

## Applicazione degli isotopi stabili in paleoclimatologia: le carote di ghiaccio

Barbara STENNI

Dipartimento di Scienze Geologiche, Ambientali e Marine, Università di Trieste, Via E. Weiss 2, I-34127 Trieste  
E-mail: [stenni@univ.trieste.it](mailto:stenni@univ.trieste.it)

**RIASSUNTO** - *Applicazione degli isotopi stabili in paleoclimatologia: le carote di ghiaccio* - La ricostruzione delle paleotemperature dalle carote di ghiaccio si basa sulla relazione empirica esistente fra D/H o  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  e la temperatura di condensazione. In Groenlandia, l'applicazione della correlazione spaziale che si riscontra attualmente fra gli isotopi e la temperatura (il così detto "termometro isotopico") alle variazioni isotopiche ha portato a sottostimare (di almeno un fattore 2) le variazioni di temperatura del passato. Ampie variazioni nel ciclo stagionale delle precipitazioni passate, associate a variazioni nell'estensione del ghiaccio marino nel nord Atlantico, si pensa siano i veri responsabili di questa discrepanza. Al contrario, il classico metodo del "termometro isotopico" rimane valido nell'Antartide centrale, con una precisione stimata a  $\pm 20\%$ , dove solo deboli variazioni nella stagionalità delle precipitazioni e nell'origine dell'umidità fra un glaciale e un interglaciale sono state simulate mediante l'utilizzo di GCM comprendenti la diagnostica per gli isotopi stabili. Tutte le carote di ghiaccio della Groenlandia (per esempio GRIP, GISP2) mostrano condizioni climatiche altamente instabili (eventi Dansgaard-Oeschger) durante l'ultimo periodo glaciale se messe a confronto con gli ultimi 10.000 anni. Le ricostruzioni delle paleotemperature a Summit, in Groenlandia, si basano sul profilo del  $\delta^{18}\text{O}$  di GRIP e sulle calibrazioni effettuate per mezzo della termometria in pozzo; temperature  $20\text{ }^\circ\text{C}$  più fredde dell'attuale sono state determinate per l'LGM e variazioni di  $\sim 15\text{ }^\circ\text{C}$  per gli eventi Dansgaard-Oeschger. La carota di ghiaccio di Vostok nell'Antartide orientale ha fornito una grande mole di dati paleoclimatici che ricoprono gli ultimi 420.000 anni (quattro cicli climatici). La variazione di temperatura fra un glaciale e un interglaciale che si ricava dal record del  $\delta\text{D}$  si stima che sia di circa  $9\text{ }^\circ\text{C}$ . Una stima del tutto simile è stata ottenuta recentemente dalla carota di ghiaccio di EPICA Dome C. Dati preliminari suggeriscono che questa nuova carota di ghiaccio ricoprirà almeno gli ultimi 800.000 anni. Misure di  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta\text{D}$  sullo stesso campione di ghiaccio permettono di calcolare l'eccesso di deuterio  $d$  ( $d = \delta\text{D} - 8\delta^{18}\text{O}$ ) che fornisce informazioni isotopiche indipendenti legate alle variazioni climatiche nelle zone sorgenti dell'umidità delle precipitazioni antartiche. Ricostruzioni delle temperature, nelle zone sorgenti e al sito di deposizione, sono state effettuate per le carote di ghiaccio di EPICA Dome C e Vostok.

**SUMMARY** - *The stable isotope tool in paleoclimatology: the ice core records* - Paleotemperature reconstruction from polar ice cores is based on the empirical relations existing between either D/H or  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  and condensation temperatures. In Greenland, the application of the modern spatial isotope-temperature slope (the so-called "isotopic thermometer") to past isotopic variations has led to a large underestimation (at least by a factor of two) of the past Greenland temperature changes. Significant modification in the seasonal cycle of past precipitation associated with changes in sea-ice cover in the north Atlantic are thought to be responsible for this discrepancy. On the other hand, the classical "isotopic thermometer" method has been validated in central Antarctica with an estimated accuracy of  $\pm 20\%$ , where only weak glacial-interglacial changes of precipitation seasonality and moisture origins are simulated by GCM equipped with the stable isotope diagnostics. All Greenland ice cores (for example GRIP, GISP2) show that dramatically unstable climatic conditions (Dansgaard-Oeschger events) prevailed during the last glacial period compared to the last 10.000 years. Past temperature changes for Summit, Greenland, based on GRIP  $\delta^{18}\text{O}$  and borehole thermometry calibrations, are estimated to have been around  $20\text{ }^\circ\text{C}$  colder than at present during the LGM, and abrupt temperature shifts of some  $15\text{ }^\circ\text{C}$  are inferred for the Dansgaard-Oeschger events. The Vostok ice core in East Antarctica has provided a wealth of paleoclimate information covering the past 420.000 years (four climate cycles). The overall amplitude of the glacial-interglacial temperature change derived from the  $\delta\text{D}$  record is estimated to be around  $9\text{ }^\circ\text{C}$ . Similar estimates have been recently obtained from the EPICA Dome C ice core. Preliminary data suggest that this new ice core will cover at least the past 800.000 years. Combined measurements of the two isotopic ratios on the same ice sample enable the calculation of the deuterium excess  $d$  ( $d = \delta\text{D} - 8\delta^{18}\text{O}$ ). This provides independent isotopic information related to the climate conditions prevailing at

the moisture source regions of Antarctic precipitation. Reconstructions of glacial-interglacial changes of moisture source and site temperatures have been carried out for EPICA Dome C and Vostok ice cores.

*Parole chiave:* ossigeno, deuterio, eccesso di deuterio, carote di ghiaccio, clima

*Key words:* oxygen, deuterium, deuterium excess, ice cores, climate

## 1. INTRODUZIONE

Nel corso degli ultimi decenni si è sviluppata enormemente una nuova branca della geochimica, la geochimica degli isotopi stabili, volta alla determinazione quantitativa dei rapporti d'abbondanza degli isotopi di un elemento in diversi composti e allo studio dei fenomeni di selezione isotopica legati alla maggior parte dei processi fisici e chimico-fisici. L'applicazione delle tecniche isotopiche su un'ampia varietà di materiali fossili ha dato un grandissimo impulso agli studi di paleoclimatologia. Inoltre, la rapidissima evoluzione della spettrometria di massa ha permesso di eseguire delle misure isotopiche di estrema precisione e quindi di ricavarne delle informazioni sempre più precise. Le tecniche isotopiche sono state applicate a numerosi archivi naturali, sia continentali che marini, quali ad esempio le carote di ghiaccio, le carote di sedimento marino, i coralli, gli anelli degli alberi, i depositi lacustri, gli speleotemi (Bradley 1999). L'ipotesi da cui si parte è che questi archivi naturali abbiano preservato le informazioni riguardanti le variazioni climatiche del passato. La scala temporale che ricoprono può essere molto variabile (da alcuni decenni a centinaia di migliaia d'anni) così come la loro risoluzione (da sub-annuale a pluri-centennale).

In questo momento, gli studi paleoclimatici rivestono un ruolo di primo piano nell'ambito della ricerca internazionale a causa delle variazioni climatiche e ambientali indotte dall'attività umana.

In questo lavoro si prenderanno in considerazione le informazioni paleoclimatiche, che si possono dedurre dai record isotopici delle paleo-precipitazioni, preservate nelle calotte di ghiaccio polari. Saranno fornite alcune informazioni riguardanti la variabilità degli isotopi stabili nelle precipitazioni, le relazioni esistenti fra la temperatura e la composizione isotopica dell'ossigeno e/o dell'idrogeno e si riporteranno alcuni esempi di record isotopici ottenuti dalle carote di ghiaccio.

## 2. ISOTOPI STABILI NELLE PRECIPITAZIONI

### 2.1. Principi base

I costituenti dell'acqua, ossigeno e idrogeno, si presentano in natura con differenti isotopi, vale a dire atomi aventi un uguale numero atomico ma un numero

di massa differente (dovuto alla presenza di un diverso numero di neutroni nel nucleo). L'ossigeno possiede tre isotopi stabili,  $^{16}\text{O}$ ,  $^{17}\text{O}$  e  $^{18}\text{O}$ , le cui abbondanze relative in atomi per cento sono rispettivamente 99,763, 0,0375 e 0,1995; l'idrogeno possiede due isotopi stabili  $^1\text{H}$  e  $^2\text{H}$  (o D), con abbondanze relative di 99,9844 e 0,0156 (Hoefs 1997). La composizione isotopica è comunemente riportata in unità delta ( $\delta$ ) espressa in parti per mille (‰) secondo la seguente equazione:

$$\delta = [(R_{\text{campione}} - R_{\text{V-SMOW}}) / R_{\text{V-SMOW}}] \times 1000$$

dove  $R_{\text{campione}}$  è il rapporto isotopico ( $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  o D/H) nel campione e  $R_{\text{V-SMOW}}$  è lo stesso rapporto nello standard internazionale V-SMOW (Vienna-Standard Mean Ocean Water).

