

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

DIPARTIMENTO DI FISICA: "GALILEO GALILEI"

FACOLTÀ DI SCIENZE MM.FF.NN.



Tesi di Laurea Triennale in Fisica

**Il clima dell'Olocene: deglaciazione, optimum climatico e
relativo tracollo registrati nei ghiacci delle calotte polari**

RELATORE: Prof. Silvia Sartori

LAUREANDO: Luca Stevanato

Anno Accademico 2006–2007

Indice

1	Introduzione	2
2	Caratteristiche dell'informazione intrappolata	5
2.1	Come arriva l'informazione nel ghiaccio?	5
2.2	La trasformazione Firn-Ice	5
2.3	L'età dell'aria	6
2.4	Il problema della diffusione	7
3	L'epoca Olocenica	8
3.1	Analisi del $\delta^{18}\text{O}$ nel sito di GRIP	8
3.2	Differenza Artide-Antartide	11
4	I gas serra	12
4.1	Introduzione	13
4.2	CH_4	14
4.3	CO_2	15
5	Conclusioni	17
6	Appendice	19

1 Introduzione

L'Antartide e la Groenlandia sono due grandi archivi di dati climatici: grazie al fatto che le precipitazioni sono molto limitate e non c'è melting, riconosciamo registrate in esse le vicende climatiche più importanti per il pianeta. I carotaggi nel ghiaccio delle calotte polari permettono le più precise ricostruzioni delle sequenze climatiche del passato. Partendo dagli strati superficiali, da cui si estraggono le informazioni più recenti, si arriva con carotaggi profondi a ricostruire la storia delle epoche passate nonostante l'ampiezza dei segnali (anomalie isotopiche, ioni, ecc.) decresca con la profondità a causa della diffusione dell'informazione.

Tra il 1989 e il 1993, un progetto statunitense, nella base di Summit in Groenlandia, ha ottenuto una carota lunga 3054 metri e, nello stesso luogo, una collaborazione europea ha estratto una carota di 3028 metri. Entrambe sono state ricavate dall'intero spessore del ghiaccio (fino al bedrock). Si è avuta così la documentazione più completa dell'emisfero settentrionale, che ha fornito dettagli della storia climatica terrestre fino a 250 ka fa.

In Antartide si sono avuti vari progetti, i più famosi sono alle basi di Byrd, Vostok e Dome C. La carota di Vostok [16] ha raggiunto la sua profondità massima a 3532 m ricostruendo il clima degli ultimi 420 ka, mentre l'obiettivo del progetto europeo *EPICA* [2] (European Project Ice Coring in Antarctica) è stato quello di raggiungere una profondità tale da poter ricostruire il clima sino all'ultima inversione di campo magnetico terrestre avvenuta circa 750 ka (0.73 Ma secondo la datazione K-Ar e 0.78 Ma con i sedimenti oceanici). Nel 2004 è stata raggiunta la profondità massima di 3270 m ricostruendo 740 ka di clima. Possiamo notare una curiosità: nonostante la lunghezza della carota di EPICA sia minore di quella di Vostok, l'età ricoperta è quasi il doppio, basti pensare che gli ultimi 100 m di carota coprono ben 100 ka; questo è dovuto a diversi fattori, come ad esempio l'estrema compattazione che ha avuto il ghiaccio oppure una variazione nel tempo dell'accumulation rate nel sito di EPICA (confronto Vostok-Epica figura 1).

Possiamo dividere i 740 ka in due parti. Nei più recenti 400 vediamo le 4 grandi glaciazioni avvenute ogni 100 ka (figura 2) già studiate in precedenza con altri metodi in tutto il globo (Günz, Würm, Riss, Mindel), ed altrettanti periodi interglaciali. Invece nei 340 ka precedenti le variazioni climatiche sembrano caratterizzate da cicli differenti di durata maggiore e con temperature medie più basse.

Le teorie per spiegare questa ciclicità sono state molte, ma quella più accreditata rimane la *Teoria di Milankovitch* che si basa su:

- variazione dell'eccentricità dell'orbita,
- variazione dell'inclinazione dell'asse terrestre,
- precessione degli equinozi.

Milankovitch tracciò la curva che porta il suo nome (figura 3) facendo variare alcuni elementi dell'orbita terrestre [13]: lenta variazione della direzione dell'asse terrestre (precessione degli equinozi, periodi 19, 22, 24 ka), dell'inclinazione dello stesso asse (obliquità, periodo 41 ka) e dell'eccentricità dell'orbita terrestre (periodo 95, 125, 400 ka). Milankovitch analizzò l'influenza di questi dati sulla

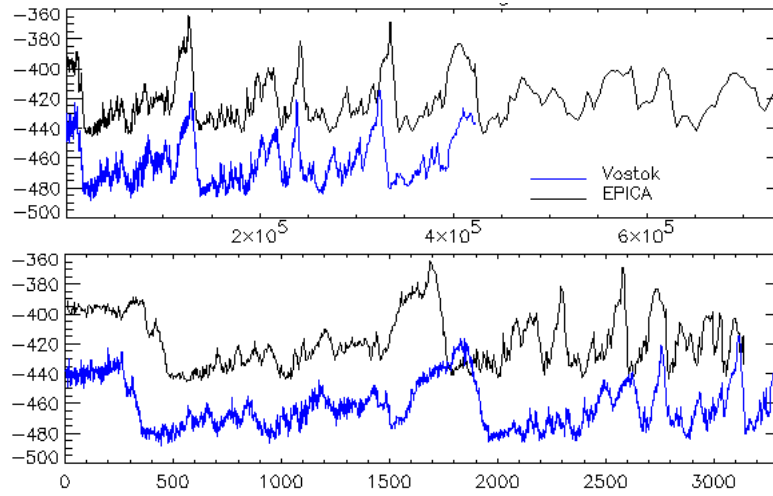


Figura 1: I due grafici riportano il confronto fra i dati di Vostok e quelli di EPICA. In entrambi i casi in ordinata abbiamo l'anomalia isotopica dell'idrogeno, mentre in ascissa nel primo grafico è riportata l'età e nel secondo la profondità del campione. Il δD è un proxy per la temperatura, esso è correlato all'anomalia isotopica dell'ossigeno ($\delta^{18}O$) attraverso la relazione: $\delta D = 8.0 \cdot \delta^{18}O + d$ dove d è chiamato eccesso di deuterio

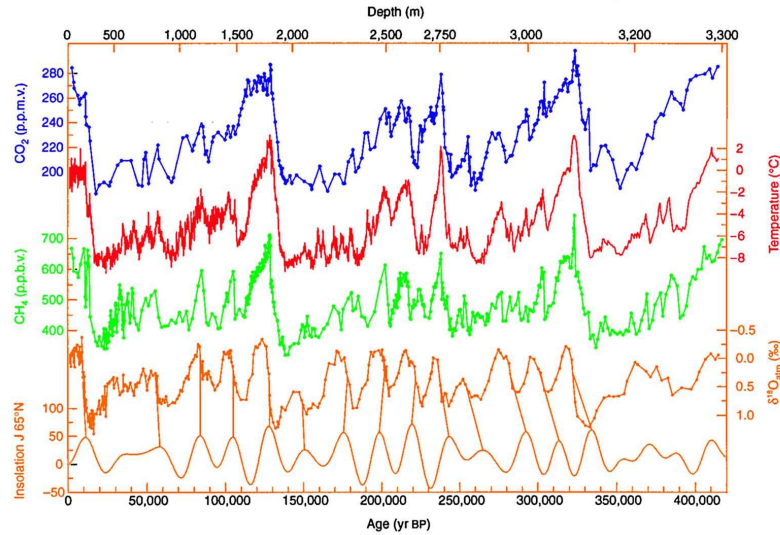


Figura 2: Il grafico è ricavato con i dati di Vostok. Il $\delta^{18}O_{atm}$ è l'anomalia isotopica dell'aria intrappolata nel ghiaccio ed è un proxy per l'estensione dei ghiacci sulla terraferma, come il $\delta^{18}O$ dell'acqua con cui c'è una correlazione inversa. Insolation J 65°N è la curva di variazione della radiazione solare in arrivo tracciata da Milankovitch in base alle variazioni dei parametri orbitali terrestri.

