di Schumann-Runge fino a 40-60km; a 205 nm fino a 30 km; tra i 205 e 300 nm resta a 30-35km. Quindi la massima penetrazione della radiazione ultravioletta si ha per 205 nm, la quale variazione è di circa il 6% nel ciclo solare (Lon L Hood 2004).

L'aumento del flusso UV dissocia più molecole di  $O_2$ , aumentando la disponibilità di ossigeno atomico per la formazione dell' $O_3$  (Egorova et al. 2004).

L'effetto della radiazione ultravioletta si esprime, però, anche nella creazione di ODS. Ad esempio, la radiazione intorno alla  $Ly_\alpha$  a 121.6 nm, il cui flusso varia di 1.5 volte tra il massimo e il minimo solare, può impattare (a 60 km di altitudine) sulla fotolisi del vapore acqueo, rilasciando poi molecole  $HO_x$  (McConnell e Jin 2008). Al massimo solare quindi l'ozono è diminuito dall'aumento di  $HO_x$  dovute alla fotolisi dell' $H_2O$  tramite  $Ly_\alpha$  (Egorova et al. 2004).

Nell'estremo ultravioletto (EUV) la radiazione può variare anche di un fattore tre. Questa può ionizzare  $N_2$  e  $O_2$  o produrre elettroni secondari energetici che a loro volta dissociano  $N_2$  e  $O_2$ . Successive reazioni generano inoltre  $NO$  in termosfera, che discende poi nella mesosfera, agendo come ODS (McConnell e Jin 2008).

Alla latitudini polari, nei periodi di illuminazione, l' $NO$  è foto-dissociato in termosfera e produce  $N(^4S)$  che reagisce con  $NO$  per formare azoto molecolare (McConnell e Jin 2008):



o riformare  $NO$  reagendo con  $O_2$  e  $OH$  (con reazioni molto dipendenti dalla temperatura) (McConnell e Jin 2008):



Al di fuori dei poli, invece,  $NO$  termosferico è dissociato nell'alta mesosfera, bloccando così ogni potenziale impatto sulla stratosfera (McConnell e Jin 2008).

A causa della variazione della radiazione ultravioletta, la produzione di  $NO_y$  segue all'incirca il ciclo solare, con una massima produzione al massimo solare e una minima al minimo (C. Jackman et al. 2008).

In figura (45) è mostrato schematicamente il profilo di risposta all'UV dell'ozono, sotto gli 0.5 hPa (55 km).

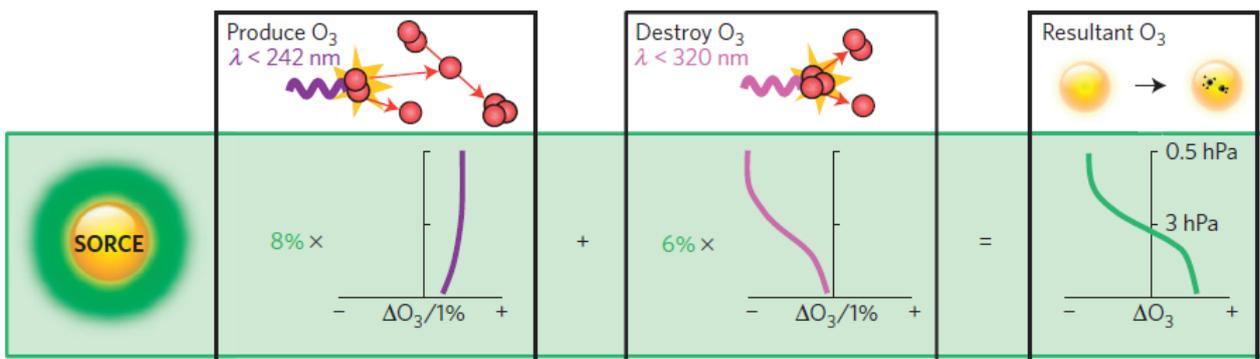


Figura 45: Risposta della fotolisi a flusso UV integrato sotto i 242 nm (produzione  $O_3$ ), sotto i 320 nm (distruzione  $O_3$ ) e risultato totale, dai dati da SORCE. Fonte: (Ball et al. 2016)

## 4.2 Particelle solari (SEPs)

Il Sole emette normalmente un flusso di particelle che si disperde nel sistema solare, chiamato vento solare. Periodicamente, però, vi sono eventi eruttivi come brillamenti ed espulsioni di massa coronale, che risultano in un intenso flusso di particelle nello spazio interplanetario (C. Jackman et al. 2008). Tali eruzioni sono più frequenti durante il massimo solare (Charles H Jackman, Richard D McPeters e Bhartia 2000). Quando queste particelle energetiche colpiscono la Terra, il fenomeno viene detto "evento di protoni solari" (SPE da Solar Proton Event), così chiamato poiché la maggior parte delle particelle emesse sono appunto protoni, con energie tra i 1 e 500 MeV (McConnell e Jin 2008); il flusso di protoni è accompagnato poi da un vario spettro di ioni pesanti (L. J. Gray et al. 2010).

I più forti SPEs degli ultimi 45 anni sono stati, dal più debole al più forte: ottobre 2003, luglio 2000, agosto 1972, ottobre 1989 (C. Jackman et al. 2008). Nella tabella (2) sono riportati i maggiori 15 eventi di SPEs negli ultimi 45 anni.

Tabella 2: Principali SPEs negli ultimi 45 anni, produzione  $NO_y$  in Gigamoli.  $1 Gmol = 6.02 \times 10^{32}$  atomi o molecole. Fonte (C. Jackman et al. 2008)

Data del SPE	Rank	Produzione $NO_y$ calcolata nella media atmosfera
19-27 Ottobre 1989	1	11.0
02-10 Agosto 1972	2	6.0
14-16 Luglio 2000	3	5.8
28-31 Ottobre 2003	4	5.6
05-07 Novembre 2001	5	5.3
09-11 Novembre 2000	6	3.8
24-30 Settembre 2001	7	3.3
13-26 Agosto 1989	8	3.0
23-25 Novembre 2001	9	2.8
02-07 Settembre 1966	10	2.0
15-23 Gennaio 2005	11	1.8
29 Settembre-3 Ottobre 1989	12	1.7
29 Gennaio- 1 Febbraio 1967	13	1.6
23-29 Marzo 1991	14	1.5
07-17 Settembre 2005	15	1.5

Il campo magnetico terrestre ha influenza sui protoni (in quanto particelle cariche) e ne permette un completo accesso alle regioni polari (oltre i  $60^\circ$  di latitudine). L'area influenzata è chiamata regione di calotta polare. Particelle più energetiche possono aumentare la loro area di influenza (Charles H Jackman, Eric L Fleming e Francis M Vitt 2000): oltre di essa gli effetti diretti sono trascurabili.

L'ozono, però, può subire influenze dai SPEs anche a latitudini inferiori. Le particelle in ingresso nell'atmosfera perdono, infatti, energia principalmente nella creazione di una coppia di ioni (Charles H Jackman, Eric L Fleming e Francis M Vitt 2000): una coppia di ioni è creata quando un protone che precipita rimuove un elettrone (chiamato elettrone secondario) da un atomo o molecola neutra, lasciando uno ione positivo; l'energia necessaria è di circa 35 eV (C. Jackman et al. 2008). Il protone dà energia agli elettroni secondari e questi causano ulteriori ionizzazioni in atmosfera (Charles H Jackman, Richard D McPeters e Bhartia 2000).

Le molecole di  $N_2$  ed  $O_2$  vengono dissociate e successive catene chimiche generano  $NO_y$ , il cui picco di produzione è a 30 km circa. Anche il vapore acqueo viene scisso, causando poi la generazione di specie  $HO_x$  (McConnell e Jin 2008, C. Jackman et al. 2008).

L'effetto combinato di  $HO_x$  e  $NO_y$  porta anche a diminuzioni del 30-40% ai poli (C. Jackman et al. 2008); tuttavia queste due specie hanno comportamenti differenti.

Gli  $HO_x$  hanno breve tempo di vita, nella scala delle ore (McConnell e Jin 2008, Charles H Jackman, Eric L Fleming e Francis M Vitt 2000): essi tendono, infatti, a ricombinarsi per riformare vapore acqueo, secondo la reazione (Charles H Jackman, Richard D McPeters e Bhartia 2000):



Discorso diverso, invece, per i  $NO_y$  prodotti dai SPEs: queste molecole hanno tempi vita anche nell'ordine dei mesi. Oltre a distruggere localmente l'ozono, una volta trasportati agiscono anche a latitudini inferiori, persistendo per molto tempo (C. Jackman et al. 2008). A 60 km, ad esempio, il tempo di vita si aggira intorno alle settimane, mentre, se le molecole vengono trasportate ad altitudini inferiori, la schermatura dai fotoni UV fa sì che possano essere rimosse solo per ulteriore trasporto verso la troposfera (McConnell e Jin 2008).