La relazione esistente fra la composizione isotopica dell'ossigeno ( $\delta^{18}\text{O}$ ) e dell'idrogeno ( $\delta\text{D}$ ) e la temperatura di condensazione delle precipitazioni liquide o solide (Dansgaard 1964) deriva dai frazionamenti isotopici delle molecole  $\text{HD}^{16}\text{O}$  e  $\text{HH}^{18}\text{O}$ , rispetto alla più comune  $\text{HH}^{16}\text{O}$ , che avvengono ad ogni cambiamento di fase nel ciclo dell'acqua. Questi frazionamenti sono causati dalla differenza fra le pressioni di vapore delle diverse specie isotopiche (frazionamenti all'equilibrio), con minori valori per le molecole d'acqua isotopicamente pesanti, e dalla diversa velocità di diffusione di queste molecole nell'aria (frazionamenti cinetici). Di conseguenza la fase condensata è isotopicamente arricchita rispetto alla fase vapore dalla quale si forma. Inoltre, il fattore di frazionamento è in pratica uguale al rapporto delle pressioni di vapore delle corrispondenti molecole isotopiche pure e dipende solo dalla temperatura e dal cambiamento di fase considerato.

A livello del ciclo dell'acqua i valori del  $\delta^{18}\text{O}$  o  $\delta\text{D}$  delle precipitazioni vanno quindi diminuendo dalle zone tropicali (dove si formano la maggior parte delle masse di vapore acqueo) verso i poli, a causa dei successivi fenomeni di condensazione. Maggiore sarà la diminuzione di temperatura e maggiori saranno i fenomeni di condensazione che avranno luogo, lasciando la massa di vapore originaria sempre più impoverita in isotopi pesanti. La composizione isotopica della precipitazione si può così considerare, in linea generale, funzione diretta della temperatura di condensazione. La composizione isotopica della neve che si deposita sulle calotte polari potenzialmente testimonia l'insieme della storia subita dalla massa d'aria dalla sua formazione alla sua deposizione.

## 2.2. La relazione $\delta/T$ : il “termometro isotopico”

L'interpretazione convenzionale della composizione isotopica delle precipitazioni si basa sulla correlazione spaziale che si riscontra attualmente fra la temperatura al suolo e la composizione isotopica, il così detto “termometro isotopico”. Lorius & Merlivat (1977) e Johnsen *et al.* (1989), rispettivamente per l'Antartide e per la Groenlandia, hanno mostrato che esiste una correlazione lineare fra la composizione isotopica della neve e la temperatura al sito di campionamento (Fig. 1). Questo ha permesso di disporre di un metodo per ricostruire le temperature del passato analizzando la composizione isotopica ( $\delta^{18}\text{O}$  o  $\delta\text{D}$ ) degli strati nevosi che si depositano successivamente sulle calotte di ghiaccio. La composizione isotopica delle precipitazioni, essendo funzione della temperatura, risulta essere più negativa quanto più la temperatura di condensazione è minore. La conseguenza è che si osservano diversi tipi di variazioni sia geografiche (effetto altitudine, latitudine e continentalità) che temporali (a breve e a lungo termine) nei valori del  $\delta^{18}\text{O}$  o  $\delta\text{D}$  delle precipitazioni (Dansgaard 1964).

In realtà, la relazione spaziale che si riscontra in una determinata regione ha un significato locale e può variare geograficamente. Ad esempio, in Antartide il coefficiente  $\delta^{18}\text{O}/T$ , che nella Terra di Adelie assume un valore di  $0,75\text{‰}/\text{°C}$  (Lorius & Merlivat 1977), può raggiungere valori vicini a  $1\text{‰}/\text{°C}$  in altre aree (Magand *et al.* 2004). Questa variabilità dipende da diversi fattori fra cui: i) l'origine delle masse di vapore (diverse condizioni climatiche nelle zone sorgenti); ii) una differente distribuzione stagionale delle precipitazioni nevose; iii) fenomeni d'inversione della temperatura con la quota. In Antartide, a causa della presenza di un forte strato d'inversione termica (aumento delle temperature con la quota in atmosfera) dovuto a un

intenso raffreddamento radiativo della superficie, la temperatura al suolo e quella troposferica differiscono. La temperatura d'inversione ( $T_i$ ) rappresenta una buona approssimazione della temperatura di condensazione ed è linearmente correlata alla temperatura al suolo ( $T_s$ ) secondo la seguente equazione (Jouzel & Merlivat 1984).

$$T_i = 0,67 T_s - 1,2$$

Altri fattori possono influenzare la composizione isotopica delle precipitazioni nevose, come ad esempio l'estensione del ghiaccio marino (aumento della distanza dalle zone sorgenti) e l'attività ciclonica (generalmente associata a masse d'aria umide e più calde).

Una precisazione che bisogna fare è che l'utilizzazione della relazione spaziale  $\delta/T$  nelle ricostruzioni paleoclimatiche presuppone l'invariabilità di questa relazione nel tempo anche per diversi periodi climatici (glaciali-interglaciali). Cuffey *et al.* (1994) e Johnsen *et al.* (1995) hanno proposto un nuovo metodo per ricostruire le paleotemperature, che si basa sulla determinazione dei profili di temperatura nei pozzi di perforazione. Questi studi mostrano che la differenza di temperatura fra l'ultimo massimo glaciale (LGM) e l'Olocene nelle carote di GRIP e GISP2 in Groenlandia sembra essere stata molto più grande (circa  $20\text{ °C}$ ) di quella stimata con il metodo isotopico (circa  $10\text{ °C}$ ). Il confronto del profilo di temperatura così ottenuto con il profilo isotopico permette di eseguire una calibrazione del “termometro isotopico”. Il gradiente che si riscontra di circa  $0,5\text{-}0,6\text{‰}/\text{°C}$  per gli ultimi 1000 anni risulta essere di  $0,23\text{-}0,33\text{‰}/\text{°C}$  per periodi più lunghi (glaciali-interglaciali). Il valore che si osserva nel periodo più recente è simile al valore che si deriva dalla relazione spaziale ( $0,67\text{‰}/\text{°C}$ ). L'utilizzo dei Modelli Globali di Circolazione Atmosferica (AGCM), comprendenti la diagnostica per gli isotopi stabili, suggeriscono che durante il periodo glaciale in Groenlandia si siano verificate ampie variazioni nel ciclo stagionale delle precipitazioni associate a variazioni nell'estensione del ghiaccio marino. Questi elementi potrebbero essere i principali responsabili della discrepanza che si osserva (Krinner & Genthon 1998; Werner *et al.* 2000).

Al contrario, nel caso dell'Antartide le misure di paleotermometria condotte in pozzo e i modelli matematici sembrerebbero confermare la validità delle temperature ricostruite con la classica metodologia isotopica, che utilizza gli isotopi stabili dell'acqua, con un'incertezza dell'ordine del  $\pm 20\%$  (Jouzel *et al.*, 2003). In particolare, le simulazioni con gli AGCM evidenziano per la maggior parte dell'Antartide delle variazioni molto limitate nella stagionalità delle precipitazioni e nell'origine delle masse di vapore, nel passare da un glaciale a un interglaciale (Delaygue *et al.* 2000a).

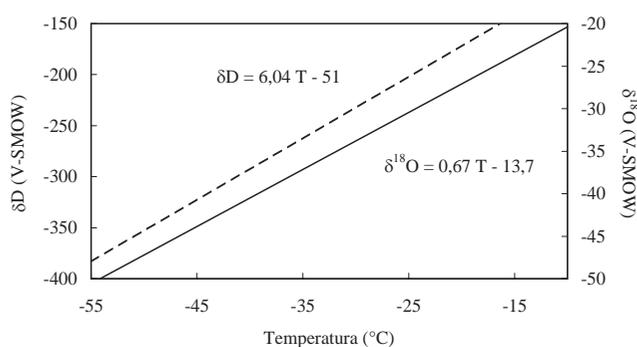


Fig. 1 - Relazione  $\delta\text{D}/T$  (linea tratteggiata) per l'Antartide orientale (Lorius & Merlivat 1977) e relazione  $\delta^{18}\text{O}/T$  (linea continua) per la Groenlandia (Johnsen *et al.* 1989).

