



UN OSSERVATORIO  
NATURALE  
PER COMPRENDERE  
LA TERRA

*versione italiana*

ANTARTIDE





A blue-tinted photograph of an industrial site. In the foreground, a snow-covered ground is marked with numerous parallel tire tracks, suggesting heavy machinery or vehicles have been present. The tracks lead towards a large, dark, cylindrical storage tank in the middle ground. To the right of the tank, there are several smaller industrial buildings and structures. The sky is a pale, overcast blue. The word "CONTENUTI" is printed in a bold, sans-serif font in the upper right quadrant of the image.

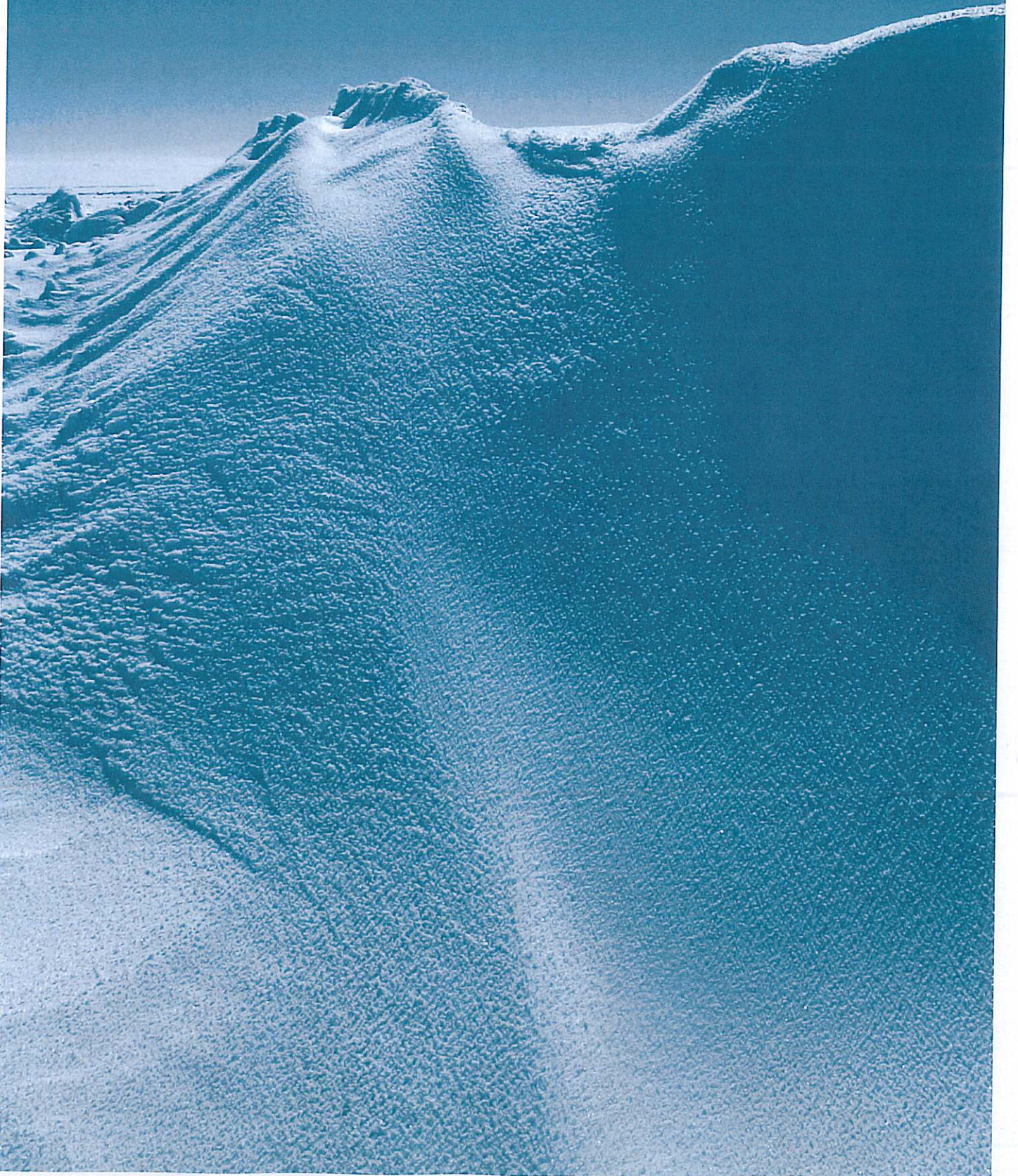
CONTENUTI



<b>INTRODUZIONE</b>	<b>6</b>
<b>PROGETTI DI RICERCA E PNRA</b>	<b>9</b>
<b>OSSERVATORI ITALIANI IN ANTARTIDE</b>	<b>11</b>
<b>GEO DINAMICA</b>	<b>17</b>
<b>FISICA DELL'ATMOSFERA</b>	<b>43</b>
<b>SCOPERTE</b>	<b>69</b>



# INTRODUZIONE





## PROGETTI DI RICERCA E PNRA



coordinazione con altre strutture scientifiche all'interno del Trattato Antartico; coordinarsi con altre iniziative nazionali di ricerca; inviare relazioni annuali per le procedure di valutazione.

**IL PROGRAMMA NAZIONALE di Ricerche in Antartide (PNRA)** è sostenuto dal Ministero dell'Università e della Ricerca Scientifica. È regolato dalla Commissione Scientifica Nazionale per l'Antartide (CSNA) ed è gestito da un consorzio ad-hoc di istituzioni di ricerca (PNRA S.C.I.). L'implementazione scientifica dei programmi è condotta da scienziati e tecnici delle università e delle istituzioni pubbliche di ricerca, in seguito ad una selezione competitiva di proposte. La commissione nazionale (CSNA) è stata istituita da un decreto ministeriale del 2005 ed è incaricata di preparare dei piani scientifici triennali, connessi annualmente con piani esecutivi, assicurare la



**IL CONSORZIO DI GESTIONE (PNRA S.C.I.)** si è costituito nel 2005 ed è formato da quattro istituzioni pubbliche di ricerca: l'Ente per le Nuove Tecnologie l'Energia e l'Ambiente (ENEA; [www.enea.it](http://www.enea.it)), il Consiglio Nazionale delle Ricerche (CNR; [www.cnr.it](http://www.cnr.it)), l'Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale (IOGOS; [www.iogos.it](http://www.iogos.it)), l'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV; [www.ingv.it](http://www.ingv.it)). Il consorzio del PNRA gestisce il programma e le sue infrastrutture in Antartide.





## OSSERVATORI ITALIANI IN ANTARTIDE

### OSSERVATORI GEOMAGNETICI

Alcune delle più interessanti caratteristiche del campo magnetico terrestre si verificano nelle aree polari, dove i poli magnetici sono localizzati. Le registrazioni delle variazioni temporali del campo magnetico assoluto consentono di studiare le loro variazioni annuali. Nella base italiana Mario Zucchelli in

Antartide un osservatorio geomagnetico è stato installato nel 1986. Dal 1991 le registrazioni sono state implementate con un sistema di acquisizione automatica operante durante tutto l'anno. Nel 1994 l'Italia e Francia hanno iniziato un programma per aprire una stazione scientifica permanente a DOME C (a circa 950 km lontano dalla costa) e nel 2004 un osservatorio geomagnetico è stato installato nella Base Concordia.



### OSSERVATORI SISMOGRAFICI

La strumentazione sismografica presente nella base Mario Zucchelli e nella base italo-francese Concordia fornisce un contributo sia alla comprensione della sismicità antartica sia allo sviluppo di una rete sismografica globale. I dati sono disponibili a tutta la comunità scientifica e sono usati per lo studio della sismicità e della

struttura profonda terrestre. Le reti sismografiche temporanee rappresentano un modo per raccogliere ulteriori informazioni su specifici obiettivi e per studiare la micro-sismicità di una regione. Una rete sismica temporanea nell'area di David Glacier continua lo studio dettagliato della sismicità locale in collaborazione con gli scienziati neo-zelandesi. Dal febbraio del 1992 una rete sismografica digitale a banda larga è stata installata nella regione di Scotia Sea in cooperazione con le istituzioni argentine. Questa rete (Antarctic Seismographic-Argentinian Italian Network, ASAIN) è stata sviluppata con lo scopo di investigare le caratteristiche litosferiche e i processi tettonici regionali.



### OSSERVATORIO VULCANOLOGICO

Le osservazioni geofisiche sul Monte Melbourne sono importanti dal momento che permettono di studiare l'evoluzione di un vulcano quiescente, fornendo una conoscenza utile per altri vulcani con problemi simili ma con pericolosità maggiore. Nel 1988 un osservatorio

vulcanologico è stato allestito sul Monte Melbourne. Tra il 1988 e il 1990 sono stati installati 5 inclinometri permanenti e una rete sismometrica. Le misurazioni continue dell'inclinazione del terreno permettono di registrare le deformazioni delle pendici del vulcano, dando la possibilità di valutare i suoi movimenti strutturali e le loro possibili cause.



### OSSERVATORI GEODETTICI

Sin dal 1998 è attiva la stazione permanente geodetica GPS (Global Position System) nei pressi della Base Mario Zucchelli nell'area della Baia di Terra Nova. La materializzazione è stata fatta su affioramento granitico, per lo studio della geodinamica del continente antartico.

I dati della stazione della Baia di Terra Nova sono stati utilizzati all'interno del progetto "GPS Epoch" e per la densificazione dell'International Terrestrial Reference Frame riferito all'anno 2000, allo scopo di ottenere un posizionamento ad una velocità affidabile all'interno di un sistema di riferimento globale. È iniziata la realizzazione di altre 4 stazioni GPS permanenti nell'area della Terra Vittoria Settentrionale, su alcuni vertici dell'esistente rete (Victoria Land Network for DEformation control, VLINDEF), che si intende completare nell'anno polare internazionale (2007-2008).



Molto è noto delle particolarissime condizioni che rendono l'Antartide un laboratorio veramente speciale per tante discipline. Tuttavia, per le Scienze della Terra il continente antartico ha un doppio interesse. Oltre ad essere un luogo poco conosciuto dove avvengono processi straordinari ed unici per il nostro pianeta, esso occupa anche una posizione privilegiata per la registrazione di dati geofisici.

Questi dati sono essenziali per la comprensione globale di molti processi fisici e ci aiutano dunque a capire come la Terra "funzioni" nel suo insieme. L'Antartide è, quindi, un luogo di osservazione cruciale per la conoscenza del pianeta in cui viviamo.

I processi geofisici presentano variazioni su lunghi periodi. Di conseguenza, la registrazione di lunghe e ininterrotte serie temporali è un impegno basilare per gli osservatori geofisici. Come noi trapiamo vantaggio dalle registrazioni della declinazione del campo magnetico fatte, dai anni dal XVIII secolo, dalle cronologie degli effetti dei terremoti trovate in archivi storici e dalle informazioni sul tempo e sulle temperature dell'aria scritte negli antichi almanacchi, così dobbiamo impegnarci per acquisire ed allo stesso tempo conservare le registrazioni strumentali secondo i migliori livelli consentiti dalla tecnologia odierna.

Seguendo queste considerazioni, il programma antartico italiano - in modo simile ai programmi di altre nazioni - si sta prodigando in uno sforzo continuo nel mantenimento e nel miglioramento degli osservatori geofisici permanenti. Forse alcune di queste attività non forniranno dati con forte impatto immediato, ma la loro vera importanza si evidenzierà certamente in futuro. Il finanziamento degli osservatori geofisici antartici è anche un obbligo verso le prossime generazioni, per metterle in condizione di comprendere quello che a noi sfugge ancora.

Andrea Morelli



LA RICERCA ITALIANA IN ANTARTIDE  
E GLI OSSERVATORI PERMANENTI  
NELL'AMBITO DEL PNRA

**OSSERVATORIO GEOFISICO EVULCANOLOGICO**  
del Monte Melbourne (PI: Alessandro Bonaccorso, INGV;  
bonaccorso@ci.ingv.it)

**MISURE DI CONCENTRAZIONE DI GAS** in traccia  
e delle caratteristiche ottiche delle particelle di aerosol a Baia  
Terra Nova e Dome C (PI: Paolo Bonasoni, ISAC-CNR;  
p.bonasoni@isac.cnr.it)

**MONITORAGGIO GEODETICO** della Terra Vittoria  
Settimionale (PI: Alessandro Capra, Università di Modena;  
capra.alexandre@unimore.it)

**MISURE IN ALTA ATMOSFERA** e climatologia spaziale (PI: Giurgiana de Franceschi, INGV;  
defranceschi@ingv.it)

**IMPLEMENTAZIONE DELLA STAZIONE DI RADIAZIONE** Baseline Surface Radiation  
Network a Dome Concordia (PI: Todorico Giorgiadis, IIRMET-CNR; t.giorgiadis@iirmet.cnr.it)

**OSSERVATORI PERMANENTI PER IL GEOMAGNETISMO** e la sismologia  
(PI: Andrea Morelli, INGV; morelli@bo.ingv.it)

**OSSERVATORIO METEO-CLIMATOLOGICO**  
antartico (PI: Andrea Pellegrini, ENEA;  
andrea.pellegrini@casaccia.enea.it)

**SISMOLOGIA A LARGA BANDA** nella regione del  
Mare di Scotia (PI: Marino Busi, OGS; mbusi@ogs.trieste.it)

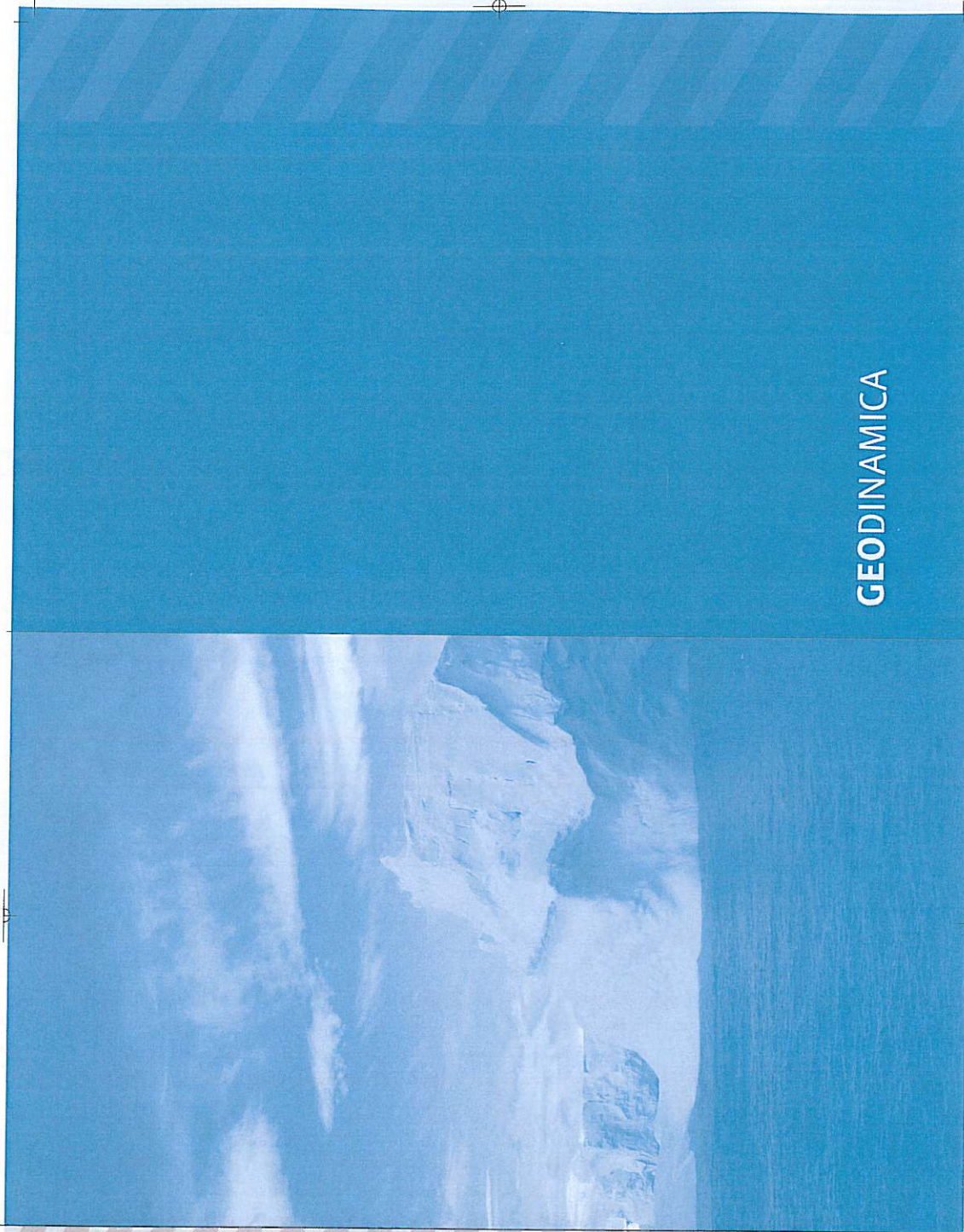
**PROGRESSO DEGLI OSSERVATORI LIDAR** del  
Network for Detection of Stratospheric Changes in Antartide  
(PI: Francesco Calvo, ISAC-CNR; calvo@isac.cnr.it)



15  
**ANTARTIDE**  
Un osservatorio  
per comprendere  
la Terra

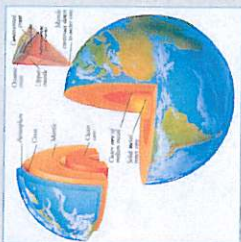


GEODINAMICA





## GEODINAMICA



**LA TERRA** è principalmente composta da tre strati: la crosta, il mantello e il nucleo. La crosta è lo strato più esterno, roccioso e freddo, costituito da una crosta continentale più spessa di composizione granitica (in media di 30-40 km di spessore, che raggiunge i 60 km in alcune catene montuose) e da una crosta oceanica più sottile di composizione basaltica (di circa 5-10 km di spessore). Sia la temperatura che la pressione all'interno del pianeta aumentano con la profondità. Trovandoci a temperature superiori a 1000°C il mantello è solido ma plastico e si deforma lentamente. È costituito da rocce siliciche e presenti alle strati. Il mantello superiore (si estende in profondità fino a 670 km) ed è più rigido e si trova a temperature inferiori. Il mantello inferiore (dal 670 al 2900 km sotto la superficie terrestre) è più denso e più caldo a causa della formazione di minerali. All'interfaccia tra il mantello e il nucleo esterno (a 2900-5100 km di profondità) la temperatura è di almeno 4400°C, tendendo liquido il materiale costituito da ferro fuso mescolato a nichel e zolfo fino alla profondità di 5100 km. Le temperature aumentano rapidamente fino a 7000°C nel nucleo interno (2000 km di diametro) che è costituito da ferro allo stato solido per l'alta pressione. Il nucleo interno può ruotare attorno all'asse terrestre ad una velocità di circa 0,30° all'anno più velocemente degli strati sovrastanti.



**NEL NUCLEO ESTERNO** il ferro allo stato liquido risulta essere un buon conduttore e genera il campo geomagnetico della Terra. È in moto continuo a causa dei processi convettivi e della rotazione terrestre. I processi convettivi sono regolati da due fattori: l'intenso calore del nucleo interno causa correnti convettive dei materiali del nucleo esterno, inoltre la diversa composizione dei materiali spinge gli elementi più leggeri a muoversi verso l'interno. Allo stesso tempo la rotazione terrestre impedisce al fluido un moto elicoidale. Quando il flusso del ferro fuso attraversa il campo magnetico esistente, una corrente elettrica si genera per induzione magnetica. Il campo elettrico appena creato, a sua volta genera un campo geomagnetico che rinforza quello iniziale. Anche prima che il campo magnetico terrestre si formasse, campi magnetici erano presenti nel sistema solare nella forma del sistema magnetico del sole. Una volta che il processo è stato iniziato il campo esistente si è auto-alimentato come una dinamo naturale auto-eccitante. Tale meccanismo converte energia meccanica in energia elettrica generando continuamente nuovo campo magnetico in sostituzione di quello che viene perso per i processi di diffusione.

## GEOMAGNETICI, SISMOGRAFICI VULCANOLOGICI, GEODETTICI, METEO-CLIMATICI ATMOSFERICI, STRATOSFERICI IONOSFERICI E RIOMETRICI

### OSSERVATORI STRATOSFERICI

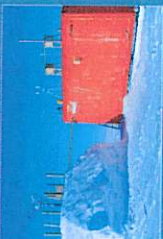
Due sistemi LIDAR (*Laser Imaging Detection and Ranging*) sono operativi in Antartide: il primo si trova nella base di McMurdo, e il secondo nella base francese di Dumont D'Urville. Entrambi i sistemi sono parte della rete per la ricerca sui cambiamenti stratosferici (*Network for Detection of Stratospheric Changes, NDSC*) in quanto misurano le concentrazioni di aerosol e dell'ozono stratosferico e osservano le nubi polari stratosferiche. La banca dati di questa rete, riconosciuta dalla commissione internazionale sull'ozono e dall'organizzazione meteorologica mondiale, fornisce le informazioni riguardanti gli aerosol, sia in condizioni normali che in casi particolari, come nel periodo successivo all'eruzione del Monte Pinatubo nel 1991.



15 Stazioni meteorologiche automatiche, 1 sistema di radiosondeggio e 2 stazioni ricevitori per la NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*), alcuni misuratori differenziali della mobilità delle particelle e satelliti *SeaWiFS* sono stati installati per monitorare il clima. L'acquisizione dei dati contribuisce alla rete sinottica di base del WMO (*World Meteorological Organization*) e al database dello SCAR (*Scientific Committee on Antarctic Research*). Inoltre, le osservazioni meteorologiche in tempo reale sono fornite all'ufficio meteorologico della Baia di Terra Nova e al WMO-CTS (*Global Telecommunication System of the World Meteorological Organization*) per sostenere le operazioni scientifiche in Antartide.

### OSSERVATORI IONOSFERICI E RIOMETRICI

Un osservatorio ionosferico e due stazioni riometriche sono permanentemente in attività nella base italiana della Baia di Terra Nova. Un altro riometro è stato posizionato ad Eskimo Point nel 1997 e funziona come una stazione controllata a distanza, utile per testare le apparecchiature riometriche (sistemi di alimentazione, sistemi di acquisizione/trasmisione dei dati). Alcune campagne di misura sono state condotte anche per le osservazioni della risonanza di Schumann e per misurare i movimenti verticali degli strati ionosferici usando il radar a frequenza Dopppler. Questa attività di ricerca è stata sviluppata su scala planetaria allo scopo di studiare e prevenire i disturbi delle comunicazioni tra terra-satellite e satellite-satellite.

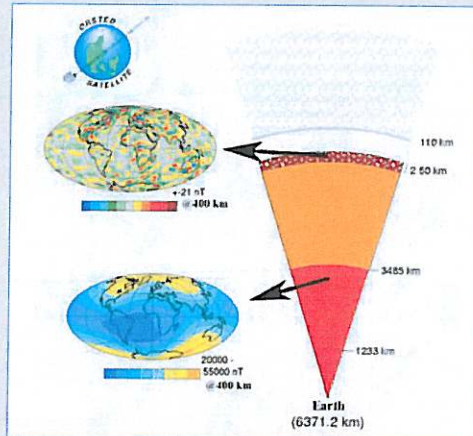


Il programma mondiale di ricerca sul clima ha implementato una nuova rete radiometrica (la *Baseline Surface Radiation Network, BSRN*). Gli obiettivi specifici di questa rete sono quelli di fornire parametri essenziali per calibrare le misure da satellite e validare le parametrizzazioni dei modelli climatici. Il monitoraggio delle variazioni a lungo termine nell'irradiazione a *Helix Gate, Reeves Noye e Dome Concordia* fornisce informazioni altamente accurate e rappresentative del regime di radiazione alla superficie terrestre nella regione antartica.



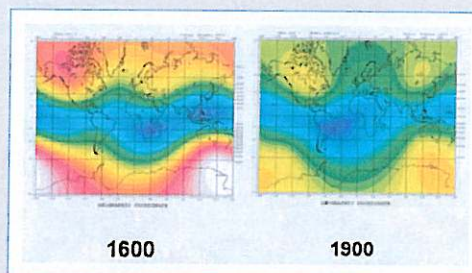
## DALLE OSSERVAZIONI DIRETTE DEL CAMPO MAGNETICO TERRESTRE DEGLI ULTIMI 400 ANNI, RISULTA CHE IL CAMPO DI DECLINAZIONE MAGNETICA DELLA SUPERFICIE TERRESTRE SI STIA SPOSTANDO LENTAMENTE VERSO OVEST

**NEL FORMARSI LE ROCCE** acquistano una magnetizzazione parallela al campo magnetico locale generato dal nucleo terrestre. L'analisi di direzioni e intensità della magnetizzazione rocciosa proveniente da molti siti sparsi nel mondo stabilisce che la polarità del dipolo assiale è cambiata molte volte nel passato e che ciascun intervallo di tempo con la stessa polarità è durato alcune migliaia di anni. Quando si verifica una certa combinazione dei moti del nucleo (sia interno che esterno) allora il campo magnetico terrestre si inverte. Queste **inversioni magnetiche** avvengono con lentezza e irregolarità. Circa 780.000 anni fa, il campo magnetico terrestre aveva i poli magnetici opposti a quelli attuali. Durante i periodi di inversione magnetica i poli si muovono verso l'equatore ma poi si riallineano all'asse di rotazione terrestre. I cambiamenti nell'intensità del campo geomagnetico sono continui. Per quanto riguarda la storia recente, per esempio, nel 700 dopo Cristo il campo geomagnetico era più intenso di quello attuale del 50%. Negli ultimi 100 anni l'intensità della quantità di moto del dipolo è diminuita del 5%. Questo è probabilmente una delle diminuzioni più rapide tra quelle avvenute nelle ultime migliaia di anni, stando alle registrazioni magnetiche.

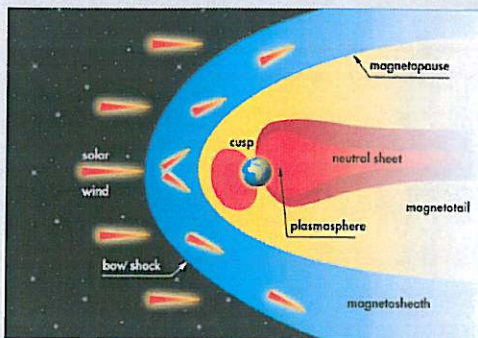


### SI DEFINISCE DECLINAZIONE MAGNETICA

l'angolo compreso tra la direzione del Nord geografico e la direzione del Nord magnetico in un punto della superficie terrestre. Usando le osservazioni dirette del campo magnetico terrestre degli ultimi 400 anni si può vedere che la **declinazione magnetica** della superficie terrestre appare muoversi lentamente verso ovest. Questo è particolarmente evidente nell'emisfero atlantico alle latitudini medie ed equatoriali. Ciò può essere relazionato al moto del fluido che si trova sulla superficie del nucleo terrestre che si muove molto lentamente verso ovest trascinando con sé le linee del campo magnetico. Nel passato si sono verificate brusche variazioni nel trend della variazione secolare. Tali cambiamenti improvvisi e non prevedibili sono noti come impulsi o *jerks* e si verificano su scale di alcuni anni. Questi fenomeni non sono facilmente spiegabili con la teoria della dinamo naturale, ma alcune correlazioni sono state trovate tra i *jerks* e i cambiamenti della lunghezza del giorno.