La produzione di  $NO_y$  dovuta ai SPEs può essere significativa, tanto da essere paragonabile alla quantità normalmente generata attraverso l'ossidazione indotta dagli UV solari nella media atmosfera (C. Jackman et al. 2008). In figura (46) è mostrata la produzione di  $NO_y$  a causa dei SPEs, confrontata temporalmente con il ciclo delle macchie solari.

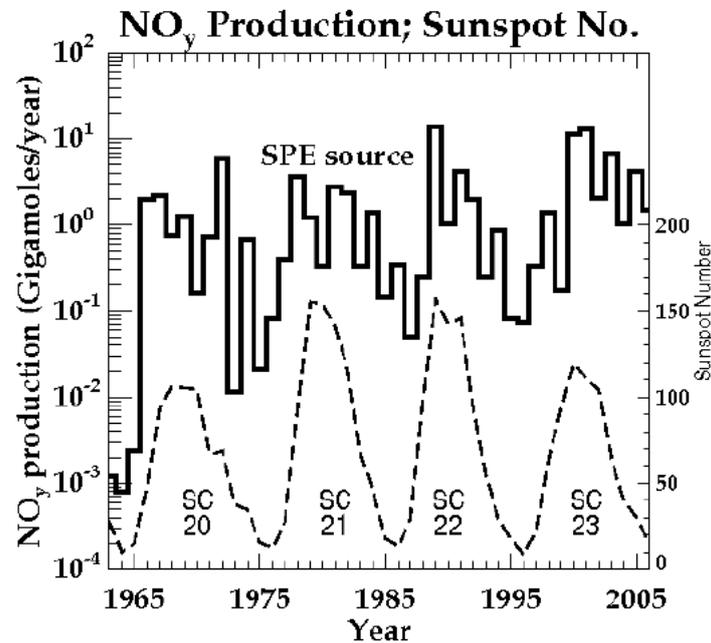


Figura 46: Produzione di  $NO_y$  per anno nella media atmosfera dai SPEs, confrontate con il numero di macchie solari SN (tratteggi) con indicazione dei cicli solari (SC). Fonte: (C. Jackman et al. 2008)

Contro intuitivamente, l'aumento di  $NO_y$  ha anche un effetto di difesa nei confronti dell'ozono: queste specie possono, infatti, interferire con i radicali cloro e bromo nella bassa stratosfera, rallentando la distruzione da parte di quest'ultimi (Charles H Jackman, Richard D McPeters e Bhartia 2000).

### 4.3 Particelle aurorali

Altre particelle energetiche che causano la produzione di  $NO_y$  sono gli elettroni energetici (circa 100 KeV, McConnell e Jin 2008) nella regioni aurorali della magnetosfera (principalmente ai poli). Questi elettroni possono essere intrappolati nella magnetosfera e, stimolati dal vento solare veloce, essere accelerati, precipitare e penetrare nell'atmosfera (fino a 70km) sulle regioni aurorali e sub aurorali, generando  $NO_y$  per dissociazione di molecole  $N_2$  e  $O_2$  (Rozanov et al. 2005, Charles H Jackman, Richard D McPeters e Bhartia 2000).

Le precipitazioni di elettroni energetici (EEPs da Energetic Electron Precipitations) sono più frequenti ed intense durante le fasi di declino dell'attività solare (Rozanov et al. 2005).

Gli EEPs producono una sostanziale quantità di  $NO_y$  in tutte le stagioni, ma la variazione di  $NO_y$

risulta maggiore durante gli inverni ai poli, a causa dell'accumulo di sostanze in atmosfera durante questo periodo (Rozanov et al. 2005).

Un successivo trasporto avviene, poi, nelle stagioni calde verso la stratosfera sopra le medie e tropicali latitudini, dove l'impatto sull'ozono prosegue (Rozanov et al. 2005).

In figura (47) è riportata la variazione percentuale di ozono dovuta agli EEPs.

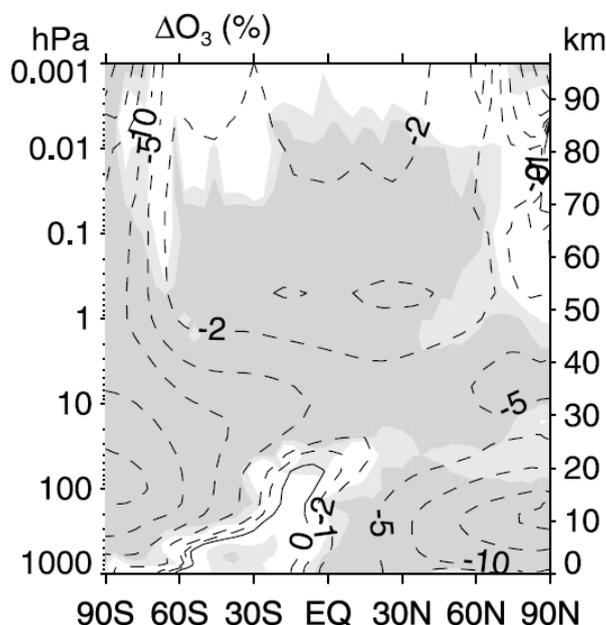


Figura 47: Media annua percentuale di variazione di ozono dovuta alla precipitazione di elettroni energetici (EEPs). Le zone ombreggiate scure sono regioni dove le variazioni hanno una significativa statistica di più del 20% e quelle ombreggiate chiare più del 5%. Fonte: (Rozanov et al. 2005) con dati dall'American Geophysical Union (AGU)

#### 4.4 Raggi Cosmici

Un'altra fonte di particelle energetiche, che causano ulteriore formazione di specie  $NO_y$ , sono i raggi cosmici. Questi sono particelle energetiche ( $E > 1$  GeV) provenienti dalla Galassia (GCRs da Galactic Cosmic Rays). Il campo magnetico del Sole ed il vento solare schermano dalla penetrazione dei GCRs nel sistema solare: durante il minimo solare l'influenza del campo magnetico è, però, minore e più GCRs raggiungono la Terra (Solanki, Natalie A Krivova e Haigh 2013, L. J. Gray et al. 2010). La modulazione solare dei raggi cosmici può variare fino al 30% durante il ciclo solare (Kondratyev e Varotsos 1996).

Il flusso di GCRs perde energia principalmente nella bassa stratosfera ed alta troposfera, con un picco a 15 km, dove è causata la ionizzazione e dissociazione di varie molecole (McConnell e Jin 2008) che portano, poi, alla generazione di  $NO_y$ . L'aumento di specie come  $HO_x$  e  $NO_y$  in atmosfera causa, quindi, la diminuzione dell'ozono.

Vi è però un fenomeno che rallenta questa distruzione: se l' $O_3$  diminuisce negli strati più alti della stratosfera, una maggiore quantità di radiazione UV può penetrare negli strati più bassi, aumentando la dissociazione dell' $O_2$  (la cui densità aumenta al diminuire dell'altitudine), generando più ozono. Questo fenomeno è conosciuto come "self-healing" dell'ozono (C. Jackman et al. 2008, Charles H Jackman, Eric L Fleming e Francis M Vitt 2000).

#### 4.5 Effetti indiretti

Oltre ad influenzare in modo diretto la fotochimica dell'ozono, attraverso la variazione della radiazione ultravioletta e la creazione di ODS con SPEs, EEPs e modulazione dei raggi cosmici, il Sole agisce anche indirettamente sull'ozono stratosferico. Poiché le circolazioni atmosferiche hanno tra le fonti principali

i gradienti termici tra le varie zone dell'atmosfera, e la fonte principale di energia è la radiazione Solare, una variazione nell'irradianza solare può modificare gli equilibri energetici determinanti le circolazioni (Kodera e Kuroda 2002).

Fare una stima quantitativa dell'influenza della variabilità solare sui cambiamenti nelle circolazioni atmosferiche non è semplice, essendo i rapporti particolarmente non lineari.

Un segnale collegato al ciclo solare si è rilevato essere la QBO. La durata della fase est della QBO al massimo solare è circa di 3 mesi inferiore rispetto a quando la fase capita al minimo (McCormack, Siskind e Hood 2007). Si stima che la QBO possa essere importante nel determinare la risposta dell'ozono alla variabilità solare, a basse latitudini (Austin et al. 2008).

La presenza di ozono in bassa stratosfera è principalmente dominata dal trasporto (qui i tempi vita delle specie sono molto maggiori rispetto all'alta stratosfera, dove domina la fotochimica): modifiche nella circolazione, quindi, impattano principalmente in questa zona (Sekiyama et al. 2006, Solanki, Natalie A Krivova e Haigh 2013).