Fig. 1 -  $\delta\text{D}/T$  relationship (dashed line) for East Antarctica (Lorius & Merlivat 1977) and  $\delta^{18}\text{O}/T$  relationship (solid line) for Greenland (Johnsen *et al.* 1989).

Un altro fatto da tenere in considerazione nelle ricostruzioni paleoclimatiche è che i profili isotopici devono essere corretti per la variazione del  $\delta^{18}\text{O}$  dell'acqua oceanica durante l'alternarsi dei periodi glaciali e interglaciali succedutesi nel corso del Tardo Pleistocene. Infatti, a causa dell'accumulo sulle calotte polari di enormi quantità di ghiaccio, isotopicamente negativo, si osserva una positivizzazione del  $\delta^{18}\text{O}$  dell'acqua oceanica dell'ordine del 1,1‰ durante i periodi glaciali. La correzione da applicare ai profili isotopici diminuisce man mano che ci si addentra nel *plateau* antartico a causa dei successivi fenomeni di frazionamento nell'atmosfera (Jouzel *et al.* 2003). Questa correzione per il deuterio era stata erroneamente calcolata intorno al 10‰ da Petit *et al.* (1999) per la carota di Vostok, ma secondo i calcoli eseguiti da Jouzel *et al.* (2003), corrisponde a circa 5,5‰.

### 2.3. L'eccesso di deuterio

A scala globale i rapporti isotopici dell'ossigeno e dell'idrogeno nelle precipitazioni sono correlati secondo la così detta "retta delle acque meteoriche" definita da Craig (1961) dall'equazione seguente:

$$\delta\text{D} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$$

Questa retta caratterizza le condizioni "normali" all'equilibrio che esistono fra il  $\delta^{18}\text{O}$  e il  $\delta\text{D}$ . Il valore di +10 è definito eccesso di deuterio. Questo parametro isotopico di secondo ordine, definito da Dansgaard (1964) come  $d = \delta\text{D} - 8\delta^{18}\text{O}$ , riflette la deviazione di un campione d'acqua (precipitazione) dalla retta delle acque meteoriche. I valori di  $d$  variano a causa dei fenomeni cinetici che hanno luogo durante i processi d'evaporazione e condensazione nel ciclo dell'acqua, fornendo ulteriori informazioni altrimenti non disponibili dai soli profili di  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta\text{D}$ . Durante l'evaporazione dalla superficie dell'acqua il frazionamento cinetico, che privilegia le molecole  $\text{HD}^{16}\text{O}$  (con una maggiore velocità di diffusione) rispetto alla  $\text{HH}^{18}\text{O}$ , va ad aggiungersi al frazionamento all'equilibrio che porta a un impoverimento in isotopi pesanti dovuto alla diversa pressione di vapore delle diverse specie isotopiche. In presenza di un forte mescolamento delle acque superficiali (a causa della velocità dei venti -  $w$ ) o quando l'umidità relativa ( $h$ ) aumenta (riducendo la velocità d'evaporazione) o quando la temperatura dell'acqua superficiale (SST) diminuisce (riducendo anch'essa la velocità d'evaporazione), l'effetto cinetico è minore e i valori dell'eccesso di deuterio nella massa di vapore, e conseguentemente nelle precipitazioni, saranno minori (Merlivat & Jouzel 1979). I modelli isotopici semplici, che si basano su un processo di tipo Rayleigh, mostrano che i valori iniziali dell'eccesso di deuterio, che riflettono le informazioni sulle condizioni climatiche delle sorgenti (SST,  $h$ ,  $w$ ),

si preservano lungo la traiettoria delle masse d'aria verso i poli (Petit *et al.* 1991). Alle temperature molto basse che si registrano in Groenlandia o in Antartide le nuvole diventano sovrassature in vapor d'acqua e la formazione della precipitazione avviene con il passaggio diretto da vapor d'acqua a cristalli di ghiaccio. La velocità di diffusione più bassa delle molecole d'acqua isotopicamente più pesanti porta a una condensazione preferenziale sui cristalli di ghiaccio delle molecole d'acqua isotopicamente leggere (Jouzel & Merlivat 1984). Si avrà così un aumento dell'eccesso di deuterio al diminuire della temperatura di condensazione (e quindi del  $\delta\text{D}$ ). Questo effetto è analogo al frazionamento cinetico che si osserva alla superficie dell'oceano durante i fenomeni d'evaporazione. Petit *et al.* (1991) hanno mostrato, per mezzo di simulazioni effettuate con un modello isotopico semplice, che la relazione che si osserva fra i valori di  $\delta\text{D}$  e  $d$  nella neve dell'Antartide Orientale si può spiegare solo se si considera che le zone sorgenti delle masse di vapore siano localizzate principalmente alle medie latitudini (30-40°S; SST: 15-22 °C). Le variazioni d'umidità alle sorgenti sono d'importanza secondaria rispetto alle variazioni di temperatura superficiale del mare quando si considerano le regioni più interne del continente antartico, ma sono più importanti se si considerano le zone più costiere. Ovviamente non è pensabile che gli apporti provengano da una sola latitudine e Petit *et al.* (1991) suggeriscono che un apporto fino al 30% possa provenire anche dalle latitudini più alte. I GCM suggeriscono che il vapor d'acqua che si forma alle latitudini più basse sia trasportato a più alte quote all'interno del continente antartico, con un riscaldamento progressivo delle sorgenti dalla costa verso il *plateau* centrale (Delaygue *et al.* 2000b). Le precipitazioni nelle zone costiere sono invece influenzate da un'origine più locale con condizioni d'evaporazione più fredde.

## 3. LE CAROTE DI GHIACCIO

### 3.1. Considerazioni generali

Le analisi che si possono eseguire sulle carote di ghiaccio sono molteplici (Petit *et al.* 1999) e ciò aggiunge interesse allo studio di questi archivi naturali, permettendo non solo di ricostruire il clima del passato, ma anche di comprendere meglio i meccanismi e le interazioni fra le diverse componenti del sistema climatico.

I ghiacciai e le calotte di ghiaccio consistono di strati di neve (densità della neve recente = 400 kg/m<sup>3</sup>) che lentamente si compatta sotto il proprio peso; con l'aumentare della profondità, la neve viene trasformata prima in *firn* (nevato, densità = 550 kg/m<sup>3</sup>) e successivamente in ghiaccio (densità = 920 kg/m<sup>3</sup>) (Paterson 1994). Gli strati di ghiaccio sotto il loro

peso vengono deformati, stirati e assottigliati, così che ogni strato gradualmente si approfondisce mentre, contemporaneamente, si muove lentamente verso la zona di ablazione. Nella parte centrale delle calotte di ghiaccio, nelle quali i movimenti orizzontali sono pressoché nulli, l'età dei diversi livelli di ghiaccio aumenta progressivamente al crescere della profondità.

La determinazione di una cronologia affidabile è un requisito di primaria importanza per l'interpretazione dei dati climatici e ambientali. I metodi di datazione utilizzabili per le carote di ghiaccio possono essere suddivisi nei seguenti gruppi: a) il conteggio degli strati annuali; b) la datazione con i radioisotopi; c) l'utilizzo d'orizzonti di riferimento (ad esempio vulcanici) d'età nota; d) il calcolo dell'età sulla base di modelli di flusso (Dansgaard & Johnsen 1969); e) la sincronizzazione con le variazioni dei parametri orbitali terrestri (Parrenin *et al.* 2001); f) le correlazioni stratigrafiche con altri record paleoclimatici (ad es. le carote di sedimento marino).

### 3.2. I record isotopici polari

Le variazioni temporali nei valori del  $\delta^{18}\text{O}$  o  $\delta\text{D}$  delle precipitazioni nevose accumulate sulle calotte polari potranno riflettere sia le variazioni della temperatura che si registrano nell'arco dell'anno (variazioni stagionali) sia le variazioni di temperatura dovute alle fluttuazioni climatiche a breve (ultimi 100-1000 anni) e lungo periodo (100.000 anni e più).