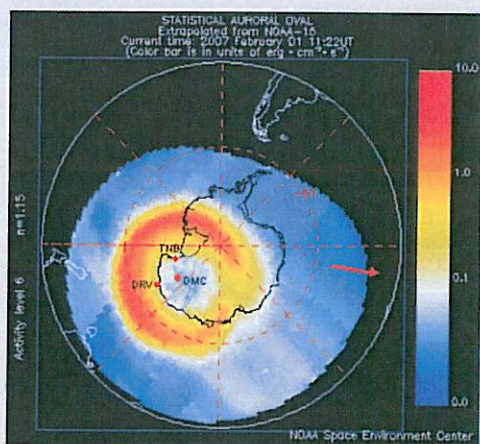






**LO SPAZIO** intorno alla Terra, dove è dominante il campo **magnetico** terrestre, è detto **magnetosfera**. La struttura e la dinamica della magnetosfera sono determinate principalmente dall'interazione del campo magnetico terrestre e del vento solare. Il campo magnetico interno è generato nel nucleo della Terra, dove il sistema complesso di correnti elettriche alimentato dai moti convettivi e forzato dalla rotazione terrestre genera un campo che raggiunge la superficie terrestre. Il vento

solare è una corrente di particelle cariche proveniente dal sole che influenza fortemente il campo magnetico intorno alla Terra. Presenta una densità tipica sull'orbita terrestre di 5-10 ioni/cm<sup>3</sup> (variabile in funzione della sua velocità) e induce un campo magnetico interplanetario variabile di circa 2-5 nT (nanoTesla). Quando il vento solare incontra la magnetosfera, il flusso delle particelle cariche viene deviato attorno al pianeta. Proprio come l'acqua diverge intorno ad una barca, il vento solare viene deviato di fronte alla Terra e fluisce intorno alla magnetosfera allungandosi in una lunga coda. Dal momento che il vento solare è supersonico si verifica un'onda d'urto.



**IL VENTO SOLARE** è il flusso veloce del plasma caldo emesso continuamente dal Sole in tutte le direzioni. Alcune di queste particelle cariche rimangono intrappolate ai margini della magnetosfera. Nelle regioni polari sono accelerate lungo le linee del campo magnetico verso l'atmosfera dove vanno in collisione con le molecole di ossigeno e azoto. Queste collisioni rilasciano grandi quantità di energia quando colpiscono la parte alta dell'atmosfera. Le ben note **aurore boreali** ed australi sono una prova visibile di questo trasferimento di energia dal Sole alla Terra. L'ampiezza di questi **disturbi magnetici** è maggiore alle alte

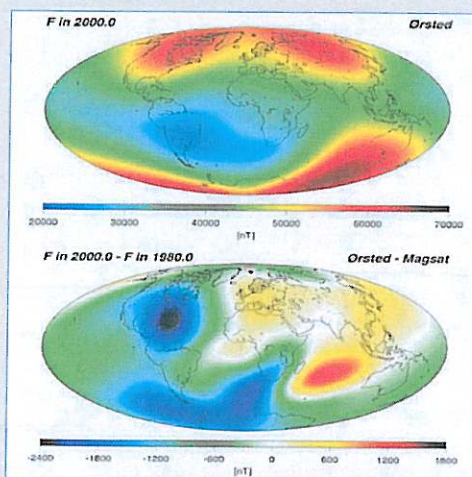
latitudini a causa della presenza di correnti che si intensificano nelle bande ovali attorno ad ogni polo magnetico. Il monitoraggio continuo del campo magnetico terrestre è condotto dagli osservatori geomagnetici di tutto il mondo. Le registrazioni di queste osservazioni consentono di rilevare le variazioni del campo magnetico terrestre dando importanti informazioni sulla natura del geomagnetismo e sulla sua interazione con le sorgenti esterne.



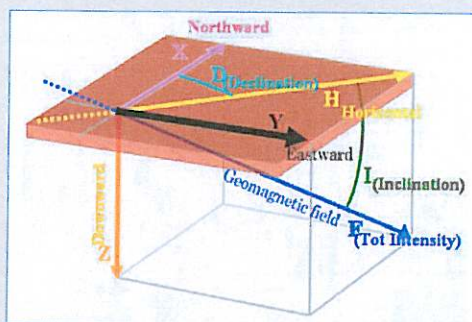


IL CAMPO GEOMAGNETICO VARIA DA UN LUOGO ALL'ALTRO  
SU SCALE TEMPORALI CHE VANNO DAI SECONDI, ALLE DECADI,  
AGLI EONI. TALI VARIAZIONI POSSONO AVERE CONSEGUENZE  
SULLA SALUTE E SULLA SICUREZZA, COSÌ COME  
SUL BUON ANDAMENTO DELLE ATTIVITÀ ECONOMICHE

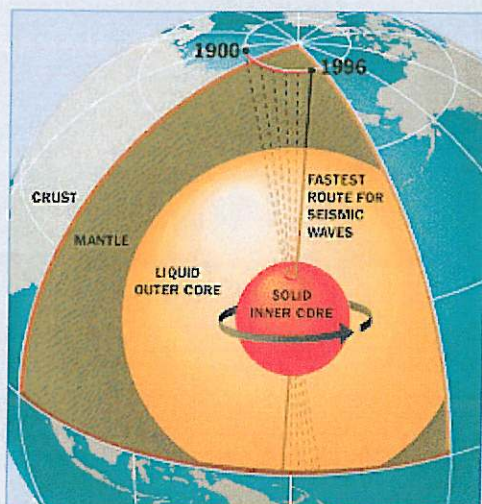
**LE VARIAZIONI** del campo geomagnetico si manifestano in un ampio spettro di frequenze sia nel dominio del tempo che dello spazio. Le **variazioni temporali del campo magnetico** possono avere origini interne o esterne alla superficie terrestre. Le variazioni interne sono dell'ordine di anni (tali variazioni a lungo termine sono note come variazione secolare) e si verificano in maniera non prevedibile. La variazione secolare causa un lento spostamento dei poli, la cui posizione si assume costante per alcuni anni. L'interazione fra il vento solare e la magnetosfera è responsabile delle variazioni a breve termine di origine esterna. Il rapido moto giornaliero dei poli è dovuto all'attività solare. La distanza e la velocità di questi spostamenti dipende dai disturbi del vento solare. Quando c'è un disturbo o una tempesta solare il sistema di correnti all'interno della magnetosfera viene potenziato. Sebbene siano irregolari, le fluttuazioni magnetiche mostrano una ricorrenza di 27 giorni perché alcune tempeste sono relazionate alla rotazione del Sole vista dalla Terra. Dal momento che le variazioni geomagnetiche non possono essere ricostruite dai dati storici, sono necessarie osservazioni continue per caratterizzare il campo magnetico attuale in maniera accurata.



**UN OSSERVATORIO MAGNETICO** è fondamentale per la determinazione della **variabilità locale** del campo geomagnetico. Gli elementi necessari per rappresentare il campo espresso in nT sono: l'intensità orizzontale (componente sud-nord), l'intensità ortogonale (componente ovest-est) e l'intensità verticale. Usando queste componenti si possono determinare: la declinazione (la differenza fra il nord vero e il nord magnetico) e l'inclinazione (l'angolo che il vettore del campo fa con la componente orizzontale). L'Italia, oltre a gestire due osservatori geomagnetici a Castello Tesino e L'Aquila, ha installato due osservatori presso le basi scientifiche italiane in Antartide: uno nella base "Mario Zucchelli", l'altro presso la base di Concordia, sul *plateau* antartico (nell'ambito della cooperazione Italia-Francia). Il sito di *Dome C* è di particolare interesse per gli studi geomagnetici per la sua collocazione sulla calotta polare di spessore superiore ai 4000 m. Essendo così lontano dal sub-strato roccioso sottostante, questo osservatorio è meno sensibile alle anomalie magnetiche della crosta che influenzano sempre la componente verticale del campo geomagnetico.

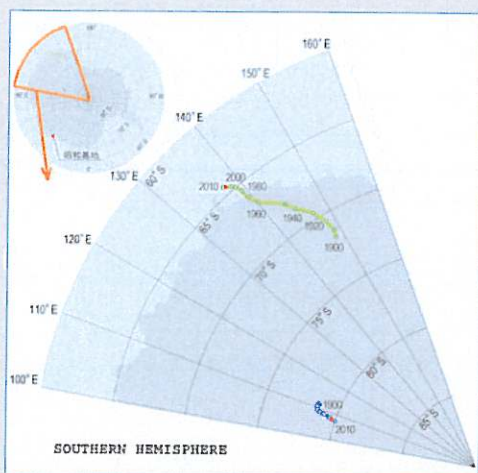






**SULLA SUPERFICIE DELLA TERRA** il campo magnetico può essere approssimato ad un **dipolo** posto al centro della Terra e inclinato rispetto all'asse di rotazione di circa  $11^\circ$ . Il campo magnetico terrestre, tuttavia, ha un'intensità variabile nel tempo e caratteristiche che possono deviare significativamente da quelle di un campo dipolare ideale. Il nord e il sud magnetico non sono localizzati nei poli geografici: il polo nord magnetico è in qualche modo più a sud e non diametralmente opposto al polo sud magnetico. Il polo nord magnetico si trova attualmente nel Canada settentrionale mentre il polo sud magnetico si trova fra l'Antartide e l'Australia meridionale. Le loro rispettive posizioni sono  $79.7N$ ,  $71.8OW$  e  $79.8S$ ,  $108.2E$ . Queste posizioni medie cambiano lentamente e

continuamente a causa delle variazioni secolari. Inoltre, i poli si spostano seguendo un percorso pressoché ellittico durante il giorno e possono essere lontani anche 80 km dalla loro posizione media quando il campo magnetico terrestre è disturbato. Inoltre, il campo magnetico osservato sulla superficie terrestre varia a causa degli effetti delle differenti permeabilità magnetiche dei materiali della crosta terrestre. La distribuzione degli osservatori a livello planetario non è uniforme, ma fortemente sbilanciata a favore dell'emisfero settentrionale. Anche per questa ragione è importante contribuire e mantenere attivo il monitoraggio geomagnetico in Antartide.



**MISURANDO CON REGOLARITÀ** il campo geomagnetico e le sue variazioni è possibile crearne una rappresentazione matematica. Il campo geomagnetico internazionale di riferimento (*International Geomagnetic Reference Field, IGRF*) è un modello globale del campo magnetico terrestre basato sulla cooperazione internazionale per raccogliere e pubblicare i dati geomagnetici. L'*IGRF* rappresenta il campo magnetico senza sorgenti esterne. Le variazioni secolari possono essere predette fino a 5 anni dal modello, che è parametrizzato come combinazione lineare di funzioni sferiche variabili secondo latitudine e longitudine. I primi tre termini del modello *IGRF* descrivono il campo di un

dipolo e consentono di definire le posizioni dei poli geomagnetici. I coefficienti del modello si assumono costanti per 5 anni fino a quando l'*IGRF* viene rivisto e una nuova versione viene rilasciata. L'*IGRF* raggiunge una accuratezza totale migliore di  $1^\circ$  in declinazione. Per ottenere tali accuratezze bisogna tener conto del campo magnetico della crosta terrestre, delle sue variazioni giornaliere e delle tempeste magnetiche.

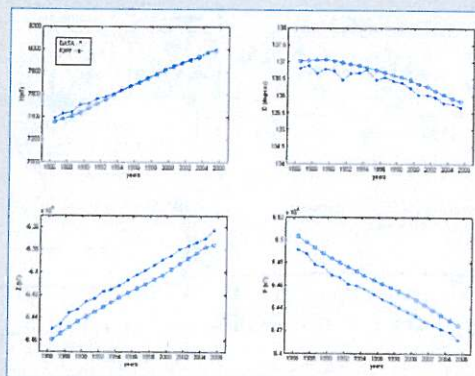




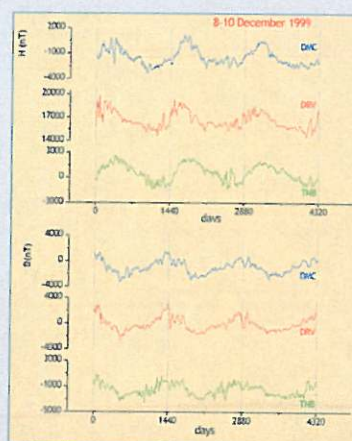
## ALCUNE DELLE CARATTERISTICHE PIÙ INTERESSANTI DEL CAMPO MAGNETICO TERRESTRE SI POSSONO OSSERVARE NELLE AREE POLARI, DOVE SONO LOCALIZZATI I POLI MAGNETICI



**LA VARIAZIONE SECOLARE** del campo geomagnetico dipende principalmente dalle lente variazioni delle correnti elettriche nel nucleo esterno. È osservabile sulla superficie terrestre come variazione in termini di intensità e di direzione del campo magnetico nel corso degli anni. Le registrazioni del livello assoluto delle variazioni temporali del campo magnetico provenienti dagli osservatori permettono di rilevare le caratteristiche delle variazioni secolari sul lungo periodo. D'altra parte i campionamenti ad alta frequenza forniscono informazioni preziose circa le interazioni fra la magnetosfera e le sorgenti esterne. Durante l'estate australe del 1986-87 un osservatorio geomagnetico è stato installato presso la base scientifica italiana "Mario Zucchelli". In figura sono mostrate le variazioni secolari dell'intensità orizzontale  $H$ , della declinazione  $D$  e dell'intensità verticale  $Z$ , registrate in questo osservatorio antartico. È evidente una diminuzione significativa dell'intensità di circa 600 nT dal 1987 al 2001 (con una media di -43 nT all'anno). Inoltre, in figura ogni valore viene confrontato con il valore corrispondente del modello IGRF del campo geomagnetico internazionale di riferimento.



**FRA LE VARIAZIONI DEL CAMPO GEOMAGNETICO** provocate da sorgenti esterne vi sono le **variazioni diurne**. Sono tra le prime ad essere individuate nelle registrazioni magnetiche e hanno una periodicità di 24 ore. Molti studi hanno mostrato che la forma di questo tipo di variazione ha una dipendenza spaziale che dipende dalla latitudine geografica e geomagnetica. Nelle regioni polari la variazione geomagnetica diurna durante le stagioni con scarsità di luce è un'estensione della variazione delle medie latitudini. La variazione diurna è dovuta alle particelle cariche che producono correnti elettriche nell'alta atmosfera ad altitudini comprese fra 100 e 130 km. A quelle altitudini l'atmosfera è ionizzata dalla radiazione ultravioletta del Sole e dalla radiazione X, creando una dinamo naturale con due celle di corrente: una nell'emisfero nord in senso anti-orario, e l'altra nell'emisfero sud in senso orario. In figura è mostrata una comparazione dei dati raccolti simultaneamente negli osservatori antartici delle basi "Mario Zucchelli", "Dumont d'Urville" e "Concordia". È evidente una variazione di 24-ore abbastanza regolare osservabile in tutti gli osservatori sia per la componente sud-nord dell'intensità del campo ( $H$ ) sia per la declinazione ( $D$ ). Anche se la posizione degli osservatori è differente rispetto all'ovale aurorale, si riscontrano alcune caratteristiche concordanti nelle tre registrazioni.

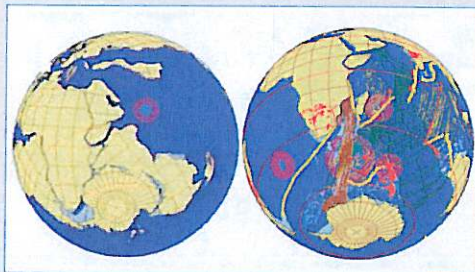






**IL MOVIMENTO DELLE PLACCHE** litosferiche che compongono l'involucro esterno del pianeta ha causato la formazione e la trasformazione dei continenti che erano inizialmente agglomerati in "super-continenti". Si pensa che circa 1000 milioni di anni fa si sia formato l'antico supercontinente Rodinia, che si è poi smembrato in otto continenti circa 600 milioni di anni fa. Successivamente le masse continentali si sono aggregate in un altro supercontinente chiamato **Pangea** che si è disgregato nel periodo Giurassico. Con la rottura della Pangea si sono costituite due grandi masse: Laurasia e Gondwana. Durante il tardo Paleozoico, Gondwana era esteso dalle latitudini prossime al polo Sud a quelle della fascia equatoriale, includendo la gran parte delle terre emerse dell'emisfero meridionale (Sud-America, Africa, India, Australia e Nuova Zelanda).

L'Antartide era il centro di Gondwana che si è frammentato circa 180 milioni di anni fa. Gli studiosi indicano due meccanismi possibili e probabilmente concomitanti per lo smembramento di Gondwana: forze agenti sui margini delle placche che ne guidano i movimenti e processi attivi nell'interno del mantello.



## LA FRAMMENTAZIONE DI GONDWANA

è avvenuta in diverse ere geologiche con lo scivolamento delle masse continentali sulla superficie della terra e la generazione di crosta nelle fosse oceaniche. Tre episodi principali si sono verificati nella disgregazione di **Gondwana**. Durante la fase iniziale di divergenza delle placche, circa 150 milioni di anni fa, si formò un corridoio

marino che separò la parte occidentale del supercontinente (Sud-America e Africa) dalla parte orientale (Antartide, Australia, India e Nuova Zelanda). In seguito, circa 130 milioni di anni fa, la placca indo-africana si staccò dal Sud-America dopo l'apertura dell'Oceano Atlantico meridionale e si separò dall'Antartide a causa del divergere del fondo oceanico nell'Oceano Indiano. Infine, circa 100 milioni di anni fa, l'Australia e la Nuova Zelanda si separarono dal nucleo antartico. In ultimo, circa 45 milioni di anni fa, la parte più meridionale dell'Australia si allontanò da quella che è ora l'Antartide, consentendo alle correnti oceaniche di fluire tra i due continenti. La separazione finale del Sud-America dall'Antartide occidentale è avvenuta circa 30 milioni di anni fa con l'apertura del Passaggio di *Drake*.

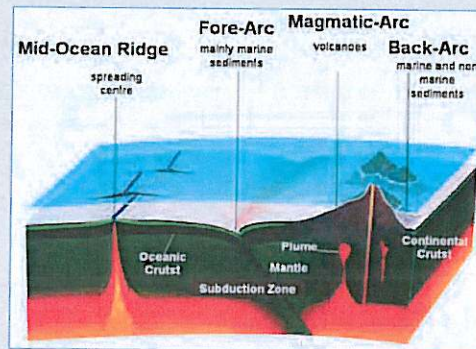




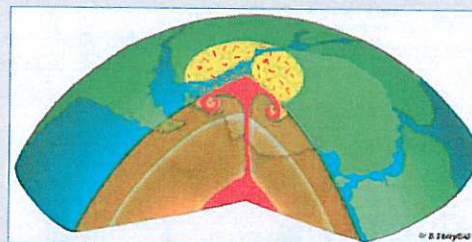
# L'ANTARTIDE È STATA IL NUCLEO DELL'ANTICO SUPERCONTINENTE GONDWANA, CIRCONDATO DA QUELLE CHE OGGI SONO L'AFRICA, L'INDIA E L'AUSTRALIA

## LO SMEMBRAMENTO DEL CONTINENTE

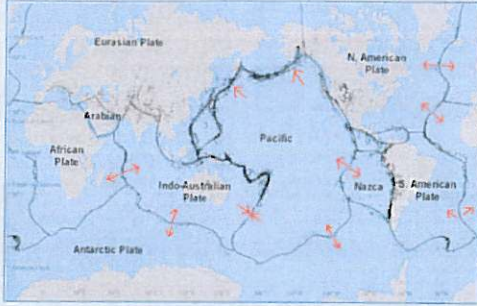
Gondwana fu causato innanzitutto dalle **forze ai margini delle placche** dovute alle celle di convezione interne al mantello. Il moto delle placche inizia quando la lava basaltica erutta in un'area di espansione del fondo oceanico. A causa di successive eruzioni il fondo oceanico si espande alla velocità di alcuni centimetri all'anno, generando nuova litosfera la cui espressione topografica è una dorsale. La litosfera che emerge gradualmente si raffredda, si contrae e si allontana dalla dorsale dirigendosi verso le zone di collisione. La crosta oceanica in genere è più densa e pesante della crosta continentale, quindi viene deformata in modo da discendere nel mantello quando raggiunge le placche continentali. Lo scorrimento di una placca litosferica sotto un'altra più leggera, e il suo conseguente trascinarsi in profondità nel mantello, si definisce **subduzione**. L'angolo del piano di subduzione dipende dalla temperatura della litosfera. La collisione e la subduzione inducono un riadattamento del margine della placca per cui si verificano terremoti, attività vulcaniche, formazione di catene montuose e fosse oceaniche. Circa 180 milioni di anni fa, a causa del moto delle placche si formò una provincia vulcanica molto estesa vicino al Polo Sud, poco prima della disgregazione di Gondwana.



**LA GEODINAMICA** della rottura del continente Gondwana probabilmente fu anche controllata dai processi dovuti alle **plumes**. Una **plume** è una risalita di roccia a temperatura elevatissima attraverso il mantello e generalmente si assume che si origini a profondità superiori ai 400 km e probabilmente anche al limite tra il nucleo e il mantello a oltre 2500 km di profondità. Dal momento che trasportano lentamente il calore dal nucleo alla superficie attraverso il mantello, le **plumes** sono elementi cruciali nella dinamica della convezione del mantello. La testa di una **plume** ha la forma di un fungo che si può parzialmente fondere quando raggiunge la superficie terrestre, provocando eventi vulcanici e **hot-spot**. Le **plumes** generano grandi quantità di magma basaltico, specialmente in prossimità dei punti di rottura di un continente. Se la testa della **plume** si propaga alla base della litosfera con un diametro superiore ai 1500-2000 km, si chiama **super-plume**. Tale evento è generalmente di breve durata (100 Ma) durante il quale molte **plumes** più piccole salgono alla base della litosfera. Il dibattito è ancora aperto sull'ipotesi che tale evento sia avvenuto alla base del continente Gondwana.







**LA DISSIPAZIONE DEL CALORE** proveniente dal mantello è considerata la sorgente di energia che muove la tettonica delle placche. Questa energia è trasferita alla litosfera da due forze: l'attrito e la gravità. La parte più esterna dell'interno della Terra è costituita da due strati: la litosfera più esterna e la sottostante astenosfera. Da un punto di vista meccanico la litosfera è più fredda e più rigida, mentre l'astenosfera è più calda e più debole.

La litosfera è separata in **placche rigide** che galleggiano sull'astenosfera. La bassa viscosità dell'astenosfera consente alle placche tettoniche di muoversi in differenti direzioni. Gondwana si è separato in alcuni frammenti che lentamente si sono ridisposti nello scenario attuale. L'Antartide oggi è una composizione di blocchi strutturalmente differenti che si sono aggregati prima della formazione di Gondwana: la catena montuosa transantartica segna il limite tettonico fra lo scudo cratonico stabile dell'Antartide orientale e un mosaico di terreni che si sono accumulati componendo l'Antartide occidentale.



**L'ANTARTIDE È DIVISA SU GRANDE SCALA** in tre domini tettonici principali: il cratone dell'Antartide orientale, il sistema dell'Antartide occidentale e fra questi due le **Montagne Transantartiche** (*Transantarctic Mountains, TAM*). Il cratone dell'Antartide orientale è uno scudo archeano stabile molto elevato anche se l'esposizione del substrato roccioso è limitata a pochi affioramenti e alle aree costiere. Le TAM segnano il margine occidentale del cratone estendendosi per 3500 km attraverso il continente dal Mare di Ross al Mare di Weddel con picchi superiori ai 4000 m. Esse rappresentano la più lunga e imponente catena montuosa del mondo che si è generata per fattori che non dipendono dalla subduzione. Il sistema dell'Antartide occidentale include un'ampia area di blocchi cristallini sottili

ed estesi che sono in gran parte sommersi, come nel caso dei bacini subglaciali di *Byrd* e del Mare di Ross. Il sistema di fosse nell'Antartide occidentale è uno dei più vasti sistemi di fosse continentali al mondo, caratterizzato da strutture di fratturazione cristallina recente e attività magmatica. Le misure aeromagnetiche in quest'area mostrano la presenza di intrusioni magmatiche che sono state spiegate come estensione durante il periodo cenozoico e conseguente assottigliamento della litosfera oppure come l'azione di *plume* del mantello.

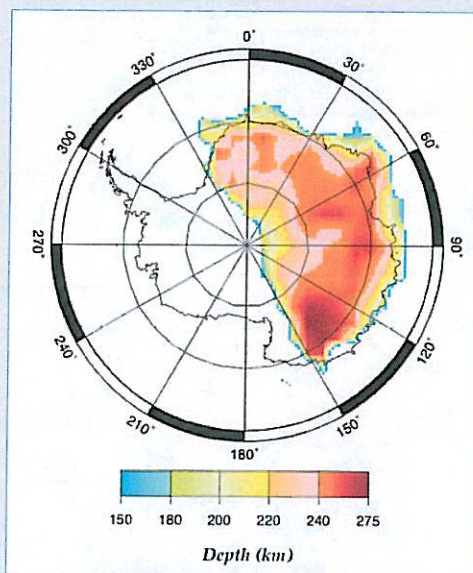




## GLI STUDI DI TOMOGRAFIA SISMICA SONO IN GRADO DI RIVELARE LE RADICI CONTINENTALI PROFONDE DEL BLOCCO DELL'ANTARTIDE ORIENTALE

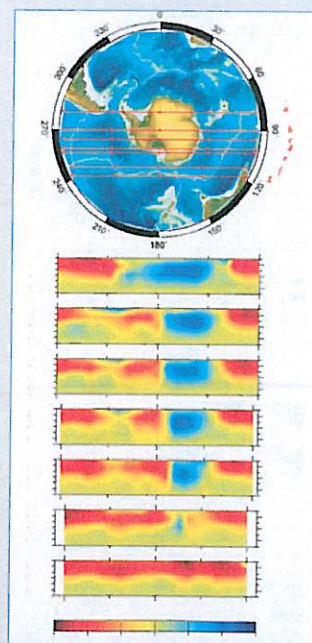
### LA RACCOLTA DI DATI GEOFISICI

in Antartide è estremamente difficile, principalmente per le severe condizioni ambientali. Le osservazioni *in situ* richiedono pianificazione e supporto logistico scrupoloso, costi rilevanti e strumentazione particolare. Pertanto le campagne di osservazione possono essere condotte prevalentemente durante la brevissima estate antartica in vicinanza delle basi scientifiche che sono generalmente situate sulle aree costiere. Le osservazioni indirette sono essenziali nell'investigazione della **struttura interna** del continente. Quando si verifica un terremoto, si generano alcuni tipi di onde elastiche che si propagano intorno al pianeta e altre che propagano al suo interno. Ci sono due classi principali di onde sismiche: le onde di volume che viaggiano attraverso il mantello e il nucleo della Terra, classificate *in onde P* e *onde S* e le onde di superficie (onde di Rayleigh e di Love) che si propagano più volte sulla superficie intorno al pianeta. Le onde di volume si propagano più velocemente delle onde di superficie quindi sono le prime ad essere registrate nei punti in cui emergono. Quando le onde sismiche arrivano e sono registrate nelle stazioni sismografiche, esse portano informazioni sull'interno della Terra che hanno appena attraversato.