Durante l'inverno ai poli, ad esempio, le temperature nella bassa stratosfera dipendono dalla fase della QBO: una correlazione positiva si ha a 30 hPa (25 km) tra le temperature del polo nord quando QBO è nella fase ovest e si ha correlazione negativa (anche se più debole) quando QBO è in fase est. Inverni più caldi sono associati ad una maggiore frequenza di improvvisi riscaldamenti stratosferici: ciò si applica solo quando il Sole è meno attivo e la relazione è inversa quando il Sole è più attivo. Questo quadro complesso va ad influire sugli equilibri dell'ozono (Haigh 2010).

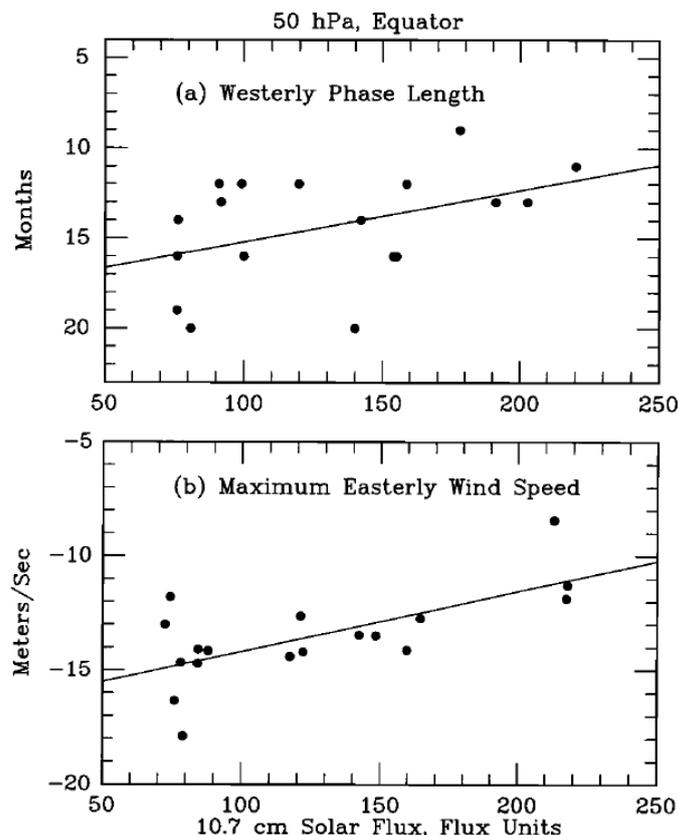


Figura 48: a) Durata della fase ovest della QBO a 50 hPa basata sul dataset NCEP -50 hPa-equatorial wind (National Center for Environmental Predictions) per un periodo di 40 anni, contro l'indice F10.7. b) Velocità massima del vento nella fase est durante ogni ciclo QBO, contro l'indice F10.7. Le linee solide sono rette di regressione. Fonte: (Lon L Hood 2004)

All'equatore l' $O_3$  presenta una variazione con periodicità simile a quella dei venti equatoriali della QBO e la sua magnitudine è variabile e non lineare rispetto alla variazione dei venti; questa è la principale componente di variazione inter-annuale dell'ozono (Lee e Smith 2003).

Inoltre, ogni massimo e minimo solare dura circa 3-4 anni, che non è un multiplo esatto della durata

della QBO (27-28 mesi), e cercando di stimare l'influenza del ciclo solare sull'ozono con una semplice differenza tra i valori al massimo e al minimo si potrebbe ottenere una contaminazione dovuta alle variazioni associate alla QBO (Lee e Smith 2003).

Altro effetto indiretto è, ad esempio, la circolazione BD, che è diminuita durante il massimo solare (Kodera e Kuroda 2002). Considerare il ciclo BD nei modelli sembra aumentare la sensibilità dell' $O_3$  al ciclo solare (Austin et al. 2008).

Modellare l'ozono è quindi molto complesso, poiché ci sono risposte al segnale solare sia nelle circolazioni sia nelle variazioni delle temperature, che influiscono sui ratei di distruzione (Lee e Smith 2003). In figura (49) sono riportati vari profili di risposta dell'ozono al segnale solare, sia dai dati di alcuni satelliti sia da modelli: è evidente come i modelli faticino a riprodurre il profilo misurato, prova che il sistema di interazioni non è ancora stato compreso a fondo.

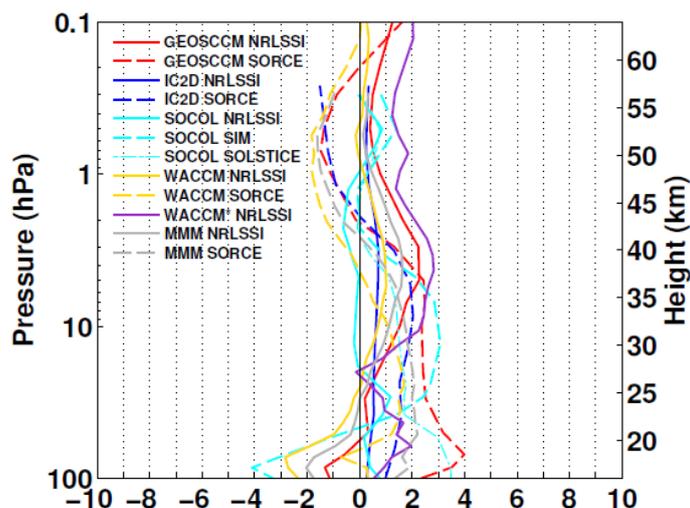


Figura 49: Risposta dell'ozono al segnale solare tra gennaio 2004 e 2007 mediato tra 25°S e 25°N calcolata da vari modelli (linee solide) e dai dati (tratteggi). Fonte: (Ermolli et al. 2013)

## 5 Analisi dati

Per analizzare la correlazione tra attività solare ed ozono stratosferico, si è scelto di concentrarsi sul rapporto tra la variabilità ultravioletta nell'irradianza solare e la concentrazione di ozono in atmosfera, come colonna totale.

### 5.1 L'indice Mg II

Per quantificare la variabilità ultravioletta è necessario un indice che abbia una buona correlazione con le variazioni a 200-300 nm, che abbia misurazioni giornaliere e rispecchi le variabilità a breve periodo e i quali dati ricoprano più di un ciclo solare, per poter vedere le variazioni di lungo periodo e la relativa fase (DeLand e Cebula 1993).

Un indice che quantifica l'attività solare ed adatto per questo range spettrale è l'indice Mg II. Tra gli indici elencati nella sezione 2, questo è quello che meglio correla con la radiazione ultravioletta: le righe utilizzate vengono prodotte in cromosfera ed è presente una buona risposta su tempi scala brevi (Floyd et al. 2005).

Ad esempio, mentre l'indice F10.7 presenta un appiattimento sul ciclo di 27 giorni (Heath e Schlesinger 1986), l'indice Mg II ne segue le variazioni (Floyd et al. 2005).

Uno studio di (Dudok de Wit et al. 2009) riporta, in particolare, l'indice Mg II come il migliore per sondare il FUV, a tutte le scale temporali. La radiazione nel FUV è quella che dissocia le molecole di  $O_2$ , quindi la più importante per l'impatto della radiazione solare sull'ozono.

Il core-to-wing ratio del Mg II è calcolato dal rapporto tra le righe k e h a 279,56 nm e 280,27 nm,

molto variabili e prodotte in cromosfera e le ali, prodotte in fotosfera e poco variabili. La risoluzione spaziale degli strumenti di misure del Mg II Index vanno da 0.1 a 1.1 nm ed è importante che le misure delle ali fotosferiche siano prese abbastanza lontane dalle linee h e k per evitare che le righe nel core contaminino le ali (Vierrick et al. 2004). In figura (50) è mostrato lo spettro ultravioletto solare, con un focus sulla regione utilizzata per l'indice Mg II.

