

UNIVERSITA' CA' FOSCARI DI VENEZIA



FACOLTA' DI SCIENZE MATEMATICHE, FISICHE E NATURALI

Corso di laurea magistrale in Scienze Ambientali

TESI DI LAUREA MAGISTRALE

**VARIAZIONI ANNUALI ED INTER-ANNUALI DELLE TRAIETTORIE DELLE
MASSE D'ARIA IN ARTICO: ANALISI E INTERPRETAZIONE DEL
SEGNALE ISOTOPICO NELLE PRECIPITAZIONI DELLE SVALBARD.
PROGETTO GNIP/IAEA**

Laureanda:

Natalie Zanetti

Relatore:

Prof. Carlo Barbante

Correlatore:

Dott.ssa Valérie Masson – Delmotte,

Dedico “egoisticamente” a me stessa questa tesi perchè....
.....“dal cielo ho sempre visto cadere solo pioggia”

INDICE

CAPITOLO 1: INTRODUZIONE	pag. 4
1.1: GENERALITA' E OBIETTIVO	pag. 4
1.2: IL PROGRAMMA GNIP (Global Network of Isotopes in Precipitations) / IAEA..	pag. 4
1.3: IAEA: INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY	pag. 5
1.4: GNIP: GLOBAL NETWORK OF ISOTOPES IN PRECIPITATIONS.....	pag. 5
CAPITOLO 2: SITO DI INDAGINE	pag. 7
2.1: GENERALITA'	pag. 7
2.2: IL SISTEMA CLIMATICO IN ARTICO	pag. 8
2.3: CARATTERISTICHE METEOROLOGICHE DELLE SVALBARD MERIDIONALI	pag. 12
2.4: ATTUALI CAMBIAMENTI CLIMATICI IN ARTICO E RAPPORTO IPCC	pag. 14
CAPITOLO 3: GLI ISOTOPI STABILI	pag. 17
3.1: GENERALITA'	pag. 17
3.2: GLI ISOTOPI STABILI DELL'ACQUA	pag. 17
3.3: IL FRAZIONAMENTO ISOTOPICO NEL CICLO IDROLOGICO.....	pag. 18
3.4: FATTORI CHE INFLUENZANO LA COMPOSIZIONE ISOTOPICA DELLE PRECIPITAZIONI.....	pag. 21
3.5: LA RELAZIONE $\delta^{18}\text{O} - \delta\text{D}$	pag. 23
3.6: L'ECESSO DI DEUTERIO	pag. 24
CAPITOLO 4: I MODELLI DI CIRCOLAZIONE GENERALE DELL'ATMOSFERA: ECHAM5 (breve introduzione).....	pag. 27
CAPITOLO 5: DISCUSSIONE DEI DATI	pag. 28
5.1: SERIE DI DATI	pag. 28
5.2: DATI:ORIGINE E UNITA' DI MISURA	pag. 28
5.3: SERIE DI DATI INVERNALI (DGF) 1990 – 2012	pag. 36
5.4: SERIE DI DATI ESTIVI (GLA) 1990 – 2012	pag. 38
5.5: OUTPUT DEL MODELLO ECHAM5: DATI INVERNALI (DGF) 1990-2012	pag. 40
5.6: OUTPUT DEL MODELLO ECHAM5: DATI ESTIVI (GLA) 1990-2012	pag. 43
5.7: ANALISI DI CORRELAZIONE TRA PARAMETRI AMBIENTALI: INVERNO (DGF) 1990-2012	pag. 47
5.8: ANALISI DI CORRELAZIONE TRA PARAMETRI AMBIENTALI: ESTATE (GLA) 1990 – 2012	pag. 53
5.9: ANALISI DELLE RELAZIONI ISOTOPICHE ANNUALI 1990 – 2012	pag. 56

5.10:ANALISI DI CORRELAZIONE TRA COMPOSIZIONE ISOTOPICA E PARAMETRI AMBIENTALI: INVERNO (DGF) 1990–2012	pag. 57
5.11:ANALISI RELAZIONI ISOTOPICHE: ESTATE (GLA) 1990 – 2012	pag. 64
5.12:EVOLUZIONE INTERANNUALE E STAGIONALE DELLE VARIABILI ISOTOPICHE E DEI PARAMETRI AMBIENTALI: GRAFICI.....	pag. 65
5.13:DISCUSSIONE EVOLUZIONE TEMPORALE DEI SEGNALI ISOTOPICI E DELLE VARIABILI AMBIENTALI.....	pag. 67
5.14:ANALISI ANNUALI.....	pag. 68
5.14.1: ANALISI DEI MESI INVERNALI CON MAGGIORE INTENSITA' DELLE PRECIPITAZIONI.....	pag. 68
5.14.2: ANALISI DEI MESI INVERNALI CON MINORE INTENSITA' DELLE PRECIPITAZIONI.....	pag. 81
5.14.3: ANALISI DEI MESI ESTIVI ANOMALI: ESTATI 2007, 2009, 2011 E 2012, CON MINIMO NELL'ESTENSIONE DELLA BANCHISA.....	pag. 97
CAPITOLO 6: CONCLUSIONI.....	pag. 115
CAPITOLO 7: RINGRAZIAMENTI.....	pag. 118
CAPITOLO 8: BIBLIOGRAFIA.....	pag. 119
CAPITOLO 9: SITOGRAFIA.....	pag. 124

CAPITOLO 1: INTRODUZIONE

1.1. GENERALITA' E OBIETTIVO

Lo scopo principale di questa tesi è comprendere l'origine e l'evoluzione temporale delle traiettorie delle masse d'aria nelle regioni artiche, a partire dall'analisi del segnale isotopico delle precipitazioni raccolte mensilmente alle Svalbard dal 1990 al 2012 dall'IAEA.

Il ciclo atmosferico dell'acqua gioca un ruolo fondamentale nelle dinamiche climatiche. Attraverso lo studio di traccianti ambientali come gli isotopi stabili dell'acqua (^{18}O , ^{16}O , ^1H e D), è possibile ottenere informazioni aggiuntive relativamente alle variazioni delle traiettorie delle masse d'aria, variazioni nell'origine del vapore acqueo, come effetto di cambiamenti dell'estensione della banchisa artica ma anche dei sistemi ciclonici dell'emisfero settentrionale. Alla luce delle numerose considerazioni di carattere scientifico sui cambiamenti climatici, possibili modificazioni possono essere relazionabili con le attuali alterazioni climatiche di origine antropica.

La tesi espone analisi e interpretazione teorica degli output del modello climatico (ECHAM5) e della composizione isotopica ($\delta^{18}\text{O}$ e δD) delle precipitazioni alle Svalbard, nonché parametri ambientali e del sistema climatico. Il lavoro si inserisce all'interno di un progetto internazionale denominato progetto GNIP dell'IAEA, di cui di seguito verranno esposti i dettagli. Il lavoro è stato condotto durante un periodo di tirocinio estero della durata di 3 mesi presso l'LSCE – Laboratoire du Sciences du Climat et de l'Environnement – del centro di ricerca CEA - Centre d'Etudes sur l'Energie Atomique- di Saclay del CNRS – Centre national de la recherche scientifique di Parigi. Il lavoro è stato seguito direttamente dalla Dott.ssa Valérie Masson Delmotte, ricercatrice presso lo stesso laboratorio di ricerca e correlatrice internazionale del presente lavoro di tesi. I dati serviranno inoltre come base per un progetto di analisi della composizione isotopica del vapore acqueo che verrà analizzato in continuo presso la stazione di Ny – Alesund dal gruppo di ricerca della Dott.ssa Valérie Masson – Delmotte.

1.2. IL PROGRAMMA GNIP (Global Network of Isotopes in Precipitations) / IAEA

Il progetto "madre" della tesi è il Global Network of Isotopes in Precipitations (GNIP), portato avanti dall'IAEA - International Atomic Energy Agency in collaborazione con l'WMO - World Meteorological Organisation. Nel 2002, con la stesura del Piano di Implementazione del Summit Mondiale sullo Sviluppo Sostenibile, si arrivò a concludere l'urgenza di estendere la ricerca scientifica sulla comprensione del ciclo dell'acqua e delle sue recenti modificazioni in un contesto di globale cambiamento climatico.

All'apparenza uguale ovunque, l'acqua si è scoperto possedere veri e propri traccianti chimici, utilizzabili per determinarne l'età della stessa – isotopo radioattivo (^3H – trizio) –, e definirne l'origine – isotopi stabili -. Questa tesi tratta l'analisi e l'interpretazione dell'evoluzione degli isotopi non radioattivi degli atomi di cui l'acqua è composta: ^1H , D , ^{16}O e ^{18}O . Attraverso il globo terrestre, le proporzioni di isotopi nella molecola d'acqua variano come risultato dei naturali processi fisici di evaporazione e condensazione ma anche per effetto della temperatura, dell'altitudine, della latitudine. Per tanto le precipitazioni, in ogni luogo della Terra, avranno una caratteristica e tipica impronta isotopica. Archivi naturali come le calotte polari, i sedimenti lacustri, le acque sotterranee,... possono essere usati per ricostruire le condizioni idrogeologiche del passato. Questa ricerca alla ricostruzione delle condizioni idrologiche e climatiche del passato è essenziale per predire anche i futuri cambiamenti climatici (www.iaea.org/water).

