



Università
Ca' Foscari
Venezia

Corso di Laurea
magistrale
in Scienze ambientali
LM-75

Tesi di Laurea

**Variazioni stagionali e inter-annuali della composizione isotopica
delle precipitazioni all'interno del Plateau Antartico**

Relatrice

Ch. Prof.ssa Barbara Stenni

Correlatore

Dr. Giuliano Dreossi

Dr. Mauro Masiol

Laureanda/o

Vittoria Posocco

Matricola 849995

Anno Accademico

2020 / 2021

ABSTRACT

I record isotopici delle perforazioni profonde in Antartide sono tra i principali proxy a nostra disposizione per la ricostruzione delle paleotemperature. In special modo il Plateau Antartico è considerato un'area strategica per i siti di carotaggio e ospiterà il progetto *Beyond Epica-Oldest Ice* che mira a ricostruire il clima degli ultimi 1.5 milioni di anni. Si rende necessario quindi migliorare la comprensione della relazione esistente fra la composizione isotopica delle precipitazioni e la temperatura. Per questa finalità vengono effettuate analisi isotopiche dei campioni giornalieri di precipitazioni raccolte su banchino e a terra presso la base italo-francese di Concordia, a cui verranno associati i rispettivi dati meteorologici, facendo un confronto delle variabilità stagionali ed inter-annuali delle precipitazioni all'interno del Plateau Antartico. In questo lavoro di tesi saranno analizzati più di 400 campioni risalenti all'anno 2017 a cui verranno aggiunti, per un confronto, i dati dei campioni precedenti dal 2008 al 2016.

Inoltre, verrà fatta una comparazione preliminare dei dati osservati con i dati isotopici simulati dai modelli generale di circolazione atmosferica ECHAM5-wiso e ECHAM6-wiso, che implementano la diagnostica per gli isotopi stabili di ossigeno e idrogeno nel ciclo idrologico.

Ciò che ci si aspetta è una miglior comprensione della relazione δ/T in Antartide e dei processi che la determinano, nonché una possibile validazione dei modelli GCM ai quali è stata applicata la diagnostica isotopica.

Sommario

1.	Introduzione.....	6
1.1	<i>Generalità e obiettivo.....</i>	6
1.2	<i>Progetto WHETSTONE</i>	10
2.	Area d'indagine	11
2.1	<i>Generalità Antartide.....</i>	11
2.2	<i>Sistema climatico nell'emisfero meridionale.....</i>	12
2.2.1	<i>Southern Annular Mode – SAM.....</i>	13
2.2.2	<i>El Niño-Southern Oscillation (ENSO).....</i>	15
2.3	<i>Caratteristiche metereologiche nel Plateau Antartico.....</i>	17
2.3.1	<i>Temperatura.....</i>	19
2.3.2	<i>Vento.....</i>	21
2.3.3	<i>Precipitazioni.....</i>	22
2.3.4	<i>Accumulo – Surface mass balance SMB.....</i>	25
2.4	<i>Proprietà cristallografiche delle precipitazioni – Classificazione semplificata.....</i>	27
3.	Isotopi stabili.....	30
3.1	<i>Generalità.....</i>	30
3.2	<i>Isotopi stabili della molecola d'acqua e notazioni.....</i>	30
3.3	<i>Frazionamenti isotopici nel ciclo idrologico.....</i>	32
3.4	<i>Fattori che influenzano la composizione isotopica.....</i>	35
3.5	<i>Meteoric water line: δD-$\delta^{18}O$.....</i>	36
3.6	<i>Eccesso di deuterio.....</i>	37
3.7	<i>Termometro isotopico: δ/T.....</i>	38
3.8	<i>Effetti post deposizionali.....</i>	41
4.	Modelli di circolazione generale	44
4.1	<i>Atmospheric General Circulation Model (AGCM).....</i>	44
4.1.1	<i>Climate Reanalysis: ERA5.....</i>	47
4.1.2	<i>ECHAM5-wiso.....</i>	48
4.1.3	<i>ECHAM6-wiso.....</i>	49
5.	Materiali e metodi.....	54
5.1	<i>Campionamento.....</i>	54
5.1.1	<i>Campionamento delle deposizioni su banchini.....</i>	54
5.1.2	<i>Campionamento delle deposizioni al suolo.....</i>	55
5.2	<i>Dati strumentali.....</i>	55
5.3	<i>Analisi isotopiche.....</i>	56
5.3.1	<i>Preparazione dei campioni e standard di laboratorio.....</i>	56
5.3.2	<i>Spettroscopia ad assorbimento laser - Cavity Ring Down Spectroscopy.....</i>	58
5.3.3	<i>Calibrazioni.....</i>	62
5.4	<i>Elaborazioni dati.....</i>	62
6.	Risultati e discussioni	64
6.1	<i>Precipitazioni 2017.....</i>	64
6.1.1	<i>Precipitazioni su banchino.....</i>	68

6.1.2	Precipitazioni al suolo	77
6.2	<i>Precipitazioni 2008-2017</i>	83
6.3	<i>Output ECHAM5-wiso</i>	90
6.4	<i>Output ECHAM6-wiso</i>	95
7.	Conclusioni	100
	Ringraziamenti	103
	Bibliografia	104
	Sitografia	114
	Appendice	115

1. Introduzione

1.1 Generalità e obiettivo

L'*Intergovernmental Panel of Climate Change* (IPCC) è la più autoritaria organizzazione che revisiona e redige report sui cambiamenti climatici e che ha permesso al mondo di guardare ad essi con maggiore consapevolezza. Fondato nel 1988 dall'azione congiunta della *World Meteorological Organization* (WMO) e del *United Nations Environment Programme* (UNEP), l'IPCC è un gruppo intergovernativo basato sul contributo volontario della comunità scientifica di 195 paesi, il cui scopo è quello di valutare "la rilevanza, la velocità e i possibili impatti ambientali e socio economici del cambiamento climatico e le possibili strategie realistiche di risposta" (IPCC).

Dai cinque rapporti pubblicati sino ad oggi si evidenzia, con un forte aumento del livello di confidenza (*extremely likely*, 95% di probabilità), che il riscaldamento globale, osservato dal 1950 ad oggi, è causato principalmente da fattori antropici, quali l'emissione di gas serra derivanti dall'utilizzo dei combustibili fossili (IPCC, 2014) (Marsh et al., 2013). In particolare, si è osservato un riscaldamento globale di +1°C (*likely range*, 0.8-1.2 °C) rispetto ai livelli preindustriali, con previsione dell'aumento di +1.5°C tra il 2030-2052 se il trend procederà al tasso attuale (*high confidence*) (IPCC, 2018). Gli effetti di tale innalzamento persisteranno per un periodo che va da secoli a millenni e continueranno a causare ulteriori cambiamenti a lungo termine nei sistemi terrestri; tuttavia, questi cambiamenti potranno essere contenuti se si limiterà il riscaldamento ad un picco massimo di 1.5°C rispetto alle previsioni di un innalzamento di 2°C (*high confidence*; IPCC, 2018).

Le attività umane, di fatto, hanno avuto un enorme impatto sul sistema climatico, andando ad alterare le forzanti esterne che agiscono sul sistema stesso (Myhre et al., 2013). In questo contesto viene rivolta particolare attenzione alla criosfera e agli oceani, *reservoir* d'acqua e motori energetici del pianeta Terra da cui l'intera popolazione ne dipende, direttamente o indirettamente.

Nell'ultimo report speciale sugli Oceani e sulla Criosfera dell'IPCC si evidenzia come "negli ultimi decenni il riscaldamento globale stia determinando una diffusa diminuzione della criosfera, con perdita di massa delle calotte e dei ghiacciai (*very high confidence*), una riduzione sia della copertura nevosa (*high confidence*) che dell'estensione del ghiaccio marino Artico (*very high confidence*) e un aumento della temperatura del permafrost (*very high confidence*)" (IPCC, 2019), con conseguente aumento del livello medio del mare (*very high confidence*).

Poiché oceani e criosfera hanno lunghi tempi di risposta ai cambiamenti climatici, che vanno da centinaia di anni a millenni, prevedere l'evoluzione futura di questi sistemi risulta assai difficile (IPCC, 2019). Ciò significa che nonostante le azioni atte per mitigare tali cambiamenti, le perturbazioni potrebbero perdurare nel tempo (Golledge et al., 2015).

Ciò che preoccupa maggiormente la comunità scientifica è la velocità con cui questi cambiamenti si stanno manifestando, passando da essere “previsti ma non osservabili in questo secolo” ad “osservabili” con un notevole aumento del livello di confidenza.

Nonostante il continente Antartico abbia visto variazioni di temperatura meno uniformi negli ultimi 30-50 anni rispetto all'emisfero settentrionale (Jones et al., 2016; Nicolas & Bromwich, 2014; Turner et al., 2016) e che vari studi abbiano dimostrato l'ampia variabilità climatica inter-annuale dell'emisfero australe, si è riscontrato un effettivo riscaldamento dell'Antartide Occidentale e della Penisola Antartica (Steig et al., 2013), che potrebbe portare ad ingenti modificazioni del sistema climatico e delle correnti oceaniche profonde.

Spesso i cambiamenti che interessano la criosfera e in particolare i ghiacciai sono usati come segno rappresentativo dell'attuale riscaldamento globale. Per poterne migliorare la comprensione e collocare la recente variabilità in un contesto più a lungo termine, e in particolar modo poter discriminare le variazioni climatiche naturali da quelle antropogeniche (Masson-Delmotte et al., 2013), si fa uso della paleoclimatologia, una branca della climatologia che permette, attraverso lo studio dei proxy, di ricostruire le temperature del passato. Il principio base su cui si fonda tale disciplina è la capacità di determinati archivi naturali, quali carote di ghiaccio, carote di sedimento marino, coralli, anelli degli alberi, speleotemi (Bradley, 1999), di registrare informazioni chimiche, fisiche e biologiche riguardanti le variazioni del passato ad una scala temporale variabile – da decenni a milioni di anni – e a diversa risoluzione (Stenni, 2003).

Per le aree polari, le carote di ghiaccio risultano essere il più completo archivio naturale. Grazie alla ricchezza di informazioni climatiche e ambientali conservate nel ghiaccio e nelle bolle d'aria racchiuse in esso (Jouzel & Masson-Delmotte, 2010), si possono ricostruire le composizioni atmosferiche del passato (CO_2 , CH_4 , N_2O), le paleotemperature e una moltitudine di altre variabili, ad una scala temporale che può raggiungere diversi cicli glaciali-interglaciali. In questo contesto, le perforazioni profonde in Antartide assumono maggiore rilievo. Grazie alle particolari condizioni climatiche del continente, che lo rendono un perfetto laboratorio a cielo aperto, sono stati identificati nel

Plateau orientale siti caratterizzati da basso accumulo che hanno fornito le più lunghe registrazioni continue da carote di ghiaccio recuperate finora, documentando gli ultimi quattro cicli glaciali-interglaciali (Vostok, 420 000 anni; Petit et al., 1999) e sette (Dome F, 720 000 anni; Uemura et al., 2018) e otto cicli climatici (EPICA Dome C, 800 000 anni; Jouzel et al., 2007).

Fattore chiave per le ricostruzioni paleoclimatiche, risulta essere la geochimica isotopica, disciplina “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” (Stenni, 2003).

L'utilizzo degli isotopi stabili dell'acqua come proxy della temperatura (principalmente $H_2^{16}O$, $H_2^{18}O$, $H_2^{17}O$, $HD^{16}O$) si basa sul presupposto che la loro distribuzione attuale nelle precipitazioni, solide o liquide, sia fortemente correlata ai parametri climatologici (Jouzel, 2014). Esiste cioè, una relazione fra la composizione isotopica dell’ossigeno ($\delta^{18}O$) e dell’idrogeno (δD) e la temperatura di condensazione delle precipitazioni (Dansgaard, 1964) che permette di stimare sia l’origine delle masse d’aria di un determinato evento, sia la temperatura alla quale questo è avvenuto.

Assumendo che questa correlazione spaziale rimanga valida nel tempo (Lorius & Merlivat, 1975), anche per diversi cicli climatici, è possibile, mediante l’analisi isotopica dei vari strati che compongono la carota di ghiaccio, ricostruire le temperature del passato; il cosiddetto “termometro isotopico”.

Da questa relazione empirica, tuttavia, nascono grandi fonti di incertezza nella comunità scientifica. Si è visto, infatti, come questa relazione spaziale possieda un significato locale, e quindi che possa cambiare geograficamente (Stenni, 2003) e che potrebbe non essere valida nel tempo (Jouzel, 2003, 2014; Schlosser et al., 2016). Infatti, oltre alla temperatura, vi sono altri fattori che possono influenzare la composizione isotopica delle precipitazioni, come l’origine delle masse d’aria (differenti condizioni climatiche nelle zone sorgenti), la stagionalità, il percorso seguito dalle masse d’aria umide (Jouzel et al., 2003; Noone et al., 1999; Schlosser, 1999; Sodemann et al., 2008; Sodemann & Stohl, 2009), l’estensione del ghiaccio marino e le attività cicloniche (Schlosser et al., 2017; Stenni, 2003). In aggiunta, altri fattori di incertezza sono da ricondursi a processi post-deposizionali (sublimazione, condensazione, metamorfismo), eventi che possono alterare la composizione isotopica iniziale della neve superficiale a causa di interazioni fra neve e atmosfera (Ma et al., 2020; Steen-Larsen et al., 2014). Nonostante esistano prove che testimonino lo scambio di vapore acqueo tra la neve superfi-

ciale e l'aria antartica (Casado et al., 2016; Ritter et al., 2016; Alexandra Touzeau et al., 2016), l'importanza di questo processo e le possibili implicazioni sulle carote di ghiaccio non è ancora stato quantificato (Stenni et al., 2016).

Alla luce di tali assunzioni e ricordando che è la precipitazione stessa a formare la carota di ghiaccio (Schlosser et al., 2016), diviene di fondamentale importanza, per una corretta interpretazione dei record paleoclimatici, una conoscenza approfondita dei processi atmosferici responsabili della precipitazione e delle forzanti che hanno agito su di essa.

Per poter comprendere al meglio il ciclo atmosferico dell'acqua e le interazioni di questo sul clima locale, negli ultimi due decenni sono state organizzate delle campagne, le "traverse" scientifiche (es. *International Trans-Antartic Scientific Expedition – ITASE*), che mediante l'acquisizione di dati (meteorologici, chimici, fisici) e la raccolta di svariati campioni di precipitazioni, nevato e neve superficiale (Stenni, 2020), hanno permesso di ottenere una panoramica della variabilità climatica e della composizione isotopica in Antartide; da cui sono stati ricavati in seguito dei gradienti spaziali $\delta^{18}\text{O}/T$ (Masson-Delmotte et al., 2008).

Poiché si è dimostrato che i gradienti spaziali (sensitività della relazione δ/T nello spazio) possono non corrispondere ai gradienti temporali (sensitività della relazione δ/T nel tempo) è necessario indagare più a fondo questa variabilità (Pang et al., 2019). A tal fine, presso la stazione Italo-francese di Concordia a Dome C nel Plateau Antartico orientale (75°06'S 123°21'E, 3233 m s.l.m.) è stato istituito un progetto di monitoraggio continuo che opera dal 2008, il cui scopo è quello di raccogliere campioni di precipitazioni giornaliere, a lungo termine, che permettano una migliore comprensione della relazione δ/T in Antartide.

Obiettivo di questo lavoro di tesi è la trattazione e la definizione della variabilità temporale, a scala stagionale ed inter-annuale, della composizione isotopica dell'ossigeno e dell'idrogeno delle precipitazioni all'interno del Plateau Antartico (Dome C). Verranno analizzati più di 400 campioni risalenti all'anno 2017 a cui andranno a sommarsi, per un confronto, i dati dei campioni precedenti dal 2008 al 2016.

Inoltre, verrà fatta una comparazione preliminare dei dati osservati con i dati isotopici simulati dai *General Circulation Models* (GCM), ECHAM5-wiso (Werner et al., 2011) e ECHAM6-wiso (Cauquoin et al., 2019), che implementano la diagnostica per gli isotopi stabili di ossigeno e idrogeno nel ciclo idrologico.

Ciò che ci si aspetta è una miglior comprensione della relazione δ/T e dei processi che la determinano, nonché una possibile validazione dei modelli GCM ai quali è stata applicata la diagnostica isotopica.

1.2 Progetto WHETSTONE

Le precipitazioni antartiche vengono studiate principalmente per due motivi. Primo, le precipitazioni sono la prima fonte di accumulo in Antartide (e quindi influiscono direttamente sul bilancio di massa); secondo, uno studio approfondito ne permetterebbe di calibrare il termometro isotopico (Schlosser et al., 2016). Nonostante le precipitazioni siano studiate da quasi mezzo secolo, continuano a rimanere aperti grandi quesiti e cosa determini esattamente la composizione isotopica delle precipitazioni non è ancora del tutto chiaro (Casado et al., 2018).

Il progetto WHETSTONE, finanziato dal Programma Nazionale di ricerche in Antartide (PNRA), è un programma multidisciplinare che mira a colmare le conoscenze sui fenomeni di precipitazione per il sito di carotaggio Dome C, un'area strategica situata nel Plateau Antartico a 3233 m s.l.m., che ospiterà, a circa 40 km di distanza, il progetto *Beyond Epica-Oldest Ice* il cui obiettivo è il raggiungimento di una perforazione profonda che vada a coprire 1.5 milioni di anni.

WHETSTONE mira ad approfondire le conoscenze che si hanno sul legame che si instaura tra isotopi stabili dell'ossigeno e dell'idrogeno della molecola d'acqua e la temperatura nelle precipitazioni, nonché a caratterizzare le condizioni microfisiche a Dome C al manifestarsi di eventi sinottici. Mediante un approccio multi disciplinare, tale progetto si propone di effettuare analisi isotopiche dei campioni giornalieri di precipitazioni e campioni al suolo, quantificare l'accumulo, assimilare dati meteorologici (AWS) e profili in atmosfera (LIDAR, radiosondaggi) ed effettuare valutazioni modellistiche (retro-traiettorie). Inoltre, mediante la collaborazione con il gruppo di ricerca francese attivo a Concordia, saranno valutati i processi post-deposizionali attraverso misurazioni isotopiche del vapore acqueo e della neve superficiale.

2. Area d'indagine

2.1 Generalità Antartide

Con un'elevazione superficiale media di 2200 m (Turner et al., 2009) e un accumulo medio annuo di 25 mm equivalenti, l'Antartide è il continente più alto e arido della Terra (Genthon et al., 2016). L'area geografica che ne delimita i suoi confini è identificata con la convergenza antartica, fascia di mare situata fra 48-61°S, dove le acque fredde incontrano quelle calde provenienti dalle regioni sub-antartiche o temperate; al di sotto del sessantesimo parallelo sud si trova invece il continente antartico (fig.2.1).

La calotta glaciale, caratterizzata da tre diverse zone morfologiche, giace sul lato orientale su un substrato roccioso (calotta continentale) e dal lato occidentale su di un arcipelago (calotta di tipo marino), separate dalla catena montuosa Transantartica che si estende per 3500 km dalla Terra Vittoria alla Terra di Coats; dall'Antartide orientale si dirama la Penisola Antartica, unica appendice del continente che raggiunge la latitudine 63°S in direzione nord.

La calotta glaciale ricopre l'intero continente per il 97.6% e, con un'estensione di 13.9 km² di ghiaccio, risulta essere il più grande complesso glaciale della Terra conservando l'80% dell'acqua dolce del pianeta (Turner et al., 2009).

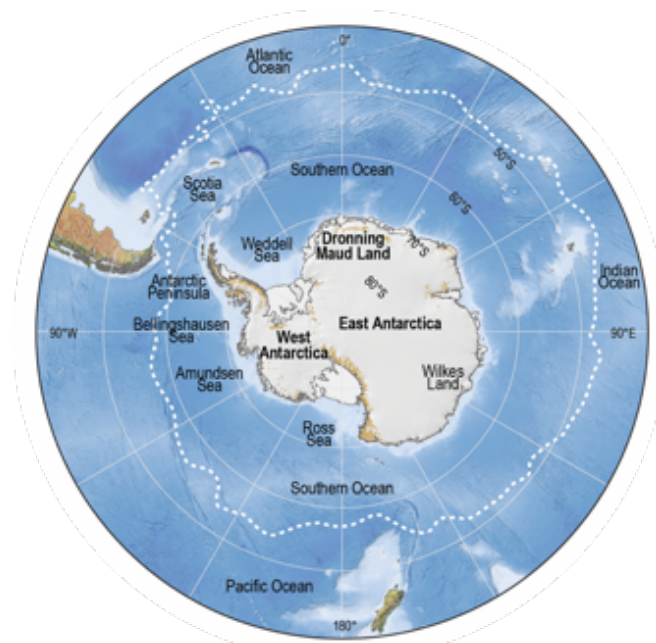


Fig. 2.1. Il continente Antartico.

In linea tratteggiata viene indicata la convergenza antartica che ne delimita i suoi confini. Da IPCC (2007).

Presenta temperature medie annue di -50°C (Polo Sud), con un record di -89.2°C registrato a Vostok (3500 m s.l.m); nelle regioni costiere si riscontrano trend differenti, a causa della presenza del mare

e della minor altitudine, dove nei mesi più caldi le temperature possono superare 0°C. I venti catabatici, che si originano dall'interno del continente e si dirigono verso la costa, hanno velocità comprese fra i 27-55 ms⁻¹ con massimi di 83 ms⁻¹.

2.2 Sistema climatico nell'emisfero meridionale

A causa delle strette relazioni intercorrenti tra calotta glaciale, ghiaccio marino ed oceano e tra calotta glaciale ed atmosfera, l'Antartide gioca un ruolo fondamentale nella circolazione oceanica e nel sistema climatico globale.

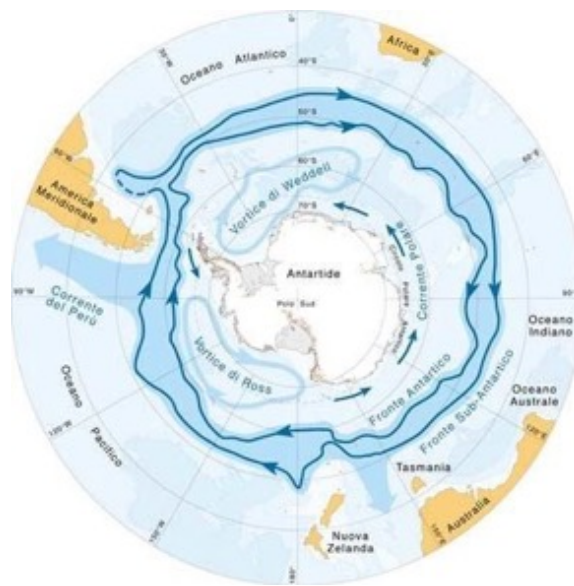


Fig. 2.2. Esempificazione della corrente circumpolare antartica (oraria) e della corrente polare (antioraria). Da www.mna.it

Nell'oceano australe, dove Atlantico, Pacifico e oceano Indiano s'incontrano, insorge la Corrente Circumpolare Antartica (fig. 2.2), il più grande trasporto d'acqua esistente sulla Terra, governato dall'azione dei forti venti occidentali (W-E) e dalla batimetria del luogo. Questo flusso permette lo scambio di energia, sali e nutrienti fra i bacini oceanici presenti fra la zona del fronte antartico e sub-antartico e, interagendo con la corrente Polare, mediata dai venti orientali, mantiene attivo il sistema di vortici orari delle regioni dei mari di Weddel (*Weddell Gyre*) e di Ross (*Ross Gyre*), da cui si originano i più rilevanti processi di diffusione delle acque fredde e profonde che fluiscono verso nord sino all'Atlantico e Pacifico settentrionale (fig. 2.3).

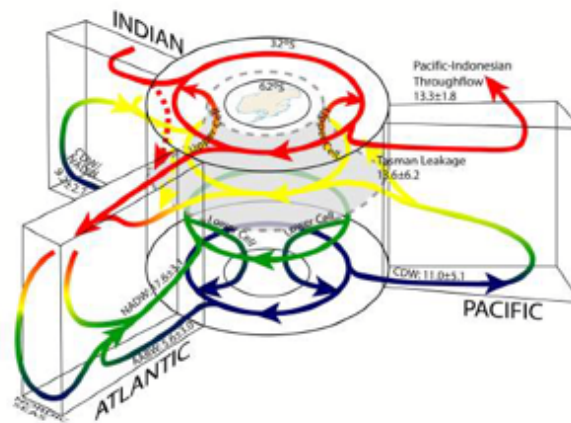


Fig. 2.3 Modello della circolazione oceanica globale; NADW = Acque profonde del Nord Atlantico; CDW = Acque profonde della Circumpolare; AABW = Acque profonde Antartiche. Le unità sono in Sverdrups ($1 \text{ Sv} = 10^6 \times \text{m}^3$ di acqua al secondo). Le due celle di *overturning* primarie sono la cella superiore (rossa e gialla) e la cella inferiore (blu, verde, gialla). L'acqua di fondo della cella inferiore (blu) sgorga e si unisce all'acqua profonda (verde o gialla) che scorre verso sud, che si collega con la cella superiore (gialla e rossa). Ciò dimostra il collegamento globale tra la convezione dell'Oceano Antartico e la formazione delle acque profonde e dei processi convettivi nell'emisfero settentrionale. Da Turner et al. (2009)

L'assenza di terre emerse che possano esercitare un blocco al flusso della Corrente Circumpolare Antartica, permette l'instaurarsi di teleconnessioni a diverse scale temporali. I principali modi di variabilità climatica inter-annuale della Terra e dell'emisfero meridionale sono identificati con il *Southern Annular Mode* (SAM) e con *El Niño-Southern Oscillation* (ENSO) che verranno spiegati brevemente di seguito.

2.2.1 Southern Annular Mode – SAM

L'oscillazione Antartica (*Antarctic Oscillation AAO*) o *Southern Annular Mode* (SAM) è la principale modalità di variabilità atmosferica della circolazione extra tropicale dell'emisfero meridionale, ovvero un periodico aumento (o diminuzione) del vortice circumpolare che determina scambi termici tra l'oceano e il continente antartico (Marshall, 2003), contribuendo con una percentuale significativa (ca. 35%; Turner et al., 2009), alla variabilità del clima dell'emisfero australe a molte scale temporali (Baldwin, 2001; Kidson, 1999).

Essenzialmente è una variazione simmetrica zonale o anulare che si presenta con delle anomalie sincrone di segno opposto tra l'Antartide e le medie latitudini (Marshall, 2003); cioè, quando le pressioni atmosferiche in Antartide sono inferiori a quelle delle medie latitudini, il SAM si dice essere "in fase positiva" e la fascia dei venti occidentali che circonda l'Antartide, spinge la corrente circumpolare antartica ad intensificarsi e a contrarsi verso il continente, mentre se è in fase negativa, le pressioni saranno superiori e la fascia dei venti si sposterà verso l'equatore. La conseguenza diretta è

che ad una fase positiva (negativa) corrisponde un raffreddamento (riscaldamento) del continente, ad eccezione della penisola antartica che mostra un riscaldamento (Schlosser et al., 2016) (fig. 2.4).

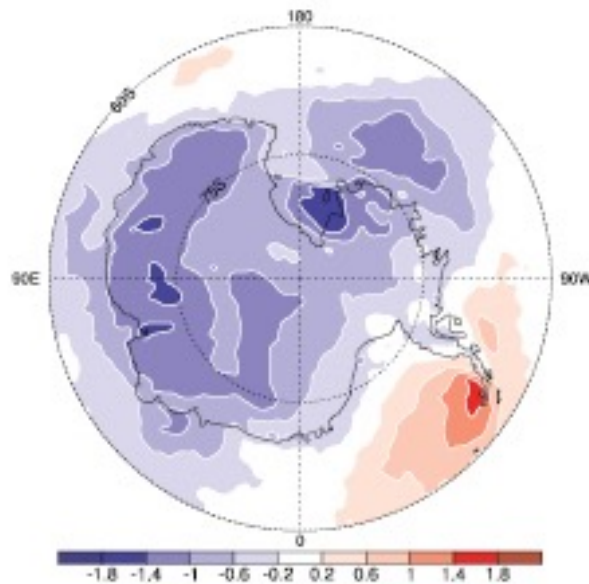


Fig. 2.4. Variazioni della temperatura superficiale del continente antartico causate dal SAM dal 1982 al 2004 (circa -1°C per l'Antartide orientale e $+0.7^{\circ}\text{C}$ per la Penisola antartica). Da IPCC (2007).

Attualmente l'indice SAM si mostra in prevalenza in una fase positiva, specialmente in estate e autunno, che perdura dagli anni '60, (Marshall, 2003) (fig. 2.5). Gli effetti di questo trend positivo si manifestano con un rafforzamento dei venti circumpolari occidentali (Marshall, 2002) che hanno conseguenza diretta sia sulle temperature, causando un riscaldamento della penisola Antartica e un raffreddamento del restante continente (Turner et al., 2009), sia sul contributo delle precipitazioni antartiche, riflettendosi quindi sui livelli isotopici ($\delta^{18}\text{O}$) della neve (Noone & Simmonds, 2002) e sui pattern di variabilità spaziale (Genthon & Cosme, 2003).

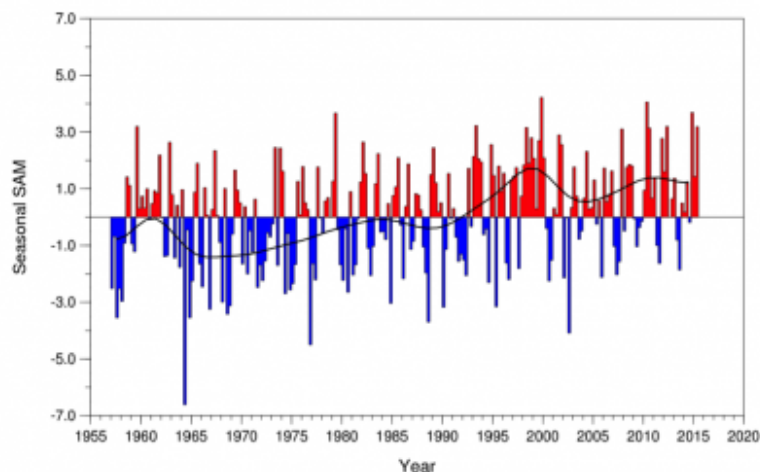


Fig. 2.5. Valori stagionali dell'indice SAM calcolati dai dati di MSLP (Mean Sea Level Pressure) aggiornati da Marshall (2018). La linea nera mostra il trend di variazione decennale. Da <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/marshall-southern-annular-mode-sam-index-station-based>.

2.2.2 El Niño-Southern Oscillation (ENSO)

Con il termine *El Niño-Southern Oscillation* o ENSO si intende una teleconnessione atmosferica accoppiata atmosfera-oceano caratterizzata da una componente oceanica (*El Niño* e *La Niña*) e una componente atmosferica (oscillazione meridionale). El Niño e La Niña sono oscillazioni, che si verificano con cadenze cicliche di 3-7 anni, delle temperature dell'Oceano Pacifico Centro-Meridionale e Orientale, caratterizzate da una fase calda (El Niño; temperature superficiali del mare sopra la media) e una fase fredda (La Niña; temperature superficiali del mare sotto la media) la cui controparte atmosferica comporta cambiamenti negli alisei, nella circolazione tropicale e nelle precipitazioni.

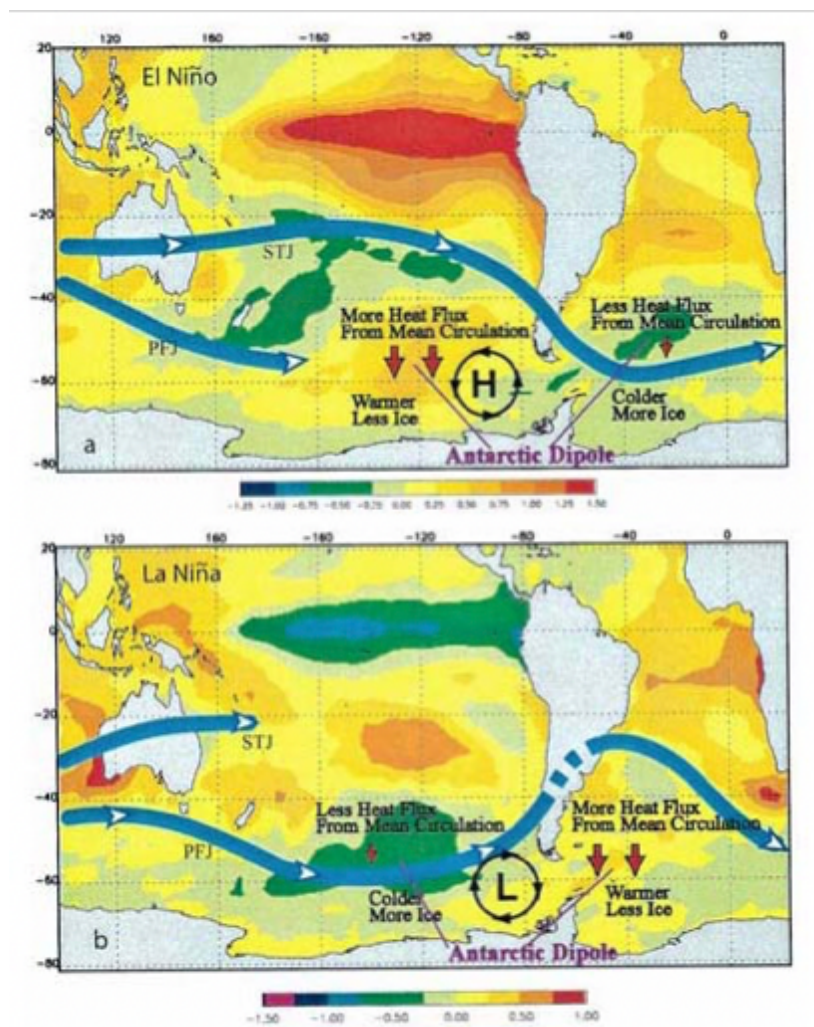


Fig. 2.6. Temperature superficiali del mare ($^{\circ}\text{C}$) per (sopra) le condizioni di El Niño e (sotto) La Niña. Vengono mostrate (freccie blu) le correnti a getto subtropicali (STJ) e polari (PFJ); i centri anomali persistenti di alta e bassa pressione e i flussi di calore (Yuan, 2004).

Sebbene l'ENSO sia un modo di variabilità tropicale, l'influenza sulla temperatura regionale e sul ciclo idrologico si estende fino alle medie latitudini (Brönnimann et al., 2007; Cole & Cook, 1998; Gouirand & Moron, 2003; Kiladis & Diaz, 1989; Mariotti et al., 2005; Moron & Ward, 1998) e al

dominio antartico come dimostrato da vari studi (Jones et al., 2016; Mayewski et al., 2017; Roberts et al., 2015); rendendo il clima dell'emisfero australe fortemente influenzato da queste due teleconnessioni (fig. 2.6).

In letteratura generalmente si parla dell'influenza dell'ENSO sul SAM (Cai et al., 2011; Carvalho et al., 2005; Fogt & Bromwich, 2006; L'Heureux & Thompson, 2006; Ribera & Mann, 2003; Yu et al., 2015); tuttavia, nonostante le evidenze, a causa dei pochi dati strumentali si sa molto poco sulla variabilità temporale della relazione ENSO-SAM (Dätwyler et al., 2020).

In linea generale si può però affermare che esiste una correlazione negativa che sorge quando ad un cambiamento dell'ENSO, verso condizioni tipiche di El Niño (La Niña), corrisponde uno spostamento del SAM verso una fase negativa (positiva) (Jones et al., 2009).

In figura 2.7 viene riportata la correlazione riscontrata nel millennio 1000-2005 da Dätwyler et al. (2020), dove si osserva una tendenza verso correlazioni sempre più negative, con un picco nel XIX e nel XX secolo; inoltre, sempre in Dätwyler et al. (2020), gli autori riportano che a forti correlazioni negative sono associate forti anomalie positive (negative) nell'Oscillazione Interdecadale del Pacifico (IPO) e nell'Amundsen Sea Low (ASL) durante i periodi in cui gli indici SAM ed ENSO sono di segno opposto (uguale).

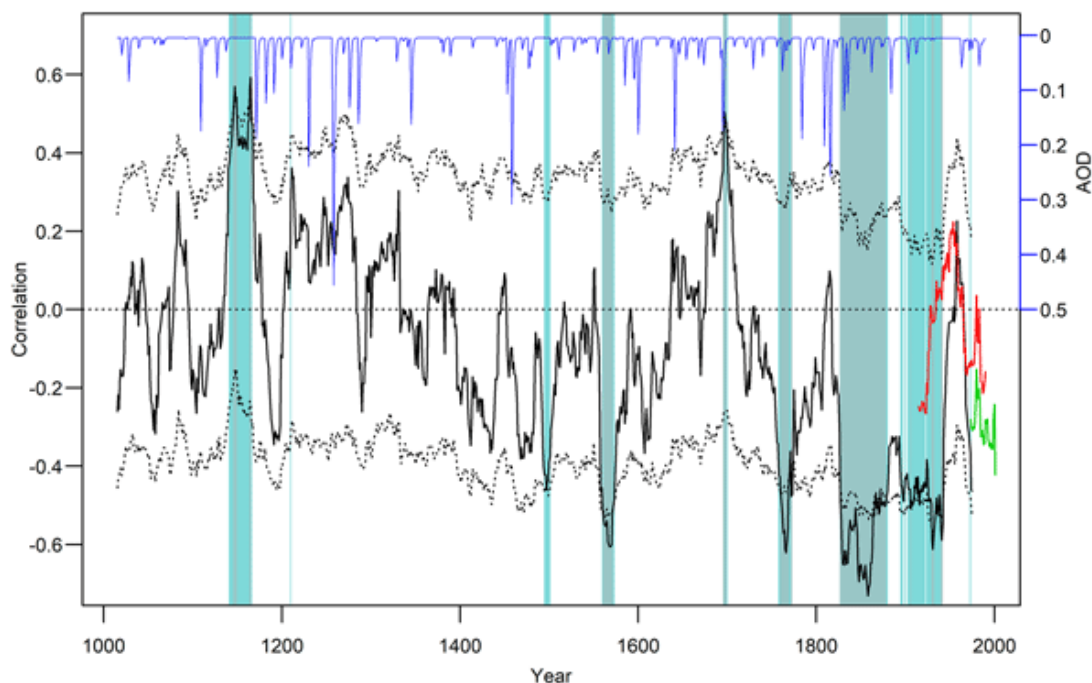


Fig. 2.7. 31 anni di correlazioni consecutive tra ricostruzioni di dati osservati (nero) ENSO e SAM e indici strumentali (rosso: indici ENSO (Niño3.4) e Fogt SAM; verde: indici ENSO e Marshall SAM). I valori che eccedono la soglia di confidenza del 95% sono ombreggiati con colore grigio (valori che superano l'intervallo di confidenza; linee tratteggiate nere) e ciano ($p < 0,05$). La forzante vulcanica è mostrata in blu. Da Dätwyler et al. (2020).

Sebbene le serie temporali - relativamente brevi – disponibili delle osservazioni meteorologiche antartiche e delle analisi atmosferiche suggeriscano che le condizioni atmosferiche e oceaniche tropicali influenzino sia il clima che la circolazione oceanica antartica, bisogna prendere in considerazione che tali teleconnessioni variano nel tempo e sono piuttosto non lineari, rendendole non così robuste come nell'emisfero settentrionale (Turner et al., 2009).

2.3 Caratteristiche meteorologiche nel Plateau Antartico

L'Antartide orientale o Plateau Antartico è la zona più estesa della calotta continentale, metà della superficie si trova al di sopra di 2250 m s.l.m. (Genthon et al., 2010), con temperature medie annue di -30°C ed un accumulo inferiore a $80 \text{ mm w.e. yr}^{-1}$ (*water equivalent*).

Là dove si trovano i duomi del continente, dove il ghiaccio è poco disturbato, i movimenti sono per lo più verticali, l'accumulo è basso e vi è l'assenza di venti catabatici, le zone di duomo sono identificate come buoni siti di carotaggio per le perforazioni profonde (fig. 2.8).

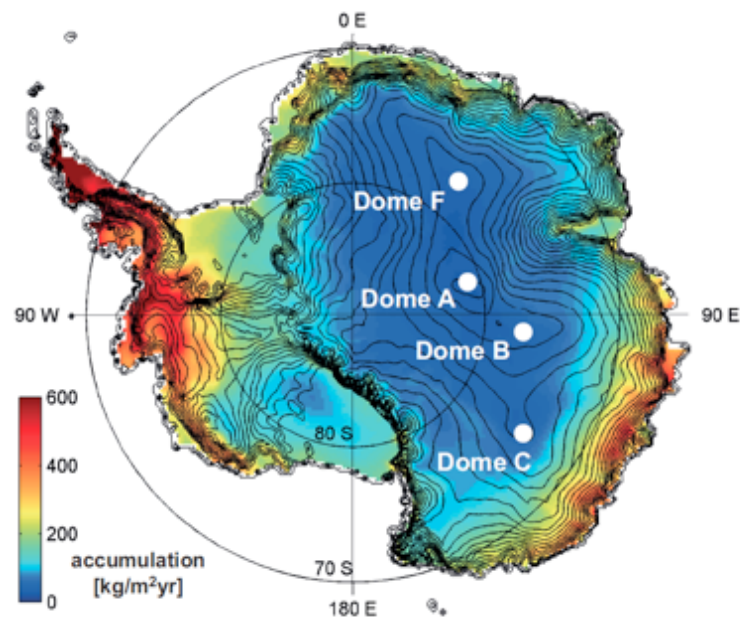


Fig. 2.8. Tasso di accumulo superficiale; i punti bianchi indicano i principali duomi e i possibili siti di carotaggio per il progetto Beyond Epica-Oldest Ice.
Da Fischer et al. (2013)

Di nostro interesse è la base Concordia ($75^{\circ}06'06'' \text{ S}$, $123^{\circ}23'43'' \text{ E}$), stazione permanente italo-francese situata in uno dei maggiori duomi dell'Antartide Orientale, Dome C (3233 m s.l.m.), dove è stata prelevata la carota di EPICA (*European Project for Ice Coring in Antarctica*) che ha permesso la ricostruzione degli ultimi 8 cicli climatici (800 000 anni; Jouzel et al., 2007) e che ospiterà, a circa 40 km

di distanza, nel sito denominato *Little Dome C*, il progetto *Beyond Epica – Oldest Ice* che mira a ottenere un record climatico di 1.5 milioni di anni (Fischer et al., 2013).

Dome C è un massimo topografico situato a 950-1010 km dalla costa (fig. 2.9), caratterizzato da pendenze locali che non superano lo 0.1% (Genthon et al., 2016); l'area che va dal duomo di Dome C verso la costa è caratterizzata da diverse forme deposizionali, quali creste e dune, formate dalla neve trasportata dal vento (Frezzotti et al., 2002) e dall'interazione tra calotta e venti catabatici.

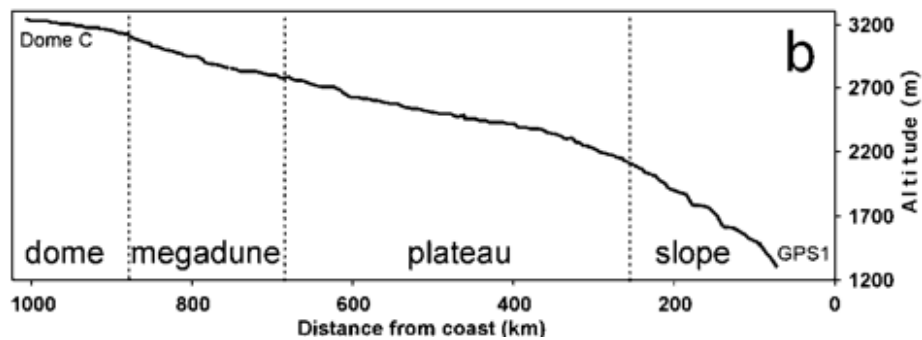


Fig. 2.9. Profilo topografico dalla costa verso l'entroterra (Baia di Terra Nova – Dome C, traversa ITASE).
Da Proposito et al. (2002)

Il clima, con una temperatura media locale di -54.3°C (temperatura registrata a 10 m di profondità nel nevato) e un accumulo medio di $27 \text{ mm w.e. yr}^{-1}$ (Casado et al., 2018), è caratterizzato da un'influenza costiera di tipo sinottico che porta a condizioni relativamente calde, nuvolose e ventose ma più di frequente da condizioni fredde, limpide e calme tipiche di Dome C (Genthon et al., 2010). Le basse velocità del vento (circa 3 ms^{-1}) combinate con strati limite stabili e una ridotta rugosità superficiale, determinano una bassa turbolenza atmosferica, sebbene sia stata osservata una debole convezione durante l'estate (Argentini et al., 2005).

Coordinate	Elevazione	Temperatura me-	Temperatura 10m	Accumulo	Velocità media
Dome C	(m s.l.m.)	dia AWS ($^{\circ}\text{C}$)	nevato	(mm w.e yr^{-1})	vento
($^{\circ}$)			($^{\circ}\text{C}$)		(ms^{-1})
$75^{\circ}06'S, 123^{\circ}23'4 \text{ E}$	3233	-52.4	-54.3	27	3.3

Tab. 2.1. Caratteristiche meteorologiche a Dome C

In tabella 2.1 vengono riassunte le principali caratteristiche meteorologiche di Dome C, che verranno spiegate nel dettaglio di seguito (Casado et al., 2018; Genthon et al., 2016; Touzeau et al., 2016).

2.3.1 Temperatura

Le basse temperature tipiche del Plateau Antartico sono connesse principalmente a due fattori: la posizione geografica, che ne delimita la radiazione solare incidente, e l'altitudine, direttamente correlata con il diminuire della temperatura con la quota (fig. 2.10).