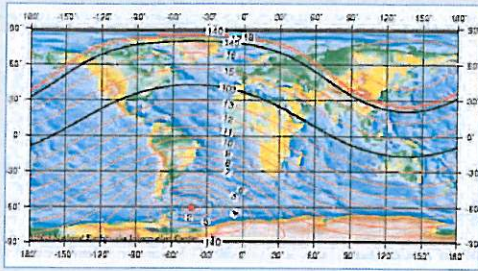


### LA TOMOGRAFIA SISMICA

rappresenta un valido strumento per determinare la struttura della litosfera. In particolare, le **onde di superficie** si propagano in profondità per alcune centinaia di km e forniscono una buona proiezione del mantello superiore. Le variazioni di velocità delle onde sismiche sono correlate in prima approssimazione a variazioni di temperatura. La struttura del mantello può essere descritta rappresentando le anomalie di velocità di propagazione delle onde sismiche rispetto ad un valore di riferimento medio. Basse velocità sismiche (in rosso in figura) descrivono le anomalie "calde" sotto le dorsali medio-oceaniche fino a circa 150 km. Nell'Antartide orientale, la litosfera continentale fredda (in blu) ha uno spessore variabile, che raggiunge la sua massima profondità a Wilkes Land oltre i 250 km. Le radici del cratone figurano con anomalie di alta velocità che terminano bruscamente verso l'Antartide occidentale. Il contatto veloce/lento si verifica sotto le Montagne Transantartiche ed è particolarmente netto nell'area del Mare di Ross, dove materiale sismicamente lento, a circa 250 km di profondità, indica un'anomalia calda con radici piuttosto profonde.

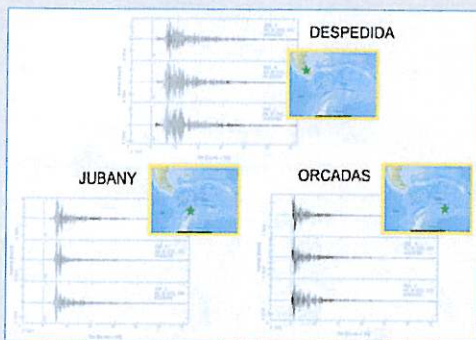






**NEL CASO IN CUI I TERREMOTI** avvengono a distanze globali, cioè di migliaia di km, quattro o più registrazioni di onde P consentono di localizzare l'**epicentro** in modo univoco. La prima onda P che arriva ha viaggiato necessariamente in profondità nel mantello e probabilmente è stata rifratta nel nucleo esterno prima di arrivare alla superficie. Poiché le velocità aumentano con la profondità le

onde P viaggiano più velocemente in questo modo che se viaggiassero in linea retta dal luogo del terremoto sulla superficie, fino alla stazione. Il 4 agosto del 2003 alle 4.37 UTC (*Universal Time Coordinated*) un terremoto di magnitudo 7.5 si è verificato tra la placca di *Scotia* e la placca antartica. Il tempo teorico di percorrenza dell'onda P dall'epicentro del terremoto alla città di Roma fu di 14 minuti e 37.6 secondi, coprendo una distanza di 111.82°. I sismogrammi sono in grado di registrare il tempo di arrivo, le ampiezze e le fasi delle onde sismiche rendendo possibile la stima di profondità, posizione e magnitudo del terremoto. Inoltre è possibile determinare anche il tipo di terremoto e la direzione del moto di faglia consentendo lo studio del meccanismo focale. I dati digitali che si registrano attualmente permettono di simulare la forma d'onda per capire il meccanismo focale. Gli studi sui piani di faglia mostrano la direzione del moto dei margini delle placche e sono stati fondamentali nel confermare i modelli della tettonica a placche.



## IL TERREMOTO DEL 4 AGOSTO DEL 2003 (7.5

di magnitudo) fu un evento di grande importanza con un epicentro molto vicino alle Orcadi Meridionali. La scossa principale fu localizzata nel Mare di *Scotia* a circa 70 km dalla Base *Orcadas* che ha subito danni minori alle infrastrutture, ma non alle persone. Il banco di ghiaccio si è fratturato e masse ghiacciate sono precipitate dalle cime delle montagne circostanti. Il personale della Base *Orcadas* ha riferito che pezzi del banco di ghiaccio si

sono abbattuti sulla riva. La scossa principale e la sua sequenza di scosse di assestamento sono state registrate dalle stazioni a banda larga che costituiscono la rete sismografica antartica italo-argentina (*Antarctic Seismographic Argentinean Italian Network, ASAIN*). Questa è la **rete sismografica regionale** installata e resa operativa dal PNRA in cooperazione con l'Istituto Nazionale Antartico Argentino. La rete è costituita da cinque stazioni, localizzate nella penisola antartica (*Esperanza, Orcadas e Jubany*) e in *Tierra del Fuego* (*Ushuaia, Estancia Despedida*). Nella figure sono mostrate le tre componenti (verticale, est-ovest and nord-sud) registrate dai sismogrammi di *ASAIN* nelle stazioni di *Jubany, Despedida* e *Orcadas*.

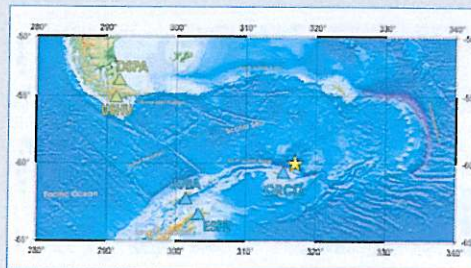




## LA PLACCA DEL MARE DI SCOTIA SI STA SPOSTANDO VERSO OVEST-NORDOVEST RISPETTO ALLA PLACCA ANTARTICA, CON UNA VELOCITÀ DI CIRCA 1 CENTIMETRO ALL'ANNO

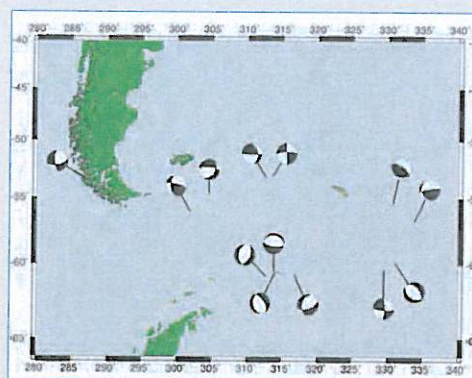
### LA REGIONE DEL MARE DI SCOTIA

è un'area dove la placca antartica e quella sud-americana interagiscono con alcune placche minori generando una varietà di fenomeni tettonici. La struttura più evidente è l'arco formato dal gruppo di dorsali sottomarine e dalle isole vulcaniche orientali il quale connette la parte più meridionale del Sud-America con la penisola antartica. I fenomeni di **subduzione** caratterizzano l'area delle isole *Sandwich*, che formano il margine orientale di questo arco. Il centro di divergenza delle placche è attivo nella parte più occidentale fra le isole *Sandwich* e la placca di *Scotia*. L'area delle isole *Shackleton* e *Shetland* del Sud costituisce la faglia trasforme sul lato occidentale. I margini settentrionali e meridionali di questa regione sono rappresentati dalle dorsali Nord e Sud di *Scotia* le cui caratteristiche sono fondamentalmente continentali. L'attività sismica rilevante caratterizza l'intera area e si sono verificati alcuni terremoti di magnitudo superiore a 7. L'area più attiva è rappresentata dalla fossa delle Isole *Sandwich* Meridionali, dove l'alto livello di sismicità è associato ai fenomeni di subduzione. Meno intensa è l'attività sismica osservata lungo i margini trascorrenti delle dorsali Nord e Sud di *Scotia* che collegano le isole *Sandwich* del sud alla *Tierra del Fuego* e alla penisola Antartica.

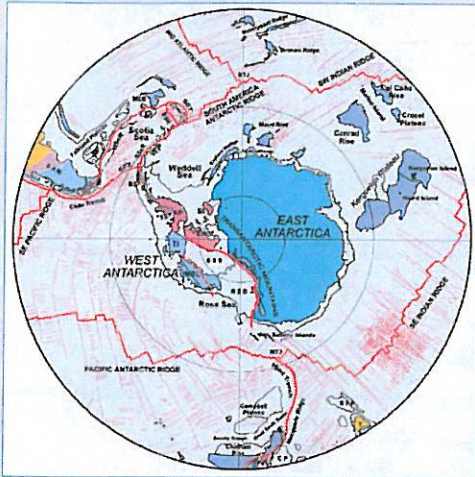


### LA PLACCA DEL MARE DI SCOTIA

si sta muovendo verso ovest-nordovest rispetto alla placca antartica. La componente occidentale è dovuta alla rotazione della Terra e all'attrito mareale della Luna. Poiché la Terra ruota verso est al di sotto della Luna, la gravità lunare spinge leggermente lo strato superficiale della Terra verso ovest. La viscosità inferiore dell'astenosfera consente questa resistenza. Le altre placche litosferiche si muovono verso nord e verso est sulla Terra, ma quando sono in un sistema di rotazione relativo al mantello si muovono lungo un flusso ondulato che ha direzione ovest. In questo sistema di rotazione l'equatore è a circa 25-28° rispetto all'equatore geografico a destra nel piano di rivoluzione della Luna. Questa polarizzazione è anche confermata dall'asimmetria fra le zone di subduzione che seguono o si oppongono al flusso ondulato. La velocità relativa fra la placca del Mare di *Scotia* e quella antartica è di circa 1 cm all'anno. Il margine complessivo è di tipo **faglia trasforme**, che include prevalentemente fagliamento a scorrimento orizzontale.

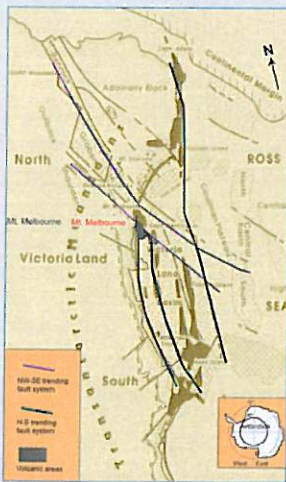






**LA PLACCA ANTARTICA** è divisa internamente da grandi strutture a *Rift*, cioè in estensione, che hanno prodotto una delle più estese province alcaline vulcaniche del mondo. Il *Rift* occidentale antartico è lungo circa 3200 km ed è comparabile al più conosciuto sistema a *fosse (Rift)* dell'Africa orientale. Gli apparati vulcanici comprendono sia grandi scudi basaltici sia piccoli condotti monogenetici. La presenza della calotta glaciale continentale è la conseguenza dell'accumulo di rocce di ialoclastite, il cui volume è superiore ad ogni altra regione vulcanica sub-aerea. I vulcani collegati alla subduzione all'interno o adiacenti alla placca antartica formano le Isole *Sandwich* del Sud e le Isole *Shetland* del Sud. Nonostante le sue dimensioni, l'Antartide

si colloca al di sotto di tutte le altre regioni per numero di eruzioni e solo quelle del Pacifico e dell'Atlantico hanno un numero minore di vulcani storicamente attivi. Le registrazioni storiche sono brevi, e il 75% delle eruzioni antartiche sono avvenute nell'ultimo secolo. Una datazione precisa delle eruzioni passate è difficile: molta parte del paesaggio è coperta dai ghiacciai, viaggiare è sconsigliato e gli alberi utili per la datazione del radiocarbonio non crescono in queste condizioni climatiche estreme. Ne consegue che questa è l'area con la più alta concentrazione di vulcani a stato incerto. La regione non ha prodotto alcuna grande eruzione durante l'olocene (con Indice di Esplosività Vulcanica maggiore di 4 o quantità di lava superiore ad 1 km<sup>3</sup>), e per il 52% delle presunte eruzioni non c'è la fondata certezza che siano realmente avvenute.



**IL MONTE MELBOURNE** (74°21'S, 164°43'E) è un vulcano quiescente situato tra la Baia di *Terra Nova* e la Baia di *Wood* nella Terra Vittoria settentrionale. E' parte di un'area ad intensa attività vulcanica, nota come gruppo vulcanico di *McMurdo*, che si è sviluppata lungo il margine occidentale del Mare di *Ross* ed è parallela alle Montagne Transantartiche. Questo vulcanismo è attivo sin dall'Oligocene ed è direttamente connesso al sistema a *Rift* del Mare di *Ross*. L'area del Monte *Melbourne* è stata recentemente sottoposta ad una **tettonica distensiva** sia lungo il sistema strutturale nord-ovest/sud-est sviluppatosi parallelamente alla catena transantartica formando il *Rennik graben* che sul sistema nord-nord-est/sud-sud-est che ha formato il *Nansen graben*. Il campo vulcanico sembra essersi formato all'intersezione di questi sistemi e lo sviluppo dell'attività vulcanica è generalmente collegata ai due sistemi strutturali, come è testimoniato dalle fratture eruttive, dai coni di scorie e dall'orientazione dei dicchi.





## IL GRUPPO VULCANICO DI McMURDO SI È SVILUPPATO DURANTE L'OLIGOCENE LUNGO IL MARGINE OCCIDENTALE DEL MARE DI ROSS IN TERRA VITTORIA

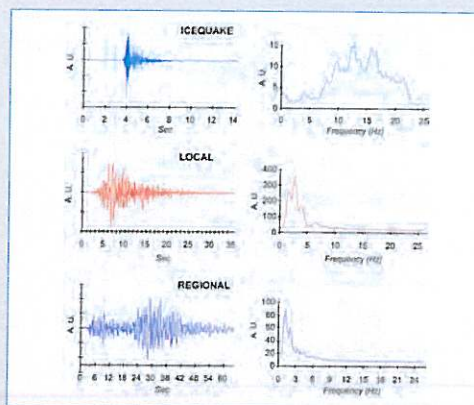
### I VULCANI FORMANO STRATOVULCANI

se eruttano magma contenente un'alta percentuale (65%) di silicio. Essi rappresentano la percentuale maggiore (circa il 60%) dei singoli vulcani della Terra e sono caratterizzati da eruzioni pliniane. Questo tipo di vulcani tende ad esplodere quando eruttano poiché la lava viscosa trattiene i gas che vengono emessi violentemente durante l'eruzione. Gli **stratovulcani** sono composti da strati di lava viscosa alternati a materiale piroclastico, come ceneri vulcaniche fuse troppo pesanti per essere sospese in atmosfera. Queste circondano le pendici dei vulcani e possono spingersi lontano dalla bocca del vulcano durante le grandi eruzioni. I flussi piroclastici raggiungono temperature di 1200°C e possono depositarsi in strati spessi anche molti metri. Gli stratovulcani hanno dolci pendii che possono diventare scoscesi alla sommità. La loro forma è dovuta al flusso di lava altamente viscosa che si raffredda e si indurisce prima di propagarsi lontano. La sommità del cratere è tipicamente piccola e possono formarsi colate di fango (*lahar*) a causa della liquefazione del ghiaccio. Prima di un'eruzione la copertura ghiacciata si può indebolire e fratturare a causa dell'attività sismica dei mesi precedenti.

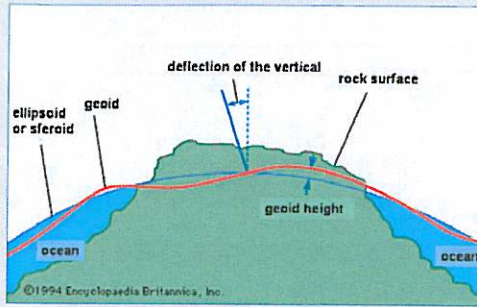


### L'ANALISI DELLE REGISTRAZIONI SISMICHE

sul Monte *Melbourne* indica l'accadimento di terremoti di natura glaciale, terremoti regionali e fenomeni di sismicità locale. Nessun tremore vulcanico e livelli molto bassi del rumore sismico (circa 50 nm/s) caratterizzano l'area del Monte *Melbourne*, e solo un aumento significativo del rumore di fondo è stato registrato durante i giorni con vento particolarmente intenso. La gran parte degli **eventi registrati** sono terremoti legati al crepacciamento dei ghiacci. Questi mostrano una debole insorgenza, nessuna evidenza della fase S, rapida diminuzione di ampiezza, alto contenuto spettrale (superiore a 10Hz) e breve durata. Gli eventi regionali con magnitudo variabile fra 1.5 e 2.8 mostrano un intervallo S-P di 15-25 secondi. Questo suggerisce che tali terremoti possono essere collegati ad una tettonica regionale attiva nel raggio di circa 90-160km dal Monte *Melbourne*. Generalmente durano più di un minuto e sono caratterizzati da una frequenza molto bassa. Gli eventi locali sono rappresentati da un gruppo di microterremoti (magnitudo non superiore a 2.0) caratterizzati dalla difficoltà di identificare la seconda fase delle onde sismiche e da un basso contenuto in frequenza.

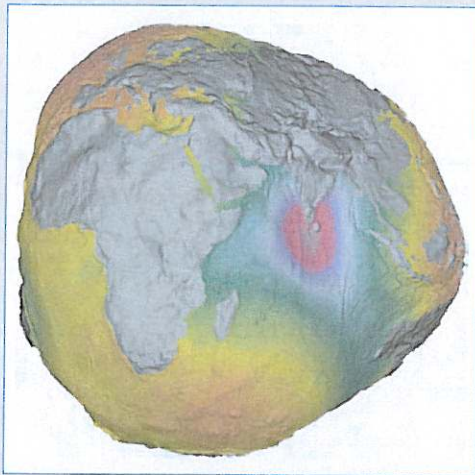






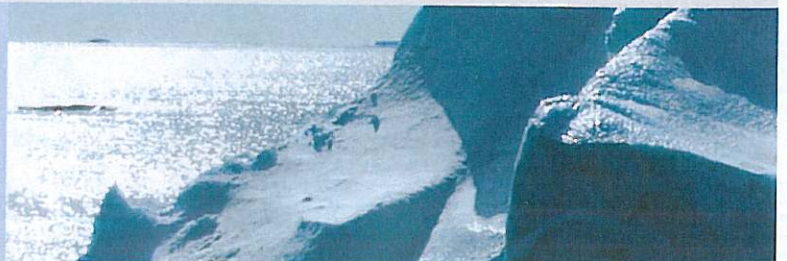
**LA FORMA DELLA TERRA** si può approssimare ad un **ellissoide** (il suo raggio equatoriale è circa 21 km più grande del suo raggio polare) ma non è perfettamente geometrica. Gli scostamenti dall'ellissoide sono rappresentati da una superficie nota come **geoide**, che è la superficie normale in ogni punto alla verticale (cioè alla direzione della forza di gravità), ottenuta in assenza di venti, correnti oceaniche, maree e altre forze di disturbo. Gli

scostamenti del geoide dall'ellissoide di rotazione sono di circa  $\pm 100$  metri. Sotto i continenti il geoide è la superficie a cui il livello dell'acqua si alzerebbe se dei canali fossero scavati attraverso i continenti collegando un oceano all'altro. La direzione locale della gravità è perpendicolare al geoide e l'angolo fra questa direzione e la perpendicolare all'ellissoide è nota come **deflessione della verticale**. Il geoide è la migliore rappresentazione grafica del campo gravitazionale terrestre e serve come superficie di riferimento per misurare le altezze topografiche e le profondità degli oceani. Le altezze del geoide sono relativamente piccole e la forma del geoide rappresenta dolci ma estese colline e valli.



**OGNI PUNTO DELLA SUPERFICIE** terrestre è soggetto alla forza gravitazionale esercitata dalla Terra e alla forza centrifuga dovuta al moto di rotazione attorno all'asse del pianeta. Il potenziale associato alla risultante somma delle due forze è il **potenziale di gravità**. Il geoide è una particolare **superficie equipotenziale**, cioè la funzione potenziale di gravità è costante sulla sua intera estensione. Tuttavia questa superficie non ha una rappresentazione matematica semplice causa della distribuzione di massa irregolare fra i continenti e i fondi oceanici e della densità eterogenea all'interno della Terra. La funzione potenziale descrive gli effetti combinati dell'attrazione gravitazionale della massa terrestre e della repulsione centrifuga causata

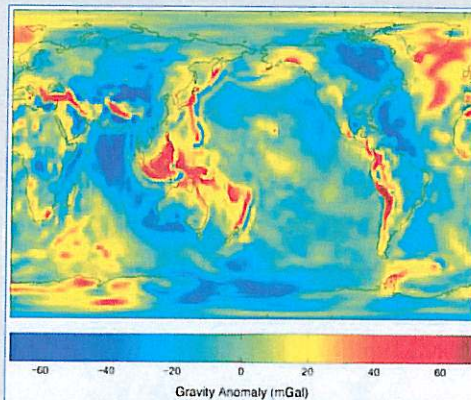
dalla rotazione terrestre intorno al suo asse. Le maree terrestri sono causate per circa due terzi dalla Luna e per circa un terzo dal Sole. Stando alla complessità dei movimenti astronomici queste forze mareali sono composte da onde sinusoidali con periodo compreso fra 8 ore e infinito, anche se la gran parte di esse sono concentrate nelle bande di frequenze diurna e semidiurna.



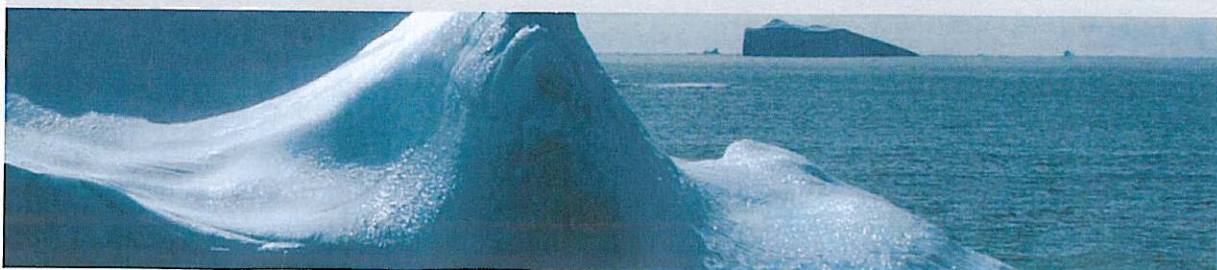
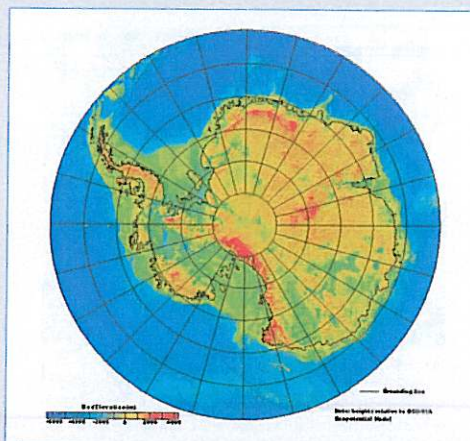


LE TERRE ANTARTICHE SONO COPERTE DA UNA CALOTTA POLARE SPESSA MEDIAMENTE 2500 METRI. SENZA GHIACCIAI E NEVAI, OGGI L'ANTARTIDE SAREBBE UN ARCIPELAGO

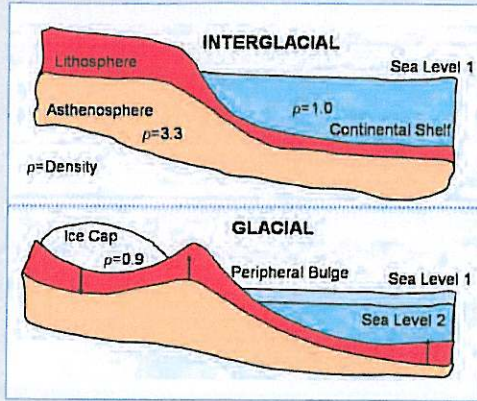
**IL CAMPO DI GRAVITÀ** sulla superficie terrestre varia in funzione della distribuzione di densità e di spessore delle rocce che formano la crosta differenziandosi in maniera sostanziale sugli oceani e sui continenti. L'**anomalia del campo di gravità**, cioè la differenza tra il valore reale e un valore medio di riferimento, tiene conto sia dei fenomeni mareali che di quelli non mareali, dell'influenza della pressione dell'aria e dell'effetto indiretto degli oceani. E' necessario conoscere la reologia dei mezzi circostanti una certa anomalia per determinare quanta parte è dovuta ai contrasti di densità nel mantello (sorgente primaria) e quanta alla deflessione delle zone di margine (sorgente secondaria). L'attrazione gravitazionale della Terra determina cambiamenti dell'altezza della superficie del mare su grande scala che si riflettono nelle variazioni del campo gravitazionale terrestre. Anche i sistemi di fosse oceaniche e i margini dei bacini oceanici hanno un impatto nella determinazione del geode. Sulla Terra sostanziali anomalie del geode si trovano nelle zone di subduzione e nelle zone di *hot-spot*. Nelle regioni continentali, invece, la materia è densamente compatta sotto le catene montuose e si assottiglia nelle valli quindi le anomalie non sono correlate con la topografia a causa della compensazione isostatica.



**IN ANTARTIDE LA MAPPATURA** delle anomalie magnetiche e l'interpretazione del geode sono focalizzate sulla delimitazione dello spessore della copertura ghiacciata nella piattaforma continentale, sullo spessore della colonna d'acqua al di sotto dei banchi di ghiaccio marino, e sull'elevazione del terreno al di sotto delle calotte. La topografia sub-glaciale ottenuta dalle mappe del substrato roccioso indica che i **rilievi sub-glaciali** dipendono da tre fattori: (1) direzione del flusso dei ghiacci (il substrato generalmente è più levigato lungo la direzione del flusso dei ghiacci e più rugoso nella direzione perpendicolare al flusso); (2) dinamica dei ghiacci (i ghiacci che scorrono sul substrato causano un'erosione maggiore dei ghiacci in una situazione statica); (3) litologia (il substrato costituito da rocce franose è più facilmente erodibile di quello composto da roccia dura). La direzione del flusso di ghiaccio e la dinamica dei ghiacci si modificano nel corso di milioni di anni, mentre è improbabile che la litologia si alteri in questo arco di tempo. L'identificazione dei rilievi subglaciali può fornire informazioni (a differenti frequenze) sulla formazione delle correnti di ghiaccio.

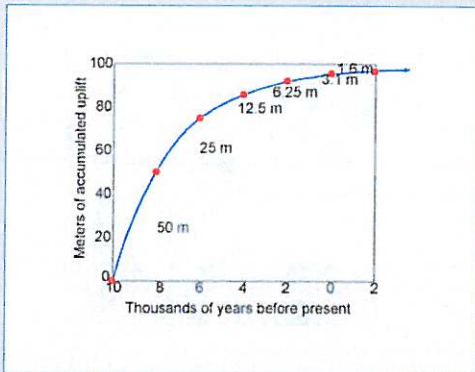






**NEL CORSO DI MILIONI DI ANNI** il mantello si comporta come un fluido viscoso, ma nel corso di un periodo breve di tempo la crosta e il mantello sono elastici. Il peso statico di imponenti masse di ghiaccio può provocare una **deformazione plastica** della litosfera e della sottostante astenosfera. Durante un periodo glaciale questo eccesso di carico provoca una depressione litosferica di centinaia di metri. Il peso del ghiaccio si distribuisce sulla superficie terrestre formando una depressione che può superare i 100 metri intorno al margine della calotta glaciale ed estesa fino a 150-180 km di distanza. L'area che circonda

la depressione litosferica può sollevarsi e creare un innalzamento periferico per compensazione. Tale innalzamento può essere trascurabile ma può raggiungere anche qualche centinaio di metri avendo implicazioni importanti per il drenaggio dell'acqua e per la formazione dei laghi pro-glaciali e delle correnti dei ghiacci. Dopo l'ultima glaciazione, terminata circa 17000-15000 anni fa, i ghiacciai polari hanno cominciato a ritirarsi. In Antartide ciò ha provocato un lento e progressivo sollevamento della crosta terrestre, tuttora attivo, noto come *rebound post-glaciale*.