1.3. IAEA: INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY

IAEA è l'ente internazionale responsabile del progetto GNIP. L'**IAEA** nasce nel 1957 come organizzazione "Atoms for Peace" interna all'Organizzazione delle Nazioni Unite. L'obiettivo, raggiunto grazie a numerose collaborazioni tra gli Stati membri e molteplici partners internazionali, è l'utilizzo dell'energia atomica per applicazioni tecnologiche in campo sociale, sanitario e scientifico e non bellico. La segreteria generale ha base a Vienna e include 2300 professionisti di molteplici discipline. Ha legami operazionali e uffici regionali localizzati tra Ginevra, New York, Toronto, Tokyo e supporta e guida centri di ricerca e laboratori scientifici come quelli di Vienna, Seiberodorf, Monaco e Trieste.

I campi di maggiore interesse per lo sviluppo delle missioni sono fondamentalmente 3:

1. Salute e Sicurezza;
2. Scienza e tecnologia;
3. Salvaguardia e Controllo;

1.4. GNIP: GLOBAL NETWORK OF ISOTOPES IN PRECIPITATIONS

Il programma **GNIP** fu creato nel 1958 dall' IAEA (International Atomic Energy Agency) e dall' WMO (World Meteorological Organisation) e divenne un programma operativo nel 1961. L'obiettivo principale, era quello di ottenere sistematicamente dati e informazioni spaziali sul contenuto isotopico delle precipitazioni attraverso tutto il globo, al fine di determinare variazioni spaziali e temporali degli isotopi stabili e radioattivi dell'acqua (^{18}O , D – deuterio e ^3H – trizio). Inizialmente lo scopo era quello di seguire, attraverso l'analisi del tracciante radioattivo trizio ^3H , il fallout dei test nucleari. Successivamente, a partire dagli anni '70, l'interesse si spostò all'indagine e all'osservazione degli altri isotopi dell'acqua (stabili) per studi idrologici.

Per circa 50 anni il GNIP ha fornito dati sulla composizione isotopica globale per investigazioni idrologiche, sistemi di pianificazione, conservazione e sviluppo sostenibile delle risorse idriche. Nel 2002 a conclusione del Summit Internazionale sullo Sviluppo Sostenibile di Johannesburg si esaminò la necessità di ampliare la conoscenza sul ciclo di una delle risorse più importanti del pianeta: l'ACQUA. Nel corso del tempo il programma è diventato un fondamentale strumento di conoscenza scientifica dei processi idrologici e climatici su scala locale, regionale e globale. L'interesse degli scienziati ha permesso di usare i dati per diverse altre indagini:

1. Verificare e migliorare i modelli di circolazione atmosferica globale;
2. Studiare il clima su scala regionale, globale e temporale;
3. Studiare le interazioni dell'acqua tra atmosfera e biosfera;
4. Fornire informazioni base per l'autenticazione di prodotti come cibo, piante e per tracciare specie migratorie (pesci, uccelli, farfalle,...);

L' IAEA fornisce supporto logistico nel campionamento, nelle analisi e nella conservazione dei dati raccolti.

Attualmente il database dell'IAEA include 120.000 records di dati mensili e il data base è open source e accessibile dal sito web dell'ente: www.iaea.org/water.

In totale sono 900 le stazioni di monitoraggio che raccolgono campioni e dati in circa un centinaio di paesi (Fig. 1).

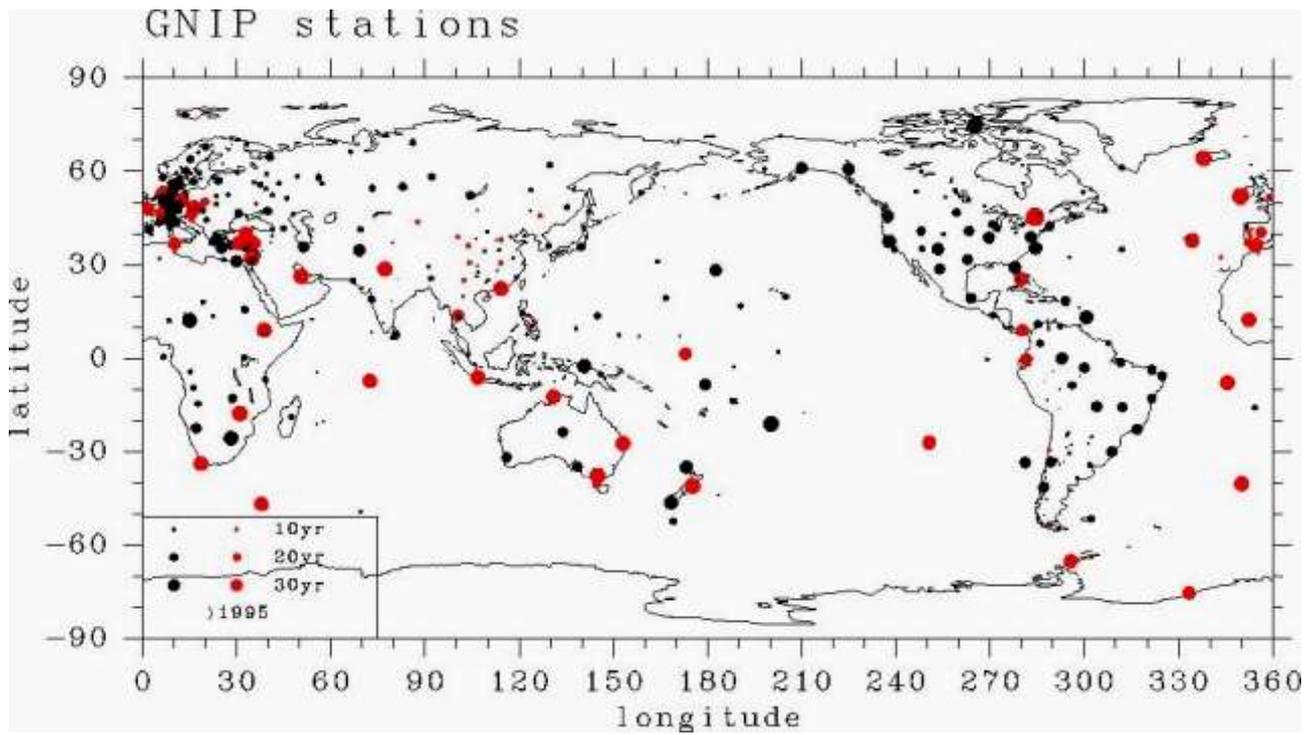


Fig. 1. Stazioni GNIP/IAEA (Fonte: <http://www.jamstec.go.jp/frsgc/research/od2/kimpei/gnip/index.html>)



Fig. 2. Stazione GNIP a Ny-Alesund, Svalbard, Norvegia (Fonte: IAEA – GNIP brochure).

CAPITOLO 2: SITO DI INDAGINE

2.1. GENERALITA'

I campionamenti delle precipitazioni sulle quali sono state fatte le indagini, sono stati eseguiti in una stazione GNIP alle Svalbard (Fig.3).

Le **Svalbard** sono un arcipelago norvegese del mare Glaciale Artico che si trova collocato a metà strada tra la Norvegia e il Polo Nord geografico. La sua posizione è compresa tra i 74° e 81° di latitudine Nord e i 10° e i 35° di longitudine Est. Le isole principali dell'arcipelago sono Spitsbergen, Nordaustlandet, BarentsØya, EdgeØya, Kong Karls Land, Prins Karls Forland, e Bear Island. L'area totale dell'arcipelago raggiunge i 62.160 km². Ad eccezione di alcune fasce di aree pianeggianti costiere, le terre emerse di tutto l'arcipelago sono a carattere montagnoso e caratterizzati da piccoli e grandi ghiacciai. Il picco montagnoso più alto raggiunge i 1717 m s.l.m..



Fig. 3 : Rappresentazione in Google Earth del punto geografico in cui sono stati svolti i campionamenti delle precipitazioni, i cui dati sono stati usati in questa tesi (Fonte: Google Earth)

2.2. IL SISTEMA CLIMATICO IN ARTICO

L'arcipelago delle Svalbard è localizzato in prossimità della confluenza delle correnti oceaniche e delle masse d'aria dalle differenti caratteristiche termiche ed è tra le regioni climaticamente più sensibili del pianeta. Quest'area sta assistendo ad uno dei più importanti effetti dei cambiamenti climatici sia su scala globale che regionale. Le regioni artiche sono soggette all'influsso del jet stream (corrente d'alta quota legata alle differenze termiche e di spessore dell'atmosfera tra medie e alte latitudini), alle attività antropiche e ai gas effetto serra immessi dalle aree continentali. A sua volta è però in grado di influenzare le condizioni climatiche di Europa, America settentrionale e Asia. L'Artico perde più calore di quello che assorbe.