Le variazioni stagionali del  $\delta^{18}\text{O}$  o  $\delta\text{D}$  sono spesso utilizzate nella datazione di una carota di nevato-ghiaccio. Sfortunatamente, i processi di diffusione degli isotopi nella neve e nel ghiaccio cancellano in parte questa stratigrafia naturale. I processi di diffusione sono più attivi quando la densità è minore di  $550 \text{ kg/m}^3$ , ovvero prima della transizione da neve a nevato (*firn*), e quando la velocità d'accumulo è bassa (Johnsen 1977). In assenza d'acqua di fusione, le variazioni della composizione isotopica nella neve possono essere ridotte a causa degli scambi di massa fra gli strati per mezzo della fase vapore. Ci sono due processi principali basati entrambi sullo scambio isotopico fra la fase vapore e la fase solida. Questi riguardano: a) i movimenti verticali del vapore (dovuti a variazioni di pressione barometrica) e b) i processi di diffusione nella fase vapore. Se le variazioni isotopiche sopravvivono al processo di trasformazione del nevato in ghiaccio, le successive diminuzioni del segnale saranno causate dai processi di diffusione delle molecole d'acqua nel ghiaccio, processi che sono lentissimi (valori di diffusione dell'ordine di  $10^{-14} \text{ m}^2/\text{s}$ ). Le variazioni stagionali sono preservate laddove gli accumuli, maggiori di 240 mm acqua equivalenti (w.eq.) annui, e la redistribuzione da parte dei venti lo consentono. In Antartide, soprattutto nella parte del *plateau* orientale, dove gli accumuli sono estrema-

mente bassi e la ventosità è elevata, la stratigrafia annua degli isotopi generalmente non viene preservata. Un'eccezione è la carota prelevata a Law Dome (sito costiero nella Terra di Wilkes, Antartide Orientale), dove i cicli stagionali nei profili del  $\delta^{18}\text{O}$ , dell' $\text{H}_2\text{O}_2$ , dei solfati e dell'ECM hanno permesso di eseguire una datazione molto affidabile (Morgan *et al.* 1997). In questo sito, l'alto accumulo e l'assenza di venti molto forti hanno permesso la conservazione di strati annui distinguibili con molta chiarezza.

#### 3.2.1. Groenlandia

Al momento attuale, in Groenlandia, cinque perforazioni hanno raggiunto il fondo roccioso: a Camp Century, a Dye-3, due a Summit (GRIP e GISP2) e una in corso a NGRIP (luglio 2003). In particolare, le carote di GRIP e GISP2 hanno fornito un'enorme quantità di informazioni sulle variazioni climatiche e sui processi che hanno operato nella regione del Nord Atlantico (Johnsen *et al.* 2001).

I profili del  $\delta^{18}\text{O}$  ottenuti dalle carote di GISP2 (28 km dalla zona di culmine, 3208 m,  $T_m = -31 \text{ }^\circ\text{C}$ ) e GRIP (posizionata nella zona di culmine, 3238 m,  $T_m = -32 \text{ }^\circ\text{C}$ , accumulo annuo = 230 mm w.eq.) sono confrontabili con un'elevata precisione fino alla profondità di 2750 m (Dansgaard *et al.* 1993; Grootes *et al.* 1993). Quello che si osserva in questi record (Fig. 2) è un'elevata stabilità climatica nel corso dell'Olocene, con un leggero decremento del  $\delta^{18}\text{O}$ . A ~8250 anni BP (*before present*) si osserva una negativizzazione molto pronunciata che corrisponde anche a una brusca diminuzione nella concentrazione del metano. Tutte le carote di ghiaccio in Groenlandia, compresa la carota di Renland perforata ai margini della calotta, mostrano delle condizioni climatiche, durante il glaciale, drammaticamente differenti se messe a con-

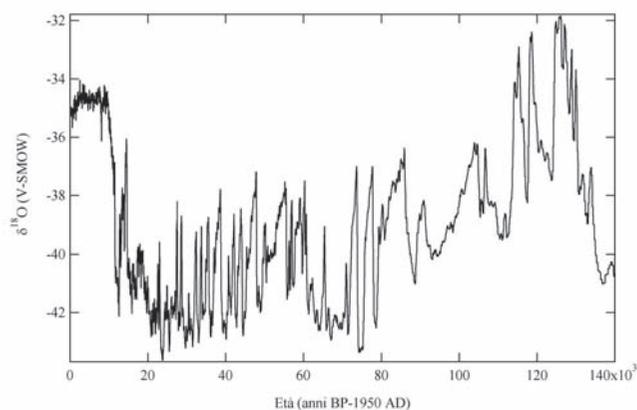


Fig. 2 - Profilo del  $\delta^{18}\text{O}$  ottenuto dalla carota di ghiaccio GRIP in Groenlandia sulla scala temporale *ss09sea* (Johnsen *et al.* 2001).

Fig. 2 -  $\delta^{18}\text{O}$  record from the GRIP ice core drilled in Greenland on the *ss09sea* chronology (Johnsen *et al.* 2001).

fronto con quelle degli ultimi 10.000 anni (Johnsen *et al.* 2001). Il periodo glaciale è infatti caratterizzato da rapidi cambiamenti climatici: Dansgaard *et al.* (1993) hanno riconosciuto nella carota di GRIP 24 episodi interstadiali, con una caratteristica forma a “dente di sega”, fra 12.000 e 110.000 anni BP, che sono stati denominati “eventi Dansgaard-Oeschger” (D/O), separati da episodi freddi (stadiali). Questi cambiamenti rapidi si osservano in tutte le carote di ghiaccio e sono correlabili ad altrettanti eventi riconoscibili nelle carote di sedimento marino del Nord Atlantico (Bond *et al.* 1992), causati da variazioni nella circolazione delle masse d’acqua di questa regione. Queste variazioni rapide, che si osservano durante l’ultimo periodo glaciale, potrebbero essere dovute a episodi periodici di instabilità della calotta di ghiaccio dell’emisfero settentrionale, con rilascio di numerosi iceberg nel Nord Atlantico che a loro volta causano rapide oscillazioni del clima: i cicli Dansgaard-Oeschger e gli eventi Heinrich (Bond *et al.* 1992). Questa sequenza di cambiamenti rapidi è particolarmente evidente nella parte relativa alla deglaciazione (Older Dryas-Bølling/Allerød-Younger Dryas).

Le parti più profonde delle carote di GRIP e GISP2 hanno posto numerosi problemi di interpretazione (integrità dello stadio isotopico 5.5, Eemiano) in quanto i due profili isotopici non sono confrontabili in profondità (Taylor *et al.* 1993); si pensa che le differenze che si osservano potrebbero essere correlate a disturbi stratigrafici.

Il profilo del  $\delta^{18}\text{O}$  è stato convertito in un profilo di temperatura calibrandolo, come visto in precedenza, con le misure effettuate in pozzo (*borehole temperatures*); la variazione di temperatura fra l’LGM e l’Olocene è stata stimata intorno ai 20 °C, mentre 15 °C sembrano caratterizzare gli eventi Dansgaard-Oeschger (Johnsen *et al.* 2001). La parti dell’Eemiano, che potrebbero non essere in ordine stratigrafico, risultano essere circa 5 °C più calde dell’attuale, mentre l’Olocene, dopo un iniziale periodo caldo, è caratterizzato da una tendenza al raffreddamento di circa 3 °C.

I valori del  $\delta^{18}\text{O}$  ottenuti dalla più recente carota di NorthGRIP mostrano, durante l’Olocene, delle variazioni di ampiezza maggiore rispetto a quelle osservate a GRIP. Si osservano valori isotopici meno negativi (temperature più favorevoli) fra circa 8,6 e 4,4 ka (migliaia di anni) BP, un peggioramento climatico nei successivi 4000 anni e sono evidenti sia il segnale relativo alla Piccola Età Glaciale che il riscaldamento climatico degli ultimi 100 anni (Johnsen *et al.* 2001).

### 3.2.2. Antartide

Per quanto riguarda l’Antartide, la carota di ghiaccio che finora è riuscita a fornire informazioni paleoclimatiche più antiche, è quella prelevata al centro del

plateau antartico presso la base russa di Vostok (78°S, 106°E, 3488 m,  $T_m = -55$  °C, accumulo annuo = 21 mm w.eq.). Questa carota (3310 m) copre un periodo di tempo corrispondente a 420.000 anni (Fig. 3), cioè 4 cicli climatici glaciale-interglaciale (Petit *et al.* 1999). Le misure di  $\delta\text{D}$  effettuate su tutta la carota (Jouzel *et al.* 1987, 1993) mostrano delle variazioni intorno al 50‰ nel passaggio da periodi glaciali a interglaciali, corrispondenti a una variazione di temperatura di circa 9 °C. Il terzo e il quarto ciclo climatico mostrano una durata minore rispetto ai primi due, ma tutti esibiscono la stessa sequenza a “dente di sega” con gli interglaciali (stadi 11,3; 9,3; 7,5; e 5,5) seguiti da eventi interstadiali man mano più freddi che terminano rapidamente la sequenza verso il successivo interglaciale (terminazioni). I valori di  $\delta\text{D}$  misurati durante l’ultimo interglaciale (5,5) suggeriscono delle temperature più elevate di quelle dell’Olocene di circa 2-3 °C e più o meno confrontabili con quelle dello stadio 9,3 (circa 4 °C più elevate dell’attuale). Un aspetto sorprendente del profilo di  $\delta\text{D}$  è che l’Olocene è il periodo caldo stabile più lungo degli ultimi 420.000 anni (Petit *et al.* 1999).