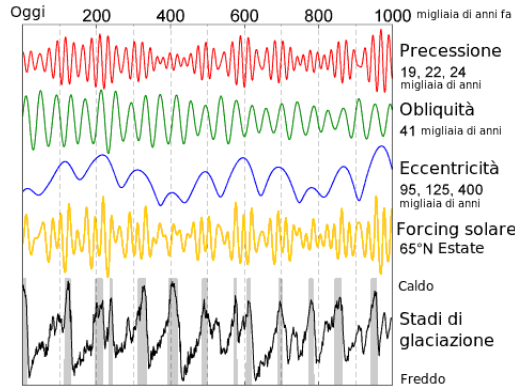


Figura 3: La curva di Milankovitch rappresenta l'andamento della radiazione solare sulla superficie terrestre a 65°N di latitudine in funzione dei parametri orbitali; la curva viene riportata per una latitudine prossima al circolo polare artico in quanto la variazione della radiazione solare in arrivo è più visibile verso i poli

variazione della quantità di radiazione solare ricevuta dalla Terra per un arco di tempo relativo agli ultimi 600 ka (studio esteso in seguito sino ad 1 milione di anni), considerando come anno zero il 1800 d.C.. La curva di Milankovitch mette in evidenza che i minimi di radiazione non sono stati tutti della stessa intensità e che la loro distribuzione nel tempo non risulta omogenea, fatti questi ultimi che coincidono con quanto documentato dalla storia geologica del Quaternario. Inoltre due geofisici, Dansgaard e Oeschger, hanno scoperto, attraverso l'analisi delle carote groenlandesi, oscillazioni di minore durata (detti cicli D-O), circa 500-2000 anni, da periodi glaciali a fasi molto più miti (anche di 10°C) sempre all'interno del ciclo maggiore di 100 ka che non sono spiegabili attraverso cause esterne (variazioni orbitali, teoria di Milankovitch), piuttosto essi sembrano riflettere l'effetto di meccanismi di feedback interni in cui giocano vari eventi, come le fluttuazioni della copertura polare e le variazioni di circolazione atmosferica e oceanica; questi feedback riflettono una sostanziale riorganizzazione atmosfera-oceano a scala globale. Un esempio di evento ricorrente è il blocco o il rallentamento della Circolazione Termoalina (*Great Conveyor Belt*); infatti, secondo gli studi di Gerard Bond et al. della Columbia University [6], il forte riscaldamento finale dopo una fase fredda provoca una maggiore produzione di iceberg che una volta fusi vanno ad "annacquare" il nordatlantico, cosicché lo sprofondamento di acque fredde e salate (molto dense) viene rallentato o bloccato e tutto il complesso meccanismo della Circolazione Termoalina viene impedito.

Il nostro lavoro non vuole concentrarsi sullo studio delle teorie e del clima di tutto il Quaternario, ma vuole analizzare più in profondità il clima dell'epoca Olocenica, epoca che parte dall'ultima grande deglaciazione avvenuta attorno a 20 ka e il suo studio non è ancora ben assestato. Infatti è solo da una trentina d'anni che la climatologia ha a disposizione una buona registrazione climatica del passato dell'umanità con un'ampia varietà di fonti. Si sono infatti aggiunti i carotaggi (di sempre miglior risoluzione) nelle calotte polari, oltre ai carotaggi nei sedimenti marini: nuovi metodi, che si affiancano alle tecniche già in uso come la dendroclimatologia con gli anelli degli alberi, l'analisi dei pol-

lini, la paleobotanica, lo studio dei depositi glaciali e fluviali, e altre tecniche geomorfologiche.

2 Caratteristiche dell'informazione intrappolata

2.1 Come arriva l'informazione nel ghiaccio?

Il gas intrappolato nel ghiaccio sotto forma di piccole bolle racchiude informazioni relative alla composizione atmosferica del passato e con esse la possibilità di ricostruire il clima. Ma come arrivano queste informazioni nel ghiaccio? Il trasporto di gas atmosferici e particelle (polveri), nei ghiacciai, avviene attraverso la *dry* [7] e *wet deposition* [3].

La *dry deposition* può essere intesa come il trasporto di polveri e contaminanti gassosi dall'atmosfera alla superficie in assenza di precipitazioni; ricordiamo che i gas una volta assorbiti possono anche essere riemessi, quindi la *dry deposition* va considerata come il flusso netto fra particelle assorbite e riemesse. Il processo che regola la *dry deposition* può essere diviso in tre parti: 1) i gas e le particelle sono portati dalla libera atmosfera ad un substrato quasi laminare (quasilaminar sublayer), subito sopra la superficie nevosa, attraverso fenomeni di diffusione e sedimentazione, 2) i contaminanti sono quindi trasportati attraverso il substrato dal moto Browniano, 3) il gas e le particelle che riescono a raggiungere la superficie entrano in interazione con essa e danno luogo a reazioni chimiche.

La *wet deposition*, invece, sfrutta le precipitazioni per il trasporto di contaminanti dall'atmosfera alla superficie. Nelle nubi le goccioline d'acqua e i cristalli di ghiaccio si formano quando le particelle contaminanti si attivano come nuclei di condensazione (nuclei di Aitken), questi crescono attraverso la diffusione di vapore acqueo e attraverso la collisione con altre goccioline e cristalli, formando gocce di pioggia e fiocchi di neve che in seguito cadranno sulla superficie terrestre catturando altre particelle in sospensione nell'atmosfera.

L'efficienza di questi due metodi di deposizione può variare molto in base alle specie di contaminanti e al luogo. La *wet deposition* domina principalmente in siti ove i tassi di precipitazioni annuali sono apprezzabili, mentre in siti ventosi e con precipitazioni annuali particolarmente basse prevale la *dry deposition*.

2.2 La trasformazione Firn-Ice

I cristalli di ghiaccio in superficie sono compressi dal continuo accumularsi di neve che con l'aumentare della loro profondità formano una struttura più compatta ma ancora porosa di nome *firn*. In questo processo variano diversi fattori macroscopici quali la densità, la porosità¹, la permeabilità dell'aria e la diffusività del gas; tutti parametri descritti da formule empiriche [11]. Un'altra caratteristica fondamentale di questa trasformazione è la crescita del diametro del grano di firn: nei primi metri sotto la superficie il processo è molto veloce, facilitato dal grande gradiente di temperatura; attorno a 10 metri di profondità

¹La porosità è definita come il rapporto tra la somma dei volumi dei pori di un campione con il volume totale del campione stesso. Nel ghiaccio distinguiamo: la porosità aperta è la frazione di volume dello spazio non occupata dal ghiaccio ed in comunicazione con l'atmosfera e la porosità chiusa è il volume occupato all'interno del ghiaccio dall'aria che non può più scambiare particelle con l'esterno.

le variazioni stagionali di temperatura sono molto limitate e quindi la crescita diviene costante e segue la legge di Gow [10]:

$$D^2 - D_0^2 = kt \quad (1)$$

dove D è il diametro di un grano di firn al tempo t e D_0 al tempo 0, mentre k dipende dalla temperatura secondo la legge di Arrhenius.

Il passaggio da firn ad ice si ha quando tutte le bolle intrappolate nel ghiaccio si isolano dall'esterno, ossia quando la porosità diventa esclusivamente porosità chiusa e il ghiaccio diviene impermeabile. Questo importante passaggio avviene ad una densità critica di 830 Kg/m^3 ed ad una profondità di circa 40-120 m a seconda delle zone. I due processi principali che intervengono ad aumentare la densità sino a questo valore critico sono la compattazione per $\rho(z) < 550 \text{ Kg/m}^3$ e sinterizzazione e deformazione plastica per densità superiori. Ciò che ne risulta è il ghiaccio, un aggregato policristallino che racchiude bolle d'aria contenenti gas presenti in atmosfera.

La maggior parte delle bolle, come appena detto, si forma quando i pori nel firn si chiudono, ossia durante il passaggio da firn ad ice. Misure eseguite su un campione di Siple Station [24] mostrano che il maggior incremento del numero di bolle si ha ad una profondità compresa fra 65 ed 80 m, corrispondenti ad una densità di $795 - 830 \text{ Kg/m}^3$. Dobbiamo anche considerare che l'andamento della porosità in funzione della profondità è stata misurata in campioni relativamente piccoli e dipende dalla grandezza e dalla forma del campione. Facciamo un esempio: se un campione ad 80 metri di profondità mostra ancora un'apprezzabile porosità aperta, non necessariamente significa che i pori aperti siano connessi attraverso l'intero firn all'atmosfera, potrebbe esistere uno strato meno profondo che è già completamente impermeabile all'aria. In particolare è stato osservato che lo strato di neve invernale raggiunge lo stato di chiusura di tutti i pori più velocemente degli strati di neve depositatesi in estate e questo isola gli strati inferiori prima che la loro permeabilità raggiunga lo zero.

Alla fine la quantità totale di aria intrappolata nel ghiaccio è circa $100 \text{ cm}^3(\text{STP})/\text{Kg}$. Raynaud e Lebel [19] descrissero questa quantità attraverso una formula empirica che mette in relazione il gas intrappolato con la temperatura assoluta media T_c e la pressione media $p_c(\text{hPa})$ al passaggio da firn ad ice:

$$V(\text{cm}^3(\text{STP})/\text{Kg}) = p_c \left(0.20 - \frac{15.4}{T_c} \right) \quad (2)$$

2.3 L'età dell'aria

Un altro indispensabile punto da affrontare per riuscire a ricostruire il clima è quello della datazione del campione [15, 1]. L'età dell'aria intrappolata, inoltre, non è la stessa del ghiaccio che la circonda perché le bolle d'aria diventano isolate dall'atmosfera solo durante la transizione da firn a ghiaccio [21]; tipicamente l'età del ghiaccio nel momento di questa transizione è tra i 100 e i 3000 anni e ciò dipende principalmente dalla temperatura del firn e dall'accumulation rate.