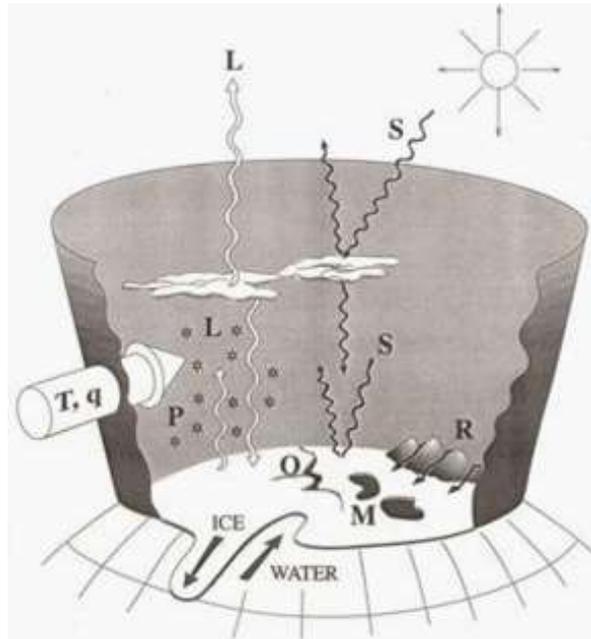


Fig. 4: La figura rappresenta schematicamente il budget medio annuale di energia dell'Oceano Artico e atmosfera dell'artico. **R** = Runoff (acque dolci), **L** = radiazione ad elevate lunghezza d'onda, **S** = radiazioni a corta lunghezza d'onda, **O** = calore dall'oceano, **M** = fusione(neve e ghiaccio), **P** = Precipitazioni, **T** = Temperatura (trasferimento di calore), and **q** = umidità. (http://nsidc.org/cryosphere/arctic-meteorology/effects_of_climate_weather.html).

La principale corrente oceanica responsabile del trasporto di calore verso le alte latitudini è la Corrente del Nord Atlantico, prolungamento verso nord della Corrente del Golfo. A livello atmosferico è l' **Oscillazione del Nord Atlantico (NAO)** la principale responsabile delle caratteristiche climatiche e dei pattern di distribuzione delle precipitazioni in artico, con particolare riferimento alle Svalbard. L'indice NAO è legato alla differenza tra l'intensità della bassa pressione sopra l'Islanda e l'intensità del centro di alta pressione sopra le Azzorre (Wilfred H. Theakstone, 2011). Le variazioni di intensità barica sono cicliche e importanti soprattutto durante i mesi freddi (Novembre – Aprile). Durante le oscillazioni la pressione del livello del mare alle latitudini medie e polari dell'emisfero nord fluttuano tra **fasi positive** e **fasi negative**. La NAO è legata ad una ridistribuzione delle masse atmosferiche tra l'Artico e l'Atlantico subtropicale ed è in grado di produrre grandi cambiamenti:

1. nella velocità media del vento e nella sua direzione al di sopra dell'Atlantico;
2. nel calore e nell'umidità trasportati tra l'Atlantico e i continenti vicini;
3. nell'intensità e nel numero di tempeste, variando le loro traiettorie e i loro effetti meteorologici;

La NAO è molto più attiva durante i mesi invernali, quando l'atmosfera è più dinamica e le perturbazioni atmosferiche si intensificano.

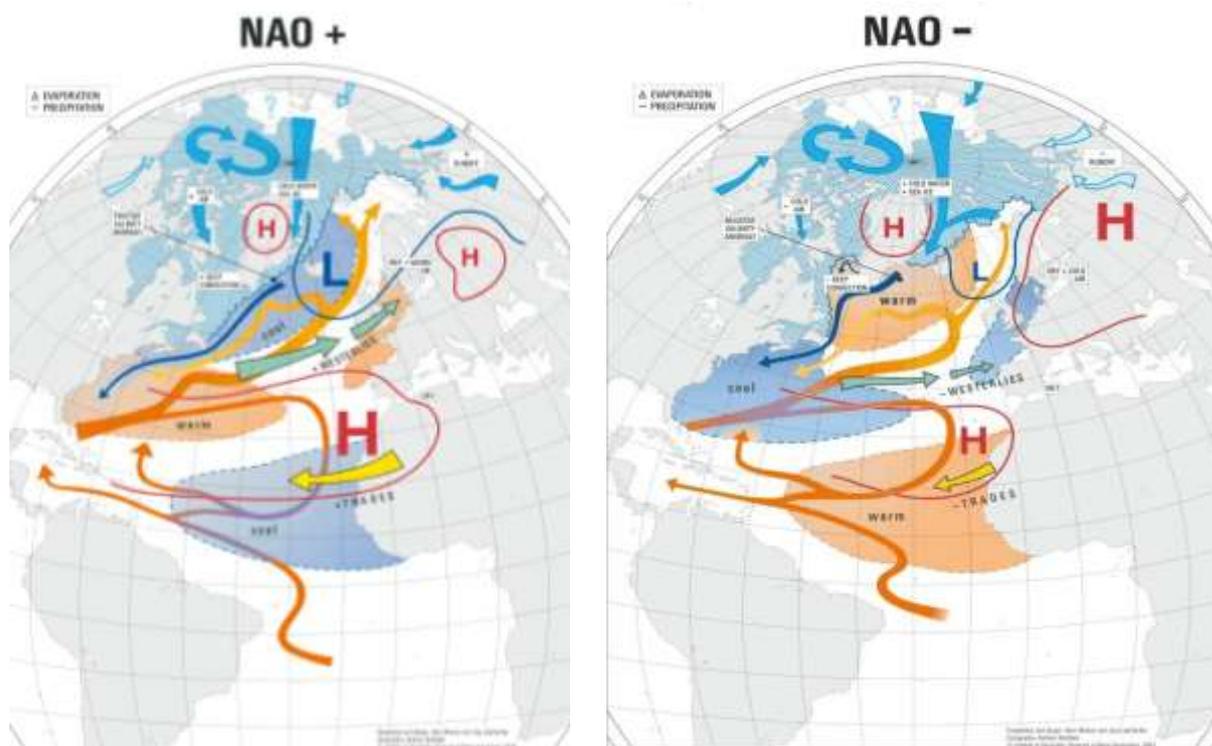


Fig. 5: Fase positiva e negativa della NAO durante il periodo invernale.
 (Fonte: <http://ossfoundation.us/projects/environment/global-warming/north-atlantic-oscillation-nao>).

FASE POSITIVA: aumenta la differenza di pressione nord-sud che genera tempeste invernali che attraversano il Nord Atlantico. Durante le fasi fortemente positive della NAO, si assiste ad un incremento oltre il normale, delle temperature nella parte orientale degli Stati Uniti e attraverso il Nord Europa. Viceversa si registrano temperature al di sotto del normale in Groenlandia e in Europa meridionale. In queste fasi aumentano oltre il normale, le precipitazioni sopra il Nord Europa e la Scandinavia in inverno, al di sotto del normale in Europa centrale e meridionale. Dunque **cambiamenti medi dei sistemi di tempeste associati alla variazione dell'indice NAO si riflettono anche in pronunciati cambiamenti nel trasporto di umidità atmosferica e quindi in una variazione dell'intensità di evaporazione (e delle sorgenti di umidità) e delle precipitazioni.**

FASE NEGATIVA: i due centri di pressione semi – permanente localizzati sopra l'Islanda e sopra le Azzorre si indeboliscono. Questo causa una decrescita del gradiente di pressione attraverso tutto il Nord Atlantico (Fig. 5) e si indeboliscono le tempeste, che diventano meno frequenti. Gli inverni in Groenlandia e aree circostanti sono più miti. Di conseguenza si indebolisce il flusso dei venti occidentali: ciò porta aria fredda sopra il Canada spostandosi a sud con una profonda depressione che colpisce gli Stati Uniti orientali. Durante la stagione invernale, il sud degli Stati Uniti vive una stagione più fredda e secca. L'intensità dell'alta pressione sull'Atlantico subtropicale e della bassa pressione sull'Atlantico del nord è debole. Sopra la Groenlandia si instaura un inverno più mite del normale e anche l'intensità delle tempeste si indebolisce. Durante questa fase in Europa si registrano temperature più fredde e l'aria è più secca rispetto alle medie stagionali.

Non è semplice comprendere le caratteristiche climatiche delle Svalbard. È una piccola fetta di terra emersa coperta per gran parte da ghiaccio e neve, accerchiata da ghiaccio marino e dall'oceano: questi sono fattori del sistema climatico che determinano cambiamenti anche su piccola scala del clima dell'arcipelago.

NAO è quindi in grado di influenzare le precipitazioni e le temperature alla medie e alte latitudini dell'emisfero boreale.

In uno studio relativo ad una simulazione degli ultimi 490.000 anni, è stato evidenziato un legame tra temperatura dell'aria/precipitazioni/NAO. Recentemente è stato inoltre possibile dare un significato piuttosto importante all'imprinting lasciato nei proxies climatici relativamente a $\delta^{18}O$ e l'andamento dell'oscillazione nord atlantica. I dati sulla composizione isotopica sono stati reperiti nei record di ghiaccio della Groenlandia, dalle precipitazioni raccolte mensilmente in Europa centrale e giornalmente in Norvegia. Simulazioni con modelli di circolazione atmosferica hanno permesso di valutare l'impronta NAO e la relazione con altri parametri ambientali e chimici: precipitazioni, temperatura, temperatura ponderata per le precipitazioni cumulate, composizione isotopica (M. Casado et al., 2013).