I profili di  $\text{CH}_4$  che si ottengono dalle carote di ghiaccio permettono di disporre di un metodo per sincronizzare gli eventi climatici che si osservano nei due emisferi. Blunier *et al.* (1998), utilizzando i record di metano di GRIP, Byrd (Antartide occidentale) e Vostok, hanno messo a confronto gli eventi climatici a scala millenaria fra 10 e 45 ka BP. Essi hanno mostrato che i riscaldamenti dell’Antartide, di minore entità e più gradualmente (denominati eventi A1, A2), precedono di più di 1000 anni l’inizio di analoghi riscaldamenti in Groenlandia, gli eventi D/O 8, 12 e, durante l’ultima deglaciazione, il periodo Bølling/Allerød. Nel 2001 Blunier & Brook hanno esteso questo confronto agli ultimi 90 ka. Questi autori, in analogia a quanto già osservato nel 1998, confermano che sette eventi caldi

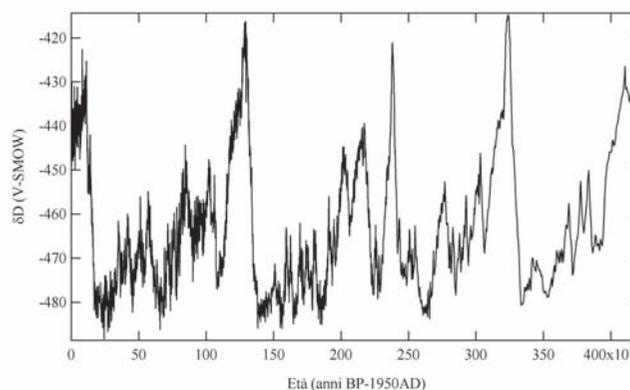


Fig. 3 - Profilo del  $\delta\text{D}$  ottenuto dalla carota di ghiaccio di Vostok in Antartide sulla scala temporale GT4 (Petit *et al.* 1999).

Fig. 3 -  $\delta\text{D}$  record from the Vostok ice core drilled in Antartica on the GT4 chronology (Petit *et al.* 1999).

(da A1 a A7) della carota di Byrd precedono di 1,5-3 ka gli eventi D/O 8, 12, 14, 16/17, 19, 20 e 21 della carota di GISP2. Questi dati sembrano confermare la non sincronia delle variazioni climatiche a scala millenaria nei due emisferi (denominata *bipolar see-saw*), almeno durante l'ultimo periodo glaciale e la deglaciazione.

Il primato di "longevità" è stato recentemente tolto alla carota di Vostok dalla carota di ghiaccio recuperata presso la base italo francese di Dome Concordia nell'ambito del progetto europeo EPICA (European Project for Ice Coring in Antarctica). Questo progetto prevede la perforazione di due carote, entrambe nell'Antartide Orientale, una in un sito influenzato dal settore degli oceani Indiano e Pacifico (Dome C) e l'altra nel settore dell'Oceano Atlantico (Dronning Maud Land). Quest'ultima, visto il tasso d'accumulo più elevato, permetterà uno studio più dettagliato e un confronto più diretto con le variazioni climatiche, anche ad alta frequenza, che si osservano nelle carote di sedimento lungo l'asse dell'Oceano Atlantico fino ad arrivare alle carote di ghiaccio della Groenlandia. La carota di ghiaccio di EPICA prelevata a Dome C (75°06'04"S, 123°20'52"E, 3233 m,  $T_m = -54,5$  °C, accumulo annuo = 25 mm w.eq.) ha raggiunto attualmente la profondità di 3200 m e i primi dati sembrano indicare che ricoprirà un periodo di tempo corrispondente almeno agli ultimi 800.000 anni e quindi a 8 cicli climatici (EPICA Dome C 2001-02 Science and Drilling Teams, 2002).

La buona qualità, una maggiore precisione analitica e l'alta risoluzione di campionamento (20 anni nell'Olocene e 50 anni nel glaciale) della carota di EPICA a Dome C permette una migliore definizione anche degli eventi climatici a scala centennale. I dati isotopici degli ultimi 45 ka sono stati pubblicati da Jouzel *et al.* (2001) e Stenni *et al.* (2003), mentre un profilo isotopico a bassa risoluzione di quasi tutta la carota (fino a 3139 m di profondità) è stato pubblicato da EPICA community members (2004). Jouzel *et al.* (2001) osservano che durante l'ultima deglaciazione tutti i record isotopici dell'Antartide orientale, fra cui EDC96 e Vostok, hanno un comportamento simile, compresa la carota di Taylor Dome (sito costiero nel Mare di Ross) per la quale erano state ipotizzate delle variazioni climatiche sincrone con l'emisfero settentrionale (Steig *et al.* 1998). Mulvaney *et al.* (2000), sulla base di misure della concentrazione degli aerosol nelle carote di ghiaccio di EDC96 e Taylor Dome, suggeriscono che le variazioni climatiche fra queste due carote di ghiaccio siano sincrone. Il problema potrebbe quindi risiedere in un errore di datazione nella parte relativa alla deglaciazione della carota di Taylor Dome. La carota EDC96 (Fig. 4) indica che la deglaciazione è iniziata a circa 18 ka BP con un primo riscaldamento graduale interrotto da 14 a 12,5 ka BP da un raffreddamento, quasi del tutto sincrono in tutte le carote di ghiaccio del plateau orientale, seguito da un successivo riscaldamento per

arrivare a un optimum climatico nell'Olocene a 11,5 ka BP. La carota di EDC96, concludendo l'optimum climatico, mostra un raffreddamento che termina con il valore più negativo di tutto l'Olocene a circa 8 ka BP. Questo è seguito da un incremento dei valori di  $\delta D$  fino a 4,5 ka BP e da valori più o meno stabili fino ai giorni nostri (Jouzel *et al.* 2001). In Antartide, il ritorno a condizioni più fredde durante la deglaciazione è denominato Antarctic Cold Reversal (ACR) (Fig. 4). Questo periodo freddo e il caratteristico aspetto della deglaciazione a due stadi era già stato osservato da Jouzel *et al.* (1995) in Antartide. Inoltre, l'ACR sembra precedere di circa 1000 anni l'analogo raffreddamento nell'emisfero settentrionale dello Younger Dryas.

Recentemente, sono stati pubblicati i dati relativi a una carota di ghiaccio perforata dai ricercatori giapponesi a Dome Fuji, nella Dronning Maud Land (3810 m di quota,  $T_m = -58$  °C, accumulo annuo = 27 mm w.eq.) (Watanabe *et al.* 2003). Questa carota ricopre gli ultimi tre cicli climatici e mostra un'elevata similarità con la carota di Vostok, suggerendo, nuovamente, delle condizioni climatiche molto omogenee per il settore orientale dell'Antartide.

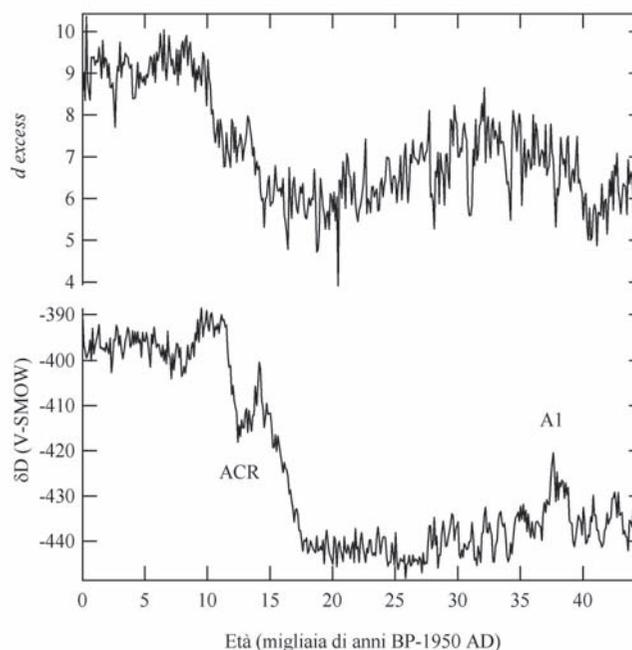


Fig. 4 - Profilo dell'eccesso di deuterio  $d$  (in alto, Stenni *et al.* 2003) e profilo del  $\delta D$  (in basso, Jouzel *et al.* 2001) ottenuto dalla carota di ghiaccio EPICA EDC96 a Dome C in Antartide. La precisione analitica relativa alla determinazione del  $\delta^{18}O$ , del  $\delta D$  e di  $d$  nella carota EDC96 è rispettivamente di  $\pm 0,05$ ,  $\pm 0,5$  e  $\pm 0,7\%$ .