Pertanto l'età dell'aria non può essere espressa con un dato valore ma dev'essere descritta da una distribuzione di probabilità. La principale differenza d'età tra ghiaccio ed aria racchiusa, così come l'ampiezza della distribuzione d'età per un dato campione, sono importanti per lo studio dell'incremento dei contaminanti antropogenici o gas serra come la CO_2 in atmosfera nelle ultime

centinaia anni. Per la stazione Siple [21] in Antartide questa differenza d'età e l'ampiezza di distribuzione d'età sono state dedotte dal volume della bolla in funzione della profondità, i valori sono rispettivamente: 95 e 22 anni, ma i valori possono essere ben più elevati con differenze di età fra bolle e ghiaccio sino a 2800 anni nel sito di Vostok e 1700 a Dome C.

2.4 Il problema della diffusione

Quando andiamo ad analizzare il gas intrappolato nelle carote di ghiaccio, la nostra più grande speranza sarebbe quella che la composizione dell'aria misurata nelle bolle sia la stessa misurata in atmosfera al tempo di formazione della bolla. Da una prima analisi si è notato che per siti con temperatura media annua inferiore a -25°C la composizione è abbastanza simile, ma questa comparazione diretta è fortemente disturbata dall'incertezza sull'età dell'aria intrappolata nelle bolle, nonché dal problema della diffusione.

Ci sono vari processi che portano ad una diffusione dell'informazione e quindi ad una modifica della composizione dell'aria nelle bolle, i principali sono: physisorption and chemisorption, reazioni chimiche e accumulazione dovuta alla gravità. Vediamo le caratteristiche principali di questi processi:

- *Physi- and Chemi-sorption (Assorbimento chimico e fisico).* Molto probabilmente l'assorbimento sulla superficie del ghiaccio gioca un ruolo minore per molti gas. Se è presente vapore acqueo, la soluzione del gas è altresì importante, specialmente per i gas molto solubili come CO_2 , NH_3 e N_2O . Anche le microbolle possono portare ad una modifica della concentrazione media dell'aria intrappolata. Le microbolle si formano quando le goccioline di acqua sopraffuse solidificano rapidamente sopra la superficie nevosa; molti dei gas più solubili vengono intrappolati anche in questo processo. Il contenuto di queste microbolle però è molto piccolo ed è stimato in meno dell'1% di tutta l'aria intrappolata nel ghiaccio.
- *Reazioni chimiche.* Le reazioni chimiche nella fase solida possono giocare un ruolo significativo solo su lunghe scale temporali e non possono essere individuate con precisione in modo da eliminarle dall'analisi dei dati.
- *Separazione gravitazionale.* La pressione in funzione della profondità z segue la legge barometrica:

$$p_i(z) = p_i(0) \cdot e^{\frac{M_i g z}{RT}} \quad (3)$$

ove $p_i(0)$ è la pressione parziale del gas sulla superficie, M_i il peso molecolare del gas, R la costante dei gas $8.134 \text{ J}/(\text{K mol})$ e T la temperatura assoluta. I componenti più pesanti del gas, in accordo con (3), sono accumulati in profondità a causa della sedimentazione. Se $c(0)$ è la concentrazione in superficie e $c(100)$ è la concentrazione a 100 metri di profondità, otteniamo per la CO_2 un rapporto $c(100)/c(0) \approx 1.006$, analogamente per il Kr otteniamo un rapporto $c(100)/c(0) \approx 1.026$. Il tempo impiegato per raggiungere una concentrazione di equilibrio è molto minore del tempo per il quale c'è la chiusura dei pori, infatti ci aspettiamo che per l'aria nel firn la forza di gravità sia trascurabile. Perciò per le misure ad alta precisione questo effetto dev'essere tenuto in considerazione.

Un effetto invece che può redistribuire l'informazione a grandi profondità è la formazione dei clatrati [22]. Sotto una forte pressione idrostatica, tutte le bolle spariscono e vengono in parte sostituite dai clatrati. Dopo l'estrazione del campione, le bolle riemergono lentamente, ma i clatrati possono rimanere stabili per oltre 20 anni. Possiamo immaginare che durante la formazione dei clatrati o il processo inverso le differenti specie di gas non si comportino allo stesso modo.

3 L'epoca Olocenica

Il Quaternario convenzionalmente inizia 1.8 Ma e consta di due periodi: il Pleistocene detto anche periodo delle grandi glaciazioni e l'Olocene che lo si fa iniziare dopo l'ultimo *last glacial maximum* cioè 20 ka. Il termine Pleistocene deriva dal greco *Pléistos*, moltissimo, e *Kainós*, nuovo, e significa moltissimo recente, invece l'Olocene deriva dal termine *Holos*, tutto intero, e *Kainós*, nuovo, e significa completamente recente; in quest'ultimo periodo l'uomo ha compiuto il viaggio che l'ha condotto verso la civiltà e la storia moderna.

3.1 Analisi del $\delta^{18}\text{O}$ nel sito di GRIP

Il clima in questo breve periodo di storia della Terra ha subito molte variazioni; cerchiamo di farci un'idea andando a vedere le variazioni del $\delta^{18}\text{O}$ nel sito di GRIP² in Groenlandia. Come già detto in precedenza, il $\delta^{18}\text{O}$ è un ottimo proxy per la temperatura atmosferica, si misura attraverso la spettrometria di massa e la formula che lo descrive è:

$$\delta^{18}\text{O} = \left(\frac{R_s - R_{\text{SMOW}}}{R_{\text{SMOW}}} \right) \cdot 1000\text{‰} = \left(\frac{R_s}{R_{\text{SMOW}}} - 1 \right) \cdot 1000\text{‰} \quad (4)$$

dove R_s è il rapporto fra gli isotopi ^{18}O e ^{16}O nel campione e R_{SMOW} è lo stesso rapporto nello standard SMOW (Standard Mean Ocean Water) preso come riferimento.

In figura 4 possiamo vedere i dati del sito di GRIP in Groenlandia. Il minimo di temperatura si ha durante l'ultimo glacial maximum fra i 20 e i 30 ka; qui i valori del $\delta^{18}\text{O}$ si mantengono intorno a -41.5‰. A partire da 18 ka si può notare il trend all'aumento della temperatura che ha portato ad una drastica riduzione della superficie ghiacciata e quindi dell'albedo e ha segnato l'inizio della deglaciazione. L'aumento della temperatura e conseguente fusione dei ghiacci continuano indisturbati sino a 14.25 ka dove il $\delta^{18}\text{O}$ è di -35.6‰, qui inizia una discesa dapprima lineare e poi, a 12.9 ka, vediamo un vero e proprio crollo che riporta la temperatura ai livelli dell'ultima glaciazione nel giro di un centinaio di anni, con un minimo a 12.5 ka ed un valore del $\delta^{18}\text{O}$ a -41.3‰.

Il periodo più freddo, quello che va da 12.9 a 11.5 ka, è chiamato Younger Dryas³. La causa che ha dato vita a questo evento è da ricondurre al rallentamento o al blocco della Corrente Termoalina. Ciò che non è ancora chiaro, invece, è quali siano state le cause che hanno portato a questo blocco. Simulazioni modellistiche effettuate da *Tarasov and Peltier* [25] mostrano come un

²Tutti i dati che analizzeremo in seguito sono stati presi dal sito del NOAA [23] (National Oceanic and Atmospheric Administration).

³Le datazioni riportate sono tutte calibrate secondo gli ultimi standard di misura, mentre può capitare di incontrare nella letteratura datazioni non calibrate; per esempio lo Younger Dryas è datato a 12.9-11.5 ka BP calibrato e 11-10 ka BP non calibrato.