**IL PESO DELLE CALOTTE POLARI** causa la subsidenza delle terre. Una deglaciazione o rimozione dei ghiacci produce un sollevamento della superficie. Questo si spiega con il concetto di isostasia basato sull'influenza delle due forze opposte: di galleggiamento e gravità. Le placche rigide della litosfera e il mantello duttile dell'astenosfera si dispongono verticalmente fino a che le due forze si bilanciano. La rapidità con cui avviene il sollevamento isostatico dipende dalla rigidità e dal carico delle rocce sottostanti, dalle caratteristiche geologiche

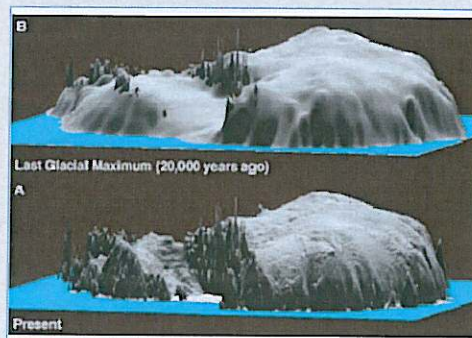
regionali e dal paleoclima. Inizialmente un sollevamento moderato avviene al di sotto di un sottile strato di ghiaccio in risposta alla diminuzione della pressione. A questo punto la terra è ancora coperta dal ghiaccio. Dopo la deglaciazione si verifica un **sollevamento post-glaciale**. Il sollevamento isostatico decresce generalmente con andamento esponenziale presentando un tempo di dimezzamento tipico di alcune centinaia di anni. Il sollevamento glaciale accelera al diminuire della riduzione del ghiaccio. Il sollevamento residuo permane fino al raggiungimento dell'equilibrio isostatico della litosfera.



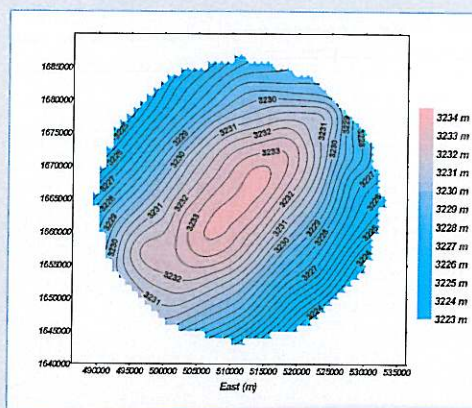


QUANDO LE CALOTTE POLARI SI ESPANDONO  
SI VERIFICA IL FENOMENO DELLA SUBSIDENZA  
IN RISPOSTA ALL'AUMENTO DEL PESO DEI GHIACCI.  
QUANDO I GHIACCI VENGONO RIMOSSI NE CONSEGUE  
IL SOLLEVAMENTO DELLA SUPERFICIE TERRESTRE

**IL SOLLEVAMENTO ISOSTATICO** si verifica anche quando uno strato di roccia è rimosso dall'erosione. Per compensare la perdita di pressione altre rocce si muovono verso l'alto. Il sollevamento isostatico dovuto all'**erosione glaciale** è un fenomeno tipico nell'area delle Montagne Transantartiche. Questi rilievi topografici tra i più alti al mondo sono montagne erose alla base dai ghiacci. In Antartide orientale, in particolare, i ghiacci scavano valli strette e profonde alla base della catena. L'erosione è localizzata, tuttavia il sollevamento isostatico si distribuisce su una regione molto più ampia. Ne risulta che l'elevazione media della regione può essere ridotta dall'erosione ma i picchi aumentano a causa del sollevamento isostatico. Almeno il 50% delle vette delle Montagne Transantartiche alte 4000 m è dovuto al sollevamento isostatico prodotto in seguito all'erosione delle valli glaciali. Sia i ghiacciai orientali che occidentali in Antartide si sono estesi nella piattaforma continentale durante l'ultimo massimo glaciale, circa 20000 anni fa. La calotta antartica orientale iniziò a ritirarsi circa 17000 anni fa, seguita molto tempo dopo da quella occidentale.



**NELLE REGIONI ANTARTICHE** le mappe topografiche possono essere prodotte usando il metodo del **Precise Point Positioning** o Posizionamento Preciso a singolo Punto, (PPP). Questa tecnica viene usata per la registrazione delle coordinate del **GPS (Global Positioning System)** con l'uso di una singola stazione. Il metodo PPP è un processamento a posteriori che usa le osservazioni non differenziate registrate dai ricevitori **GPS** geodetici in linea con le orbite e i tempi satellitari e usa i ritardi della ionosfera per i ricevitori a singola frequenza. I parametri stimati in PPP sono le posizioni delle stazioni in modo statico o cinematico. Le migliori accuratze delle soluzioni della posizione fornite da questo metodo raggiungono pochi centimetri nelle coordinate orizzontali e meno di 10 cm nelle coordinate verticali. La precisione che ne risulta può arrivare a quella dei **GPS** a fase differenziata ma senza la necessità di accedere o processare dati raccolti simultaneamente in una stazione o assicurare che le coordinate alla stazione base siano riferite correttamente. In questo modo è stato possibile determinare la topografia del **Dome C** (in figura), che presenta pendenze molto deboli con un gradiente di alcuni metri per decine di chilometri.







**I MIGLIORAMENTI NELLE TECNOLOGIE** degli strumenti e nelle tecniche di processamento dei dati hanno consentito di migliorare i sistemi di posizionamento globale nelle **misurazioni geodetiche** applicate al controllo della cinematica superficiale del terreno per determinare movimenti e deformazioni anche di entità sub-centimetrica. Le misure geodetiche che fanno uso del *GPS (Global Position System)* e dalla campagna 2005-2006 anche del sistema *GLONASS (GLobal NAVigations Satellite System)*, sono state usate in un'ampia area che parte dalla baia di Terra Nova fino alla Terra Vittoria settentrionale. La rete *VLNDEF (Victoria Land Network for DEFormation control)* è stata

progettata per determinare i movimenti orizzontali e verticali all'interno degli studi di geodinamica della zona. Ciò è stato pianificato allo scopo di confermare le teorie circa il contesto tettonico della regione e del modello del sollevamento post-glaciale dell'area dovuto allo scioglimento dei ghiacci. Nella foto è riportato un vertice della rete *VLNDEF*, localizzato ad *Inespressible Island*, su cui è montata un'antenna di tipo *choke ring GPS/GLONASS*.



**DURANTE LE CAMPAGNE** del 1999-2000 e 2002, sono state installate 28 stazioni *VLNDEF*. La scelta dei siti è stata fatta in base ad una attenta analisi della carta geologica della **Terra Vittoria Settentrionale**. La materializzazione è stata eseguita utilizzando un pilastro di acciaio ancorato direttamente alla roccia. Il primo rilievo è stato completato nel 1999-2000 e nel 2000-2001. Le misure dell'intera rete sono state ripetute nelle spedizioni del 2002-2003 e del 2005-2006. L'analisi dei risultati ottenuti attraverso l'elaborazione dei dati ha fornito la prima immagine degli

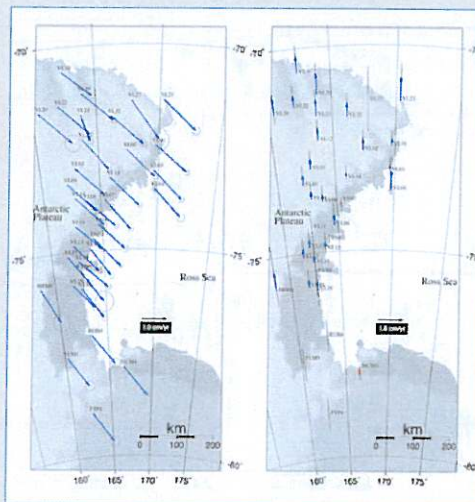
spostamenti orizzontali e verticali in azione che forniscono un valido elemento per la comprensione dei fenomeni geodinamici in atto e degli eventuali movimenti verticali correlati al sollevamento post-glaciale. Per estendere lo studio a tutta l'area della Terra Vittoria, la rete *VLNDEF* è stata connessa alla rete *TAMDEF (Transantarctic Mountains Deformation Network)*, progetto di ricerca degli *USA*, allo scopo di investigare i processi geodinamici che agiscono nella Terra Vittoria meridionale.



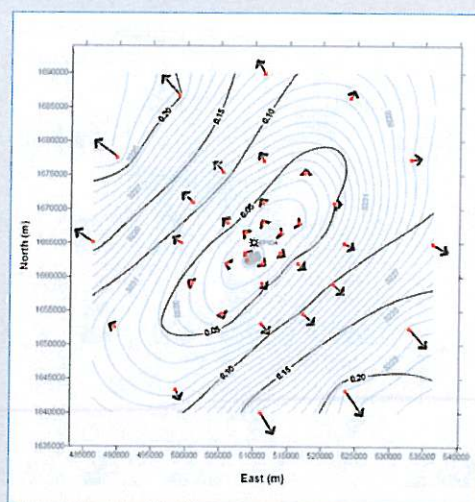


## L'USO DEL GPS (GLOBAL POSITIONING SYSTEM) CONSENTE DI DETERMINARE IL MOTO VERTICALE E ORIZZONTALE DELL'AREA SETTENTRIONALE DELLA TERRA VITTORIA

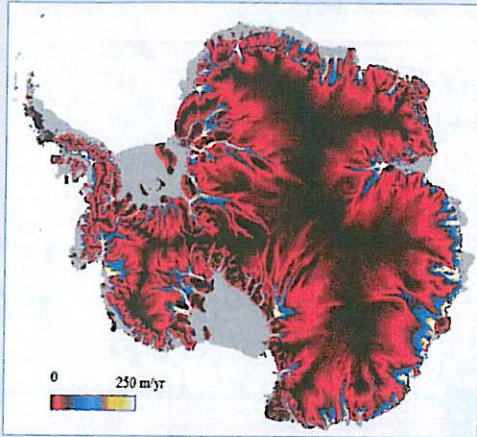
**LE ANALISI DEI RISULTATI** ottenute dal processamento dei dati danno una prima rappresentazione dei movimenti orizzontali e verticali che consentono di capire i fenomeni geodinamici. Si può osservare l'andamento di tali fenomeni nelle due mappe riportate a lato. La prima mappa mostra l'andamento dei **movimenti assoluti planimetrici** rilevati nel tempo nella Terra Vittoria Settentrionale. Tali movimenti sono concordi con l'andamento globale determinato da campagne di misura eseguite nell'ambito di vari progetti di ricerca internazionali da parte di diverse nazioni e nelle diverse parti del continente antartico. La seconda mappa, invece, riporta i **vettori di movimento verticale** degli stessi vertici della rete VLNDEF. Tale movimento denota un evidente effetto di sollevamento della regione dovuto alla concomitanza di difersi effetti come *rebound* post glaciale, movimenti tettonici o/e effetti stagionali dovuti al gelo e disgelo.



**LA CALOTTA POLARE** è soggetta a lenti ed estesi movimenti di flusso verso la costa, dove i ghiacci si sciolgono o si disperdono nell'oceano in forma di *iceberg*. La velocità di flusso del ghiaccio della calotta può raggiungere i 10 m all'anno o più e può essere monitorata dai sistemi GPS. Nell'area di *Dome C* le velocità superficiali sono di 0.05 m all'anno (come mostrato in figura). In questo caso esse hanno l'ordine di grandezza della deriva continentale dell'Antartide. E' stata progettata e realizzata una rete GPS simmetrica e regolare allo scopo di definire la superficie dell'area del *Dome C* e di determinare la deformazione della superficie ghiacciata con misure ripetute. L'attività è stata eseguita all'interno del progetto europeo EPICA per il carotaggio di ghiaccio in Antartide. Il primo passo è stato quello di intercettare la sommità del *Dome C* dove localizzare il sito per il carotaggio. Il secondo passo è stato quello di valutare la deformazione del ghiaccio superficiale per determinare le linee di accumulo e di deflusso del ghiaccio.

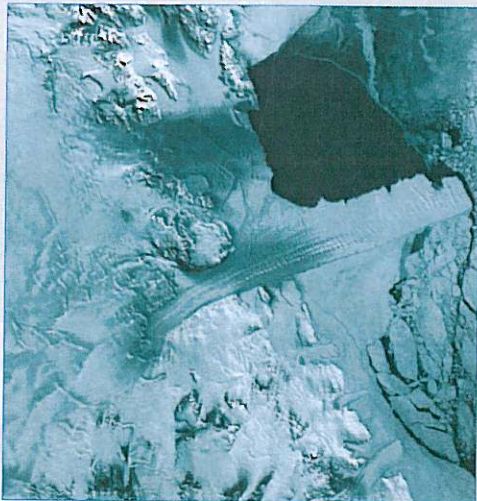






**LE CALOTTE POLARI** sono estesi ghiacciai che ricoprono permanentemente l'Antartide e la Groelandia. Rappresentano la maggiore riserva d'acqua dolce della Terra in quanto raccolgono circa 33 milioni di metri cubi di ghiaccio che, se si sciogliessero, sarebbero sufficienti ad innalzare il livello medio degli oceani di 70 m. Al Polo Sud la neve si è accumulata per centinaia di migliaia di anni comprimendosi sotto il suo stesso peso e formando due masse ghiacciate: la calotta orientale e quella occidentale, separate dalle Montagne Transantartiche. La calotta orientale ha iniziato a formarsi 25 milioni di anni fa e ricopre gran parte del continente antartico. Lo spessore

del ghiaccio supera in alcuni punti i 4500 m ed è quasi interamente sopra il livello del mare. La calotta occidentale è geologicamente molto più giovane e poggia su rocce che in alcuni punti si trovano a migliaia di metri sotto il livello del mare. La sua massa totale rappresenta circa un quinto rispetto alla calotta orientale ed è in gran parte sommersa. L'espansione e la riduzione delle **calotte polari** e dei ghiacciai, che avviene non solo durante le ere glaciali ed interglaciali ma anche su scale temporali di alcuni anni, sono i maggiori responsabili delle variazioni del livello del mare e dell'albedo della Terra con conseguenze sul sistema climatico dell'intero pianeta.



**LE CALOTTE POLARI** sono oggetti dinamici che lentamente portano acqua agli oceani. La calotta antartica si sposta sotto il suo stesso peso gravitazionale con una velocità di alcuni metri all'anno variando in relazione all'attrito fra il ghiaccio e il sottostante substrato roccioso. Il campo di velocità è altamente eterogeneo così che localmente il flusso può essere accelerato raggiungendo anche velocità di 800-1000 m all'anno. Dove il flusso si incanala più velocemente, si creano imponenti **correnti di ghiaccio** (*ice-streams*) che fluiscono rapidamente in stretti corridoi interni alla calotta e sono responsabili del trasporto della maggior parte del ghiaccio e dei sedimenti verso gli oceani circostanti. L'accelerazione locale è attribuita solitamente alla presenza di uno strato di sedimenti saturi

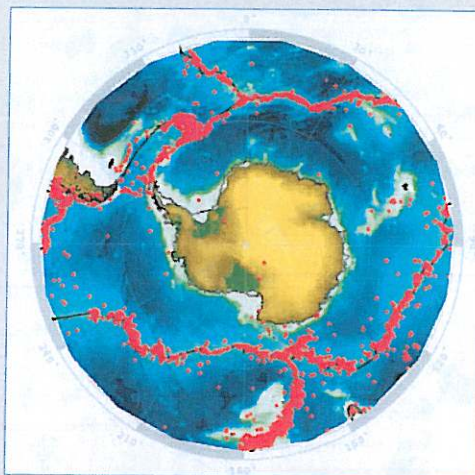
d'acqua sotto il ghiaccio che lubrifica il piano di contatto con la roccia sottostante consentendogli di avere un flusso veloce anche sotto una piccola spinta. Questo meccanismo controlla l'innalzamento globale del livello del mare. Infatti, i ghiacci che si riversano in mare hanno un impatto considerevole sulla circolazione termohalina degli oceani. La variazione delle correnti di ghiaccio influenza la dinamica generale delle calotte polari e l'evoluzione delle masse oceaniche in termini di cambiamenti climatici globali.





## SI CONOSCE ANCORA MOLTO POCO DEI TERREMOTI IN ANTARTIDE. IL SUO INTERNO APPARE ESSERE QUIESCENTE IN MANIERA ANOMALA RISPETTO AGLI ALTRI CONTINENTI

**L'ANTARTIDE È CONSIDERATO** un continente interessato da una sismicità molto bassa sia in termini di energia che di frequenza di eventi. La maggior parte dei terremoti si verifica effettivamente lungo le dorsali oceaniche circostanti. Tuttavia una sismicità seppur minima è stata registrata in Antartide e quindi non si può ritenere che il continente sia veramente asismico. Pochi episodi sismici hanno avuto luogo nell'Antartide occidentale e molto probabilmente sono relazionati ad una recente deformazione crostale attiva o ad un recente vulcanismo. Inoltre, alcuni eventi costieri potrebbero essere attribuiti al sollevamento post-glaciale. Ai poli, infatti, la crosta terrestre si sta lentamente sollevando dopo l'ultima Glaciazione (circa 20000 anni fa) a causa della diminuzione del peso del ghiaccio. Durante l'ultimo massimo glaciale, i ghiacciai della Patagonia coprivano tutto il Cile meridionale, estendendosi oltre la cresta delle Ande in Argentina e raggiungendo la latitudine di circa 41°S. In seguito, lo scioglimento dei ghiacci ha contribuito al sollevamento del livello globale del mare di circa 1.2 metri. Infine, una **microsismicità** significativa è stata osservata al di sotto delle correnti dei ghiacci rivelando una nuova classe di terremoti innescati da sorgenti inusuali e specificamente dovute alla presenza e alla deformazione di masse enormi di ghiaccio.



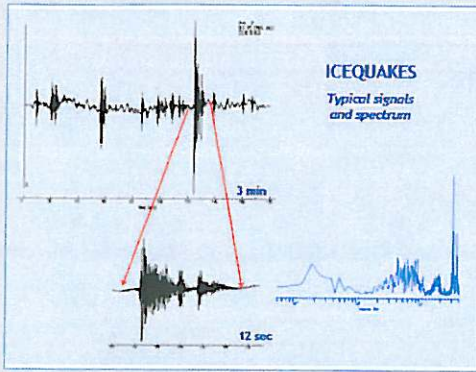
**I TERREMOTI GLACIALI** sono tipicamente localizzati all'interfaccia tra i ghiacciai e il substrato roccioso, attivati dall'attrito all'interfaccia tra il ghiaccio e la roccia. La lubrificazione tra i due strati può rendere conto del moto rapido delle correnti di ghiacci che raggiungono velocità circa 100 volte superiori a quelle della calotta circostante. Tuttavia, le asperità del substrato roccioso possono ostacolare il flusso del ghiacciaio generando il tipico comportamento alternato di **arresto-scivolamento**. La microsismicità glaciale è principalmente localizzata sotto i ghiacciai che fluiscono più velocemente e spesso è concentrata in aree molto ristrette. Pertanto, la localizzazione degli ipocentri può essere associata a nette variazioni nella topografia del sottostrato roccioso o alla presenza della rugosità del sottostrato che localmente può creare un attrito più elevato e attivare il moto alternato di arresto-scivolamento del flusso.



Lambert Glacier in Antarctica. World's largest glacier. LandSat image.

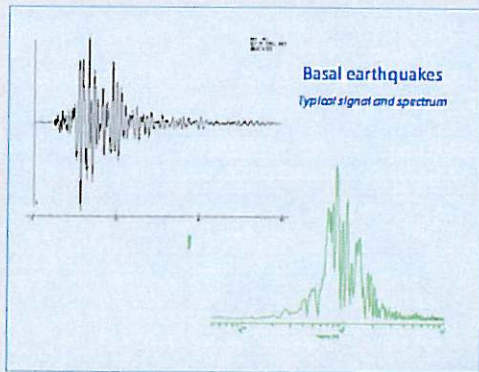






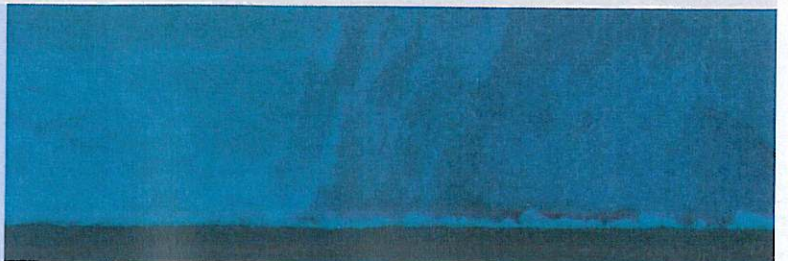
**IN AGGIUNTA AI SEGNALI SISMICI** dovuti all'attività vulcanica e tettonica, gli osservatori sismografici in Antartide registrano anche i terremoti sotto i ghiacciai. Molti eventi frequenti, comunemente chiamati *icequakes*, o impropriamente *glaciomoti*, hanno origine all'interno dello strato di ghiaccio e sono dovuti principalmente alla formazione di crepacci, alla deformazione dei ghiacci e al distacco degli *icebergs*. I segnali dei terremoti glaciali sono caratterizzati da un'attenuazione rapida, una durata molto breve

(dell'ordine di alcuni secondi) e una frequenza molto alta (i segnali spettrali mostrano un'ampiezza massima a frequenze superiori ai 10Hz). Tali proprietà rendono semplice l'individuazione dei segnali dovuti a eventi legati puramente al ghiaccio benché siano generalmente deboli e registrati da una sola o due stazioni molto vicine e non siano facilmente localizzabili.



**IL RAPIDO MOTO DI SCIVOLAMENTO** delle correnti dei ghiacci genera anche **terremoti** all'interfaccia ghiaccio-roccia dovuti all'attrito applicato sullo strato roccioso. La localizzazione degli epicentri e le caratteristiche del segnale indicano un'origine glaciale piuttosto che una faglia tettonica attiva. Rispetto ai glaciomoti, gli eventi alla base del ghiaccio generano un segnale sismico più lungo (poche decine di secondi) con l'arrivo di una debole onda di volume e onde di superficie di grande ampiezza. Lo spettro del segnale è forte alle

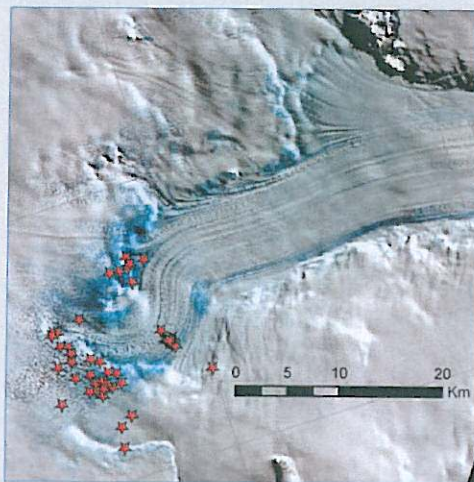
basse frequenze suggerendo che le onde superficiali sono amplificate dallo strato di ghiaccio che agisce come guida d'onda. I terremoti all'interfaccia ghiaccio-roccia sono generalmente episodi a bassa energia, con magnitudo minore di 2.5. Tuttavia va notato che il segnale delle onde di superficie è così amplificato dal ghiaccio che i micro-terremoti possono essere registrati da stazioni permanenti a larga banda, situate a centinaia di chilometri lontano dagli epicentri.



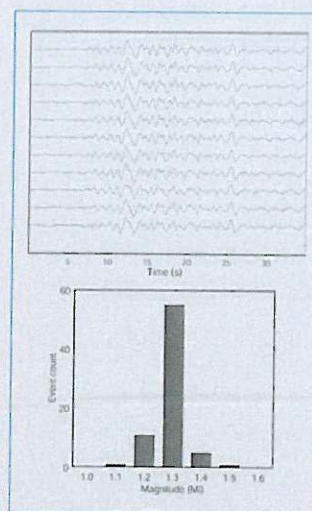


## UNA FORMA SPECIALE DI SISMICITÀ SI VERIFICA PER L'ATTRITO FRA GRANDI MASSE GHIACCIAE E SUBSTRATO ROCCIOSO, ORIGINANDO TERREMOTI GLACIALI

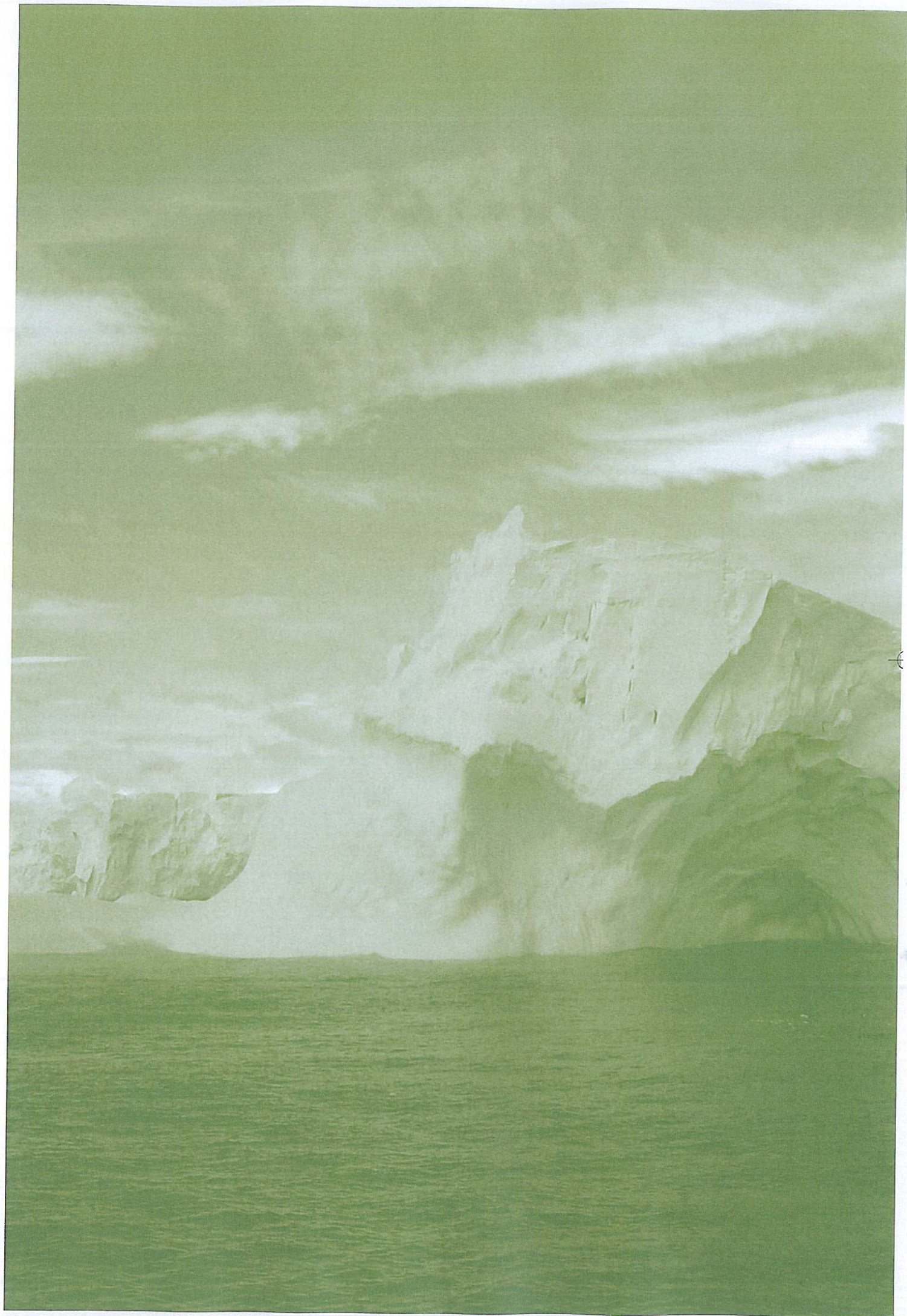
**IL DAVID È IL PIÙ IMPONENTE** ghiacciaio di sbocco della Terra Vittoria. Esso occupa un'area di oltre 200000 km<sup>2</sup> del *plateau* dell' Antartide orientale con due flussi principali che convergono dopo una cascata di ghiaccio alta 400 m non lontana dalla linea di costa. In figura sono indicati in rosso gli **epicentri** di 121 terremoti localizzati alla base del ghiaccio che sono avvenuti e sono stati registrati durante 3 mesi di osservazioni continue intorno al ghiacciaio *David*, dal novembre 2003 al febbraio 2004. Poiché l'attrito all'interfaccia tra il ghiaccio e il substrato roccioso dipende dalla pendenza del versante e dalla velocità di flusso, tutti gli episodi sismici sono avvenuti intorno al ramo meridionale della corrente, più veloce e ripido.