Fig. 4 - Deuterium excess  $d$  (on the top, Stenni *et al.* 2003) and  $\delta D$  (on the bottom, Jouzel *et al.* 2001) records from the EPICA EDC96 ice core drilled at Dome C in Antarctica. The analytical precision for the  $\delta^{18}O$ ,  $\delta D$  and  $d$  measurements is  $\pm 0,05$ ,  $\pm 0,5$  e  $\pm 0,7\%$  respectively.

### 3.2.3. Profili $\Delta T_{site}$ e $\Delta T_{source}$

In questo paragrafo andremo a vedere le informazioni che si possono dedurre eseguendo uno studio co-isotopico del ghiaccio, ovvero misurando sia il  $\delta D$  che il  $\delta^{18}O$ , con la possibilità quindi di poter calcolare il valore dell'eccesso di deuterio ( $d$ ). Questo parametro, come abbiamo visto in precedenza, ci permette di ricavare delle informazioni relative alle condizioni climatiche esistenti nelle zone sorgenti delle precipitazioni antartiche.

Vimeux *et al.* (1999) hanno mostrato che nella carota di Vostok esiste una anticorrelazione nel corso degli ultimi 150.000 anni fra il profilo dell'eccesso di deuterio e i valori dell'obliquità terrestre (periodicità di circa 41.000 anni). I valori di  $d$  nella carota di Vostok aumentano durante i periodi interglaciali (Olocene e Eemiano), mostrano valori elevati all'inizio della glaciazione (stadio 5,4), valori bassi durante la deglaciazione e intermedi durante le glaciazioni (stadi 2, 4, 6). L'anticorrelazione con l'obliquità viene interpretata come il risultato delle variazioni nel gradiente dell'insolazione con la latitudine. L'insolazione annua è in fase con l'obliquità a sud di  $\sim 45^\circ S$  e in antifase da qui all'equatore. Le fluttuazioni dell'obliquità, modulando la differenza d'insolazione annua fra le basse e le alte latitudini, hanno un effetto sia sulla circolazione atmosferica che oceanica (trasporto di umidità e di calore). Ad esempio, un gradiente d'insolazione latitudinale minimo (quando i valori dell'obliquità sono elevati), riducendo la circolazione atmosferica meridionale, riduce anche il contributo dell'umidità proveniente dalle basse latitudini alle precipitazioni antartiche. In questo caso avremo un maggiore contributo delle alte latitudini (più fredde) che causeranno dei valori di  $d$  minori (Vimeux *et al.* 1999). Un cambiamento della temperatura delle sorgenti causerà anche un cambiamento nei valori del  $\delta D$  delle precipitazioni nevose. Ad esempio, tenendo l'umidità relativa costante, una sorgente più fredda implica un aumento nei valori di  $\delta D$  e viceversa. Questo è dovuto al fatto che quello che realmente è importante nel definire il  $\delta D$  (o il  $\delta^{18}O$ ) non è solo la temperatura di condensazione, ma è la differenza di temperatura fra le zone sorgenti e il sito considerato (Dansgaard 1964). I valori di  $d$  marcatamente elevati durante lo stadio isotopico 5.4 sarebbero quindi dovuti a un maggiore apporto di umidità dalle basse latitudini. Vimeux *et al.* (1999) suggeriscono che la causa principale delle variazioni dell'eccesso di deuterio si possano ricollegare alle variazioni di temperatura superficiale del mare (SST) piuttosto che a quelle dell'umidità relativa. Bisogna tenere in considerazione due fatti. Primo, l'effetto dell'umidità relativa è minore man mano che ci si muove verso l'interno del continente antartico (Petit *et al.* 1991); secondo, i GCM mostrano che, al di sopra dell'oceano meridionale, a nord del fronte polare, le variazioni di

umidità relativa fra un periodo glaciale e un interglaciale sono relativamente piccole (intorno al 1%).

Il dati relativi all'eccesso di deuterio ottenuti dalla carota di EPICA a Dome C sono riportati nella figura 4 (Stenni *et al.* 2001; Stenni *et al.* 2003). Da un valore minimo di circa 5‰ a 41 ka BP, i valori di  $d$  aumentano fino a raggiungere un valore di 9‰ intorno a 32 ka BP, per poi decrescere nuovamente a valori intorno al 5‰ verso l'LGM. Durante la deglaciazione (Stenni *et al.* 2001) i valori dell'eccesso di deuterio aumentano con un caratteristico andamento a due stadi, simile a quello che si riscontra nel profilo del  $\delta D$ , fino a raggiungere un valore massimo di circa 9,5‰ all'inizio dell'Olocene. Durante l'Olocene, l'eccesso di deuterio mostra delle oscillazioni a scala millenaria sovrapposte a una leggera tendenza alla diminuzione dei valori da 8 a 4,5 ka BP. Successivamente, i valori sono più o meno stabili fino a raggiungere il valore attuale di 9‰.

Lo studio co-isotopico effettuato sulla carota di EPICA EDC96 (Stenni *et al.* 2001; Masson-Delmotte *et al.* 2004; Stenni *et al.* 2003) ha permesso di combinare le informazioni che si derivano da questi due rapporti isotopici per ricostruire nel corso degli ultimi 45.000 anni, su una scala temporale comune, le variazioni di temperatura al sito di deposizione ( $\Delta T_{site}$  - Dome C) e nelle zone sorgenti delle precipitazioni ( $\Delta T_{source}$ ), che nel caso di Dome C sono principalmente localizzate alle medie latitudini dell'Oceano Indiano (Delaygue *et al.* 2000b). L'applicazione di un modello isotopico semplice, di tipo Rayleigh (denominato Mixed Cloud Isotopic Model, MCIM - Ciais & Jouzel 1994), mostra che il  $\delta D$  della neve antartica dipende principalmente dalla temperatura al sito ( $T_{site}$ ) e secondariamente dalla temperatura media delle sorgenti ( $T_{source}$ ). L'inverso vale per i valori di  $d$ . Il MCIM viene dapprima calibrato in maniera da simulare correttamente i valori isotopici che si riscontrano attualmente nella neve, suggerendo per Dome C delle sorgenti d'umidità localizzate nella zona subtropicale ( $40-50^\circ S$ ) dell'Oceano Indiano; il modello viene poi fatto "girare" variando le condizioni climatiche al sito e alla sorgente (inclusa la composizione isotopica dell'oceano, ma trascurando le variazioni di umidità relativa e la velocità dei venti) per poter derivare delle regressioni lineari multiple del tipo:

$$\Delta\delta D = 7,6 \Delta T_{site} - 3,6 \Delta T_{source} + 5,0 \Delta\delta^{18}O_{sw}$$

$$\Delta d = -0,5 \Delta T_{site} + 1,3 \Delta T_{source} - 2,6 \Delta\delta^{18}O_{sw}$$

Una volta effettuata la correzione relativa alla variazione di composizione isotopica degli oceani utilizzando il record di Waelbroeck *et al.* (2002), l'applicazione di un metodo di inversione permette di estrarre sia  $T_{site}$  che  $T_{source}$ , una volta che siano disponibili sia il  $\delta D$  che il  $\delta^{18}O$  (e quindi  $d$ ). Le temperature, espresse come deviazioni dai valori attuali

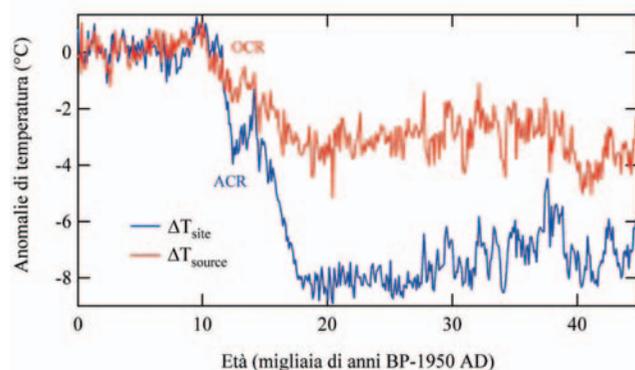


Fig. 5 - Anomalie di temperature (deviazioni dai valori attuali) calcolate al sito di deposizione ( $\Delta T_{\text{site}}$ ) e nelle zone sorgenti delle precipitazioni ( $\Delta T_{\text{source}}$ ) per la carota di ghiaccio EDC96.