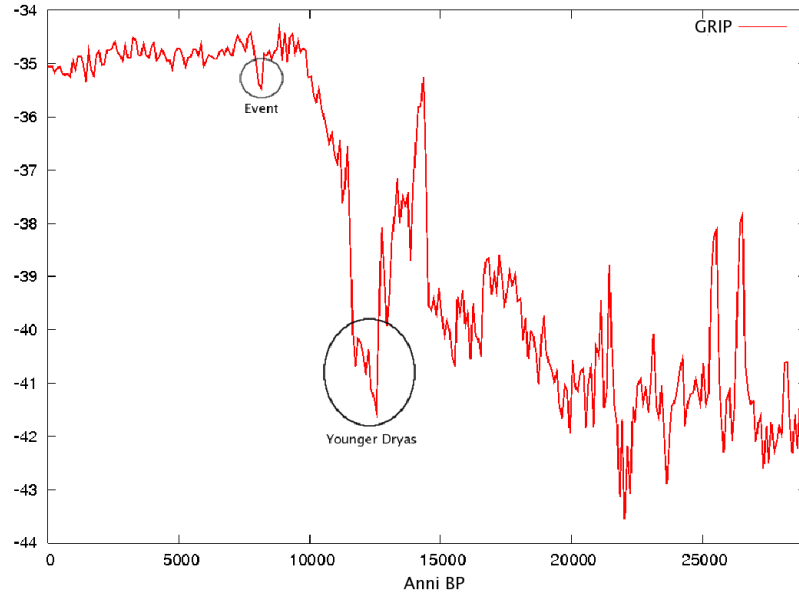


Figura 4: Anomalia isotopica dell'ossigeno in ‰ nel ghiaccio nel sito di GRIP. Il passo temporale è stato allargato a 100 anni per una migliore visualizzazione.

anomalo flusso d'acqua dolce nell'oceano Artico possa destabilizzare la Corrente Termoalina. Questo flusso di acqua proviene dall'interno del continente nordamericano ed ha trovato sbocco nell'oceano attraverso varie vie apertesi grazie alla fusione stessa del ghiaccio. Recenti studi [14] hanno introdotto l'ipotesi che la causa scatenante di questo anomalo flusso sia stata la caduta di un grosso meteorite⁴ che ha fuso gran parte della calotta di ghiaccio che ricopriva il continente nordamericano aprendo dei grandi corridoi dove l'acqua dolce poteva riversarsi in oceano atlantico molto velocemente; il risultato sarebbe stato una forte riduzione della salinità e quindi di tutto il delicato meccanismo della Corrente Termoalina. Le tracce di questo impatto a 12.9 ka sono state trovate in diversi proxies [8] relativi agli impatti di meteoriti e ciò rende questa nuova teoria una possibile valida spiegazione al problema dell'innesco dello Younger Dryas.

Dopo il ritorno a valori di $\delta^{18}\text{O}$ simili a quelle dei giorni nostri, si ebbe un altro episodio di improvviso raffreddamento avvenuto circa 8.2 ka. La teoria più accreditata per questo raffreddamento è da ricercare anche questa volta nel blocco o rallentamento della Corrente Termoalina; attraverso simulazioni modellistiche [20, 9] si può affermare con abbastanza certezza che la causa è da ricondurre a due enormi laghi glaciali situati in prossimità degli attuali Grandi Laghi americani: il lago Agassiz e il lago Ojibway. Questi due laghi si sono formati a seguito della progressiva fusione della calotta glaciale che ricopriva saldamente il continente nordamericano. Le enormi quantità d'acque dolci dei due bacini trovarono una via di sbocco verso l'oceano atlantico e per la maggior parte si riversarono a Nord, nella Baia di Hudson e di lì nell'Atlantico, mentre una parte minore andò verso il Golfo del Messico. Tutto ciò avvenne con una

⁴Dai lavori di Elisabetta Pierazzo [17, 18] sappiamo che l'impatto obliquo di un grosso meteorite provoca un'onda di calore di 6000 K

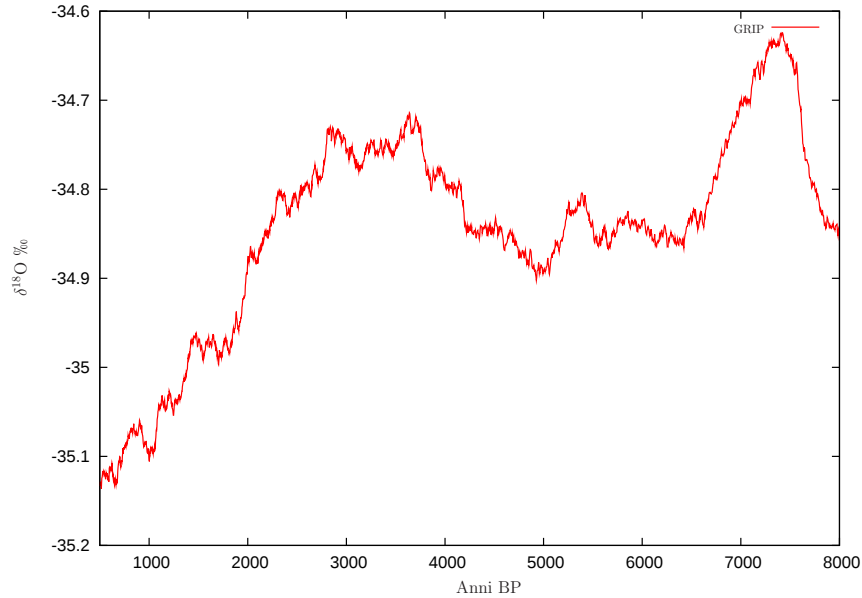


Figura 5: Anomalia isotopica dell'ossigeno nel ghiaccio nel sito di GRIP. Il grafico è stato realizzato facendo una media mobile con intervallo di media mobile di 1000 anni.

certa rapidità causando un'improvvisa diminuzione della salinità nel nordatlantico che destabilizzò irreversibilmente il delicato equilibrio del grande nastro trasportatore, proprio come era avvenuto 4700 anni prima. L'*Event a 8.2 ka* ebbe una durata di un migliaio di anni, dopo i quali la temperatura risalì a livelli superiori di quanto lo sia stata prima di questo improvviso raffreddamento, sancendo l'inizio dell'*Optimum climatico Olocenico*.

Per analizzare meglio questo ultimo periodo, facciamo una media mobile sugli ultimi 8000 anni, il grafico è in figura 5. L'*Optimum climatico* ebbe due picchi principali: il primo a circa 7.4 ka subito dopo l'*Event* ed il secondo 3.5 ka, ma tutto il periodo fu caratterizzato da temperature miti nell'emisfero boreale con le fasce climatiche che si erano spostate migliaia di Km più a nord. Attorno a 3.0-3.5 ka vediamo l'inizio di un trend di discesa che sancisce l'inizio del tracollo di questo periodo caldo Olocenico. La discesa continua con qualche fluttuazione sino a 0.5-1 ka; oltre non possiamo spingerci perché la risoluzione temporale dei dati di GRIP diventa insufficiente per un'analisi dettagliata. In carote molto più giovani e con più risoluzione, per esempio Dye 3 (figura 6) vediamo, oltre al tracollo dell'*Optimum climatico*, una fase discendente della temperatura nella prima metà del I millennio d.C., che molto probabilmente determinò le migrazioni barbariche verso sud con conseguente caduta dell'Impero Romano. Inoltre vediamo il periodo caldo intorno all'anno 1000 d.C. in cui i Vichinghi partirono per la Groenlandia e la Piccola Età Glaciale intorno al 1500 d.C. mentre l'*Optimum Medievale* descritto come un plateau tra 1000-1400 d.C sembra più un periodo di lenta discesa che peraltro sfocia nella Piccola Età Glaciale.

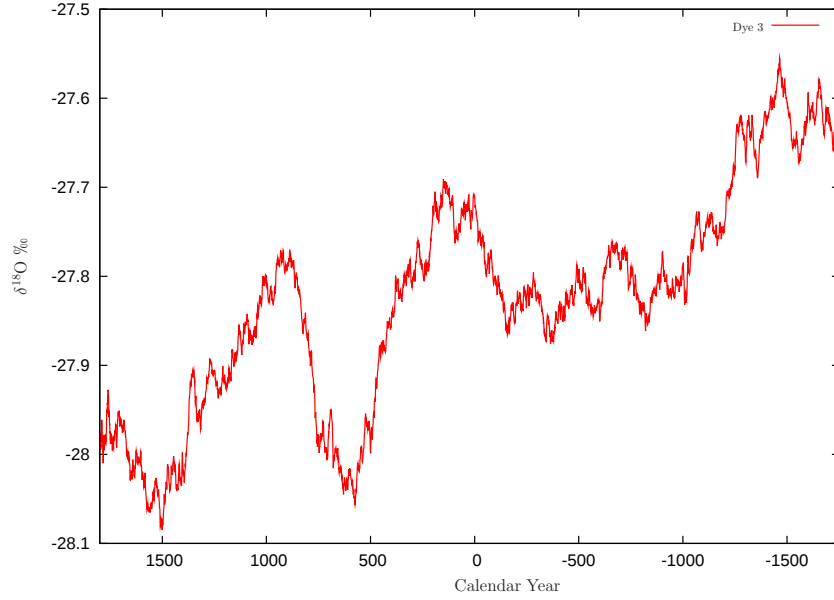


Figura 6: Anomalia isotopica dell'ossigeno nel ghiaccio nel sito di Dye 3. Il grafico è stato realizzato facendo una media mobile con intervallo di media mobile di 300 anni.