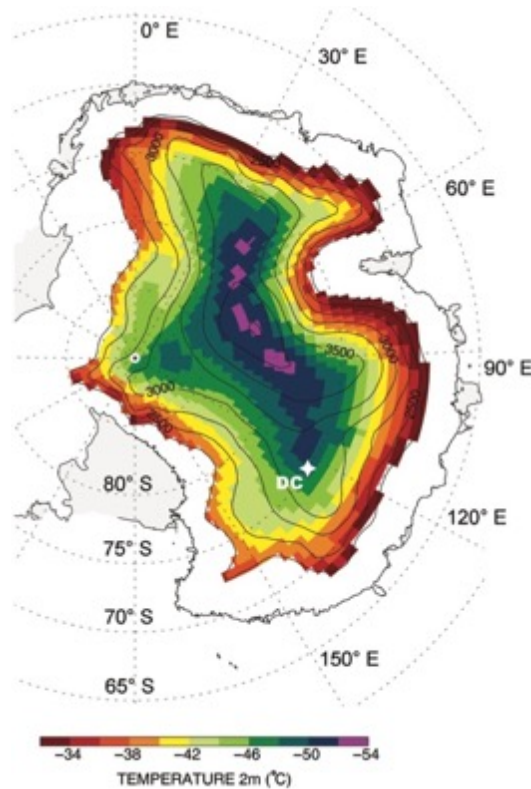


Fig. 2.10. Medie annuali (1979-2012) delle temperature a 2m di altezza (dati ricavati da ERA-Interim) per aree con elevazione maggiore di 2250m; gli intervalli delle isolinee sono di 200m. La stella bianca indica il sito di Dome C. Da Genthon et al. (2016)

A tali quote, gran parte della radiazione solare incidente viene riflessa in atmosfera per effetto dell'albedo, determinando una perdita di calore superficiale e un raffreddamento radiativo dello strato d'aria posto vicino alla superficie. Conseguenza diretta di tale fenomeno è l'instaurarsi di un'inversione termica (fig. 2.11), ovvero l'inversione del profilo della temperatura con la quota, definito, da Connolley (1996), come la differenza fra la temperatura massima della troposfera e quella dell'aria ad un'altezza standard (es. 1.5 m).

In passato, a causa delle difficoltà delle misurazioni in campo, sono stati elaborati dei metodi per ricavare la temperatura di inversione mediante la misurazione di altre variabili (Jouzel & Merlivat, 1984; Phillpot & Zillman, 1970).

Con il presupposto che la temperatura d'inversione T_i rappresenti, in buona approssimazione, la temperatura di condensazione T_c e che questa sia linearmente correlata alla temperatura al suolo T_s , è possibile, secondo la seguente equazione (Jouzel & Merlivat, 1984), dedurre T_i conoscendo solamente la variabile T_s :

$$T_i = 0.67T_s - 1.2$$

Al giorno d'oggi la disponibilità della strumentazione per le analisi atmosferiche non è più così limitata, tuttavia, a causa delle condizioni estreme del clima antartico, l'utilizzo di questa relazione permane.

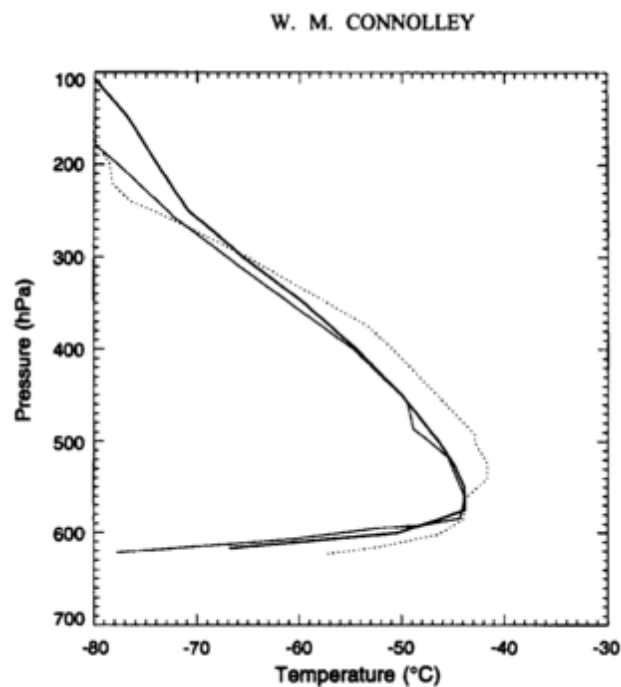


Fig. 2.11. Profilo di temperatura registrato a Vostok a Luglio 1989. Con la linea spessa vengono indicate le medie; con la linea fina il massimo (linea) e minimo (tratteggio) dell'intensità dello strato d'inversione
Da Connolley (1996)

Lo strato limite planetario (*Atmospheric boundary layer* - ABL) a Concordia è caratterizzato da una persistente e forte inversione termica che tende a sparire solamente d'estate, nelle ore di massima incidenza, a causa di un mix convettivo (Genthon et al., 2010). Durante il periodo invernale, caratterizzato da un'assenza di irraggiamento, l'inversione termica risulta essere massima, con oscillazioni di temperatura, fra il mese più caldo e quello più freddo che possono raggiungere fino 25°C. Nel periodo 2008-2010, ad esempio, la variabilità stagionale della temperatura dello strato di inversione a Dome C è stata di 15°C, passando da una media di -40°C in inverno a una media di -25°C in estate (Stenni et al., 2016).

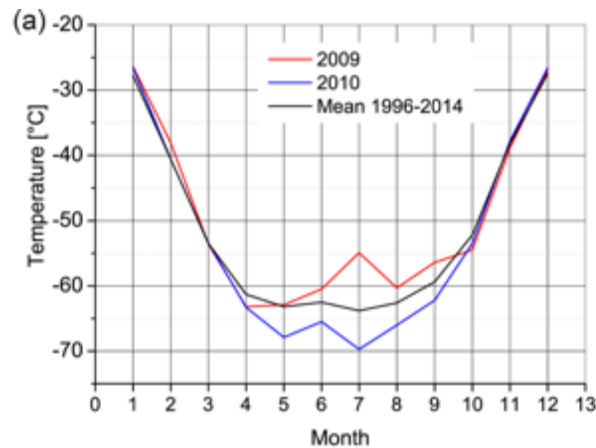


Fig. 2.12. Temperature medie mensili T_{2m} (da AWS) per il 2009 e il 2010 a Dome C
Da Schlosser et al. (2016)

In figura 2.12 viene invece riportato l'andamento tipico delle temperature medie mensili misurate a 2 m di quota (T_{2m}) come derivate dalla stazione meteorologica di Dome C. Questo andamento è caratterizzato da un breve periodo estivo e un lungo periodo invernale con temperature basse molto costanti, senza un minimo ben distinto. Quest'andamento, definito come *coreless winter* (van Loon, 1967), è causato dalla combinazione dell'equilibrio tra la radiazione superficiale e dall'intrusione di correnti d'aria calda. Durante le prime ore della notte polare, grazie alla mancanza di radiazioni a onda corta, viene raggiunto un equilibrio tra il *downwelling* e *upwelling* delle radiazioni a onda lunga; in aggiunta, con l'avvezione di aria relativamente calda proveniente dalle latitudini inferiori si riduce ulteriormente la possibilità di una diminuzione delle temperature garantendo dei trend relativamente costanti da maggio ad agosto che caratterizzano, appunto, il *coreless winter* (King & Turner, 1997).

2.3.2 Vento

Mentre le temperature superficiali riflettono le variazioni di elevazione, i venti superficiali divergono dalla sommità delle creste e dei duomi a causa del flusso gravitazionale – catabatico - che si forma sui pendii circostanti (Parish & Bromwich, 1991). Alle quote elevate, caratterizzate da un forte strato di inversione termica, si originano infatti i cosiddetti venti catabatici, che a causa delle considerevoli differenze di pressione, scendono per gravità lungo i pendii in direzione delle coste. Questo fa sì che, nelle zone interne del continente, l'atmosfera sia stabile e stratificata, con venti deboli che raramente superano i $4-5 \text{ ms}^{-1}$.

Tuttavia, nonostante non si trovi alcuna influenza catabatica (Frezzotti et al., 2002), Dome C risulta essere il sito con la più alta costanza nella direzione del vento (Wendler & Kodama, 1984) rispetto al Plateau Antartico.

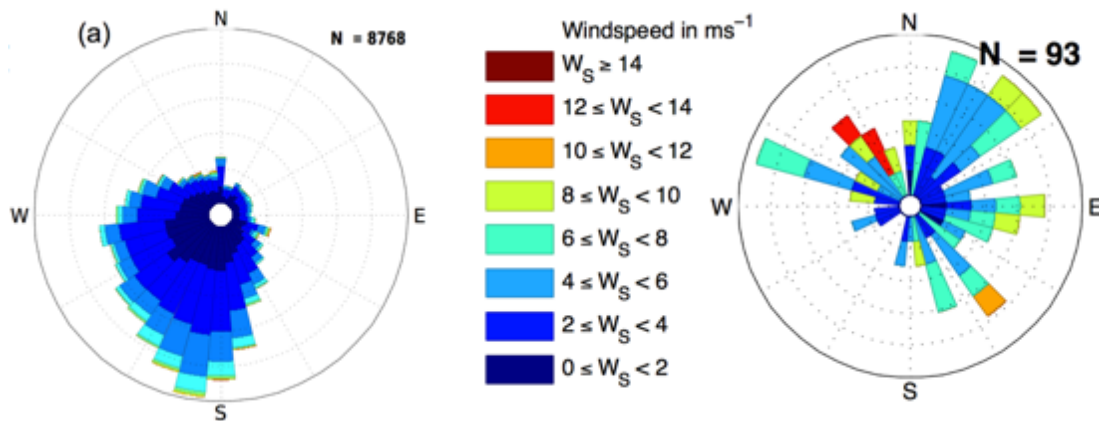


Fig. 2.13. A sinistra: velocità e direzione del vento osservata a Dome C (dati AWS). A destra: velocità e direzione del vento osservata per eventi di precipitazione (dati AMPS)
Da Schlosser et al. (2017)

Come si vede in figura 2.13, le direzioni convergono preferenzialmente dal settore S-W e ciò può essere spiegato dalla distribuzione della pressione media atmosferica con la prevalenza di un anticiclone sopra il continente che, in media, porta i venti a Dome C approssimativamente da ovest a sud (Schlosser et al., 2017). La direzione risulta invece molto più variabile alle velocità del vento più elevate (maggiori di 10 ms^{-1}), il che dimostra che le condizioni meteorologiche anticicloniche prevalenti sono molto disturbate.

Durante gli eventi di precipitazione, invece, le direzioni del vento non sono concordi a quanto appena detto, ma mostrano una direzione preferenziale da N-NW a NW, con nessun caso proveniente da SW (fig. 2.13) (Schlosser et al., 2017).

2.3.3 Precipitazioni

Dome C, situato lontano dal percorso di distillazione, presenta quantità di precipitazioni inferiori a 25 mm equivalenti l'anno e le condizioni per le quali queste avvengono sono molto differenti da quelle delle aree costiere. La distribuzione spaziale delle precipitazioni, in generale, risulta essere correlata a quella della topografia, diminuendo con la distanza dalla costa, dalle fonti di umidità e con l'abbassamento della temperatura e dove il flusso del vento superficiale diverge implicando una subsidenza dell'aria secca dall'alto, ovvero sulla sommità di creste e duomi (fig. 2.14) (Genthon et al., 2016).

L'intenso freddo antartico determina un basso tasso di umidità in atmosfera e di conseguenza scarse precipitazioni, tuttavia, a causa della presenza di un'elevata umidità relativa (70% circa in media) l'atmosfera sopra il Plateau Antartico risulta essere satura o sovrasatura d'umidità rispetto al ghiaccio. Questa condizione fa sì che le masse d'aria sature subiscano un raffreddamento radiativo con conseguente formazione di cristalli di ghiaccio, il *diamond dust*, che precipitano al suolo in condizioni di cielo sereno (*Clear sky precipitation*).

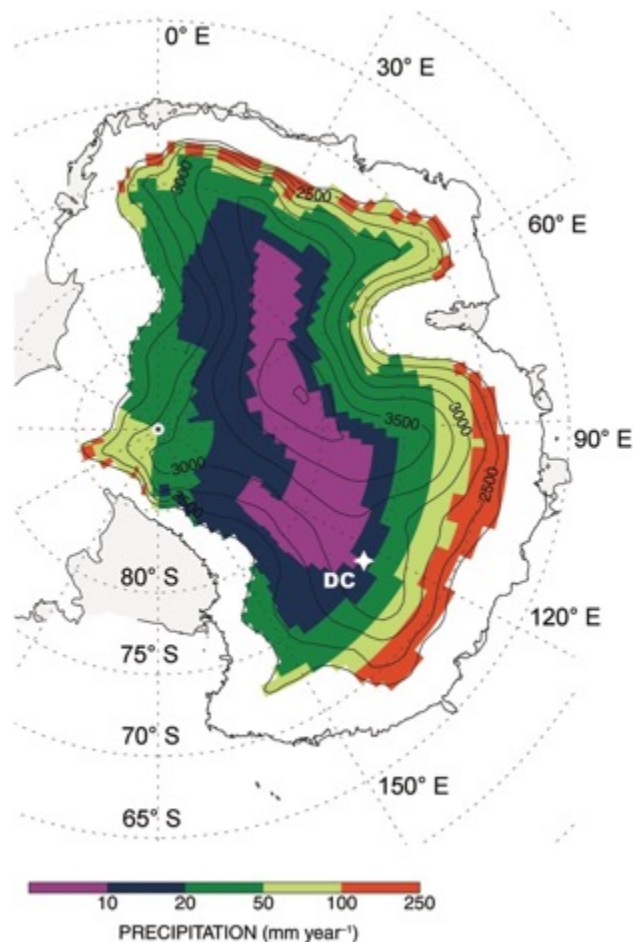


Fig. 2.14. Medie annuali (1979-2012) delle precipitazioni (dati ricavati da ERA-Interim) per aree con elevazione maggiore di 2250m; gli intervalli delle isolinee sono di 200m. La stella bianca indica il sito di Dome C.
Da Genthon et al. (2016)

Nonostante il *diamond dust* sia la frazione più frequente delle precipitazioni, sono gli eventi di *snowfall*, la precipitazione vera e propria, che sono il fattore determinante dell'accumulo. Infatti, è stato ampiamente dimostrato che pochi eventi all'anno possono spiegare più della metà della precipitazione totale annua (Braaten, 2000; Fujita & Abe, 2006; Gorodetskaya et al., 2013; Reijmer & Van Den Broeke, 2003; Schlosser et al., 2010). Sono pochi i sistemi di bassa pressione che circondano il continente antartico e che riescono ad intromettersi sino all'interno del Plateau a Dome C (Krinner & Genthon, 1997). Questi eventi di precipitazione sono spesso associati ad un'amplificazione delle

onde di Rossby nei venti occidentali circumpolari, che causano un flusso di masse d'aria calda che si dirigono da 35-40°S verso il Plateau Antartico, dove queste correnti saranno costrette a salire di quota portando alla formazione delle precipitazioni (Schlosser et al., 2016). In particolar modo, gli eventi di forte nevicata avvengono in condizioni di forti venti, alte pressioni e alte temperature (Fujita & Abe, 2006) con innalzamenti che possono raggiungere i 6°C (Genthon et al., 2016).

Le origini delle precipitazioni nevose sono state analizzate da Scarchilli et al. (2011) combinando gli output del modello Lagrangiano HYSPLIT e i dati delle ri-analisi (1980-2001) ottenuti dal modello dell'European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) ERA40. Da questi studi emerge che la media annuale di eventi di nevicata lungo il settore (90°E-180°E) si verifica principalmente nelle coste di Wilkes Land (LW), diminuendo verso il Plateau Antartico orientale, con valori inferiori a 20 mm w.e. yr⁻¹ riscontrati a Vostok (VS) e Dome C (EDC), dovuti alla mancanza di energia cinetica necessaria delle masse d'aria per superare i sistemi orografici e penetrare all'interno del continente (fig. 2.15).

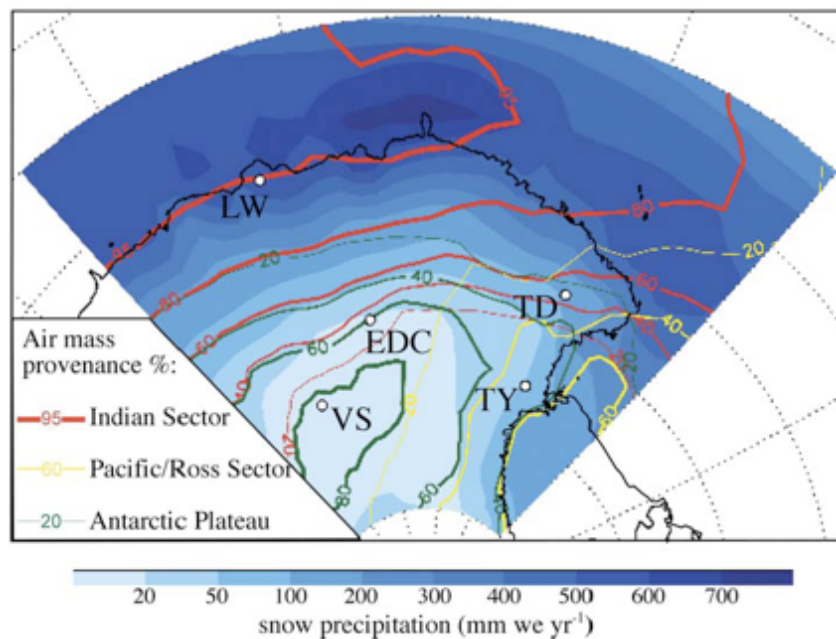


Fig. 2.15. Retrotraiettorie (5 giorni) delle precipitazioni nevose (mm w.e. yr⁻¹). Le linee indicano l'area di provenienza della precipitazione in percentuale. LW: Law Dome; EDC: EPICA Dome C; TD: Talos Dome; VS: Vostok; TY: Taylor Dome. Da Scarchilli et al. (2011)

A Dome C, l'85% delle precipitazioni risulta provenire dall'oceano Indiano, con massimi di frequenza nel periodo invernale-primaverile, dove le masse d'aria sono più calde e ricche di umidità rispetto

al settore del Pacifico, che mostra avere invece una debole influenza, con picchi di frequenza in primavera e in autunno (Scarchilli et al., 2011).

Questi dati trovano conferma negli studi svolti da Genthon et al. (2016) a Dome C con un periodo di riferimento tra il 2006 e il 2012. Dalla cluster analysis riportata in figura si evidenzia che eventi di nevicata con un tasso sopra ad un determinato valore soglia (0.1 mm w.e./giorno) sono principalmente connessi alle traiettorie di masse d'aria provenienti in maggior misura dall'Oceano Indiano orientale, esteso anche all'Occidentale e dal settore del Pacifico occidentale (fig. 2.16).

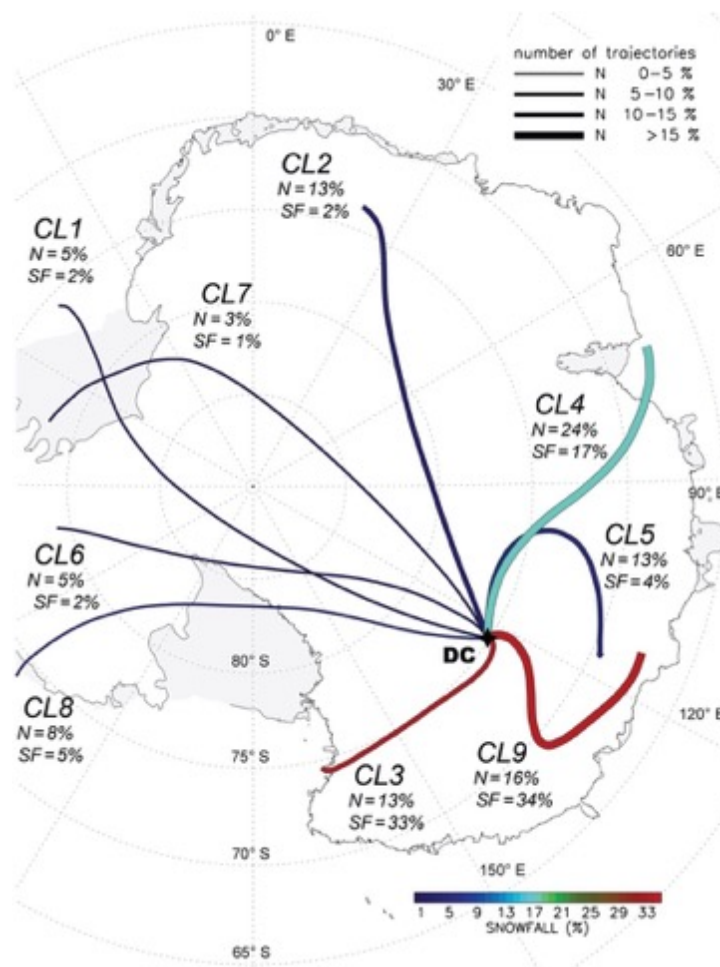


Fig. 2.16. Retrotraiettoe rappresentative per i cluster (CL1-CL9) ottenute da una cluster analysis. La legenda in alto a destra mostra la percentuale di nevicata e il numero delle traiettorie relative per ciascun cluster nel periodo 2006-2012. L'asse graduato indica la quantità di precipitazione (%) in ogni cluster; lo spessore della linea rappresenta il numero delle retrotraiettoe (%). Da Genthon et al. (2016)

2.3.4 Accumulo – Surface mass balance SMB

È stato visto come le precipitazioni a Dome C siano distanti dai percorsi di distillazione e che solamente una piccola frazione di questa sia osservabile all'interno del continente, comportando una

distribuzione irregolare e sparsa degli eventi di precipitazioni. Il risultato è che la neve non si accumula in modo omogeneo, ma a “chiazze” e in modo strettamente connesso alla rugosità della superficie (Groot Zwaafink et al., 2013; Libois et al., 2014; Picard et al., 2016).

L’accumulo, o bilancio di massa superficiale (SMB), è il parametro mediante il quale viene stimata la quantità di neve che si deposita sulla calotta antartica, diventando fattore indispensabile per una corretta datazione e interpretazione dei record paleoclimatici. L’accumulo, infatti, è il risultato di una serie di processi che si verificano a seguito della deposizione della neve ed è inteso come il risultato fra la somma delle precipitazioni e dei fenomeni di condensazione/deposizione (input) e della neve trasportata dal vento, dall’erosione e dalla sublimazione (output). Non diviene difficile da comprendere che, per una corretta interpretazione dei record paleoclimatici, soprattutto alle scale stagionali ed inter-annuali, risulta di fondamentale importanza stimare la variabilità temporale e spaziale a scala locale del bilancio di massa e soprattutto, discernerlo da quello che è il rumore di fondo dovuto alla morfologia superficiale (es. sastrugi).

La maggiore incertezza per la stima del SMB è il ruolo della sublimazione – il principale processo di perdita di massa (Picard et al., 2019) - confermata dai modelli ad alta risoluzione che indicano che la frazione di precipitazione depositata che ritorna all’atmosfera, attraverso i fenomeni di sublimazione, varia tra un minimo del 6 % sino ad un massimo del 25 % delle precipitazioni totali (Genthon & Krinner, 2001; Turner et al., 2002). A Dome C, il contributo sublimazione/condensazione costituisce il 10% dell’accumulo totale annuo, con flussi negativi durante l’estate e flussi positivi nei mesi invernali che causano impatti significativi sul budget isotopico, determinando un bilancio di massa asimmetrico (Casado et al., 2018).

Variazioni dell’accumulo non si verificano solamente a scala temporale, ma anche ad una scala spaziale, come precedentemente accennato. La superficie antartica infatti risulta essere modellata dall’azione del vento (Furukawa et al., 1995), dove l’erosione gioca un ruolo fondamentale nella modificazione delle distribuzioni della neve e nella formazioni di sastrugi, onde, dune e creste con altezze variabili da 10 a 100 cm (Picard et al., 2019). Queste modificazioni morfologiche possono portare ad avere delle altezze maggiori di un ordine di grandezza rispetto alla quantità di neve accumulata in un singolo evento di precipitazione e, in alcuni casi, ad avere valori più grandi anche del bilancio annuale, determinando quindi la presenza di valori negativi dell’accumulo (Picard et al., 2016, 2019).

Da rilevamenti in campo eseguiti da Gethon et al., (2016), si mostra come possa esistere una variabilità spaziale in un range di soli 50 km (con differenze di elevazione minori di 10 m), con un gradiente di accumulo che aumenta di quasi del 10% da sud a nord, dove tale gradiente è stato confermato dalle osservazioni mediante GPR – *Ground Penetrating Radar* (Urbini et al., 2008).

Il fattore determinante dell'accumulo risulta essere la precipitazione (Krinner e Genthon, 1997), la quale deriva da un numero limitato di eventi significativi. A conferma di tali evidenze l'ECMWF ha riprodotto un gradiente d'accumulo per Dome C, suggerendo che il 90% della precipitazione totale risulta dal 25% di eventi di precipitazione con forte nevicata (tasso maggiore di 0.12 mm ogni 6 ore; Genthon et al., 2016); dove per tali eventi il vento soffia principalmente dal quadrante nord a quello sud, spostando le masse d'aria dalla costa verso l'entroterra e scaricando quindi maggiori tassi d'umidità in direzione N-S.

2.4 Proprietà cristallografiche delle precipitazioni – Classificazione semplificata

In generale le precipitazioni nevose riflettono le condizioni al contorno che hanno portato alla condensazione ed è logico supporre che mediante un'analisi cristallografica sia possibile stimare alcune delle variabili presenti al momento della precipitazione (Magono & Lee, 1966). Nel corso degli ultimi anni sono stati svolti alcuni studi per cercare di comprendere se, determinate forme cristallografiche possano essere un valido *fingerprint* del tipo di precipitazione. Nonostante le informazioni possedute siano però ancora scarse, si possono comunque trarre alcune considerazioni.

Dalla classificazione di Magono e Lee (1996), sono state selezionate le più diffuse tipologie di precipitazioni antartiche, che, per il sito di Dome C risultano essere (Schlosser et al., 2016, 2017; Stenni et al., 2016):

- *Snow fall*: precipitazione vera e propria che si verifica in condizioni di alta nuvolosità con l'avvezione di masse d'aria umide. Il fiocco di neve consiste in un'aggregazione di cristalli completi (fig. 2.17, b);
- *Diamond dust o clear sky precipitation*: derivato dal raffreddamento radiativo dell'aria satura in assenza di nubi (o indipendentemente dalla loro presenza) a temperature al di sotto di -40°C, presenta forme molto fini pressoché tubulari (fig. 2.17, c);
- *Air Hoar*: intesa come una precipitazione per deposizione, è la brina che si forma a seguito della sublimazione inversa del vapore acqueo presente in aria; i cristalli vengono definiti orientati o dal vento o dalla crescita libera;

- *Surface Hoar*: è l'*air hoar*, ma derivante dal raffreddamento radiativo sulla superficie (fig. 2.17, a);
- *Drift snow*: definita anche come neve ventata, deriva dal trasporto da parte del vento, i cristalli sono facilmente riconoscibili in quanto sono rotti;

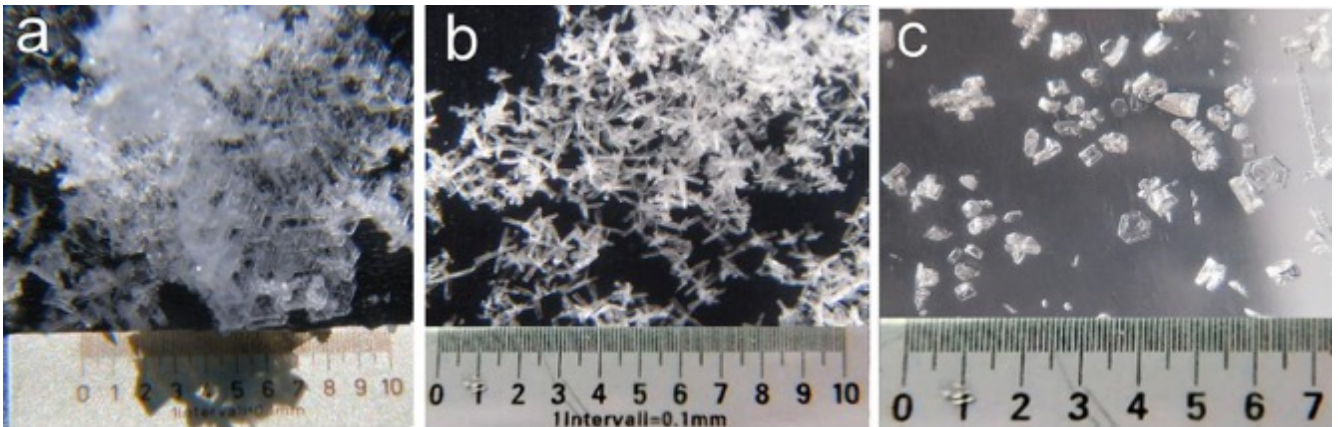


Fig. 2.17. Alcuni esempi di precipitazioni fotografate a Dome C: Hoar frost (a), Snowfall (b) Diamond dust (c). La fotografia è stata scattata dal personale invernale a Concordia. Da Stenni et al. (2016)

A Concordia, sebbene l'accumulo sia ampiamente determinato dall'influenza degli eventi sinottici che causano le precipitazioni, una frazione di esso è garantita anche dalla presenza di *diamond dust* e *hoar frost* (*air hoar* e *surface hoar*), fenomeni maggiormente influenzati dalle condizioni atmosferiche locali.

In particolar modo è stato evidenziato (Schlosser et al., 2016) che a seguito di forti eventi di *snowfall*, si manifesta, nei giorni successivi, un aumento della frequenza del *diamond dust*. Questo fenomeno viene spiegato dal fatto che una volta che le masse d'aria calda svaniscono lasciano in atmosfera una quantità di umidità sopra la media, ma non così elevata da causare una vera e propria precipitazione, che andrà a condensare determinando quindi un incremento di tale evento (Hirasawa et al., 2013).

In figura 2.18 vengono riportate le distribuzioni di frequenza dei tipi di precipitazioni ritrovate da Stenni et al. (2016) durante il monitoraggio avvenuto tra il 2008 e il 2010. Brevemente, si evidenzia un'ampia variabilità, dove gli eventi di *snowfall* risultano essere la percentuale preponderante nel 2009, anno caratterizzato da un inverno molto caldo (+1.2°C sopra la media delle T_{2m} ; periodo di riferimento 1996-2010), mentre fenomeni di *hoar frost* si sono verificati maggiormente nel 2008 e di *diamond dust* nel 2010 (anno più freddo e secco; -1.8°C sotto la media).

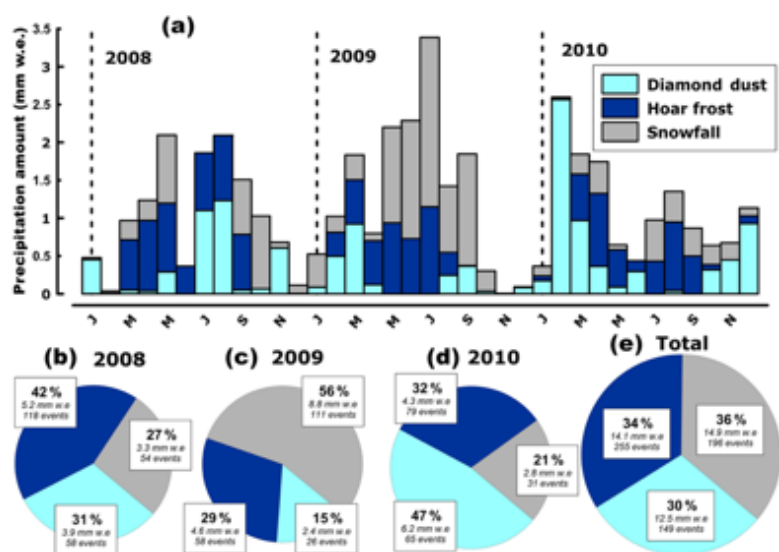


Fig. 2.18. Precipitazioni totali mensili per il periodo 2008-2010 differenziate in diamond dust, hoar frost e snowfall. a) quantità relative (%) e assolute (mm w.e.) e numero di eventi per diamond dust, hoar frost e snowfall per ogni anno (b,c,d) e per l'intero periodo (e). Da Stenni et al. (2016)

Sebbene la frequenza degli eventi di nevicate e *diamond dust* mostri solo lievi variazioni con la temperatura, l'*hoar frost* tende ad avere un aumento significativo della frequenza alle basse temperature, raggiungendo un massimo tra -60 e -70 ° C (Schlosser et al., 2017).

Allo stato attuale dell'arte risulta difficile ipotizzare le possibili relazioni fra cristallo e composizione isotopica, ma nonostante tali asserzioni, il programma WHESTONE mira a colmare la mancanza di tali informazioni.

3. Isotopi stabili

3.1 Generalità

Il principio fondamentale su cui si basa la geochimica isotopica lo dobbiamo a Briscoe e Robison, i quali, studiando i diversi rapporti di abbondanza degli isotopi del boro, determinarono che in qualsiasi sistema multifase esiste un frazionamento selettivo degli isotopi, con una fase che incorpora preferenzialmente l'isotopo pesante (o leggero) rispetto alle altre fasi coesistenti (Briscoe & Robinson, 1925).

Gli isotopi, dal greco *iso-topos*, eguale posto, sono atomi caratterizzati da avere un medesimo numero atomico, e quindi stesse proprietà chimiche, ma un differente numero di massa che comporta una diversificazione delle proprietà fisiche delle molecole. Di conseguenza le molecole andranno a prendere parte alla reazione, più o meno velocemente, determinando il manifestarsi di frazionamenti, che saranno tanto maggiori, quanto maggiori saranno le differenze di massa.

In natura, solitamente, la distribuzione di tali rapporti d'abbondanza è fissa; tuttavia, per motivi biogeochimici questo rapporto può presentare delle deviazioni dai valori medi, rendendo gli isotopi stabili perfetti traccianti naturali dei processi biogeochimici.

Il crescente sviluppo della spettrometria di massa e di altre tecniche analitiche come la spettroscopia laser ha permesso, nel corso degli anni, un avanzamento continuo dell'utilizzo degli isotopi stabili come proxy. Questo ha determinato una migliore comprensione dei processi che si instaurano all'interno del ciclo idrologico – evaporazione, evapotraspirazione, condensazione – consentendo di implementare le nozioni sui meccanismi di distillazione atmosferica che si manifestano sia a scala globale che regionale.

3.2 Isotopi stabili della molecola d'acqua e notazioni

Ossigeno e idrogeno si presentano in natura con differenti isotopi: l'ossigeno possiede tre isotopi stabili ^{16}O , ^{17}O , ^{18}O con abbondanze relative rispettivamente di 99.763, 0.0375 e 0.1995%; mentre l'idrogeno è caratterizzato da due isotopi stabili ^1H (99.9844%) e ^2H o D -deuterio- (0.0156%) e da un isotopo radioattivo ^3H , presente in tracce (Hoefs, 1997).

Dei nove isotopologi - molecole che differiscono per composizione isotopica - dell'acqua, quelli che risultano essere i più abbondanti sono H_2^{16}O ($\approx 99.73\%$), H_2^{18}O ($\approx 0.20\%$), H_2^{17}O ($\approx 0.038\%$), HD^{16}O ($\approx 0.03\%$) caratterizzati da avere differenti masse e quindi diverse proprietà di tipo fisico-termodinamico, quali la pressione di saturazione del vapore e la diffusività (Tab. 3.1).

Property	H ₂ ¹⁶ O	D ₂ ¹⁶ O	H ₂ ¹⁸ O
Boiling Point (°C)	100.00	101.42	
Freezing Point (°C)	0.00	3.82	
Density at 0°C (gm/cm ³)	0.999841	1.10469	
Vapor Pressure at 20°C (bars × 10 ²)	2.3379	2.0265	2.3161
Temperature of Maximum Density (°C)	4.0	11.6	
Critical Temperature (°C)	374.1	371.5	
Critical Pressure (bars)	220.6	221.5	
Ionization Product, K _w at 25°C	1 × 10 ⁻¹⁴	0.3 × 10 ⁻¹⁴	
Dielectric Constant at 20°C	80.36	79.755	
Surface Tension at 19°C (dynes/cm)	73.66	72.83	
Viscosity at 20°C (centipoise)	1.009	1.260	
Refractive Index, n _d at 20°C	1.33300	1.32844	
Representative Solubilities at 25°C (g/g of water)			
NaCl	0.359	0.305	
BaCl ₂	0.357	0.289	

Tab.3.1. Proprietà chimiche e fisiche di tre dei nove isotopologi dell'acqua H₂¹⁶O, HD¹⁶O e H₂¹⁸O. Da Sharp (2017)

Per poter indicare i rapporti di abbondanza di una data molecola, all'interno di una matrice, viene utilizzata la notazione del Rapporto isotopico (R) che rappresenta il rapporto tra la specie isotopicamente più pesante (meno abbondante) e la specie più leggera (più comune). Di seguito viene riportata la notazione R per la molecola dell'ossigeno nell'acqua:

$$R_{H_2O} = {}^{18}O / {}^{16}O$$

Al fine di fornire una misura diretta dell'entità della selezione isotopica che si verifica in un dato processo, si introduce il fattore di frazionamento α :

$$\alpha = R_1 / R_2$$

dove R₁ ed R₂ rappresentano i rapporti isotopici esistenti nelle due fasi (o due composti) interessate nel medesimo processo fisico-chimico (Es. liquido-vapore); al numeratore anche in questo caso viene posta la fase (o composto) più ricca in isotopi pesanti (quella liquida).

Poiché determinare accuratamente le abbondanze isotopiche assolute risulta notevolmente difficile, si predilige la misurazione delle abbondanze relative rispetto a determinati standard internazionali di riferimento, caratteristici per la data sostanza. La composizione isotopica viene quindi riportata in unità δ , ovvero la deviazione, in parti per mille (‰), del rapporto d'abbondanza isotopica nel campione rispetto allo standard di riferimento (Craig, 1961):

$$\delta(\text{‰}) = \left[\frac{R_{\text{campione}} - R_{\text{standard}}}{R_{\text{standard}}} \right] \times 1000$$

dove, con R_{campione} si intende il rapporto isotopico nel campione ed R_{standard} lo stesso rapporto isotopico nello standard di riferimento, ovvero un composto a composizione isotopica nota ed accettato universalmente da tutti i laboratori.

Lo standard utilizzato per gli studi legati al ciclo idrologico è lo standard V-SMOW (Vienna – Standard Mean Ocean Water), distribuito dalla *International Atomic Energy Agency* (IAEA). Esso rappresenta il valore medio della composizione isotopica dell'acqua oceanica, punto di partenza per tutti i processi fisico – chimici nel sistema idrologico e presenta valori di $\delta^{18}\text{O}$ e δD per definizione pari a 0 (Gonfiantini, 1978).

Attualmente, per il campo di nostro interesse, vengono utilizzati i seguenti standard internazionali:

- V-SMOW2 *Vienna Standard Mean Ocean Water 2*, con valori: $\delta^{18}\text{O}$ e δD di 0‰
- SLAP2 *Standard Light Antarctic Precipitation 2*, con valori: $\delta^{18}\text{O}$ di -55.50‰ e δD : -427.5‰
- GISP *Greenland Ice Sheet Precipitation*, con valori: $\delta^{18}\text{O}$: -24.76‰ e δD : -189.5 ‰

3.3 Frazionamenti isotopici nel ciclo idrologico

Ad ogni cambiamento di fase del ciclo idrologico, ad eccezione della sublimazione e della fusione del ghiaccio compatto, si manifestano frazionamenti isotopici delle molecole d'acqua HD^{16}O e HH^{18}O rispetto alla più comune HH^{16}O . Questi frazionamenti sono causati dalla differenza fra le pressioni di vapore saturo delle diverse specie isotopiche (frazionamenti all'equilibrio) e dalla diversa velocità di diffusione delle molecole (frazionamenti cinetici) nell'aria in risposta alle condizioni ambientali esistenti nelle aree di formazione delle masse di vapore, quali umidità relativa, temperatura superficiale del mare e velocità del vento, e nelle zone di formazione delle precipitazioni. Ne deriva una variazione, sia spaziale che temporale, della distribuzione degli isotopologi nell'atmosfera, nelle precipitazioni e nei serbatoi dell'idrosfera e della criosfera. Di seguito verranno spiegati nel dettaglio i frazionamenti sopracitati.

- Frazionamento all'equilibrio: è un processo che si può considerare in termini degli effetti che la massa ha sull'energia di legame. Durante l'evaporazione l'energia richiesta per rompere un legame idrogeno con l'acqua liquida è la pressione di vapore, la quale è funzione diretta della forza del legame a idrogeno esistente tra le molecole polari dell'acqua. L'energia richiesta sarà quindi maggiore per l'isotopo pesante ($^{18}\text{O}\text{-H}$) rispetto a quello più leggero ($^{16}\text{O}\text{-H}$),

determinando un arricchimento di ^{16}O nella fase vapore e un aumento dell' ^{18}O nella fase liquida.

Il frazionamento tra due fasi varia in funzione della temperatura ($1/T^2$), quindi maggiore sarà la temperatura, minori saranno le differenze isotopiche tra le due fasi, pertanto alle temperature più basse si manifesteranno i maggiori frazionamenti (nota bene che il termometro isotopico è più preciso alle basse temperature). Il medesimo ragionamento vale per il rapporto D-H.

- Frazionamento cinetico: si manifesta in situazioni di non equilibrio, dove i processi sono veloci o unidirezionali. È funzione della velocità di reazione e quindi del diverso coefficiente di diffusività delle molecole. Considerando che le molecole più pesanti hanno minore diffusività, durante il processo di evaporazione saranno le molecole isotopicamente più leggere a passare nella fase vapore, mentre quelle più pesanti rimarranno nella fase condensata. L'effetto di non equilibrio è descritto matematicamente dall'eccesso di deuterio (che vedremo in seguito); all'aumentare della velocità di evaporazione si instaureranno processi cinetici di non equilibrio direttamente influenzati dall'umidità, temperatura superficiale del mare e velocità del vento (vedi paragrafo 3.6).

I processi di evaporazione sulla superficie oceanica (Craig & Gordon, 1965) sono quindi legati sia da frazionamenti all'equilibrio che cinetici (fig. 3.1). All'interfaccia acqua-aria (*boundary layer*) verranno ad instaurarsi condizioni all'equilibrio (umidità relativa=100%) che causeranno una selettività preferenziale delle molecole isotopicamente più leggere nella fase vapore. Tuttavia, nella zona di transizione (*transition zone*), dove l'umidità relativa è minore del 100%, la diversa velocità di diffusione in aria delle diverse molecole isotopologhe, maggiore in quelle isotopicamente più leggere, causerà un ulteriore frazionamento che andrà a sommarsi a quello precedente. Il vapor acqueo sale così nella colonna d'aria (*well mixed open air column*) per diffusione e poi successivo mescolamento; anche variazioni nella velocità del vento possono causare ulteriori frazionamenti.

La composizione isotopica del vapore atmosferico sarà quindi la conseguenza di un mescolamento tra la massa evaporata ed un vapore residuo di condensazioni successive e il frazionamento totale sarà dato dalla somma del frazionamento all'equilibrio e di quello cinetico.

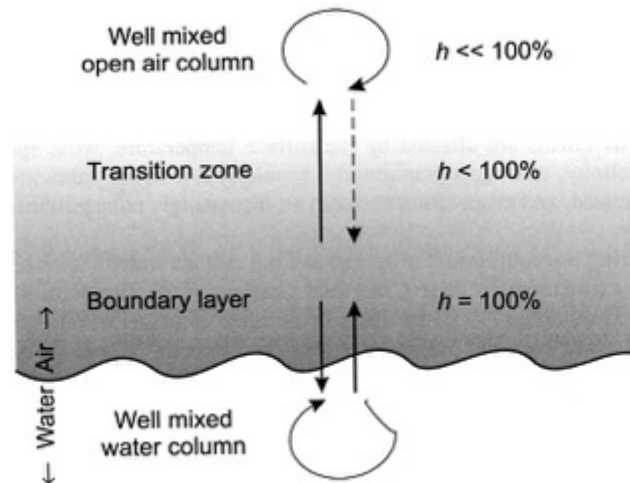


Fig.3.1. Modello di evaporazione di non equilibrio in un corpo d'acqua. Le frecce indicano i relativi flussi fra acqua, interfaccia aria-acqua e colonna d'aria. La differenza del tasso di diffusione di ^{18}O , ^{16}O , ^2H e ^1H impartisce un frazionamento cinetico nella colonna d'aria. Da Clark & Fritz (1997)

Una volta che la massa d'aria comincerà a condensare (precipitazioni), subirà dei frazionamenti all'equilibrio che porteranno ad un progressivo impoverimento in isotopi pesanti della massa d'aria residua, processo noto con il nome di *rain out*, fenomeno controllato principalmente dalla temperatura di condensazione.