**UNA DELLE CARATTERISTICHE** più interessanti dei terremoti di interfaccia è la loro elevata similarità. Decine di episodi possono accadere presentando la stessa localizzazione, lunghezza d'onda e magnitudo con un coefficiente di cross-correlazione superiore a 0.95 (come mostrato in figura). Le **sequenze sismiche** generalmente seguono una legge di scala molto semplice (la legge empirica esponenziale di *Gutenberg-Richter*) che statisticamente relaziona il numero di scosse minori con la loro magnitudo dopo la scossa principale. La relazione fra il numero di eventi e la grandezza dei terremoti glaciali è descritta da una funzione *delta* che indica che una singola frattura si replica ripetutamente con la stessa lunghezza caratteristica e la stessa intensità. L'evento sismico genera sempre uno scivolamento dell'area di frattura. Quando il terremoto si verifica all'interfaccia ghiaccio-roccia, lo spostamento coinvolge lo strato ghiacciato e contribuisce al moto di scivolamento del ghiacciaio stesso. Tuttavia, lo scivolamento sismico totale accumulato durante un anno è più basso di alcuni ordini di grandezza dell'avanzamento del ghiacciaio osservato dai satelliti; ciò significa che il ghiacciaio avanza in modo quasi totalmente asismico, con contributi moderati e ripetitivi dovuti agli avvenimenti sismici.



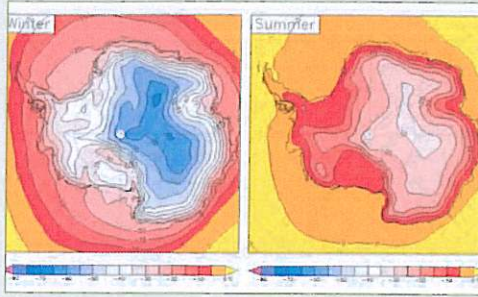






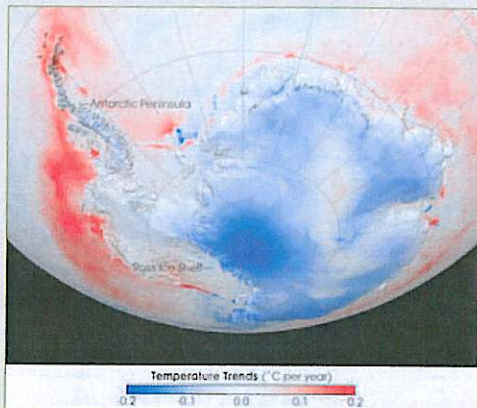
# FISICA DELL'ATMOSFERA





**IL CLIMA ANTARTICO** è il più freddo del pianeta. Le temperature variano con la latitudine, la distanza dall'oceano e l'elevazione. A metà inverno (giugno e luglio) c'è un periodo di oscurità ininterrotta durante il quale il sole non sorge mai. Le temperature annuali medie più basse si verificano nell'interno del continente ( $-57^{\circ}\text{C}$ ). Sulla costa il clima è relativamente più mite con temperature variabili tra i  $-28^{\circ}\text{C}$  in agosto e i  $-3^{\circ}\text{C}$  in gennaio. Le temperature

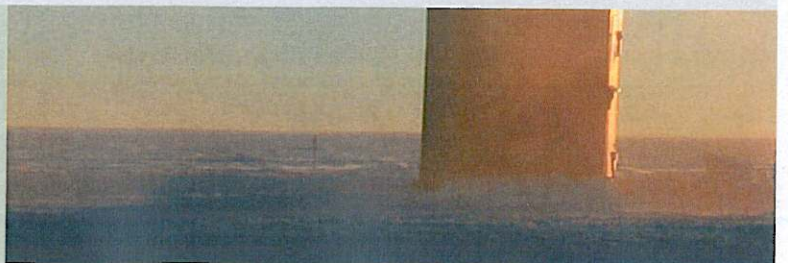
dipendono anche dall'altitudine. L'Antartide è il continente più elevato della Terra con una altitudine media di 2300 m. L'Antartide è molto più fredda dell'altra regione polare poiché al Polo Sud la quantità di ghiaccio presente è circa otto volte quella dell'Artide. La regione artica è principalmente un oceano, che quindi conserva meglio la quantità di calore del periodo estivo e mitiga l'inverno freddo. La copertura nevosa dell'Antartide nell'arco di un anno riflette circa l'80% della radiazione solare entrante nell'atmosfera e quindi il calore non è trattenuto in Antartide come in Artide.



## DAL 1982 AL 2004 LE TEMPERATURE

superficiali del mare sono generalmente aumentate, mentre le temperature delle terre antartiche sono prevalentemente diminuite. L'area di più forte raffreddamento è il Polo Sud mentre la regione di maggiore riscaldamento si trova lungo la penisola antartica. Il continente antartico è circondato dall'oceano e le aree interne non ricevono i benefici dell'influenza mitigante del mare. Durante l'inverno, le dimensioni dell'Antartide si raddoppiano in quanto l'acqua marina circostante si congela, bloccando efficacemente il

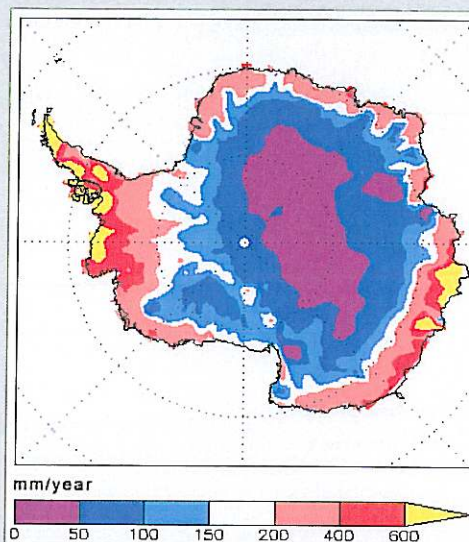
trasferimento di calore dall'oceano più caldo. L'Antartide sembra essere allo stesso tempo riscaldata intorno ai suoi margini e raffreddata al suo interno. Una possibile spiegazione di queste tendenze (*trends*) è che le temperature più calde negli oceani circostanti hanno incrementato la piovosità nell'interno del continente, aumentando la precipitazione nevosa che ha raffreddato le regioni di elevata altitudine intorno al polo. Un'altra spiegazione possibile è che la perdita di assorbimento dell'ozono da parte dei raggi ultravioletti può aver raffreddato la stratosfera e intensificato il vortice polare, che agisce come una barriera atmosferica, impedendo all'aria costiera più calda di raggiungere il continente antartico.



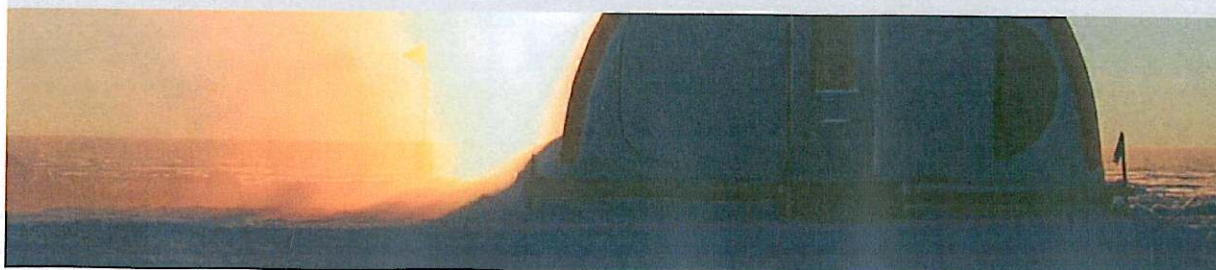
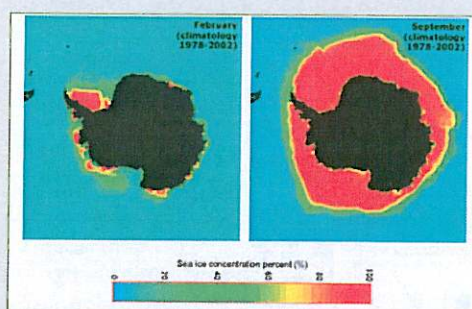


LE REGIONI POLARI SONO LE PIÙ SENSIBILI ALLE VARIAZIONI CLIMATICHE, CON UN IMPATTO ANCHE SUL RESTO DEL PIANETA. LA RISPOSTA AI CAMBIAMENTI CLIMATICI DELLA CALOTTA POLARE ANTARTICA POTREBBE AVERE CONSEGUENZE SULLE VARIAZIONI DEL LIVELLO DEL MARE

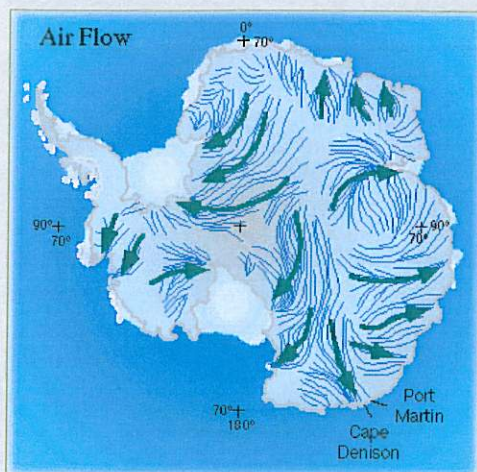
**IN ANTARTIDE** quasi tutta la precipitazione è nevosa e se ne possono osservare tre tipi: la neve portata dalle nuvole dei fronti di bassa pressione, i cristalli di pulviscolo che sono il pulviscolo di neve minuscolo presente con cielo limpido e la brina derivata dal vapore che si congela sulla superficie del ghiaccio. La **precipitazione** è indicata in termini equivalenti di acqua, piuttosto che di neve. La precipitazione totale media sul continente è di circa 166 millimetri all'anno, ma la precipitazione in Antartide varia ampiamente dai valori alti registrati sulla penisola antartica (metri all'anno) a quelli molto bassi da deserto sul plateau antartico (decine di mm all'anno). L'umidità media dello 0.03% combinata con il freddo estremo rende il Polo Sud la regione più desertica del mondo. I fronti meteorologici penetrano raramente nel continente polare a causa dei venti catabatici. Questi venti allontanano l'aria umida degli oceani ostacolando la formazione delle nuvole e lasciando l'interno del continente freddo e secco. Nonostante la scarsità di precipitazione sulla parte centrale dell'Antartide, il ghiaccio si conserva per estesi periodi di tempo.



**IL CICLO STAGIONALE** antartico del ghiaccio marino è indotto principalmente dal ciclo annuale dell'energia solare che arriva sulla superficie terrestre e dalle condizioni atmosferiche. Inoltre le circolazioni atmosferiche ed oceaniche influenzano la **distribuzione di ghiaccio marino**. Il ciclo stagionale del ghiaccio marino ha uno scarto temporale di circa 3 mesi rispetto al ciclo solare. Ciò significa che in Antartide il massimo solare di emissione avviene nel tardo dicembre mentre il minimo di estensione ghiacciata in mare avviene in marzo. Il massimo di estensione è di 18-20.2 milioni di km<sup>2</sup> in agosto-ottobre e il minimo di 3.4-4.3 milioni di km<sup>2</sup> in febbraio. Solo il 13% della copertura ghiacciata massima dell'inverno è conservata in estate. Il ciclo di crescita e di diminuzione del ghiaccio antartico presenta una asimmetria: la diminuzione in primavera-estate (da settembre a febbraio) avviene più rapidamente della crescita in autunno-inverno (da febbraio a settembre). Tale asimmetria indica che la riduzione rapida del ghiaccio antartico è relazionata in modo significativo alla risalita di acqua profonda relativamente calda che si verifica nell'Oceano Meridionale. Allo stesso tempo le variazioni stagionali del ghiaccio marino polare influenzano la circolazione termoalina nell'oceano globale.







**I VENTI CATABATICI** sono venti di gravità che si generano nell'interno della regione antartica. L'elevato *plateau* polare è un'area coperta con una calotta glaciale spessa che raffredda l'aria sovrastante. L'aria più fredda e densa è la più vicina alla superficie terrestre ma la temperatura dell'aria aumenta con l'altitudine presentando un'inversione di temperatura. L'intensità delle inversioni di temperatura è maggiore in inverno quando i venti sono più leggeri e ci sono meno nuvole. L'aria densa fredda sprofonda e fluisce dall'interno del continente più elevato verso le coste più in basso. Il flusso d'aria diventa più intenso e veloce raggiungendo velocità di 15-20 m/s. La forma della calotta glaciale controlla la velocità e la direzione di questi venti

molto forti. L'aria che si muove sul continente raffredda lo strato sovrastante il ghiaccio, creando una differenza di temperatura di 10-20 gradi rispetto all'aria che viaggia sopra di esso. Dal momento che l'Antartide ha una lieve pendenza senza alberi e montagne, il vento raggiunge velocità straordinarie quando discende per più di 800 km verso la costa. La conformazione dei **venti superficiali** sulla calotta polare antartica è irregolare con aree segnate da confluenze di flussi d'aria vicino ai margini costieri. In queste zone di confluenza l'aria fredda dell'interno del continente converge fornendo in modo anomalo un grande flusso di aria. Ne risulta che i venti catabatici sono intensificati e più persistenti.



**I FORTI VENTI CATABATICI** giocano un ruolo vitale nella formazione dell'**acqua antartica di fondo** (*Antarctic Bottom Water*), un'acqua densa e fredda che lentamente sprofonda incamerando grandi quantità di ossigeno. Questa acqua profonda si forma nei Mari di Ross e di Weddel dal raffreddamento delle acque superficiali che avviene nelle *polynyas* e sotto i banchi di ghiaccio. Tale tipo di massa d'acqua presenta temperature variabili da 0° a 0.8°C, salinità da 34.6 a 34.7 psu e una densità vicina a 27.88 g/cm<sup>3</sup>.

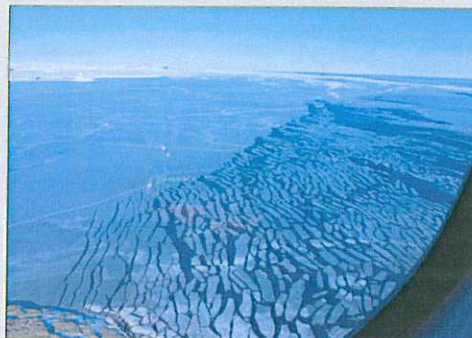
L'acqua superficiale è arricchita di sale a causa della formazione di ghiaccio, quindi per il suo aumento di densità fluisce lungo la scarpata continentale antartica e più a nord sul fondo dell'oceano. E' l'acqua più densa dell'oceano ed è parte del sistema di correnti oceaniche globali che trasportano acqua, calore e sale intorno al globo.





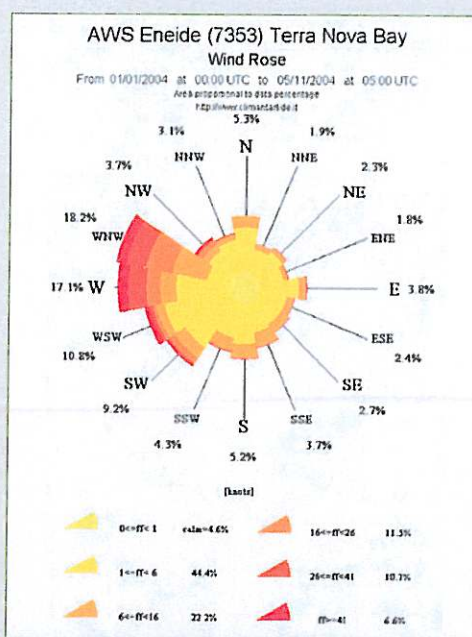
LE POLYNYA COSTIERE, ED IN PARTICOLARE LA POLYNYA DELLA BAIА DI TERRA NOVA, PRODUCONO CIRCA IL 40% DEL GHIACCIO MARINO ANTARTICO. PERTANTO SONO CONSIDERATE UN ELEMENTO CHIAVE NEL SISTEMA CLIMATICO

**UNA POLYNYA È UN'AREA** semi-permanente di mare aperto tra i ghiacci. La presenza delle *polynya* è dovuta a due processi principali: il calore latente e il calore sensibile. Le *polynya* dovute ai processi di calore latente sono mantenute dai venti catabatici persistenti. Il ghiaccio di nuova formazione è trasportato via dai venti, lasciando la superficie libera dal ghiaccio e impedendo la formazione dei **banchi di ghiaccio** consolidato. Localmente la quantità di calore ceduto dal mare all'atmosfera nel processo di congelamento è enorme. Non appena il ghiaccio si è formato, gran parte del contenuto di sale marino rimane nello strato sottostante di acqua molto fredda. Quest'acqua fredda e salata ad alta densità sprofonda e forma acqua profonda. Le *polynya* costiere sono principalmente di questo tipo. Invece, le *polynya* dovute a processi di calore sensibile sono preservate dalla risalita di acqua relativamente calda (circa 20°C) che fornisce un flusso di calore sufficientemente grande alla base del ghiaccio. Il ghiaccio riduce il suo spessore o si scioglie completamente. Una volta aperta, la *polynya* cede rapidamente calore all'atmosfera ma la risalita di acqua calda può essere sufficiente a prevenire il ricongelamento. Questo tipo di *polynya* si trova soprattutto in mare aperto.



### LA FREQUENZA DEI VENTI CHE SOFFIANO

da una delle sedici direzioni principali è rappresentata dalla rosa dei venti divisa in sei diverse classi di vento. Ogni settore nella **rosa dei venti** della figura ha un raggio proporzionale alla velocità dei venti che soffiano da quella direzione. All'interno di un settore ciascuna sezione si riferisce ad una specifica classe di velocità e il raggio della sezione è proporzionale alla frequenza dei venti provenienti da quel settore. Le sei classi di velocità sono derivate dalla scala *Beaufort*. Due tabelle sono presentate: la prima indica la percentuale del vento che spira da un settore, divisa per l'intensità; la seconda si riferisce alla percentuale dei dati annuali e mensili disponibili.

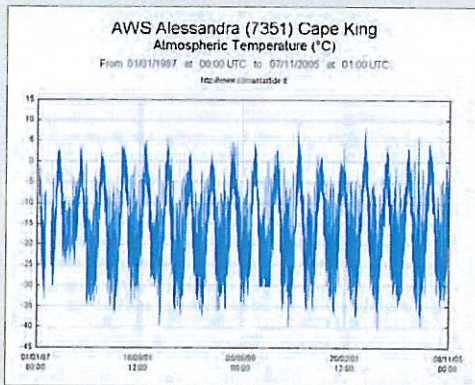






**LA TEMPESTA DI NEVE** (*blizzard*) è una condizione invernale estrema in cui la tempesta è caratterizzata da basse temperature e forti venti. E' un fenomeno antartico tipico in cui la precipitazione di neve è molto bassa. La neve precedentemente depositata viene prelevata e soffiata al suolo dai potenti venti. Una tempesta antartica di neve può durare per una settimana con una visibilità ridotta a pochi metri e delle folate di vento superiori ai 100 nodi. Le correnti di neve formano dei rilievi duri, piccoli e affilati noti come

*sastrugi* che somigliano a delle onde ghiacciate. Questi segni lasciati dal vento sulla calotta ghiacciata possono essere alti anche 1.8 m. Otto o dieci **tempeste antartiche** di neve non sono inusuali nelle aree costiere. Le tempeste antartiche possono verificarsi in concomitanza di cicloni polari, che sono causati dall'incontro di un'area di alta pressione con una di bassa pressione. I *blizzard* spirano senza fine su questo continente spargendo neve appena caduta e neve più datata in posti completamente diversi e mescolandole tra loro, con la conseguenza che è difficile misurare l'accumulo annuale di neve in Antartide



**QUANDO IL VENTO SOFFIA** intensamente porta via il calore prodotto dal corpo umano e lo raffredda più rapidamente. Questo processo esercita una certa influenza sulla sensazione di freddo e il corpo umano percepisce temperature diverse da quelle reali. Questo fattore è noto come **fattore di raffreddamento** da vento. In pratica il vento spira a 12 nodi e la temperatura effettiva è  $-14^{\circ}\text{C}$ , ma per una persona esposta ai suoi effetti la temperatura risulta di  $-33^{\circ}\text{C}$ .

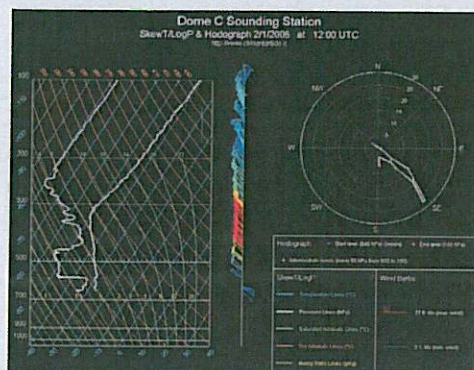




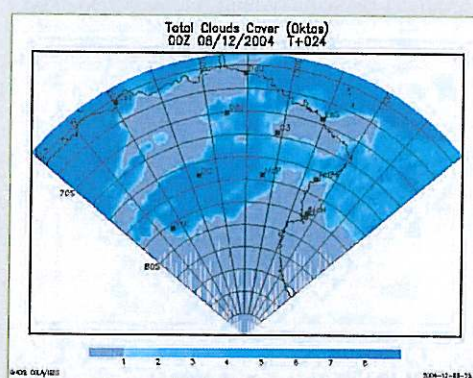
# IN ANTARTIDE IL MONITORAGGIO E LE PREVISIONI METEOROLOGICHE SONO ESSENZIALI PER LA VITA E PER LA GESTIONE DELLE ATTIVITÀ

## LE OSSERVAZIONI METEOROLOGICHE

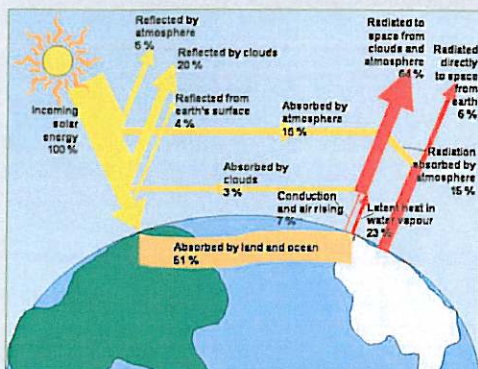
sistematiche consentono le previsioni del tempo in sostegno alle attività scientifiche che operano in Antartide. L'**odografo** è uno strumento grafico che mostra una curva di cui il raggio vettore è proporzionale alla velocità di una particella in movimento. Può essere usato per rappresentare come il gradiente verticale della velocità del vento varia con l'altezza. Tali gradienti sono relazionati alla formazione di una tempesta e alla sua evoluzione e poiché questa si muove nel suo ambiente il vento può essere molto differente dai venti al suolo. Un odografo associato ad un profilo di galleggiamento rappresentativo può migliorare grandemente le previsioni. Mentre i processi a grande scala e il potenziale convettivo possono variare sostanzialmente, la forma degli odografi può rappresentare l'evoluzione della tempesta convettiva in modo simile. Guardando la forma dell'odografo si può a prima vista capire che tipo di tempesta può formarsi.



**OGGIORNO LE PREVISIONI** del tempo sono basate principalmente su modelli matematici computazionali. Questi strumenti potenti sono usati in maniera estesa anche in Antartide, poiché l'affidabilità delle previsioni meteorologiche può sensibilmente aumentare la sicurezza, ridurre i costi e fare risparmiare tempo. Il centro europeo per le previsioni del tempo a medio raggio (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*) è una istituzione internazionale che si trova a Reading, in Inghilterra, e che fornisce le **previsioni del tempo** con copertura globale tra le 24 ore e i 10 giorni. Le informazioni provenienti dal modello globale vengono trasferite ai modelli locali che possono fornire previsioni localizzate, con una risoluzione spazio-temporale più alta.



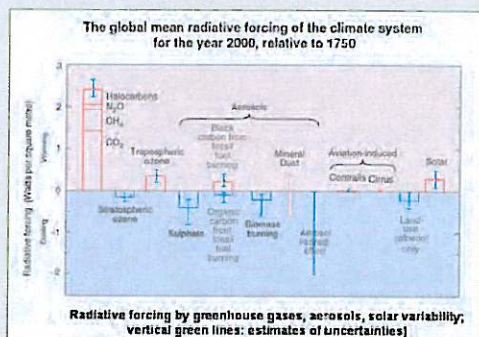




## IL BILANCIO RADIATIVO TERRESTRE

rappresenta l'equilibrio fra l'energia proveniente dal Sole (principalmente sotto forma di luce visibile e radiazione ultravioletta - UV) e l'energia emessa dalla superficie e dall'atmosfera terrestre (principalmente radiazione infrarossa - IR). La quantità di energia solare che raggiunge il pianeta Terra dipende da alcuni parametri astronomici quali la distanza Terra-Sole e l'inclinazione dell'asse di rotazione terrestre. La frazione di energia solare riflessa verso lo spazio dalla Terra, in media il 30%, è chiamata

*albedo*. Il valore dell'albedo è influenzato sia dal tipo di superficie che caratterizza le diverse regioni del pianeta (il terreno, i ghiacci, gli oceani, la vegetazione) che dal tipo di nubi che si muovono nell'atmosfera. L'energia solare che non viene direttamente riflessa dalla Terra (il 70%, corrisponde a circa  $240 \text{ W/m}^2$ ) è assorbita dall'atmosfera e dalla superficie terrestre. Tale energia, viene quindi ri-emessa dal "sistema-Terra" sotto forma di **radiazione IR**. Parte della radiazione IR emessa dalla superficie terrestre viene assorbita dalle molecole di alcuni gas (gas serra) presenti in atmosfera, causando un effetto serra naturale che rende la temperatura media della Terra di  $+15^\circ\text{C}$ .