Nello studio condotto da M. Casado et al., 2013, sono stati considerati 3 periodi di indagine (1950-1970, 1970-1990 e 1990-2000), e per questi sono state studiate le relazioni tra il segnale climatico NAO e la temperatura dell'aria, le precipitazioni e il segnale isotopico. Dallo studio è emerso che il periodo estivo è caratterizzato da valori nelle correlazioni tra questi fattori più deboli e instabili rispetto al periodo invernale (Fig. 6 e 7).

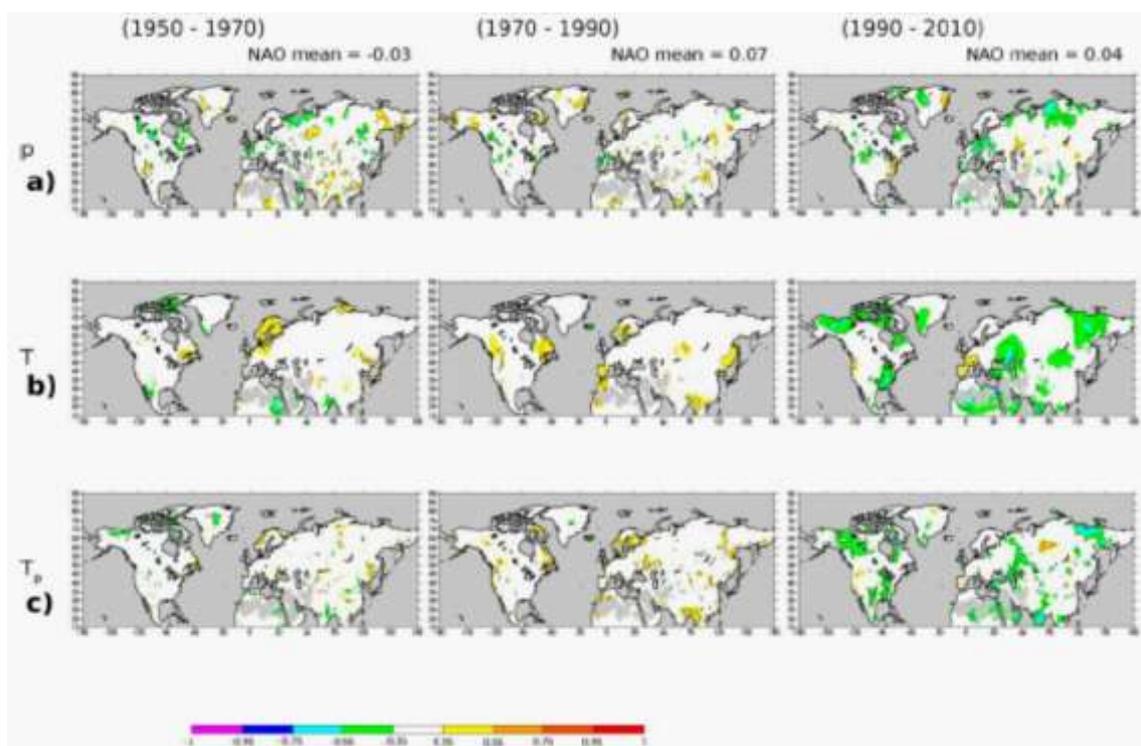


Fig.6 :Stabilità delle correlazioni estive tra NAO e parametri climatici quali T, precipitazioni e T ponderata per le precipitazioni nel corso di tre periodi (1950-1970, 1970-1990 e 1990-2000) della stagione estiva. (Fonte: M. Casado et al., 2013).

Il valore di NAO estivo risulta lasciare un imprinting distinguibile sulle temperature e gli isotopi in aree molto specifiche dell'emisfero settentrionale (Nord America NE e NO, Groenlandia, Siberia orientale), ma l'intermittenza delle precipitazioni riduce l'estensione spaziale e la magnitudo della correlazione con la temperatura. La difficoltà ad identificare degli imprinting forti nei 3 periodi è probabilmente legato anche ad uno spostamento dei centri d'azione dell'oscillazione NAO, a cui si associano dei cambiamenti che avvengono durante l'estate nella circolazione media dell'Atlantico settentrionale.

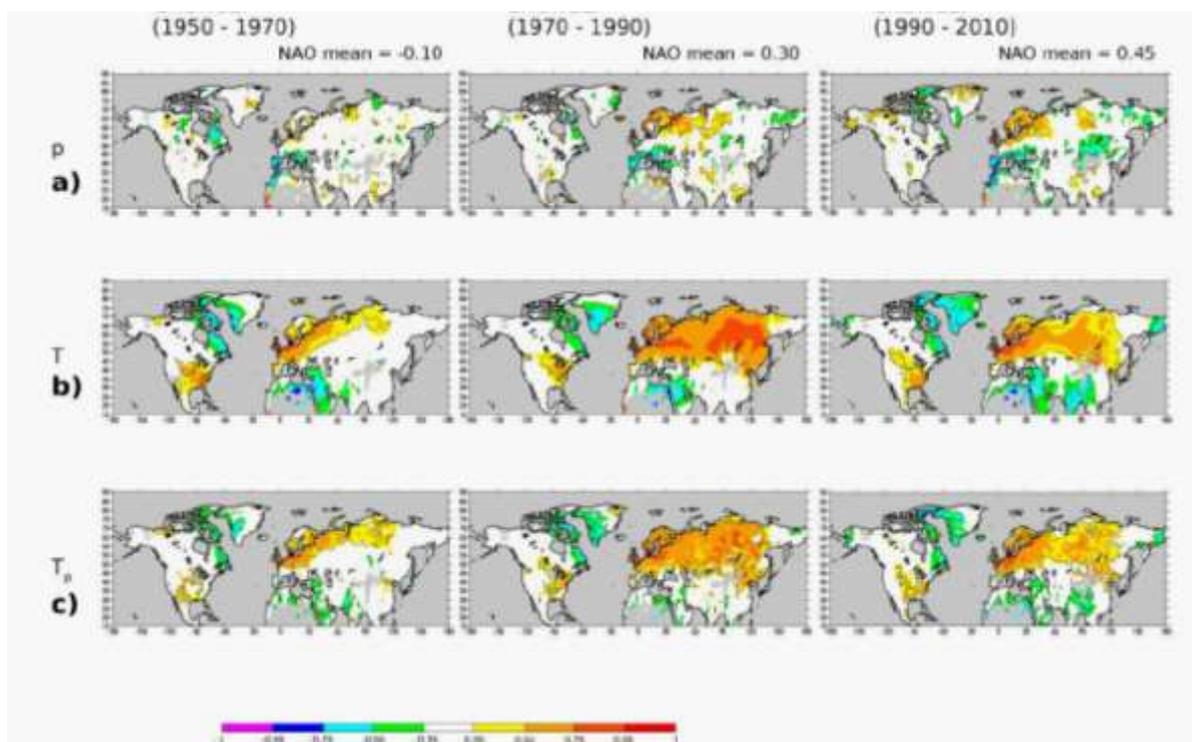


Fig.7: Stabilità delle correlazioni estive tra NAO e parametri climatici quali T, precipitazioni e T ponderata per le precipitazioni nel corso di tre periodi (1950-1970, 1970-1990 e 1990-2000) durante la stagione invernale. (Fonte: *M. Casado et al., 2013*).

Durante il periodo invernale è stato constatato che l'intermittenza delle precipitazioni influenza solo debolmente il forte imprinting lasciato dalla NAO sulle temperature superficiali, e le relazioni climatiche con NAO appaiono più stabili in tutti e 3 i periodi studiati. Avendo a disposizione una serie troppo breve di dati sulla composizione isotopica delle precipitazioni, ed essendo l'argomento di studio estremamente complesso, è ancora difficoltoso comprendere quali possano essere le relazioni tra NAO e $\delta^{18}\text{O}$. In modo particolare è difficile riuscire a ricostruire quale possa essere la correlazione tra NAO e sorgente di umidità e quindi le possibili correlazioni con $\delta^{18}\text{O}$. Sodemann et al., 2008, hanno evidenziato che la SS (Sea Surface Temperature) aumenta di 5°C ad una negativizzazione dell'indice NAO. Ci si è quindi resi così consapevoli che $\delta^{18}\text{O}$ non è solo condizionato dalla temperatura di condensazione ma da una serie più complessa di parametri climatici associati anche alla NAO. Lì dove sono disponibili dati GNIP sulla composizione isotopica delle precipitazioni (1960 – 2009), è stato possibile testare le simulazioni fatte con il modello climatico LMDZ relativamente alle correlazioni lineari tra NAO e $\delta^{18}\text{O}$. Ciò che è emerso è che esiste una correlazione fortemente positiva per regioni come Europa occidentale, Nord America, Russia e debolmente negative per Islanda e Svalbard (*M. Casado et al., 2013*).

2.3. CARATTERISTICHE METEOROLOGICHE DELLE SVALBARD MERIDIONALI

Nella trattazione che segue le informazioni sono relative ai dati meteorologici raccolti all'aeroporto di Longyearbyen (Fig. 8) dal 1985 al 2012. Essi sono gli unici dati che è stato possibile ottenere per caratterizzare, almeno a carattere generale, la zona di indagine. Quest'area è coperta per il 60% da tundra e per il 40% da oceano, che quindi ne influenza le caratteristiche climatiche.