Le masse d'aria, formate alle medie e alte latitudini, seguiranno una traiettoria verso i continenti e i poli, subendo successivi raffreddamenti e perdendo vapor acqueo mediante progressive precipitazioni. Secondo il processo semplice di *Rayleigh*, lungo queste traiettorie avverrà una distillazione degli isotopi pesanti, che passeranno preferenzialmente alla fase liquida (pioggia) lasciando il vapor acqueo impoverito di tali isotopi e arricchito di quelli leggeri. Man mano quindi che le masse d'aria progrediranno dall'equatore verso i poli si avranno precipitazioni sempre più impoverite (fig.3.2 e 3.3). Il rapporto isotopico nella massa di vapore finale (R_v) sarà quindi dato da:

$$R_v = R_{v0} \times f^{\alpha-1}$$

Dove:

R_{v0} : rapporto isotopico iniziale della massa di vapor acqueo;

f : frazione d'acqua rimasta nella nube dopo le distillazioni;

α : coefficiente di frazionamento riferito alla fase vapore/liquido e liquido/solido

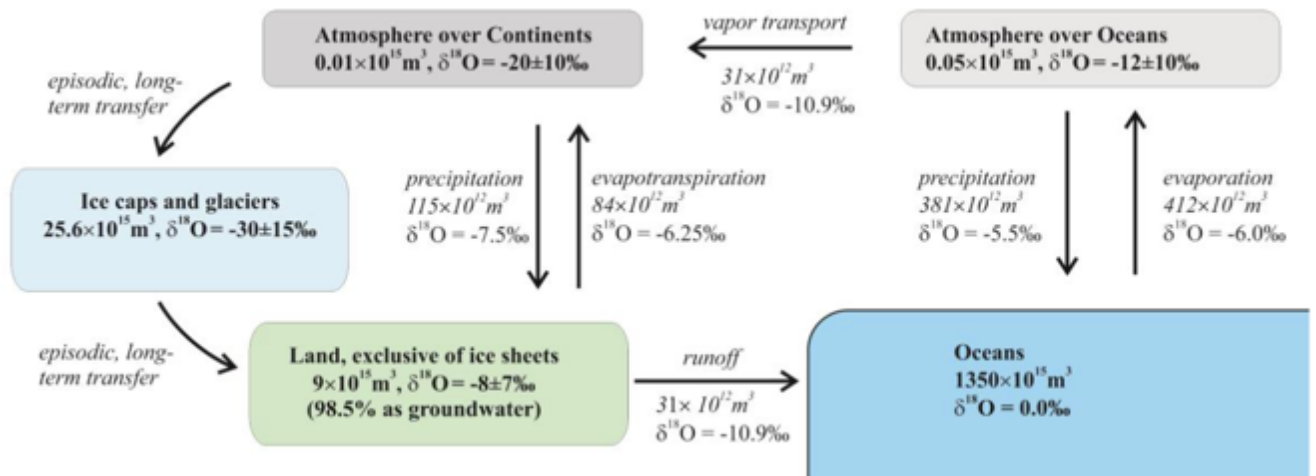


Fig.3.2. Reservoir e flussi isotopici nel ciclo idrologico. Da Sharp (2017)

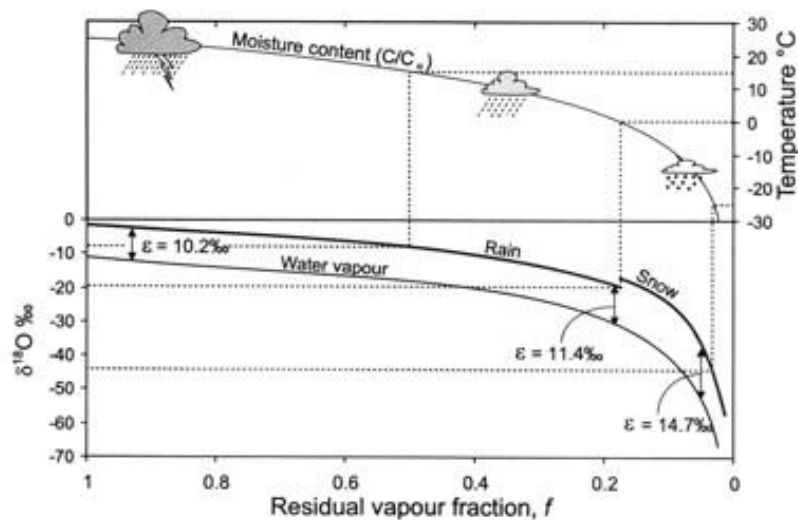


Fig. 3.3. Variazioni nel contenuto in ^{18}O delle precipitazioni in accordo con una distillazione tipo Rayleigh con composizione iniziale del vapore $\delta^{18}\text{O}_{\text{vap}} = -11\text{‰}$ e temperatura = 25°C e una temperatura finale di -30°C . Le linee tratteggiate collegano il $\delta^{18}\text{O}$ alla temperatura di condensazione. Da Clark & Fritz (1997)

3.4 Fattori che influenzano la composizione isotopica

I fattori che influenzano la composizione isotopica delle precipitazioni possono essere così riassunti:

- Effetto continentalità: la massa di vapore, procedendo dalla costa verso l'interno del continente, subirà condensazioni parziali che impoveriranno il vapore residuo determinando la formazione di piogge con valori di δD e $\delta^{18}\text{O}$ sempre più negativi.
- Effetto latitudine: legato al processo di *rain-out* e alla diminuzione di temperatura e quindi maggiori fattori di frazionamento; la composizione isotopica delle piogge sarà più negativa con il procedere dall'equatore verso i poli.

- Effetto altitudine: la massa d'aria, incontrando un sistema orografico, subisce un sollevamento in quota ed un raffreddamento a causa di una espansione adiabatica dovuta alla diminuzione della pressione. La composizione isotopica della precipitazione in quota presenterà quindi valori più negativi rispetto a quella generata ai piedi del rilievo.
- Effetto stagionalità: in linea generale, le precipitazioni invernali avranno una composizione isotopica più negativa rispetto a quelle estive (effetto diretto della temperatura). Tuttavia, la determinazione di questo parametro risulta difficile poiché non è funzione diretta solo delle temperature, ma anche dall'origine delle masse d'aria che possono cambiare durante le stagioni.

Riassumendo, la negativizzazione delle masse d'aria procede dall'equatore verso i poli a causa dei successivi fenomeni di condensazione. Maggiore sarà la diminuzione della temperatura e maggiori saranno le precipitazioni che avranno luogo, lasciando la massa d'aria originaria sempre più impoverita. La composizione isotopica della precipitazione si può considerare quindi funzione diretta della temperatura di condensazione e consente di stimare, in linea teorica, sia la provenienza di un dato evento, che la temperatura alla quale questo è avvenuto. "La composizione isotopica della neve che si deposita sulle calotte polari testimonia potenzialmente l'insieme della storia subita dalla massa d'aria dalla sua formazione alla sua deposizione" (Stenni, 2003).

3.5 Meteoric water line: δD - $\delta^{18}O$

Le composizioni isotopiche dell'ossigeno ($\delta^{18}O$) e dell'idrogeno (δD) delle precipitazioni medie a scala globale sono correlate secondo la *Global Meteoric Water Line* (Craig, 1961) dall'equazione:

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

dove:

8: coefficiente angolare legato al rapporto fra i fattori di frazionamento dell'idrogeno e dell'ossigeno all'equilibrio nel processo di condensazione a 25-30°C;

10: intercetta che corrisponde al valore medio globale dell'eccesso di deuterio direttamente legato ai frazionamenti cinetici.

Quest'equazione, a carattere globale, deve essere intesa come la media delle rette locali (LMWL), dove ciascuna precipitazione presenta origini differenti della massa d'aria e quindi diversa composizione isotopica (fig. 3.4).

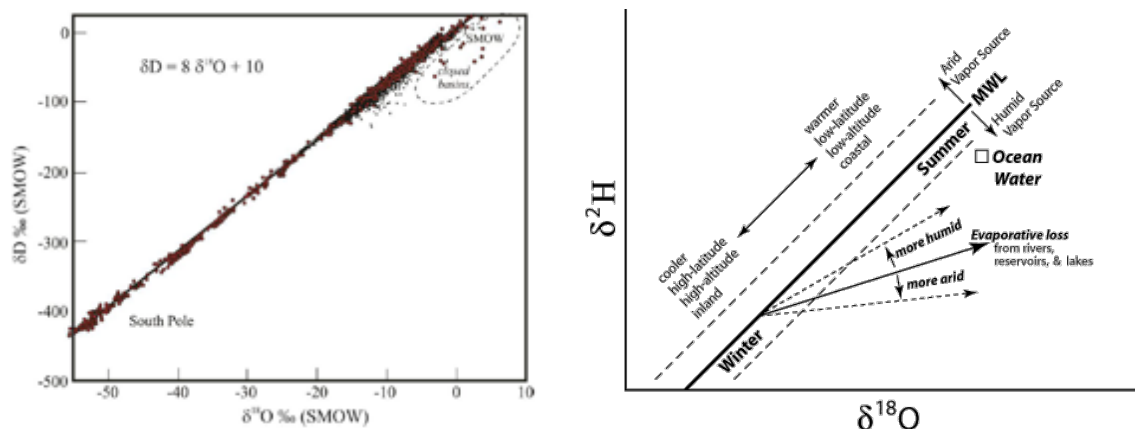


Fig. 3.4. A sinistra: Global Meteoric Water Line (Sharp, 2017). A destra: variazioni dalla GMWL con i principali fattori che modificano il coefficiente angolare e l'eccesso di deuterio (origini delle masse di vapore, processi di evaporazione secondari e stagionalità delle precipitazioni). Da <http://web.sahra.arizona.edu>

Vi è da tener conto, inoltre, che il coefficiente angolare può essere modificato da processi di evaporazione, e quindi processi non all'equilibrio (cinetici) che avvengono dopo la condensazione e pertanto, questa relazione, assume un carattere puramente globale e non sempre presenta validità a livello locale (fig.3.4).

3.6 Eccesso di deuterio

Definito da Dansgaard (1964) come:

$$d = \delta D - 8 \times \delta^{18}O$$

l'eccesso di deuterio è un parametro di secondo ordine che riflette la deviazione di un campione d'acqua dalla retta delle acque meteoriche a causa degli effetti del frazionamento cinetico, avvenuto durante l'evaporazione sulla superficie dell'oceano e durante la formazione della neve (Fujita & Abe, 2006).

Come visto in precedenza (paragrafo 3.3), la massa d'aria che si forma a seguito dell'evaporazione è caratterizzata da un impoverimento di isotopi pesanti. In presenza di condizioni di non equilibrio, per esempio quando vi è un forte mescolamento delle acque superficiali (a causa di forti venti - w), o quando avviene una diminuzione della temperatura superficiale (SST) o un aumento dell'umidità relativa (h) l'effetto cinetico diminuisce e con esso anche l'eccesso di deuterio (Merlivat & Jouzel, 1979).

Tale parametro, essendo sensibile alle condizioni di evaporazione iniziali (w, SST e h) e data la sua capacità di preservare tali informazioni lungo la traiettoria delle masse d'aria fino i poli (Petit et al.,

1991) viene utilizzato come tracciante delle condizioni climatiche esistenti nelle zone sorgenti del vapore (Stenni et al., 2001). Variazioni dei valori di eccesso di deuterio sono state osservate nelle acque di varie regioni del globo, e tali deviazioni sono state attribuite, alle latitudini medio-basse, a condizioni idrologiche regionali (Touzeau et al., 2016).

In particolare, nelle zone polari, dove le temperature sono molto basse, la formazione delle precipitazioni solide avviene con il passaggio diretto vapor acqueo-cristallo di ghiaccio a causa della sovra saturazione delle nuvole (Stenni, 2003), e poiché si instaurano condizioni cinetiche in cui vi è una differente velocità di diffusione delle molecole d'acqua, si verificherà una condensazione preferenziale sui cristalli di ghiaccio delle molecole d'acqua isotopicamente più leggere (Jouzel & Merlivat, 1984). Si avrà così un aumento dell'eccesso di deuterio al diminuire della temperatura di condensazione e quindi un'anti correlazione con il δD e/o $\delta^{18}O$.

L'eccesso di deuterio non solo dipende dalle condizioni climatiche della zona sorgente, ma è anche influenzato sia dagli effetti cinetici durante la formazione della neve (Jouzel & Merlivat, 1984), sia dagli effetti derivanti dal processo di distillazione e dal gradiente di temperatura che si instaura tra le zone sorgenti e le zone di condensazione (Dansgaard, 1964).

3.7 Termometro isotopico: δ/T

Il concetto del termometro isotopico è basato sull'assunzione dell'esistenza di una correlazione lineare fra la composizione isotopica delle precipitazioni alle medie e alte altitudini e la temperatura al sito di campionamento (T_s). Gli studi pionieristici di Dansgaard (1964), dimostrarono tale assunzione fornendo la seguente equazione:

$$\delta D = 6.04T_s - 51$$

Questa è la base della formulazione del metodo per la ricostruzione delle temperature del passato mediante la misura dei rapporti isotopici di $^{18}O/^{16}O$ (o D/H) degli strati nevosi, assunti come precipitazioni del passato.

Simili equazioni furono formulate anche da altri autori, sia per il $\delta^{18}O$ che per il δD in entrambe le aree polari (Lorius & Merlivat, 1977).

Questa correlazione spaziale però, presenta una sua intrinseca variabilità geografica, che può essere influenzata da diversi fattori come:

- Origine delle masse d'aria (e quindi diverse condizioni climatiche delle zone sorgenti)
- Estensione del ghiaccio marino (aumento della distanza dalla zona sorgente)

- Attività ciclonica
- Stagionalità delle precipitazioni
- Presenza di inversione termica al sito
- Variazioni di quota

Per quanto riguarda la stagionalità delle precipitazioni, bisogna porre particolare attenzione all'intermittenza di tali fenomeni. Nel corso dell'anno infatti, le precipitazioni non sono distribuite in modo omogeneo, ma sono spostate verso pochi, ma significativi eventi che possono apportare a più del 50% del totale della precipitazione annua (Fujita & Abe, 2006; Schlosser et al., 2010; Schlosser et al., 2016). Questo fa sì che, a tutte le scale temporali, la composizione isotopica non sia rappresentativa delle temperature medie annue, ma bensì delle temperature registrate durante tali fenomeni, che solitamente sono più elevate della media. Questi eventi, inoltre, possono corrispondere ad amplificazioni delle onde di Rossby (Schlosser et al., 2016).

Alla luce di queste considerazioni, si è indagato a fondo sulla comprensione di tale variabilità spaziale, così come su quella temporale (variazione nel tempo della composizione isotopica delle precipitazioni in corrispondenza di un singolo sito), poiché, se questa relazione non perdurasse nel tempo, la validità del metodo verrebbe a meno e potrebbe portare ad uno sfasamento del termometro isotopico e quindi ad una errata interpretazione dei record isotopici ricavati sino ad oggi.

Al fine di ottenere una panoramica più chiara delle variazioni del δ/T a scala spaziale, sono state condotte diverse traverse scientifiche, nell'ambito del programma *International Trans-Antarctic Scientific Expedition* (ITASE), come quelle svolte nel biennio 1998-99 e 2001-02 (Becagli et al., 2004; Magand et al., 2004; Proposito et al., 2002) nell'area del bacino di drenaggio di Dome C. Questi dati hanno prodotto delle relazioni geografiche spaziali tra la composizione isotopica della neve superficiale ($\delta^{18}\text{O}$, δD) e la temperatura, ottenute da stazioni meteorologiche o misurate a 10 m di profondità nel nevato (*firn*). Nell'opera di revisione di Masson-Delmotte et al. (2008) sono stati considerati più di 1000 siti all'interno della calotta glaciale Antartica e, mediante una rielaborazione, si è ottenuto un gradiente δ/T spaziale di $0.80\text{‰}^{\circ}\text{C}^{-1}$ per il $\delta^{18}\text{O}$ e $6.34\text{‰}^{\circ}\text{C}^{-1}$ per δD , con un'incertezza di $\pm 20\%$.

In figura 3.5 vengono mostrate le relazioni spaziali $\delta^{18}\text{O}/T$ trovate per il bacino di drenaggio di Dome C, ricavate sia dalle sopracitate traverse, sia da altri progetti (Stenni et al., 2000; Stenni et al., 2016). Il gradiente spaziale in questo caso assume valori che variano, per il $\delta^{18}\text{O}$, da 0.60 a $1.17\text{‰}^{\circ}\text{C}^{-1}$, dove

queste variabilità potrebbero riflettere la diversa origine delle masse d'aria e quindi l'influenza dei diversi settori dell'Oceano Antartico (Oceano Indiano e Mare di Ross) sul trasporto di umidità (Stenni, 2020).

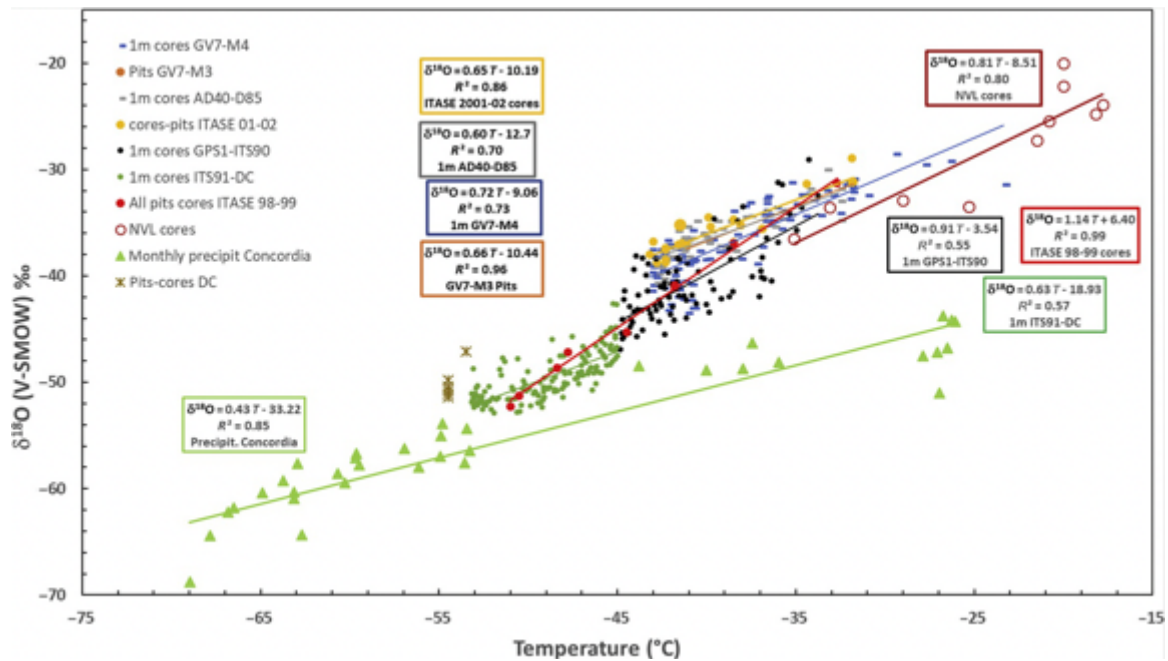


Fig.3.5. Relazione spaziale $\delta^{18}O/T$ della neve superficiale per il bacino di drenaggio a Dome C. I campioni sono stati raccolti durante le due traverse (Becagli et al., 2004; Magand et al., 2004; Proposito et al., 2002) e nelle attività di carotaggio a nord di Victoria Land (Stenni et al., 2000). È riportata inoltre la relazione spaziale δ/T per i campioni di precipitazione mensili raccolti nella stazione di Concordia (Stenni et al., 2016).

In aggiunta, valori differenti del δ/T in uno stesso sito, suggeriscono che possa esistere una variabilità temporale a piccola scala (stagionale ed inter-annuale) che potrebbe influenzare i valori isotopici delle precipitazioni che ritroviamo nelle carote di ghiaccio. Precipitazione e neve superficiale infatti non sono equivalenti, ma profondamente influenzati da una moltitudine di fattori (es. forti venti, effetti post deposizionali) e pertanto si rende necessario capire quali siano i meccanismi che prendono parte alla formazione degli strati di neve.

Negli studi condotti a Dome C, presso la stazione Concordia, si è visto come la relazione fra la composizione isotopica delle precipitazioni giornaliere – raccolte su un banchino ad 1 m da terra – e la temperatura, sia quasi la metà ($0.49\text{‰}^{\circ}\text{C}^{-1}$) rispetto a quella spaziale ($0.80\text{‰}^{\circ}\text{C}^{-1}$) ottenuta da Masson-Delmotte et al. (2008). Fattore interessante è che, andando a rimuovere il ciclo stagionale, si ottiene un gradiente pari a $0.96\text{‰}^{\circ}\text{C}^{-1}$ che risulta essere un valore molto più simile a quello del coefficiente globale (Stenni et al., 2016).

A Dome F, Vostok e Neumayer Station sono stati trovati ulteriori coefficienti, rispettivamente di $0.78\text{‰}\text{°C}^{-1}$; (Fujita & Abe, 2006), $0.26\text{‰}\text{°C}^{-1}$ (Touzeau et al., 2016) e $0.57\text{‰}\text{°C}^{-1}$ (Schlosser et al., 2004); tale variabilità si pensa essere funzione della diversa provenienza delle masse d'aria, dei processi di distillazione e delle condizioni locali atmosferiche quali la differenza della temperatura superficiale e la temperatura di inversione, nonché dei metodi (neve superficiale o precipitazione) e della frequenza di campionamento.

Questi primi dati accentuano quindi la possibilità di una effettiva sensibilità temporale della relazione δ/T , suggerendo che l'utilizzo della correlazione spaziale per le ricostruzioni paleoclimatiche potrebbe portare a una sottostima dei cambiamenti di temperatura effettivi passati (Stenni et al., 2016).

3.8 Effetti post deposizionali

Un'importante limitazione per la ricostruzione delle paleotemperature sono gli effetti post-deposizionali, processi che possono alterare il segnale isotopico originario della neve mediante scambi isotopici tra il vapore acqueo e la superficie nevosa. A temperature molto basse, inferiori a 0°C , la neve consiste di un mezzo poroso caratterizzato dalla presenza di aria e piccole frazioni d'impurità; a causa dell'ampia superficie all'interfaccia tra il manto nevoso e l'aria, la neve risulta essere termodinamicamente instabile e in continua evoluzione, con modifiche che possono influire sulle forme e sulle dimensioni dei granelli, nonché sulle proprietà chimico fisiche come densità, conduttività termica, albedo e composizione isotopica (Gallet et al., 2014). In particolar modo per il plateau Antartico, caratterizzato da condizioni climatiche estremamente fredde e secche, il contributo di tali effetti all'interfaccia non deve essere trascurato (Casado et al., 2018).

La variabilità temporale può quindi essere influenzata da un rumore di fondo, in quale interferisce con il segnale isotopico preservato nella neve superficiale (Ma et al., 2020). In figura 3.6 vengono riportati brevemente i principali processi che interferiscono con tale segnale durante la transizione precipitazione-ghiaccio:

- 1) Mix meccanico: la presenza di forti venti può erodere la superficie nevosa e trasportare frazioni di neve in altri siti, comportando una ridistribuzione del precipitato. Il valore isotopico sarà quindi il risultato della precipitazione e della neve ventata (Lenaerts & van den Broeke, 2012);

- 2) Sublimazione-condensazione: intesi come cambiamenti di fase dell'acqua (vapore-neve) all'interfaccia aria-neve. Si verificano a cicli stagionali e a cicli giornalieri e determinano uno scambio isotopico (Ekaykin et al., 2009; Casado et al., 2018; Ritter et al., 2016);
- 3) Diffusione: negli spazi interstiziali dei pori della neve si possono verificare processi di diffusione molecolare del vapore e alterazione isotopica (Johnsen et al., 2000);
- 4) Ventilazione (*wind pumping*): il vapor acqueo, mediante l'azione del vento, può essere trasportato all'interno del manto nevoso, dove si miscela con il vapore contenuto negli spazi interstiziali determinando un arricchimento in $\delta^{18}\text{O}$ (Town et al., 2008);
- 5) Metamorfismo: corrisponde all'aumento di dimensione dei grani di neve a causa dei gradienti di temperatura nel nevato. Il suo impatto può far sì che la neve superficiale estiva risulti arricchita (Casado et al., 2018).

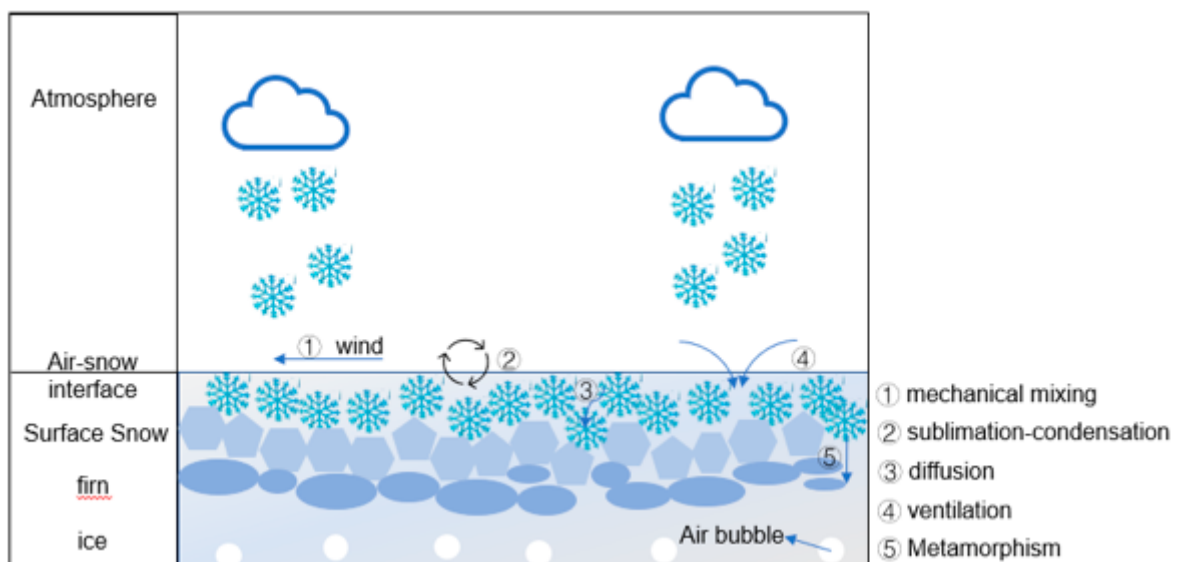


Fig.3.6. Schema dei processi post deposizionali che si verificano durante la transizione neve-ghiaccio. Da Ma et al. (2020)

L'effetto dei processi post-deposizionali è proporzionale al tempo in cui lo strato di neve è esposto all'aria prima di essere sotterrato da ulteriori eventi di precipitazione. Da recenti studi, si è visto che questi effetti, in particolar modo sublimazione e condensazione, osservati sia in Groenlandia che in Antartide, sono più significativi durante l'estate (Steen-Larsen et al., 2014, Ritter et al., 2016) rendendo la correlazione tra temperatura e composizione isotopica della neve superficiale significativamente diversa da quella trovata per i campioni di precipitazione (Casado et al., 2018).

L'entità degli scambi isotopici all'interfaccia atmosfera-neve produce un *overprinting* del ciclo stagionale nel segnale isotopico dei primi 20 cm dalla superficie, che non può essere collegato alle variazioni stagionali del clima al momento delle precipitazioni (Casado et al., 2018).

Il fatto che in Antartide la maggior parte delle osservazioni indichino che la relazione temporale δ/T delle precipitazioni a scala stagionale ed inter-annuale sono significativamente più basse ($0.24-0.57\text{‰}^{\circ}\text{C}^{-1}$; Ekaykin et al., 2004; Fernandoy et al., 2012; Motoyama et al., 2005; Schlosser et al., 2004; Schoenemann & Steig, 2016; Stenni et al., 2016; Touzeau et al., 2016; van Ommen & Morgan, 1997) rispetto alla relazione spaziale ($0.80\text{‰}^{\circ}\text{C}^{-1}$; Masson-Delmotte et al., 2008), potrebbe riflettere il forte gradiente della temperatura che si manifesta tra l'inverno e l'estate e/o la mancanza dello strato d'inversione nella stagione estiva (fig. 3.7, Pang et al., 2019).

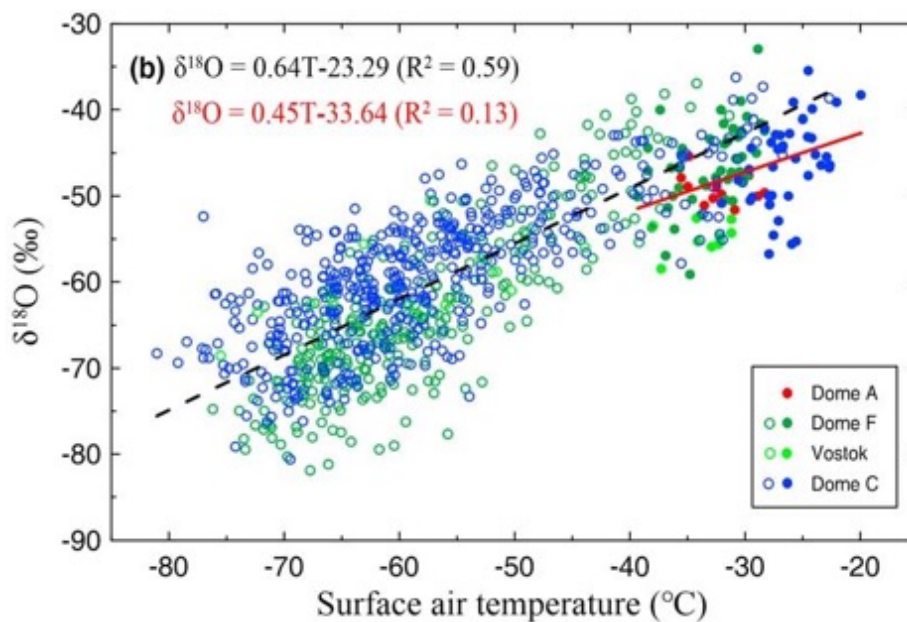


Fig. 3.7. Comparazione fra la relazione $\delta^{18}\text{O}/T$ in estate (dicembre e gennaio; pallini colorati e linea rossa) e in non-estate (tutti gli altri mesi; cerchi colorati e linea tratteggiata nera) nell'Antartide Orientale (Dome A, Dome F, Vostok e Dome C). Da Pang et al. (2019)

Nonostante tali evidenze, se l'alterazione del segnale isotopico sia effettivamente registrata nelle carote di ghiaccio rimane ancora una questione aperta.

4. Modelli di circolazione generale

4.1 Atmospheric General Circulation Model (AGCM)

I modelli generali di circolazione atmosferica sono un potente strumento previsionale che permette di comprendere al meglio il comportamento e la risposta del sistema climatico alle forzanti di origine naturali e/o antropiche a diverse scale temporali, dove le ricostruzioni del clima del passato possono essere utilizzate per validare le capacità previsionali di tali modelli.

Gli AGCM simulano l'evoluzione temporale delle variabili atmosferiche, quali velocità del vento, temperatura, pressione superficiale e umidità specifica, discretizzandole sul globo attraverso l'integrazione di equazioni primitive dei moti atmosferici (fig. 4.1). Per riprodurre il regime di circolazione atmosferica, osservato per quei processi termodinamici che avvengono a scala troppo piccole per essere risolte direttamente (ad esempio convezione o turbolenza nel *Boundary Layer*), vengono utilizzate a supporto delle equazioni, delle parametrizzazioni per il trasferimento radiativo, i flussi superficiali di quantità di moto, il calore latente e sensibile e il rilascio di calore latente per condensazione (Jouzel, 2014).

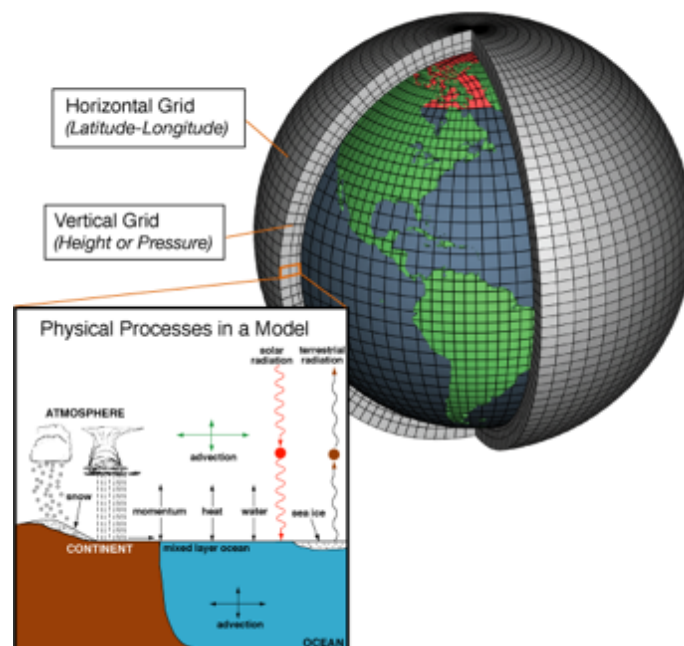


Fig. 4.1. Modello generale di circolazione atmosferica: il globo viene suddiviso in una griglia tridimensionale di celle separate che rappresentano unità computazionali; maggiore è il numero delle celle, maggiore sarà la risoluzione. I modelli trattano in modo separato le equazioni che regolano il moto dei fluidi e il trasferimento di energia che poi vengono integrate in funzione del tempo. https://celebrating200years.noaa.gov/breakthroughs/climate_model/welcome.html

Al fine di migliorare la comprensione dei processi che regolano il ciclo dell'acqua e le interazioni di questi con le variazioni isotopiche a diverse scale temporali, viene implementata ai modelli GCM, la diagnostica degli isotopi stabili. Sostanzialmente al processo del ciclo idrologico viene affiancato il

ciclo isotopico, con i suoi relativi frazionamenti, in modo che il modello possa “trasportare” gli isotopologi HDO, H₂¹⁶O e H₂¹⁸O ad ogni cambiamento di fase, attraverso i comparti dell’atmosfera e dei *reservoirs*, nello stesso modo in cui viene trasportata l’acqua “normale” (Jouzel, 2014; Werner et al., 2011). Questo fa sì che si possa ottenere, oltre ad una panoramica della distribuzione degli isotopi a scala globale, la relazione spaziale e temporale del δ/T , nonché il legame tra l’origine evaporativa della massa d’aria e il suo contenuto isotopico nella precipitazione.

In generale, i modelli hanno una buona capacità predittiva e simulano correttamente la distribuzione geografica globale (fig. 4.2), la relazione δ/T alle medie e alte latitudini, i cicli stagionali (quando presenti) e la relazione lineare $\delta D-\delta^{18}O$ (Jouzel, 2014), tuttavia mostrano delle differenze nella simulazione delle temperature e quindi dei valori isotopici in quelle aree che mostrano trend più negativi, quali la Groenlandia e l’Antartide (Lee et al., 2007; Risi et al., 2010).

Dagli anni ’80 ad oggi sono stati prodotti svariati modelli generali di circolazione atmosferica (Hoffmann et al., 1998; Jouzel et al., 1987; Kurita et al., 2011; Lee et al., 2007; Mathieu et al., 2002; Noone & Simmonds, 2002; Nusbaumer et al., 2017; Risi et al., 2010; Schmidt et al., 2005; Werner et al., 2011; Yoshimura et al., 2008), a cui si è cercato di aumentare, nel tempo, la risoluzione sia orizzontale che verticale mediante l’uso di griglie più fini che discretizzino il globo. Ad esempio, in figura 3.4 viene riportata una mappa dell’Europa, dove viene rappresentata la composizione isotopica media delle precipitazioni simulate mediante l’uso del GCM ECHAM5 implementato per gli isotopi (ECHAM5-wiso) a tre diverse risoluzioni che variano tra una tipica griglia orizzontale grossolana di 3.8° x 3.8° (T31) e una griglia fine di 0.75° x 0.75° (T159) e tra 19 (L19) e 31 (L31) livelli verticali (Werner et al., 2011). Risulta evidente come l’applicazione del modello a maggiore risoluzione (T159L31) porti alla definizione di un pattern molto più rappresentativo sia a scala continentale che regionale.

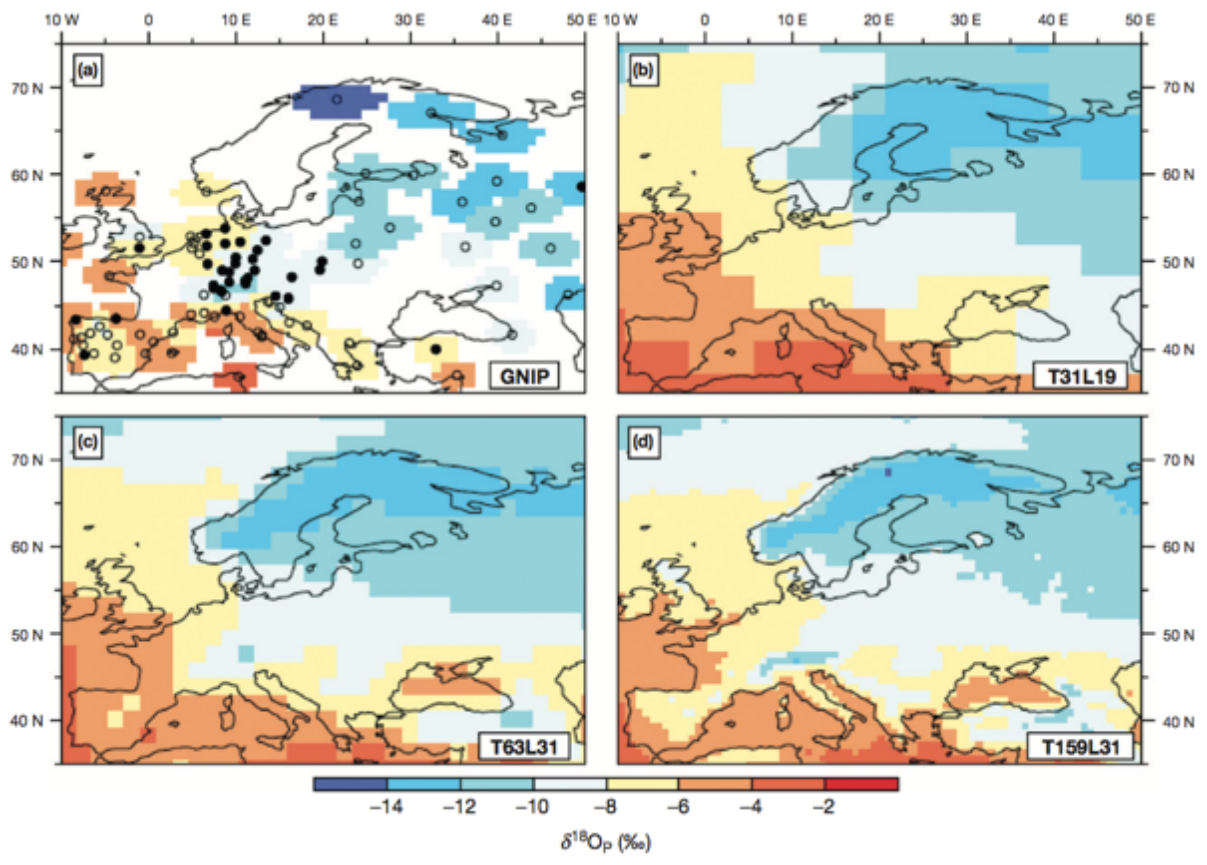
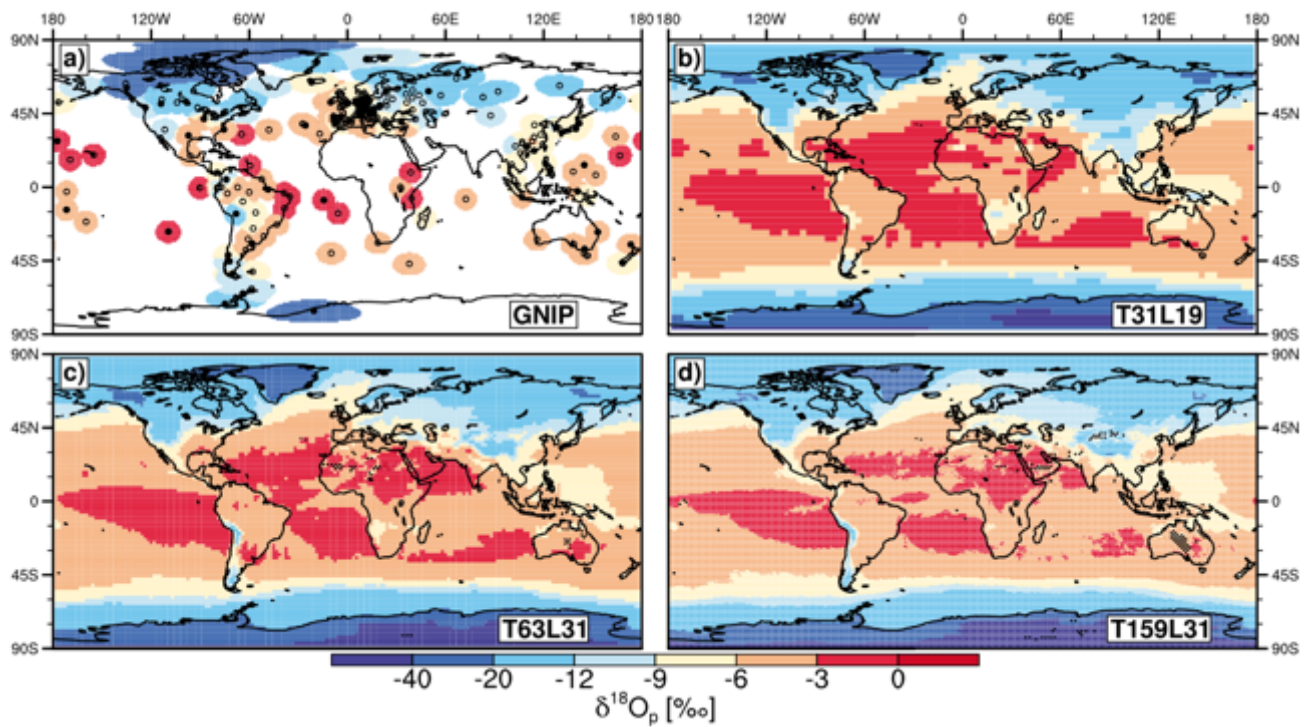


Fig. 4.2. Mappa globale (sopra) e dell'Europa (sotto) di dati osservati e simulati delle medie annuali pesate per la quantità di precipitazione ($\delta^{18}\text{O}_p$). I dati osservati sono forniti dal *Global Network of Isotopes in Precipitation* (GNIP), mentre i dati simulati sono l'output del modello ECHAM5-wiso. a) dati spaziali ricavati da 231 stazioni GNIP; b-d) dati simulati con tre differenti risoluzioni (orizzontali e verticali) del modello ECHAM5-wiso: b) T31L19, c) T63L31, d) T159L31.

Da Werner et al. (2011)

In aggiunta, negli ultimi anni, si sta diffondendo l'utilizzo di un nuovo approccio per migliorare la capacità predittiva dei modelli, che consiste nell'inizializzare il modello con le rianalisi delle osservazioni meteorologiche. In questo modo, la circolazione atmosferica è forzata a riprodurre i dati delle osservazioni meteorologiche al contorno ed è quindi possibile ottenere degli output nelle medesime condizioni rispetto al momento del campionamento delle osservazioni (Cauquoin & Werner, 2020). In questo contesto verranno visti i modelli ECHAM5-wiso (Werner et al., 2011) ed ECHAM6-wiso (Cauquoin & Werner, 2020), inizializzati con le rianalisi dell'*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* ECMWF che verranno spiegate brevemente di seguito.

4.1.1 Climate Reanalysis: ERA5

Le ri-analisi climatiche sono una descrizione numerica del clima recente, basata sulla combinazione di osservazioni storiche con dei modelli, utilizzando sistemi avanzati di modellazione e assimilazione dati. Consiste in una stima dei parametri atmosferici come la temperatura dell'aria, la pressione e il vento a diverse altitudini, e parametri di superficie, quali le precipitazioni, il contenuto di umidità al suolo, l'altezza delle onde oceaniche e la temperatura superficiale del mare, dove tali stime vengono riprodotte per tutti i punti della terra, coprendo un periodo relativamente lungo, in modo da fornire un dataset globale che sia in grado di descrivere, in modo completo e coerente, il clima del passato sino al giorno d'oggi.

L'*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* ECMWF, organizzazione intergovernativa per le previsioni climatiche e meteorologiche, utilizza periodicamente i suoi modelli di previsione e sistemi di assimilazione dati per rianalizzare le osservazioni archiviate, creando set di dati globali che descrivono la storia recente dell'atmosfera, della superficie terrestre e degli oceani. Nel tempo sono stati elaborati svariati dataset quali ERA-15, ERA-40, ERA-Interim, dove quest'ultimo è stato sostituito da ERA5, rianalisi atmosferica di quinta generazione del clima globale che copre il periodo dal gennaio 1950 ad oggi.

ERA5 è prodotto dal *Copernicus Climate Change Service* (C3S) presso ECMWF, fornisce stime orarie, con le rispettive medie, di un gran numero di variabili climatiche atmosferiche, terrestri e oceaniche. I dati coprono la Terra su una griglia di 30 km, di latitudine e longitudine regolari, con risoluzione di $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ per l'atmosfera e la risolvono utilizzando 137 livelli dalla superficie fino ad un'altezza di 80 km, con parametri a 37 livelli di pressione. Inoltre, include informazioni sulle incertezze per tutte le variabili a risoluzioni spaziali e temporali ridotte, con una risoluzione di $0.50^\circ \times 0.50^\circ$.

4.1.2 ECHAM5-wiso

Il modello di circolazione generale atmosferica di quinta generazione, ECHAM5, sviluppato al *Max Planck Institute for Meteorology* di Amburgo (MPIM) è la penultima versione di una serie di modelli ECHAM che si sono evoluti dall'originale modello dell'ECMWF (Simmons et al., 1989).

Brevemente vengono riportati i risultati ottenuti da Werner et al. (2011) per l'Antartide, mediante l'utilizzo del modello a tre diverse risoluzioni: T31L19 (3.75°), T63L31 (1.87°) e T159L31 (0.75°); i dati sono confrontati con il database della neve superficiale dell'Antartide redatto da Masson-Delmotte et al. (2008) e ciascuna simulazione fa riferimento ad un periodo di 10 anni.

In linea generale, il modello riproduce bene le distribuzioni spaziali del δD , tuttavia si riscontrano valori meno negativi della composizione isotopica nell'Antartide centrale a causa dell'incapacità del modello di simulare le temperature più basse. Queste difficoltà sono in accordo con le problematiche già riscontrate in letteratura (Lee et al., 2007; Risi et al., 2010) dove l'ipotesi di tale incapacità è dovuta probabilmente ad una scarsa rappresentazione del *boundary layer* dovuta alla presenza della forte inversione termica (Krinner et al., 1997). Buoni risultati si ottengono anche nella relazione del δD con la temperatura superficiale, con un notevole miglioramento nell'utilizzo della risoluzione fine (T159L3); scarse similitudini vengono invece riscontrate nella relazione accumulo- δD , probabilmente dovuto agli effetti post deposizionali causati dall'azione del vento, in quanto erosione e neve ventata non sono inclusi nel modello. Infine, l'eccesso di deuterio simulato rispetto a δD mostra risultati migliori utilizzando una risoluzione maggiore (T159L31 (0.75°)), soprattutto per i valori più negativi del δD , come si può vedere in figura 4.3.