## L'AUMENTO DELLE CONCENTRAZIONI

di alcuni gas serra ad opera delle attività umane influenza il bilancio radiativo dell'atmosfera e pertanto può contribuire a modificare le caratteristiche climatiche del pianeta Terra. La perturbazione del bilancio radiativo da parte dei gas serra è definito "**forzante radiativo**". Sin dall'inizio dell'era industriale i gas serra (anidride carbonica -  $\text{CO}_2$ , metano -  $\text{CH}_4$ , protossido di azoto -  $\text{N}_2\text{O}$ , ozono -  $\text{O}_3$  e gas serra alogenati) hanno causato un

forzante radiativo di  $2.45 \text{ W/m}^2$ . Oltre a questi gas, i possibili effetti anomali sul bilancio radiativo terrestre sono dovuti all'aumento, indotto dalle attività umane, delle concentrazioni degli aerosols (piccolissime particelle solide o liquide con grandezze tipiche da 0.01 a 10 milionesimi di metro) nell'atmosfera. Pur essendo anch'essi un componente minoritario dell'atmosfera, gli aerosols hanno la capacità di influenzare in modo significativo la quantità di radiazione solare che raggiunge la superficie terrestre. Come evidenziato dal grafico qui sopra, la stima del "forzante radiativo" connesso agli aerosols rappresenta una delle maggiori incertezze nel valutare gli effetti delle attività umane sul clima terrestre.

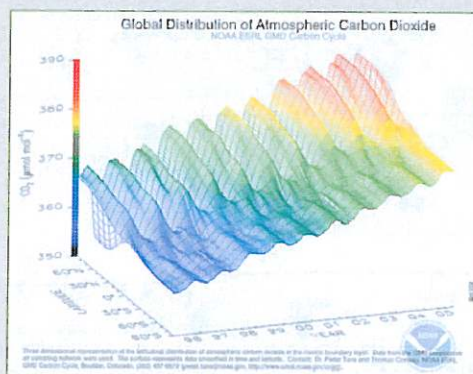




# IL BILANCIO RADIATIVO DEL SISTEMA TERRA-ATMOSFERA DETERMINA LE CONDIZIONI TERMICHE COSÌ COME LE CIRCOLAZIONI ATMOSFERICHE ED OCEANICHE. LA VARIAZIONE DELLE CONCENTRAZIONI DEI GAS-SERRA INFLUENZANO QUESTO BILANCIO RADIATIVO

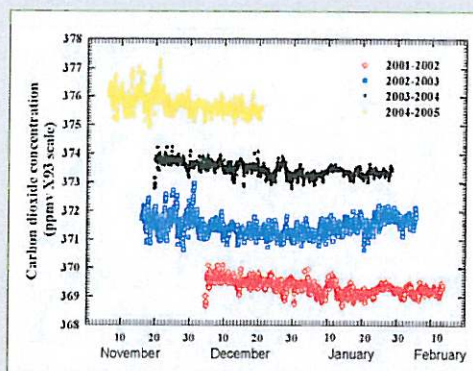
## LE MISURE CONDOTTE IN AREE REMOTE

come l'Antartide rappresentano un contributo significativo alla comprensione del bilancio radiativo al suolo e dalle concentrazioni di anidride carbonica e ozono. L'**anidride carbonica** è il più importante gas ad effetto serra le cui concentrazioni sono direttamente influenzate dalle attività umane. A partire dal 1750, essa è responsabile per il 62% del totale dei forzanti radiativi terrestri e per il 90% dell'aumento del forzante radiativo nella decade scorsa. Per circa 10000 anni prima della rivoluzione industriale, i valori di anidride carbonica erano quasi costanti attorno a 280 ppm. Dalla fine del 1700 l'anidride carbonica atmosferica è aumentata del 35%, principalmente per le emissioni provenienti dai combustibili fossili (circa 7Gt di carbonio all'anno) e in modo meno rilevante dalla deforestazione (0.6-2.5Gt di carbonio all'anno). Benchè, a causa della sua breve vita media in atmosfera e della sua distribuzione non omogenea, sia difficile quantificare il forzante radiativo dell'ozono troposferico, anch'esso gioca un ruolo importante nel bilancio radiativo dell'atmosfera. L'ozono rappresenta uno dei gas più attivi coinvolti nelle reazioni fotochimiche ed è considerato il terzo gas-serra più efficace in troposfera. Inoltre influenzando il tempo di residenza degli altri gas-serra fornisce un impatto indiretto sul clima.

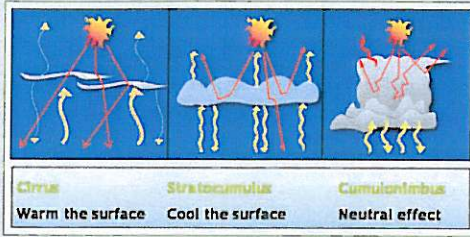


## LE MISURE DI CONCENTRAZIONE di anidride carbonica (CO<sub>2</sub>)

effettuate in stazioni poste ad elevate latitudini sono importanti per valutare i processi che le determinano. Infatti, l'elevata distanza da aree caratterizzate da intensa attività vegetativa o inquinamento antropico consente di rilevare con notevole accuratezza anche le fluttuazioni di concentrazione di CO<sub>2</sub> che da un anno all'altro sono determinate da fenomeni a grande scala. **Misure di CO<sub>2</sub>** sono condotte "in-continuo" presso le stazioni antartiche di *South Pole*, *Syowa* e *Jubany* mentre in altre stazioni sono condotte misure attraverso campionamenti "in flask". Eccetto *South Pole*, tutte queste stazioni sono situate lungo la costa atlantica. Con lo scopo di fornire informazioni relative alla regione dell'Oceano Pacifico circa la possibile influenza naturale ed antropica (incluso possibili influssi dall'Oceania), lungo la costa del Mare di Ross le concentrazioni di CO<sub>2</sub> sono monitorate "in-continuo" durante l'estate a Campo Icaro, presso la stazione "Mario Zucchelli". A partire da dicembre 2005, misure "in-continuo" di O<sub>3</sub> troposferico sono state avviate presso la stazione di *Dome Concordia* mentre misure estive sono state condotte fin dal 2001 a Campo Icaro.

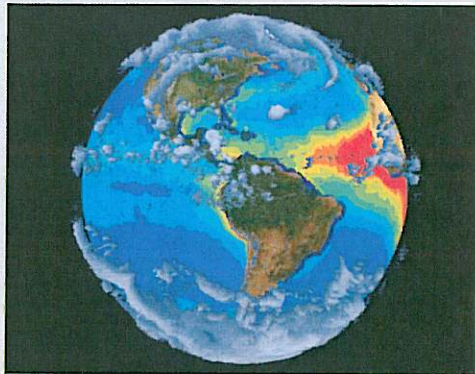






**LE NUBI RIFLETTONO** più luce solare verso lo spazio del cielo limpido e coprono circa il 50% del cielo assorbendo la radiazione emessa dalla superficie terrestre. Le nubi quindi ri-emettono parte dell'energia verso lo spazio e parte verso la superficie terrestre. Come conseguenza queste tendono a ridurre le differenze di temperature fra il

giorno e la notte. Nubi alte e sottili come i cirri contribuiscono al riscaldamento, mentre gli stratocumuli bassi e spessi tendono a raffreddare il pianeta. Se le temperature globali si alzano, più vapore acqueo sarà presente nell'atmosfera e più nubi si formeranno. Questo processo è detto forzante delle nubi sul clima terrestre ad effetto serra. D'altra parte le nubi possono anche raffreddare il pianeta riflettendo la luce solare verso lo spazio. L'albedo delle nubi è determinata dalla loro altezza e dimensione e dal numero di gocce d'acqua in esse presenti. A causa di una maggiore superficie le gocce più grandi riflettono più luce di quelle piccole. Le gocce d'acqua determinano il colore di una nube dal bianco luminoso al grigio scuro: un gran numero di gocce d'acqua produce nubi dal bianco luminoso. Il bilancio degli effetti dell'albedo e della forzante delle nubi stabilisce se le variazioni delle quantità di nubi e la loro distribuzione in verticale e orizzontale riscaldano o raffreddano il pianeta.



**GLI AEROSOLS** atmosferici sono particelle molto fini sospese nell'aria e sono essenziali per la formazione dei nuclei delle gocce nelle nubi. Gli aerosols sono formati dalla dispersione di materiale sulla superficie terrestre inclusi il sale marino e le polveri vulcaniche (aerosols primari) o dalla reazione di gas nell'atmosfera (aerosols secondari). Gli aerosols naturali sono probabilmente 4-5 volte più grandi di quelli di origine antropica su scala globale, ma l'inquinamento può cambiare questo rapporto in modo significativo su scala regionale. Gli aerosols

influenzano il trasferimento di energia nell'atmosfera con due meccanismi principali. In primo luogo, gli aerosols diffondono la luce solare direttamente verso lo spazio. Questo forzante diretto riduce la quantità di radiazione solare che raggiunge la superficie, raffreddando il pianeta. In secondo luogo, gli aerosols agiscono come nuclei di condensazione aggiuntivi delle nubi. Questo forzante indiretto cambia il numero e le dimensioni delle gocce d'acqua, modificando il potenziale di pioggia delle nubi. Aumentando il numero di particelle nell'atmosfera su cui le gocce delle nuvole si possono formare, si producono nubi con più gocce ma di dimensioni inferiori. Queste piccole gocce cadono più lentamente nell'atmosfera e riducono la quantità di precipitazione avendo poca efficienza nel catturare altre particelle.



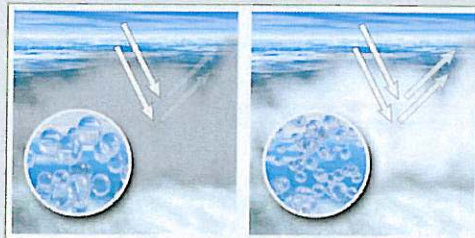


## I FLUSSI DI RADIAZIONE AD ONDA CORTA E ONDA LUNGA ALLA SUPERFICIE DELLA TERRA E NELL'ATMOSFERA POSSONO MODIFICARE IN MANIERA SIGNIFICATIVA SIA GLI AEROSOLS CHE LE NUBI

### SE NON CI FOSSERO GLI AEROSOLS

nell'atmosfera non ci sarebbero nubi. Le particelle di aerosols cambiano la micro-fisica delle nubi e come esse riflettono e assorbono la luce solare nel visibile. Inoltre, le variazioni di aerosols nell'atmosfera possono cambiare la frequenza delle nubi, il loro spessore e la quantità di precipitazione.

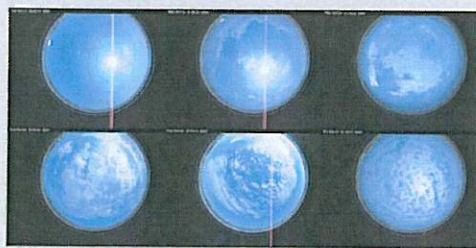
Nelle nubi con bassa concentrazione di aerosols si formano poche **gocce** grandi (a sinistra in figura). Le gocce grandi non diffondono bene la luce e consentono a molta parte della luce solare di attraversarle raggiungendo la superficie terrestre. Nelle nubi con alta concentrazione di aerosols si rendono disponibili più punti di nucleazione per la formazione di gocce e l'acqua allo stato liquido si distribuisce su molte più gocce d'acqua piccole (a destra in figura). In questo caso il 90% della radiazione visibile è riflessa verso lo spazio senza raggiungere la superficie terrestre. Se ci sono più aerosols si formano più gocce nelle nubi. Dal momento che la quantità totale di acqua condensata nelle nubi non cambia molto, la goccia media deve diventare più piccola. Le nubi con gocce più piccole sono molto più riflettenti e durano di più. Ne consegue che le gocce piccole richiedono più tempo per coalescere in gocce sufficientemente grandi da precipitare al suolo.



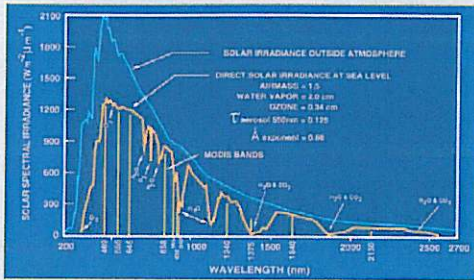
### LA FORMAZIONE DI UNA GOCCIA

nelle nubi richiede due cose: un eccesso di supersaturazione del vapore acqueo e un nucleo di condensazione. Conoscere i dettagli della micro-fisica della nube richiede una comprensione dettagliata dei processi dinamici che muovono il **vapore acqueo** attraverso l'atmosfera e dei meccanismi fisici coinvolti nella formazione e

nella crescita delle particelle della nube, includendo il riscaldamento e il raffreddamento da parte della radiazione solare e infrarossa. Sull'altopiano antartico una grande percentuale di nubi (superiore al 60%) è rappresentata da cirri sottili, che si estendono frequentemente nell'intera troposfera. L'ammontare di nubi decresce rapidamente dalla costa antartica verso l'interno. Tuttavia, la variazione stagionale nell'interno è molto più larga di quella sulla costa. Le nubi costiere sono relativamente più calde e contengono concentrazioni significative di gocce d'acqua, mentre sull'altopiano antartico le nubi sono principalmente composte da cristalli di ghiaccio. Nonostante il ruolo importante degli aerosols e delle nubi nel modulare il bilancio di radiazione del continente, si conosce ancora poco delle loro proprietà radiative, distribuzione orizzontale e verticale e variabilità temporale. Le stazioni di osservazione al suolo sono estremamente scarse sull'altopiano antartico mentre la riflettività superficiale alta, la notte invernale lunga e la profondità ottica bassa aumentano le difficoltà per ottenere informazioni dalle misure satellitari.







**L'AMMONTARE DI IRRADIANZA** solare totale ricevuta alla sommità dell'atmosfera terrestre varia su scale temporali differenti, la principale periodicità a breve termine di circa 20 anni è relazionata alle macchie solari (un effetto bloccante nelle regioni magneticamente attive del Sole). L'irradianza **spettrale solare** che raggiunge il suolo è fortemente influenzata dai processi di assorbimento dei gas

e di estinzione dell'aerosols e dall'elevazione del Sole. A bassi angoli di elevazione del Sole le radiazioni ultravioletta e visibile sono ridotte molto più che nella vicina radiazione infrarossa. Le variazioni nell'irradianza e nella distribuzione spettrale della radiazione solare alla superficie possono avere influenza sugli oceani e sulle terre emerse. Queste variazioni, infatti, sono fattori climatici importanti nella formazione della precipitazione e del deflusso superficiale delle acque su scala regionale. Ogni regione ha una risposta unica alle fluttuazioni di irradianza solare, presentando meccanismi differenti che coinvolgono sia la capacità degli oceani di immagazzinare e trasportare il calore sia i processi di evaporazione.



**IL REGIME DI RADIAZIONE** dell'altopiano antartico è molto differente da quelli della costa e della penisola antartica. A causa dell'alta latitudine ed elevazione la stazione sull'altopiano può ricevere in gennaio fino a circa il 30% in più di **radiazione ad onda corta** di un sito costiero. Nonostante lunghi periodi senza radiazione proveniente dal sole, questa stazione può ricevere nell'intero anno anche il 50% in più della radiazione globale rispetto ad un sito nella penisola antartica. Questo è il risultato dell'ammontare

limitato di nubi trovate sull'altopiano. I valori molto alti e stabili dell'albedo, sempre compresi tra l'80-90%, determinano un ciclo annuale della radiazione solare assorbita alla superficie molto differente. Gli scambi radiativi sono il modo con cui questo sistema prova a raggiungere l'equilibrio. Dovrebbe essere tenuto in conto che l'albedo di neve e ghiaccio è funzione non solo delle temperature superficiali (in quanto queste sono strettamente legate alle proprietà chimico fisiche dell'acqua nelle sue diverse forme di aggregazione) ma è anche dipendente dal periodo di precipitazione e dal livello di inquinamento del sito.

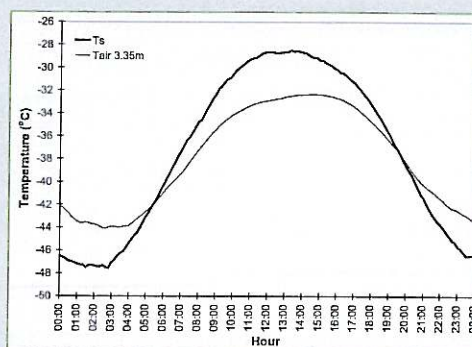




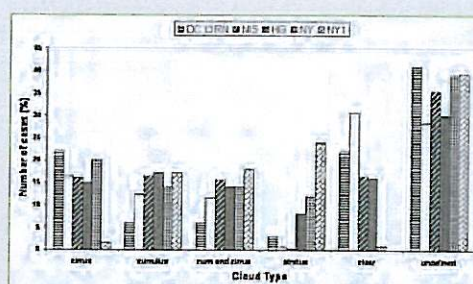
## DURANTE L'ESTATE ANTARTICA LE NUBI HANNO UN EFFETTO DI RISCALDAMENTO SULLA SUPERFICIE DELLA TERRA



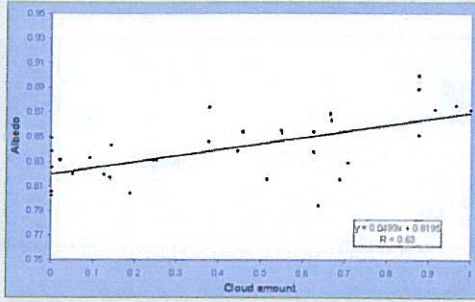
**DURANTE L'ESTATE ANTARTICA** i massimi di temperatura giornalieri con cielo limpido si registrano nel primo pomeriggio. L'intervallo di variazione termica giornaliera dipende dalla località, essendo molto maggiore sull'altopiano antartico. Al *Dome Concordia*, l'alta pressione superficiale e l'intensità del vento relativamente bassa rendono l'atmosfera fortemente stratificata durante la notte e il mescolamento turbolento alla superficie può essere piuttosto basso. Pertanto, l'importanza relativa del **ciclo diurno** della radiazione a onde corte è più grande. Le temperature superficiali sono inversamente dipendenti dall'altitudine, essendo più alte nelle stazioni costiere e più basse alla sommità del plateau del *Dome Concordia*, agendo per aumentare il rapporto della radiazione ad onda corta in arrivo su quella ad onda lunga. Sull'altopiano l'assenza di venti in quota favorisce una inversione superficiale più pronunciata rispetto a quella che si misura nelle stazioni lungo le pendici delle montagne in Antartide.



**DURANTE L'ESTATE ANTARTICA** (periodo di scongelamento) la variazione nella radiazione netta in funzione dell'indice di copertura nuvolosa è positivo indicando un effetto di riscaldamento delle nubi sulla superficie. Questo effetto è anche dovuto alla formazione di differenti tipi di nubi: durante il periodo di scongelamento in genere sono rilevate condizioni con molte strato-nubi e poco cielo limpido, mentre in altri casi il tipo di nuvole predominante sono i cirri. Le nubi hanno un effetto di riscaldamento quando la loro **trasmissività** ad onda corta è alta. Questo effetto può essere attribuito anche agli effetti combinati dello spessore ottico della nube piccolo e delle riflessioni multiple fra la superficie e la base della nube. Così i cambi nel tipico diagramma della copertura nuvolosa sul continente antartico o più in generale sulle regioni polari, potrebbero condurre a variazioni significative sulle temperature superficiali e sulle loro proprietà. In figura sono presentate le distribuzioni dei tipi di nubi per differenti aree polari: DC *Dome Concordia*, RN *Reeves Névé*, NIS *Nansen Ice Sheet*, HG *Hells Gate* in Antartide e NY1 e 2 *Ny Alesund* sono le campagne in Artico.

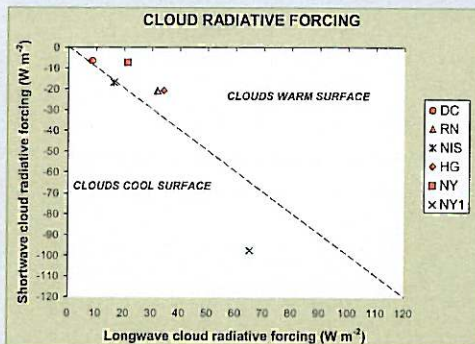






**SUI SITI COPERTI** dalla neve il ruolo dell'albedo è tale che cambiamenti piccoli di **albedo** inducono variazioni significative nel bilancio di radiazione superficiale. Questo succede soprattutto a causa delle riflessioni multiple aumentate dalle superfici molto più riflettenti. In condizioni di cielo coperto, se l'albedo superficiale è inferiore ad un certo limite, che dipende dalla trasmissività atmosferica, le nubi agiranno per diminuire il bilancio di radiazione netto

alla superficie. L'opposto succederà se l'albedo sarà superiore a tale valore limite. A seconda del tipo di nubi, queste ridurranno la radiazione solare che raggiunge la superficie terrestre. Infatti le nubi sottili dal punto di vista ottico sono molto poco riflettenti e trasmettono una grande porzione della radiazione solare alla superficie, mentre le nubi più spesse diminuiscono in maniera più intensa la radiazione ad onda corta che proviene dallo spazio. Le proprietà ottiche delle nubi sono capaci di innescare i processi di raffreddamento o di riscaldamento. Infatti, il clima locale può essere rappresentato come uno stato quasi-stazionario regolato dal bilancio termodinamico fra la superficie ghiacciata o innevata, dove la temperatura e l'albedo sono fattori dominanti, e il cielo, dove le sue caratteristiche sono dominate dalla presenza delle nubi.



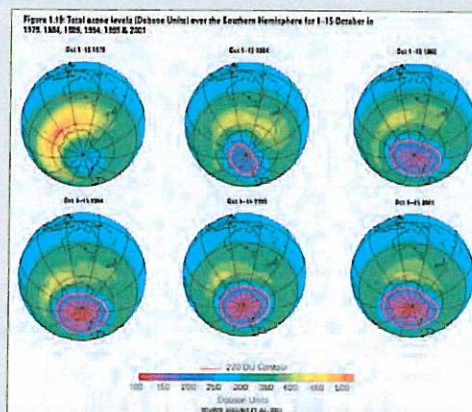
**AD ELEVAZIONI DEL SOLE** minori di  $18^\circ$  l'albedo dipende fortemente dall'elevazione del Sole. Se tali elevazioni superano  $18^\circ$  la dipendenza dell'albedo dall'angolo di zenith è piuttosto piccola e l'albedo aumenta con l'aumentare della nuvolosità. In condizioni di **nuvolosità**, la trasmissività è principalmente determinata dalle proprietà ottiche delle nubi (riflessione ed assorbimento delle onde corte, spessore ottico delle nubi). Quando le nubi sono presenti sopra superficie nevose altamente riflettenti,

la trasmissività può aumentare in modo significativo (anche di un fattore o due), a causa delle riflessioni multiple fra le basi delle nubi e la superficie. Le nubi si comportano in maniera da aumentare l'albedo di circa 0,05 da cielo limpido a coperto. D'altra parte il forzante ad onda corta sul bilancio di radiazione può essere modulato dall'albedo superficiale. L'albedo più alta può favorire una riflessione multipla più grande fra la base delle nubi e la superficie, causando una trasmissività media ad onde corte più alta di quella dell'atmosfera in condizioni di cielo coperto.

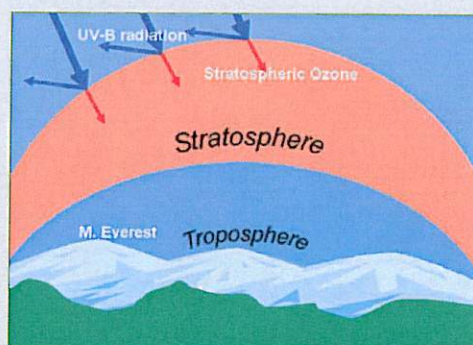


CIRCA IL 90% DELLE MOLECOLE DI OZONO DELLA TERRA SONO CONCENTRATE IN UNO STRATO NELLA STRATOSFERA. LA PRESENZA DELLO STRATO DI OZONO NELL'ALTA ATMOSFERA FORNISCE UNO SCUDO CHE CONSENTE LA VITA PRESENTE SULLA TERRA

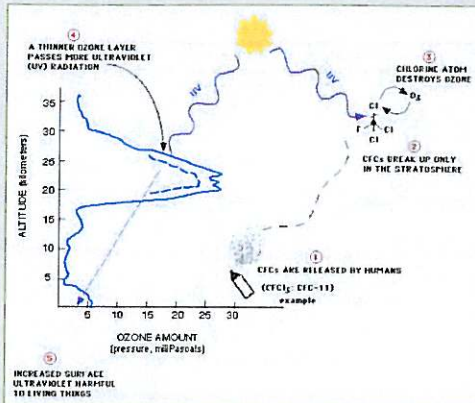
**DURANTE GLI ULTIMI 30 ANNI** i livelli di ozono nella stratosfera antartica sono stati ridotti del 33% rispetto ai loro valori pre-industriali. Il rilascio su grande scala di sostanze che riducono l'ozono è iniziato nel 1930 a causa della produzione massiva di clorofluorocarburi (usati per i frigoriferi, propellenti per le bombolette spray e agenti pulenti per l'elettronica) e bromuro di metile (per pesticidi agricoli e fumiganti). I prodotti antropogenici hanno introdotto nell'atmosfera queste sostanze e progressivamente hanno ridotto lo **strato di ozono** durante il ventesimo secolo, iniziando a compromettere l'equilibrio attuale dei processi chimici nella stratosfera. Ciò ha comportato un continuo assottigliamento dello strato di ozono in tutte le aree del globo, ma in maniera più evidente in Antartide. Nel 1984, un grande buco nello strato di ozono è stato scoperto sull'Antartide che è sempre riapparso sin da allora; questo buco dell'ozono non ha una diretta controparte nell'emisfero nord a causa della differente meteorologia. Nel 1987 è stato firmato dai paesi maggiormente industrializzati il protocollo di *Montreal* per la limitare la produzione di sostanze che riducono l'ozono avendo come scopo un probabile aumento dello stato dell'ozono nelle prossime decadi.



**L'OZONO STRATOSFERICO** è un gas naturale che filtra la radiazione ultravioletta (UV). Uno strato dell'ozono ridotto permette a più **radiazione UV-B** (compresa fra 280 e 320 nm) di raggiungere la superficie della Terra. Per ogni riduzione dello strato dell'ozono dell'1%, la radiazione UV-B che raggiunge superficie del pianeta aumenta del 2%. L'esposizione eccessiva alla luce ultravioletta può causare cancro alla pelle, cataratte, immunodeficienza e infezioni. Anche gli ecosistemi e le biomasse hanno adattato le loro attività biogeochimiche ad un intervallo di radiazione UV-B particolare. Gli ecosistemi di acqua dolce sono particolarmente vulnerabile all'aumento dei livelli di radiazione UV-B, mostrando cambiamenti nella produttività primaria, nel ciclo dei nutrienti, nella struttura delle comunità e nella modificazione del trasporto e speciazione delle sostanze chimiche tossiche nella catena alimentare. Il fitoplancton è sensibile all'aumento di radiazione UV, con il risultato che la mobilità e l'orientamento diminuiscono e le reazioni fotosintetiche ed enzimatiche cambiano. Anche la climatologia delle nuvole risulta influenzata dalla perdita dell'ozono stratosferico causando un raffreddamento dello strato inferiore globale della stratosfera e un cambiamento nel percorso dei venti.