Fig. 5 - Temperature anomalies (deviations from the present-day values) at the deposition site ( $\Delta T_{\text{site}}$ ) and at the moisture source regions ( $\Delta T_{\text{source}}$ ) obtained from the EDC96 ice core.

( $\Delta T_{\text{site}}$ ;  $\Delta T_{\text{source}}$ ), ottenute nel corso degli ultimi 45.000 anni (Stenni *et al.* 2003) sono riportate nella figura 5. Durante il periodo glaciale i due profili  $\Delta T_{\text{site}}$  e  $\Delta T_{\text{source}}$  mostrano un andamento opposto: il primo mostra una tendenza alla diminuzione, dall'evento caldo A1 (38 ka BP) verso il LGM, mentre il secondo mostra una tendenza all'aumento dei valori da 41 a 28 ka BP. La deglaciazione inizia a 18-19 ka BP in entrambi i profili, ma  $\Delta T_{\text{source}}$  mostra un'interruzione del riscaldamento (denominato Oceanic Cold Reversal, OCR da Stenni *et al.* 2001) che inizia a 13,2 ka BP, ovvero 800 anni dopo l'inizio dell'ACR (Fig. 5). I profili  $\Delta T_{\text{site}}$  e  $\Delta T_{\text{source}}$  riprendono ad aumentare in maniera sincrona a 12,5 ka BP. I risultati dell'inversione cambiano notevolmente l'aspetto dell'optimum climatico all'inizio dell'Olocene con un primo picco nelle temperature dell'Antartide ( $\Delta T_{\text{site}}$ ) a circa 11 ka BP e un secondo e più grande picco a 9,7 ka BP (Masson-Delmotte *et al.* 2004). Al contrario il profilo  $\Delta T_{\text{source}}$  mostra il massimo delle temperature a 8,4 ka BP. Durante l'evento freddo a 8 ka BP i due profili  $\Delta T_{\text{site}}$  e  $\Delta T_{\text{source}}$  sono in antifase con una struttura simile a quella che si riscontra durante la deglaciazione (ACR), suggerendo che meccanismi simili possono aver operato durante questi due periodi, entrambi caratterizzati da un aumento nel rilascio delle acque di fusione (*meltwater pulse*) delle calotte di ghiaccio. Dopo i 4 ka BP i due profili  $\Delta T_{\text{site}}$  e  $\Delta T_{\text{source}}$  mostrano la stessa variabilità a scala centennale, suggerendo un più forte accoppiamento fra l'oceano e l'atmosfera. È interessante notare che molti studi riportano eventi El Niño-Southern Oscillation più regolari dopo i 4000-5000 anni (Clement *et al.* 1999).

I risultati ottenuti dall'inversione possono essere confrontati con quelli ottenuti con il metodo convenzionale ("termometro isotopico") che utilizza

la relazione spaziale fra  $\delta$  e T. Il calcolo delle temperature al sito di deposizione ( $T_{\text{site}}$ ) con il metodo classico non differisce di molto da quello ottenuto con l'inversione, avvalorando l'ipotesi di Jouzel *et al.* (2003), che riporta un'incertezza nella stima dell'ordine di  $\pm 20\%$ .

Dal momento che è plausibile pensare che le sorgenti di umidità possano essere variate nel tempo (ad es. variazioni di latitudine), lo scopo non è di ricostruire dal profilo di  $\Delta T_{\text{source}}$  un record di SST. Ciononostante, il profilo  $\Delta T_{\text{source}}$  ottenuto dall'inversione risulta essere molto simile a un profilo di SST ad alta risoluzione ricostruito con il metodo degli alchenoni in una carota di sedimento posta alle medie latitudini del sud-est Atlantico (Sachs *et al.* 2001). Questo fatto avvalorava la ricostruzione di temperatura delle sorgenti effettuata dalla carota di EPICA Dome C, nonostante siano stati trascurati alcuni parametri (ad es. l'umidità relativa nelle zone sorgenti). Un metodo di inversione, simile a quello utilizzato nel caso della carota di EPICA Dome C, è stata applicata anche alla carota di Vostok (Vimeux *et al.* 2002).

#### 4. CONCLUSIONI

Questo lavoro di revisione ci porta ad alcune considerazioni conclusive.

- Le ricostruzioni paleoclimatiche effettuate sulle carote di ghiaccio hanno portato a una grande quantità di informazioni sul sistema climatico e sui processi che agiscono in esso, tanto da considerarle sicuramente uno degli archivi più attendibili in natura.
- Le carote di ghiaccio permettono di eseguire delle ricostruzioni che variano in risoluzione dalla scala annuale a quella delle variazioni glaciale-interglaciale.
- L'utilizzo del paleotermometro isotopico si dimostra comunque un metodo attendibile, anche se in Groenlandia esso tende a sottostimare le variazioni di temperatura fra un glaciale e un interglaciale. La paleotermometria in pozzo ci ha fornito, nel caso delle Groenlandia, un metodo per calibrare la relazione  $\delta/T$  nel passato. Infatti, le informazioni che si possono ottenere dalla paleotermometria in pozzo non sono in grado di fornire da sole la risoluzione temporale che invece viene messa a disposizione dai record isotopici. Infatti, la diffusione del calore nella calotta tenderà a cancellare nel tempo i segnali ad alta frequenza, come ad esempio gli eventi Dansgaard-Oeschger, che non sarebbero altrimenti visibili. Nel caso dell'Antartide abbiamo visto che il metodo classico non presenta queste difficoltà e sembra essere valido con un margine di errore stimato intorno al  $\pm 20\%$ .

- Gli studi co-isotopici ci hanno inoltre mostrato la loro validità, in quanto ci forniscono delle informazioni che non sarebbero altrimenti ottenibili dai singoli record isotopici. Inoltre ci permettono di tener conto dell'influenza delle variazioni di temperatura al sito sull'eccesso di deuterio e di quelle alle sorgenti sul  $\delta D$ .