Fig. 8: Rappresentazione in Google Earth del punto geografico in cui sono stati svolti i campionamenti e dell'Aeroporto Longyearbyen (Fonte: Google Earth).

TEMPERATURA: nel corso dell'anno la temperatura può variare tra i -17°C e 9°C e solo raramente può abbassarsi al di sotto dei -28°C o oltrepassare i 12°C . La stagione calda (5°C di media) inizia in media dalla seconda settimana di giugno e termina con gli inizi di settembre, con luglio come mese più caldo dell'anno. La stagione fredda (-7°C di media) inizia i primi giorni di dicembre e termina i primi giorni di aprile, ed è verso la fine di febbraio che si registrano generalmente i giorni più freddi di tutto l'anno.

NUVOLOSITA' : il cielo può essere coperto per un minimo del 66% fino ad un massimo del 90%: agosto è il mese più nuvoloso mentre gennaio è il mese con minore copertura nuvolosa. Il periodo con maggiore copertura nuvolosa dell'anno inizia con la prima settimana di maggio mentre con novembre inizia il periodo con minore copertura nuvolosa.

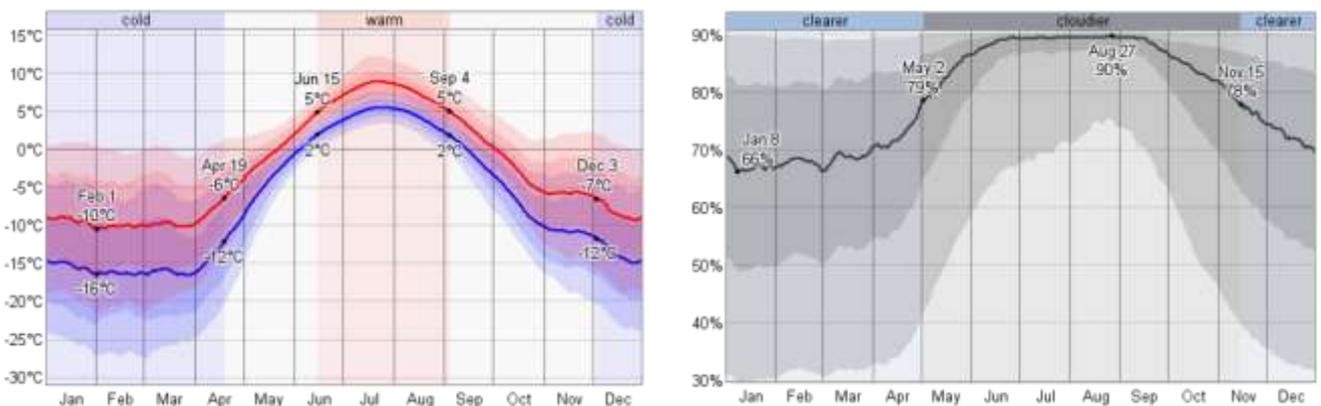


Fig. 9: Andamento della temperatura durante l'anno e variazione della nuvolosità durante l'anno. (Fonte: <https://weatherspark.com/averages/28884/Longyearbyen-Spitsbergen-Svalbard-and-Jan-Mayen>).

Variazioni annuali e inter-annuali delle traiettorie delle masse d'aria in Artico: analisi e interpretazione del segnale isotopico nelle precipitazioni delle Svalbard. Progetto GNIPI/IAEA

PRECIPITAZIONI : la probabilità con la quale si registrano precipitazioni varia nel corso dell'anno. Durante dell'anno si possono verificare deboli eventi nevosi o precipitazioni. Durante il periodo freddo è più probabile assistere a deboli – moderate precipitazioni nevose, mentre durante il periodo estivo sono più probabili precipitazioni di pioggia, da deboli a leggere (Fig. 10).



Fig. 10: Probabilità di precipitazioni durante l'anno. **a.** tipologia di precipitazioni durante il periodo freddo. **b.** tipologia di precipitazione durante il periodo caldo (Fonte: <https://weatherspark.com/averages/28884/Longyearbyen-Spitsbergen-Svalbard-and-Jan-Mayen>).

UMIDITA' RELATIVA: generalmente varia tra il 61% fino al 90%, solo raramente si possono avere periodi con umidità relativa inferiore al 47% o cl 100%. Attorno ai primi giorni di luglio l'aria raggiunge valori più secchi mentre nella prima settimana di agosto si possono raggiungere anche valori oltre l'85%.

VENTO: nel corso dell'anno i venti possono avere intensità che va da un minimo di 0 ad un massimo di 6 m/s: gennaio è il mese con maggiore intensità del vento che può raggiungere anche valori intorno al 10%. I primi giorni di giugno sono quelli che registrano il vento con minore intensità.

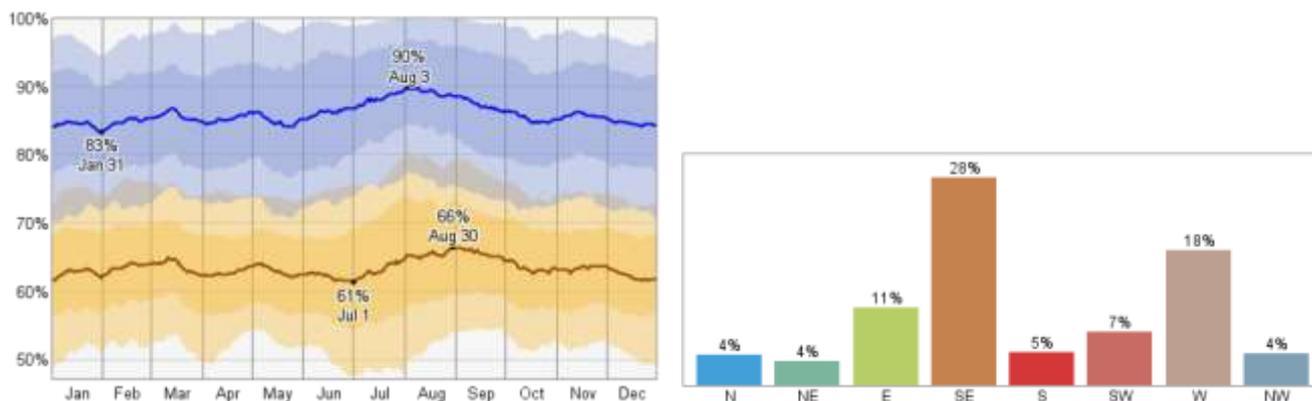


Fig. 11: A sinistra l'andamento dell'umidità relativa massima e minima giornaliera. A destra il grafico con la percentuale di giorni dell'anno in cui si registrano venti derivanti da diversi quadranti. (Fonte: <https://weatherspark.com/averages/28884/Longyearbyen-Spitsbergen-Svalbard-and-Jan-Mayen>).

2.4 ATTUALI CAMBIAMENTI CLIMATICI IN ARTICO E RAPPORTO IPCC

Da quando nel 1911 fu installata la prima stazione meteorologica alle Svalbard sono state registrate notevoli variazioni delle temperature e delle precipitazioni. L'Artico mostra una notevole amplificazione nell'aumento della temperatura (soprattutto durante il periodo invernale): circa il doppio rispetto alla media globale. Questo fenomeno è detto **amplificazione** ed è causato da un feedback positivo legato soprattutto alla perdita di banchisa (J.J. Day et al., 2012). La variazione dell'estensione del ghiaccio artico infatti influenza il bilancio di energia termica globale, per effetto albedo da parte delle superfici ghiacciate. Questo effetto è fondamentale durante l'estate, quando la radiazione solare è ad un massimo mentre è al minimo durante l'inverno boreale quando le ore di luce a queste latitudini sono ridottissime. Il riscaldamento atmosferico e oceanico può determinare una perdita della massa di ghiaccio e quindi di superficie che disperde, senza assorbire, la radiazione solare. Viceversa un raffreddamento favorisce l'espandersi della banchisa. Quindi cambiamenti nel budget di ghiaccio e neve generano processi di feedback amplificando i cambiamenti climatici (G. H. Miller et al., 2010) (Fig. 12).

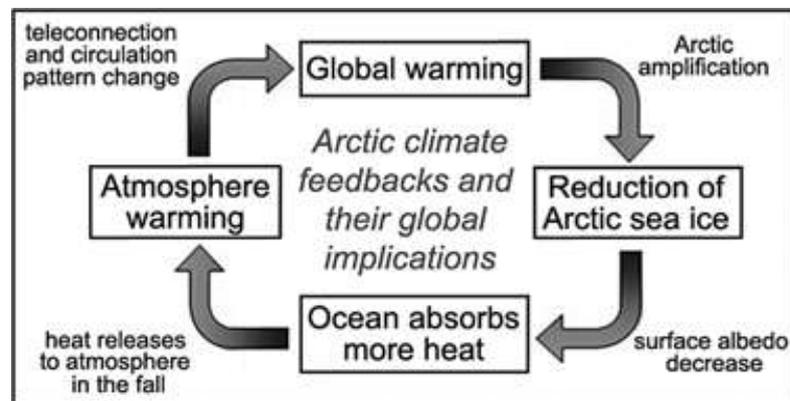


Fig. 12: Rappresentazione climatica del feedback attuale e futuro del clima nelle regioni artiche. Partendo dall'alto, un riscaldamento e una variazione nella circolazione atmosferica porta ad una perdita della banchisa estiva e ad un incremento nello stoccaggio di calore nelle nuove aree oceaniche libere da superficie riflettente. Questo calore oceanico viene restituito ai più bassi strati troposferici nel seguente autunno, influenzando la pressione geopotenziale e quindi i venti locali e lontani attraverso interconnessioni (Fonte: James E. Overland et al., 2011).