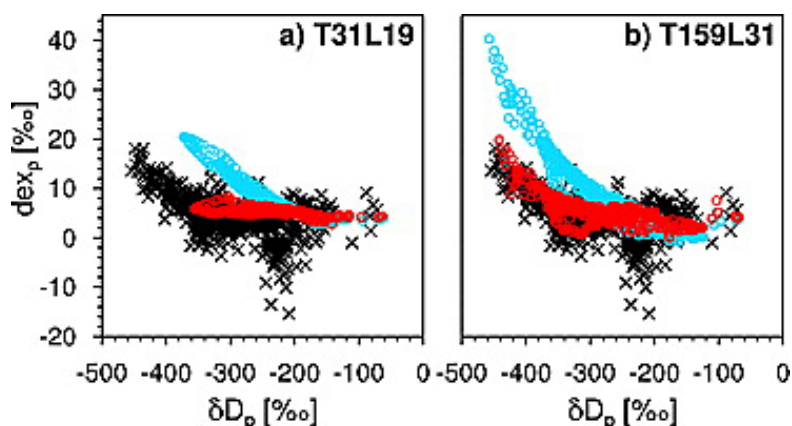


Fig. 4.3. Relazione eccesso di deuterio (dex_p) e δD per l'Antartide. Vengono riportati i dati osservati in Masson-Delmotte et al. (2008; croci nere), e due simulazioni a diverse risoluzioni con differenti formule per la super saturazione S: $S=1-0.002T_{cond}$ (rosso) e $S=1.01-0.0045T_{cond}$ (blu). Da Werner et al. (2011)

4.1.3 ECHAM6-wiso

ECHAM6 è la versione corrente dei modelli ECHAM ed è stato sviluppato per le risoluzioni T63L47, T63L95 e T127L95. Le rappresentazioni spettrali T63 e T127 sono associate a griglie gaussiane con risoluzione, rispettivamente, di circa 1,9° e 0,95°, entrambe le griglie verticali risolvono l'atmosfera fino a 0,01 hPa (80km), comprendendo così sia la troposfera che la stratosfera.

ECHAM6-wiso presenta notevoli miglioramenti rispetto al suo predecessore. Ciascuna versione incorpora una risoluzione fino a 80km, con una rappresentazione completa dei processi fisici, viene incluso il frazionamento cinetico costante per l'evaporazione sopra l'oceano, sono considerati gli isotopi nel ghiaccio marino e vi è una descrizione dettagliata dell'aerosol atmosferico. Inoltre, presenta una nuova importante componente, il sub modello JSBACH, che consente una rappresentazione avanzata della biosfera terrestre.

Per un confronto, vengono riportati i dati ottenuti da Cauquoin e Werner (2020) per il modello ECHAM6-wiso a due risoluzioni, T63L47 (1.9°, 47 livelli) e T127L95 (0.9°, 95 livelli) inizializzato con le rianalisi ERA5 (1979-2018); i dati simulati sono validati, anche in questo caso, con il medesimo database di Masson-Delmotte et al. (2008). Si mostra una buona simulazione delle distribuzioni globali dei valori di $\delta^{18}\text{O}$ (fig. 4.4), in particolar modo con la risoluzione più fine T127L95 viene rappresentato un pattern molto dettagliato, soprattutto per le zone interne del continente, caratterizzate da basse temperature e quindi valori più negativi.

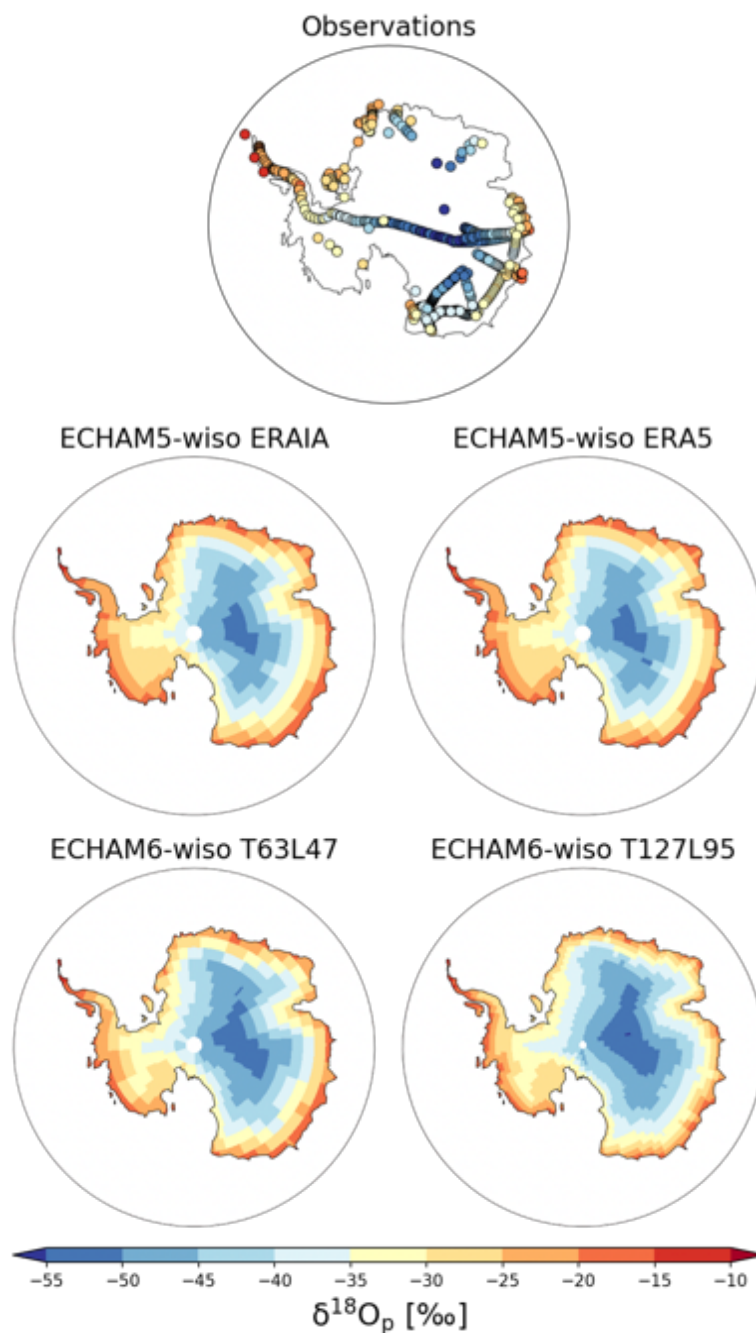


Fig. 4.4. Distribuzione della composizione isotopica $\delta^{18}O$ in Antartide dei dati osservati (Masson-Delmotte et al., 2008) e simulati per il modello ECHAM5-wiso (inizializzato con ERA5 e ERAIA) e il modello ECHAM6-wiso inizializzato con ERA5 a due risoluzioni differenti (T63L47: 1.9°, 47 livelli; T127L95: 0.9°, 95 livelli). Da Cauquoin e Werner (2020)

Anche in questo caso le relazioni del $\delta^{18}O$ con le temperature superficiali (T_{2m}) risultano essere molto buone in tutti i modelli utilizzati, migliorano invece le correlazioni fra accumulo e δD rispetto ad ECHAM5-wiso, l'eccesso di deuterio tuttavia, risulta essere sovra stimato in ECHAM6-wiso ad entrambe le risoluzioni; a tal proposito Cauquoin e Werner (2020) suggeriscono che si possa migliorare la prestazione modificando la formula per la super saturazione.

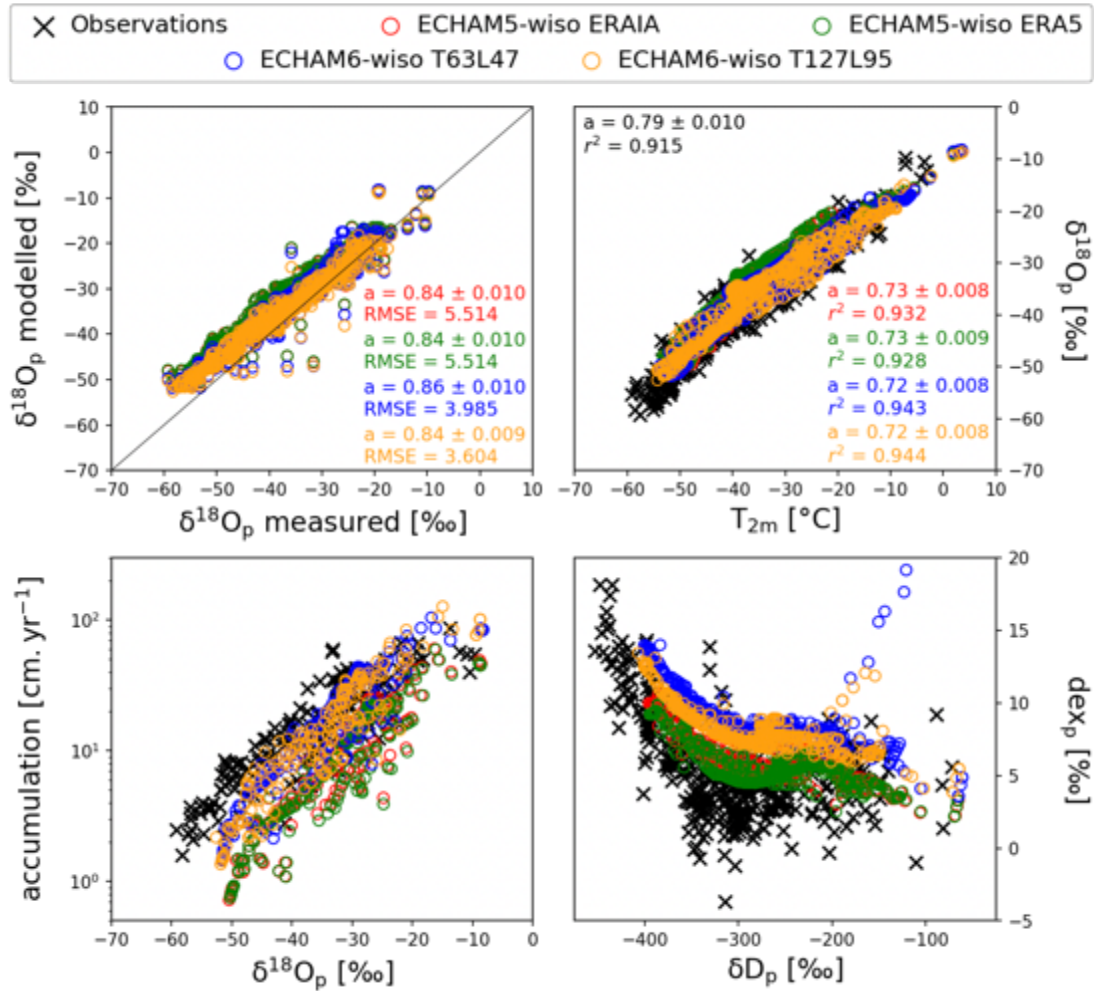


Fig. 4.5. Correlazioni fra dati osservati e simulati, $\delta^{18}O$ e temperatura superficiale, accumulo e $\delta^{18}O$, eccesso di deuterio e δD . Dati osservati (croci nere; Masson-Delmotte et al., 2008) e dati simulati per il modello ECHAM5-wiso inizializzato con ERA5 (verde) ed ERAIA (rosso) e il modello ECHAM6-wiso inizializzato con ERA5 a due risoluzioni differenti T63L47 (1.9°, 47 livelli blu) e T127L95 (0.9°, 95 livelli, giallo). Da Cauquoin e Werner (2020)

Concludendo, è stato visto come l'utilizzo dei modelli generali di circolazione atmosferica, implementati per gli isotopi, consenta di migliorare la comprensione della distribuzione della composizione isotopica nel ciclo idrologico; tuttavia, l'approccio a tali modelli risulta avere un duplice scopo. In primo luogo, il confronto fra i dati osservati e i dati simulati delle relazioni spaziali attuali permette di validare la capacità predittiva dei modelli utilizzati e, in secondo, l'utilizzo di questi è necessario per la calibrazione del termometro isotopico, in modo da migliorare l'interpretazione quantitativa dei record paleoclimatici (Touzeau et al., 2016).

Infatti, l'interpretazione del clima del passato è possibile, se e sole se, le variazioni spaziali del $\delta^{18}\text{O}$ con la temperatura superficiale (T_s) rimangano invariate nel tempo in modo che possa essere utilizzata la relazione spaziale $\delta^{18}\text{O}-T_s$ attuale come surrogato della relazione temporale per interpretare i record isotopici.

Lo studio di queste relazioni può essere applicato infatti a differenti periodi climatici, quali l'Ultimo Massimo Glaciale (LGM) o a condizioni climatiche estreme come le proiezioni di un aumento di CO_2 (Stenni et al., 2016). Mentre le simulazioni suggeriscono che l'attuale pendenza spaziale δ/T per l'Antartide centrale può essere utilizzata, con buone approssimazioni, come surrogato del paleotermometro con una sottostima di circa il 15% per il calcolo della differenza di temperatura tra il LGM e le condizioni attuali (Jouzel et al., 2003); questo sembra non valere per periodi con condizioni climatiche più calde o per le proiezioni di un aumento di CO_2 (Sime et al., 2009; Sime et al., 2008), le quali producono una minore sensibilità di $\delta^{18}\text{O}$ alla temperatura ($0.34\%/\text{°C}^{-1}$) (Stenni, 2020).

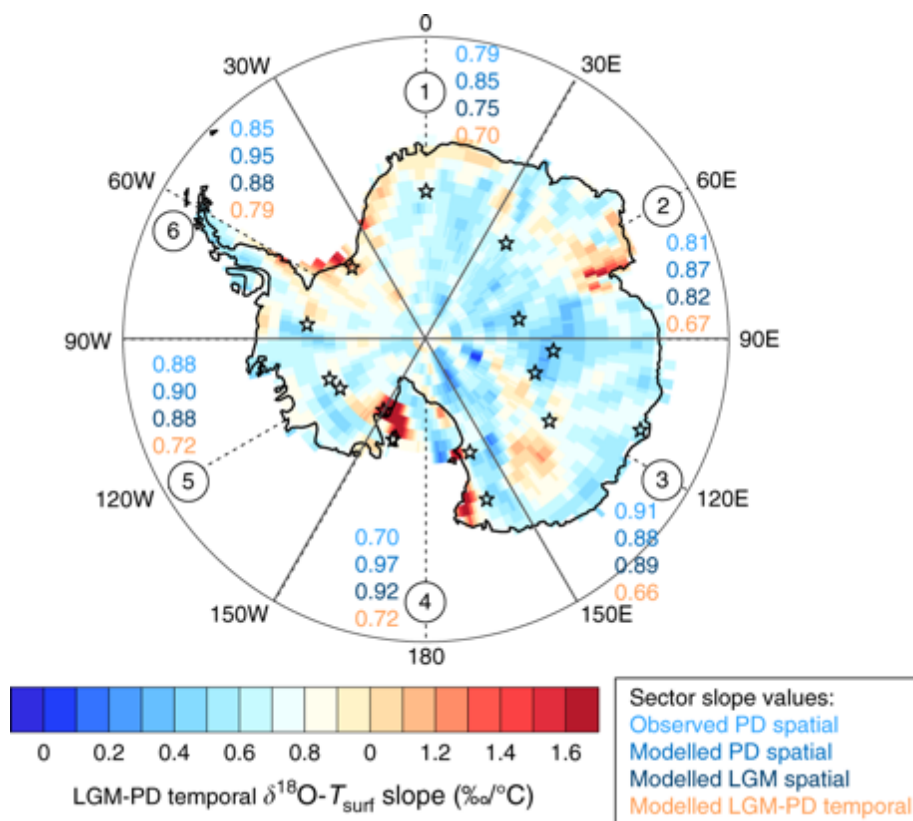


Fig. 4.6. Mappa della relazione simulata $\delta^{18}\text{O}-T_s$ per il presente (*Present Day*, PD) e l'ultimo massimo glaciale (*Last Glacial Maximum* LGM). Le stelle indicano i siti di carotaggio utilizzati per la valutazione dei modelli. I numeri all'interno dei cerchi indicano i settori per i quali è stato diviso l'Antartide. Le variazioni dei colori in ogni settore indicano la seguente relazione $\delta^{18}\text{O}-T_s$: relazione spaziale osservata (azzurro) e simulata (blu) per PD e per LGM (blu scuro); relazione temporale simulata per LGM-PD (arancione). Da Werner et al. (2018)

A conferma di questo, Werner et al. (2018) utilizzando i risultati del modello ECHAM5-wiso suggeriscono che le pendenze spaziali δ - T_s attuali simulate in Antartide siano simili a quelle osservate (Masson-Delmotte et al., 2008) e a quelle simulate durante l'LGM. La relazione temporale, in accordo con i precedenti studi (Jouzel et al., 2003), risulta invece inferiore del 17-26% rispetto alle pendenze spaziali attuali osservate e simulate per tutte le regioni dell'Antartide (fig. 4.6), suggerendo che l'applicazione della pendenza spaziale media del $\delta^{18}\text{O}$ - T_s per il calcolo delle variazioni di temperatura dall'LGM possano portare ad una sottostima del 15% (Werner et al., 2018).

5. Materiali e metodi

5.1 Campionamento

Nell'ambito del progetto WHESTONE, presso la stazione italo-francese di Concordia (75°06'S 123°21'E, 3233 m s.l.m.) vengono raccolti giornalmente, dal 2008, campioni di precipitazioni nevose. Nel contesto di questo lavoro di tesi, saranno esaminati più di 400 campioni risalenti all'anno 2017. I campionamenti vengono divisi in due tipologie, un campionamento su di un banchino e un campionamento al suolo, che verranno spiegati di seguito. Ad ogni prelievo vengono inoltre effettuate osservazioni cristallografiche delle deposizioni e vengono annotate le condizioni meteo quali pressione atmosferica, nuvolosità, visibilità, temperatura dell'aria, umidità relativa, direzione e velocità del vento.

5.1.1 Campionamento delle deposizioni su banchini

Le precipitazioni vengono raccolte manualmente da tre banchini (di cui uno girevole sotto l'azione del vento) di 80x120 cm, coperti da una superficie di polistirene/teflon, posti ad un'altezza di circa 1 m da terra e a circa 800m dalla stazione; i margini del banchino sono riparati da un bordo di 8 cm necessario per limitare l'influenza del vento e possibili contaminazioni con la neve ventata. I prelievi vengono effettuati giornalmente, preferibilmente dalle ore 8:00 alle 10:00 e riguardano le deposizioni delle 24 ore precedenti; nel dettaglio viene individuato il banchino che presenta le migliori condizioni di deposizione e in sequenza vengono effettuate: foto digitale panoramica al banchino, misura dello spessore, osservazione del precipitato, fotografia digitale dei cristalli e raccolta del campione per l'analisi isotopica in sacchetti di plastica opportunamente pesati, termosaldati e conservati a -20°C. In assenza di precipitazione o per precipitazione estremamente scarsa (solitamente inferiore a 1 g) il campionamento non viene effettuato e la superficie viene ripulita.

- Spessore della deposizione: la misurazione viene effettuata posizionando sul banchino scelto un righello millimetrato in posizione verticale. In genere vengono considerate le medie di 5 misure (4 agli angoli ed 1 al centro). L'unità di base è 0.5 mm, con un *range* di 0-10 mm; in caso di deposizioni inferiori viene indicato <0.5 mm;
- Tipologia delle deposizioni: la tipologia viene stimata in modo diretto attraverso l'uso di una lente di ingrandimento o mediante macchina fotografica ad alta risoluzione, facendo riferimento alla classificazione di Magono e Lee (1996) semplificata. I campioni necessari per le analisi isotopiche vengono quindi contrassegnati come segue:
 - Cristalli di precipitazione da corpi nuvolosi (PP);

- *Diamond Dust* formato per sublimazione diretta in aria (DD);
- Brina di superficie formata per sublimazione sulla superficie e/o oggetti (SH);
- Neve ventata dovuta all'azione del vento (NV)
- Brina generica (Hoar)
- Formazione di cristalli di *air hoar* su superfici verticali (*Air Hoar* o Aereo)

In aggiunta viene verificato quotidianamente che non ci sia la presenza di sastrugi sotto i banchini o nelle immediate vicinanze, in qual caso vengono rimossi prima che superino i 20-30 cm di altezza.

5.1.2 Campionamento delle deposizioni al suolo

La raccolta delle deposizioni al suolo viene effettuata giornalmente su tavolette di polistirolo poste a terra, i campioni vengono raccolti senza pesatura e posti all'interno di sacchetti di plastica termosaldati ed etichettati con la dicitura "suolo".

Anche in questo caso viene misurato lo spessore delle deposizioni (media di 5 misure) delle ultime 24 ore, con successiva rimozione del precipitato. In aggiunta viene effettuata la misurazione dell'accumulo (media di 5 misure, 4 agli angoli ed 1 al centro) su di un ulteriore tavoletta, che in questo caso non verrà ripulita in seguito alla misurazione.

Una volta al mese, inoltre, viene effettuata la misurazione dell'accumulo superficiale presso un campo paline situato in prossimità della stazione, composto da un network di 50 pali disposti in un range di 1 km x 1 km. Le variazioni delle altezze dell'accumulo vengono convertite in mm di acqua equivalente (w.e) usando una densità media della neve pari a 320 kg m^{-3} .

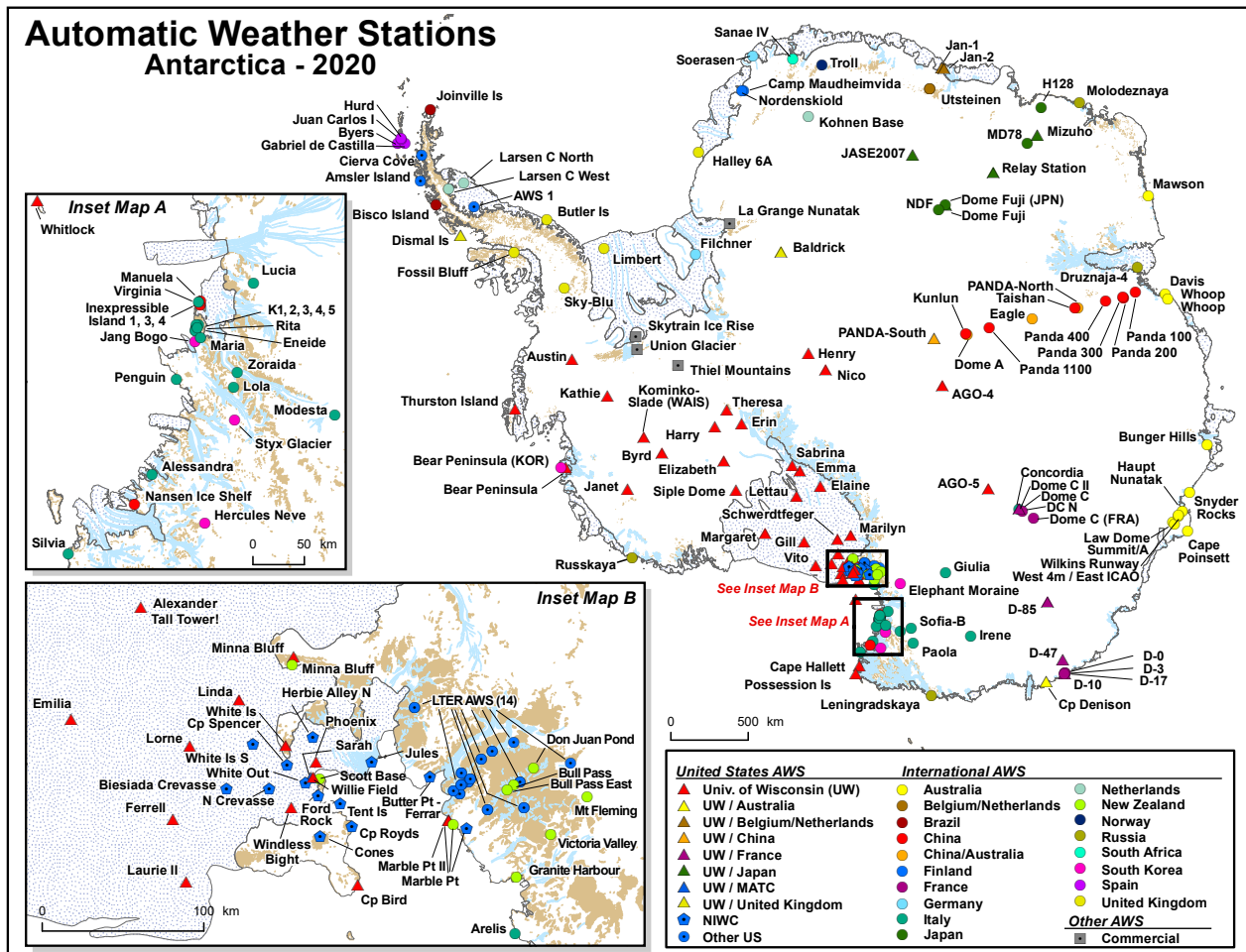
Tutti i campioni vengono quindi spediti, alla fine di ogni anno, presso il laboratorio di Geochimica isotopica dell'Università Ca' Foscari Venezia.

In questo contesto a causa della limitatezza della tesi non verranno discusse le tipologie di precipitazione, ma verrà fatta una distinzione solamente fra la precipitazione su banchino e la precipitazione al suolo. Il metodo di classificazione è stato riportato per ragioni di completezza.

5.2 Dati strumentali

A causa delle condizioni climatiche estreme, in Antartide, specialmente nel Plateau, l'acquisizione dei dati metereologici viene garantita dalla presenza di stazione metereologiche automatizzate (*Automatic Weather Station, AWS*) che registrano le principali variabili atmosferiche quali temperatura

dell'aria (°C), pressione superficiale (hPa), umidità (%), velocità (ms^{-1}) e direzione del vento (°). In figura 5.1 viene riportata la mappa delle AWS aggiornata al 2020 e disponibile al sito <http://amrc.ssec.wisc.edu/aws/>.



Coastline: ADD v4.1, 2003; Cartography: June 2020 Sam Batzli, SSEC, University of Wisconsin-Madison; Funding: National Science Foundation Grant Number 1924730

Fig. 5.1. Mappa delle AWS sia americane che internazionali nel continente Antartico. <http://amrc.ssec.wisc.edu/aws/>

Attualmente a Dome C, le stazioni AWS attive sono “Dome C II” (75.106°S, 123.346°E; 3250 m s.l.m), stazione americana installata nel 1995 dall’*Antarctic Meteorological Research Center* (AMRC), “Dome C (FRA)”, stazione francese operante dal 2009 (74.102778 S, 123.345555 E; 3280 m s.l.m) e “Concordia” (75°6’0” S, 123°24’0” E; 3230 m s.l.m), stazione meteorologica italiana, gestita dall’osservatorio meteo climatologico antartico (<https://www.climantartide.it/>) ed operante dal 2005.

5.3 Analisi isotopiche

5.3.1 Preparazione dei campioni e standard di laboratorio

I campioni vengono spediti congelati, alla fine di ogni anno, presso il laboratorio Ca’ Foscari di Venezia e conservati a -20°C. Al momento delle analisi per la composizione isotopica dell’ossigeno e

dell'idrogeno, i campioni vengono scongelati a temperatura ambiente e travasati in apposite bottiglie di polietilene ad alta densità (HDPE) dotate di doppio sistema di chiusura; vengono quindi prelevati 1.25 mL (0.3 mL se le quantità sono scarse) di campione mediante pipetta Eppendorf da 0.25-2.5 mL e travasati in *vial* apposite per l'auto campionatore da 2 mL (0.3mL, fig. 5.2) dotate di tappo con setto forabile. Generalmente, a causa delle scarse quantità di campione, viene utilizzata tutta l'acqua di scongelamento, nel caso sia in sovrabbondanza viene opportunamente conservata nelle medesime bottigliette HDPE e riposta nei freezer.

Per poter costruire una retta di calibrazione, vengono utilizzati degli standard interni di laboratorio di cui è nota la composizione isotopica rispetto agli Standard Internazionali (V-SMOW) e con valori isotopici il più possibile vicini a quelli dei campioni al fine di minimizzare l'effetto memoria e di limitare il *range* entro il quale si ha con ogni probabilità una risposta lineare dello strumento. In questo contesto vengono utilizzati gli Standard Interni di laboratorio "TD 2019" e "OC3" che hanno i seguenti valori isotopici (tab 5.1) e corrispondono rispettivamente alle nevi superficiali di Talos Dome e Dome C:

St. Interno	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	St. Dev	δD (‰)	St. Dev
TD 2019	-38.77	0.05	-306.20	0.68
OC3	-53.37	0.03	-416.15	0.39

Tab. 5.1. Valori misurati e calibrati (medie di 4 giri) a Febbraio 2020 degli standard interni di laboratorio TD 2019 ed OC3, rispetto agli Standard Internazionali V-SMOW e normalizzati rispetto V-SLAP II, con le rispettive deviazioni standard.

Per procedere all'analisi isotopica viene quindi preparato il *tray* da 54 *vials* per l'autocampionatore che verrà descritto nel paragrafo successivo. Il *tray* sarà così composto da standard distribuiti all'interno del giro a quadruplette caratterizzate dai due standard, ripetuti ciascuno per due volte per minimizzare l'effetto memoria, e dai campioni (es: TD (x2), OC3 (x2), campioni, OC3(x2), TD (x2)); se il *tray* viene riempito totalmente risulta opportuno inserire ulteriori standard a metà giro (fig. 5.2).

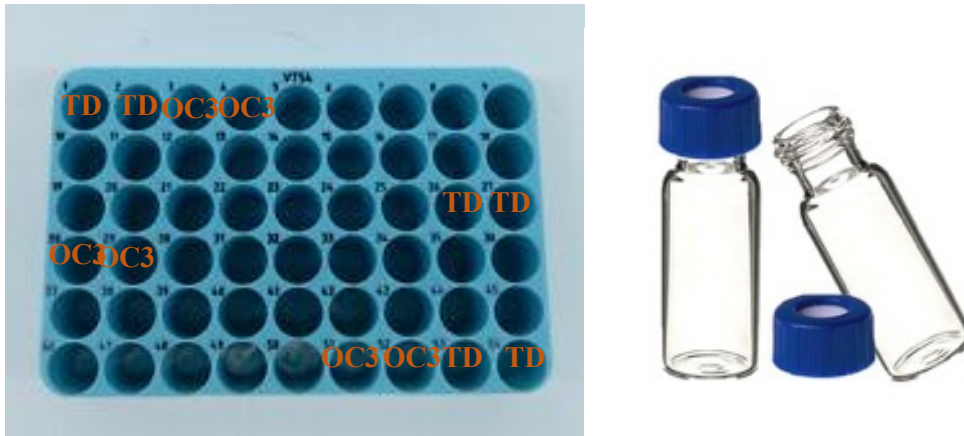


Fig. 5.2. Tray da 54 vials, in arancione sono mostrate le posizioni degli standard TD e OC3. Destra: vial con tappo dotato di setto forabile utilizzate per l'autocampionatore accoppiato al PICARRO L2130-i

5.3.2 Spettroscopia ad assorbimento laser - *Cavity Ring Down Spectroscopy*

La spettroscopia ad assorbimento laser è una tecnica analitica che permette di determinare la concentrazione di una determinata specie gassosa basandosi sul presupposto che le molecole, o gli atomi, a seguito dell'emissione da parte di una sorgente di una radiazione nello spettro dell'Infra-Rosso e dell'UV-visibile, assorbono a precise lunghezze d'onda che sono specifiche di ciascuna molecola. Considerando che la frequenza di assorbimento è funzione del tipo di legami e delle differenti masse delle molecole, è possibile dedurre che i diversi isotopi che formano una data molecola le conferiscono proprietà di assorbimento diverse e quindi diversi picchi di assorbimento, cosicché diviene possibile discriminare i diversi isotopologi presenti in una molecola (fig. 5.3).

Nello specifico, la spettroscopia laser si basa sulla legge di *Lambert-Beer* la quale mette in relazione la quantità di luce assorbita da un mezzo ad una determinata lunghezza d'onda, alla concentrazione ed allo spessore del mezzo attraversato (cammino ottico):

$$I_t = I_0 \times e^{-A}$$

con $A = \epsilon_\lambda M l$;

Dove I_t è l'intensità della radiazione trasmessa, I_0 l'intensità della radiazione incidente, A l'assorbimento, ϵ_λ è l'estinzione molare (assorbimento specifica di una soluzione 1 M), M la molarità e l il cammino ottico.

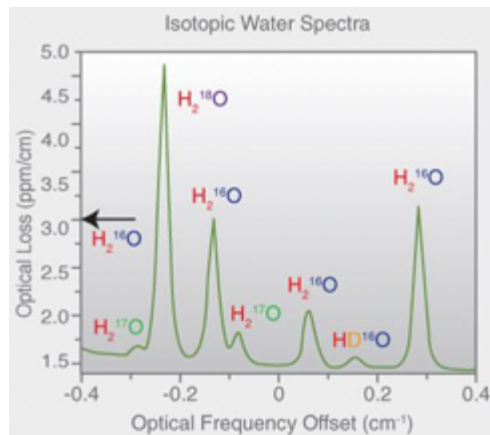


Fig.5.3. Picchi di assorbimento dei vari isotopologi dell'acqua. Da Van Pelt & Crosson (2010)

Nello specifico, la *Cavity Ring-Down Spectroscopy* (CRDS) è una tecnica spettroscopica altamente sensibile che consente la misurazione dell'estinzione ottica assoluta da parte di campioni che disperdono e assorbono luce, ovvero si basa sul tempo di estinzione di un raggio laser in presenza o in assenza del campione (fig 5.4).

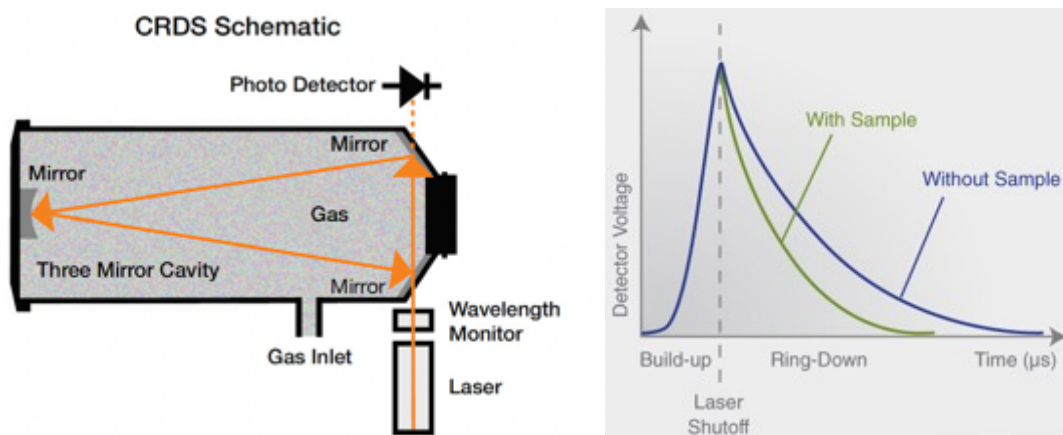


Fig. 5.4. La cavità è un piccolo box metallico nel quale viene iniettato il campione vaporizzato, dotato di 3 specchi ad alta riflettività. A destra viene rappresentata l'intensità della luce in funzione del tempo in un sistema CRDS in presenza (verde) e in assenza di un campione (blu). Si vede come la presenza di un analita nella cavità riduce il tempo di decadimento del raggio laser. Da <https://www.picarro.com/company/technology/crds>

Nella CRDS il raggio, proveniente da un diodo laser, entra in una cavità e percorre un cammino ottico rimbalzando tra due o più specchi ad alta riflettività. Per permettere la misura del decadimento esponenziale dell'intensità luminosa, superato un certo valore soglia, il raggio laser viene spento e il fascio di luce subirà dei "rimbalzi" fra gli specchi, che tenderanno a decrescere con il tempo generando un cammino ottico il quale sarà inferiore se nella cavità è posta una molecola in grado di assorbire la radiazione. Un fotorecettore, quindi, rileva la piccola quantità di luce che fuoriesce da

uno degli specchi e riprodurrà un segnale che sarà direttamente proporzionale all'intensità all'interno della cavità. Sintetizzando, uno strumento CRDS misura in quanto tempo la luce decade rispetto alla sua intensità iniziale (*ring down time*), dove l'estinzione del raggio dipenderà dalla concentrazione delle molecole assorbenti (in assenza dell'analita dipenderà invece solamente dalla riflettività non perfetta degli specchi).

In questo lavoro di tesi viene utilizzato lo spettroscopio laser PICARRO modello L2130-i (<https://www.picarro.com/products/l2130i-isotope-and-gas-concentration-analyzer>), costituito da (fig. 5.5):

- Vaporizzatore (modello V1102-i): camera cilindrica dotata di sistema di controllo della temperatura, mantenuta a 120°C, in cui viene iniettato, tramite un setto forabile posto sulla sommità del vaporizzatore, il campione. Nella camera il campione viene quindi vaporizzato e trasportato verso l'analizzatore grazie alla presenza di un gas *carrier* che in questo caso è azoto gassoso (N₂);
- *Data Acquisition Unit Computer e Power Vacuum Unit (CP + VU esterna)*: unità in cui avviene l'assorbimento del laser, il fotorecettore rileva l'intensità della radiazione ed il sistema di acquisizione dati invia le informazioni all'elaboratore;
- Autocampionatore per liquidi CTC PAL - *Leap Technologies*: sistema meccanico dotato di carrello mobile sui cui vengono poste le *vial* da campionare (capacità: due *tray* da 54 *vial* ciascuno) e siringa da 5 µL automatizzata.

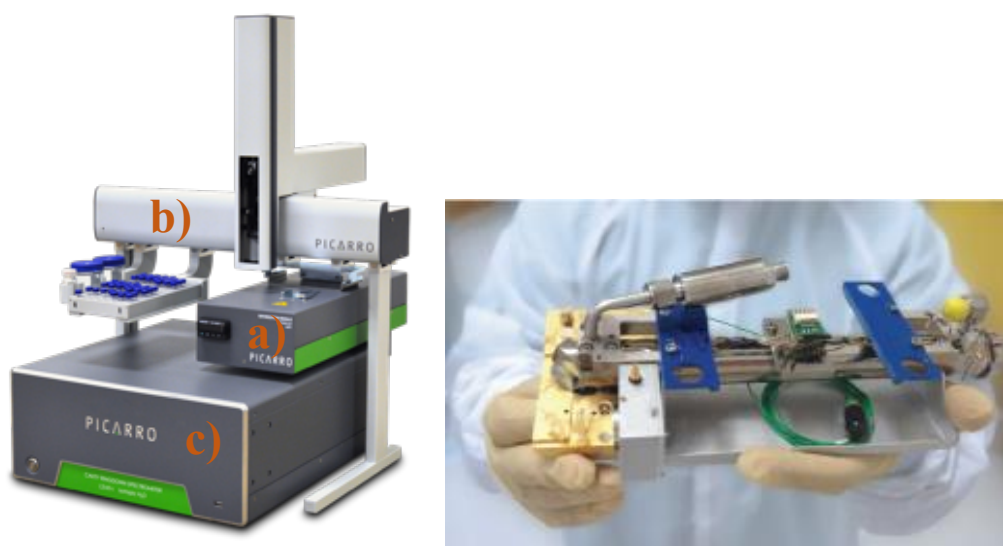


Fig.5.5. PICARRO modello L2130-i dotato di (a) vaporizzatore, (b) autocampionatore e (c) *Data Acquisition Unit Computer e Power Vacuum Unit (CP + VU esterna)*. A destra viene riportata la foto della cavità, box metallico (35cc) dotato di 3 specchi ad alta riflettività (99.995%), con cammino ottico > 10km, pressione costante di 50(±0.76) Torr e temperatura di 80 (±0.002) °C.

Il principio su cui si basa il funzionamento del PICARRO è, come detto sopra, l'assorbimento differenziale che si instaura in presenza o in assenza di un analita, dove la capacità discriminativa è data da una prima misura a cavità vuota e una seconda misura in presenza del campione, che comporterà a tempi di estinzione differenti. Mediante un confronto fra i due tempi di estinzione sarà quindi possibile ricavare il tempo di *ring-down*. Il segnale sarà dato da:

$$I(t, \lambda) = I_0 e^{-t/\tau(\lambda)}$$

Dove con I_0 si definisce l'intensità iniziale della luce trasmessa e con $\tau(\lambda)$ la costante del tempo di *ring-down*. Per una data lunghezza d'onda λ , il tasso di decadimento,

$$R(\lambda) = 1/\tau(\lambda)$$

è proporzionale alla perdita ottica all'interno della cavità e uguale al tasso di decadimento a cavità vuota, $R(\lambda, 0)$, più un fattore d'assorbimento specifico per la molecola, $c\varepsilon(\lambda)C$:

$$R(\lambda, C) = \frac{1}{\lambda} = R(\lambda, 0) + c\varepsilon(\lambda)C$$

Cosicché l'assorbanza della molecola può essere calcolata mediante la seguente formula:

$$\alpha(\lambda) = \varepsilon(\lambda)C$$

Dove ε è il coefficiente di estinzione e C è la concentrazione che può essere derivata facendo la differenza del tasso di decadimento a cavità vuota ($C=0$) e a cavità piena.

Nello spettroscopio laser PICARRO la cavità è dotata di tre specchi ad alta riflettività (99.995%) con un cammino ottico maggiore di 10 km (per una cavità di soli 25 cm di lunghezza, la lunghezza del percorso effettivo all'interno della cavità può essere superiore a 20 km). Il lungo cammino ottico permette di diminuire il LOD (*Limit Of Detection*) del campione, il quale è proporzionale al cammino del raggio laser attraverso l'analita.

Lo strumento ha una resa ottimale quando la concentrazione dell'acqua all'interno della cavità è nell'intorno di 20000 ppm (i dati vengono registrati una volta raggiunto il plateau di 20000 ppm); la precisione (1σ) per le analisi in liquido sono per il $\delta^{18}\text{O}$ e il δD rispettivamente di $\pm 0.03\text{‰}$ e $\pm 0.2\text{‰}$ e $\pm 0.31\text{‰}$ per l'eccesso di deuterio.

Una volta preparato il *tray* per l'analisi, si procede con la pulizia della siringa con n-metil-2-pirrolidone e con la sostituzione del setto del vaporizzatore che va cambiato ad ogni giro, successivamente, lo strumento può essere avviato. Per ogni campione è possibile – e consigliabile - impostare più iniezioni in modo da ridurre l'effetto memoria; in questa tesi sono state eseguite 8 iniezioni per ogni standard e ogni campione. La siringa preleva circa 2 µL di campione che vengono iniettati nel vaporizzatore ed analizzati.

5.3.3 Calibrazioni

L'output dei dati è fornito in un file .csv in cui sono riportati i valori isotopici (unità δ‰), la concentrazione di acqua (ppm) e la temperatura (°C) all'interno dello strumento. I dati vengono quindi trattati con il test degli *outlier* e calibrati.

Considerando che ogni campione viene ripetuto 8 volte, verrà fatta una media degli 8 valori ottenuti. I dati dell'analisi vengono quindi filtrati mediante un test per gli *outlier* che elimina i valori che escono dall'intervallo $\pm\sigma$ centrato sulla media di ogni *vial*. I dati che superano il test vengono dunque conservati e mediati, e la media viene successivamente calibrata utilizzando l'equazione lineare della retta di calibrazione, ottenuta usando i valori veri e quelli misurati di ogni standard, cioè:

$$V_{cal} = m(Vm_{sa} - Vm_{st}) + Vt_{st}$$

dove:

V_{cal}: valore calibrato

m: coefficiente angolare della retta di calibrazione

V_{sa}: valore misurato del campione

V_{st}: valore misurato dello standard interno

V_{tst}: valore teorico dello standard interno

5.4 Elaborazioni dati

Le analisi statistiche sono state effettuate con il software R versione 4.0.5 (R Core Team, 2021) e un numero di packages quali "reshape" (Wickham, 2007), "plyr" (Wickham, 2011), "data.table" (Dowle & Srinivasan, 2021), "lubridate" (Grolemund & Wickham, 2011), "zoo" (Zeileis & Grothendieck, 2005), "stringr" (Wickham, 2019), "readxl" (Wickham & Bryan, 2019), "openair" (Carslaw & Ropkins, 2012), "latticeExtra" (Sarkar & Andrews, 2019), "xts" (Ryan & Ulrich, 2011), "viridis" (Garnier et al., 2021), "corrplot" (Wei & Simko, 2017), "scales" (Wickham & Seidel, 2020), "dplyr" (Wickham et al.,

2015), “imputeTS” (Steffen & Bartz-Beielstein, 2018), “sp” (E. Pebesma & Bivand, 2005), “rgdal” (Bivand et al., 2021), “raster” (Hijmans & Van Etten, 2016), “ecmwf” (Hufkens et al., 2019), “ncdf4” (Pierce, 2019), “tidyverse” (Wickham et al., 2019) ed “sf” (Pebesma, 2018).

I dati meteorologici utilizzati derivano dalla stazione AWS Italiana che per questa tesi coprono il periodo dal 2008 al 2017. Data la presenza di *gap* temporali, eventuali mancanze sono state coperte utilizzando i dati provenienti dalla stazione AWS Americana mediante regressione lineare ($r^2=0.99$). Una nota importante è che il dataset di partenza è caratterizzato da dati orari per la stazione AWS Italiana (anni 2008-2016) e ogni 3 ore (2017) per l’AWS Americana, tuttavia, non sempre questi dati si rendono disponibili totalmente a cause di complicazioni di svariata natura.

Dal dataset pertanto vengono calcolate le medie giornaliere, calcolate quando i dati coprono almeno il 75% delle ore totali di una giornata solare (18 ore su 24). Successivamente viene calcolata la regressione lineare tra le medie giornaliere ottenute per l’AWS Italiana e per quella Americana (intervallo di confidenza di 0.99); i dati dell’AWS Americana vengono quindi corretti utilizzando la retta di regressione e utilizzati per coprire i gap temporali della serie acquisita dall’AWS Italiana.

Per le variabili quali temperatura, δD e $\delta^{18}O$ ed eccesso di deuterio sono state calcolate le medie aritmetiche giornaliere, mensili ed annuali. Per la temperatura e il $\delta^{18}O$ sono state inoltre calcolate le medie pesate per la quantità di precipitazione totale mensile:

- Medie mensili pesate per la temperatura:

$$T_{mensile} = \frac{T_{giornaliera} \times prec_{giornaliera}}{prec_{tot\ mensile}}$$

- Medie mensili pesate per la precipitazione:

$$\delta^{18}O_{mensile} = \frac{\delta^{18}O_{giornaliera} \times prec_{giornaliera}}{prec_{tot\ mensile}}$$

Le variabili infine sono state correlate mediante la correlazione di *Pearson*:

$$r_{x,y} = \frac{\sum_{i=1}^n x_i y_i - n \bar{x} \bar{y}}{\sqrt{(\sum_{i=1}^n x_i^2 - n \bar{x}^2)(\sum_{i=1}^n y_i^2 - n \bar{y}^2)}}$$

6. Risultati e discussioni

Con questo lavoro di tesi si propone di fornire un contributo al monitoraggio che prosegue dal 2008 delle precipitazioni giornaliere a Dome C, il cui scopo è quello di ottenere una migliore comprensione della variabilità annuale ed inter-annuale della composizione isotopica delle precipitazioni.