3.2 Differenza Artide-Antartide

Andiamo ora a fare un confronto fra la stazione artica di GRIP, appena trattata, e la stazione antartica di Dome C, per vedere le eventuali analogie climatiche dei due emisferi. Possiamo vedere sovrapposto il grafico del $\delta^{18}\text{O}$ di Dome C a quello precedente di GRIP in figura 7. I dati di Dome C sono più bassi rispetto a quelli di GRIP a causa della differente temperatura media dei due siti, abbiamo quindi sovrapposto le due curve utilizzando come offset la differenza di temperatura nel *last glacial maximum*. Innanzitutto notiamo subito come l'inizio della deglaciazione sia avvenuto nel continente antartico con circa 2000 anni di ritardo, deglaciazione continuata sino a 13.7 ka ove il valore del $\delta^{18}\text{O}$ aveva raggiunto il -50.6‰ . In seguito ebbe inizio un periodo più freddo chiamato *ACR* (Antarctic Cold Reversal); l'inizio di questo periodo precede quello dello Younger Dryas di un migliaio di anni e questo suggerisce che i due eventi non siano correlati.

La causa di questo raffreddamento è attribuita alla fusione di un'immensa piattaforma di ghiaccio che ha innalzato il livello del mare di 16-24 metri [9], il che corrisponderebbe ad un blocco di ghiaccio con una superficie di $4.5 \cdot 10^6 \text{ Km}^2$ e uno spessore di 2 Km, (per rendere l'idea dell'immensità di questa piattaforma possiamo fare il confronto con l'Europa che ha un'estensione di $10 \cdot 10^6 \text{ Km}^2$).

La fusione di un blocco di ghiaccio così grande ha provocato una diminuzione considerevole della salinità superficiale, della conducibilità elettrica e della concentrazione di bicarbonati, causando una riduzione dell'anidride carbonica atmosferica e quindi un calo della temperatura (parleremo in seguito di come questi due fenomeni siano correlati). Il calo di temperatura risulta più contenuto rispetto all'emisfero boreale ed infatti il $\delta^{18}\text{O}$ passa da -50.6‰ a -52‰ con

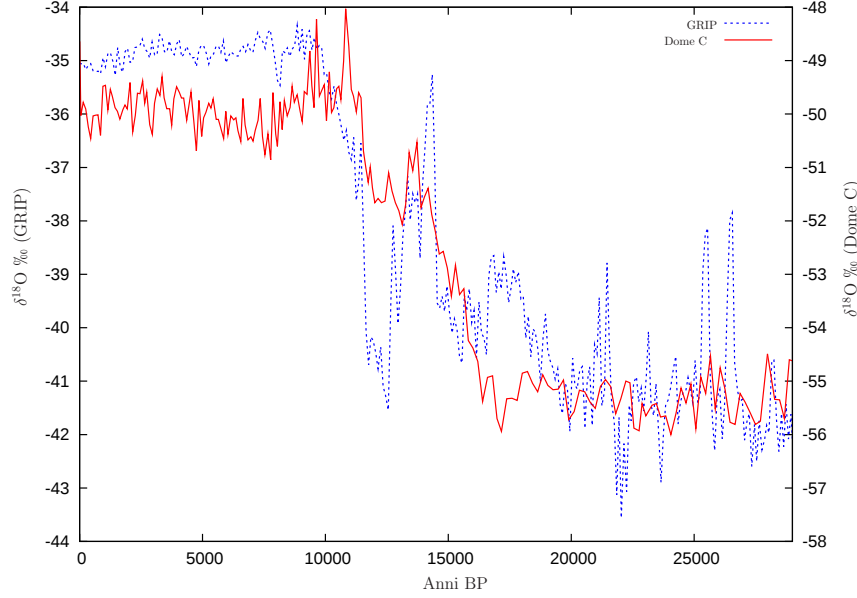


Figura 7: Confronto del $\delta^{18}\text{O}$ nel ghiaccio nei siti di GRIP e Dome C. Il passo temporale è stato allargato a 100 anni per una migliore visualizzazione.

un calo di 1.4‰ a differenza della Groenlandia dove il calo fu decisamente più brusco e dell'ordine del 3.1‰ . Per vedere più in dettaglio l'ultimo periodo facciamo anche qui una media mobile sugli ultimi 10000 anni (figura 8). Quello che salta subito all'occhio è un consistente raffreddamento verificatosi in Antartide 7 ka quando nell'emisfero settentrionale si stava vivendo il periodo più caldo dell'Optimum climatico. Dopo una graduale risalita si ha un nuovo massimo di temperatura intorno a 3.0-3.5 ka in concomitanza con il picco avvenuto anche nell'emisfero settentrionale. Negli ultimi 3000 anni delle ampie oscillazioni, nel sito di Dome C, mascherano una lieve tendenza alla discesa, mentre nell'emisfero settentrionale si vive il tracollo dell'Optimum climatico. Queste scorrelazioni suggeriscono che non ci sia un rapporto diretto fra i cambiamenti climatici nei due emisferi, ma che su brevi scale di tempo, nelle quali i parametri orbitali non possono avere un ruolo fondamentale, ogni emisfero abbia delle brevi variazioni climatiche proprie, scorrelate dal clima dell'altra metà del globo. A ricerca di ulteriori conferme a questa ipotesi andiamo ora ad analizzare i dati dei gas serra *well-mixed* (CO_2 e CH_4) ossia gas la cui concentrazione media risulta omogenea su tutto il pianeta e non dipende dalle particolari condizioni climatiche del sito in analisi.

4 I gas serra

Finora ci siamo limitati ad un'analisi descrittiva, ricostruendo le sequenze climatiche in base alle variazioni isotopiche dell'ossigeno del ghiaccio. Andiamo ad analizzare ora alcuni responsabili delle variazioni di temperatura: i gas serra.

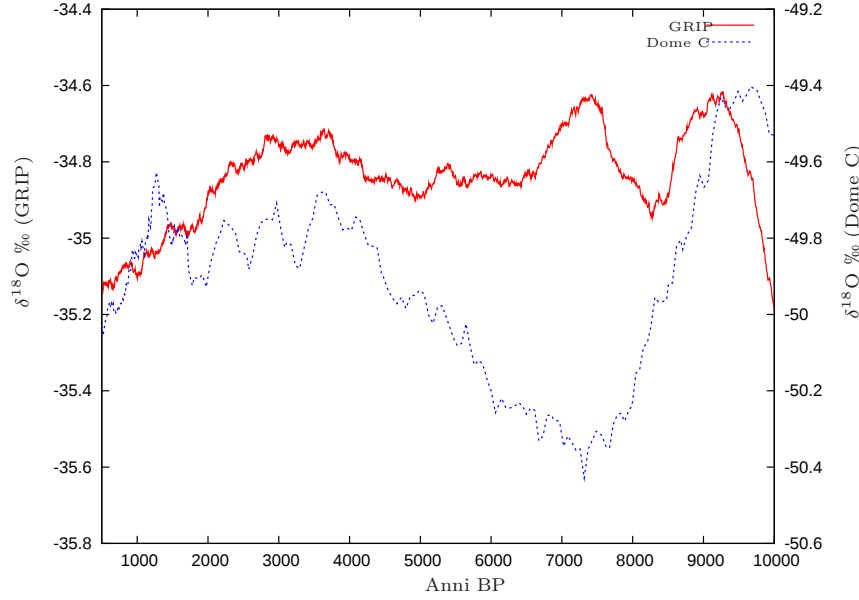


Figura 8: Confronto del $\delta^{18}\text{O}$ nel ghiaccio nei siti di GRIP e Dome C. Il grafico è stato realizzato facendo una media mobile con intervallo di media mobile di 1000 anni per entrambi i siti.

4.1 Introduzione

L'energia solare complessiva ricevuta dalla superficie terrestre e dalla troposfera viene riemessa sotto forma di radiazione infrarossa. Alcune sostanze presenti in atmosfera (i gas serra) assorbono gran parte di questa energia nell'intervallo di *Short Wave* (SW) per poi reirradiarla in tutte le direzioni in un altro intervallo di lunghezze d'onda più lunghe, le *Long Wave* (LW). I gas serra naturali comprendono il vapor d'acqua (H_2O), l'anidride carbonica (CO_2), il metano (CH_4), l'ossido nitroso (N_2O) e l'ozono (O_3). Certe attività dell'uomo aumentano inoltre il livello di tutti questi gas e liberano nell'aria altri gas serra di origine esclusivamente antropica come gli idrofluorocarburi (HFC), i perfluorocarburi (PFC) e l'esaffluoro di zolfo (SF_6).

La presenza nel tempo di un gas in atmosfera è anche detta *vita media atmosferica* e rappresenta l'approssimativo ammontare di tempo necessario perché l'incremento della concentrazione di un inquinante dovuto all'attività umana si riduca a livelli trascurabili (o perché l'inquinante è stato convertito in un'altra sostanza chimica, oppure perché è stato catturato da un deposito naturale). Questo tempo dipende dalle sorgenti dell'inquinante, dai depositi e dalla reattività della sostanza. Alcuni valori sono riportati in tabella 1.