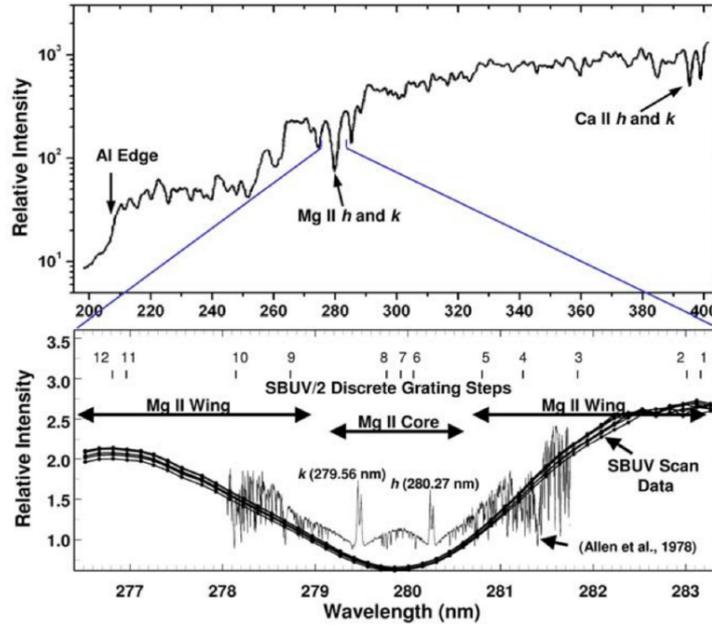


Figura 50: Sopra: spettro solare UV da NOAA 9 SBUV/2. Sotto: dettagli dello spettro UV intorno ai 280 nm. Nel pannello sotto sono riportati uno spettro ad alta risoluzione, uno a bassa risoluzione e gli step dati dal grating dello spettrografo di SBUV. Fonte: (Vierrick et al. 2004).

Costruire l'indice utilizzando un rapporto rende stabile la misura rispetto a trend di lungo periodo di sensibilità strumentale: fintanto che la variazione di sensibilità riguarda sia le lunghezze d'onda del core sia quelle delle ali, il rateo si mantiene (Vierrick et al. 2004).

Poiché l'indice Mg II è dato da un rapporto di irradianze, le variazioni strumentali dipendenti dalla lunghezza d'onda si cancellano: sul range utilizzato di 7 nm, le possibili variazioni sono lineari con la lunghezza d'onda e scegliere lunghezze d'onda nelle ali distanziate equamente dal core elimina la maggior parte degli artefatti dipendenti dalla lunghezza d'onda (DeLand e Cebula 1993). Questo funziona ancora meglio se si tratta ciascuna rotazione di 27 giorni come indipendente, così da escludere un eventuale degrado da un ciclo all'altro (Heath e Schlesinger 1986). Essendo un rapporto, anche i possibili errori di calibrazione assoluta sono rimossi (DeLand e Cebula 1993).

Una formula che quantifica il rateo è:

$$I = \frac{4(E_{279.8} + E_{280.0} + E_{280.2})}{3(E_{276.6} + E_{276.8} + E_{283.2} + E_{283.4})} \quad (34)$$

dove  $E_\lambda$  è l'irradianza alla lunghezza d'onda  $\lambda$  (Snow et al. 2014). Assumendo che l'indice Mg II venga modulato dalle strutture brillanti (faculae, network) (Penza, Bertello et al. 2023) correlano l'indice con la copertura delle faculae:

$$Mg\ II(t) = 2 \frac{\alpha_f(t) I_f^{(core)} + (1 - \alpha_f(t)) I_q^{(core)}}{\alpha_f(t) I_f^{(cont)} + (1 - \alpha_f(t)) I_q^{(cont)}} \quad (35)$$

con  $\alpha_f$  la copertura relativa delle faculae,  $I$  l'integrale dell'intensità di radiazione,  $f, q$  ad indicare rispettivamente faculae e quiet-Sun e  $core, cont$  il core e il continuo (ali). Normalizzando all'intensità del quiet-Sun:

$$\frac{Mg II(t)}{Mg II_q} = \frac{\alpha_f(t)\delta^{(core)} + 1}{\alpha_f(t)\delta^{(wing)} + 1} \quad (36)$$

con  $\delta^{(core)}, \delta^{(wing)}$  contrasti relativi tra faculae e quiet-Sun, al core e sulle ali. Facendo un fit con l'indice Mg II di Bremen e scegliendo un valore del Mg II del quiet-Sun  $Mg II_q = 0.14999$  (come al minimo tra il ciclo 21 e 22) lo studio riporta valori per i contrasti di:

$$\begin{aligned} \delta^{(core)} &= 3.708 \pm 0.007 \\ \delta^{(wing)} &= 1.312 \pm 0.006 \end{aligned} \quad (37)$$

La variazione del flusso ad una certa lunghezza d'onda e in un certo periodo  $\Delta F(\lambda, t)$  è stimata essere correlata linearmente alla variazione dell'indice Mg II attraverso la formula (DeLand e Cebula 1993):

$$\Delta F(\lambda, t) = F_S(\lambda) \times \Delta Mg II_C(t) \quad (38)$$

con  $\Delta Mg II_C$  in percentuale.

Vari satelliti hanno sondato questo indice, da quando sono iniziate le rilevazioni dello spettro solare. Un dataset che raccoglie le misure per il core-to-wing rateo del Mg II è l'indice composito Mg II index di Bremen (<https://www.iup.uni-bremen.de/gome/gomengii.html>). Qui i dati raccolti da diversi satelliti sono calibrati ad un valore comune e combinati.

Gli strumenti utilizzati sono i seguenti:

- Solar Backscattering UltraViolet radiometers (SBUV/2) a bordo di vari satelliti della NOAA. Le misurazioni sono iniziate nel 1978 con NOAA 9. La risoluzione è di 1.1 nm.
- SOLar-STellar Irradiance Comparison Experiment (SOLSTICE) a bordo del SOLar Radiation and Climate Experiment (SORCE), a conduzione NASA. Risoluzione 0.1 nm.
- Solar Irradiance Monitor (SIM) a bordo di SORCE, a conduzione NASA. Misurazioni dal 2003. Risoluzione 0.1 nm.
- Global Ozone Monitoring Experiment (GOME) sull'European Remot Sensing (ERS-2) a conduzione ESA, dal 1995 al 2011. Risoluzione 0.17 nm.
- SCanning Imaging Absorption Spectrometer for Atmospheric CHartograpY (SCIAMACHY) a bordo dell'ENVironmental SATellite (ENVISAT), conduzione ESA, dal 2002 al 2012. Risoluzione 0.2 nm.
- GOME-2 a bordo di Metop A dal 2006 e Metop B dal 2012, conduzione ESA. Risoluzione 0.3 nm.

In figura (51) si possono vedere i dati raccolti da vari satelliti ed una composizione di (Viereck et al. 2004) tra il 1978 e il 2004. Le differenze tra i dataset sono dovute a molti fattori come, ad esempio, risoluzione strumentale e tecnica di analisi. Tuttavia, se ciascun dataset è autoconsistente, i vari dataset correlano bene tra di loro (Viereck et al. 2004).

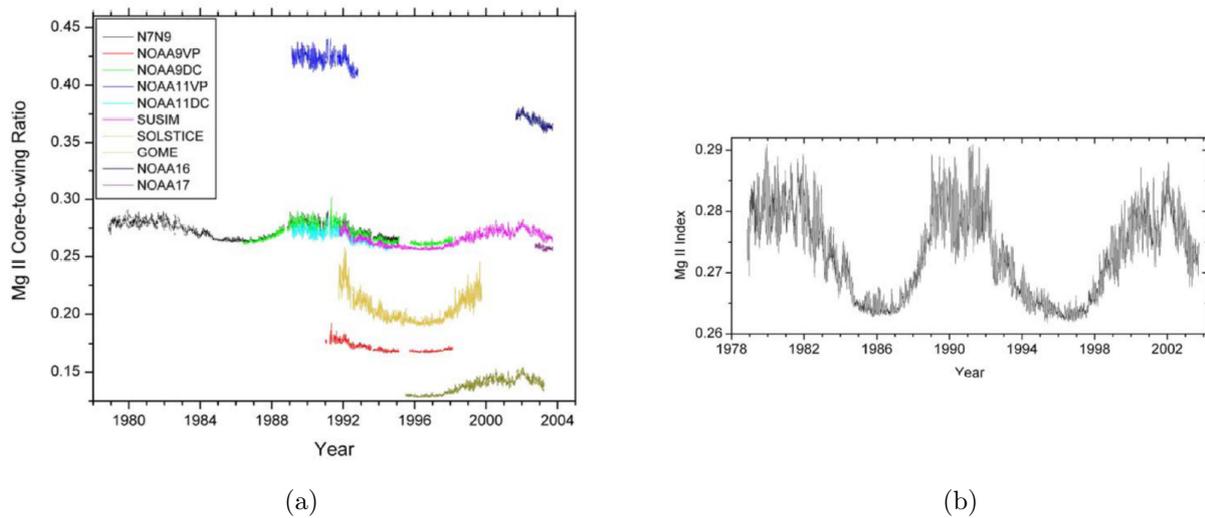


Figura 51: Mg II core-to-wing rateo per vari dataset (a) utilizzati per la composizione (b). Valori tra il 1978 e il 2004. Fonte: (Viereck et al. 2004)

L'indice composto di Bremen utilizza fino al 1992 i dati di SBUV; dal 1992 al 1995 quelli di UARS SOLSTICE; dal 1995 al 2002 GOME; 2002-2008 SCIAMACHY e dal 2009 in poi quelli di GOME-2. Per colmare i dati mancati viene utilizzato l'indice F10.7, riscalandolo adeguatamente o utilizzando spline cubiche per ricostruire l'andamento. Gli errori stimati per i vari dataset spaziano tra 0.45% e 1.5% (Viereck et al. 2004).