I dati che verranno riportati di seguito saranno così suddivisi. Nella prima parte verranno esaminati e discussi i risultati ottenuti per l'anno 2017, i cui campioni analizzati saranno suddivisi a loro volta, fra le precipitazioni raccolte su banchino e al suolo. Per convenzione, i mesi di riferimento per la stagione invernale sono giugno, luglio e agosto, mentre per l'estate vengono considerati i mesi di dicembre, gennaio e febbraio. Per questo motivo, nella trattazione dei dati sarà considerato il mese di dicembre 2016 come parte integrante dell'anno 2017, mentre dicembre 2017 non verrà preso in considerazione poiché fuorviante. Per ragioni di completezza verranno mostrati anche i dati osservati a dicembre 2017.

A seguire verranno prese in considerazione, per fare un confronto, le analisi relative degli anni precedenti, fornendo un dataset completo che copre il periodo dal 2008 al 2017.

Oggetto di indagine di questa tesi non risulta essere solamente la variabilità delle precipitazioni, ma anche lo studio di una possibile validazione del termometro isotopico mediante un confronto diretto fra i dati osservati e quelli simulati dai modelli generali di circolazione atmosferica. Il dataset ottenuto verrà pertanto messo a confronto con gli output del modello ECHAM5-wiso ed ECHAM6-wiso, inizializzati con i dati di ri-analisi forniti da ECMWF.

6.1 Precipitazioni 2017

In figura 6.1. viene riportato l'andamento delle temperature a 2 m di quota rilevate dalla stazione AWS italiana, con valori massimi di $-24.24\text{ }^{\circ}\text{C}$ registrati a dicembre 2016 (estate australe) e minimi di $-80.03\text{ }^{\circ}\text{C}$ rilevati a giugno 2017 (inverno australe).

Si vede come il periodo invernale sia caratterizzato dall'assenza di un picco ben distinto, ma dalla presenza di un trend costante delle temperature che caratterizza il *coreless winter* tipico del Plateau Antartico (van Loon, 1967); in estate, invece, a causa dell'aumento della radiazione solare incidente e dall'assenza dello strato di inversione termica (Genthon et al., 2010), viene raggiunto un picco di insolazione che porta ad un aumento delle temperature con oscillazioni massime di circa $56\text{ }^{\circ}\text{C}$.

In generale, il 2017 presenta una temperatura media annua di $-52.84\text{ }^{\circ}\text{C}$, valore concorde con gli anni precedenti; tuttavia, si evidenzia una stagione invernale molto fredda, con valori medi -66.52

°C che si avvicinano molto alle medie riscontrate nel 2010 (-67.30 °C; Stenni et al., 2016) e una stagione estiva molto calda con temperature medie di -32.67 °C, valore massimo mai riscontrato nell'intero dataset 2008-2017. Inoltre, il valore minimo (-80.03 °C) registrato a Giugno 2017, non si discosta di molto dal record di temperatura minima osservato a Luglio 2010 (-81.05°C). Si evidenziano, infine, anomalie delle temperature riscontrate il 25 Febbraio e il 20 Maggio 2017 con temperature rispettivamente di -29.95 °C e di -39 °C, dovute probabilmente all'avvezione di correnti d'aria calda e umida proveniente dall'Oceano Indiano (Scarchilli et al., 2011).

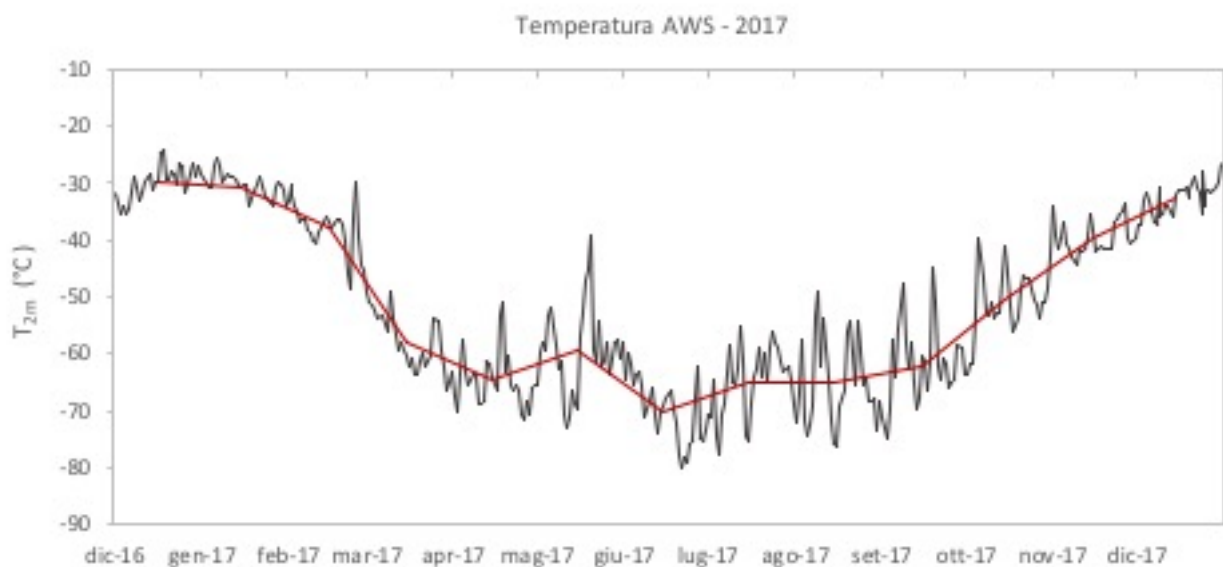


Fig. 6.1. Andamento delle temperature giornaliere (T_{2m} , linea nera) e delle temperature medie mensili (linea rossa) rilevate dalla AWS Italiana per l'anno 2017.

I valori così negativi della stagione invernale 2017 si ipotizza derivino da una forte presenza di un flusso zonale che porta a condizioni climatiche estreme e alla relativa positività dell'indice SAM (fig. 6.2) nei mesi invernali che determina, in linea generale, ad una prevalenza di venti occidentali zonali con un conseguente raffreddamento del continente (Schlosser et al., 2016) e a pochi eventi di precipitazione. Durante il periodo estivo invece, si mostra un indice SAM tendenzialmente negativo (per i mesi di dicembre 2016 e gennaio, febbraio e ottobre 2017) che potrebbe spiegare i valori estivi, in quanto le condizioni tipiche del SAM in fase positiva sono una prevalenza di flussi meridionali che portano ad un aumento generale delle temperature.

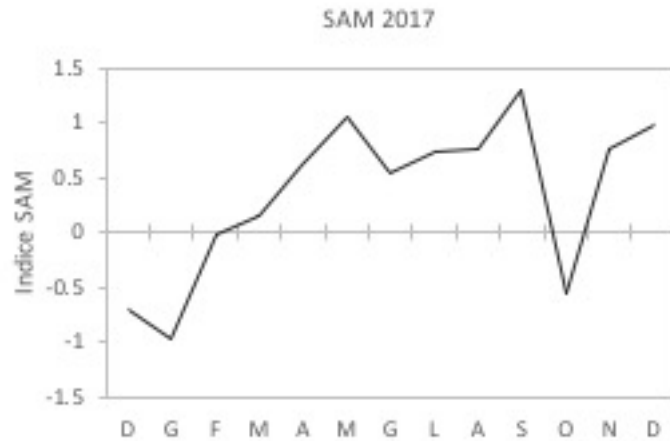


Fig. 6.2. Indice SAM mensile per l'anno 2017. L'indice presenta valori negativi per i mesi di dicembre 2016, gennaio, febbraio e ottobre 2017. Per i mesi restanti risulta positivo.

https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/ao/ao.shtml

L'accumulo totale annuo è di 10.5 mm di acqua equivalente (fig. 6.3; per il periodo dicembre 2016-novembre 2017), valore inferiore rispetto alla media di 25 mm di acqua equivalente derivati dalle misurazioni su campo paline (Frezzotti et al., 2005), ma coerente con le temperature molto basse registrate durante l'anno e dalla relativa positività del SAM.

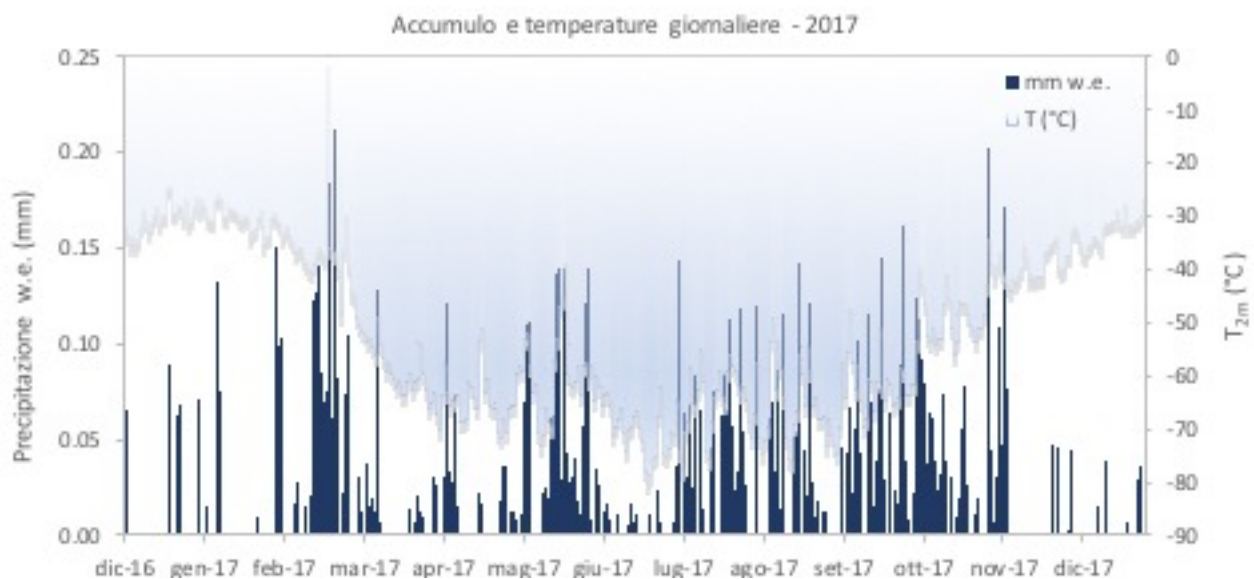


Fig. 6.3. Accumulo (barre blu) e temperature (T_{2m} , celeste) giornaliere per l'anno 2017.

Il valore massimo di accumulo giornaliero viene registrato il 20 Febbraio 2017 con 0.21 mm, a seguire si identificano 0.20 mm il 1° Novembre 2017. In linea teorica, la frequenza degli eventi di precipitazione dovrebbe distribuirsi con massimi in inverno/primavera e minimi in estate e dal grafico sopra riportato si vede come questa condizione si verifichi. Infatti, se per la stagione estiva la frequenza delle precipitazioni risulta minima, per il periodo invernale, ad eccezione del mese di giugno,

e per la stagione primaverile, si registrano un elevato numero di eventi, in special modo per i mesi di maggio e luglio. L'accumulo totale mensile si distribuisce, invece, con un 14% a febbraio e a maggio, 12% a luglio e a settembre, 11% a ottobre, 10% ad agosto (a seguire per ordine di abbondanza: novembre, gennaio, marzo, aprile, dicembre e giugno).

Queste assunzioni non possono essere considerate senza tenere a mente che le misurazioni dell'accumulo a Dome C sono estremamente difficili, sia a causa delle condizioni climatiche estreme, quali i venti che possono trasportare quantità di neve considerevoli, sia dal fatto che, nella maggior parte dei casi, se l'accumulo non supera un certo valore soglia, il dato non viene registrato dagli operatori e questo può portare a dei *bias*. In aggiunta, la forte insolazione che si verifica nelle ore più calde dei mesi estivi può causare sublimazione, effetto post deposizionale che può influenzare, fino al 10%, il budget isotopico annuo (Casado et al., 2018). Per questi motivi, negli studi paleoclimatici, risulta di fondamentale importanza comparare i valori di accumulo totale annuo osservati con quelli simulati dai modelli di circolazione atmosferica in modo da identificare eventuali sottostime.

Poiché gli eventi di precipitazione significativi che possono spiegare la precipitazione totale annua a Dome C sono ben pochi (Braaten, 2000; Fujita & Abe, 2006; Gorodetskaya et al., 2013; Reijmer & Van Den Broeke, 2003; Schlosser et al., 2010) e associati generalmente a condizioni climatiche più calde, le temperature medie e le composizioni isotopiche di $\delta^{18}\text{O}$ sono state calcolate tenendo in considerazione sia la media aritmetica, che la media aritmetica quando è avvenuto l'evento di precipitazione e la media pesata per le quantità di precipitazioni totali mensili in quanto, la composizione isotopica delle precipitazioni, è maggiormente rappresentativa delle temperature alle quali sono avvenuti tali fenomeni.

Dai dati riportati in tabella 6.1.1, si può vedere come ci sia una differenza sostanziale fra le temperature aritmetiche e quelle pesate, con una media di circa 3°C annui, con alcuni mesi in cui le differenze raggiungono temperature più calde fino a 6 °C, confermando che la composizione isotopica è maggiormente rappresentativa delle temperature registrate durante i fenomeni di precipitazione.

	T_M (°C)	T_P (°C)	T_W (°C)	$\delta^{18}O_P$ (‰)	$\delta^{18}O_W$ (‰)
Dicembre-16	-30.06	-30.09	-27.61	-44.09	-43.09
Gennaio-17	-30.60	-30.22	-28.83	-48.09	-45.05
Febbraio-17	-38.04	-38.11	-34.89	-47.46	-45.97
Marzo-17	-57.99	-57.94	-53.90	-58.69	-54.48
Aprile-17	-64.75	-64.50	-62.64	-63.61	-59.23
Maggio-17	-59.56	-59.50	-55.33	-60.57	-56.92
Giugno-17	-69.97	-69.85	-67.03	-66.76	-63.38
Luglio-17	-64.84	-64.39	-62.68	-63.87	-62.47
Agosto-17	-64.85	-63.36	-58.58	-65.50	-60.82
Settembre-17	-62.17	-61.34	-57.84	-62.40	-58.25
Ottobre-17	-50.57	-50.42	-47.91	-58.07	-57.05
Novembre-17	-39.61	-39.29	-38.02	-50.39	-47.39
Dicembre-17	-32.71	-32.41	-31.70	-48.61	-46.43

Tab.6.1.1. Temperature medie aritmetiche (T_M), per evento di precipitazione (T_P) e pesate per le quantità di precipitazione mensile (T_W). Composizione isotopica medie per evento di precipitazione ($\delta^{18}O_P$) e pesata per la quantità di precipitazione mensile $\delta^{18}O_W$. In rosso vengono indicati i mesi con le differenze di temperatura maggiori (febbraio 3.15 °C, marzo 4.08 °C, maggio 4.23 °C, agosto 6.27 °C e settembre 4.33 °C).

6.1.1 Precipitazioni su banchino

La composizione isotopica delle precipitazioni a Dome C mostra, in generale, una distribuzione giornaliera variabile, ma una chiara ciclicità stagionale, con valori meno negativi durante l'estate e una graduale diminuzione di questi durante l'inverno fino ad arrivare a valori estremamente negativi. I valori isotopici per il $\delta^{18}O$ e δD , riportati in figura 6.4 e 6.5 variano rispettivamente da -28.71‰ a -82.63‰ e -272.99‰ a -595.11‰ con oscillazioni dell'ordine di 53.91‰ e 322.12‰. I valori più negativi sono rappresentati dalla stagione invernale (medie di -65.30‰ per il $\delta^{18}O$ e -495.93‰ per il δD), invece, per la stagione estiva, la composizione isotopica media è di -46.78‰ e -364.80‰ con oscillazioni stagionali di -18.52‰ e -131.13‰ rispettivamente per il $\delta^{18}O$ e per il δD .

Il record della composizione isotopica più negativa va attribuito al campione corrispondente al 1° Settembre 2017 ad una temperatura a 2 m di quota di -71.08 °C, con valori per il $\delta^{18}O$ di -82.63‰ e per il δD di -595.11‰ (eccesso di deuterio: 65.90‰), dove questi valori sono i più negativi non solo per l'anno 2017, ma per l'intero dataset 2008-2017. Inoltre, si avvicinano – e superano – quelli dell'acqua isotopicamente più leggera mai trovata sulla Terra (Dome Fuji: rispettivamente -81.9‰ e -595.5‰; Fujita & Abe, 2006).

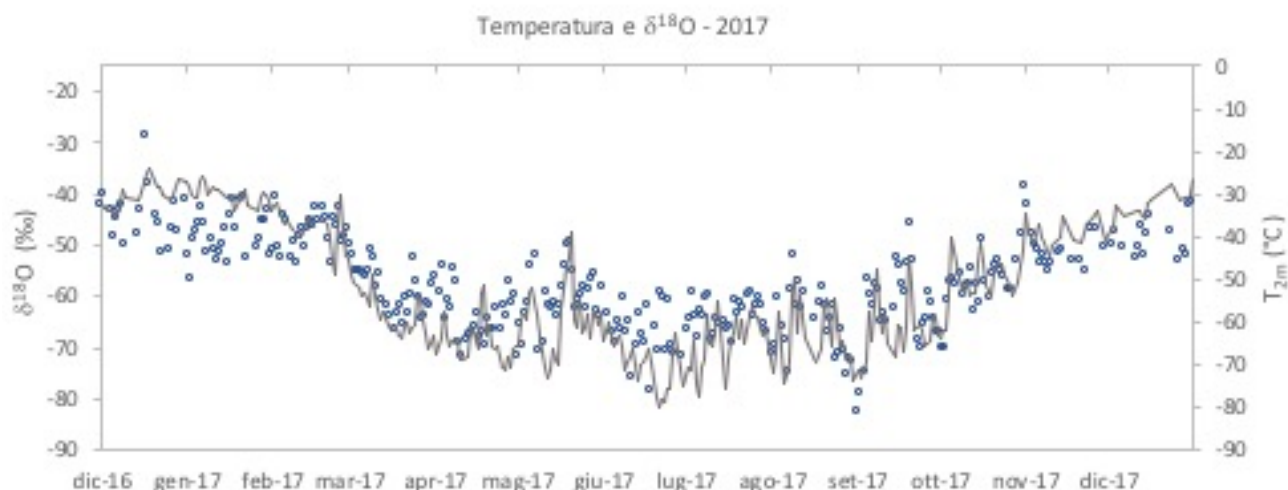


Fig. 6.4. Andamento della composizione isotopica di $\delta^{18}\text{O}$ (‰), per i campioni di precipitazione raccolti su banchino per l'anno 2017 (quadrati blu). Con la linea grigia viene mostrata la temperatura giornaliera ($^{\circ}\text{C}$) a 2 m di quota.

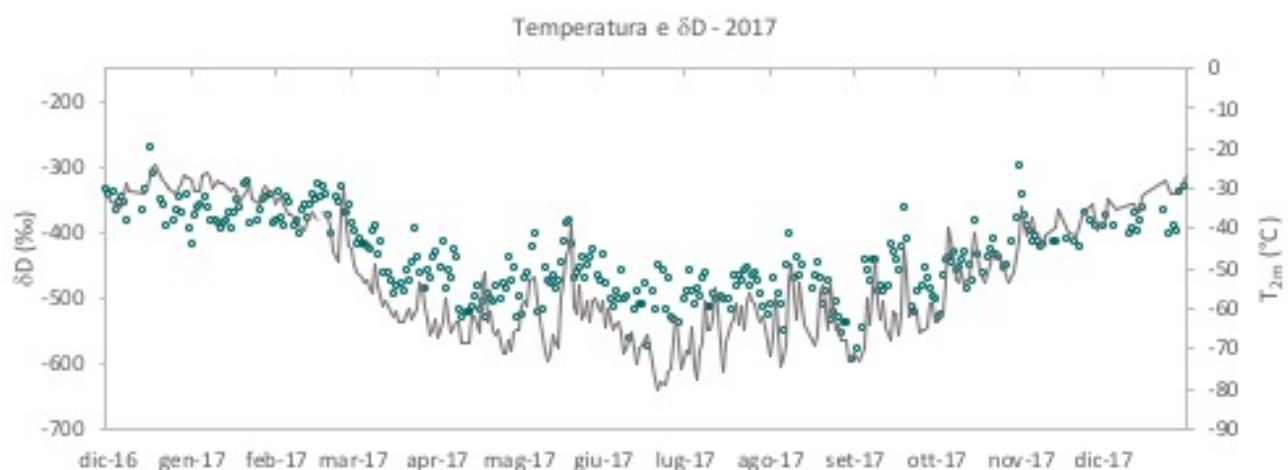


Fig. 6.5. Andamento della composizione isotopica di δD (‰), per i campioni di precipitazione raccolti su banchino per l'anno 2017 (quadrati verdi). Con la linea grigia viene mostrata la temperatura giornaliera ($^{\circ}\text{C}$) a 2 m di quota.

Generalmente, i frazionamenti isotopici sono strettamente legati alle variazioni di temperatura (effetto temperatura), pertanto ciò che ci si aspetta di trovare saranno maggiori frazionamenti, e quindi valori sempre più negativi, al diminuire di essa. A conferma di quanto appena detto, dai grafici riportati sopra si vede come l'andamento dei valori isotopici di $\delta^{18}\text{O}$ e δD sia parallelo a quello della temperatura a 2 m di quota, tuttavia, questo andamento mostra dei discostamenti. Infatti, alle temperature più calde tipiche dei mesi estivi, ricordando che il 2017 presenta una stagione estiva molto calda (medie estive circa di -32°C), si evidenziano dati isotopici che si discostano dal trend della temperatura, i cui valori più negativi di quanto ci si aspettasse, sono causati probabilmente dalla forte insolazione e dai conseguenti effetti post deposizionali che potrebbero aver alterato, a seguito di ulteriori frazionamenti, il valore isotopico originario (Casado et al., 2018).

Sono molteplici i fattori che possono alterare la composizione isotopica delle precipitazioni estive in Antartide, e a tal punto, Pang et al. (2019) suggeriscono che i principali fattori possono essere ricondotti a: temperatura di condensazione, variazioni delle zone sorgenti d'umidità, influenza della neve ventata e processi di sublimazione-condensazione a seguito del riciclo d'umidità.

In linea generale, durante i mesi estivi, lo strato di inversione termica, dove si assume avvenga la condensazione della precipitazione (a temperatura e umidità massime), risulta assente – o molto debole - a causa della forte insolazione. Questa condizione fa sì che la temperatura alla quale avviene la condensazione della precipitazione durante i mesi estivi, sia relativamente più fredda rispetto a quella invernale (se comparata con T_{2m}), caratterizzata da una forte inversione termica, determinando quindi valori di $\delta^{18}O$ più negativi, che potrebbero spiegare i valori ottenuti per questo lavoro di tesi.

La validità dei dati è stata determinata mediante il confronto fra la retta globale delle acque meteoriche ottenuta da Craig (1961), con un coefficiente globale di 8.13, e la retta locale delle acque meteoriche (LMWL) trovata per il sito di Dome C (fig. 6.6), dove quest' ultima corrisponde a $\delta D = 6.80 \delta^{18}O - 50.84$ ($r^2 = 0.99$).

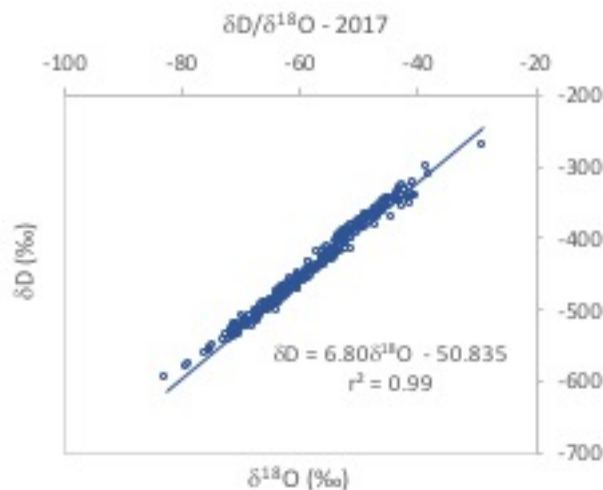


Fig. 6.6 Retta delle acque meteoriche ($\delta D/\delta^{18}O$) trovata per il sito di Dome C per i campioni giornalieri di precipitazioni su banchino nell'anno 2017.

A causa delle condizioni climatiche estreme tipiche del Plateau Antartico, è logico trovare un valore del coefficiente angolare minore rispetto a quello della GMWL, che considera invece le precipitazioni medie globali alle medie e basse latitudini. Bensì confrontando i coefficienti angolari trovati per l'Antartide, si osserva una buona somiglianza con il valore osservato in Stenni et al. (2016; $\delta D = 6.5 \delta^{18}O - 68.8$ ($r^2 = 0.98$)) e una differenza dal valore ottenuto ($\delta D = 7.75 \delta^{18}O - 4.93$; $r^2 = 0.99$) dal

database di Masson-Delmotte et al. (2008) per l'intero continente. Queste differenze derivano sia dalla spazialità dei campioni (singolo sito/intero continente) sia dalla tipologia e modalità di campionamento (precipitazioni giornaliere su banchino/campioni di neve superficiali o *firn*) che portano ad un inevitabile differente pattern della composizione isotopica.

È stato visto come la composizione isotopica possa assumere un andamento stagionale durante l'anno, pertanto, al fine di individuare una possibile variabilità intra annuale sono state calcolate le LMWL per i mesi invernali e quelli estivi (fig. 6.7). I valori ottenuti sono rispettivamente per l'inverno e l'estate di $\delta D = 6.29 \delta^{18}O - 84.9$ ($r^2 = 0.97$) e $\delta D = 5.18 \delta^{18}O - 122.6$ ($r^2 = 0.92$), dove la diminuzione del coefficiente angolare potrebbe confermare la variabilità stagionale dei campioni. Considerando invece i valori medi mensili per l'anno 2017 si ottiene un coefficiente angolare pressappoco simile a quello ottenuto per i dati giornalieri (6.95) con un coefficiente di regressione superiore ($r^2 = 0.995$).

Queste relazioni trovano conferma nel database esaminato da Pang et al. (2019) che include i siti di Dome A (Pang et al., 2019), Dome F (Fujita & Abe, 2006), Dome C (Stenni et al., 2006) e Vostok (Ekaykin et al., 2004; Touzeau et al., 2016). In questo caso, distinguendo i mesi estivi dal resto dell'anno, gli autori ottengono una retta di $\delta D = 5.25 \delta^{18}O - 127.33$ ($r^2 = 0.85$) per l'estate e $\delta D = 6.53 \delta^{18}O - 70.05$ ($r^2 = 0.98$) per il resto dell'anno.

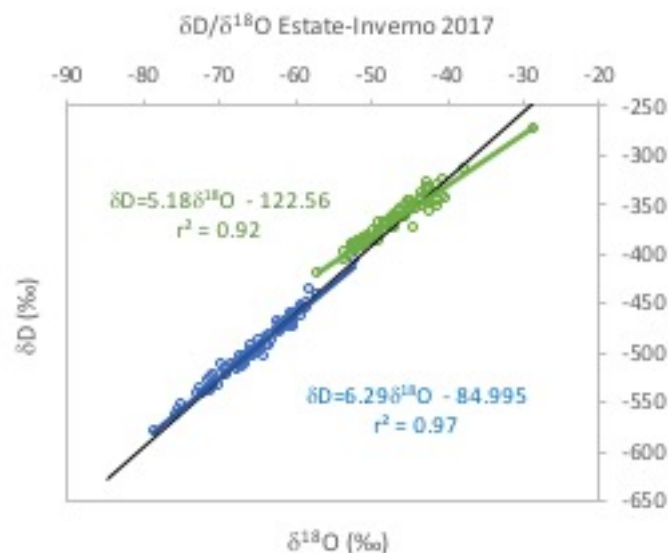


Fig. 6.7. Retta delle acque meteoriche ($\delta D/\delta^{18}O$) trovata per il sito di Dome C per i campioni di precipitazioni su banchino per l'inverno (GLA, blu) e l'estate 2017 (DGF, verde). La retta nera rappresenta la regressione lineare ottenuta per i dati giornalieri $\delta D = 6.80 \delta^{18}O - 50.84$ ($r^2 = 0.99$).

Le condizioni climatiche alle quali avvengono le precipitazioni all'interno del Plateau Antartico sono caratterizzate da temperature molto basse che portano all'instaurarsi di fenomeni cinetici nella fase di condensazione.

L'utilizzo del parametro dell'eccesso di deuterio è un modo molto comune per indagare quei processi che hanno portato alla deviazione del campione dalla GMWL e risulta essere un buon tracciante dell'origine delle precipitazioni (Ciais & Jouzel, 1994; Masson-Delmotte et al., 2008).

In figura 6.8 viene riportato l'andamento dell'eccesso di deuterio nel 2017, con valori massimi trovati in inverno e minimi in estate che spaziano da 65.90‰ a -43.28‰. La natura anti-fasica tra l'eccesso di deuterio e il $\delta^{18}\text{O}$ viene ben rappresentata, soprattutto per valori di $\delta^{18}\text{O}$ inferiori a -40‰, con una pendenza di -1.20 ($r^2=0.67$), confermando i risultati già ottenuti in letteratura (Ekaykin et al., 2004; Fujita & Abe, 2006; Masson-Delmotte et al., 2008).

Come ampiamente detto, questo parametro di secondo ordine, risulta essere molto sensibile alle condizioni delle zone sorgenti d'umidità, quali la temperatura superficiale del mare, l'umidità relativa e la velocità del vento (Merlivat & Jouzel, 1979). Tuttavia, alle condizioni estreme del clima antartico, valori così variabili dell'eccesso di deuterio non possono essere spiegati solamente da questi fattori e quindi dalla diversa origine delle masse d'aria. Infatti, in accordo con le supposizioni di Jouzel & Merlivat (1984), tale parametro è influenzato in larga misura dai processi cinetici che prendono luogo durante la formazione della precipitazione. Touzeau et al., (2016) confermano questi tesi, suggerendo che la natura anti-fasica fra eccesso di deuterio e $\delta^{18}\text{O}$ sia causata dai processi di frazionamento che si instaurano durante la condensazione lungo il percorso di distillazione, dove il principale fattore di frazionamento è per l'appunto la temperatura al sito di deposizione. Pertanto, gli effetti del processo di distillazione saranno visibili sia dall'aumento dell'eccesso di deuterio, sia dalla diminuzione della pendenza della linea delle acque meteoriche, spiegando il coefficiente angolare minore trovato per il sito di Dome C.

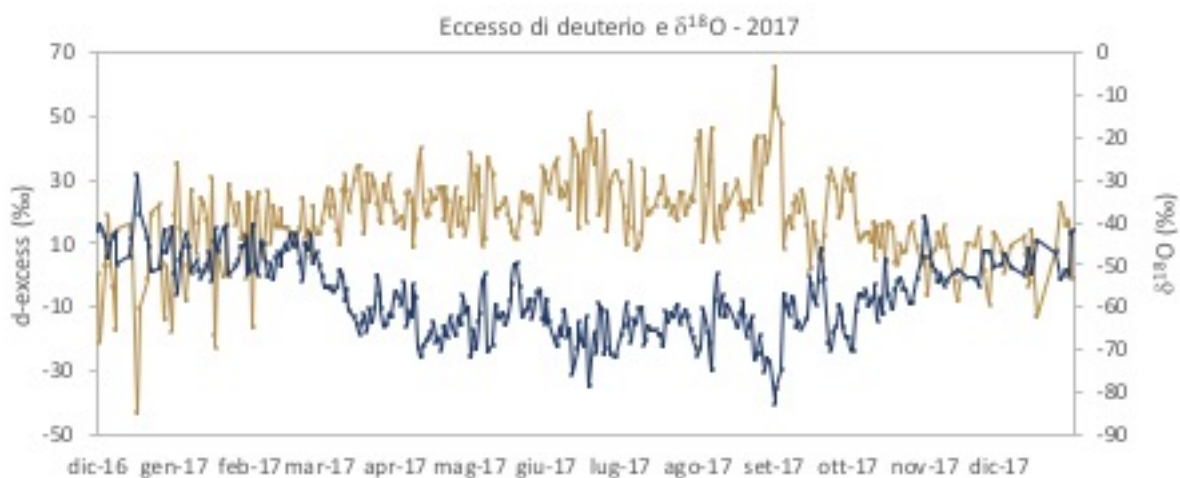


Fig. 6.8. Andamento dell'eccesso di deuterio (linea ocra) e $\delta^{18}\text{O}$ (linea blu) per il 2017.

Un ulteriore fattore che può influenzare questo parametro è il riciclo di umidità che si verifica nell'entroterra antartico. Simulazioni mediante GCM, effettuate dalla *Melbourne University*, hanno mostrato come più del 50% dell'umidità che condensa all'interno del Plateau Antartico durante i mesi estivi, sia proveniente dall'Antartide stesso, dove il 42% si ipotizza derivi da effetti di sublimazione-condensazione (Noone & Simmonds, 2002). Questo fenomeno si instaura a causa della forte radiazione solare incidente che sublima la neve, il cui vapore formato tenderà a condensare di notte, durante le ore più fredde, in condizioni di saturazione o supersaturazione, determinando l'insorgere, ad esempio, di *hoar frost* che avrà una composizione isotopica differente rispetto a quella della precipitazione vera e propria (Casado et al., 2018; Pang et al., 2019; Stenni et al., 2016; Touzeau et al., 2016;).

Esaminando la relazione che intercorre fra eccesso di deuterio e $\delta^{18}\text{O}$, per l'estate e l'inverno, si ottengono infatti delle correlazioni differenti (fig. 6.9) e il fatto che la pendenza della retta di regressione sia più bassa (-1.20) rispetto alle precipitazioni invernali (-1.71) e a quelle estive (-2.82), potrebbe dimostrare che i processi di sublimazione-condensazione vadano a diminuire la pendenza fra l'eccesso di deuterio e il $\delta^{18}\text{O}$ nelle precipitazioni.

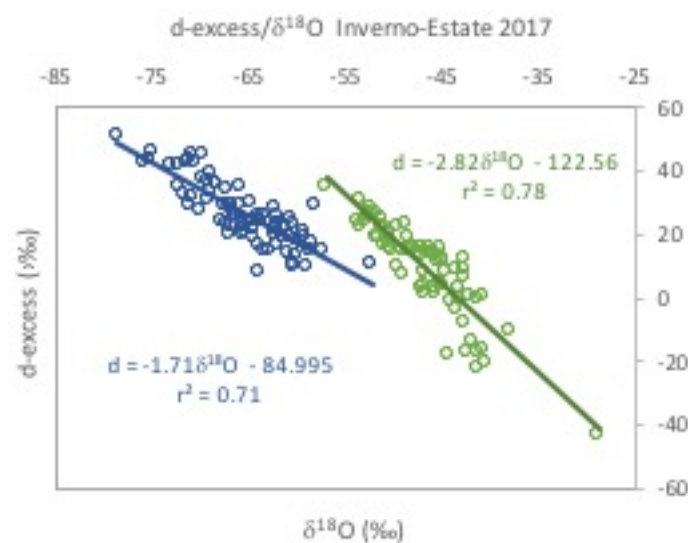


Fig. 6.9. Relazione d-excess/ $\delta^{18}\text{O}$ per l'inverno (blu) e l'estate (verde) 2017.

L'utilizzo degli isotopi stabili dell'acqua come proxy della temperatura si basa sul presupposto che la loro distribuzione attuale nelle precipitazioni sia correlata ai parametri climatologici (Jouzel, 2014) e, presupponendo che questa relazione spaziale rimanga invariata nel tempo (Lorius & Merlivat, 1975), è possibile ricostruire le temperature del passato.

Il concetto del termometro isotopico, tuttavia, presenta delle fonti di incertezza, e attraverso svariati studi si è visto come questa assunzione possieda un significato locale e che possa cambiare sia

nel tempo che geograficamente. Per questo motivo si è voluto indagare più a fondo questa variabilità per cercare di comprendere al meglio la relazione temporale del δ/T in Antartide.

I risultati ottenuti (fig. 6.10) per la relazione temporale del $\delta^{18}\text{O}/T$ per i dati giornalieri dell'anno 2017 mostrano una buona regressione lineare ($r^2=0.72$) con un coefficiente angolare di $0.52\text{‰ }^\circ\text{C}^{-1}$ ($3.62\text{‰ }^\circ\text{C}^{-1}$, $r^2=0.73$ per il δD , non mostrato) che non si discosta molto da quello ottenuto negli anni precedenti (2008-2010, dati giornalieri) di $0.49\text{‰ }^\circ\text{C}^{-1}$ ($3.21\text{‰ }^\circ\text{C}^{-1}$ per il δD ; Stenni et al., 2016) e da quello trovato da Casado e al. (2018) che, integrando l'anno 2011 al dataset precedente, ottiene un coefficiente pari a $0.46\text{‰ }^\circ\text{C}^{-1}$. Ulteriori confronti possono essere fatti con i coefficienti angolari (intesi come sensitività della relazione δ/T nel tempo) trovati per altri siti del Plateau Antartico Orientale, quali Dome F e Vostok, con valori rispettivamente di $0.78\text{‰ }^\circ\text{C}^{-1}$ (dati giornalieri; Fujita & Abe, 2006) e di $0.26\text{‰ }^\circ\text{C}^{-1}$ (dati giornalieri; Touzeau et al., 2016), dove il coefficiente angolare trovato per questo lavoro di tesi si posiziona fra i due dati appena esposti. Motoyama et al. (2005) riportano invece, sempre per Dome F, una pendenza di $0.57\text{‰ }^\circ\text{C}^{-1}$ per campioni mensili di neve fresca raccolti nel 1997, dove lo stesso coefficiente angolare è stato trovato anche per il sito di Neumayer nel periodo 1981-2006 (dati mensili; Schlosser et al., 2004). Una nota importante da fare è che per i dati isotopici appena esposti sono stati utilizzati differenti metodologie di campionamento. Ad esempio, a Dome F, i container di raccolta sono posti al di sopra del tetto della base a 4 m di altezza; gli autori riportano che se la quantità di precipitazioni nel contenitore di raccolta è troppo scarsa, viene aggiunta una parte della frazione di neve accumulata nel medesimo sito (ma non nel raccoglitore apposito) e questo fa sì che ci possa essere una certa "contaminazione temporale" del campione, nonché possibili erosioni da parte del vento. Per i siti di Dome C e Vostok, invece, le altezze a cui sono posti i banchini sono rispettivamente di 1 m e 1.5 m da terra, la cui possibile contaminazione potrebbe derivare dalla neve ventata.

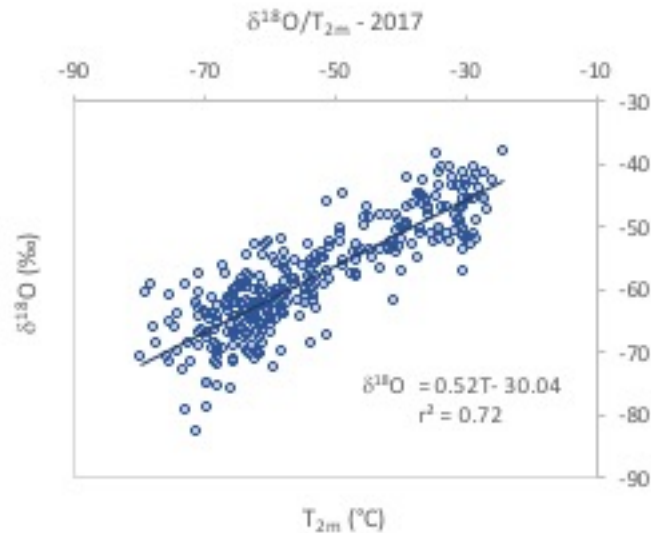


Fig. 6.10. Relazione $\delta^{18}\text{O}/T$ per i campioni giornalieri dell'anno 2017.

Esaminando invece le relazioni “spaziali” (sensitività della relazione δ/T nello spazio) trovate nel continente antartico si trovano valori che spaziano da $0.75\text{‰ } ^\circ\text{C}^{-1}$ per la Terra di Adelia (Lorius & Merlivat, 1975) a $0.80\text{‰ } ^\circ\text{C}^{-1}$ per l'intero continente (Masson-Delmotte et al., 2008) e da 0.60 a $1.17\text{‰ } ^\circ\text{C}^{-1}$ per il bacino di drenaggio di Dome C (Becagli et al., 2004; Magand et al., 2004; Proposito et al., 2002; Stenni et al., 2000; Stenni et al., 2016), dove quest'ultime differenze potrebbero riflettere le diverse origini delle masse d'aria sul trasporto di umidità, ma anche le differenti modalità di campionamento (precipitazioni, neve superficiale, *firn*).

Il fatto che la maggior parte delle osservazioni indichino che la relazione temporale δ/T sia significativamente più bassa rispetto a quelle riscontrate per la relazione spaziale, potrebbe derivare sia dal forte gradiente di temperatura che si instaura tra l'inverno e l'estate, ma anche dalla mancanza dello strato di inversione termica nella stagione estiva (Jouzel et al., 1997; Peel et al., 1988; Van Lipzig et al., 2002) e dai possibili effetti post deposizionali quali i processi di sublimazione-condensazione (Pang et al., 2019). Andando a mettere a confronto la relazione temporale δ/T trovata per i mesi estivi e per tutti i mesi ad eccezione dell'estate si ottiene infatti un coefficiente angolare più basso con valori rispettivamente di $0.25\text{‰ } ^\circ\text{C}^{-1}$ e $0.50\text{‰ } ^\circ\text{C}^{-1}$. Per i soli mesi invernali si ottiene un coefficiente pari a $0.32\text{‰ } ^\circ\text{C}^{-1}$.

I risultati ottenuti sono stati riassunti in figura 6.12, dove vengono mostrate le relazioni δ/T relative sia per i dati giornalieri sia per i dati mensili, inoltre vengono mostrate le regressioni lineari per le precipitazioni estive e invernali. Considerando i dati mensili, il coefficiente angolare ha una minima

variazione ($0.54\% \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$), ma il coefficiente di regressione fra la composizione isotopica e la temperatura migliora notevolmente ($r^2=0.97$) grazie ad una minore dispersione dei dati.



Fig. 6.11. Relazione $\delta^{18}\text{O}/T$ per i campioni giornalieri divisi per l'inverno (blu) e l'estate (verde) 2017.

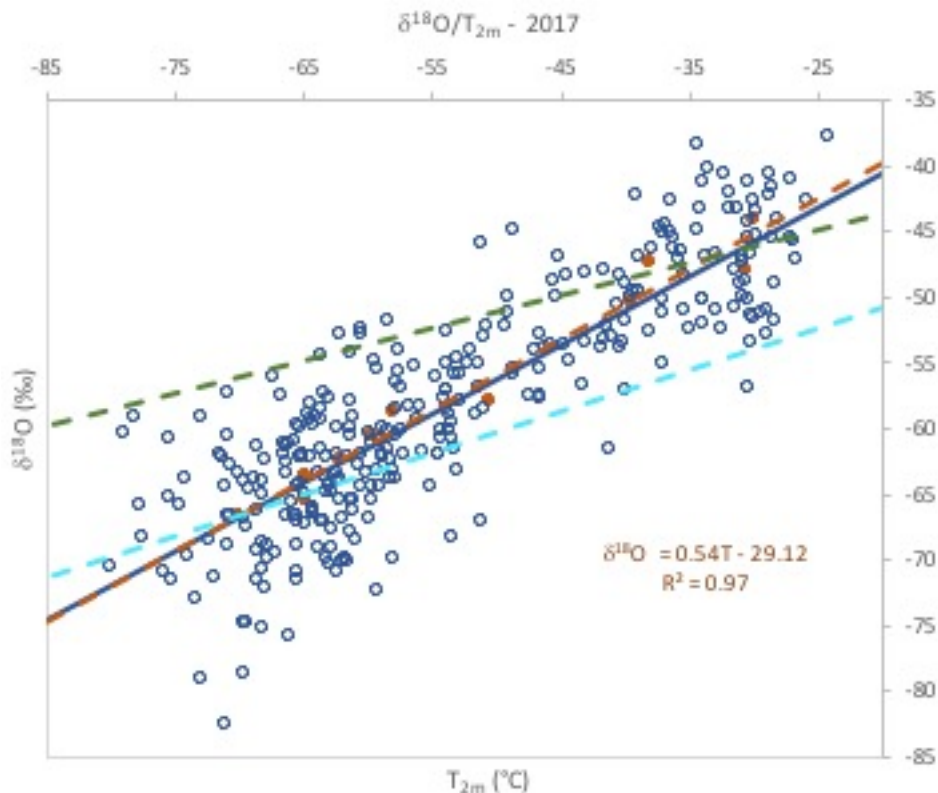


Fig. 6.12. Relazione $\delta^{18}\text{O}/T$ per i campioni giornalieri (cerchi e linea blu) e mensili (cerchi e linea tratteggiata rossa). Vengono mostrate le regressioni lineari per i mesi estivi (linea tratteggiata verde) e i mesi invernali (linea tratteggiata azzurra). Sul grafico viene riportata l'equazione della retta ottenuta per i dati mensili.

Come esposto precedentemente, ai fini di individuare quali condizioni meteorologiche causano i forti eventi di precipitazione e se questi eventi vengono preservati nella neve che andrà a formare la carota di ghiaccio, i valori isotopici del $\delta^{18}\text{O}$ e delle temperature sono state mediate considerando le medie aritmetiche, le medie aritmetiche per evento di precipitazione e le medie pesate per la quantità di precipitazione. Le relazioni temporali del δ/T ottenute non mostrano significative differenze per le medie aritmetiche e per evento di precipitazione, ma sono più marcate quando viene considerata la media pesata (tab. 6.1.2). Si può notare inoltre, che quest'ultimo valore si avvicina a quello ottenuto per i dati giornalieri, ma risulta inferiore, lasciando ipotizzare che vi sia un'effettiva sensibilità della relazione temporale del δ/T .