Un altro interessante parametro di descrizione per i gas serra è il *potenziale di riscaldamento globale* (GWP), che rappresenta il rapporto tra il riscaldamento globale causato in 100 anni da una particolare sostanza ed il riscaldamento provocato dalla CO_2 preso come riferimento. Alcuni valori sono riportati in tabella 1. Speciale menzione va fatta per l' SF_6 il quale GWP è 22200, il che vuol dire che una sola Mton di SF_6 equivale come effetto a quello di 22.2 Gton di CO_2 , pari a 2.8 ppmv.

Gas	Vita media (anni)	GWP
Anidride Carbonica	100	1
Metano	12	23
Ossido Nitroso	114	296
HFC-134a	13.8	1300
HFC-23	260	12000
Esfluoro di Zolfo	3200	22200

Tabella 1: Sono riportati in tabella i valori di vita media atmosferica e potenziale di riscaldamento globale per alcuni gas

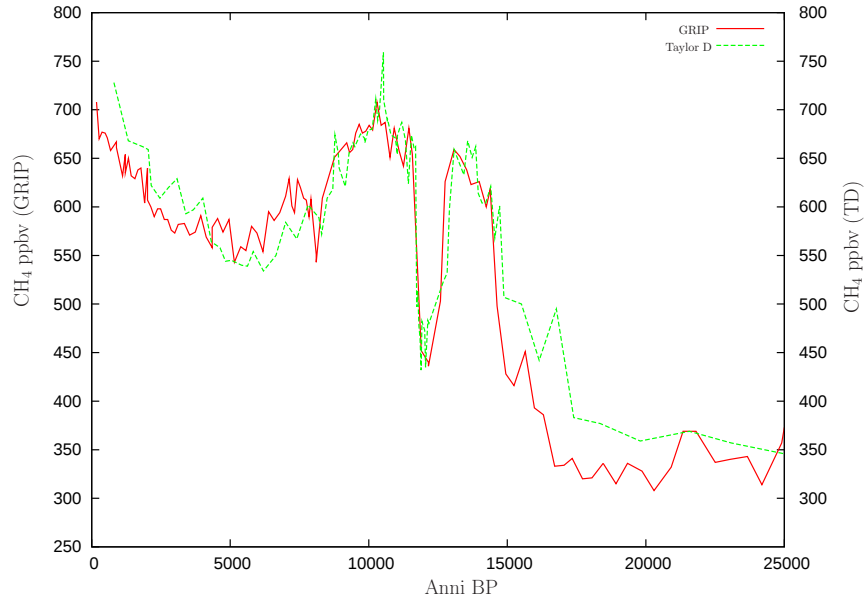


Figura 9: Confronto della concentrazione di CH_4 nei siti di GRIP e Taylor Dome. Abbiamo scelto il sito di Taylor Dome al posto di Dome C per la mancanza di dati in quest'ultimo. La concentrazione del metano è espressa in ppbv (parti per miliardo)

4.2 CH_4

Abbiamo appena visto (in tabella 1) che il metano ha delle caratteristiche molto particolari, è infatti il gas con vita media atmosferica minore. Poiché la sua velocità di rimescolamento è molto alta, ci aspettiamo che l'andamento sia simile nei due emisferi. Sono tre i più processi più probabili che possono alterare la concentrazione di CH_4 : la lenta fuoriuscita del gas dai clatrati, il calo della capacità di ossidazione in troposfera e l'incremento dell'estensione globale di terre paludose.

I dati in nostro possesso appartengono al sito di GRIP, di cui abbiamo analizzato in precedenza l'andamento della temperatura, e al sito di Taylor Dome in Antartide. Abbiamo graficato i dati in figura 9. Notiamo un certo shift fra le due curve, soprattutto per l'ultima parte dell'Olocene a partire da 10 ka. Questo fatto non è da ricondursi a diverse concentrazioni di CH_4 nei due emisferi ma a

problemi di misura causati dall'incertezza sulla distribuzione d'età del campione di cui abbiamo già accennato in precedenza. Infatti il metano molte volte è utilizzato per sincronizzare i dati nei due diversi emisferi [5]: si sovrappongono le curve ricavate da due differenti siti e si ottiene una correlazione che elimina eventuali incertezze per quanto riguarda l'età del campione.

La concentrazione del CH_4 alla fine del last glacial maximum è di 350 ppbv, a partire da 17 ka inizia la risalita che lo porta nel giro di 4500 anni quasi a raddoppiare il suo valore. Segue un tracollo ed una successiva veloce risalita tra 12.9 e 11.5 ka. La più alta concentrazione di CH_4 si ha intorno a 10.5 ka, alla fine del periodo interglaciale, e tale concentrazione non si è più raggiunta sino all'età preindustriale. In tutto il periodo compreso fra 11.5 e 8.2 ka la concentrazione è fluttuata attorno a valori abbastanza elevati, circa 680 ppbv seguita da una rapida discesa sino ad un minimo di 550 ppbv a 8.2 ka dopo il quale vi è stata una nuova risalita sino ad un valore di 610 ppbv. A seguire si ha una diminuzione graduale sino al minimo di 550 ppbv a 5 ka con un calo della concentrazione di ben 150 ppbv dal massimo valore raggiunto 5000 anni prima. L'incremento successivo è avvenuto in più steps: un primo rapido incremento di 40 ppbv ebbe luogo in 200 anni, durante i seguenti 2000 anni la concentrazione è rimasta costante a circa 580 ppbv e questo plateau è seguito da una crescita lineare fino a 0.3-0.5 ka, dove il metano raggiunge in Groenlandia il suo valore preindustriale di 720 ppbv.

Focalizzandoci sul minimo a 5 ka non troviamo analogie con l'andamento isotopico dell'ossigeno analizzato in precedenza, sia per l'emisfero nord dove 5 ka si era nel bel mezzo dell'Optimum climatico, sia in Antartide dove il minimo di temperatura si è registrato 2000 anni prima raggiungendo in questo periodo quasi un nuovo massimo. Le cause di questo minimo sono quindi da ricercare altrove. È stato dimostrato [4], in accordo con altri dati paleoclimatici, che la diminuzione dell'estensione globale degli acquitrini ha causato il minimo a 5 ka. Inoltre i due tracolli e la successiva ripresa del metano a 8.2 e 12.5 ka sono in parallelo con il simile comportamento dell'anomalia isotopica dell'ossigeno. Le oscillazioni del metano sono causate da cambiamenti climatici a larga scala, mentre il $\delta^{18}\text{O}$ è un segnale a carattere più regionale; una correlazione tra i due segnali indica che l'Event a 8.2 ka e lo Younger Dryas hanno influenzato il clima di buona parte dell'emisfero boreale, infatti i climi freddi sono legati all'aridità e quindi ad una riduzione degli acquitrini. Tutto ciò rende il metano un ottimo proxy per l'estensione delle paludi più che per l'andamento globale della temperatura, anche se la sua brevissima vita media atmosferica lo rende molto utile per quanto riguarda la sincronizzazione dell'età delle varie carote estratte in diversi siti anche molto lontani.

4.3 CO_2

La CO_2 è una molecola triatomica lineare poco deformabile, è il gas serra meno efficace presente in natura (vedi tabella 1) ma la sua concentrazione supera notevolmente quella degli altri gas ed è in continuo aumento. Rispetto al metano, i meccanismi di produzione dell'anidride carbonica sono più correlati con le variazioni di temperatura.

Coloro che giocano un ruolo fondamentale nelle variazioni atmosferiche di CO_2 sono: l'oceano, il fitoplancton e la biosfera terrestre. L'oceano contiene, disciolta sotto forma di bicarbonati, la maggior quantità di CO_2 . La concentra-

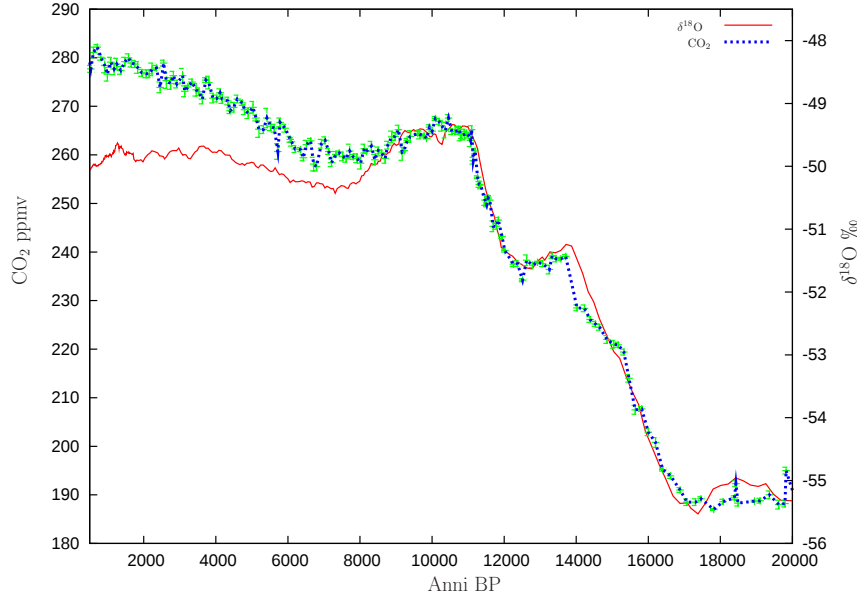


Figura 10: Confronto fra la CO_2 e il $\delta^{18}\text{O}$ nel sito di Dome C in Antartide. La scala della CO_2 è ppmv (Parti Per Milione).