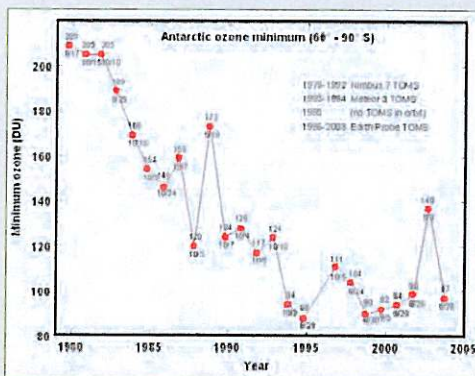






L'ozono ( $O_3$ ) può essere distrutto da una gran quantità di catalizzatori radicali liberi, tra i più importanti il radicale idrossido ( $OH\cdot$ ), il radicale ossido di azoto ( $NO\cdot$ ), il cloro atomico ( $Cl\cdot$ ) e il bromo ( $Br\cdot$ ). Tutti questi hanno origine sia naturale che antropogenica. Al momento, la maggior parte di  $OH\cdot$  e  $NO\cdot$  nella stratosfera è di origine naturale, ma le attività umane hanno aumentato drammaticamente il cloro e il bromo. Essi sono formati dalla foto-dissociazione ultravioletta (UV) dei clorofluorocarburi (CFCs), che raggiungono la stratosfera senza essere distrutti nella troposfera.

Le reazioni degli atomi di  $Cl\cdot$  e  $Br\cdot$  causa la distruzione delle molecole di ozono in un **ciclo catalitico**. In questo ciclo un atomo di cloro reagisce con una molecola di ozono, prendendo un atomo di ossigeno (formando  $ClO$ ) e lasciando una molecola di ossigeno. Un atomo di ossigeno reagisce con il  $ClO$  producendo una molecola di ossigeno e un atomo di cloro, che quindi ri-inizia il ciclo. Affinchè questo meccanismo avvenga ci deve essere una sorgente di atomi  $O$ , che è principalmente la foto-dissociazione di  $O_3$ . Questa reazione avviene per migliaia di cicli, permettendo ad un singolo atomo di cloro di distruggere molte molecole di ozono.



**NEL CICLO CATALITICO** l'ozono si esaurisce lasciando il catalizzatore inalterato. Il processo si esaurisce quando un atomo di cloro libero reagisce (ad esempio con il metano) formando un composto stabile che può essere trasportato dalla stratosfera alla troposfera ed eliminato dalla pioggia. Le proprietà dei **clorofluorocarburi** (CFCs) (inattività chimica, insolubilità nell'acqua) li rendono resistenti e perciò non vengono rimossi nella bassa atmosfera. Sopravvivono fino a che, dopo 1-2 anni, raggiungono la stratosfera e sono dissociati dalla radiazione

ultravioletta. Il trasporto verticale verso la stratosfera e al suo interno è lento. Ci vogliono più di 5 anni per una molecola di CFC rilasciata al livello del mare per salire abbastanza in alto nella stratosfera e per subire la fotolisi. Il trasporto nord-sud, nella troposfera e nella stratosfera, presenta un collo di bottiglia ai tropici e può impiegare anche un anno o due per attraversare l'equatore. La distribuzione di CFC è funzione della latitudine, con un gradiente di circa il 10% tra gli emisferi settentrionale e meridionale. Se il rilascio dei CFCs e di altre sostanze chimiche che distruggono l'ozono nella stratosfera è sufficientemente ridotto, ci si aspetta che lo strato di ozono sia recuperato entro il 2050.

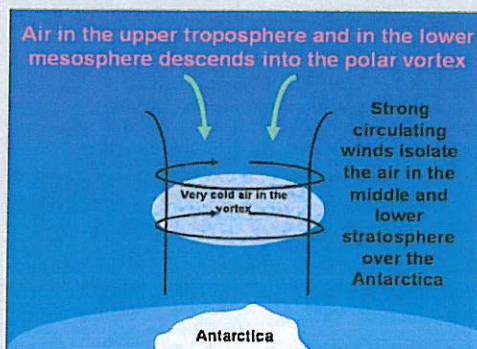




LE EMISSIONI DELLE SOSTANZE CHIMICHE CHE RIDUCONO L'OZONO SI VERIFICANO PRINCIPALMENTE NELL'EMISFERO SETTENTRIONALE. IL SISTEMA GLOBALE DI VENTI MUOVE QUESTE SOSTANZE VERSO I POLI E QUINDI QUESTE SOSTANZE RAGGIUNGONO L'ANTARTIDE

**IL BUCO DELL'OZONO SULL'ANTARTIDE** non ha una diretta controparte nell'emisfero settentrionale poiché la meteorologia e la geografia delle due regioni polari sono differenti. L'effetto di Coriolis stabilisce una forte circolazione verso ovest intorno al Polo Sud, formando un vortice polare che varia in dimensione di anno in anno. Il vortice polare forma una corrente di aria fredda ad anello. Pertanto il continente è meteorologicamente isolato dalle altre latitudini durante l'inverno e le temperature fredde persistono.

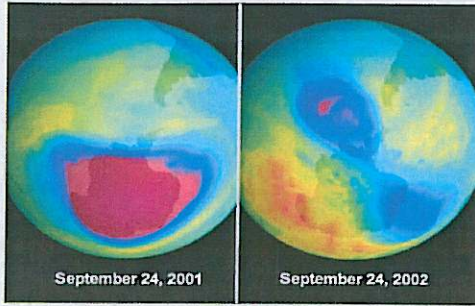
L'Antartide è una terra estesa e fredda circondata dall'oceano. Queste condizioni isolate producono **temperature stratosferiche** molto basse che a loro volta portano alla formazione di nubi stratosferiche polari. La superficie della Terra nelle regioni polari settentrionali manca di questa simmetria terra/oceano caratteristica dell'area polare meridionale. Ne consegue che l'aria stratosferica artica è generalmente molto più calda di quella antartica, e meno nuvole si formano causando una minore riduzione dell'ozono. Questa condizione fisica è uno dei fattori maggiori che producono la chimica speciale che causa il buco dell'ozono antartico nella stratosfera.



**LE NUBI STRATOSFERICHE POLARI**, proprio come le nubi troposferiche del tipo cirri o altocumuli lenticolari, possono estendersi dalle decine alle centinaia di km in lunghezza e qualche km in spessore. Si trovano ad altezze di circa 10-30 km in inverno e in primavera, principalmente sull'Antartide. Ci sono due tipi principali di **nubi polari stratosferiche**. Le nuvole del tipo 1 sono un misto di acqua e acido nitrico sia in forma liquida (1a) che cristallina (1b) (acido nitrico triidrato) che si formano proprio sopra il punto di congelamento (circa  $-78^{\circ}\text{C}$ ). Le nubi del tipo 2 sono costituite da cristalli di acqua ghiacciata. Si formano a temperature anche più basse (circa  $-90^{\circ}\text{C}$ ), in condizioni che si verificano solo nella stratosfera polare, quando essa si raffredda in inverno. I cristalli di ghiaccio delle nubi del tipo 2 sono così pesanti che tendono a sedimentare nella troposfera. In questo modo la stratosfera viene privata del vapor d'acqua e degli ossidi di azoto che diversamente potrebbero rendere inattivo il cloro. Una visualizzazione particolarmente bella di queste nuvole è la cosiddetta "nube madreperlacea". Questa è una nube da raffreddamento rapido, che raccoglie acqua e acido nitrico.

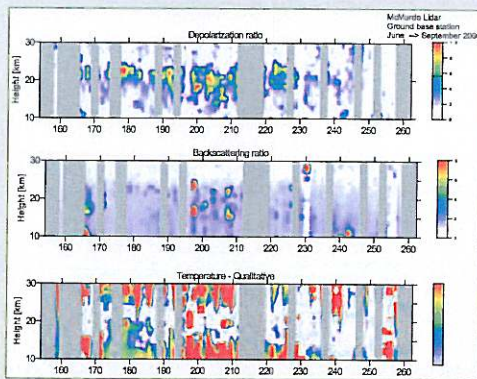






**LE NUBI STRATOSFERICHE** polari forniscono una superficie catalitica ideale sul quale il cloro e il bromo possono reagire con l'ozono in presenza della radiazione ultravioletta, distruggendo lo strato dell'ozono nella bassa stratosfera. Questa reazione avviene soltanto in presenza della luce solare e quindi all'arrivo della prima primavera (settembre-ottobre). Il buco dell'ozono scompare quando l'aria antartica si riscalda durante la tarda primavera e

l'estate e il **vortice polare** si disgrega. L'impatto del vortice polare sul buco dell'ozono antartico è stato chiaramente illustrato nel settembre del 2002, quando l'attività di un'onda gravitazionale a grande scala ha diviso il vortice polare, e il buco dell'ozono, in due sezioni. La maggiore riduzione dell'ozono si verifica fra i 13 e i 23 km, dove le temperature estremamente basse favoriscono la distruzione fotochimica eterogenea. Alle altre quote la temperatura dell'aria non è sufficientemente bassa per questo tipo di processo, e la quantità di ozono rimane virtualmente inalterata.



## LE NUVOLE STRATOSFERICHE POLARI

a **McMurdo** si formano fra luglio e metà agosto e durante questo tempo la loro altitudine cambia dai 22 ai 14 km, seguendo l'andamento della temperatura stratosferica. Le nubi polari stratosferiche appaiono o come strati piuttosto sottili (inferiore ad 1 km) o come strati con uno spessore considerevolmente più alto. In Antartide le temperature invernali tipiche favoriscono l'esistenza di una area estesa fredda in cui le nubi di "tipo 1a" a cristalli possono avere dimensioni sufficientemente grandi da

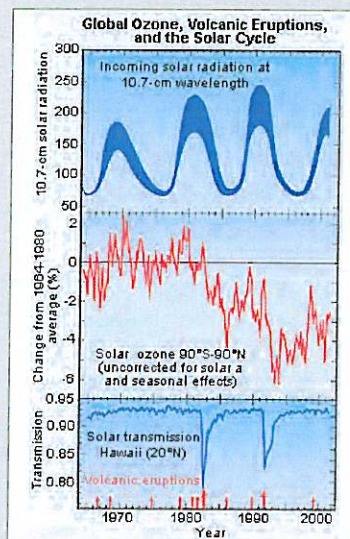
giustificare la denitrificazione intensa e sistematica registrata ogni anno. Questa area sinottica, chiamata **cintura polare di congelamento**, corrisponde al margine interno del vortice e appare adattarsi alla nucleazione di particelle solide. La formazione di particelle grandi di acido nitrico triidrato sopra **McMurdo** può essere osservata in quanto la stazione si trova spesso in questa regione sinottica fredda e sotto questo anello polare freddo, che si suppone persista almeno per 3 mesi. E' noto che nell'emisfero sud la denitrificazione si verifica generalmente insieme alla deidratazione. Quindi, l'esistenza di una piccola regione con temperature al di sotto della temperatura di congelamento sembra essere sufficiente per deidratare grandi aree geografiche.



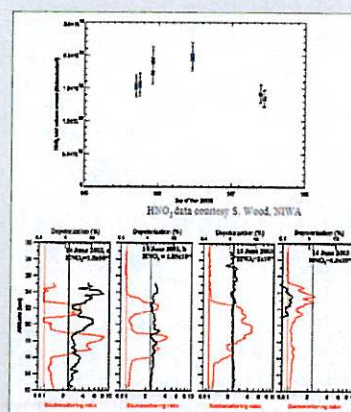


LE NUVOLE POLARI STRATOSFERICHE GIOCANO IL RUOLO  
MAGGIORE NELLA FORMAZIONE DEL BUCO DELL'OZONO  
POICHÉ CONSENTONO AI COMPOSTI DEL CLORO  
DI ESSERE CONVERTITI IN FORME REATTIVE  
E, ASSORBENDO AZOTO, INDUCONO  
LA DISTRUZIONE CATALITICA DELL'OZONO

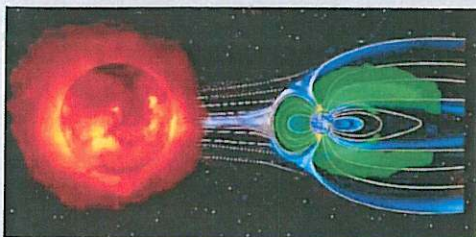
**ANCHE ALCUNI PROCESSI NATURALI** (grandi eruzioni vulcaniche, rilascio di cloro da parte degli oceani e incendi boschivi) distruggono l'ozono nella stratosfera. Le eruzioni vulcaniche sono in grado di iniettare cloruro di idrogeno e aerosols nell'atmosfera. Gli aerosols migliorano l'efficienza del cloro nel processo di distruzione dell'ozono. In maniera similare gli oceani producono giornalmente gran quantità di sale marino che contiene cloro. Tuttavia le sorgenti naturali contribuiscono soltanto per il 15% del cloruro di metile e per il 3% del cloruro di idrogeno ai **livelli stratosferici del cloro**. Ciò succede perché la gran parte dei pennacchi vulcanici è troppo debole per raggiungere la stratosfera e il sale marino degli oceani è rilasciato molto in basso nell'atmosfera. Sia il cloruro di idrogeno vulcanico sia il sale marino sono estremamente solubili in acqua (al contrario dei clorofluorocarburi) e la pioggia rimuove entrambe queste forme di cloro prima che possano raggiungere la stratosfera. Quindi né le eruzioni vulcaniche né il sale marino degli oceani contribuiscono significativamente ai livelli stratosferici di cloro, che è prodotto principalmente dalle attività umane. Sono invece importanti gli aerosols di origine vulcanica perché favoriscono la formazione di nubi stratosferiche in quanto le piccole particelle sono degli efficienti nuclei di condensazione per le molecole di acqua.



**LA PRESENZA DI AEROSOLS** nella stratosfera è stata drammaticamente alterata dall'eruzione del Monte Pinatubo nel giugno del 1991, che ha grandemente influenzato i processi nell'emisfero sud agli inizi degli anni '90. È stata l'eruzione con il più grande impatto climatico del XX secolo, immettendo materiale alle altitudini superiori ai 30 km. L'aerosols vulcanico si è disperso su tutto il pianeta raggiungendo la stratosfera polare meridionale alla fine del 1991. Grandi concentrazioni di **aerosols vulcanico** furono intrappolate nel vortice polare durante il 1993-94. Questo evento ha influenzato in maniera drammatica la riduzione dell'ozono e la formazione di nubi stratosferiche polari a *McMurdo*. Le osservazioni delle nubi polari stratosferiche dalle stazioni di *McMurdo*, *Dumont d'Urville* e *Polo Sud* usando sia misure *LIDAR* (*Laser Imaging Detection and Ranging*) al suolo sia particelle ottiche su palloni sono state regolarmente condotte sin dai tardi anni '80. Il confronto fra le misure da satellite e le misure al suolo confermano l'abbondanza di acido nitrico nella stratosfera polare e hanno quantificato la loro abilità di contribuire ai processi di perdita di ozono.

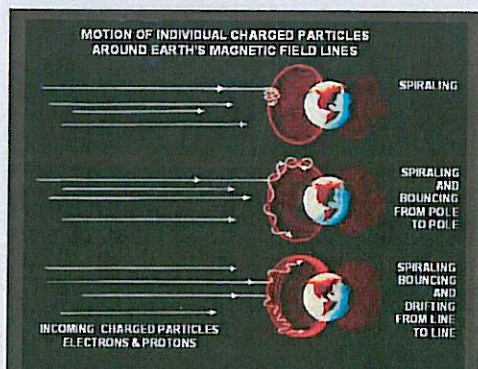






**L'ATMOSFERA DELLA TERRA** è divisa secondo alcune regioni, identificate dalla loro struttura termica in funzione della quota (troposfera, stratosfera, mesosfera e termosfera). Ad altezze superiori ai 50-90 km fino a 600 km l'atmosfera è così rarefatta che la radiazione solare ultravioletta, la radiazione solare corpuscolare e i raggi

cosmici producono elettroni liberi che possono esistere per breve tempo prima di essere catturati da uno ione positivo vicino. Questa porzione di atmosfera è la **ionosfera** e rappresenta meno del 0.1% della massa totale dell'atmosfera terrestre. Il limite inferiore della ionosfera coincide con la regione dove la radiazione più penetrante influenza la propagazione delle onde radio. Il limite superiore è il risultato dell'interazione del vento solare (composto da grandi quantità di particelle cariche provenienti dalla superficie del sole) con il pianeta. Sul lato opposto al Sole la ionosfera può estendersi a distanze maggiori formando una coda il cui limite dipende dalla dispersione degli ioni.



**LA IONOSFERA FORMA IL MARGINE** interno della **magnetosfera**, che nonostante il suo nome non è propriamente sferica. La magnetosfera è una regione nello spazio la cui forma è determinata principalmente dalla distorsione del campo magnetico terrestre dovuta all'interazione con il plasma del vento solare e con il campo magnetico interplanetario. La magnetosfera e il vento solare formano un'enorme dinamo attraversata da forti correnti elettriche. Le linee del campo magnetico alle alte latitudini forniscono il percorso alle particelle solari

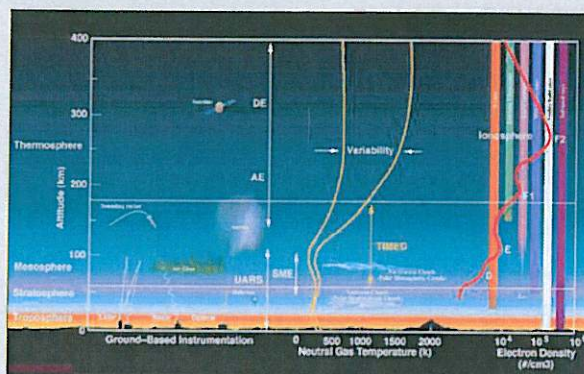
per raggiungere l'alta atmosfera. Il vento solare è costituito soprattutto da protoni ed elettroni che si muovono alla velocità ultra-sonica di 400-800 km/s. Queste particelle discendono lungo le linee del campo magnetico terrestre seguendo percorsi a spirale e interagiscono con i gas neutri per produrre le aurore spettacolari che si vedono alle alte latitudini, un segno dell'ulteriore ionizzazione presente alle latitudini polari. Le regioni artiche e antartiche sono quindi degli ottimi luoghi per osservare le interazioni fra vento solare, magnetosfera e ionosfera.



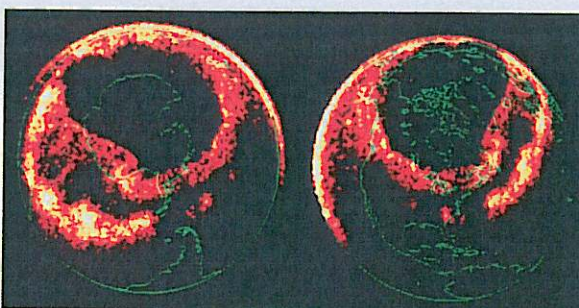


## UN MONITORAGGIO SISTEMATICO E CONTINUO DEL SISTEMA SOLE-MAGNETOSFERA-IONOSFERA PUÒ DARE UN SUPPORTO VALIDO AI PROGRAMMI DI SPACE WEATHER

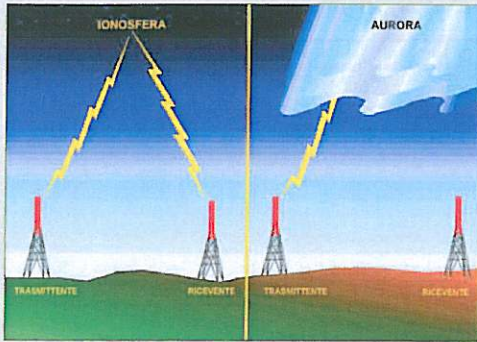
**LA IONOSFERA DELLA TERRA** è divisa in **regioni D, E e F** (quest'ultima ulteriormente suddivisa in F1 e F2). La regione F (a 150-1000 km di altitudine) contiene una grande varietà di ioni: dagli ioni  $\text{NO}^+$  e  $\text{O}^+$  alla sua base agli ioni  $\text{H}^+$  e  $\text{He}^+$  alla sua sommità. La regione E (a 95-150 km di altitudine) contiene soprattutto ioni  $\text{O}_2^+$  e la regione D (a 75-95 km di altitudine) presenta una ionizzazione relativamente scarsa dovuta alla sua bassa altitudine. Storicamente, la divisione è nata dalle osservazioni successive delle variazioni della densità degli elettroni in funzione della quota, dedotte dalle registrazioni del tempo di ritardo della riflessione del segnale radio trasmesso a frequenza variabile. In questo modo le regioni ionosferiche sono associate a processi fisici dominanti differenti. Le strutture ionosferiche ed i picchi di densità variano notevolmente nel tempo (giornalmente, stagionalmente, e per il ciclo delle macchie solari), nella localizzazione magnetica e geografica (nelle regioni aurorali e polari, alle medie latitudini e nelle zone equatoriali) e a causa dei disturbi ionosferici solari. Le differenti regioni della ionosfera rendono possibile la comunicazione delle onde radio a lunga distanza riflettendo le onde radio verso la Terra.



**LA MAGNETOSFERA FORMA** una barriera al vento solare. Senza il vento solare, le linee del campo magnetico terrestre sarebbero simmetriche e simili a quelle di una barra magnetica. Tuttavia la pressione del vento solare comprime fortemente la magnetosfera sul lato della Terra esposto al Sole e descrive una coda lunghissima sul lato opposto. Dal momento che le particelle cariche del vento solare non possono attraversare le linee del campo magnetico terrestre, esse fluiscono intorno alla magnetosfera. Quando i protoni e gli elettroni discendono alle latitudini di 100-300 km ad alta velocità, possono collidere con i gas dell'atmosfera emettendo luce. Questo fenomeno causa l'aurora, visibile principalmente solo alle alte latitudini e durante la notte. Le regioni dove avvengono le aurore formano un ovale pressochè centrato nei poli magnetici terrestri. Durante i periodi di alta attività solare le enormi esplosioni nell'atmosfera solare rilasciano una grande quantità di energia che provoca l'estensione dell'**ovale aurorale** fino a latitudini più basse.

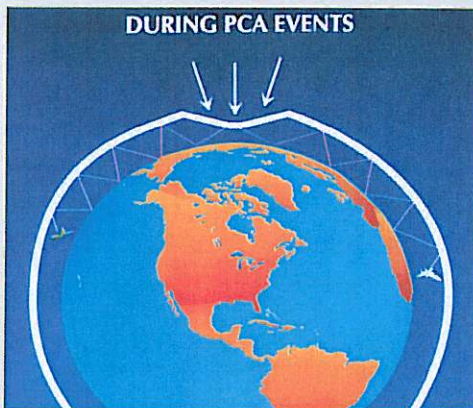






**LA IONOSFERA** può condurre correnti elettriche così come riflettere, deflettere e diffondere le **onde radio**. I segnali radio a onda lunga possono essere fatti "rimbalzare" sulla ionosfera consentendo la comunicazione sopra l'orizzonte. In questo modo le trasmissioni delle onde radio a lunghezze d'onda corte, medie, e lunghe raggiungono i ricevitori su grandi distanze. I segnali radio a lunghezze d'onda più corte attraversano la ionosfera ma ne subiscono l'influenza. Sebbene meno dell'1% dell'alta

atmosfera sia ionizzata le particelle cariche rendono i gas elettricamente conduttori, cambiando completamente le loro caratteristiche. Il numero di elettroni liberi è sufficiente per influenzare la propagazione delle onde radio. La ionosfera è particolarmente disturbata nelle regioni aurorali e durante alcune tempeste magnetiche particolari, chiamate *sub-storm*. Le irregolarità ionosferiche trovate in natura non possono essere riprodotte sperimentalmente ma possono essere rilevate tramite osservatori dotati di strumenti particolarmente sensibili. Queste irregolarità possono avere un impatto notevole anche sui segnali trasmessi ai satelliti e dai satelliti durante le comunicazioni e la navigazione.



**FORTI BRILLAMENTI SOLARI** possono emettere radiazioni su lunghezze d'onda dei raggi-X che raggiungono la Terra sul lato illuminato dal Sole. Queste penetrano nella regione D e liberano elettroni che rapidamente aumentano l'assorbimento causando una interruzione radio alle alte frequenze (3-30 MHz). Quando ciò accade i segnali a frequenza molto bassa (3-30 kHz) vengono riflessi dallo strato D invece che da quello E. I **disturbi ionosferici** improvvisi o le interruzioni radio finiscono quando il bombardamento di raggi-X termina. Gli elettroni nella regione D si ricombinano rapidamente e l'intensità dei segnali torna alla

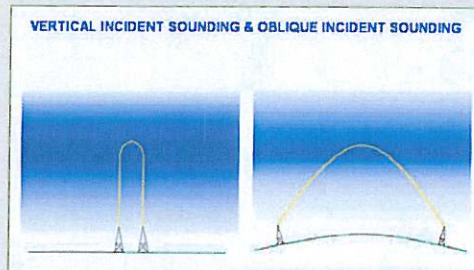
normalità. L'emissione di protoni ad alta energia è associata ai brillamenti solari. Questi ultimi colpiscono la Terra in media entro una decina di minuti dall'inizio del brillamento solare. I protoni scendono lungo le linee del campo magnetico terrestre seguendo un percorso a spirale e penetrano nell'atmosfera vicino ai poli magnetici aumentando la ionizzazione degli strati D e E. Gli assorbimenti della calotte polari (*Polar Cap Absorptions, PCA*) possono durare da un'ora ad alcuni giorni. Una tempesta magnetica è un disturbo temporaneo intenso della magnetosfera terrestre, che può produrre l'aurora. Durante una tempesta magnetica lo strato F2 diventa instabile, si frammenta e la sua concentrazione di elettroni aumenta rendendolo trasparente alla riflessione dei segnali ad alta frequenza.



L'ALTA ATMOSFERA È INFLUENZATA PRINCIPALMENTE DAI FENOMENI DI PERTURBAZIONE CHE PROVENGONO DALLO SPAZIO DOVUTI ALLE ATTIVITÀ ED AGLI EVENTI SOLARI/MAGNETICI. QUESTI FENOMENI POSSONO ANCHE INFLUENZARE LE COMUNICAZIONI TERRA-SATELLITE E SATELLITE-SATELLITE

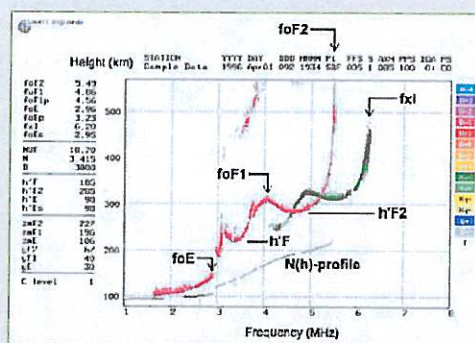
**LA IONOSFERA VIENE OSSERVATA** tramite radars ad alta frequenza, chiamati **ionosonde**. La ionosonda invia brevi impulsi radio nella ionosfera. Questi impulsi sono riflessi verso il suolo e la ionosonda registra il tempo di ritardo fra la trasmissione e la ricezione dell'impulso. Variando la frequenza portante degli impulsi da 1 a 20 MHz, viene registrato il tempo di ritardo a differenti frequenze.