	Pendenza	r^2
$\delta^{18}\text{O}_M/T_M$	0.54	0.97
$\delta^{18}\text{O}_P/T_P$	0.54	0.96
$\delta^{18}\text{O}_W/T_W$	0.51	0.95

Tab. 6.1.2. Pendenze (slope) e coefficiente di regressione (r^2) ottenuti utilizzando le medie aritmetiche ($\delta^{18}\text{O}_M/T_M$), le medie aritmetiche per evento di precipitazione ($\delta^{18}\text{O}_P/T_P$) e le medie pesate per la quantità di precipitazione ($\delta^{18}\text{O}_W/T_W$)

6.1.2 Precipitazioni al suolo

Come abbiamo visto, le ricostruzioni paleoclimatiche si basano sul concetto del termometro isotopico, dove, mediante l'analisi degli isotopi dell'ossigeno e dell'idrogeno trovati nelle carote di ghiaccio, è possibile dedurre le temperature del passato. Attualmente, le ricostruzioni paleoclimatiche si basano sulla relazione spaziale del δ/T pari a $0.80\text{‰ } ^\circ\text{C}^{-1}$ (Lorius and Merlivat, 1977; Masson-Delmotte et al., 2008), tuttavia recenti studi hanno evidenziato alcune limitazioni nell'utilizzo di questa relazione, poiché alcuni fattori quali la stagionalità delle precipitazioni, l'origine delle masse d'aria, l'elevazione e gli effetti post-deposizionali (Jouzel, 2003; Krinner & Genthon, 1997; Masson-Delmotte et al., 2008; Neumann et al., 2008), potrebbero alterarne il segnale isotopico.

Ciò che forma la carota di ghiaccio è una sovrapposizione di strati nevosi nel tempo, per cui indagare se avvengono modificazioni della composizione isotopica durante la sua formazione diviene di fondamentale importanza, in quanto i valori isotopici archiviati nella carota di ghiaccio potrebbero essere il risultato della composizione isotopica della precipitazione e degli effetti post-deposizionali (Touzeau et al., 2016). A tal fine in questo lavoro di tesi le precipitazioni sono state divise in quelle precipitate su di un banchino e in quelle depositate su una tavoletta posta a terra, influenzate

quest'ultime da maggiori perturbazioni rispetto alle prime, in modo da simulare la deposizione della neve al suolo, però non in modo completo in quanto la neve non interagisce con lo strato sottostante.

La composizione isotopica dell'ossigeno e dell'idrogeno mostra (fig.6.13), anche in questo caso, una ciclicità stagionale con valori meno negativi durante l'estate ($\delta^{18}\text{O}_s$: -42.42‰ e δD_s : -344.36‰) e più negativi in inverno ($\delta^{18}\text{O}_s$: -61.15‰ e δD_s : -470.09‰) con oscillazioni dell'ordine di 41.31‰ e 241.51‰ rispettivamente per il $\delta^{18}\text{O}_s$ e δD_s . Ciò che contraddistingue questo dataset rispetto al precedente sono, in generale, valori meno negativi, sia per l'estate che per l'inverno, con valori massimi di -27.20‰ ($\delta^{18}\text{O}_s$) e -284.40‰ (δD_s) e minimi che non scendono mai al di sotto di -68.51‰ e -525.92‰.

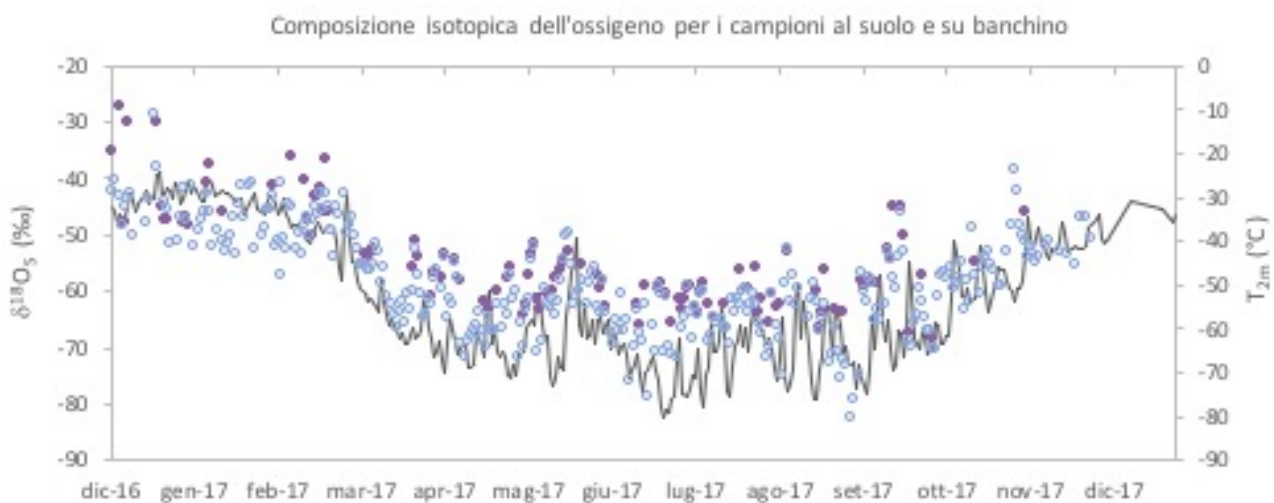


Fig.6.13. Composizione isotopica del $\delta^{18}\text{O}_s$ per i campioni di precipitazioni al suolo (pallini viola) e $\delta^{18}\text{O}$ su banchino (cerchi blu) per l'anno 2017. Con la linea nera viene indicata la temperatura (T_{2m}).

Si vede come l'andamento dei valori isotopici con la temperatura sia rispecchiato in maniera meno chiara: mentre per le precipitazioni estive su banchino i valori risultavano più bassi, quelli relativi alle deposizioni al suolo risultano meno negativi.

Tenendo in considerazione che a grandi eventi di precipitazioni sono associate temperature più alte, si potrebbe ipotizzare che tali fenomeni abbiano portato ad avere al suolo accumuli maggiori. Infatti, la quantità di precipitazione che si depone sulla superficie, ad ogni singolo evento, è maggiore rispetto a quella sul banchino e questo potrebbe alterarne la composizione isotopica. Questi accumuli più alti potrebbero però essere spiegati da un maggior contributo della neve ventata a terra rispetto ai banchini. Inoltre, vi è da tener conto, che gli eventi di "precipitazione fredda" quali l'*hoar frost*,

sono associati a scarse quantità di precipitato che da sole, non sono in grado di influenzare la composizione isotopica della neve superficiale (Casado et al., 2018) spiegando in questo modo perché i valori non scendano mai al di sotto del -68‰.

Alcune osservazioni delle precipitazioni durante il periodo estivo hanno mostrato che la composizione isotopica della neve superficiale in assenza di precipitazione può cambiare a causa di uno scambio isotopico con il vapor acqueo, all'interfaccia aria-neve superficiale (Casado et al., 2016,2018; Ritter et al., 2016; Touzeau 2016). Infatti, ciò che si verifica a Dome C, è la presenza di forte gradiente termico, che si instaura non solo fra la stagione più fredda e quella più calda, ma anche in un singolo giorno, fra le ore di massima insolazione e la notte, con oscillazioni di temperatura che possono raggiungere i 16°C. Conseguenza diretta di tale fenomeno è che le composizioni isotopiche del vapor acqueo e delle neve saranno influenzate dalla condensazione dell'umidità durante la notte e dalla sublimazione della neve durante il giorno (Casado et al., 2008), i cui frazionamenti dipenderanno delle condizioni presenti (equilibrio e non equilibrio), ma che in linea generale portano ad un arricchimento degli isotopi pesanti nella neve superficiale e ad un impoverimento degli stessi nella fase vapore.

In questo caso, i valori trovati per i campioni di precipitazione al suolo sono arricchiti in isotopi pesanti, la cui controparte del vapore dovrebbe mostrare un maggiore frazionamento (evaporazione preferenziale degli isotopi leggeri), dove tale corrispondenza potrebbe confermare la presenza di effetti post-deposizionali.

Alla luce di tali considerazioni è necessario precisare che i campionamenti delle precipitazioni al suolo vengono effettuati giornalmente e, pertanto, l'interazione aria-neve avviene per tempi limitati. Considerando però, che la tavoletta è posta a terra, il campione può essere alterato dal trasporto di neve ventata, che può aver subito i processi sopra descritti o essere una frazione di neve, depositata mesi o addirittura anni precedenti, con il suo *imprinting* isotopico. Bisogna ricordare infatti, che essendo Dome C un sito a basso accumulo, gli eventi di precipitazione che si verificano in estate non sono sufficienti a formare uno strato di neve che vada a coprire interamente la stagione precedente e pertanto, in uno spazio limitato, diviene plausibile trovare un gradiente di accumulo differente (Genthon et al., 2016). Dalla somma di questi fattori si deduce che, non solo la neve che andrà a formare la carota di ghiaccio è influenzata dalla precipitazione e dagli effetti post-deposizionali, ma sarà anche il risultato dell'azione del vento che ne altererà il segnale isotopico in maggiore misura.

Mettendo in relazione il δD_s con il $\delta^{18}O_s$ si ottiene una LMWL che riporta un valore di $\delta D_s = 6.40 \delta^{18}O_s - 75.21$ ($r^2=0.97$; fig.6.14), dato che non si discosta molto da quello ottenuto per le precipitazioni su banchino. Questi valori risultano essere in disaccordo però con quanto trovato negli anni precedenti, i quali mostrano un coefficiente angolare maggiore ($\delta D = 7.10 \delta^{18}O - 33.79$ ($r^2=0.97$), 2012-2015; in corso di pubblicazione) per i dati di neve superficiale, avvicinandosi a quello trovato da Masson-Delmotte et al. (2008). Se si prendono in considerazione le medie mensili, il coefficiente risulta di 6.66 ($r^2=0.99$).

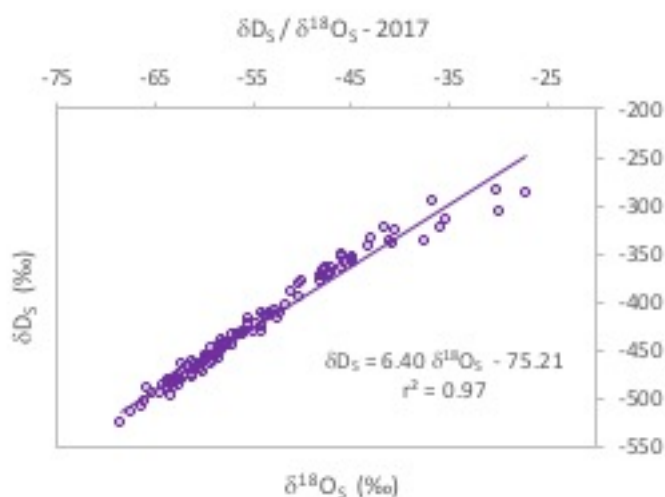


Fig. 6.14 Relazione $\delta D_s / \delta^{18}O_s$ per i campioni giornalieri raccolti sulla tavoletta al suolo per l'anno 2017

Confrontando le LMWL ottenute utilizzando i dati stagionali, si osserva anche in questo caso, una differenza delle pendenze, con un coefficiente globale di 6.97 ($r^2=0.94$) per l'inverno e di 4.27 ($r^2=0.90$) per l'estate (fig.6.15), dove quest'ultimo valore, inferiore a quello trovato in fig.6.7, rispecchia i valori isotopici meno negativi trovati per i campioni di precipitazioni depositate sulla tavoletta al suolo, rinforzando l'ipotesi che siano avvenuti forti fenomeni di evaporazione.

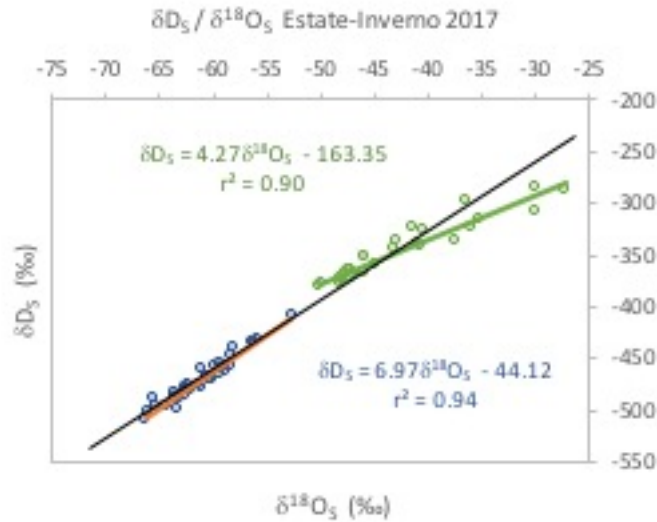


Fig.6.15. Relazione $\delta D_5 / \delta^{18}O_5$ per i campioni di precipitazione al suolo divisi per l'inverno (blu) e per l'estate (verde) 2017. Con la linea nera viene indicata la LMWL, pari a $\delta D_5 = 6.66 \delta^{18}O_5 - 61.36$ ($r^2=0.99$) ottenuta per i valori medi mensili.

A supporto di questa tesi, risulta utile esaminare l'eccesso di deuterio, parametro che dovrebbe presentare valori maggiormente negativi all'instaurarsi di fenomeni non all'equilibrio, quali la sublimazione.

Con valori massimi in inverno (36‰) e minimi in estate (-68‰), l'eccesso di deuterio mostra una ciclicità stagionale con oscillazioni dell'ordine di 105.31‰ e valori estivi di -5‰ ed invernali di 19.12‰, dove questi dati, se confrontati con quelli trovati per le precipitazioni su banchino, risultano essere più negativi.

L'anti correlazione fra questo parametro e il $\delta^{18}O$ presenta un valore di -1.60 ($r^2=0.68$), che mostra marcate differenze se calcolato per i mesi estivi ed invernali (fig.6.16) dove questi risultati potrebbero essere testimoni di un effettivo effetto post-deposizionale avvenuto sui campioni o dalla possibile contaminazione degli stessi da parte della neve ventata.

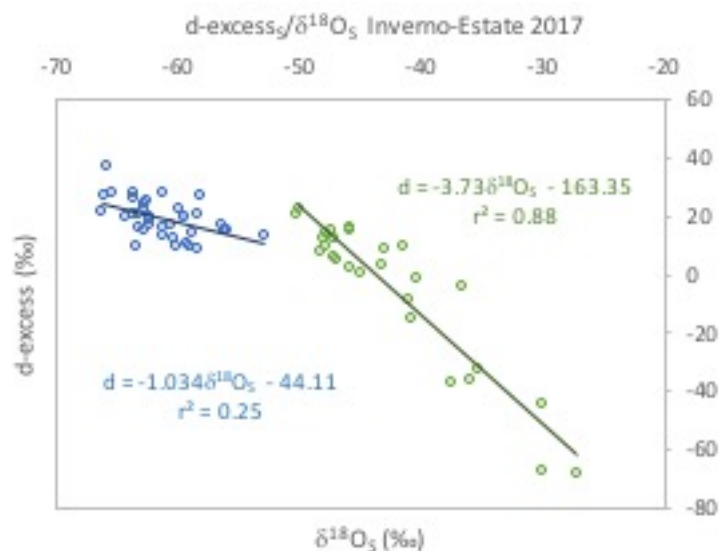


Fig.6.16. Relazione d-excess/ $\delta^{18}\text{O}_5$ per l'inverno (blu) e l'estate (verde) 2017.

Analizzando la relazione temporale del δ/T si ottiene un coefficiente angolare di 0.48 (3.13; $r^2=0.65$ per il δD , fig.6.17), valore due volte più piccolo rispetto a quello spaziale (0.80) e simile a quello trovato in Stenni et al. (2016) e in Casado et al. (2018), e più basso rispetto a quello calcolato per le precipitazioni su banchino; in questo caso una pendenza inferiore potrebbe dimostrare la presenza di possibili effetti post deposizionali (Steen-Larsen et al., 2014; Ritter et al., 2016).

Considerando le medie mensili invece, si ottiene un coefficiente di 0.52 ($r^2=0.85$) (3.38, $r^2=0.80$ per il δD) che corrisponde a quello trovato per i campioni di precipitazione.

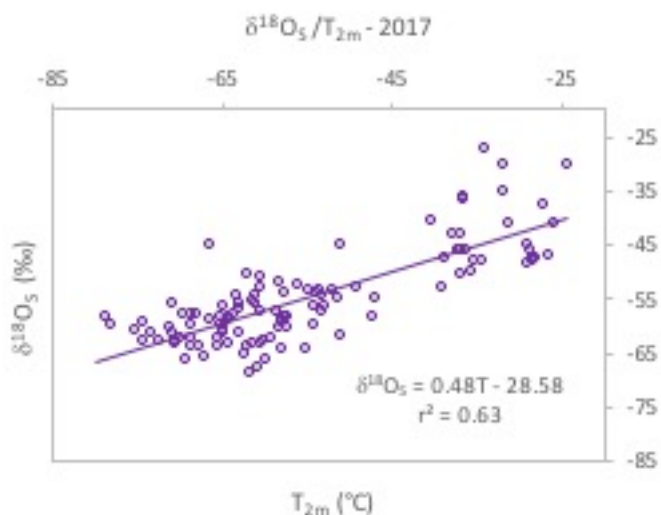


Fig. 6.17. Relazione $\delta^{18}\text{O}_5/T_{2m}$ ottenuta per i campioni di neve precipitati sulla tavoletta al suolo (2017).

Nonostante queste considerazioni bisogna ricordare che i campioni di neve precipitata al suolo, utilizzati per questa tesi, non sono rappresentativi della neve superficiale e delle modificazioni che essa

subisce nel corso del tempo, poiché il metodo di campionamento preclude le interazioni del precipitato con la neve sottostante e, siccome i protocolli differiscono per ogni gruppo di ricerca, fare un confronto dei dati ottenuti con quelli presenti in letteratura porta ad inevitabili *bias*.

Inoltre, a causa della scarsa quantità di campioni a nostra disposizione (112 contro 329 delle precipitazioni su banchino) non è stato possibile calcolare le medie pesate per le quantità di precipitazioni. Sarebbe stato auspicabile verificare la presenza di eventuali differenze fra la temperatura isotopica calcolata per le precipitazioni su banchino e per quella della neve superficiale, in quanto una diversa relazione spaziale del δ/T (precipitazione e neve/*firn*) comporterebbe ad importanti implicazioni nell'utilizzo del termometro isotopico.

6.2 Precipitazioni 2008-2017

In figura 6.2.1 vengono riportate le temperature giornaliere e mensili per il periodo 2008-2017, rilevate dalla stazione AWS Italiana. Con un dataset abbastanza ampio è quindi possibile vedere dettagliatamente l'andamento tipico delle temperature a Dome C, caratterizzate da inverni molto freddi e lunghi (media di -64.51 °C) e brevi estati relativamente calde (media di -34.44 °C) con oscillazioni massime di quasi 34 °C. Il record del freddo, con un valore di -82.22 °C, viene identificato il 5 Luglio 2010, mentre la temperatura massima (-18.55 °C) viene raggiunta il 3 Gennaio 2014.

Il periodo 2008-2017 mostra variazioni inter-annuali dell'ABL a Concordia, in particolare l'inverno 2010 presenta temperature estreme che lo rendono anno più freddo dell'intero periodo considerato (-54.65 °C), mentre il 2009 risulta essere l'anno più caldo (-51.91 °C), a seguire il 2011 presenta temperature medie annue di -51.98 °C. Questi valori, che confermano i risultati già ottenuti da Stenni et al. (2016), derivano probabilmente, per il 2009, dall'intrusione di correnti d'aria calda e umida provenienti dalle basse latitudini (Genthon et al., 2013) e dalla presenza di un flusso meridionale dominante che trasporta calore e umidità; contrariamente, per il 2010, vi è invece la prevalenza di un flusso zonale (Schlosser et al., 2016).

Prendendo in considerazione le temperature stagionali, il record del freddo va ricondotto sempre all'anno 2010, con una media invernale di -67.30 °C, mentre l'estate più calda va attribuita all'anno 2017 con una temperatura media estiva di -32.67 °C. In aggiunta, l'anno 2011 presenta brusche diminuzioni di temperatura che rendono il *coreless winter* assente, medesima situazione viene identificata anche per il 2012.

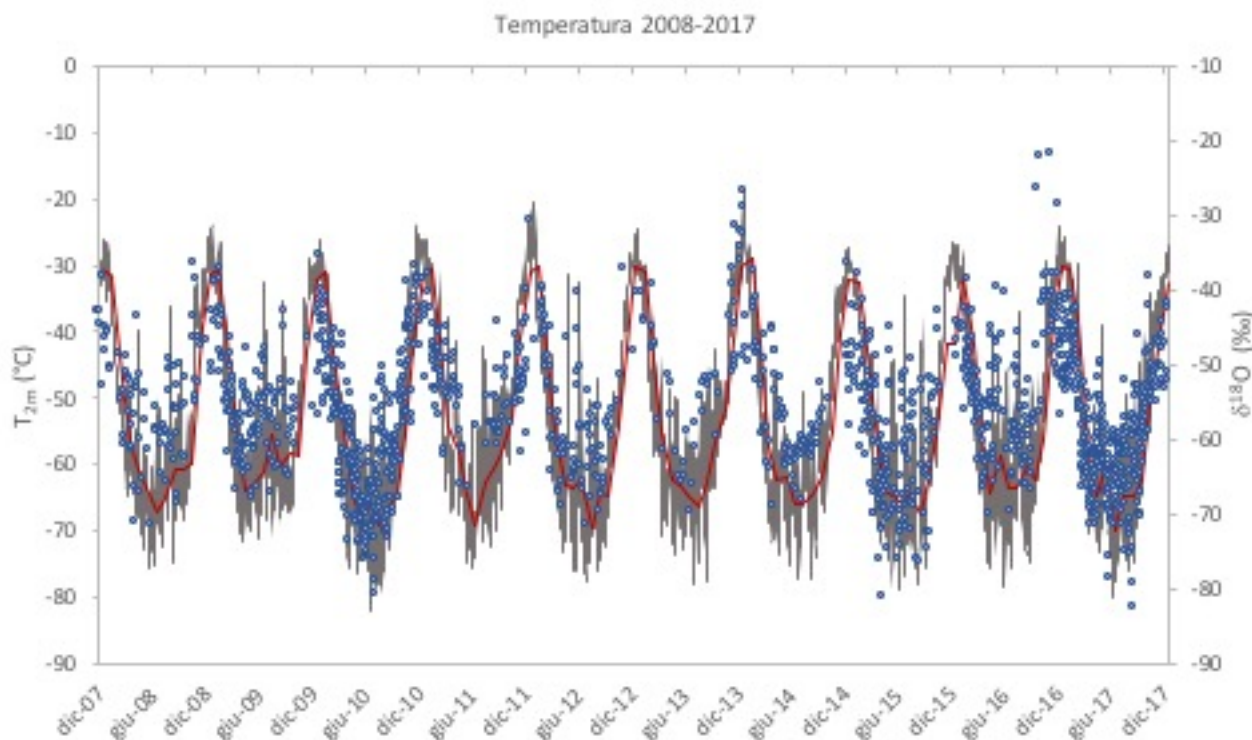


Fig. 6.2.1. Andamento della temperatura giornaliera (linea grigia) e mensile (linea rossa) a 2 m di altezza per l'intero dataset 2008-2017 rilevate dalla stazione AWS Italiana. Con i cerchi blu si mostra la composizione isotopica giornaliera del $\delta^{18}O$.

Generalmente a Dome C gli eventi di forte precipitazione sono associati con l'amplificazione delle onde di Rossby, connesse a loro volta con la fase negativa del SAM. Ricordando che ad un indice positivo del SAM sono associati forti flussi occidentali zonali che, limitando lo scambio di energia e umidità fra le medie e alte latitudini, determinano un raffreddamento dell'entroterra antartico e che, ad un indice negativo corrisponde invece una prevalenza dei flussi meridionali e quindi maggiori scambi di calore ed energia (Schlosser et al., 2016), si vede come per il dataset 2008-2017 l'oscillazione inter-annuale delle temperature sia ben rispecchiata dalla variabilità dell'indice SAM con valori negativi per gli anni 2009 e 2011. Valori concordi si trovano anche per il 2010, anno con l'indice più positivo (fig.6.2.2). Nonostante queste evidenze si rende necessario ricordare, però, che questo tipo di teleconnessione può spiegare solamente un terzo (circa il 35%; Turner et al., 2009) della variabilità climatica dell'emisfero australe (Marshall, 2007) e altri modi di variabilità atmosferica dovrebbero essere presi in considerazione in un futuro lavoro.

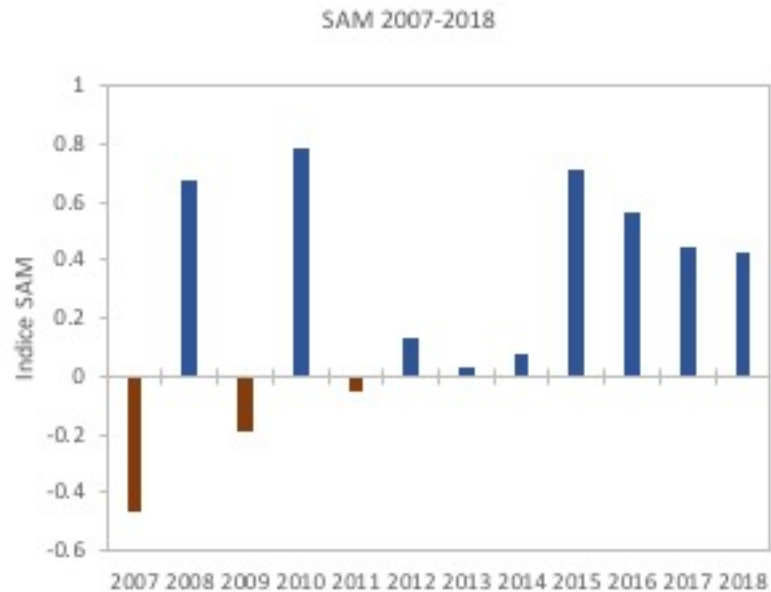


Fig.6.2.2. Variazioni dell'indice SAM medio annuo per il periodo 2007-2018. L'indice risulta in fase negativa (rosso) per l'anno 2007, 2009 e 2011 e in fase positiva (blu) per gli anni restanti. https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/aao/aao.shtml

In figura 6.2.1 e 6.2.3 vengono mostrati i valori isotopici trovati per il $\delta^{18}\text{O}$ e il δD le cui medie annuali vengono riportate in tabella 6.2.1. Gli anni caratterizzati da prevalenti flussi meridionali dovrebbero presentare valori isotopici meno negativi; infatti, contrariamente a quanto ci si aspetta dagli studi teorici (effetto latitudine) una zona sorgente d'umidità più a nord, ad esempio, non significa necessariamente più frazionamento. Come abbiamo visto, i flussi meridionali portano ad un aumento di calore nell'entroterra antartico, influenzando così le temperature al sito. Questa condizione fa sì che, nonostante la zona sorgente d'umidità sia a nord, si verifichi meno frazionamento a causa della conseguente diminuzione del gradiente di temperatura che si instaura fra la zona sorgente e la zona di condensazione (Schlosser et al., 2017).

Questa situazione sembra verificarsi per il 2011, ma non trova riscontri per il 2009 che mostra, invece, valori isotopici più negativi, probabilmente dovuti dalle condizioni molto umide che caratterizzano l'anno. Inoltre, è da notare il valore medio isotopico del 2013, anno che presenta valori isotopici meno negativi, nonostante l'indice SAM mostri una leggera positività. Va rilevato come il 2013 sia tuttavia caratterizzato da un numero minore di dati.

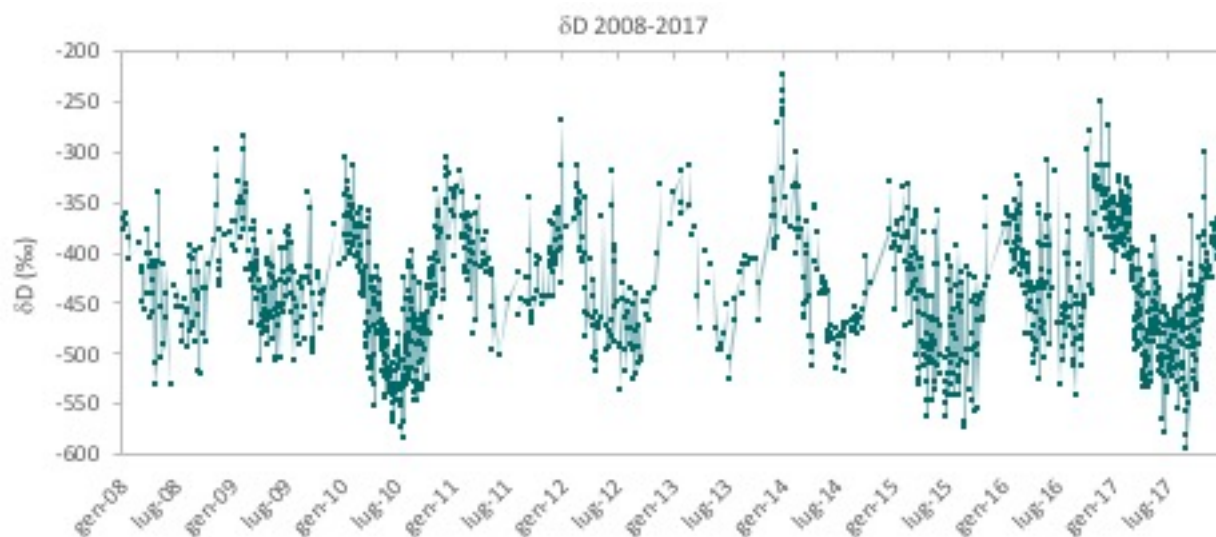


Fig.6.2.3. Variazioni del δD per il dataset 2008-2017

	T (°C)	$\delta^{18}O$ (‰)	δD (‰)	d-excess (‰)
2008	-53.73	-55.26	-429.18	12.90
2009	-51.91	-55.47	-427.54	16.24
2010	-54.65	-59.45	-456.94	18.70
2011	-51.98	-51.98	-405.44	10.24
2012	-53.50	-56.84	-439.74	14.97
2013	-52.53	-51.19	-402.43	7.08
2014	-53.15	-54.93	-428.01	11.45
2015	-53.69	-59.83	-458.44	20.19
2016	-52.19	-52.28	-411.71	6.52
2017	-53.00	-58.42	-447.93	19.43

Tab. 6.2.1. Medie annuali della temperatura (°C), $\delta^{18}O$ (‰), δD (‰) ed eccesso di deuterio per il periodo 2008-2017. In rosso vengono evidenziati gli anni per cui l'indice SAM risulta negativo.

Il 21 novembre 2016 si registrano i valori isotopici più alti per il $\delta^{18}O$ dell'intero dataset, pari a -21.83 ‰, ma poiché i dati dei giorni precedenti e quelli successivi sono nell'intorno di -40%, e la temperatura associata non è così bassa, il campione potrebbe aver subito effetti post deposizionali. Medesima situazione si verifica anche alla fine di ottobre 2016.

La LMWL ottenuta per l'intero dataset è pari a $\delta D = 6.65 \delta^{18}O - 60.92$ ($r^2=0.98$; fig.6.2.4), valore che conferma i risultati ottenuti per l'anno 2017 e che trova validazioni con quelli presenti in letteratura già esposti al paragrafo 6.1.1.

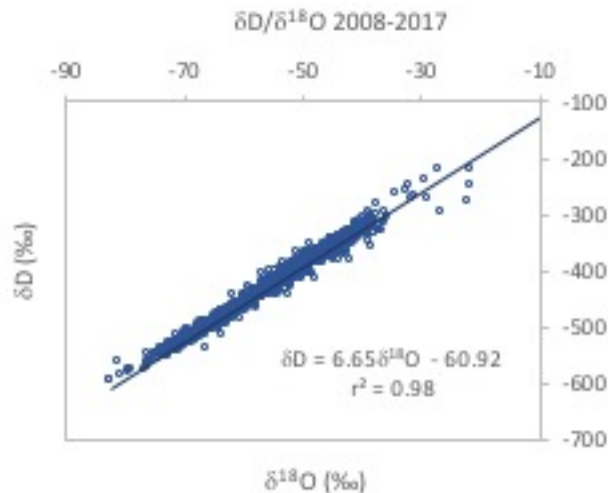


Fig.6.2.4 Retta delle acque meteoriche ottenuta per i dati giornalieri corrispondenti al periodo 2008-2017

In figura 6.2.5 vengono riportate le relazioni ottenute per tutti i mesi estivi e per quelli invernali dell'intero dataset 2008-2017, le cui regressioni lineari sono rispettivamente di $\delta D = 5.97 \delta^{18}O - 89.66$ ($r^2 = 0.90$) e $\delta D = 6.48 \delta^{18}O - 73.26$ ($r^2 = 0.98$). La regressione lineare media è invece di $\delta D = 6.59 \delta^{18}O - 65.25$ ($r^2 = 0.98$) valore pressoché identico a quello ottenuto utilizzando i dati giornalieri, mentre utilizzando le medie annuali si ottiene una relazione lineare di $\delta D = 6.48 \delta^{18}O - 70.40$ ($r^2 = 0.99$) che si avvicina molto a quella invernale e a quella trovata nelle precipitazioni su banchino.

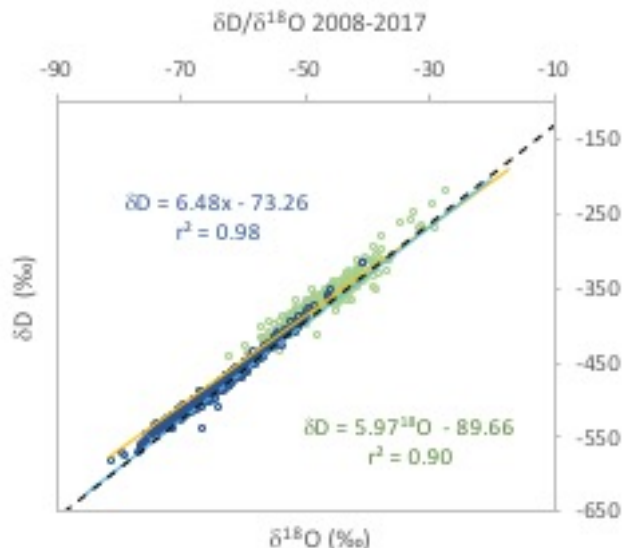


Fig.6.2.5. Retta delle acque meteoriche per i mesi estivi (verde) e invernali (blu) con le rispettive regressioni lineari (linea gialla e azzurra). Con la linea tratteggiata nera viene indicata la regressione lineare media pari a $\delta D = 6.59 \delta^{18}O - 65.25$ ($r^2 = 0.98$)

L'andamento dell'eccesso di deuterio (non mostrato) segue, anche in questo caso, una chiara ciclicità stagionale, con valori più alti in inverno (22.48‰) e più bassi in estate (5‰), ben correlata con

i valori del $\delta^{18}\text{O}$ che vengono mostrati in figura 6.2.6, i cui dati si avvicinano, nuovamente, ai valori trovati per il 2017.

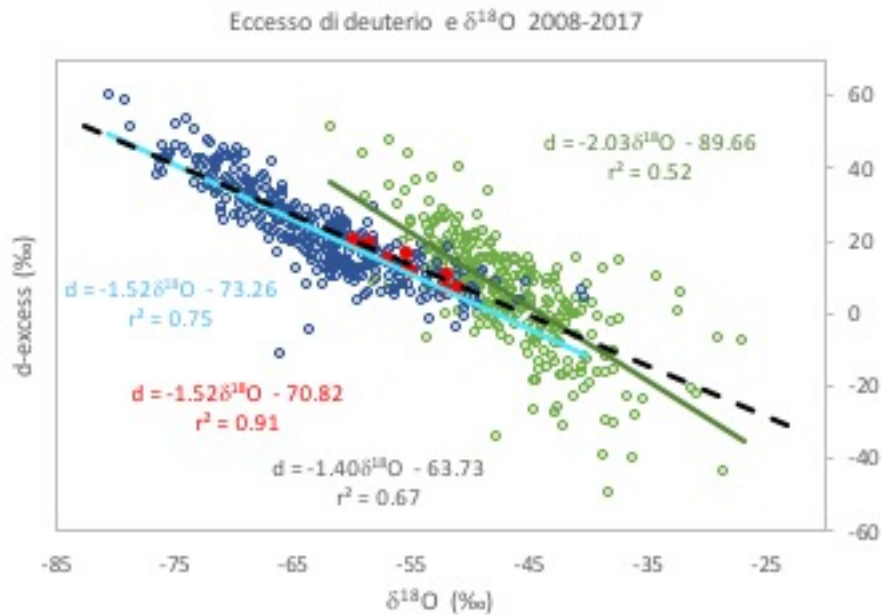


Fig.6.2.6. Anti-correlazione tra l'eccesso di deuterio e il $\delta^{18}\text{O}$ per i dati giornalieri estivi (verde) e invernali (blu) a cui sono associate le rispettive regressioni lineari (linea verde e azzurra). Con la linea tratteggiata nera viene indicata la regressione lineare per i dati giornalieri, con quella rossa per i dati medi annuali.

Per quanto riguarda la relazione temporale del δ/T si ottiene un coefficiente angolare (fig.6.2.7) per il $\delta^{18}\text{O}$ di 0.52 ($r^2=0.61$) e per il δD di 3.49 ($r^2=0.63$), valori che confermano ancora una volta i risultati ottenuti per il 2017. Si vede inoltre, come negli ultimi anni (2014-2017) il coefficiente angolare si stia omogeneizzando, fattore dovuto probabilmente ad un miglioramento dei protocolli e ad una frequenza di campionamento maggiore.

In figura 6.2.8. vengono riassunti i risultati ottenuti per la relazione temporale $\delta^{18}\text{O}/T$ per i dati giornalieri estivi ed invernali, i cui rispettivi coefficienti angolari sono di $0.33\text{‰ } ^\circ\text{C}^{-1}$ e $0.45\text{‰ } ^\circ\text{C}^{-1}$. Utilizzando i dati medi mensili, la regressione lineare risulta essere concorde con i dati del 2017, con un valore di $\delta^{18}\text{O}=0.50T-28.23$ ($r^2=0.78$). Considerando però le medie annuali, l'equazione è di $\delta^{18}\text{O}=2.56T + 80$ ($r^2=0.54$), valore che si discosta in modo significativo dai risultati ottenuti. Tuttavia, sarebbe opportuno investigare più a fondo questa variabilità, soprattutto mediante la derivazione delle medie pesate, che in questo caso non sono state analizzate poiché vi erano dati mancanti.

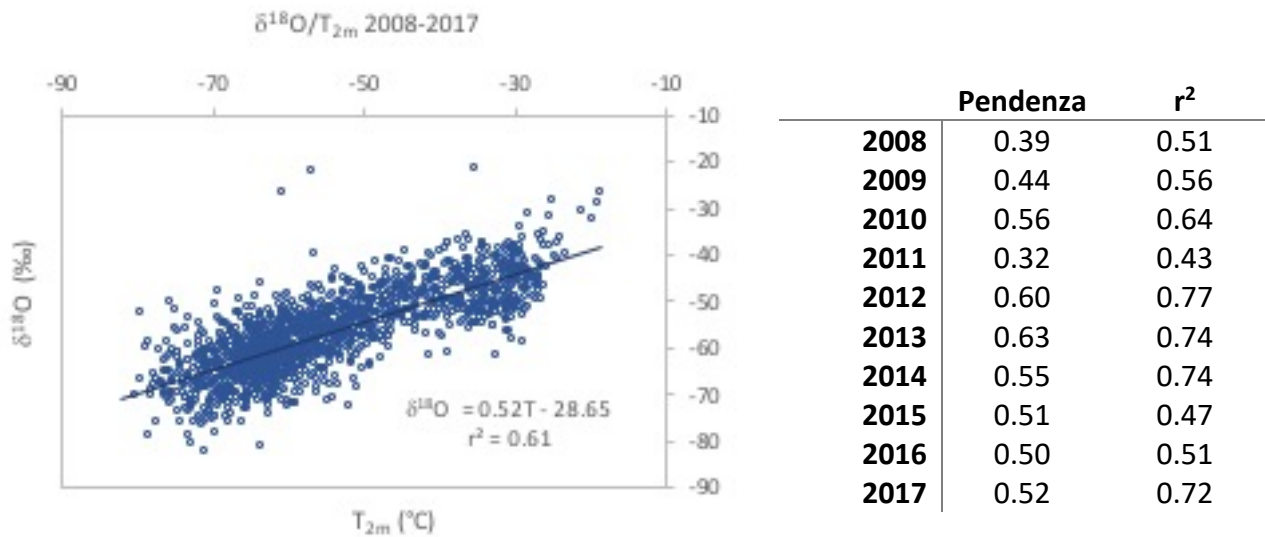


Fig.6.2.7. Relazione $\delta^{18}\text{O}/T$ ottenuta per i dati giornalieri del 2008-2017. A destra vengono riportati i rispettivi coefficienti angolari relativi per ogni anno.

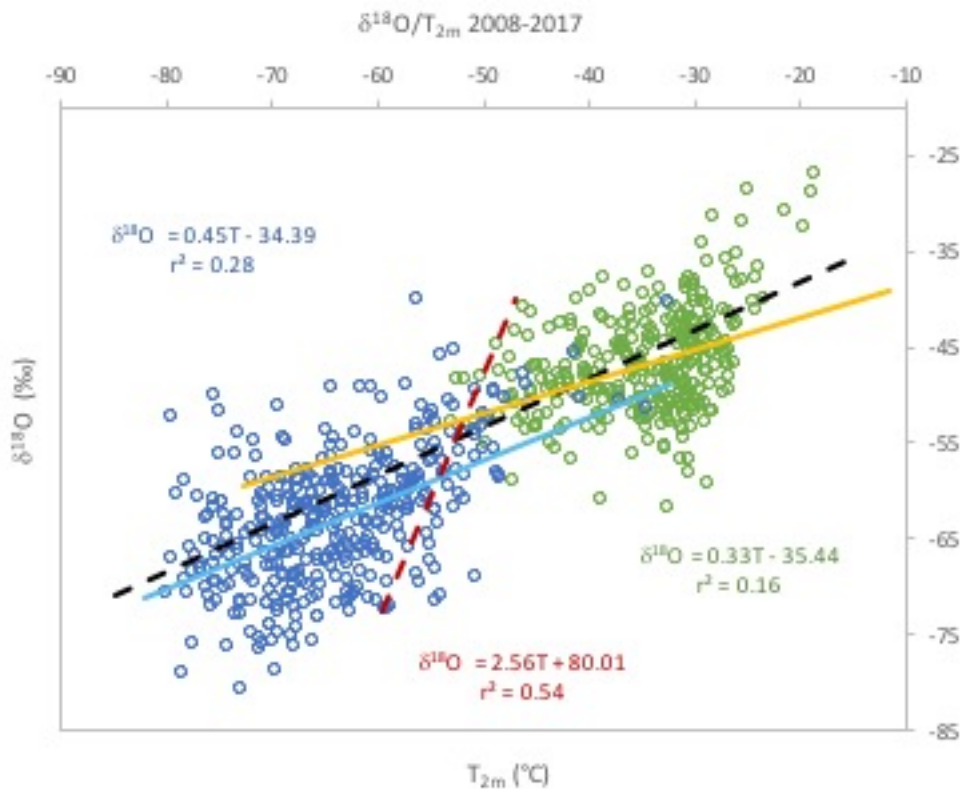


Fig.6.2.8. Relazione temporale $\delta^{18}\text{O}/T$ per i dati giornalieri estivi (verde) e invernali (blu) con le rispettive regressioni lineari (giallo e azzurro). Con la linea tratteggiata nera si indica la regressione lineare ottenuta per i dati medi mensili ($\delta^{18}\text{O}=0.50T-28.23$ ($r^2=0.78$)) con quella rossa per i dati medi annuali $\delta^{18}\text{O}=2.56T+80$ ($r^2=0.54$).

Alla luce di quanto ottenuto, la relazione temporale δ/T , se calcolata tenendo in considerazione la variabilità intra-annuale o considerando i dati giornalieri dell'intero dataset 2008-2017, risulta infe-

riore a quella derivata per i campioni spaziali ($0.80 \text{ ‰}^{\circ}\text{C}^{-1}$; Masson-Delmotte et al., 2008), confermando i risultati già ottenuti in letteratura, ovvero che l'attuale pendenza spaziale δ/T per l'Antartide centrale può essere utilizzata, con buone approssimazioni, come surrogato del paleotermometro con una sottostima di circa il 15% per il calcolo della differenza di temperatura tra il LGM e le condizioni attuali (Jouzel et al., 2003; Werner et al., 2018). Considerando invece la pendenza temporale inter-annuale trovata in questo lavoro di tesi, si osserva un aumento significativo del coefficiente angolare che potrebbe portare ad una sottostima delle variazioni di temperatura, ma, poiché i risultati ottenuti in questo contesto sono ben pochi, e l'intervallo di variazione dei dati molto ristretto, risulta necessario indagare più a fondo questa variabilità a scala inter-annuale probabilmente non solo legata alla variazione inter-annuale della temperatura.

6.3 Output ECHAM5-wiso

Abbiamo visto come l'utilizzo dei modelli generali di circolazione atmosferica sia uno strumento molto utile per comprendere al meglio la distribuzione degli isotopologi dell'acqua nel ciclo idrologico, nonché strumento necessario per interpretare quantitativamente i record isotopici derivati dalle carote di ghiaccio e traslarli, in seguito, in record paleoclimatici (Touzeau et al., 2016).

Poter calibrare il termometro isotopico non significa solamente accertare che la variabilità spaziale del $\delta^{18}\text{O}$ con la temperatura superficiale rimanga invariata nel tempo, ma significa anche verificare che i modelli riescano a simulare, nel modo più accurato possibile, l'attuale distribuzione spaziale e temporale degli isotopi in modo da poterli validare. Allo stato attuale dell'arte, i maggiori studi sono stati effettuati utilizzando *pattern* spaziali (Cauquoin e Werner, 2020; Werner et al., 2011; Werner et al., 2018; Risi et al., 2010) pertanto i dati ottenuti in questo contesto saranno difficilmente comparabili, in quanto sono i primi risultati di un'indagine di tipo temporale a breve scala.