zione oceanica è correlata con quella atmosferica in base alla tensione di vapore saturo ed è anticorrelata con la temperatura: più la temperatura sale più la solubilità dell'anidride carbonica diminuisce. Altri processi che possono contribuire alla variazione della concentrazione di questo gas sono: variazione della biomassa terrestre, processi fisici come la fusione di grossi iceberg, variazione nello scambio atmosfera-oceano, variazione della circolazione oceanica e dei tempi di sedimentazione della materia organica marina. Data la grande importanza che gioca l'oceano come serbatoio di CO_2 , ci aspettiamo che l'andamento sia più correlato con le variazioni di temperatura dell'emisfero australe in quanto la superficie coperta dagli oceani è molto maggiore rispetto a quella dell'emisfero boreale. I dati a nostra disposizione sono presi dal sito antartico di Dome C e sono graficati in figura 10. I valori di CO_2 alla fine dell'ultima era glaciale sono attorno a 190 ppmv, la crescita ha inizio attorno a 17 ka in accordo con i dati del $\delta^{18}\text{O}$ antartico, essa procede linearmente sino a 13.7 ka che corrisponde anche all'inizio dell'ACR ove si ha un plateau di circa 1500 anni in cui la concentrazione rimane sostanzialmente stazionaria od al massimo perde qualche ppmv. La nuova risalita coincide con la fine dell'ACR ed un primo massimo, con una concentrazione di 267 ppmv, si ha a 10.5 ka. Si ha quindi una discesa che fa calare la concentrazione di CO_2 di 10 ppmv con un minimo a 7.6 ka, in corrispondenza del minimo di $\delta^{18}\text{O}$ antartico. Negli ultimi 7600 anni vediamo una crescita monotona della concentrazione di CO_2 che la conduce sino al valore preindustriale di 280 ppmv. Questa fase possiamo dividerla in due parti. Nel primo periodo, fino a 3.5 ka, il $\delta^{18}\text{O}$ antartico è risalito anche se con un rate di incremento minore della CO_2 . Attraverso simulazioni modellistiche effettuate da A. Indermühle et al. [12] le variazioni di CO_2 in questo periodo sono causate principalmente, oltre che dall'incremento della SST (Sea Surface Temperature),

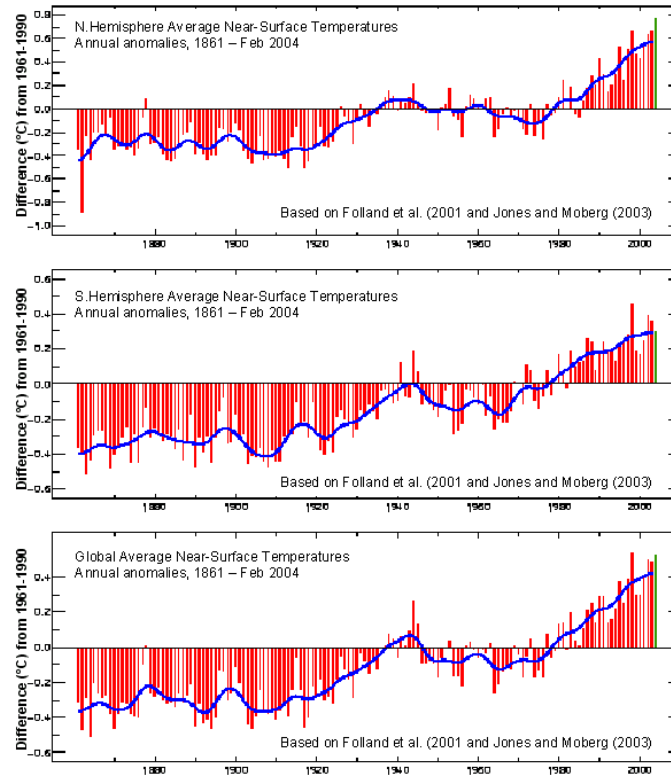


Figura 11: Differenza della temperatura media dell'emisfero boreale, australe e globale rispetto alla media di riferimento che è la temperatura media globale 1961-1990.

anche dalla variazione di biomassa terrestre (crescita e distruzione delle foreste), ed un piccolo contributo si ha anche dal ciclo marino di sedimentazione della calcite. Nel secondo periodo, nonostante la CO_2 continui la sua crescita, i dati del $\delta^{18}\text{O}$ mostrano una diminuzione della temperatura: in Groenlandia si vive il tracollo dell'Optimum climatico mentre in Antartide si ha una leggera discesa della temperatura. La continua crescita di CO_2 si può spiegare con il passaggio da un clima umido ad un clima secco; in mancanza di piogge le terre si inaridiscono e vengono a mancare depositi naturali di CO_2 quali sono le foreste, anzi, molto carbonio già “mangiato” dagli organismi autotrofi, viene liberato attraverso la combustione.

5 Conclusioni

Molte volte sentiamo parlare di Optimum climatico Olocenico e relativo tracollo come eventi generali che hanno condizionato la storia dell'intero pianeta. In realtà la nostra analisi ha dimostrato che il clima dell'Olocene, come ci è descritto dai libri di storia, è relativo solo all'emisfero boreale e più in particolare all'Europa; il clima nell'altro emisfero ha seguito un andamento proprio e molte volte si è trovato in antifase con l'emisfero settentrionale. Comportamenti simili nei due emisferi si sono avuti solo a causa di fattori esterni come la variazione

dell'eccentricità, obliquità e della precessione (vedi Milankovitch); una piccola conferma del diverso comportamento dei due emisferi possiamo averla anche dai dati della temperatura negli ultimi 150 anni⁵, figura 11: nell'emisfero boreale si registra un aumento generalizzato della temperatura, mentre nell'emisfero australe tale aumento è più contenuto, circa la metà, ed anzi negli ultimi 3 anni (non presenti nel grafico) la temperatura media si è abbassata portandosi poco al di sopra della media globale 1961-1990 presa come riferimento.

I gas serra non sempre rispecchiano totalmente l'andamento della temperatura media globale; abbiamo visto come la concentrazione di metano sia più sensibile all'estensione delle paludi, mentre per la CO₂ l'andamento è più correlato ai cambiamenti climatici dell'emisfero australe che ha maggior estensione oceanica.

Attraverso uno studio più accurato di questi ed altri gas serra, sarebbe possibile prevedere il comportamento futuro del clima del nostro pianeta, ma negli ultimi 150 anni l'uomo ha iniziato a modificare in maniera sensibile le concentrazioni naturali di questi gas, eliminando in parte la possibilità di fare previsioni in base ai dati dei millenni passati.

Il nostro obiettivo di individuare le varie fasi del clima Olocenico è stato conseguito portando anche alla luce il fatto che non c'è una stretta correlazione nel clima nei due emisferi, fatto che molte volte viene trascurato perchè si focalizza l'attenzione su periodi di tempo troppo ampi per poter notare questi particolari. Infatti su ampi periodi di tempo i parametri orbitali causano cambiamenti climatici a scala globale mentre per periodi più brevi (p.e. i 500-2000 anni dei D-O events) l'asimmetria tra terre emerse e oceano nei due emisferi gioca un ruolo fondamentale nei cambiamenti climatici a scala locale.