Secondo il terzo rapporto di valutazione della situazione delle regioni polari elaborata dal secondo gruppo di lavoro dell'IPCC, l'Artico è soggetto alle seguenti variazioni:

1. **durante il ventesimo secolo in Artico si è assistito ad un aumento di circa 5°C rispetto alla temperatura media sopra le aree terrestri** (Fig. 13). Il più significativo riscaldamento di questa regione del pianeta si è avuta a partire dagli anni'80 ad oggi: circa 1°C ogni decennio. L'innalzamento è più marcato durante il periodo invernale ed estivo, meno significativo durante il periodo autunnale. Questo aumento è molto più marcato nelle regioni interne dell'Asia settentrionale e dell'America nord occidentale. Anche la corrente Nord Atlantica sub – polare ha mostrato un lieve incremento delle temperature.

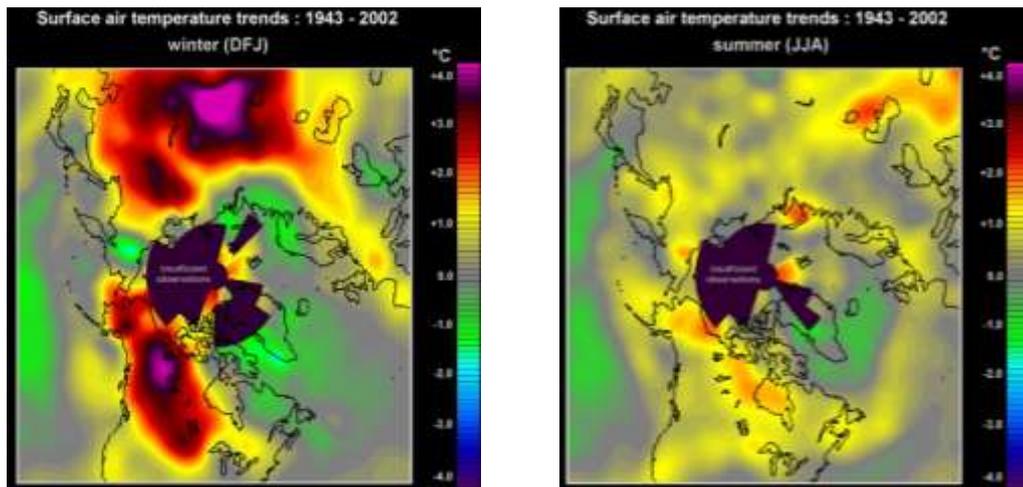


Fig. 13: Rappresentazione del trend di variazione della temperatura media nei mesi invernali a sinistra (dicembre, gennaio, febbraio) ed estivi a destra (giugno, luglio, agosto) delle regioni artiche dal 1943 al 2002 (Fonte: <http://arctic.atmos.uiuc.edu/cryosphere/>).

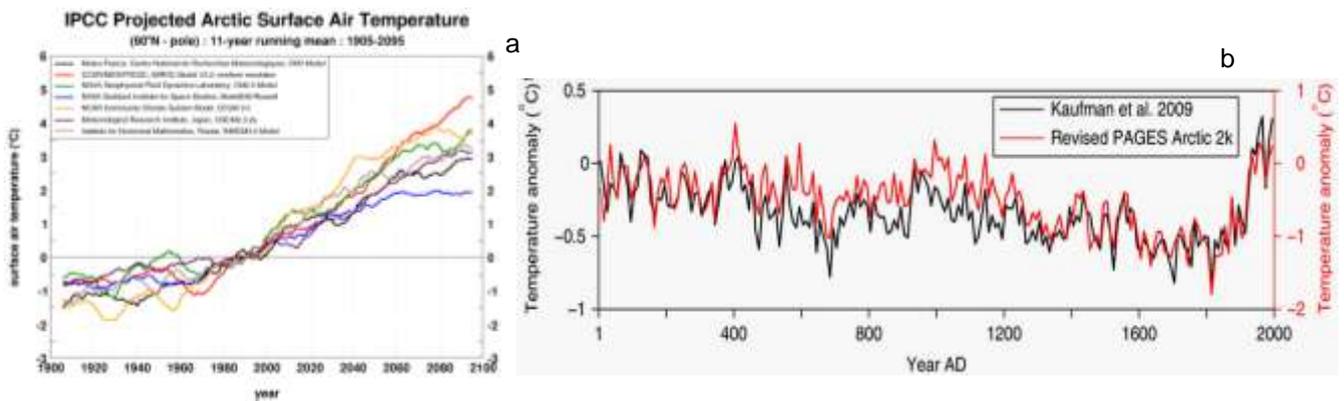


Fig. 14: **a)** Rappresentazione del trend di variazione della temperatura dal 1905 al 2095 secondo diversi modelli climatici. **b)** confronto di un'ampia serie di valori di temperature ricostruite per gli ultimi 2000 anni e ricostruzione della temperatura, sempre in Artico, di PAGES2k – media di valori decennali -.
Fonte (IPCC AR5 Working group1, Nicholas P. McKay et al., 2014 e Nature Geoscience 2013).

2. **assottigliamento della banchisa e dei ghiacciai artici e riduzione della loro estensione** (Fig. 15): a livello globale il bilancio di massa dei ghiacciai mostrano valore negativo: benché solo lo 0.5% di questa consiste di piccoli ghiacciai e piccole calotte polari al di fuori dell'Antartide e della Groenlandia, l'Artico, con i suoi piccoli ghiacciai contribuisce significativamente a tale bilancio. L'annuale contributo all'incremento medio degli oceani per effetto dello scioglimento dei ghiacciai artici è stato stimato a 0.27 mm per il periodo 1961-1992, 0.64mm 1993-2006. Le Svalbard sono coperte da un volume di ghiaccio pari a 7000 km³ potendo contribuire ad un innalzamento eustatico di 0.02mm. La superficie media della banchisa attorno alle Svalbard è diminuita in modo consistente da metà del 1800 ad oggi, e questo ha contribuito ad un incremento medio delle temperature. Il clima delle Svalbard è sensibilmente condizionato dall'estensione della banchisa: **sia la CORRENTE DI SPITSBERGEN sia la NORTH ATLANTIC OSCILLATION sono associate a questa variabilità**. Ad anni di valore positivo della NAO corrispondono periodi di bassa estensione della banchisa nel Mare di Barents ed elevate precipitazioni sulle Svalbard (J.J. Day et al., 2012). Nello specifico, anche le temperature registrate alle Svalbard sono correlate con l'estensione dei ghiacci marini e questa correlazione sarà tanto più marcata quanto più il sito si trova in prossimità della

costa (J.J. Day et al., 2012). Questo fornisce un' idea di quanto il clima locale sia condizionato dalle condizioni oceaniche e dall' estensione di ghiaccio marino.

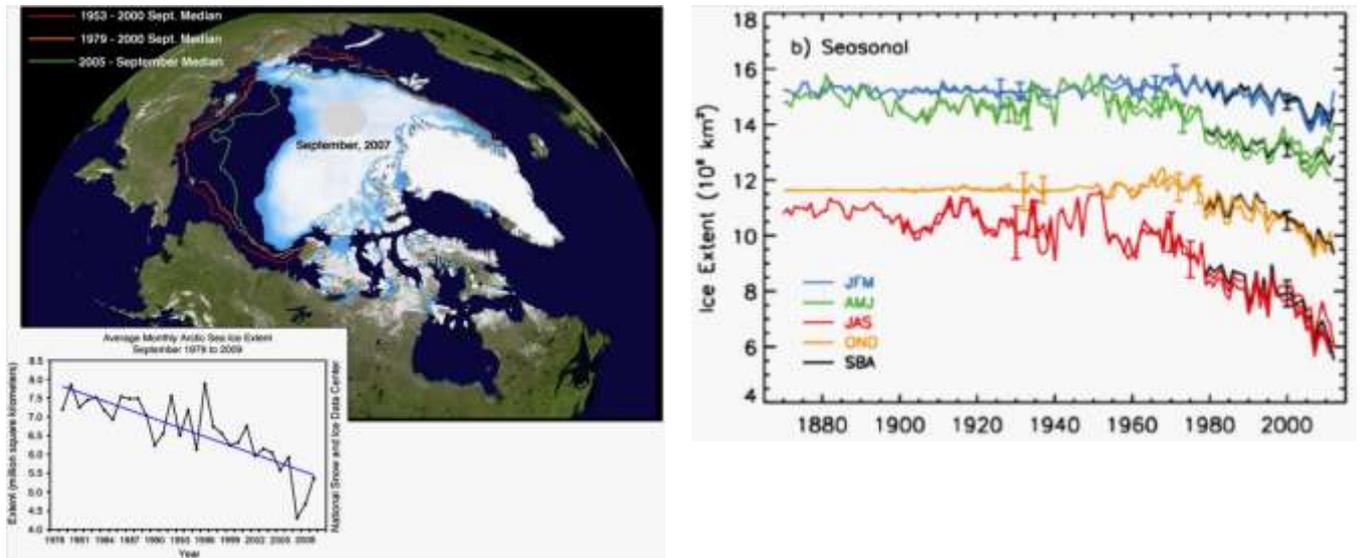


Fig. 15: a) Estensione media della banchisa nel settembre 2007, a confronto con la media dell'estensione negli intervalli di tempo più recenti: curva rossa 1953 – 2000; curva arancione 1979 al 2000; curva verde settembre 2005. (http://nsidc.org/news/press/20091005_minimumpr.html). La riduzione della banchisa nell'Oceano Artico nell'estate 2007 fu molto maggiore di quella predetta dai più recenti imodelli climatici. Variazioni storiche e previsioni delle variazioni delle aree di permafrost dal 1980 al 2100. (G. H. Miller et al., 2010). b) Variazione dell' estensione della banchisa artica per periodi stagionali dai primi del 1800 ad oggi. (Fonte: IPCC AR5 Working group1. Climat change 2013. Paul J Hezel).