In questo lavoro di tesi sono stati presi in considerazione il modello ECHAM5-wiso, inizializzato con i dati di rianalisi ERA-Interim e il modello ECHAM6-wiso, inizializzato con ERA5, i cui output saranno messi a confronto con i dati osservati nel dataset 2008-2017. In tabella 6.3.1 vengono riportate, per completezza, le risoluzioni utilizzate per i due modelli.

	Ris. Spaziale orizzontale	Ris. Verticale
ECHAM5-wiso T106L31	1.1° x 1.1°	31 livelli
ECHAM6-wiso T127L95	0.9° x 0.9°	95 livelli

Tab.6.3.1 Risoluzioni per il modello ECHAM5-wiso (Werner et al., 2011) e il modello ECHAM6-wiso (Cauquoin et al., 2019)

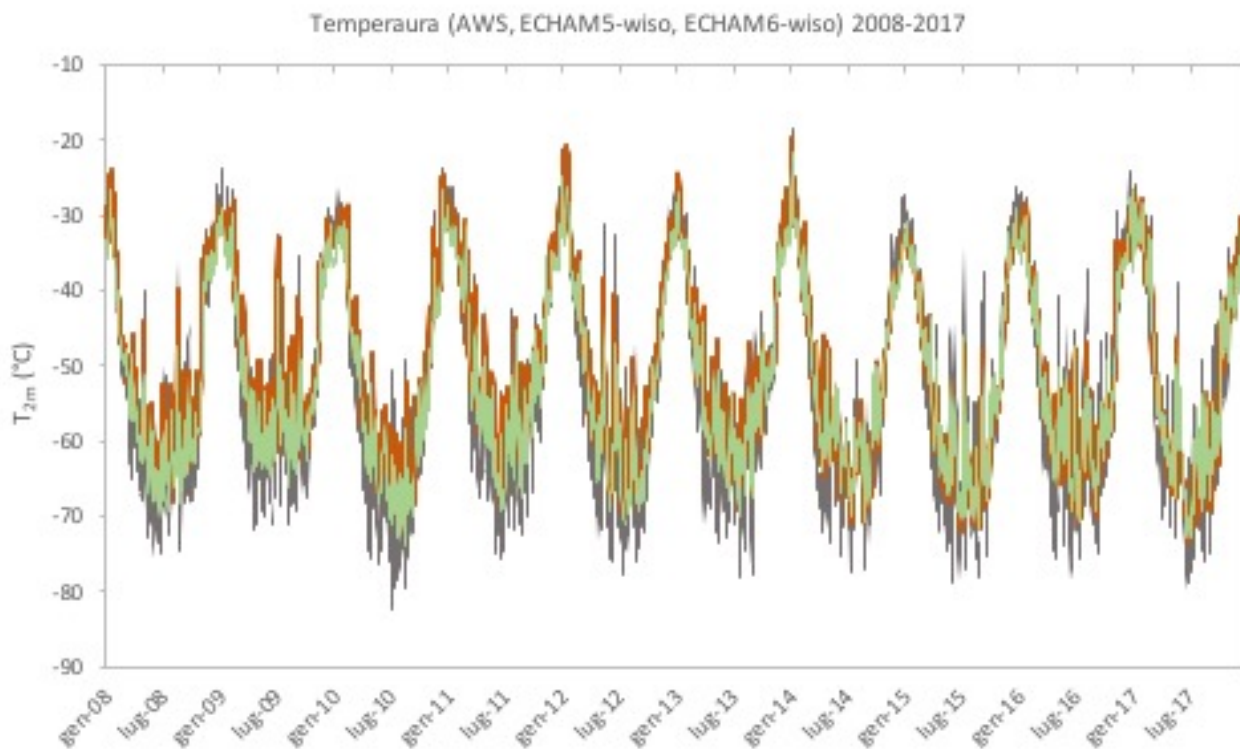


Fig.6.3.1. Andamento della temperatura rilevata dalla stazione AWS Italiana (linea grigia) e simulata dal modello ECHAM5-wiso (linea rossa) ed ECHAM6-wiso (linea verde) per il periodo 2008-2017.

ECHAM5-wiso, in generale, riproduce in modo corretto l'andamento della temperatura a 2 m di quota mostrando una riproduzione più fedele alle alte temperature. Il modello, tuttavia, fallisce nel riprodurre le temperature più basse (fig. 6.3.1), sovrastimando il dato e nelle massime estive invece, tende a sottostimarli (fig. 6.3.3). In aggiunta, si mostrano scarse simulazioni nella riproduzione dei picchi invernali causati dall'avvezione di correnti d'aria umide.

Questi risultati sono in accordo con quanto trovato in letteratura, ovvero una buona riproduzione delle temperature a livello globale, ma un errata simulazione delle temperature estremamente basse tipiche dell'Antartide, dovuta probabilmente da una scarsa rappresentazione dell'ABL, caratterizzata da forti inversioni termiche (Krinner et al., 1997) presenti specialmente nel Plateau Orientale (Werner et al., 2011).

Il fatto che il modello sovrastimi le temperature dovrebbe implicare una riproduzione di valori isotopici più positivi, però, questo non accade. Infatti, contrariamente a quanto appena esposto, i valori di $\delta^{18}\text{O}$ vengono significativamente sottostimati alle temperature più basse, raggiungendo minimi che superano i -140‰ , e sovrastimati alle temperature più alte e quindi ai valori isotopici meno frazionati (fig.6.3.2, 6.3.3). Questo dato si discosta dai risultati ottenuti da Werner et al. (2011), che

evidenziano, in generale, valori isotopici meno frazionati, dove queste differenze potrebbero derivare dall'utilizzo di una risoluzione differente del modello, che risulta migliore in quella utilizzata dagli autori appena citati (T159L31; risoluzione spaziale $0.75^\circ \times 0.75^\circ$).

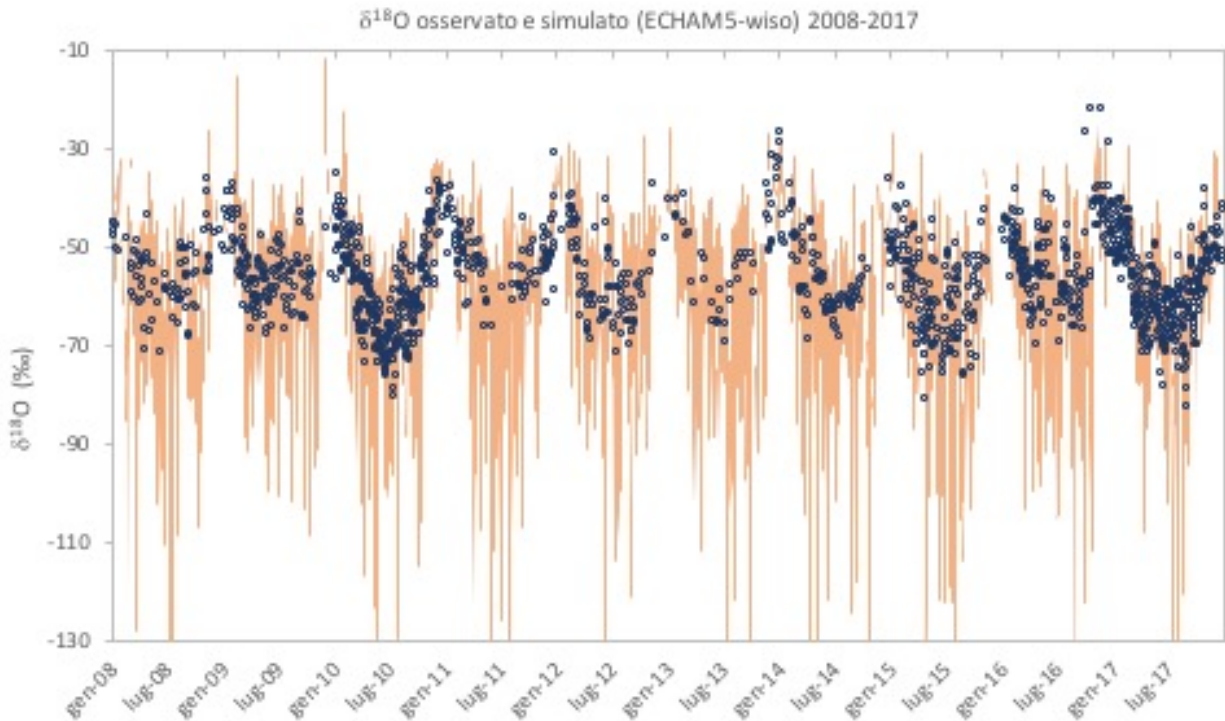


Fig.6.3.2. Confronto fra i valori del $\delta^{18}\text{O}$ osservati (cerchi blu) e simulati (barre rosse) dal modello ECHAM5-wiso per il periodo 2008-2017.

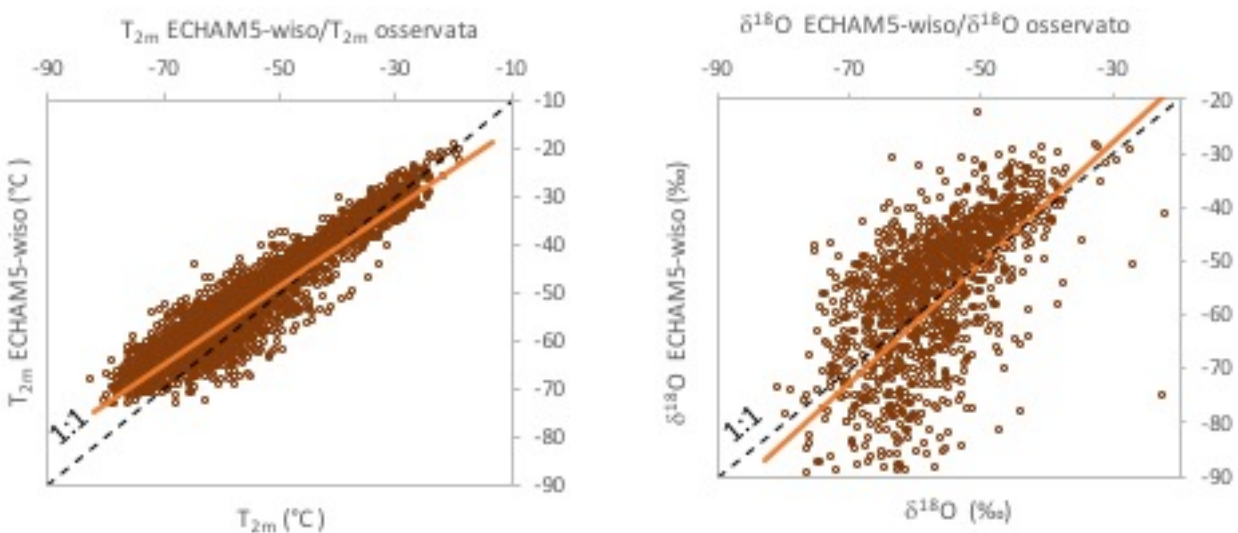


Fig.6.3.3. Regressioni lineari fra il dato osservato (a sinistra temperatura, a destra $\delta^{18}\text{O}$) e quello simulato con il modello ECHAM5-wiso. Con la linea tratteggiata nera viene indicato il rapporto 1:1, al di sopra della linea nera tratteggiata il modello sovrastima i dati, al di sotto li sottostima. Con la linea arancione vengono evidenziate le regressioni lineari.

La LMWL ottenuta utilizzando gli output del modello, viene mostrata in fig. 6.3.4, e nonostante la scarsa simulazione dei dati isotopici, il coefficiente angolare non si discosta molto da quello ottenuto con i dati osservati nel dataset 2008-2017 (6.65), ma presenta comunque un valore sottostimato. Usando invece i valori mensili, il coefficiente di regressione migliora, ma la pendenza aumenta, mostrando valori simili a quelli trovati in Masson-Delmotte et al. (2008).

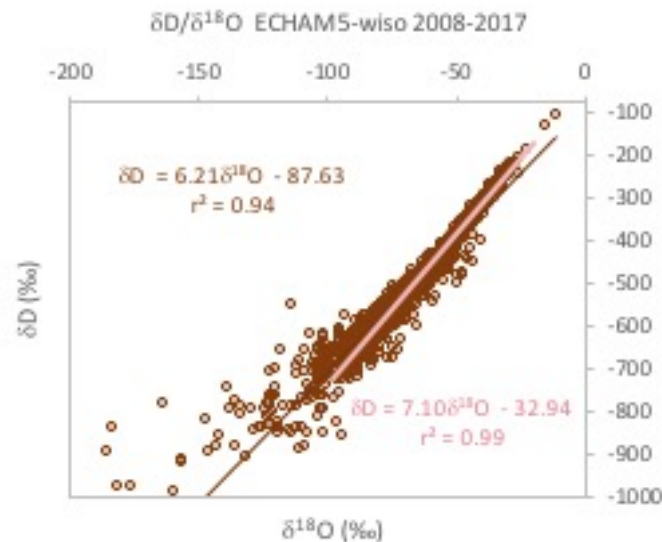


Fig.6.3.4. LMWL simulata dal modello ECHAM5-wiso considerando i dati giornalieri (rosso) e mensili (rosa) per il periodo 2008-2017.

Ancora, la relazione temporale $\delta^{18}\text{O}/T$ simulata, se comparata con i risultati ottenuti in questo lavoro di tesi ($0.52\text{‰ } ^\circ\text{C}^{-1}$), sovrastima in modo significativo il coefficiente angolare. Invece, se confrontato con la letteratura, il valore trovato utilizzando i dati giornalieri ($0.94\text{‰ } ^\circ\text{C}^{-1}$), si avvicina a quello calcolato da Werner et al. ($0.91\text{‰ } ^\circ\text{C}^{-1}$; 2018), mentre, utilizzando i dati mensili, si avvicina al valore trovato da Masson-Delmotte, dove si ricorda che entrambe le relazioni $\delta^{18}\text{O}/T$ appena citate, sono di tipo spaziale. Si rende necessario far notare però, che il coefficiente di regressione è pari a 0.3, valore troppo basso per poter trarre delle conclusioni.

Una delle grandi limitazioni del modello ECHAM5-wiso è la limitata integrazione degli effetti post-deposizionali – ad esempio non viene considerata né l’erosione del vento né la neve ventata – che si manifesta in un’incapacità di simulare in modo corretto sia l’accumulo, sia i valori dell’eccesso di deuterio, i quali sono fortemente influenzati da tali processi. A conferma di quanto detto, in figura 6.3.6 viene riportato l’andamento dei valori di eccesso di deuterio ottenuta per i dati osservati e per quelli simulati. Si vede come il modello, in generale, riesca a riprodurre una ciclicità stagionale e la

natura anti-fasica con il $\delta^{18}\text{O}$ (non mostrata qui; -1.79 , $r^2=0.57$), simulando valori minimi in estate e massimi in inverno, tuttavia, sovrastima in modo significativo quest'ultimi valori.

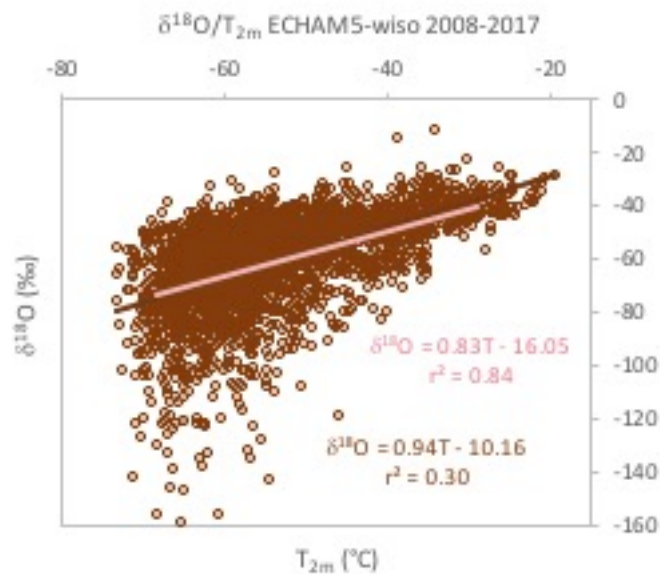


Fig.6.3.5. Relazione $\delta^{18}\text{O}/T_{2m}$ simulata dal modello ECHAM5-wiso per i dati giornalieri (rosso) e mensili (rosa).

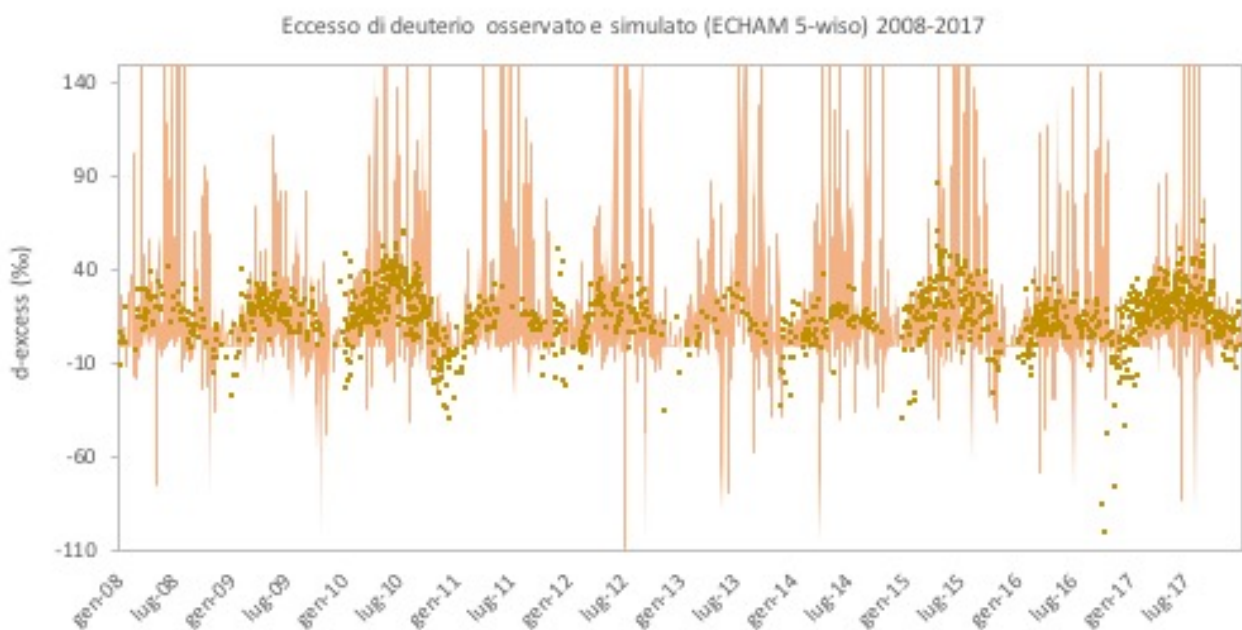


Fig.6.3.6. Confronto fra i valori dell'eccesso di deuterio osservati (cerchi gialli) e simulati (barre rosse) dal modello ECHAM5-wiso per il periodo 2008-2017.

6.4 Output ECHAM6-wiso

Il modello ECHAM6-wiso, inizializzato con i dati di ri-analisi ERA5, mostra una buona simulazione delle temperature a 2 m di quota, con un'oscillazione stagionale ben rappresentata, caratterizzata da massimi in estate e minimi in inverno (fig.6.3.1). Anche in questo caso, però, si evidenziano valori sottostimati alle basse temperature e sovrastimati alle alte temperature (fig.6.4.2).

A differenza di ECHAM5-wiso, in quest'ultima versione del modello, grazie all'utilizzo di una migliore risoluzione sia orizzontale che verticale, si vedono notevoli miglioramenti nella simulazione dei dati isotopici (fig.6.4.1). Alcuni discostamenti, però, si verificano nel riprodurre i valori isotopici più negativi che in prevalenza vengono sovrastimati (fig.6.4.2), ma che in alcuni casi vengono sottostimati, i cui valori rimangono all'interno di un *range* plausibile ad eccezione di qualche *outliers*.

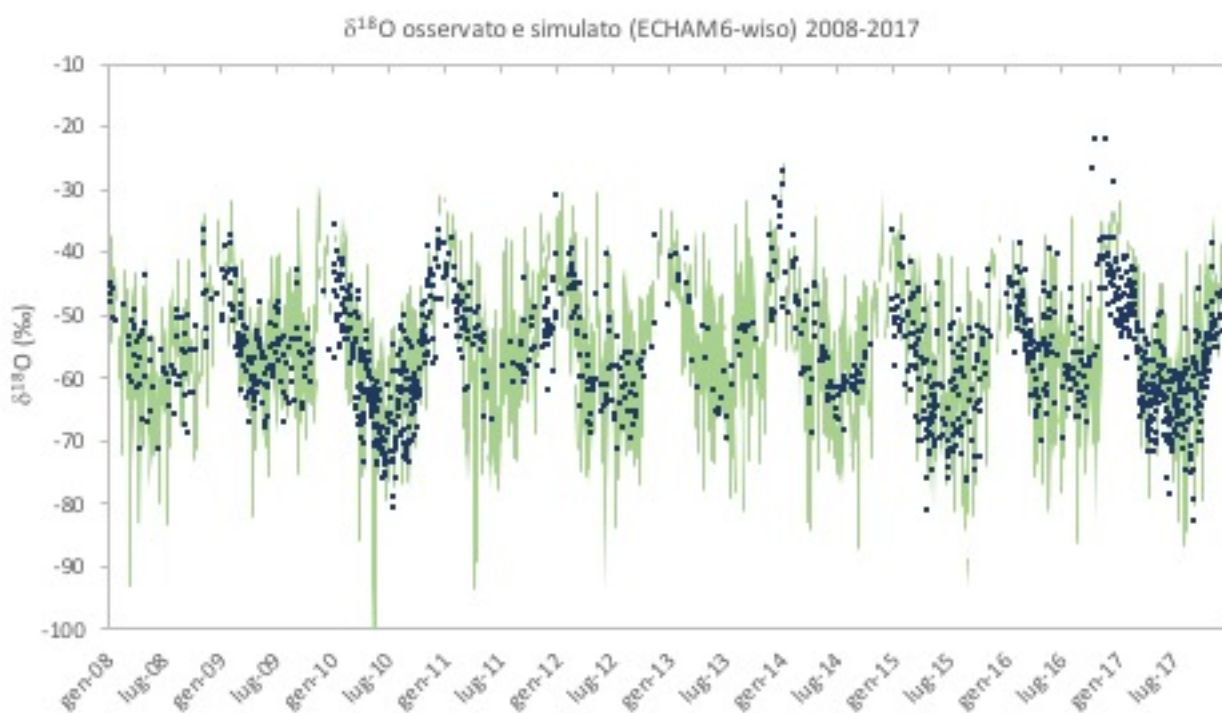


Fig.6.4.1. Confronto fra i valori del $\delta^{18}\text{O}$ osservati (cerchi blu) e simulati (barre verdi) dal modello ECHAM6-wiso per il periodo 2008-2017.

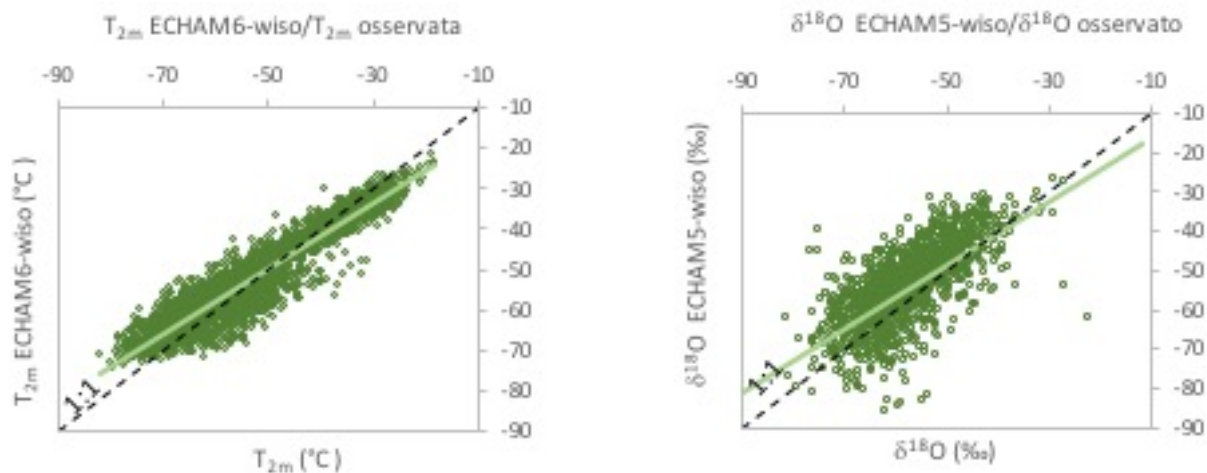


Fig.6.4.2. Regressioni lineari fra il dato osservato (a sinistra temperatura, a destra δ¹⁸O) e quello simulato con il modello ECHAM6-wiso. Con la linea tratteggiata nera viene indicato il rapporto 1:1, al di sopra della linea il modello sovrastima i dati, al di sotto li sottostima. Con la linea verde vengono evidenziate le regressioni lineari.

L'output per la LMWL restituisce una relazione pari a $\delta D = 7.53\delta^{18}O - 12.35$ ($r^2=0.98$) utilizzando i dati giornalieri, mentre per i dati mensili si ottiene un coefficiente angolare di 7.80 ($r^2=0.99$; fig.6.4.3) i cui valori si avvicinano a quelli spaziali ricavati dal database di Masson-Delmotte et al. (2008).

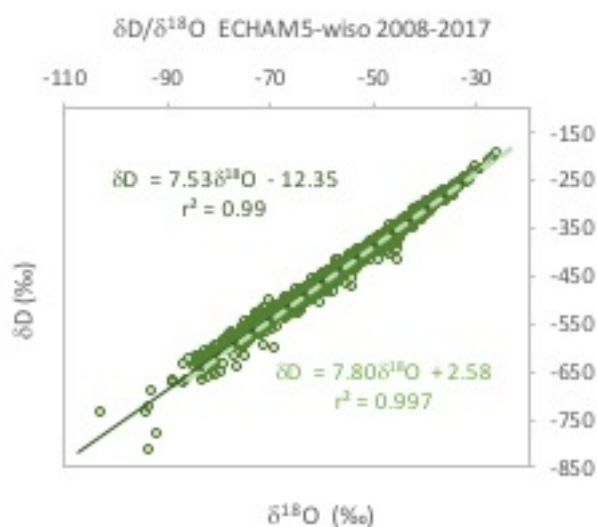


Fig.6.4.3. LMWL simulata dal modello ECHAM6-wiso considerando i dati giornalieri (verde scuro) e mensili (verde chiaro) per il periodo 2008-2017.

Contrariamente ai risultati ottenuti precedentemente utilizzando il modello ECHAM5-wiso, la relazione temporale δ¹⁸O/T simulata risulta di $\delta^{18}O = 0.69 T - 17.88$ ($r^2=0.50$) utilizzando i dati giornalieri e di $\delta^{18}O = 0.62 T - 21.18$ ($r^2=0.88$) utilizzando i valori mensili, i cui coefficienti angolari sono concordi ai risultati osservati nel database 2008-2017 e a quelli esposti da Cauquoin e Werner (2020), i cui

autori segnalano un coefficiente di 0.72 ($r^2=0.94$, relazione spaziale) e un'ottima simulazione dei valori isotopici.

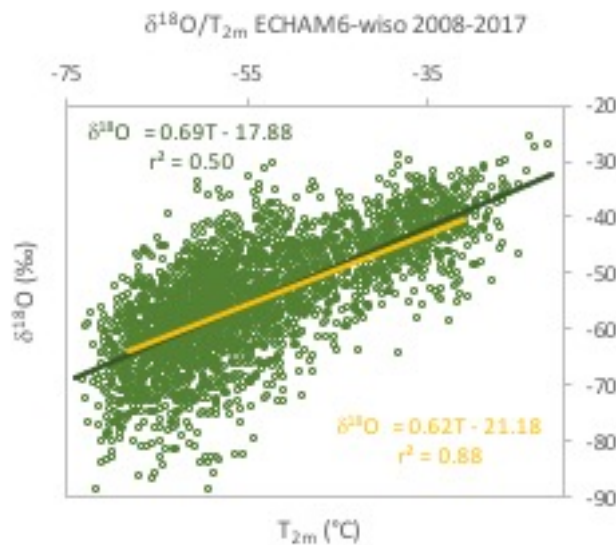


Fig.6.4.4. Relazione $\delta^{18}\text{O}/T_{2m}$ simulata dal modello ECHAM5-wiso per dati giornalieri (verde) e mensili (giallo).

Al modello ECHAM6-wiso è stato implementato il frazionamento cinetico costante per l'evaporazione sopra l'oceano, inclusi i fattori derivanti dall'azione del vento. Questo *upgrade* dovrebbe avere dei riscontri nella simulazione dei valori dell'eccesso di deuterio e in figura 6.4.5. viene riportato l'andamento dei valori di questo parametro. Confrontando questi con i dati osservati, si vede come siano simulati in miglior modo, però la sottostima non può essere trascurata. Anche in questo caso, i difetti possono essere ricondotti al frazionamento cinetico, che in Antartide risulta essere elevato e alla scarsa capacità di entrambi i modelli di riprodurre tali condizioni (fig.6.4.6).

Poiché l'eccesso di deuterio è considerato un proxy integrato del ciclo idrologico, l'utilizzo di tale parametro nei modelli GCM risulta essenziale per derivare le temperature di condensazione al sito e alle zone sorgenti (Stenni, 2020), dove tale approccio è stato utilizzato per diversi siti di carotaggio quali Vostok (Vimeux et al., 2002), EPICA Dome C (Stenni et al., 2010) e Dome F (Uemura et al., 2018). Di conseguenza, alla luce delle affermazioni appena fatte, diviene indispensabile migliorare la simulazione di questo parametro e dagli studi in letteratura (Cauquoin e Werner 2020; Werner et al., 2011) si evidenzia che un possibile miglioramento potrà essere fatto agendo sulla formulazione della super-saturazione S.

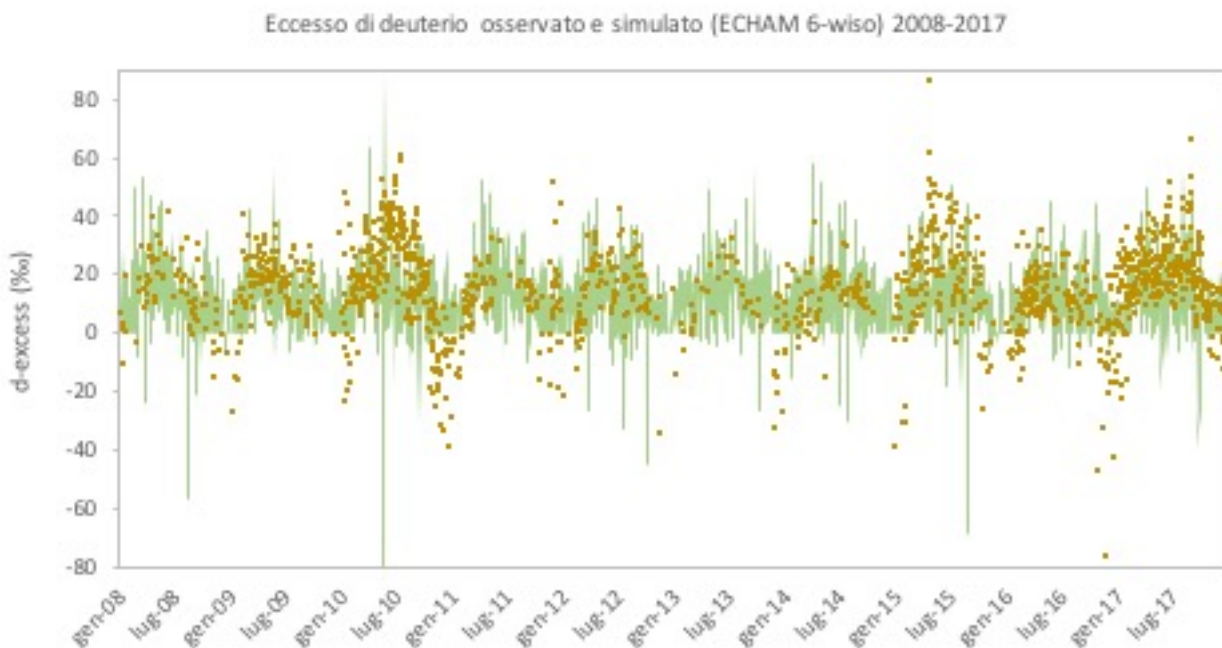


Fig.6.4.5. Confronto fra i valori dell'eccesso di deuterio osservati (cerchi gialli) e simulati (barre verdi) dal modello ECHAM6-wiso per il periodo 2008-2017.

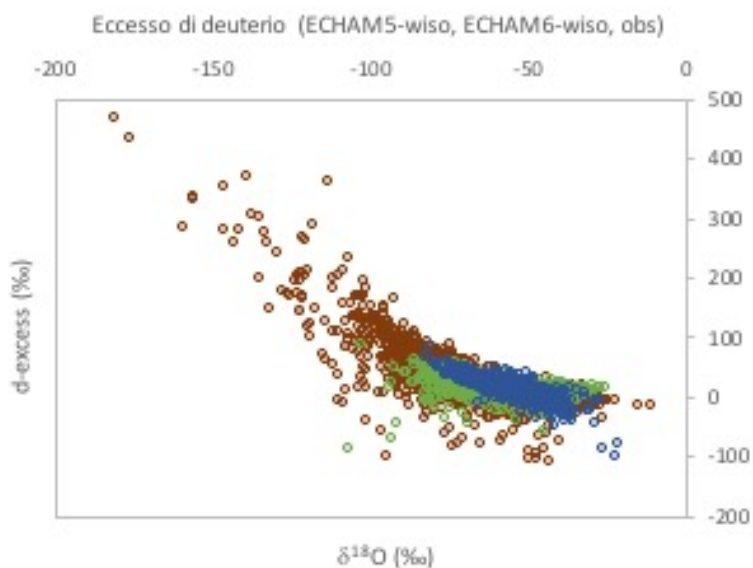


Fig.6.4.6. Anti-correlazione fra eccesso di deuterio e $\delta^{18}\text{O}$ per il modello ECHAM5-wiso (rosso), ECHAM6-wiso (verde) e per i valori osservati (blu).

Riassumendo abbiamo visto come in linea generale, il modello ECHAM6-wiso abbia fornito, grazie ad una risoluzione maggiore, prestazioni migliori. Le temperature a 2 m di quota vengono sovrastimate da entrambi i modelli, con una temperatura media annua di $-50.75\text{ }^{\circ}\text{C}$ per ECHAM5-wiso e $-51.93\text{ }^{\circ}\text{C}$ per ECHAM6-wiso rispetto a quella osservata dalla AWS Italiana con una media di $-53\text{ }^{\circ}\text{C}$.

I valori isotopici di $\delta^{18}\text{O}$ e δD sono meglio simulati dal modello di ultima generazione (rispettivamente le medie annuali sono di -53.57‰ e -415.49‰), rispetto al suo predecessore che tende a sottostimare (-58.23‰ e -446.51‰) i valori osservati (-55.03‰ e $-427-83\text{‰}$).

Infine, l'eccesso di deuterio viene bene rappresentato dal modello ECHAM6-wiso (13.07‰) e sovrastimato in ECHAM5-wiso (19.13‰), il cui valore osservato medio è di 12.40‰ .

Per completezza e per facilitare il confronto, tutte le regressioni lineari calcolate sono state riassunte in una tabella in appendice.

7. Conclusioni

Negli ultimi decenni, gli isotopi stabili dell'acqua, $\delta^{18}\text{O}$ e δD , sono stati ampiamente utilizzati come traccianti naturali del ciclo idrologico e come proxy per le ricostruzioni paleoclimatiche. Sin dagli studi pionieristici di Dansgaard (1964) e dalle ricerche successive di Jouzel & Merlivat (1984) si è sviluppato il concetto del termometro isotopico. L'ipotesi che esista una relazione fra la composizione isotopica dell'ossigeno e dell'idrogeno e la temperatura di condensazione delle precipitazioni ha permesso la formulazione del metodo per le ricostruzioni paleoclimatiche, che si basa sul presupposto che l'attuale distribuzione spaziale del δ/T in Antartide sia rimasta invariata nel tempo, e che questa possa essere utilizzata come surrogato della relazione temporale per interpretare i record isotopici. Tuttavia, la traslazione del segnale isotopico in record climatici è ancora oggetto di grande dibattito (Cauquoin et al., 2019), poiché non esiste prova che le variazioni delle temperature del passato e delle composizioni isotopiche siano cambiate con la medesima relazione quantitativa (Werner et al., 2018), in quanto sono molteplici i fattori che possono influire sulla relazione δ/T , quali l'origine delle masse d'aria, l'estensione del ghiaccio marino, la presenza di un'inversione termica e la stagionalità delle precipitazioni (Stenni 2003).

Ciò che preoccupa maggiormente la comunità scientifica è l'evidenza, sempre più marcata, che a un gradiente spaziale (sensitività della relazione δ/T nello spazio) non corrisponda un gradiente temporale (sensitività della relazione δ/T nel tempo) e che quindi l'attuale utilizzo della relazione spaziale δ/T pari a $0.80\text{‰}\text{°C}^{-1}$ (Masson-Delmotte et al., 2008) possa portare a delle errate interpretazioni.

Obiettivo di questo lavoro di tesi è stata la trattazione e la definizione della variabilità temporale, a scala stagionale ed inter-annuale della composizione isotopica delle precipitazioni a Dome C. Grazie al progetto WHETSTONE si è raggiunti al primo record di monitoraggio giornaliero che copre un periodo di 10 anni (2008-2017) il cui fine ultimo è quello di cercare di calibrare il termometro isotopico.

La *Local Meteoric Water line* trovata per il sito di Dome C, rispecchia il clima del Plateau Antartico, con un coefficiente angolare di 6.80 inferiore a quello della GMWL che comprende invece le acque dell'intero globo. Non si identificano variazioni importanti fra il singolo anno e l'intero dataset (6.65), mentre si mostrano variazioni della pendenza quando vengono considerati i valori stagionali, rispecchiando il ciclo stagionale delle temperature.

La composizione isotopica delle precipitazioni giornaliere raccolte a Dome C risulta essere ben correlata con le temperature a 2 m di quota sia a scala stagionale che inter-annuale, con un coefficiente di regressione che migliora quando vengono considerate le medie mensili, la cui pendenza delle regressioni non mostra differenze significative ($0.51\text{‰}^{\circ}\text{C}^{-1}$ per le medie mensili e $0.52\text{‰}^{\circ}\text{C}^{-1}$ per i dati giornalieri, i valori sono riferiti per il $\delta^{18}\text{O}$), ma che sono invece evidenti quando viene considerata la media annuale ($2.56\text{‰}^{\circ}\text{C}^{-1}$). Quando viene presa in considerazione la stagionalità, le pendenze diminuiscono per la stagione estiva, probabilmente a seguito dei possibili effetti post-deposizionali.

L'eccesso di deuterio mostra anch'esso una ciclicità stagionale, con valori massimi in inverno e minimi in estate che confermano la natura anti-fasica fra questo parametro e il $\delta^{18}\text{O}$. Il coefficiente angolare presenta valori concordi sia per il 2017 che per l'intero dataset, con minime variazioni quando vengono considerati i dati giornalieri o mensili. Si evidenziano, inoltre, variazioni significative per la stagione estiva, indice della presenza di processi cinetici non all'equilibrio che possono aver alterato il valore isotopico originario.

Per poter indagare i possibili effetti post-deposizionali sono stati analizzati i campioni prelevati su di una tavoletta a terra in modo da avere un accumulo più simile alla neve superficiale. Il filo conduttore che lega i risultati ottenuti è un'evidente diminuzione delle pendenze calcolate. La LMWL mostra un coefficiente pari a 6.40, valore che diminuisce in modo significativo nella stagione estiva (4.27) mostrando un chiaro segnale di forte evaporazione/sublimazione, medesima situazione si verifica calcolando la relazione δ/T dove il coefficiente angolare risulta di $0.48\text{‰}^{\circ}\text{C}^{-1}$ per il $\delta^{18}\text{O}$. L'eccesso di deuterio, in generale, mostra valori più negativi rispetto a quelli delle precipitazioni su banchino, i cui valori derivano probabilmente sia da processi di sublimazione, sia dalla presenza di neve ventata che potrebbe aver contaminato il segnale isotopico.

Infine, è stato possibile confrontare il dataset ottenuto con i modelli GCM, ECHAM5-wiso ed ECHAM6-wiso, dove quest'ultimo ha prestazioni nettamente superiori rispetto al suo predecessore. Tuttavia, in entrambi i modelli si osservano differenze fra il dato isotopico osservato e il dato simulato, dovute probabilmente all'incapacità di questi di simulare in modo corretto le temperature più basse che si registrano in Antartide.

La relazione temporale del δ/T simulata da ECHAM6-wiso presenta un coefficiente angolare più alto ($0.69\text{‰}^{\circ}\text{C}^{-1}$) rispetto a quello osservato ($0.52\text{‰}^{\circ}\text{C}^{-1}$), ma inferiore a quello trovato per la relazione

spaziale, lasciando supporre che il modello riesca a riprodurre in modo corretto il processo di distillazione. Questi risultati confermano quanto trovato in letteratura, sicché l'utilizzo dell'attuale pendenza spaziale può portare ad un'effettiva sottostima delle variazioni delle temperature del passato. Poiché la relazione temporale del δ/T a scala inter-annuale ha mostrato valori significativamente differenti, risulta necessario indagare più a fondo questa variabilità, attraverso il monitoraggio continuo e la trattazione dei dati considerando i valori pesati per le quantità di precipitazioni.

Nondimeno, un approfondimento delle conoscenze a nostra disposizione potrebbe essere garantito se i programmi di monitoraggio venissero estesi per l'intero continente antartico, soprattutto per quei siti che hanno ospitato i più importanti carotaggi, nonché per i siti costieri, specialmente dell'Antartide Occidentale, permettendo di comprendere al meglio il gradiente isotopico. In aggiunta, per agevolare i confronti e poter eseguire delle comparazioni accurate, risulterebbe opportuno standardizzare i protocolli di campionamento fra i vari gruppi di ricerca.

Attualmente a Dome C, grazie al progetto WHESTONE, è in corso uno studio multidisciplinare, che garantirà una conoscenza approfondita della composizione isotopica nelle precipitazioni, grazie all'integrazioni di studi riguardanti la meteorologia, la modellistica e approfondimenti su quelli che sono gli effetti post deposizionali. In particolar modo, mediante misurazioni isotopiche del vapor acqueo all'interfaccia aria-neve superficiale, a complemento della continuazione della raccolta delle precipitazioni da banchini e tavoletta a terra, si potranno comprendere al meglio i processi che determinano la composizione isotopica della neve che va a costituire gli strati delle carote di ghiaccio, al fine di produrre record paleoclimatici sempre più accurati.

Ringraziamenti

Un caloroso ringraziamento va alla mia relatrice Barbara Stenni, che nonostante i numerosi impegni e una pandemia in corso è riuscita a seguirmi e a supportarmi e soprattutto la ringrazio per la fiducia che ha riposto nei miei confronti. Nondimeno, ringrazio di cuore Giuliano Dreossi e Mauro Masiol, i miei tutor che non solo mi hanno affiancato durante il periodo di tirocinio e sviluppo della tesi, ma che sono stati anche compagni di caffè e risate e che hanno reso questo periodo più colorato.

Ringrazio Claudio Scarchilli e Virginia Ciardini che mi hanno gentilmente fornito i dati metereologici della stazione AWS americana e ringrazio l'Università del Wisconsin-Madison per il set di dati, la visualizzazione dei dati e le informazioni della stazione metereologica AWS italiana (numero di concessione NSF 1924730). Inoltre, ci tengo a ringraziare tutto lo staff che ogni anno si prodiga nella ricerca sul campo, poiché senza il loro prezioso lavoro la ricerca in Antartide sarebbe vana.

Grazie alla mia famiglia, al mio compagno Lorenzo e alla mia spalla Alessia, dedico questa tesi a voi.