## BIBLIOGRAFIA

- Blunier T., Chappellaz J., Schwander J., Dällenbach A., Stauffer B., Stocker T.F., Raynaud D., Jouzel J., Clausen H.B., Hammer C.U. & Johnsen S.J., 1998 - Asynchrony of Antarctic and Greenland climate change during the last glacial period. *Nature*, 394: 739-743.
- Blunier T. & Brook E.J., 2001 - Timing of millennial-scale climate change in Antarctica and Greenland during the last glacial period. *Science*, 291: 109-112.
- Bond G., Heinrich H., Broecker W., Labeyrie L., McManus J., Andrews J., Huon S., Jantschik R., Clausen S., Simet C., Tedesco K., Klas M., Bonani G. & Ivy S., 1992 - Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic Ocean during the last glacial period. *Nature*, 360: 245-249.
- Bradley R.S., 1999 - Paleoclimatology. Reconstructing Climates of the Quaternary. 2<sup>nd</sup> ed. *International Geophysics Series*, vol. 68. Academic Press, San Diego: 613 pp.
- Ciais P. & Jouzel J., 1994 - Deuterium and oxygen 18 in precipitation: isotopic model, including mixed cloud processes. *Journal of Geophysical Research*, 99: 16793-16803.
- Clement A., Seager R. & Cane M.A., 1999 - Orbital controls on ENSO and tropical climate. *Paleoceanography*, 14: 441-456.
- Craig H., 1961 - Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133: 1702-1703.
- Cuffey K.M., Alley R.B., Grootes P.M., Bolzan J.M. & Anandkrishnan S., 1994 - Calibration of  $\delta^{18}O$  isotopic paleothermometer for central Greenland, using borehole temperatures. *Journal of Glaciology*, 40: 341-349.
- Dansgaard W., 1964 - Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 16: 436-468.
- Dansgaard W. & Johnsen S.J., 1969 - A flow model and a time scale for the ice core from Camp Century, Greenland. *Journal of Glaciology*, 8: 215-223.
- Dansgaard W., Johnsen S.J., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Gundestrup N.S., Hammer C.U., Hvidberg C.S., Steffensen J.P., Sveinbjörnsdóttir A.E., Jouzel J., Bond G., 1993 - Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 364: 218-220.
- Delaygue G., Jouzel J., Masson V., Koster R.D. & Bard E., 2000a - Validity of the isotopic thermometer in central Antarctica: limited impact of glacial precipitation seasonality and moisture origin. *Geophysical Research Letters*, 27: 2677-2680.
- Delaygue G., Masson V., Jouzel J., Koster R.D. & Healy R.J., 2000b - The origin of Antarctic precipitation: a modelling approach. *Tellus*, 52B: 19-36.
- EPICA community members, 2004 - Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature*, 429: 623-628.
- EPICA Dome C 2001-02 Science And Drilling Teams, 2002 - Extending the ice core record beyond half a million years. *EOS*, 83: 509-517.
- Grootes P.M., Stuiver M., White J.W.C., Johnsen S., Jouzel J., 1993 - Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature*, 366: 552-554.
- Hoefs J., 1997 - *Stable Isotope Geochemistry*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg: 201 pp.
- Johnsen S.J., 1977 - Stable isotope homogenization of polar firn and ice. *IAHS Publication*, 118: 210-219.
- Johnsen S.J., Dansgaard W. & White J.W.C. 1989 - The origin of Arctic precipitation under present and glacial conditions. *Tellus*, 41B: 452-468.
- Johnsen S.J., Dahl-Jensen D., Dansgaard W. & Gundestrup N., 1995 - Greenland paleotemperatures derived from GRIP bore hole temperature and ice core isotope profiles. *Tellus*, 47B: 624-629.
- Johnsen S.J., Dahl-Jensen D., Gundestrup N., Steffensen J.P., Clausen H.B., Miller H., Masson-Delmotte V., Sveinbjörnsdóttir A.E. & White., 2001 - Oxygen isotope and palaeotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp Century, Dye-3, GRIP, GISP2, Renland and NorthGRIP. *Journal of Quaternary Science*, 16 (4): 299-307.
- Jouzel J. & Merlivat L., 1984 - Deuterium and oxygen-18 in precipitation: modelling of the isotopic effects during snow formation. *Journal of Geophysical Research*, 89: 11749-11757.
- Jouzel J., Lorius C., Petit J.R., Genthon C., Barkov N.I., Kotlyakov V.M. & Petrov V.N., 1987 - Vostok ice core: a continuous isotope temperature record over the last climatic cycle (160,000 years). *Nature*, 329: 403-408.
- Jouzel J., Barkov N.I. Barnola J.M., Bender M., Chappellaz J., Genthon C., Kotlyakov V.M., Lipenkov V., Lorius C., Petit J.R., Raynaud D., Raisbeck G., Ritz C., Sowers T., Stievenard M., Yiou F. & Yiou P., 1993 - Extending the Vostok ice-core record of palaeoclimate to the penultimate glacial period. *Nature*, 364: 407-412.
- Jouzel J., Vaikmae R., Petit J.R., Martin M., Duclos Y., Stievenard M., Lorius C., Toots M., Mélières M.A., Burckle L.H., Barkov N.I. & Kotlyakov V.M., 1995 - The two-step shape and timing of the last deglaciation in Antarctica. *Climate Dynamics*, 11: 151-161.
- Jouzel J., Masson V., Cattani O., Falourd S., Stievenard M., Stenni B., Longinelli A., Johnsen S.J., Steffensen J.P., Petit J.R., Schwander J., Souchez R. & Barkov N.I., 2001 - A new 27 ky high resolution East Antarctic climate record. *Geophysical Research Letters*, 28: 3199-3202.
- Jouzel J., Vimeux F., Caillon N., Delaygue G., Hoffmann G., Masson-Delmotte V. & Parrenin F., 2003 - Magnitude of isotope/temperature scaling for interpretation of central

- Antarctic ice cores. *Journal of Geophysical Research*, 108, 4361 doi: 10.1029/2002JD002677.
- Krinner G. & Genthon C., 1998 - GCM simulations of the Last Glacial Maximum surface climate of Greenland and Antarctica. *Climate Dynamics*, 14: 741-758.
- Lorius C. & Merlivat L., 1977 - Distribution of mean surface stable isotope values in East Antarctica: observed changes with depth in the coastal area. *IAHS Publication*, 118: 127-137.
- Magand O., Frezzotti M., Pourchet M., Stenni B., Genoni L. & Fily M., (2004) - Climate variability along latitudinal and longitudinal transects in East Antarctica. *Annals of Glaciology*, 39, (in stampa).
- Masson-Delmotte V., Stenni B. & Jouzel J., 2004 - Common millennial-scale variability of Antarctic and southern ocean temperatures during the past 5000 years reconstructed from the EPICA Dome C ice core. *The Holocene*, 14 (2): 145-151.
- Merlivat L. & Jouzel J., 1979 - Global climatic interpretation of the deuterium-oxygen-18 relationship for precipitation. *Journal of Geophysical Research*, 84: 5029-5033.
- Morgan V.I., Wookey C.W., Li J., van Ommen T.D, Skinner W. & Fitzpatrick M.F., 1997 - Site information and initial results from deep ice drilling on Law Dome, Antarctica. *Journal of Glaciology*, 43 (143): 3-10.
- Mulvaney R., Rothlisberger R., Wolff E., Sommer S., Schwander J., Hutterli M. & Jouzel J., 2000 - The transition from the last glacial period in inland and near-coastal Antarctica. *Geophysical Research Letters*, 27: 2673-2676.
- Parrenin F., Jouzel J., Waelbroeck C., Ritz C. & J.-M. Barnola, 2001 - Dating the Vostok ice core by an inverse method. *Journal of Geophysical Research*, 106: 31837-31851.
- Paterson W.S.B., 1994 - *Physics of Glaciers*. 3<sup>rd</sup> ed. Pergamon Press, New York: 480 pp.
- Petit J.R., White J.W.C., Young N.W., Jouzel J. & Korotkevich Y.S., 1991 - Deuterium excess in recent Antarctic snow. *Journal of Geophysical Research*, 96: 5113-5122.
- Petit, J.-R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.-M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis G., Delaygue M., Delmotte V.M., Kotlyakov M., Legrand V., Lipenkov J., Lorius C., Pépin L., Ritz C., Salzman E. & Stievenard M., 1999 - Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 399: 429-436.
- Sachs J.P., Anderson R.F. & Lehman S.J., 2001 - Glacial surface temperatures of the Southeast Atlantic Ocean. *Science*, 293: 2077-2079.
- Steig E., Brook E.J., White J.W.C., Sucher C.M., Bender M., Lehman S.J., Morse D.L., Waddington E.D. & Clow G.D., 1998 - Synchronous climate changes in Antarctica and the North Atlantic. *Science*, 282: 92-95.
- Stenni B., Masson-Delmotte V., Johnsen S., Jouzel J., Longinelli A., Monnin E., Röthlisberger R. & Selmo E., 2001 - An oceanic cold reversal during the last deglaciation. *Science*, 293: 2074-2077.
- Stenni B., Jouzel J., Masson-Delmotte V., Röthlisberger R., Castellano E., Cattani O., Falourd S., Johnsen S.J., Longinelli A., Sachs J.P., Selmo E., Souchez R., Steffensen J.P. & Udisti R., 2003 - A late-glacial high resolution site and source temperature record derived from the EPICA Dome C isotope records (East Antarctica). *Earth and Planetary Science Letters*, 217 (1-2): 183-195.
- Taylor K.C., Hammer C.U., Alley R.B., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Gow A.J., Gundestrup N.S., Kipfstuhl J., Moore J.C. & Waddington E.D., 1993 - Electrical conductivity measurements from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature*, 366: 549-552.
- Vimeux F., Masson V., Jouzel J., Stievenard M. & Petit J.R., 1999 - Glacial-interglacial changes in ocean surface conditions in the Southern Hemisphere. *Nature*, 398: 410-413.
- Vimeux F., Cuffey K.M. & Jouzel J., 2002 - New insights into Southern Hemisphere temperature changes from Vostok ice cores using deuterium excess correction. *Earth and Planetary Science Letters*, 203: 829-843.
- Waelbroeck C., Labeyrie L., Michel E., Duplessy J.C., McManus J.F., Lambeck K., Balbon E. & Labracherie M., 2002 - Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Review*, 21: 295-305.
- Watanabe O., Jouzel J., Johnsen S., Parrenin F., Shoji H. & Yoshida N., 2003 - Homogeneous climate variability across East Antarctica over the past three glacial cycles. *Nature*, 422: 509-512.
- Werner M., Mikolajewicz U., Heimann M. & Hoffmann G., 2000 - Borehole versus isotope temperatures on Greenland: seasonality does matter. *Geophysical Research Letters*, 27 (5): 723-726.