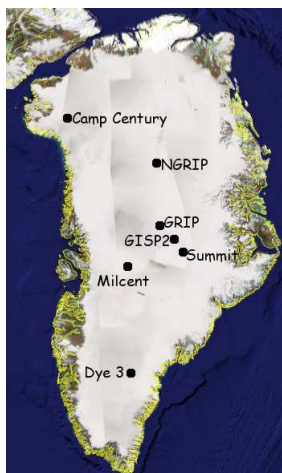
Il tracollo dell'Optimum climatico, di cui vediamo traccia nella calotta polare artica, fu un evento alquanto lungo dell'Olocene, e per alcuni popoli fu con pesanti conseguenze. Poiché la sensibilità climatica cresce con la latitudine, a causa dell'installarsi di condizioni climatiche abbastanza invivibili nelle terre più a nord, molte popolazioni migrarono a sud, in cerca di territori che ne consentissero il sostentamento. Da tempo gli storici ci hanno segnalato la contemporaneità di grandi migrazioni; tra l'inizio e la prima metà del II millennio a.C. molte popolazioni indoeuropee si sono spostate dalle loro sedi originarie e sono apparse, quasi contemporaneamente, nelle loro sedi storiche: ad esempio, gli Achei in Grecia, gli Ittiti in Anatolia, i Cassiti in Mesopotamia, gli Aarii in India, gli Hyksos nel Basso Egitto (alcuni studiosi adesso tendono a considerarli indoeuropei), i Tocari in Turkestan. In seguito, nei primi secoli del primo millennio d.C., le cosiddette popolazioni barbariche che premevano su i confini settentrionali dell'Impero Romano, una alla volta sfondarono a sud verso terre più coltivabili, contribuendo al tracollo dell'Impero Romano. Il pattern, determinato da rovinosi cambiamenti climatici, si è ripetuto molte volte in più luoghi del pianeta nella storia dell'umanità. Quando un determinato insediamento è minato da immigrazioni selvagge (per fame), siccità senza tregua, carestie endemiche, se esso non può adeguarsi o riprendersi senza sforzo, quella civiltà collassa. Ci siamo permessi di fare una breve riflessione storica sul tracollo dell'Optimum Olocenico perchè l'idea originaria della nostra tesi era proprio una ricerca con nuove metodologie su questo particolare periodo che ha caratterizzato la storia della civiltà Europea.

⁵I dati sono aggiornati al 2004 e sono relativi al periodo 1861-2004

6 Appendice

Riportiamo qui alcuni dei principali dati delle carote di ghiaccio estratte dal continente Antartico e dalla Groenlandia. Di seguito due cartine individuano i vari siti di carotaggio.

Groenlandia			
Nome	Anno	Lunghezza (m)	Anni
Camp Century	1966	1391 (bedrock)	0 - 100 ka
Milcent	1973	398	1177 a.C - 1950 d.C
Dye 3	1981	2035	1899 a.C. - 1872 d.C.
Crete	1974	403	555 d.C. - 1973 d.C
GRIP (ESF)	1992	3029 (bedrock)	0 - 248 ka
GISP2 (Usa)	1993	3054 (bedrock)	0 - 110 ka
North GRIP	2004	3090	0 - 100 ka
Antartide			
Byrd	1968	1391 (bedrock)	0 - 100 ka
Dome C	1979	906	0 - 32 ka
Vostok	1985	3532	0 - 420 ka
Dome C: EPICA	2004	3270 (bedrock)	0 - 420 ka
Law Dome	1993	534	950 d.C. - 1970 d.C.
Taylor Dome	1994	554	0 - 160 ka
Talos Dome	1996	89	1217 d.C. - 1996 d.C.
Siple Station	1985	302	1435 d.C - 1985 d.C.



Riferimenti bibliografici

- [1] M. Andrée, J. Beer, H. Oeschger, W. Broecker, A. Mix, N. Ragano, P. O'Hara, G. Bonani, E. Hofman, H. Morenzoni, M. Nési, M. Suter, and W. Wölfi. ^{14}C Dating of Polar Ice Sheet. *Nucl. Instr. Meth.*, pages 385–388, 1984.
- [2] L. Augustin, C. Barbante, P.R. Barnes, J.M. Barnola, M. Bigler, E. Castellano, O. Cattani, J. Chappellaz, D. Dahl-Jensen, B. Delmonte, G. Dreyfus, G. Durand, S. Falourd, H. Fischer, J. Flückiger, M.E. Hansson, P. Huybrechts, G. Jugie, S.J. Johnsen, J. Jouzel, P. Kaufmann, J. Kipfstuhl, F. Lambert, V.Y. Lipenkov, G.C. Littot, A. Longinelli, R. Lorrain, V. Maggi, V. Masson-Delmotte, H. Miller, R. Mulvaney, J. Oerlemans, H. Oerter, G. Orombelli, F. Parrenin, D.A. Peel, J.R. Petit, D. Raynaud, C. Ritz, U. Ruth, J. Schwander, U. Siegenthaler, R. Souchez, B. Stauffer, J.P. Steffensen, B. Stenni, T.F. Stocker, I.E. Tabacco, R. Udisti, R.S. Van De Wal, M. Van Den Broeke, J. Weiss, F. Wilhelms, J.G. Winther, E.W. Wolff, and M. Zucchelli. Eight glacial cycles from an Antarctica ice core. *Nature*, 429:623–628, 2004.
- [3] L.A. Barrie. Scavenging ratios, wet deposition, and in-cloud oxidation: an application to the oxides of sulphur and nitrogen. *J. Geophys. Res.*, 90:5789–5799, 1985.
- [4] T. Blunier, J. Chappellaz, J. Schwander, B. Stauffer, and D. Raynaud. Variations in atmospheric methane concentration during the Holocene epoch. *Nature*, 374:46–49, 1995.
- [5] Thomas Blunier and Edward j. Brook. Timing of millennial-scale climate change in Antarctica and Greenland during the last glacial period. *Science*, 291:109–111, 2001.
- [6] Gerard C. Bond and Rusty Lotti. Iceberg discharges into the North Atlantic on millennial time scales during the last glaciation. *Science*, 267:1005–1010, 1995.
- [7] H. Dovland and A. Eliassen. Dry deposition on a snow surface. *Atmos. Envir.*, 10:783–785, 1974.
- [8] R. Fireston, A. West, Z. Revay, T. Belgia, and S. Smith, A. Que Hee, editors. *Evidence for a Massive Extraterrestrial Airburst over North America 12.9 ka Ago*. Jt. Assem. Suppl., Eos Trans. AGU, 2007.
- [9] Vivien Gornitz. Sea level rise, after the ice melted and today, 2007. http://www.giss.nasa.gov/research/briefs/gornitz_09/.
- [10] A.J. Gow. *Proc. of Snow Mechanism Symposium, Grindelwald*. IAHS-AISH, 1975.
- [11] M.M. Herron and C.C. Langway. Firn densification: an empirical model. *J. Glaciol.*, 25:373–385, 1980.

- [12] A. Indermühle, T. Stocker, F. Joos, H. Fischer, H. Smith, M. Wahlen, B. Deck, D. Mastroianni, J. Tschumi, T. Blunier, R. Meyer, and B. Stauffer. Holocene carbon-cycle dynamics based on CO₂ trapped in ice at Taylor Dome, Antarctica. *Nature*, 398:121–124, 1999.
- [13] G. Kaplan. Milankovitch cycles, 2002. http://aa.usno.navy.mil/faq/docs/seasons_orbit.html.
- [14] J. Kennett, L. Becker, and A. West, editors. *Triggering of the Younger Dryas Cooling by Extraterrestrial Impact*. Jt. Assem. Suppl., Eos Trans. AGU, 2007.
- [15] H. Oeschger and Jr. C.C. Langway. Past environmental long-term records from the Arctic. In *The Environmental Record in Glaciers and Ice Sheets*, pages 287–318. Dahlem Konferenzen, S. Bernhard, 1989.
- [16] J. Petit, J. Jouzel, D. Raynaud, N.I. Barkov, J.M. Barnola, I. Basile, M. Benders, J. Chappellaz, M. Davis, G. Delayque, M. Delmotte, V.M. Kotlyakov, M. Legrand, V.Y. Lipenkow, C. Lorius, L. Pépin, C. Ritz, E. Saltzman, and M. Stievenard. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 399:429–436, 1999.
- [17] E. Pierazzo. *The Chicxulub impact event and the environmental catastrophe at the end of the Cretaceous period*. PhD thesis, University of Arizona, 1997.
- [18] E. Pierazzo and Crawford D.A. Hydrocode simulations of Chicxulub as an oblique impact event. In *Large meteorite impacts and planetary evolution*. Sudbury, Canada, 1997.
- [19] D. Raynaud and B. Lebel. Total gas content and surface elevation of polar ice sheets. *Nature*, 281:289–291, 1979.
- [20] H. Renssen, H. Goosse, and T. Fichefet. Simulation of the 8,200 yr BP Holocene cooling event. <http://www.geo.vu.nl/~renh/8200yrBP-event.html>.
- [21] J. Schwander and B. Stauffer. Age difference between polar ice and the air trapped in its bubbles. *Nature*, 311:45–47, 1999.
- [22] H. Shoji and C.C. Langway. Microscopic observation of the air hydrate-bubble: transformation process in glacier ice. *J. Physique.*, 48:551–556, 1987.
- [23] National Snow and Ice Data Center (NSIDC). NOAA Satellite and Information Service. <http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/icecore.html>.
- [24] B. Stauffer, J. Schwander, and H. Oeschger. Enclosure of air during metamorphosis of dry firn to ice. *Ann. Glaciol.*, 6:108–112, 1985.
- [25] L. Tarasov and W.R. Peltier. Arctic freshwater forcing of the Younger Dryas cold reversal. *Nature*, 435:622–625, 2005.