3. riscaldamento della corrente oceanica atlantica che entra nel bacino artico;
4. scomparsa e riduzione del permafrost, della neve primaverile nelle regioni euroasiatiche e aumento delle precipitazioni (Fig. 16). Alla riduzione del permafrost è associata l'emissione di gas ad effetto serra stoccati nel sottosuolo delle regioni alle alte latitudini, tra cui CH₄. Per quanto riguarda le precipitazioni si sono verificate delle variazioni: nell'ultimo secolo si è assistito anche ad un aumento, benché il trend rimane comunque piccolo (circa l'1% ogni decennio). Questo parametro rimane comunque piuttosto difficile da valutare a causa dell'elevata ventilazione delle regioni polari e la difficoltà nella raccolta delle precipitazioni in queste regioni.

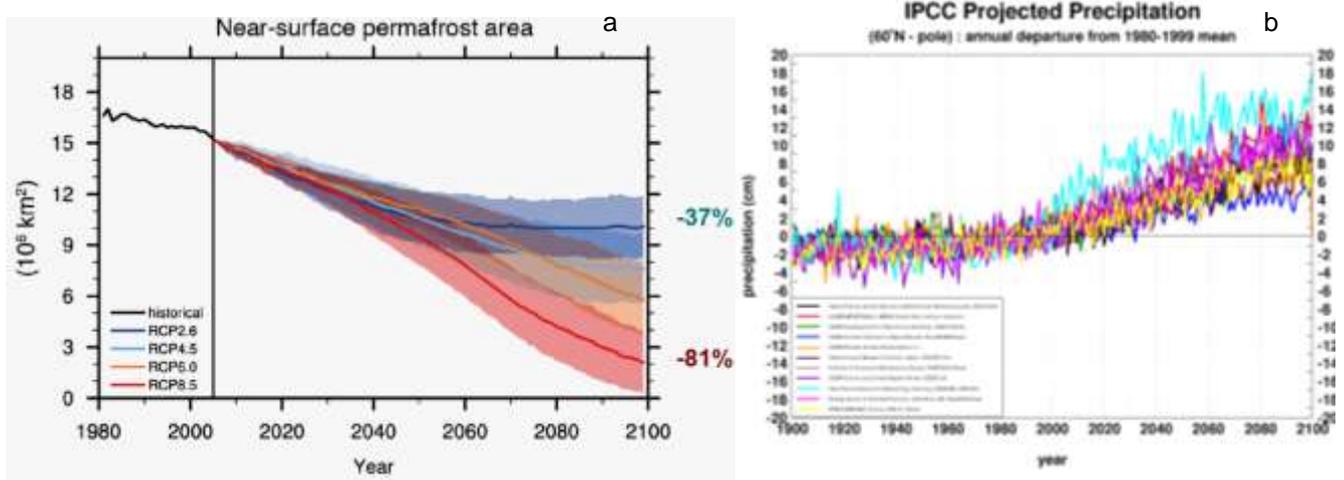


Fig. 16: Variazioni storiche e previsioni della temperatura superficiale a) e delle precipitazioni b) dal 1990 al 2100. (Fonte: IPCC AR5 Working group1. Climat change 2013. Paul J Hezel).

CAPITOLO 3: GLI ISOTOPI STABILI

3.1. GENERALITA'

Gli isotopi stabili sono importanti traccianti dei processi fisici del ciclo idrologico. A partire dagli anni '50, gli isotopi delle precipitazioni e l'imprinting che hanno lasciato in molti archivi naturali sono stati misurati attraverso la spettrometria di massa. Il fine è determinare i processi che causano l'evaporazione e l'evapotraspirazione, il trasporto di umidità e la condensazione. La conoscenza dei processi del ciclo idrologico permette di implementare la conoscenza sui meccanismi di distillazione atmosferica degli isotopi dell'acqua su scala regionale e globale. Questo consente di interpretare quantitativamente i records nelle carote di ghiaccio (*H.C.Steen – Larsen et al., 2014*) e comprendere le attuali variazioni e alterazioni della circolazione atmosferica anche alla luce degli attuali cambiamenti climatici.

3.2. GLI ISOTOPI STABILI DELL'ACQUA

Gli elementi che costituiscono le molecole di acqua, O (ossigeno) e H (idrogeno) in natura sono presenti sotto forma di isotopi. Un isotopo è l'atomo di un elemento con un numero di massa diverso rispetto all'elemento stesso più abbondante, e questo è dovuto ad un diverso numero di neutroni presenti nel nucleo.

L'**OSSIGENO** possiede 3 isotopi stabili naturali: ^{16}O (il più abbondante, 99,76%), ^{17}O (0,04%) e ^{18}O (0,20%), mentre l'**IDROGENO** ha 2 isotopi stabili naturali: ^1H (il più abbondante, 99,98%) e ^2H o D (0,02%) (*B. Stenni, 2005*) e 1 isotopo radioattivo - instabile ^3H , trizio usato nella datazione delle acque. Per poter quantificare la quantità di isotopi in un reservoir, ad esempio la differenza tra le molecole di H_2^{16}O e H_2^{18}O presenti in un certo volume d'acqua, è stato introdotto il termine R, Rapporto isotopico, che rappresenta il rapporto tra la concentrazione della specie pesante rispetto a quella leggera.

Per esprimere la composizione isotopica delle acque meteorologiche si usa la notazione introdotta da Craig nel 1961: δ – unità delta – espressa in **parti per mille**.

$$(1) \quad \delta = [(R_{\text{sample}} - R_{\text{standard}})/R_{\text{standard}}] * 1000$$

Craig, 1961

$$(2) \quad R = [D]/[^1H] \text{ o } R = [^{18}\text{O}]/[^{16}\text{O}]$$

δ si riferisce sia a $\delta^{18}\text{O}$ che a δD , R_{sample} , è il rapporto isotopico $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ o $\text{D}/^1\text{H}$ nel campione e R_{VSMOW} è lo stesso rapporto ma all'interno dello standard (Vienna – Standard Mean Ocean Water) accettato internazionalmente per le misure di composizione isotopica dei campioni d'acqua naturali (*L. Araguàs - Araguàs et al., 2000*) e distribuito dall'IAEA di Vienna.

La composizione isotopica delle acque naturali, su scala globale, può andare da un minimo di – 40 ‰ per δD e fino a – 40 ‰ per $\delta^{18}\text{O}$ (*Dansgaard, 1964*).

Come leggere il valore di δ ? Se per esempio $\delta^{18}\text{O}=3\text{‰}$, significa che il campione analizzato è arricchito, rispetto allo standard, del 3‰ nell'isotopo pesante dell'ossigeno. Viceversa un valore di -3‰ di $\delta^{18}\text{O}$ significa che il campione è impoverito del 3 ‰ nell'isotopo pesante rispetto allo standard di riferimento: di conseguenza sarà relativamente più abbondante la quantità di isotopo leggero.

La separazione isotopica è comunemente descritta attraverso il fattore di frazionamento α : esso è definito come rapporto del contenuto di isotopi pesanti nella fase liquida e nella fase di vapore.

(3)

$$\alpha = R_L / R_V$$

$$\alpha = \frac{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}\right)_{\text{H}_2\text{O}_{\text{liq}}}}{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}\right)_{\text{H}_2\text{O}_{\text{vap}}}}$$

R_L e R_V rappresentano i valori dei rapporti isotopici nella fase liquida e solida per una determinata trasformazione fisica. Il valore viene dato in x 1000, attraverso la seguente formula.