In figura (52) è riportato un esempio di spettro nella regione del Mg II preso da GOME e una composizione di vari dati dal 2001 al 2013.

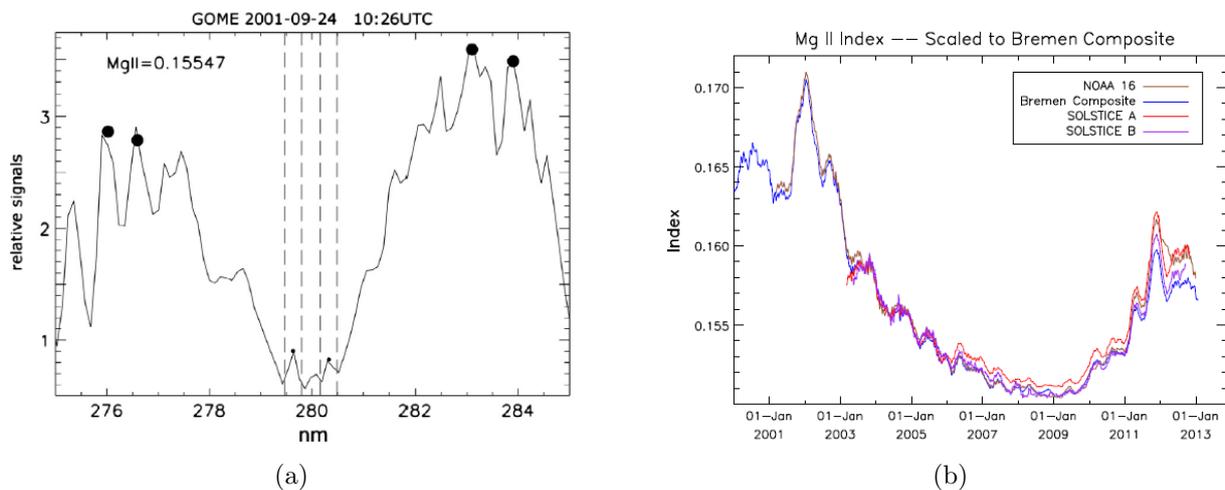


Figura 52: a) Regione del doppietto del Mg II come osservata da GOME il 21 settembre 2001. I punti neri sono le regioni dello spettro utilizzate per calcolare l'indice. b) Serie temporale tra il 2001 e il 2013 riscalata all'indice Mg II di Bremen. In blu il composito di Bremen, in marrone i dati NOAA 16 e in rosso e viola rispettivamente dati SOLSTICE A e B. Fonte: (Snow et al. 2014)

## 5.2 Colonna totale di ozono

Per quantificare le concentrazioni di ozono e le loro variazioni, i dati sono stati presi da Copernicus Climate Change Service Climate Data Store (C3S-CDS). Quelli utilizzati fanno parte dei "Ozone monthly gridded data from 1970 to present derived from satellite observations". Nello specifico, sono utilizzati quelli relativi alla concentrazione in atmosfera di ozono ( $mol\ m^{-2}$ ) come colonna totale,

dal dataset TC\_GTO-ECV (Total Coloumn\_GOME type Total Ozone - Essential Climate Variable), che combina dati da vari strumenti/satelliti. I dati hanno media mensile, spaziano dal 1995 al tempo attuale e sono aggiornati ogni 4 mesi. Le misure sono fatte su tutto il globo, con risoluzione latitudine-longitudine di  $1^\circ \times 1^\circ$ . Le versioni utilizzate sono le v0100 (1996-2016), v1000 (2017-2021). Le misure sono ottenute a partire dai valori di radiazione ultravioletta scatterata, rilevata da strumenti nadir-view a bordo dei satelliti; un algoritmo converte poi in valori di concentrazione di ozono. L'incertezza totale dei dati è del 3%. La stabilità è di 3% per decade.

I dati utilizzati provengono da:

- Global Ozone Monitoring Experiment (GOME) a bordo di ERS-2, conduzione ESA. Da aprile 1995 a giugno 2011. Ground-pixel:  $320 \times 40 \text{ km}^2$ .
- Scanning Imaging Absorption Spectrometer for Atmospheric CHartographyY (SCIAMACHY) a bordo dell'ENVIRONMENTAL SATellite (ENVISAT), conduzione ESA. Dal 2002 al 2012. Ground-pixel:  $30 \times 60 \text{ km}^2$ .
- GOME-2 a bordi di Metop-A, conduzione ESA. Ground-pixel:  $80 \times 40 \text{ km}^2$ . Dati da gennaio 2007, continuato nel 2012 a bordo di Metop-B e da novembre 2018 a bordo di Metop-C.
- Ozone Monitoring Instrument (OMI) a bordo di AURA, conduzione NASA. Ground-pixel:  $13 \times 24 \text{ km}^2$ . Dal 2004 al tempo attuale.

I dati contengono, per ciascun valore di latitudine-longitudine, la media mensile della colonna totale di ozono in  $\text{mol m}^{-2}$  e la deviazione standard della misura.

I dati presi dai sensori UV sono detti di livello 1. I dati vengono, poi, processati al livello 2, passando a valori della colonna totale di ozono per ground-pixel, con l'algoritmo GODFIT (GOME-type Direct-FITting retrieval algorithm). Dettagli sull'algoritmo si possono trovare in (Van Roozendaal et al. 2012). I dati di livello 2 sono, in seguito, processati al livello 3 in una mappa di  $1^\circ \times 1^\circ$  in latitudine e longitudine. I dati di ciascun satellite sono processati separatamente, ottenendo come risultato la media mensile per ciascun punto della griglia. I dati dai vari satelliti sono, infine, combinati nel dataset GTO-ECV. Dettagli sull'algoritmo in (Coldewey-Egbers et al. 2015). Nel calcolare la media mensile per ciascun sensore, sono applicati dei cut-off in latitudine per escludere gli effetti della drastica diminuzione dell'ozono ai poli durante le rispettive stagioni calde.

Tabella 3: Cut-off latitudinali per la media mensile della colonna totale di ozono, per il dataset GTO-ECV

Mese	Latitudine	Mese	Latitudine
Gennaio	60.0° N - 90.0° S	Luglio	90.0° N - 57.5° S
Febbraio	70.0° N - 90.0° S	Agosto	90.0° N - 62.5° S
Marzo	80.0° N - 80.0° S	Settembre	82.5° N - 72.5° S
Aprile	90.0° N - 65.0° S	Ottobre	72.5° N - 85.0° S
Maggio	90.0° N - 60.0° S	Novembre	65.0° N - 90.0° S
Giugno	90.0° N - 57.5° S	Dicembre	60.0° N - 90.0° S

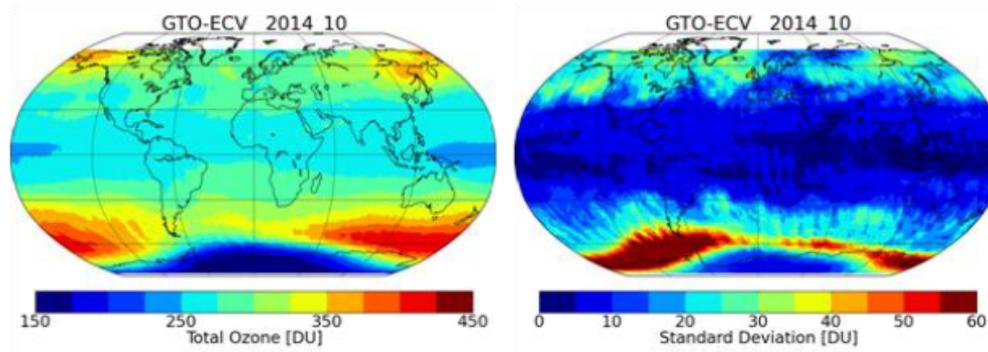


Figura 53: Dati GTO-ECV level 3 per ottobre 2014. Sinistra: colonna totale di ozono in DU. Destra: deviazione standard delle misure. Fonte: Copernicus Climate Change Service, Climate Data Store, (2020): Ozone monthly gridded data from 1970 to present derived from satellite observations. Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS). DOI: 10.24381/cds.4ebfe4eb

### 5.3 Analisi di correlazione lineare

Per testare l'impatto dell'attività ultravioletta sull'ozono, sono state selezionate tre fasce di latitudine corrispondenti a due fasce climatiche: tropici  $35^{\circ}\text{S} - 35^{\circ}\text{N}$  (secondo la divisione di Soukharev e Hood 2006), fascia temperata nord  $35^{\circ}\text{N} - 55^{\circ}\text{N}$ , fascia temperata sud  $55^{\circ}\text{S} - 35^{\circ}\text{S}$ . Dai dati GTO-ECV è stata presa, per ciascun valore della latitudine, una media sui valori riferiti alle longitudini. In seguito è stata eseguita una media pesata sulla fascia climatica, utilizzando come errori quelli riportati dal dataset per ciascun misura (gli errori si aggirano mediamente intorno al 1-2%). L'indice Mg II è mediato mensilmente su dati giornalieri. I risultati per le tre fasce latitudinali sono riportati in figura (54).