Il sondaggio verticale usa un trasmettitore e un ricevitore posti nello stesso luogo. Un segnale a varie frequenze viene trasmesso verticalmente alla ionosfera e i valori dell'eco di ritorno vengono misurati per determinare la quota effettiva degli strati della ionosfera. Questa tecnica è anche usata per determinare la frequenza critica, ossia il massimo di frequenza riflessa da ogni strato della ionosfera. Il sondaggio obliquo usa un trasmettitore ad un estremo del percorso stabilito di propagazione e un ricevitore sincronizzato all'altra estremità. Il trasmettitore emette un segnale a frequenza variabile la cui eco viene visualizzata e misurata dal ricevitore. La misurazione converte il tempo di ritardo in altitudine effettiva dello strato ionosferico.

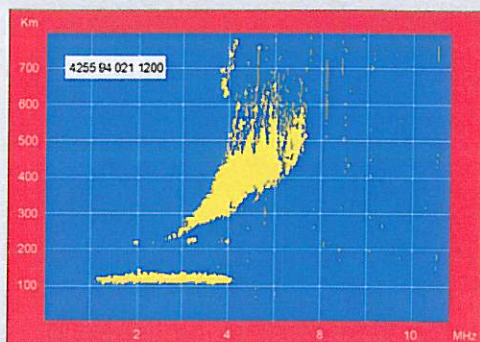


**LO IONOGRAMMA** è un diagramma di altezza virtuale/frequenza in cui è riportata la traccia dell'eco ionosferica ricevuta dalla ionosonda. Un tipico **ionogramma** derivato da un sondaggio verticale è mostrato nella figura. Generalmente lo ionogramma riporta due echi, chiamate traccia ordinaria (o) e straordinaria (x). I parametri ionosferici sono ottenuti dall'interpretazione della traccia o. Essi sono: la frequenza critica dello strato E (foE), dello strato F1 (foF1) e dello strato F2 (foF2), l'altezza virtuale degli strati F (h'F) e F2 (h'F2).

La sola caratteristica derivata dalla traccia x è il massimo di frequenza riflessa dalla ionosfera, fxi. Le frequenze sono ottenute guardando gli asintoti delle tracce in ogni strato corrispondente. All'aumentare delle frequenze, ogni onda è rifratta di meno dalla ionizzazione nello strato, e così ciascuna onda penetra ulteriormente prima di essere riflessa. Gli impulsi radio viaggiano più lentamente all'interno della ionosfera che nello spazio libero, pertanto l'altezza virtuale o apparente è registrata al posto di quella reale.

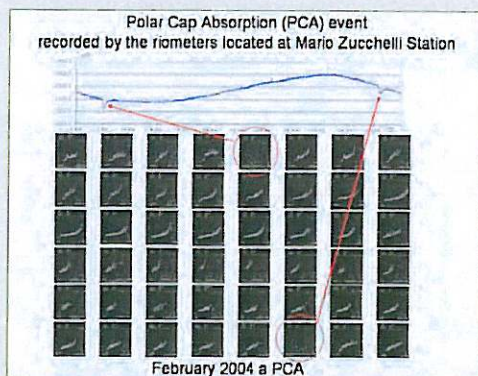






**LA RADIAZIONE SOLARE** che attraversa l'atmosfera è assorbita e causa la ionizzazione. Il profilo complesso della concentrazione degli elettroni secondo strati distinti è dovuto al bilancio fra la velocità di produzione elettronica e la velocità di perdita elettronica. Tipicamente, una stazione ionosferica registra uno **ionogramma** ogni 15 minuti. Le procedure automatiche di interpretazione sono applicate a tutti gli ionogrammi.

I dati che se ne ricavano, insieme agli ionogrammi originali e ai resoconti della stazione, sono archiviati in cinque centri mondiali di banche dati. Un fenomeno che influenza significativamente la propagazione ad alta frequenza di onde radio nella regione E è l'E sporadico e si verifica durante il giorno o la notte variando notevolmente con la latitudine. Un altro fenomeno tipico è il cosiddetto "*Spread F*" in cui gli impulsi sono rimandati dalla ionosfera con una durata molto più grande dell'impulso trasmesso. E' visibile nello ionogramma come una diffusione o un offuscamento (nell'altezza virtuale) del segnale di ritorno nello strato F e si pensa sia il risultato della dispersione dovuta ad una serie di irregolarità.



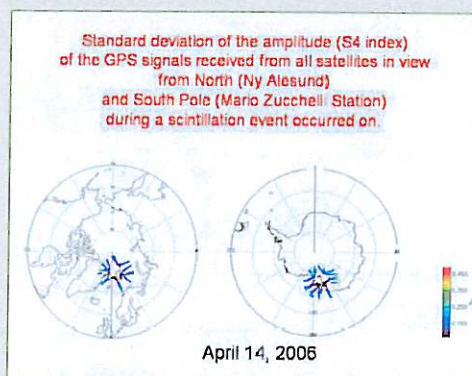
**LE STELLE E LE GALASSIE** emettono rumore radio. Questo rumore varia da un'ora all'altra in base alla rotazione terrestre ed è possibile sviluppare una curva quieta giornaliera. In questo contesto quieto significa che la ionosfera è indisturbata. Se il rumore monitorato è inferiore alla curva quieta giornaliera, allora la ionosfera è stata disturbata dall'emissione di particelle energetiche provenienti dal Sole. Le **misurazioni del riometro** sono generalmente fatte in un intervallo di frequenze tra i 20 e i 50 MHz. L'assorbimento dell'energia radio a queste

frequenze è sensibile ai cambiamenti nella densità degli elettroni nelle regioni ionosferiche D ed E. L'assorbimento aurorale è causato dalla precipitazione di elettroni energetici della magnetosfera, che aumentano la densità elettronica ionosferica fra i 70 e i 120 km di altitudine. I dati provenienti da alcuni riometri che esaminano lo stesso settore celeste con antenne a largo fascio ma operanti a frequenze differenti mostrano strutture spaziali a piccola scala nella regione di precipitazione degli elettroni. I risultati indicano che la scala spaziale delle perturbazioni della densità ionosferica degli elettroni può essere molto piccola, dell'ordine di pochi chilometri.

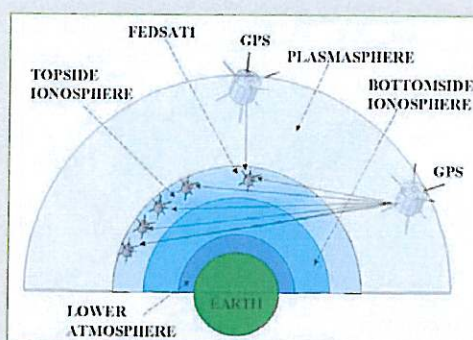


LA IONOSFERA È QUELLA PARTE DELL'ALTA ATMOSFERA CHE CONTIENE MENO DELLO 0.1% DELLA SUA MASSA TOTALE. QUANDO LA RADIAZIONE SOLARE COLPISCE GLI ATOMI E LE MOLECOLE DELL'ATMOSFERA VENGONO DISSOCIATI NEI LORO COSTITUENTI CHIMICI. QUESTO PROCESSO PRODUCE ELETTRONI LIBERI CHE INFLUENZANO LA PROPAGAZIONE DELLE ONDE RADIO

**GLI EFFETTI DELLA SCINTILLAZIONE** sono causati dalla diffrazione di onde anomale dovute a fluttuazioni di piccola scala nella densità degli elettroni generalmente causate da gradienti nel contenuto totale di elettroni. Queste irregolarità della densità elettronica causano la diffrazione del segnale da satellite che passa attraverso la ionosfera e presentano fluttuazioni temporali in ampiezza e fase. Queste anomalie sono frequenti nelle regioni polari dove la ionosfera è particolarmente sensibile agli effetti solari sulla magnetosfera. Il moto del vento neutro trasporta tali fluttuazioni come disturbi attraverso la ionosfera fino alle alte latitudini. I disturbi del segnale possono essere mitigati monitorando gli effetti delle **scintillazioni** come previsto nei programmi di previsione dello *Space Weather*, sulla base di un monitoraggio continuo e sistematico del sistema Sole-magnetosfera-ionosfera che ne identifichi irregolarità e variabilità.



**IN CONDIZIONI DISTURBATE** la ionosfera può diventare altamente turbolenta mostrando la presenza di strutture a piccola scala (dai centimetri ai metri) o irregolarità all'interno di strutture a scala più grande (decine di chilometri) presenti nella ionosfera circostante. Queste irregolarità possono produrre fluttuazioni di fase e ampiezza a breve termine sulle onde radio che le attraversano, chiamate comunemente scintillazioni ionosferiche di ampiezza e fase. Nella ionosfera delle alte latitudini si riscontrano effetti significativi, più intensi nelle regioni della calotta polare e meno intensi nelle regioni aurorali. Forti scintillazioni di ampiezza e fase influenzano l'affidabilità dei sistemi di navigazione *GPS* (*Global Positioning System*) e le **comunicazioni satellitari**. Data la scarsità di un monitoraggio continuo e sistematico delle scintillazioni ionosferiche sulle regioni polari e aurorali, lo sviluppo di reti di ricevitori *GPS* opportunamente configurati per osservare la ionosfera sotto condizioni di quiete e di tempesta potrebbe rappresentare un importante conseguimento sia per gli scopi dello *Space Weather* che per fini scientifici.







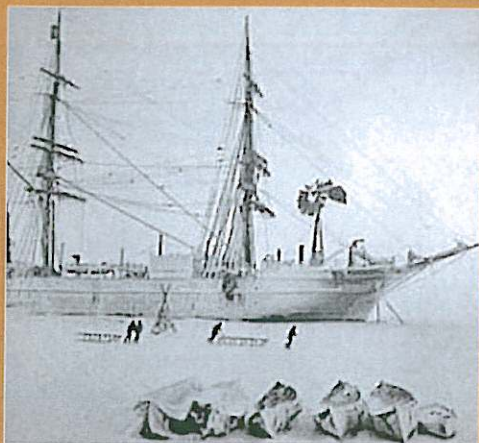


**SCOPERTE**





## SCOPERTE



**1773** *James Cook* attraversa il Circolo Polare Antartico per la prima volta.

**1828** *Carl Friedrich Gauss* è il primo a descrivere il geoide come "figura matematica della Terra".

**1823** *Carl Friedrich Gauss* misura l'intensità del campo magnetico terrestre.

**1840** *Christian Friedrich Schoenbein* scopre l'esistenza dell'ozono.

**1850** Iniziano registrazioni attendibili della temperatura dell'aria alla superficie terrestre.

**1860** *Robert Fitzroy* usa il nuovo sistema telegrafico per le osservazioni giornaliere di temperatura in Inghilterra e inizia le previsioni del tempo.

**1880** *John Milne* inventa il sismografo a pendolo orizzontale.

**1895** *Henryk John Bull* e *Carsten Borchgrevink* sbarcano sul continente antartico.

**1897** *Svante Arhenius* intuisce l'esistenza dell'effetto serra.

**1906** *Richard Dixon Oldham* scopre che il nucleo terrestre è liquido studiando la propagazione delle onde sismiche.



**1906** *Friedrich Robert Helmert* descrive il globo come un'ellissoide con una accuratezza di 100 metri.

**1909** *Douglas Mawson* *David* raggiunge il Polo Sud magnetico.

**1909** *Andrija Mohorovicic* scopre la discontinuità tra la crosta e il mantello.

70

ANTARTIDE

Un osservatorio naturale per comprendere la Terra





CIRCOLO POLARE ANTARTICO,  
OZONO, EFFETTO SERRA,  
PROPAGAZIONE DELLE ONDE SISMICHE,  
POLO SUD MAGNETICO,  
NUCLEO INTERNO, IONOSFERA



**1911** *Roald Engelbregt Gravning Amundsen* arriva al Polo Sud, seguito un mese dopo da *Robert Falcon Scott* e dal suo gruppo.

**1936** Il sismologo danese *Inge Lehmann* scopre il nucleo interno della Terra.

**1947** *Edward Appleton* consegue il Premio Nobel per aver dimostrato l'esistenza della ionosfera.

**1957** Con l'anno internazionale geofisico inizia la cooperazione internazionale in Antartide.

**1959** Il Trattato Antartico diventa effettivo.

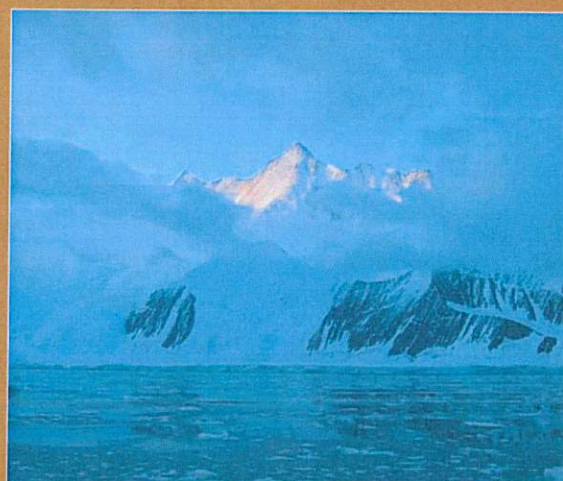
**1981** L'Italia ratifica il Trattato Antartico.

**1985** Inizia il Programma Nazionale di Ricerche in Antartide (PNRA) e i ricercatori italiani sono operativi nella Baia di Terra Nova (ora Stazione Mario Zuchelli).

**1985** Joseph Farman, Brian Gardiner e Jonathan Shanklin scoprono il "buco dell'ozono" antartico.

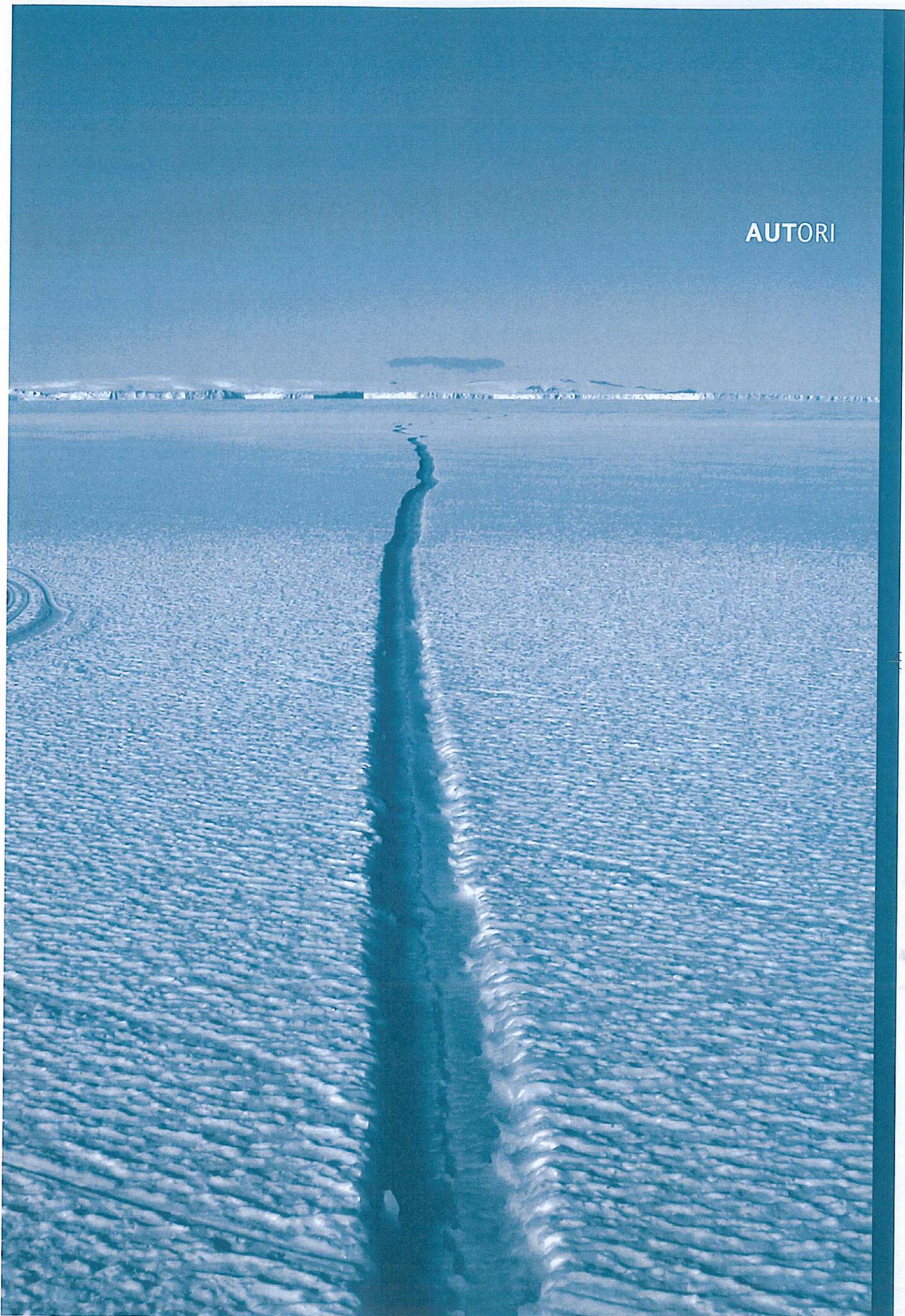
**1991** Il protocollo di Madrid sulla protezione ambientale è stato adottato dai membri del Trattato Antartico.

**2005** La Stazione Italo-Francese Concordia, a Dome C, viene aperta alla comunità scientifica internazionale.





AUTORI





**Testo:**

*Anita Grezio*

**Progetto grafico ed editoriale:**

*Laboratorio Grafica e Immagini*

*Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Via di Vigna Murata, 605 - Roma*

**Contributi Scientifici:**

*Antonio Meloni, Lili Cafarella, Giorgiana De Franceschi, Lucilla Alfonsi, Vincenzo Romano*

*Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia - Roma*

*Andrea Morelli, Stefania Danesi, Anita Grezio*

*Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Via Donato Creti, 12 - Bologna*

*Marino Russi*

*Istituto Nazionale di Oceanografia e Geofisica Sperimentale (OGS), Borgo Grotta Gigante, 42/c - Trieste*

*Mariangela Guidarelli*

*Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Trieste, Via Weiss, 1 - Trieste*

*Alessandro Bonaccorso, Salvo Gambino*

*Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Piazza Roma, 2 - Catania*

*Alessandro Capra, Marco Dubbini*

*Dipartimento di Ingegneria Meccanica e Civile, Università di Modena e Reggio Emilia, Via Vignolese, 905 - Modena*

*Andrea Pellegrini, Umberto Gentili*

*Ente per le Nuove tecnologie, l'Energia e l'Ambiente (ENEA - Casaccia), Via Anguillarese, 301 - Roma*

*Francesco Mancini*

*Dipartimento di Architettura e Urbanistica, Politecnico di Bari, Via Orabona, 4 - Bari*

*Teodoro Georgiadis, Marianna Nardini*

*Istituto di Biometeorologia (IBIMET), CNR, Via Gobetti, 101 - Bologna*

*Paolo Bonasoni, Vito Vitale, Angelo Lupi, Paolo Cristofanelli*

*Istituto di Scienze dell'Atmosfera e del Clima (ISAC), CNR, Via Gobetti, 101 - Bologna*

*Marcel Snels, Francesco Cairo*

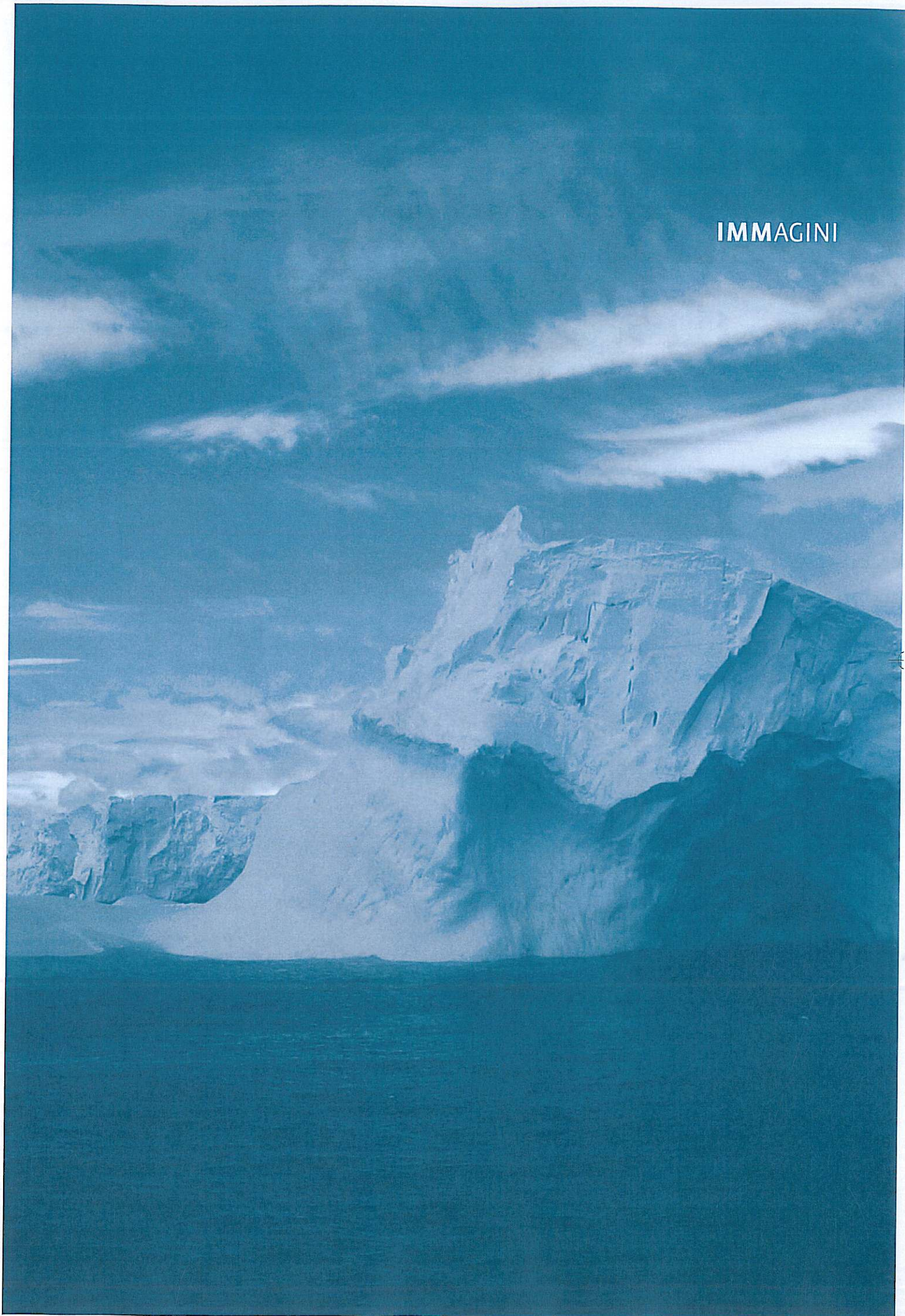
*Istituto di Scienze dell'Atmosfera e del Clima (ISAC), CNR, Via Fosso del Cavaliere, 100 - Roma*

**Coordinamento e Supervisione:**

*Anita Grezio, Stefania Danesi, Andrea Morelli, Romano Camassi*



IMMAGINI





<http://mediatheek.thinkquest.nl/~1125/en/struct.htm>  
[http://nationalatlas.gov/articles/geology/a\\_geomag.html](http://nationalatlas.gov/articles/geology/a_geomag.html)  
<http://planetary-mag.net/>  
<http://bbs.keyhole.com/ubb/showflat.php?Number=200028&page=0>  
[http://smc.cnes.fr/html-images/solid\\_earth.htm](http://smc.cnes.fr/html-images/solid_earth.htm)  
[http://swdcwww.kugi.kyoto-u.ac.jp/poles/figs/pole\\_ss.gif](http://swdcwww.kugi.kyoto-u.ac.jp/poles/figs/pole_ss.gif)  
<http://science.nasa.gov/headlines/y2003/images/magneticfield/world-pr.gif>  
<http://bbs.keyhole.com/ubb/showflat.php?Number=200028&page=0>  
<http://en.wikipedia.org/wiki/Pangaea>  
[http://neic.usgs.gov/neis/eq\\_depot/2006/eq\\_060820\\_rqal/neic\\_rqal\\_t.html](http://neic.usgs.gov/neis/eq_depot/2006/eq_060820_rqal/neic_rqal_t.html)  
[http://neic.usgs.gov/neis/eq\\_depot/2003/eq\\_030804/neic\\_xbam\\_t.html](http://neic.usgs.gov/neis/eq_depot/2003/eq_030804/neic_xbam_t.html)  
<http://capita.wustl.edu/CAPITA/DataSets/GlobalAerosol/dataint.html>  
<http://earthobservatory.nasa.gov/Library/Aerosols/aerosol.html>  
<http://www.oarval.org/slide6en.htm>  
[http://www.nasa.gov/centers/ames/news/releases/2000/00\\_43AR.html](http://www.nasa.gov/centers/ames/news/releases/2000/00_43AR.html)  
<http://www.meteoros.de/psc/psc.htm>  
<http://www.deh.sa.gov.au/reporting/atmosphere/ozone.html>  
<http://www.al.noaa.gov/strato3.html>  
<http://www.epa.gov/ozone/science/volcano.html>  
[http://en.wikipedia.org/wiki/Ozone\\_depletion](http://en.wikipedia.org/wiki/Ozone_depletion)  
<http://www.antarctica.ac.uk/aedc/bedmap/examples/>  
[http://www.bu.edu/cism/CISM\\_Thrusts/ITM.jpg](http://www.bu.edu/cism/CISM_Thrusts/ITM.jpg)  
[http://en.wikipedia.org/wiki/Climate\\_of\\_Antarctica](http://en.wikipedia.org/wiki/Climate_of_Antarctica)  
[http://en.wikipedia.org/wiki/Radiative\\_forcing](http://en.wikipedia.org/wiki/Radiative_forcing)  
<http://mediatheek.thinkquest.nl/~1125/en/fullstruct.htm>  
<http://www.gfz-potsdam.de/news/foto/champ/welcome.html>  
<http://www.britannica.com/eb/article-9036465/geoid>  
[http://science.nasa.gov/headlines/y2003/29dec\\_magneticfield.htm](http://science.nasa.gov/headlines/y2003/29dec_magneticfield.htm)  
[http://nationalatlas.gov/articles/geology/a\\_geomag.html](http://nationalatlas.gov/articles/geology/a_geomag.html)  
<http://planetary-mag.net/>  
<http://swdcwww.kugi.kyoto-u.ac.jp/poles/polesexp.html>  
[http://smc.cnes.fr/html-images/solid\\_earth.htm](http://smc.cnes.fr/html-images/solid_earth.htm)  
<http://bbs.keyhole.com/ubb/showflat.php?Number=200028&page=0>  
<http://www.homepage.montana.edu/~geol445/hyperglac/isostasy1/index.htm>  
[http://www.amnh.org/education/resources/rfl/web/antarctica/s\\_adaptations.html](http://www.amnh.org/education/resources/rfl/web/antarctica/s_adaptations.html)  
[http://www.ess.washington.edu/Surface/Glaciology/COURSES/ESS431/LECTURES/2004/sprice\\_ESS\\_431\\_2004/slides1.html](http://www.ess.washington.edu/Surface/Glaciology/COURSES/ESS431/LECTURES/2004/sprice_ESS_431_2004/slides1.html)  
[http://en.wikipedia.org/wiki/Solar\\_radiation](http://en.wikipedia.org/wiki/Solar_radiation)