Bibliografia

- Argentini, S., Viola, A., Sempreviva, A. M., & Petenko, I. (2005). Summer boundary-layer height at the plateau site of Dome C, Antarctica. *Boundary-Layer Meteorology*, *115*(3), 409–422.
- Baldwin, M. P. (2001). Annular modes in global daily surface pressure. *Geophysical Research Letters*, *28*(21), 4115–4118.
- Braaten, D. A. (2000). Direct measurements of episodic snow accumulation on the Antarctic polar plateau. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *105*(D8), 10119–10128.
- Bradley, R. S. (1999). Paleoclimatology: Reconstructing Climates of the Quaternary Second Edition. In *Paleoclimatology: reconstructing climates of the Quaternary*. <https://doi.org/10.1029/eo081i050p00613-01>
- Briscoe, H. V. A., & Robinson, P. L. (1925). XCIX. - A redetermination of the atomic weight of boron. *Journal of the Chemical Society, Transactions*. <https://doi.org/10.1039/CT9252700696>
- Brönnimann, S., Xoplaki, E., Casty, C., Pauling, A., & Luterbacher, J. (2007). ENSO influence on Europe during the last centuries. *Climate Dynamics*, *28*(2–3), 181–197.
- Cai, W., Sullivan, A., & Cowan, T. (2011). Interactions of ENSO, the IOD, and the SAM in CMIP3 models. *Journal of Climate*, *24*(6), 1688–1704.
- Carslaw, D. C., & Ropkins, K. (2012). Openair—an R package for air quality data analysis. *Environmental Modelling & Software*, *27*, 52–61.
- Carvalho, L. M. V, Jones, C., & Ambrizzi, T. (2005). Opposite phases of the Antarctic Oscillation and relationships with intraseasonal to interannual activity in the tropics during the austral summer. *Journal of Climate*, *18*(5), 702–718.
- Casado, M., Landais, A., Masson-Delmotte, V., Genthon, C., Kerstel, E., Kassi, S., Arnaud, L., Picard, G., Prie, F., Cattani, O., Steen-Larsen, H. C., Vignon, E., & Cermak, P. (2016). Continuous measurements of isotopic composition of water vapour on the East Antarctic Plateau. *Atmospheric Chemistry and Physics*, *16*(13), 8521–8538. <https://doi.org/10.5194/acp-16-8521-2016>
- Casado, M., Landais, A., Picard, G., Münch, T., Laepple, T., Stenni, B., Dreossi, G., Ekaykin, A., Arnaud, L., Genthon, C., Touzeau, A., Masson-Delmotte, V., & Jouzel, J. (2018). Archival processes of the water stable isotope signal in East Antarctic ice cores. *Cryosphere*, *12*(5), 1745–1766. <https://doi.org/10.5194/tc-12-1745-2018>
- Cauquoin, A., & Werner, M. (2020). High-resolution isotopic simulations from ECHAM6-wiso nudged with ERA5 reanalyses: new products for isotopic model-data comparisons. *EGU General Assembly Conference Abstracts*, 12319.
- Ciais, P., & Jouzel, J. (1994). Deuterium and oxygen 18 in precipitation: Isotopic model, including mixed cloud processes. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *99*(D8), 16793–16803.
- Clark, I. D., & Fritz, P. (1997). *Environmental isotopes in hydrogeology*. CRC press.
- Cole, J. E., & Cook, E. R. (1998). The changing relationship between ENSO variability and moisture balance in the continental United States. *Geophysical Research Letters*, *25*(24), 4529–4532.
- Connolley, W. M. (1996). The Antarctic temperature inversion. *International Journal of Climatology*, *16*(12), 1333–1342. [https://doi.org/10.1002/\(sici\)1097-0088\(199612\)16:12<1333::aid-joc96>3.3.co;2-y](https://doi.org/10.1002/(sici)1097-0088(199612)16:12<1333::aid-joc96>3.3.co;2-y)
- Craig, H. (1961). Isotopic variations in meteoric waters. *Science*. <https://doi.org/10.1126/science.133.3465.1702>
- Craig, H., & Gordon, L. I. (1965). *Deuterium and oxygen 18 variations in the ocean and the marine atmosphere*.
- Dansgaard, W. (1964). Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, *16*(4), 436–468. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v16i4.8993>

- Dätwyler, C., Grosjean, M., Steiger, N. J., & Neukom, R. (2020). Teleconnections and relationship between the El Niño-Southern Oscillation (ENSO) and the Southern Annular Mode (SAM) in reconstructions and models over the past millennium. *Climate of the Past*, *16*(2), 743–756. <https://doi.org/10.5194/cp-16-743-2020>
- Ekaykin, A A, Hondoh, T., Lipenkov, V. Y., & Miyamoto, A. (2009). Post-depositional changes in snow isotope content: preliminary results of laboratory experiments. *Climate of the Past Discussions*, *5*, 2239–2267. <https://doi.org/10.5194/cpd-5-2239-2009>
- Ekaykin, Alexei A, Lipenkov, V. Y., Kuzmina, I. N., Petit, J. R., Masson-Delmotte, V., & Johnsen, S. J. (2004). The changes in isotope composition and accumulation of snow at Vostok station, East Antarctica, over the past 200 years. *Annals of Glaciology*, *39*, 569–575.
- Fernandoy, F., Meyer, H., & Tonelli, M. (2012). Stable water isotopes of precipitation and firn cores from the northern Antarctic Peninsula region as a proxy for climate reconstruction. *The Cryosphere*, *6*(2), 313–330.
- Fischer, H., Severinghaus, J., Brook, E., Wolff, E., Albert, M., Alemany, O., Arthern, R., Bentley, C., Blankenship, D., Chappellaz, J., Creyts, T., Dahl-Jensen, D., Dinn, M., Frezzotti, M., Fujita, S., Gallee, H., Hindmarsh, R., Hudspeth, D., Jugie, G., ... Wilhelms, F. (2013). Where to find 1.5 million yr old ice for the IPICS “Oldest-Ice” ice core. *Climate of the Past*, *9*(6), 2489–2505. <https://doi.org/10.5194/cp-9-2489-2013>
- Fogt, R. L., & Bromwich, D. H. (2006). Decadal variability of the ENSO teleconnection to the high-latitude South Pacific governed by coupling with the southern annular mode. *Journal of Climate*, *19*(6), 979–997.
- Frezzotti, M., Gandolfi, S., La Marca, F., & Urbini, S. (2002). Snow dunes and glazed surfaces in Antarctica: New field and remote-sensing data. *Annals of Glaciology*, *34*(May 2021), 81–88. <https://doi.org/10.3189/172756402781817851>
- Frezzotti, M., Pourchet, M., Flora, O., Gandolfi, S., Gay, M., Urbini, S., Vincent, C., Becagli, S., Gragnani, R., & Proposito, M. (2005). Spatial and temporal variability of snow accumulation in East Antarctica from traverse data. *Journal of Glaciology*, *51*(172), 113–124.
- Fujita, K., & Abe, O. (2006). Stable isotopes in Daily precipitation at Dome Fuji, East Antarctica. *Geophysical Research Letters*, *33*(18), 6–9. <https://doi.org/10.1029/2006GL026936>
- Furukawa, T., Kamiyama, K., & Maeno, H. (1995). *Snow surface features along the traverse route from the coast to Dome Fuji Station, Queen Maud Land, Antarctica*.
- Gallet, J. C., Domine, F., Savarino, J., Dumont, M., & Brun, E. (2014). The growth of sublimation crystals and surface hoar on the Antarctic plateau. *Cryosphere*, *8*(4), 1205–1215. <https://doi.org/10.5194/tc-8-1205-2014>
- Genthon, C., Six, D., Scarchilli, C., Ciardini, V., & Frezzotti, M. (2016). Meteorological and snow accumulation gradients across Dome C, East Antarctic plateau. *International Journal of Climatology*, *36*(1), 455–466. <https://doi.org/10.1002/joc.4362>
- Genthon, Christophe, & Cosme, E. (2003). Intermittent signature of ENSO in west-Antarctic precipitation. *Geophysical Research Letters*, *30*(21).
- Genthon, Christophe, & Krinner, G. (2001). Antarctic surface mass balance and systematic biases in general circulation models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *106*(D18), 20653–20664.
- Genthon, Christophe, Six, D., Gallée, H., Grigioni, P., & Pellegrini, A. (2013). Two years of atmospheric boundary layer observations on a 45-m tower at Dome C on the Antarctic plateau. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *118*(8), 3218–3232. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/jgrd.50128>
- Genthon, Christophe, Town, M. S., Six, D., Favier, V., Argentini, S., & Pellegrini, A. (2010). Meteorological atmospheric boundary layer measurements and ECMWF analyses during

- summer at Dome C, Antarctica. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 115(5). <https://doi.org/10.1029/2009JD012741>
- Golledge, N. R., Kowalewski, D. E., Naish, T. R., Levy, R. H., Fogwill, C. J., & Gasson, E. G. W. (2015). The multi-millennial Antarctic commitment to future sea-level rise. *Nature*. <https://doi.org/10.1038/nature15706>
- Gonfiantini, R. (1978). Standards for stable isotope measurements in natural compounds. *Nature*, 271(5645), 534–536.
- Gorodetskaya, I. V., Van Lipzig, N. P. M., Van den Broeke, M. R., Mangold, A., Boot, W., & Reijmer, C. H. (2013). Meteorological regimes and accumulation patterns at Utsteinen, Dronning Maud Land, East Antarctica: Analysis of two contrasting years. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(4), 1700–1715.
- Gouirand, I., & Moron, V. (2003). Variability of the impact of El Niño–Southern Oscillation on sea-level pressure anomalies over the North Atlantic in January to March (1874–1996). *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 23(13), 1549–1566.
- Grolemund, G., & Wickham, H. (2011). Dates and times made easy with lubridate. *Journal of Statistical Software*, 40(3), 1–25.
- Groot Zwaaftink, C. D., Cagnati, A., Crepez, A., Fierz, C., Macelloni, G., Valt, M., & Lehning, M. (2013). Event-driven deposition of snow on the Antarctic Plateau: analyzing field measurements with SNOWPACK. *The Cryosphere*, 7(1), 333–347.
- Hijmans, R. J., & Van Etten, J. (2016). *raster: Geographic Data Analysis and Modeling. R package version 2.5-8*.
- Hirasawa, N., Nakamura, H., Motoyama, H., Hayashi, M., & Yamanouchi, T. (2013). The role of synoptic-scale features and advection in prolonged warming and generation of different forms of precipitation at Dome Fuji station, Antarctica, following a prominent blocking event. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(13), 6916–6928.
- Hoefs J., 1997 - Stable Isotope Geochemistry. Springer- Verlag, Berlin, Heidelberg: 201 pp.
- Hoffmann, G., Werner, M., & Heimann, M. (1998). Water isotope module of the ECHAM atmospheric general circulation model: A study on timescales from days to several years. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 103(D14), 16871–16896.
- Hufkens, Stauffer and Campitelli (2019). The ecwmfr package: an interface to ECMWF API endpoints <https://doi.org/10.5281/zenodo.2647541>
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), 2007. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. IPCC WGI Fourth Assessment Report. <http://www.ipcc.ch>.
- IPCC, (2018): Summary for Policymakers. In: Global Warming of 1.5 °C. An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5 °C above preindustrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty [V. Masson-Delmotte, P. Zhai, H. O. Pörtner, D. Roberts, J. Skea, P. R. Shukla, A. Pirani, W. Moufouma-Okia, C. Péan, R. Pidcock, S. Connors, J. B. R. Matthews, Y. Chen, X. Zhou, M. I. Gomis, E. Lonnoy, T. Maycock, M. Tignor, T. Waterfield (eds.)]. World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, 32 pp.
- IPCC, (2014): Summary for Policymakers. In: Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Field, C.B., V. Barros, D.J. Dokken, K.J. Mach, M.D. Mastrandrea, T.E. Bilir, M. Chatterjee, K.L. Ebi, Y.O. Estrada, R.C. Genova, B. Girma, E.S. Kissel, A.N. Levy, S. MacCracken, M.P.R. and L.L. White (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1– 32.

- IPCC, (2019): Summary for Policymakers. In: *IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate* [H.-O.Pörtner,D.C.Roberts,V.Masson-Delmotte,P.Zhai,M.Tignor,E.Poloczan-ska,K.Mintenbeck,A.Alegria,M.Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, N.M. Weyer (eds.)]. In press.
- Johnsen, S., Clausen, H., Cuffey, K. M., Hoffmann, G., Schwander, J., & Creyts, T. (2000). Diffusion of stable isotopes in polar firn and ice: the isotope effect in firn diffusion. *Physics of Ice Core Records*, 121-140, 121–140. <https://eprints.lib.hokudai.ac.jp/dspace/bitstream/2115/32465/1/P121-140.pdf>
- Jones, J. M., Fogt, R. L., Widmann, M., Marshall, G. J., Jones, P. D., & Visbeck, M. (2009). Historical SAM variability. Part I: Century-length seasonal reconstructions. *Journal of Climate*, 22(20), 5319–5345.
- Jones, J. M., Gille, S. T., Goosse, H., Abram, N. J., Canziani, P. O., Charman, D. J., Clem, K. R., Crosta, X., de Lavergne, C., Eisenman, I., England, M. H., Fogt, R. L., Frankcombe, L. M., Marshall, G. J., Masson-Delmotte, V., Morrison, A. K., Orsi, A. J., Raphael, M. N., Renwick, J. A., ... Vance, T. R. (2016). Assessing recent trends in high-latitude Southern Hemisphere surface climate. *Nature Climate Change*, 6(10), 917–926. <https://doi.org/10.1038/nclimate3103>
- Jouzel, J. (2003). Water Stable Isotopes: Atmospheric Composition and Applications in Polar Ice Core Studies. *Treatise on Geochemistry*, 4–9, 213–243. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/04040-8>
- Jouzel, J. (2014). Water Stable Isotopes: Atmospheric Composition and Applications in Polar Ice Core Studies. In *Treatise on Geochemistry: Second Edition* (2nd ed., Vol. 5). Elsevier Ltd. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00408-3>
- Jouzel, J., & Merlivat, L. (1984). Deuterium and oxygen 18 in precipitation: modeling of the isotopic effects during snow formation. *Journal of Geophysical Research*. <https://doi.org/10.1029/jd089id07p11749>
- 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 Atmospheres*, 108(12). <https://doi.org/10.1029/2002jd002677>
- Jouzel, J, Alley, R. B., Cuffey, K. M., Dansgaard, W., Grootes, P., Hoffmann, G., Johnsen, S. J., Koster, R. D., Peel, D., & Shuman, C. A. (1997). Validity of the temperature reconstruction from water isotopes in ice cores. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 102(C12), 26471–26487.
- Jouzel, J, Masson-Delmotte, V., Cattani, O., Dreyfus, G., Falourd, S., Hoffmann, G., Minster, B., Nouet, J., Barnola, J. M., Chappellaz, J., Fischer, H., Gallet, J. C., Johnsen, S., Leuenberger, M., Loulergue, L., Luethi, D., Oerter, H., Parrenin, F., Raisbeck, G., ... Wolff, E. W. (2007). Orbital and Millennial Antarctic Climate Variability over the Past 800,000 Years. *Science*, 317(5839), 793 LP – 796. <https://doi.org/10.1126/science.1141038>
- Jouzel, J, Russell, G. L., Suozzo, R. J., Koster, R. D., White, J. W. C., & Broecker, W. S. (1987). Simulations of the HDO and H2 18O atmospheric cycles using the NASA GISS general circulation model: The seasonal cycle for present-day conditions. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 92(D12), 14739–14760.
- Jouzel, Jean, & Masson-Delmotte, V. (2010). Paleoclimates: What do we learn from deep ice cores? *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*. <https://doi.org/10.1002/wcc.72>
- Kidson, J. W. (1999). Principal modes of Southern Hemisphere low-frequency variability obtained from NCEP–NCAR reanalyses. *Journal of Climate*, 12(9), 2808–2830.
- Kiladis, G. N., & Diaz, H. F. (1989). Global climatic anomalies associated with extremes in the Southern Oscillation. *Journal of Climate*, 2(9), 1069–1090.
- King, J. C., & Turner, J. (1997). *Antarctic Meteorology and Climatology*, Cambridge Atmos. *Space Sci.*

Ser.

- Krinner, G., & Genthon, C. (1997). The Antarctic surface mass balance in a stretched grid general circulation model. *Annals of Glaciology*, 25, 73–78.
- Krinner, G., Genthon, C., Li, Z., & Le Van, P. (1997). Studies of the Antarctic climate with a stretched-grid general circulation model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 102(D12), 13731–13745.
- Kurita, N., Noone, D., Risi, C., Schmidt, G. A., Yamada, H., & Yoneyama, K. (2011). Intraseasonal isotopic variation associated with the Madden-Julian Oscillation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116(D24).
- L’Heureux, M. L., & Thompson, D. W. J. (2006). Observed relationships between the El Niño–Southern Oscillation and the extratropical zonal-mean circulation. *Journal of Climate*, 19(2), 276–287.
- Lee, J., Fung, I., DePaolo, D. J., & Henning, C. C. (2007). Analysis of the global distribution of water isotopes using the NCAR atmospheric general circulation model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 112(D16).
- Lenaerts, J. T. M., & van den Broeke, M. R. (2012). Modeling drifting snow in Antarctica with a regional climate model: 2. Results. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 117(D5). <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2010JD015419>
- Libois, Q., Picard, G., Arnaud, L., Morin, S., & Brun, E. (2014). Modeling the impact of snow drift on the decameter-scale variability of snow properties on the Antarctic Plateau. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119(20), 11–662.
- Lorius, C., & Merlivat, L. (1975). *Distribution of mean surface stable isotopes values in east Antarctica; observed changes with depth in coastal area*. http://inis.iaea.org/search/search.aspx?orig_q=RN:07242101
- Ma, T., Li, L., Shi, G., & Li, Y. (2020). Acquisition of post-depositional effects on stable isotopes ($\delta^{18}\text{O}$ and δD) of snow and firn at Dome A, East Antarctica. *Water (Switzerland)*. <https://doi.org/10.3390/W12061707>
- Magono, C., & Lee, C. W. (1966). Meteorological classification of natural snow crystals. *Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University. Series 7, Geophysics*, 2(4), 321–335.
- Mariotti, A., Ballabrera-Poy, J., & Zeng, N. (2005). Tropical influence on Euro-Asian autumn rainfall variability. *Climate Dynamics*, 24(5), 511–521.
- Marsh, D. R., Mills, M. J., Kinnison, D. E., Lamarque, J. F., Calvo, N., & Polvani, L. M. (2013). Climate change from 1850 to 2005 simulated in CESM1(WACCM). *Journal of Climate*. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00558.1>
- Marshall, G. J. (2002). Analysis of recent circulation and thermal advection change in the northern Antarctic Peninsula. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 22(12), 1557–1567.
- Marshall, G. J. (2003). Trends in the Southern Annular Mode from observations and reanalyses. *Journal of Climate*, 16(24), 4134–4143. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016<4134:TITSAM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<4134:TITSAM>2.0.CO;2)
- Marshall, G. J. (2007). Half-century seasonal relationships between the Southern Annular Mode and Antarctic temperatures. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 27(3), 373–383.
- Masson-Delmotte, V., Hou, S., Ekaykin, A., Jouzel, J., Aristarain, A., Bernardo, R. T., Bromwich, D., Cattani, O., Delmotte, M. M., Falourd, S., Frezzotti, M., Gallée, H., Genoni, L., Isaksson, E., Landais, A., Helsen, M. M., Hoffmann, G., Lopez, J., Morgan, V., ... White, J. W. C. (2008). A review of antarctic surface snow isotopic composition: Observations, atmospheric circulation, and isotopic modeling. *Journal of Climate*, 21(13), 3359–3387.

<https://doi.org/10.1175/2007JCLI2139.1>

- Masson-Delmotte, V., Schulz, M., Abe-Ouchi, A., Beer, J., Ganopolski, A., Jansen, E., Lambeck, K., Luterbacher, J., Naish, T., & Osborn, T. (2013). *Information from paleoclimate archives*.
- Mathieu, R., Pollard, D., Cole, J. E., White, J. W. C., Webb, R. S., & Thompson, S. L. (2002). Simulation of stable water isotope variations by the GENESIS GCM for modern conditions. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *107*(D4), ACL-2.
- Matt Dowle and Arun Srinivasan (2021). data.table: Extension of `data.frame`. R package version 1.14.0. <https://CRAN.R-project.org/package=data.table>
- Mayewski, P. A., Carleton, A. M., Birkel, S. D., Dixon, D., Kurbatov, A. V., Korotkikh, E., McConnell, J., Curran, M., Cole-Dai, J., & Jiang, S. (2017). Ice core and climate reanalysis analogs to predict Antarctic and Southern Hemisphere climate changes. *Quaternary Science Reviews*, *155*, 50–66.
- Merlivat, L., & Jouzel, J. (1979). Global climatic interpretation of the deuterium-oxygen 16 relationship for precipitation. *Journal of Geophysical Research*. <https://doi.org/10.1029/JC084iC08p05029>
- Moron, V., & Ward, M. N. (1998). ENSO teleconnections with climate variability in the European and African sectors. *Weather*, *53*(9), 287–295.
- Motoyama, H. (2007). The Second Deep Ice Coring Project at Dome Fuji, Antarctica. *Scientific Drilling*, *5*, 41–43. <https://doi.org/10.2204/iodp.sd.5.05.2007>
- Motoyama, Hideaki, Hirasawa, N., Satow, K., & Watanabe, O. (2005). Seasonal variations in oxygen isotope ratios of daily collected precipitation and wind drift samples and in the final snow cover at Dome Fuji Station, Antarctica. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *110*(D11).
- Myhre, G., Shindell, D., Bréon, F.-M. F.-M., Collins, W., Fuglestedt, J., Huang, J., Koch, D., Lamarque, J.-F. J.-F., Lee, D., Mendoza, B., Nakajima, T., Robock, A., Stephens, G., Takemura, T., Zhan, H., & Zhang, H. (2013). Anthropogenic and Natural Radiative Forcing: Supplementary Material. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report Of*.
- Neumann, T. A., Albert, M. R., Lomonaco, R., Engel, C., Courville, Z., & Perron, F. (2008). Experimental determination of snow sublimation rate and stable-isotopic exchange. *Annals of Glaciology*, *49*, 1–6.
- Nicolas, J. P., & Bromwich, D. H. (2014). New Reconstruction of Antarctic Near-Surface Temperatures: Multidecadal Trends and Reliability of Global Reanalyses. *Journal of Climate*, *27*(21), 8070–8093. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00733.1>
- Noone, D., & Simmonds, I. (2002). Associations between $\delta^{18}\text{O}$ of water and climate parameters in a simulation of atmospheric circulation for 1979–95. *Journal of Climate*, *15*(22), 3150–3169.
- Noone, D., Turner, J., & Mulvaney, R. (1999). Atmospheric signals and characteristics of accumulation in Dronning Maud Land, Antarctica. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*. <https://doi.org/10.1029/1999JD900376>
- Nusbaumer, J., Wong, T. E., Bardeen, C., & Noone, D. (2017). Evaluating hydrological processes in the Community Atmosphere Model Version 5 (CAM5) using stable isotope ratios of water. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, *9*(2), 949–977.
- Pang, H., Hou, S., Landais, A., Masson-Delmotte, V., Jouzel, J., Steen-Larsen, H. C., Risi, C., Zhang, W., Wu, S., Li, Y., An, C., Wang, Y., Prie, F., Minster, B., Falourd, S., Stenni, B., Scarchilli, C., Fujita, K., & Grigioni, P. (2019). Influence of Summer Sublimation on δD , $\delta^{18}\text{O}$, and $\delta^{17}\text{O}$ in Precipitation, East Antarctica, and Implications for Climate Reconstruction From Ice Cores. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *124*(13), 7339–7358. <https://doi.org/10.1029/2018JD030218>
- Parish, T. R., & Bromwich, D. H. (1991). Continental-scale simulation of the Antarctic katabatic wind

- regime. *Journal of Climate*, 4(2), 135–146.
- Pebesma, E., & Bivand, R. S. (2005). S classes and methods for spatial data: the sp package. *R News*, 5(2), 9–13.
- Pebesma, E. J. (2018). Simple features for R: Standardized support for spatial vector data. *R J.*, 10(1), 439.
- Peel, D. A., Mulvaney, R., & Davison, B. M. (1988). Stable-isotope/air-temperature relationships in ice cores from Dolleman Island and the Palmer Land plateau, Antarctic Peninsula. *Annals of Glaciology*, 10, 130–136.
- Petit, J. R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N. I., Barnola, J.-M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davisk, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V. M., Legrand, M., Lipenkov, V. Y., Lorius, C., Pépin, L., Ritz, C., Saltzman, E., & Stievenard, M. (1999). Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica The recent completion of drilling at Vostok station in East. *Nature*.
- 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*. <https://doi.org/10.1029/90JD02232>
- Phillpot, H. R., & Zillman, J. W. (1970). The surface temperature inversion over the Antarctic continent. *Journal of Geophysical Research*, 75(21), 4161–4169.
- Picard, G., Arnaud, L., Caneill, R., Lefebvre, E., & Lamare, M. (2019). Observation of the process of snow accumulation on the Antarctic Plateau by time lapse laser scanning. *Cryosphere*, 13(7), 1983–1999. <https://doi.org/10.5194/tc-13-1983-2019>
- Picard, G., Arnaud, L., Panel, J.-M., & Morin, S. (2016). Design of a scanning laser meter for monitoring the spatio-temporal evolution of snow depth and its application in the Alps and in Antarctica. *The Cryosphere*, 10(4), 1495–1511.
- Pierce, D., & Pierce, M. D. (2019). *Package 'ncdf4.'*
- Reijmer, C. H., & Van Den Broeke, M. R. (2003). Temporal and spatial variability of the surface mass balance in Dronning Maud Land, Antarctica, as derived from automatic weather stations. *Journal of Glaciology*, 49(167), 512–520.
- Ribera, P., & Mann, M. E. (2003). ENSO related variability in the Southern Hemisphere, 1948–2000. *Geophysical Research Letters*, 30(1), 1–6.
- R Core Team (2021). R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. URL <https://www.R-project.org/>.
- Risi, C., Bony, S., Vimeux, F., & Jouzel, J. (2010). Water-stable isotopes in the LMDZ4 general circulation model: Model evaluation for present-day and past climates and applications to climatic interpretations of tropical isotopic records. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D12).
- Ritter, F., Steen-Larsen, H. C., Werner, M., Masson-Delmotte, V., Orsi, A., Behrens, M., Birnbaum, G., Freitag, J., Risi, C., & Kipfstuhl, S. (2016). Isotopic exchange on the diurnal scale between near-surface snow and lower atmospheric water vapor at Kohnen station, East Antarctica. *The Cryosphere*, 10(4), 1647–1663. <https://doi.org/10.5194/tc-10-1647-2016>
- Roberts, J., Plummer, C., Vance, T., Van Ommen, T., Moy, A., Poynter, S., Treverrow, A., Curran, M., & George, S. (2015). A 2000-year annual record of snow accumulation rates for Law Dome, East Antarctica. *Climate of the Past*, 11(5), 697–707.
- Roger Bivand, Tim Keitt and Barry Rowlingson (2021). rgdal: Bindings for the 'Geospatial' Data Abstraction Library. R package version 1.5-23. <https://CRAN.R-project.org/package=rgdal>
- Ryan, J. A., & Ulrich, J. M. (2011). xts: Extensible time series. *R Package Version 0.8-2*.
- Sarkar, D., & Andrews, F. (2019). latticeExtra: Extra Graphical Utilities Based on Lattice, 2013. URL <http://CRAN.R-Project.Org/Package=LatticeExtra>. *R Package Version 0.6-26*.
- Scarchilli, C., Frezzotti, M., & Ruti, P. M. (2011). Snow precipitation at four ice core sites in East

- Antarctica: Provenance, seasonality and blocking factors. *Climate Dynamics*, 37(9–10), 2107–2125. <https://doi.org/10.1007/s00382-010-0946-4>
- Schlosser, E., Manning, K. W., Powers, J. G., Duda, M. G., Birnbaum, G., & Fujita, K. (2010). Characteristics of high-precipitation events in Dronning Maud Land, Antarctica. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*. <https://doi.org/10.1029/2009JD013410>
- Schlosser, Elisabeth. (1999). Effects of seasonal variability of accumulation on yearly mean $\delta^{18}\text{O}$ values in Antarctic snow. *Journal of Glaciology*. <https://doi.org/10.3189/s0022143000001325>
- Schlosser, Elisabeth, Dittmann, A., Stenni, B., Powers, J. G., Manning, K. W., Valt, M., Cagnati, A., Grigioni, P., & Scarchilli, C. (2017). The influence of the synoptic regime on stable water isotopes in precipitation at Dome C, East Antarctica. *Cryosphere*, 11(5), 2345–2361. <https://doi.org/10.5194/tc-11-2345-2017>
- Schlosser, Elisabeth, Reijmer, C., Oerter, H., & Graf, W. (2004). The influence of precipitation origin on the $\delta^{18}\text{O}$ –T relationship at Neumayer station, Ekstrmisen, Antarctica. *Annals of Glaciology*, 39, 41–48.
- Schlosser, Elisabeth, Stenni, B., Valt, M., Cagnati, A., Jordan, G. P., Kevin, W. M., Raphael, M., & Michael, G. D. (2016). Precipitation and synoptic regime in two extreme years 2009 and 2010 at Dome C, Antarctica-implications for ice core interpretation. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16(8), 4757–4770. <https://doi.org/10.5194/acp-16-4757-2016>
- Schmidt, G. A., Hoffmann, G., Shindell, D. T., & Hu, Y. (2005). Modeling atmospheric stable water isotopes and the potential for constraining cloud processes and stratosphere-troposphere water exchange. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 110(D21).
- Schoenemann, S. W., & Steig, E. J. (2016). Seasonal and spatial variations of ^{17}O excess and ^{18}O excess in Antarctic precipitation: Insights from an intermediate complexity isotope model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121(19), 11–215.
- Sharp, Z. (2017). *Principles of stable isotope geochemistry*.
- Sime, L C, Wolff, E. W., Oliver, K. I. C., & Tindall, J. C. (2009). Evidence for warmer interglacials in East Antarctic ice cores. *Nature*, 462(7271), 342–345. <https://doi.org/10.1038/nature08564>
- Sime, Louise C, Tindall, J. C., Wolff, E. W., Connolley, W. M., & Valdes, P. J. (2008). Antarctic isotopic thermometer during a CO_2 forced warming event. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D24). <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2008JD010395>
- Simmons, A. J., Burridge, D. M., Jarraud, M., Girard, C., & Wergen, W. (1989). The ECMWF medium-range prediction models development of the numerical formulations and the impact of increased resolution. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 40(1), 28–60.
- Simon Garnier, Noam Ross, Robert Rudis, Antônio P. Camargo, Marco Sciaini, and Cédric Scherer (2021). Rvision - Colorblind-Friendly Color Maps for R. R package version 0.6.0.
- Sodemann, H, Schwierz, C., & Wernli, H. (2008). Interannual variability of Greenland winter precipitation sources: Lagrangian moisture diagnostic and North Atlantic Oscillation influence. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D3).
- Sodemann, Harald, & Stohl, A. (2009). Asymmetries in the moisture origin of Antarctic precipitation. *Geophysical Research Letters*. <https://doi.org/10.1029/2009GL040242>
- Steen-Larsen, H. C., Masson-Delmotte, V., Hirabayashi, M., Winkler, R., Satow, K., Prié, F., Bayou, N., Brun, E., Cuffey, K. M., Dahl-Jensen, D., Dumont, M., Guillevic, M., Kipfstuhl, S., Landais, A., Popp, T., Risi, C., Steffen, K., Stenni, B., & Sveinbjörnsdóttir, A. E. (2014). What controls the isotopic composition of Greenland surface snow? *Climate of the Past*, 10(1), 377–392. <https://doi.org/10.5194/cp-10-377-2014>
- Steffen, M., & Bartz-Beielstein, T. (2018). *imputeTS: Time Series Missing Value Imputation*. R package version.
- Steig, E. J., Ding, Q., White, J. W. C., Küttel, M., Rupper, S. B., Neumann, T. A., Neff, P. D., Gallant, A.

- J. E., Mayewski, P. A., Taylor, K. C., Hoffmann, G., Dixon, D. A., Schoenemann, S. W., Markle, B. R., Fudge, T. J., Schneider, D. P., Schauer, A. J., Teel, R. P., Vaughn, B. H., ... Korotkikh, E. (2013). Recent climate and ice-sheet changes in West Antarctica compared with the past 2,000 years. *Nature Geoscience*, 6(5), 372–375. <https://doi.org/10.1038/ngeo1778>
- Stein, A. F., Draxler, R. R., Rolph, G. D., Stunder, B. J. B., Cohen, M. D., & Ngan, F. (2015). NOAA's Hysplit atmospheric transport and dispersion modeling system. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96(12), 2059–2077. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-14-00110.1>
- Stenni, B., Masson-Delmotte, V., Johnsen, S., Jouzel, J., Longinelli, A., Monnin, E., Röthlisberger, R., & Selmo, E. (2001). An oceanic cord reversal during the last deglaciation. *Science*, 293(5537), 2074–2077. <https://doi.org/10.1126/science.1059702>
- Stenni, B., Masson-Delmotte, V., Selmo, E., Oerter, H., Meyer, H., Röthlisberger, R., Jouzel, J., Cattani, O., Falourd, S., Fischer, H., Hoffmann, G., Iacumin, P., Johnsen, S. J., Minster, B., & Udisti, R. (2010). The deuterium excess records of EPICA Dome C and Dronning Maud Land ice cores (East Antarctica). *Quaternary Science Reviews*, 29(1–2), 146–159. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.10.009>
- Stenni, B., Serra, F., Frezzotti, M., Maggi, V., Traver, R., Begagli, S., & Udisti, R. (2000). Snow accumulation rates in northern Victoria Land, Antarctica, by firm-core analysis. *Journal of Glaciology*, 46(155), 541–552. <https://doi.org/10.3189/172756500781832774>
- Stenni, Barbara. (2003). *Applicazione degli isotopi stabili in paleoclimatologia : le carote di ghiaccio*. 80(2003), 17–27.
- Stenni, Barbara. (2020). Long-term climate evolution based on ice core records. *Past Antarctica*, 1, 3–25. <https://doi.org/10.1016/b978-0-12-817925-3.00001-x>
- Stenni, Barbara, Scarchilli, C., Masson-Delmotte, V., Schlosser, E., Ciardini, V., Dreossi, G., Grigioni, P., Bonazza, M., Cagnati, A., Karlicek, D., Risi, C., Udisti, R., & Valt, M. (2016). Three-year monitoring of stable isotopes of precipitation at Concordia Station, East Antarctica. *Cryosphere*, 10(5), 2415–2428. <https://doi.org/10.5194/tc-10-2415-2016>
- Taiyun Wei and Viliam Simko (2017). R package "corrplot": Visualization of a Correlation Matrix (Version 0.84). Available from <https://github.com/taiyun/corrplot>
- Touzeau, A., Landais, A., Stenni, B., Uemura, R., Fukui, K., Fujita, S., Guilbaud, S., Ekaykin, A., Casado, M., Barkan, E., Luz, B., Magand, O., Teste, G., Le Meur, E., Baroni, M., Savarino, J., Bourgeois, I., & Risi, C. (2016). Acquisition of isotopic composition for surface snow in East Antarctica and the links to climatic parameters. *The Cryosphere*, 10(2), 837–852. <https://doi.org/10.5194/tc-10-837-2016>
- Touzeau, Alexandra, Landais, A., Stenni, B., Uemura, R., Fukui, K., Fujita, S., Guilbaud, S., Ekaykin, A., Casado, M., Barkan, E., Luz, B., Magand, O., Teste, G., Le Meur, E., Baroni, M., Savarino, J., Bourgeois, I., & Risi, C. (2016). Acquisition of isotopic composition for surface snow in East Antarctica and the links to climatic parameters. *Cryosphere*, 10(2), 837–852. <https://doi.org/10.5194/tc-10-837-2016>
- Town, M. S., Warren, S. G., Walden, V. P., & Waddington, E. D. (2008). Effect of atmospheric water vapor on modification of stable isotopes in near-surface snow on ice sheets. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D24). <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2008JD009852>
- Turner, J., Bindshadler, R., Convey, P., Di Prisco, G., Fahrbach, E., Gutt, J., Hodgson, D., Mayewski, P., & Summerhayes, C. (2009). *Antarctic climate change and the environment*.
- Turner, J., King, J. C., Lachlan-Cope, T. A., & Jones, P. D. (2002). Recent temperature trends in the Antarctic. *Nature*, 418(6895), 291–292.
- Turner, J., Lu, H., White, I., King, J. C., Phillips, T., Hosking, J. S., Bracegirdle, T. J., Marshall, G. J., Mulvaney, R., & Deb, P. (2016). Absence of 21st century warming on Antarctic Peninsula

- consistent with natural variability. *Nature*. <https://doi.org/10.1038/nature18645>
- Uemura, R., Motoyama, H., Masson-Delmotte, V., Jouzel, J., Kawamura, K., Goto-Azuma, K., Fujita, S., Kuramoto, T., Hirabayashi, M., Miyake, T., Ohno, H., Fujita, K., Abe-Ouchi, A., Iizuka, Y., Horikawa, S., Igarashi, M., Suzuki, K., Suzuki, T., & Fujii, Y. (2018). Asynchrony between Antarctic temperature and CO₂ associated with obliquity over the past 720,000 years. *Nature Communications*, *9*(1), 961. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-03328-3>
- Urbini, S., Frezzotti, M., Gandolfi, S., Vincent, C., Scarchilli, C., Vittuari, L., & Fily, M. (2008). Historical behaviour of Dome C and Talos Dome (East Antarctica) as investigated by snow accumulation and ice velocity measurements. *Global and Planetary Change*, *60*(3–4), 576–588.
- Van Lipzig, N. P. M., Van Meijgaard, E., & Oerlemans, J. (2002). The effect of temporal variations in the surface mass balance and temperature-inversion strength on the interpretation of ice-core signals. *Journal of Glaciology*, *48*(163), 611–621.
- van Loon, H. (1967). The half-yearly oscillations in middle and high southern latitudes and the coreless winter. *Journal of Atmospheric Sciences*, *24*(5), 472–486.
- van Ommen, T. D., & Morgan, V. (1997). Calibrating the ice core paleothermometer using seasonality. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *102*(D8), 9351–9357.
- 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*(3–4), 829–843.
- Wendler, G., & Kodama, Y. (1984). On the climate of Dome C, Antarctica, in relation to its geographical setting. *Journal of Climatology*, *4*(5), 495–508.
- Werner, M., Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., & Lohmann, G. (2018). Reconciling glacial Antarctic water stable isotopes with ice sheet topography and the isotopic paleothermometer. *Nature Communications*, *9*(1), 1–10. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-05430-y>
- Werner, M., Langebroek, P. M., Carlsen, T., Herold, M., & Lohmann, G. (2011). Stable water isotopes in the ECHAM5 general circulation model: Toward high-resolution isotope modeling on a global scale. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, *116*(15), 1–14. <https://doi.org/10.1029/2011JD015681>
- Wickham, H. (2007). Reshaping data with the reshape package. *Journal of Statistical Software*, *21*(12), 1–20.
- Wickham, H. (2011). The split-apply-combine strategy for data analysis. *Journal of Statistical Software*, *40*(1), 1–29.
- Wickham, H., Averick, M., Bryan, J., Chang, W., McGowan, L. D., François, R., Grolemund, G., Hayes, A., Henry, L., & Hester, J. (2019). Welcome to the Tidyverse. *Journal of Open Source Software*, *4*(43), 1686.
- Wickham, H., & Bryan, J. (2019). readxl: Read excel files. *R Package Version*, *1*(1).
- Wickham, H., François, R., Henry, L., & Müller, K. (2015). dplyr: A Grammar of Data Manipulation. R package version 0.4.3. *R Found. Stat. Comput., Vienna*. <https://CRAN.R-Project.Org/Package=Dplyr>.
- Wickham, H., & Seidel, D. (2020). Scales: Scale functions for visualization. *R package version 1.1.1*.
- Wickham, H., & Wickham, M. H. (2019). Package ‘stringr.’
- Yoshimura, K., Kanamitsu, M., Noone, D., & Oki, T. (2008). Historical isotope simulation using reanalysis atmospheric data. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *113*(D19).
- Yu, J.-Y., Paek, H., Saltzman, E. S., & Lee, T. (2015). The early 1990s change in ENSO–PSA–SAM relationships and its impact on Southern Hemisphere climate. *Journal of Climate*, *28*(23), 9393–9408.
- Yuan, X. (2004). ENSO-related impacts on Antarctic sea ice: a synthesis of phenomenon and mechanisms. *Antarctic Science*, *16*(4), 415.

Zeileis, A., & Grothendieck, G. (2005). zoo: S3 infrastructure for regular and irregular time series. *ArXiv Preprint Math/0505527*.

Sitografia

<https://mpimet.mpg.de/en/homepage>

<https://www.ipcc.ch/>

<https://www.noaa.gov/>

<https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/home>

<https://www.ecmwf.int/>

<http://www.mna.it/>

<http://amrc.ssec.wisc.edu/>

<https://www.climantartide.it/>

<https://www.picarro.com/>

<http://web.sahra.arizona.edu>

https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/aao/aao.shtml

Appendice

	Variabili (Y/X)	Pendenza	Intercetta	r^2	Periodo	
2017	$\delta D/\delta^{18}O$ (p)	6.80	-50.84	0.985	Giornalieri (tutti)	
	$\delta D/\delta^{18}O$ (p)	6.95	-42.25	0.995	Medie mensili	
	$\delta D/\delta^{18}O$ (p)	6.29	-85.00	0.971	Inverno (GLA)	
	$\delta D/\delta^{18}O$ (p)	5.18	-122.56	0.924	Estate (DGF)	
	$\delta D/\delta^{18}O$ (s)	6.40	-75.22	0.971	Giornalieri (tutti)	
	$\delta D/\delta^{18}O$ (s)	6.66	-61.36	0.989	Medie mensili	
	$\delta D/\delta^{18}O$ (s)	6.97	-44.12	0.936	Inverno (GLA)	
	$\delta D/\delta^{18}O$ (s)	4.27	-163.35	0.903	Estate (DGF)	
	$\delta^{18}O / T_{2m}$ (p)	0.52	-30.04	0.720	Giornalieri (tutti)	
	$\delta^{18}O / T_{2m}$ (p)	0.54	-29.12	0.970	Medie mensili	
	$\delta^{18}O / T_{2m}$ (p)	0.32	-44.49	0.186	Inverno (GLA)	
	$\delta^{18}O / T_{2m}$ (p)	0.25	-38.67	0.075	Estate (DGF)	
	$\delta^{18}O / T_{2m}$ (s)	0.48	-28.58	0.631	Giornalieri (tutti)	
	$\delta^{18}O / T_{2m}$ (s)	0.52	-26.18	0.845	Medie mensili	
	$\delta D/T_{2m}$ (p)	3.62	-252.22	0.732	Giornalieri (tutti)	
	$\delta D/T_{2m}$ (p)	3.75	-245.04	0.953	medie mensili	
	$\delta D/T_{2m}$ (s)	3.13	-253.72	0.653	Giornalieri (tutti)	
	$\delta D/T_{2m}$ (s)	3.38	-239.77	0.798	Medie mensili	
	$d/\delta^{18}O$ (p)	-1.20	-50.84	0.670	Giornalieri (tutti)	
	$d/\delta^{18}O$ (p)	-1.04	-42.02	0.805	Medie mensili	
	$d/\delta^{18}O$ (p)	-1.71	-84.99	0.710	Inverno (GLA)	
	$d/\delta^{18}O$ (p)	-2.82	-122.56	0.783	Estate (DGF)	
	$d/\delta^{18}O$ (s)	-1.60	-75.21	0.676	Giornalieri (tutti)	
	$d/\delta^{18}O$ (s)	-1.34	-61.36	0.786	Medie mensili	
	$d/\delta^{18}O$ (s)	-1.03	-44.12	0.245	Inverno (GLA)	
	$d/\delta^{18}O$ (s)	-3.73	-163.35	0.877	Estate (DGF)	
	2008-2017	$\delta D/\delta^{18}O$	6.65	-60.92	0.981	Giornalieri (tutti)
		$\delta D/\delta^{18}O$	6.59	-65.25	0.988	Medie mensili
		$\delta D/\delta^{18}O$	6.48	-73.26	0.982	Inverno (GLA)
		$\delta D/\delta^{18}O$	5.97	-89.66	0.904	Estate (DGF)
$\delta D/\delta^{18}O$		6.48	-70.40	0.994	Medie annuali	
$\delta^{18}O / T_{2m}$		0.52	-28.65	0.611	Giornalieri (tutti)	
$\delta^{18}O / T_{2m}$		0.51	-28.23	0.788	Medie mensili	
$\delta^{18}O / T_{2m}$		0.45	-34.39	0.277	Inverno (GLA)	
$\delta^{18}O / T_{2m}$		0.33	-35.44	0.158	Estate (DGF)	
$\delta^{18}O / T_{2m}$		2.56	80.01	0.537	Medie annuali	
$\delta D/T_{2m}$		3.49	-248.93	0.626	Giornalieri (tutti)	
$d/\delta^{18}O$		-1.40	-63.73	0.668	Giornalieri (tutti)	
$d/\delta^{18}O$		-1.41	-65.61	0.739	Medie mensili	

2008-2017 ECHAM	$d/\delta^{18}\text{O}$	-1.52	-73.26	0.748	Inverno (GLA)
	$d/\delta^{18}\text{O}$	-2.03	-89.66	0.523	Estate (DGF)
	$d/\delta^{18}\text{O}$	-1.52	-70.82	0.906	Medie annuali
	$\delta\text{D}/\delta^{18}\text{O}$ (E5)	6.21	-87.63	0.941	Giornalieri (tutti)
	$\delta\text{D}/\delta^{18}\text{O}$ (E5)	7.10	-32.94	0.987	Medie mensili
	$\delta\text{D}/\delta^{18}\text{O}$ (E6)	7.53	-12.35	0.987	Giornalieri (tutti)
	$\delta\text{D}/\delta^{18}\text{O}$ (E6)	7.80	2.58	0.997	Medie mensili
	$\delta^{18}\text{O}/T_{2m}$ (E5)	0.94	-10.17	0.296	Giornalieri (tutti)
	$\delta^{18}\text{O}/T_{2m}$ (E5)	0.83	-16.05	0.841	Medie mensili
	$\delta^{18}\text{O}/T_{2m}$ (E6)	0.69	-17.88	0.501	Giornalieri (tutti)
	$\delta^{18}\text{O}/T_{2m}$ (E6)	0.62	-21.19	0.881	Medie mensili
	$d/\delta^{18}\text{O}$ (E5)	-1.79	-87.63	0.569	Giornalieri (tutti)
	$d/\delta^{18}\text{O}$ (E5)	-0.90	-33.23	0.557	Medie mensili
	$d/\delta^{18}\text{O}$ (E6)	-0.47	-12.35	0.229	Giornalieri (tutti)
	$d/\delta^{18}\text{O}$ (E6)	-0.20	2.58	0.173	Medie mensili
	$\delta^{18}\text{O}/\delta^{18}\text{O}$ (E5)	1.12	5.98	0.319	Giornalieri (tutti)
	$\delta^{18}\text{O}/\delta^{18}\text{O}$ (E6)	0.81	-8.14	0.472	Giornalieri (tutti)
	d/d (E5)	0.54	7.57	0.052	Giornalieri (tutti)
	d/d (E6)	0.15	8.83	0.048	Giornalieri (tutti)
	T_{2m}/T_{2m} (E5)	0.82	-7.30	0.913	Giornalieri (tutti)
T_{2m}/T_{2m} (E6)	0.80	-9.38	0.909	Giornalieri (tutti)	

In tabella vengono riportate pendenza, intercetta e r^2 ottenute dalle regressioni lineari calcolate per il 2017, per il dataset 2008-2017 e per i dati simulati ottenuti dai modelli GCM ECHAM5-wiso (E5) ed ECHAM6-wiso (E6). Con la denominazione (p) si intendono i campioni (2017) prelevati sul banchino, mentre con (s) quelli prelevati dalla tavoletta posta al suolo. Con la lettera "d" si intende l'eccesso di deuterio. I mesi estivi sono indicati con le lettere D (dicembre), G (gennaio) e F (febbraio), per i mesi invernali si fa riferimento a G (giugno), L (luglio) e A (agosto).