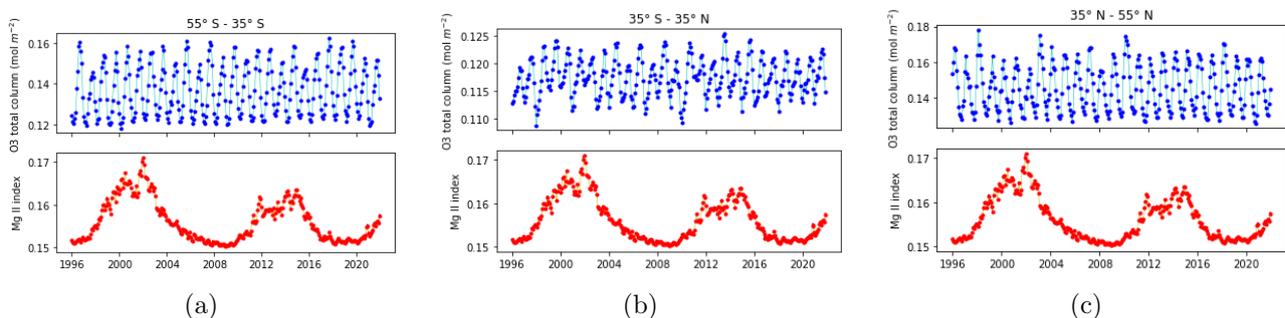


Figura 54: In basso: indice Mg II mediato mensilmente. In alto: media mensile sulla fascia climatica per la colonna totale di ozono in  $\text{mol m}^{-2}$ . Da sinistra a destra:  $55^{\circ}\text{S} - 35^{\circ}\text{S}$ ,  $35^{\circ}\text{S} - 35^{\circ}\text{N}$ ,  $35^{\circ}\text{N} - 55^{\circ}\text{N}$ . I punti indicano i dati, le interpolazioni aiutano a visualizzare l'andamento, ma non sono rappresentative dei valori reali.

Nei grafici è evidente come le variazioni mensili dell'ozono siano paragonabili e superiori a qualsiasi possibile trend. A questa scala temporale, infatti, predominano le variazioni stagionali, causate dalla differente irradiazione solare durante l'anno e dall'effetto delle circolazioni atmosferiche. Per visualizzare un trend e cercare una correlazione con il ciclo di 11 anni, i dati di Mg II Index ed  $O_3$  sono mediati annualmente con una semplice media pesata. I dati sono riportati in figura (55).

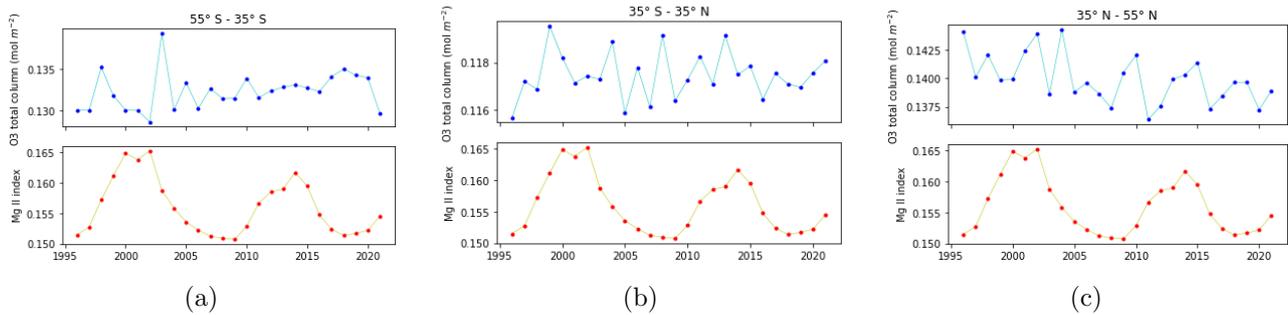


Figura 55: In basso: indice Mg II mediato annualmente. In alto: media annuale sulla fascia climatica per la colonna totale di ozono in  $mol\ m^{-2}$ . Da sinistra a destra:  $55^{\circ}S - 35^{\circ}S$ ,  $35^{\circ}S - 35^{\circ}N$ ,  $35^{\circ}N - 55^{\circ}N$ . I punti indicano i dati, le interpolazioni aiutano a visualizzare l'andamento, ma non sono rappresentative dei valori reali.

Quando mediati annualmente, i dati sull'ozono iniziano a mostrare un andamento sì variabile ma non più oscillante, come con le medie mensili. Si rivela, come aspettato, che a latitudini temperate la concentrazione media di ozono sia maggiore rispetto ai tropici: circa  $0,140\ mol\ m^{-2}$  per la fascia temperata nord, circa  $0,118\ mol\ m^{-2}$  per i tropici e circa  $0,132\ mol\ m^{-2}$  per la fascia temperata sud. Le variazioni non sono dovute a fluttuazioni statistiche, ma ci sono effetti fisici (quali descritti nelle precedenti sezioni) che competono al controllo sulla quantità di ozono nelle varie fasce climatiche. Per valutare la correlazione tra la variabilità UV e la concentrazione di ozono in colonna totale, si riporta in un grafico Mg II index - concentrazione di ozono i dati, in cui è presente una retta di fit lineare. In seguito è calcolato l'indice  $r$ , riportato in alto a destra nella figure.

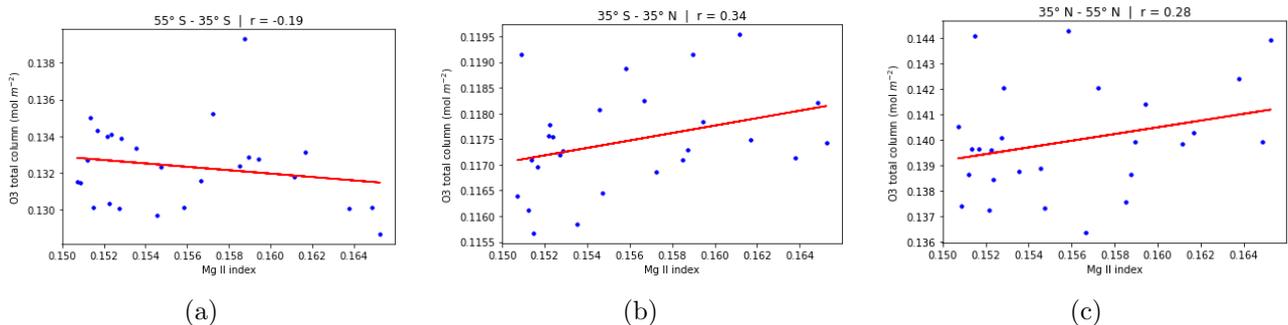


Figura 56: Grafico di correlazione lineare tra la media annuale del Mg II index e la concentrazione di ozono. Punti blu: dati; linea rossa: fit lineare. In alto a destra è riportato l'indice  $r$  per ciascun set di dati

Gli indici di correlazione lineare per le fasce climatiche valgono rispettivamente:

- $55^{\circ}S - 35^{\circ}S$ :  $r = -0.19$
- $35^{\circ}S - 35^{\circ}N$ :  $r = 0.34$
- $35^{\circ}N - 55^{\circ}N$ :  $r = 0.28$

La correlazione si rivela essere debole, positiva ai tropici e nella fascia temperata nord e negativa nella fascia temperata sud. Varie sono le motivazioni che possono concorrere alla perdita di correlazione. In primo luogo utilizzare la colonna totale di ozono lenisce la più forte risposta dell'ozono all'altezza di 25 km (stratosfera) e 50 km, come evidente in figura (41). Altra motivazione è la predominanza dell'effetto del trasporto alle basse latitudini: nonostante questo predomini a livello stagionale, un'analisi all'ordine zero come quella qui fatta non tiene conto delle interazioni tra la variabilità solare e la circolazione, che possono attenuare o sfasare la risposta dell'ozono rispetto alla variabilità ultravioletta. Inoltre, in questa analisi non è stato considerato l'effetto delle particelle solari nella creazione di

ODS e conseguente diminuzione della concentrazione di ozono, in controtendenza rispetto all'aumento grazie agli UV. Una migliore risposta si potrebbe ottenere studiando il profilo altitudinale della concentrazione di ozono o implementando modelli che tengano in considerazione il trasporto e l'effetto degli ODS.

## 6 Conclusioni

L'impatto della attività solare sull'ozono stratosferico è stata trattata portando attenzione ai fenomeni ciclici dell'attività solare e alle risposte chimiche dell'atmosfera del pianeta Terra. Dovendo fissare alcuni punti a conclusione del presente lavoro di tesi si può affermare che:

- Il Sole è una stella magneticamente attiva: tale attività produce fenomeni ciclici come la variabilità quasi undecennale dell'irradianza totale e spettrale, oltre a variazioni secolari. A questa attività magnetica sono collegati fenomeni transienti come SEPs, flares, CMEs.
- Effetti astronomici, come orbita eccentrica della Terra e rotazione solare, inducono una variabilità della TSI e SSI su scale dei 27 giorni (rotazione solare) e annuale (orbita terrestre) oltre che sulle scale temporali del sistema Sole-Terra-pianeti (Cicli di Milankovic).
- La variazione di TSI dovuta al ciclo solare undecennale è dello 0.1% e ha un impatto sulla temperatura globale terrestre trascurabile (circa 0.01 K).
- La variabilità principale nello spettro solare (SSI) si ha nell'ultravioletto, dove ci sono variazioni fino al 40% tra il minimo e il massimo solare; la variabilità spettrale è data principalmente dal contributo delle faculae, il cui aumento di luminosità domina rispetto l'abbassamento dovuto alle macchie solari.
- Il Sole è la fonte principale per il sistema climatico terrestre, fornendo al pianeta il 99,97% dell'energia.
- L'ozono è presente in tutta l'atmosfera terrestre, ma presenta un picco di 14 ppm nella stratosfera, a circa 25km. L'ozono si forma grazie alla dissociazione (assorbendo radiazione UV) dell' $O_2$  e successiva ricombinazione con un'altra molecola di ossigeno, che forma l' $O_3$ . L'ozono è poi distrutto da ulteriore radiazione ultravioletta, ma principalmente da reazioni catalitiche dovute a classi di sostanze denominate ODS, come gli  $HO_x$  e i  $NO_y$ .
- La distribuzione dell'ozono nell'atmosfera è dovuta alla copertura di irraggiamento solare, ma è fortemente modulato da circolazioni atmosferiche come il ciclo BD, la QBO e le oscillazioni atlantiche.
- La variazione ultravioletta nel ciclo solare impatta sull'ozono modulando la dissociazione delle molecole di  $O_2$ . Un aumento della radiazione ultravioletta porta ad una risposta positiva dell'ozono a due altitudini con un picco leggermente negativo tra le due fasce.
- Le particelle cariche emesse dal Sole che interagiscono con il campo magnetico terrestre (SEPs, EEPs) portano a distruzione dell'ozono soprattutto alle latitudini polari, per formazione di  $HO_x$  e  $NO_y$ . I  $NO_y$  hanno lunghi tempi di vita in atmosfera e possono quindi impattare anche a latitudini inferiori se trasportati.
- L'attività solare ha un impatto sulla regolazione delle circolazioni atmosferiche, avendo così un ulteriore effetto indiretto sull'ozono.
- L'immissione di solfati in stratosfera a seguito delle eruzioni vulcaniche è un ulteriore effetto di diminuzione temporanea dell'ozono
- La variazione della concentrazione di ozono dovuta a tutti gli effetti solari è stimata essere di +13 DU tra il massimo e il minimo. Inoltre, la colonna totale di ozono non presenta forte correlazione rispetto alla variabilità UV. Questo è probabilmente dovuto alla somma di effetti

positivi e negativi sul profilo altitudinale dell'ozono a lavoro anche dell'effetto delle particelle e del loro trasporto.

Un futuro miglioramento si avrà con una migliore capacità di descrizione dei processi fisici legati alle variazioni spettrali nell'irradianza solare e di determinazione delle sezioni d'urto di assorbimento dell'ossigeno molecolare e dell'ozono. Questi, inseriti in nuovi modelli, potrebbero consentire calcoli più fedeli della deposizione di energia nell'atmosfera terrestre.

## Ringraziamenti

I dati per il Mg II index sono stati liberamente ottenuti dal sito dell'Institute for Environmental Physics, University of Bremen, Germany, <https://www.iup.uni-bremen.de/gome/gomemgii.html> (ultimo accesso: 25 agosto 2023).

I dati per la concentrazione di ozono sono stati liberamente ottenuti da: Copernicus Climate Change Service, Climate Data Store, (2020): Ozone monthly gridded data from 1970 to present derived from satellite observations. Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS). DOI: 10.24381/cds.4ebfe4eb (ultimo accesso: 25 agosto 2023)

Voglio ringraziare tutte le persone che in questi tre anni, e non solo, hanno fatto parte della mia vita e mi hanno dato supporto. Un grazie a chi ha creduto in me e stimolato a crescere in ambito accademico e personale: a miei genitori, amici, colleghi, professori.

## Riferimenti bibliografici

- Allen, Clabon Walter e Arthur N Cox (2000). *Allen's astrophysical quantities*. Springer Science & Business Media.
- Austin, John et al. (2008). «Coupled chemistry climate model simulations of the solar cycle in ozone and temperature». In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 113.D11.
- Babcock, HW (1961). «The Topology of the Sun's Magnetic Field and the 22-YEAR Cycle.» In: *Astrophysical Journal*, vol. 133, p. 572 133, p. 572.
- Ball, WT et al. (2016). «High solar cycle spectral variations inconsistent with stratospheric ozone observations». In: *Nature Geoscience* 9.3, pp. 206–209.
- Bellot Rubio, Luis e David Orozco Suárez (2019). «Quiet Sun magnetic fields: an observational view». In: *Living Reviews in Solar Physics* 16.1, p. 1.
- Bordi, I, F Berrilli e E Pietropaolo (2015). «Long-term response of stratospheric ozone and temperature to solar variability». In: *Annales Geophysicae*. Vol. 33. 3. Copernicus GmbH Göttingen, Germany, pp. 267–277.
- Brandt, PN, M Stix e H Weinhardt (1994). «Modelling solar irradiance variations with an area dependent photometric sunspot index». In: *Solar Physics* 152, pp. 119–124.
- Chandra, S e RD McPeters (1994). «The solar cycle variation of ozone in the stratosphere inferred from Nimbus 7 and NOAA 11 satellites». In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 99.D10, pp. 20665–20671.
- Chapman, Sidney (1930). «XXXV. On ozone and atomic oxygen in the upper atmosphere». In: *The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science* 10.64, pp. 369–383.
- Chehade, W, M Weber e JP Burrows (2014). «Total ozone trends and variability during 1979–2012 from merged data sets of various satellites». In: *Atmospheric Chemistry and Physics* 14.13, pp. 7059–7074.
- Coldewey-Egbers, Melanie et al. (2015). «The GOME-type total ozone essential climate variable (GTO-ECV) data record from the ESA climate change initiative». In: *Atmospheric Measurement Techniques* 8.9, pp. 3923–3940.
- DeLand, Matthew T e Richard P Cebula (1993). «Composite Mg II solar activity index for solar cycles 21 and 22». In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 98.D7, pp. 12809–12823.

- Dudok de Wit, T et al. (2009). «Finding the best proxies for the solar UV irradiance». In: *Geophysical Research Letters* 36.10.
- Egorova, T et al. (2004). «Chemical and dynamical response to the 11-year variability of the solar irradiance simulated with a chemistry-climate model». In: *Geophysical Research Letters* 31.6.
- Ermolli, Ilaria et al. (2013). «Recent variability of the solar spectral irradiance and its impact on climate modelling». In: *Atmospheric Chemistry and Physics* 13.8, pp. 3945–3977.
- Floyd, Linton et al. (2005). «Solar EUV and UV spectral irradiances and solar indices». In: *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* 67.1-2, pp. 3–15.
- Foukal, P (1981). «Sunspots and changes in the global output of the sun». In: *The physics of sunspots*, pp. 391–423.
- Fox, Peter (2003). «Solar activity and irradiance variations». In: *GEOPHYSICAL MONOGRAPH-AMERICAN GEOPHYSICAL UNION*. 141, pp. 141–170.
- Frame, Thomas HA e Lesley J Gray (2010). «The 11-yr solar cycle in ERA-40 data: An update to 2008». In: *Journal of Climate* 23.8, pp. 2213–2222.
- Fröhlich, C (2009). «Evidence of a long-term trend in total solar irradiance». In: *Astronomy & Astrophysics* 501.3, pp. L27–L30.
- Fröhlich, Claus e Judith Lean (2004). «Solar radiative output and its variability: evidence and mechanisms». In: *The Astronomy and Astrophysics Review* 12.4, pp. 273–320.
- Fröhlich, Claus, Judit M Pap e Hugh S Hudson (1994). «Improvement of the photometric sunspot index and changes of the disk-integrated sunspot contrast with time». In: *The Sun as a Variable Star: Solar and Stellar Irradiance Variations: Proceedings of the 143rd Colloquium of the International Astronomical Union held in the Clarion Harvest House, Boulder, Colorado, June 20–25, 1993*. Springer, pp. 111–118.
- Gray, David F e William C Livingston (1997). «Monitoring the solar temperature: Spectroscopic temperature variations of the Sun». In: *The Astrophysical Journal* 474.2, p. 802.
- Gray, Lesley J et al. (2010). «Solar influences on climate». In: *Reviews of Geophysics* 48.4.
- Haberreiter, M et al. (2005). «Reconstruction of the solar UV irradiance back to 1974». In: *Advances in space research* 35.3, pp. 365–369.
- Haigh, Joanna D (1994). «The role of stratospheric ozone in modulating the solar radiative forcing of climate». In: *Nature* 370.6490, pp. 544–546.
- (2007). «The Sun and the Earth’s climate». In: *Living reviews in solar physics* 4, pp. 1–64.
- (2010). «Solar variability and the stratosphere». In: *The stratosphere: Dynamics, transport, and chemistry* 190, pp. 173–187.
- Hale, George E et al. (1919). «The magnetic polarity of sun-spots». In: *Astrophysical Journal, vol. 49, p. 153* 49, p. 153.
- Harder, Jerald W et al. (2009). «Trends in solar spectral irradiance variability in the visible and infrared». In: *Geophysical Research Letters* 36.7.
- Hasan, SS e AA Van Ballegooijen (2008). «Dynamics of the solar magnetic network. II. Heating the magnetized chromosphere». In: *The Astrophysical Journal* 680.2, p. 1542.
- Hathaway, David H (2015). «The solar cycle». In: *Living reviews in solar physics* 12, pp. 1–87.
- Heath, Donald F e Barry M Schlesinger (1986). «The Mg 280-nm doublet as a monitor of changes in solar ultraviolet irradiance». In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 91.D8, pp. 8672–8682.
- Hood, Lon L (2004). «Effects of solar UV variability on the stratosphere». In: *Solar Variability and its Effects on Climate. Geophysical Monograph 141* 141, p. 283.
- Hoyt, Douglas V e Kenneth H Schatten (1998). «Group sunspot numbers: A new solar activity reconstruction». In: *Solar physics* 179, pp. 189–219.
- Jackman, CH et al. (2008). «Short-and medium-term atmospheric constituent effects of very large solar proton events». In: *Atmospheric Chemistry and Physics* 8.3, pp. 765–785.
- Jackman, Charles H, Eric L Fleming e Francis M Vitt (2000). «Influence of extremely large solar proton events in a changing stratosphere». In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 105.D9, pp. 11659–11670.

- Jackman, Charles H, Richard D McPeters e PK Bhartia (2000). «The effect of solar proton events on ozone and other constituents». In.
- Kodera, Kunihiko e Yuhji Kuroda (2002). «Dynamical response to the solar cycle». In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 107.D24, ACL-5.
- Kondratyev, Kirill Ya e Costas A Varotsos (1996). «Global total ozone dynamics: Impact on surface solar ultraviolet radiation variability and ecosystems Part I: Global ozone dynamics and environmental safety (ESPR 3/96) Part II: Dynamics of atmospheric chemical composition: The role of remote sensing (ESPR 4/96)». In: *Environmental Science and Pollution Research* 3, pp. 153–157.
- Kopp, Greg et al. (2012). «Total solar irradiance data record accuracy and consistency improvements». In: *Metrologia* 49.2, S29.
- Lean, J (1989). «Contribution of ultraviolet irradiance variations to changes in the sun's total irradiance». In: *Science* 244.4901, pp. 197–200.
- Lean, JL et al. (1998). «Magnetic sources of the solar irradiance cycle». In: *The Astrophysical Journal* 492.1, p. 390.
- Lean, Judith L et al. (1997). «Detection and parameterization of variations in solar mid-and near-ultraviolet radiation (200–400 nm)». In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 102.D25, pp. 29939–29956.
- Lee, H e AK Smith (2003). «Simulation of the combined effects of solar cycle, quasi-biennial oscillation, and volcanic forcing on stratospheric ozone changes in recent decades». In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 108.D2.
- Maunder, EW (1903). «Spoerer's law of zones». In: *The Observatory, Vol. 26, p. 329-330 (1903)* 26, pp. 329–330.
- McConnell, John C e Jian Jun Jin (2008). «Stratospheric ozone chemistry». In: *Atmosphere-Ocean* 46.1, pp. 69–92.
- McCormack, JP, DE Siskind e LL Hood (2007). «Solar-QBO interaction and its impact on stratospheric ozone in a zonally averaged photochemical transport model of the middle atmosphere». In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 112.D16.
- Parker, Eugene N (1955). «The Formation of Sunspots from the Solar Toroidal Field.» In: *Astrophysical Journal, vol. 121, p. 491* 121, p. 491.
- Paternò, Lucio (2010). «The solar differential rotation: a historical view». In: *Astrophysics and Space Science* 328, pp. 269–277.
- Penza, Valentina, Francesco Berrilli et al. (2022). «Total solar irradiance during the last five centuries». In: *The Astrophysical Journal* 937.2, p. 84.
- Penza, Valentina, Luca Bertello et al. (2023). «Prediction of solar cycle 25: applications and comparison». In: *Rendiconti Lincei. Scienze Fisiche e Naturali*, pp. 1–8.
- Randel, William J e Fei Wu (2007). «A stratospheric ozone profile data set for 1979–2005: Variability, trends, and comparisons with column ozone data». In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 112.D6.
- Rottman, Gary J, Thomas N Woods e William McClintock (2006). «SORCE solar UV irradiance results». In: *Advances in Space Research* 37.2, pp. 201–208.
- Rozanov, Eugene et al. (2005). «Atmospheric response to NO<sub>y</sub> source due to energetic electron precipitation». In: *Geophysical Research Letters* 32.14.
- Schmutz, Werner K (2021). «Changes in the Total Solar Irradiance and climatic effects». In: *Journal of Space Weather and Space Climate* 11, p. 40.
- Sekiyama, Tsuyoshi T et al. (2006). «Stratospheric ozone variation induced by the 11-year solar cycle: Recent 22-year simulation using 3-D chemical transport model with reanalysis data». In: *Geophysical research letters* 33.17.
- Snow, Martin et al. (2014). «Comparison of Magnesium II core-to-wing ratio observations during solar minimum 23/24». In: *Journal of Space Weather and Space Climate* 4, A04.
- Solanki, Sami K, Natalie A Krivova e Joanna D Haigh (2013). «Solar irradiance variability and climate». In: *Annual Review of Astronomy and Astrophysics* 51, pp. 311–351.

- Soukharev, BE e LL Hood (2006). «Solar cycle variation of stratospheric ozone: Multiple regression analysis of long-term satellite data sets and comparisons with models». In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 111.D20.
- Taylor, Fredric W e Fredric William Taylor (2005). *Elementary climate physics*. Vol. 234. Oxford University Press Oxford.
- Tricoli, Ugo (gen. 2015). «Electromagnetic scattering with the GDT-matrix method: an application to irregular ice particles in cirrus». In.
- Van Roozendael, M et al. (2012). «Sixteen years of GOME/ERS-2 total ozone data: The new direct-fitting GOME Data Processor (GDP) version 5—Algorithm description». In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 117.D3.
- Viereck, Rodney A et al. (2004). «A composite Mg II index spanning from 1978 to 2003». In: *Space Weather* 2.10.
- Wolf, R (1861). «Abstract of his latest results». In: *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, Vol. 21, p. 77 21, p. 77.
- Woods, Thomas N e Gary J Rottman (2002). «Solar ultraviolet variability over time periods of aeronomic interest». In: *Geophysical Monograph-American Geophysical Union* 130, pp. 221–234.
- Zahnle, Kevin J e James CG Walker (1982). «The evolution of solar ultraviolet luminosity». In: *Reviews of Geophysics* 20.2, pp. 280–292.