(4)

$$\epsilon = (\alpha - 1) \times 1000$$

3.3. IL FRAZIONAMENTO ISOTOPICO NEL CICLO IDROLOGICO

Le variazioni nel contenuto di D e ^{18}O nelle acque naturali sono strettamente legate al frazionamento isotopico che avviene durante l'evaporazione e la condensazione. Il **frazionamento isotopico** indica la ripartizione delle diverse forme isotopiche dell'acqua durante i cambiamenti di fase nel ciclo idrologico. Chi guida la "distillazione" sono le proprietà chimico-fisiche degli isotopi, in risposta alle condizioni ambientali (temperatura della superficie oceanica e dell'aria, umidità relativa,...). Ciò implica che su scala spaziale e temporale si verranno a determinare importanti variazioni sia nelle precipitazioni sia nel vapore acqueo atmosferico. Il frazionamento isotopico è causato da diversi processi, molto spesso difficilmente tracciabili caratterizzabili in:

- **FRAZIONAMENTO ALL'EQUILIBRIO:** è legato alla differenza di massa dei diversi isotopi ed è funzione della temperatura. Le molecole più pesanti si concentrano nella fase più condensata (liquido o ghiaccio). Più aumenta la temperatura più tendono a diminuire le differenze isotopiche tra le due fasi. Sono i processi che si generano in reazioni che avvengono in condizioni di equilibrio: le velocità di reazione di un determinato isotopo sono uguali.
- **FRAZIONAMENTO CINETICO:** Il frazionamento di non equilibrio avviene quando il vapore acqueo che si forma alla superficie oceanica viene continuamente trasportato via dai moti turbolenti. Non si instaurano le condizioni necessarie affinché le velocità di formazione dei prodotti e rigenerazione dei reagenti siano uguali. Le molecole pesanti hanno minore diffusività, per tanto durante l'evaporazione la massa di vapore si arricchirà in isotopi leggeri e durante le fasi di condensazioni successive rimarrà sempre più impoverita in isotopi pesanti che condenseranno e lasceranno una massa di vapore sempre più arricchita in isotopi leggeri (*Camille Risi, 2009*). Inoltre, più questi fenomeni di diffusione sono importanti, maggiore sarà la differenza relativa delle due tipologie di isotopi a diffondere in atmosfera. L'effetto del non equilibrio è matematicamente descritto indicato dall'eccesso di deuterio (formula 7, *Dansgaard 1964* par.3.5.) ed è determinato in buona parte dall'intensità del vento.

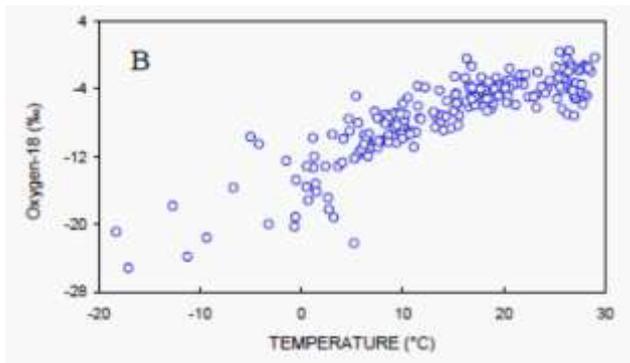


Fig.17: Relazione tra pressione di vapore e temperatura. (Fonte: K. Froehlich et al., 2002).

In Fig.17 è rappresentato l'andamento relativo a $\delta^{18}\text{O}$ rispetto alla temperatura. Più aumenta la temperatura, maggiore è la concentrazione di isotopi pesanti nella massa di vapore acqueo (valori meno negativi di $\delta^{18}\text{O}$). A temperature più basse i valori sono più negativi e quindi la massa di vapore acqueo sarà più arricchita in isotopi leggeri rispetto agli isotopi pesanti, che invece arricchiscono il bacino di evaporazione.

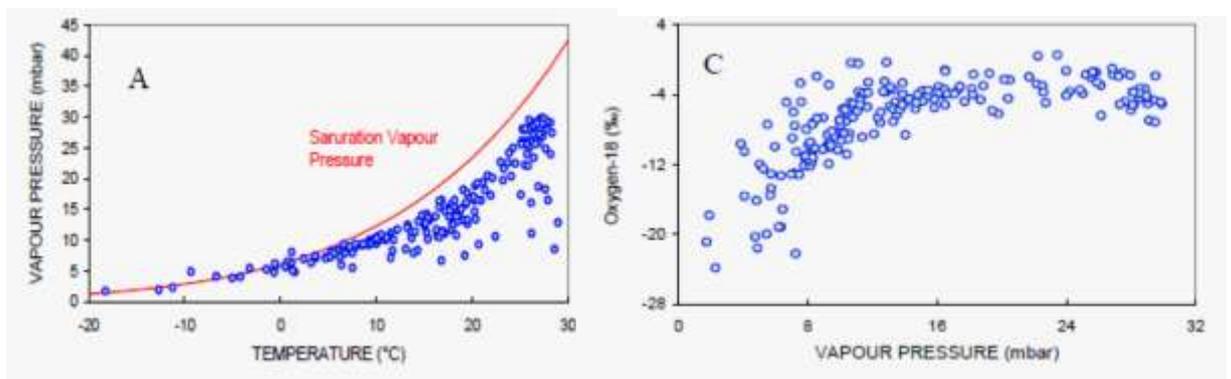


Fig. 18: Relazione tra pressione di vapore e temperatura. (Fonte: K. Froehlich et al., 2002).

Le Fig. 18 A mostra la relazione di dipendenza della pressione di vapore dalla temperatura: per valori di temperatura superiori ai 10°C (circa) la pressione di vapore aumenta esponenzialmente. Poiché la pressione di vapore saturo influenza la concentrazione delle specie isotopiche nell'acqua, nel frazionamento all'equilibrio, più aumenta la temperatura nel sito di evaporazione, maggiore sarà la discriminazione tra isotopi pesanti e leggeri. In Fig. 18 C è evidente come quando la pressione di vapore aumenta da 0mbar a 16mbar i valori di $\delta^{18}\text{O}$ diminuiscono in modo crescente per poi assestarsi a un valore medio. Oltre un certo valore di pressione di vapore, il parametro non influenza più notevolmente il frazionamento isotopico.

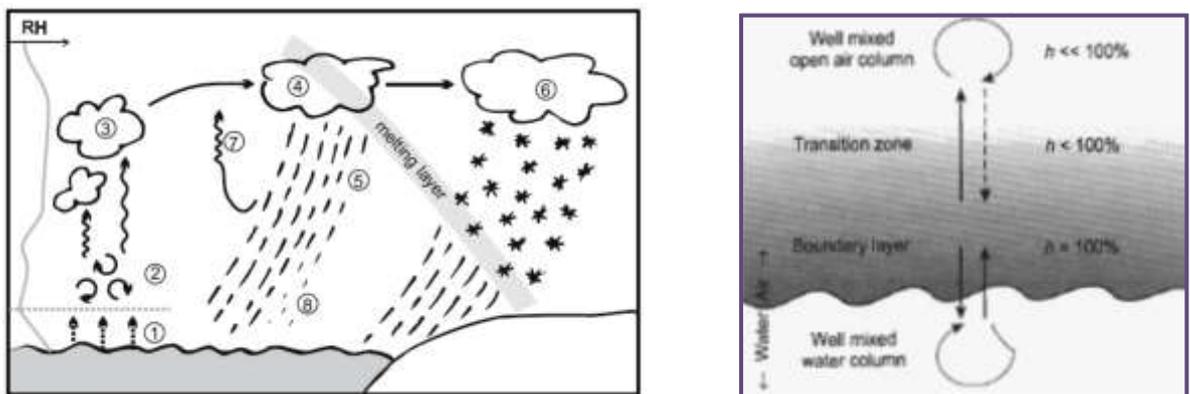


Fig.19: Eventi cinetici e termodinamici durante la fase di evaporazione delle molecole d'acqua dalla superficie oceanica. (Fonte: K. Froehlich et al., 2002).

1. I processi di evaporazione alla superficie oceanica sono legati a una combinazione di frazionamenti all'equilibrio e fuori equilibrio. Nel sottilissimo strato al contatto acqua/aria si possono approssimare a fenomeni all'equilibrio perché si considera una situazione di saturazione atmosferica.
2. Al di sopra c'è lo strato turbolento in cui i moti convettivi trasportano via il vapore. Inoltre in presenza di forte vento avvengono ulteriori processi di evaporazione a carico ad esempio dello spray marino. Quindi il vapore acqueo al di sopra della superficie marina sarà ulteriormente impoverito.
3. Man mano che una particella di vapore sale subisce espansione adiabatica (che comporta raffreddamento del volume d'aria) e raffreddamento radiativo. La condensazione avviene in condizioni di equilibrio. Gli isotopi pesanti si concentrano nella fase condensata.
4. La nube ha un suo imprinting isotopico.
5. Durante un evento di precipitazione, gli isotopi pesanti si concentreranno nella fase liquida mentre la nube di origine ne rimarrà impoverita.
8. Quando cade, la pioggia, tenderebbe ad equilibrare la sua composizione isotopica con l'umidità circostante. Ai livelli più bassi il tasso il vapore è più arricchito in isotopi pesanti per cui le gocce d'acqua tenderanno, durante la loro caduta, se il tasso di umidità è notevole, ad arricchirsi in isotopi pesanti. Per cui la composizione isotopica della pioggia tenderà ad avere un imprinting simile a quello dell'umidità vicino alla superficie.
7. Se invece la goccia durante la sua caduta attraversa degli strati d'aria con basso tasso di umidità, essi possono subire una nuova evaporazione, portando ad un ulteriore arricchimento delle gocce di pioggia e una risalita del vapore di nuova formazione verso l'alto dove subirà nuova condensazione.

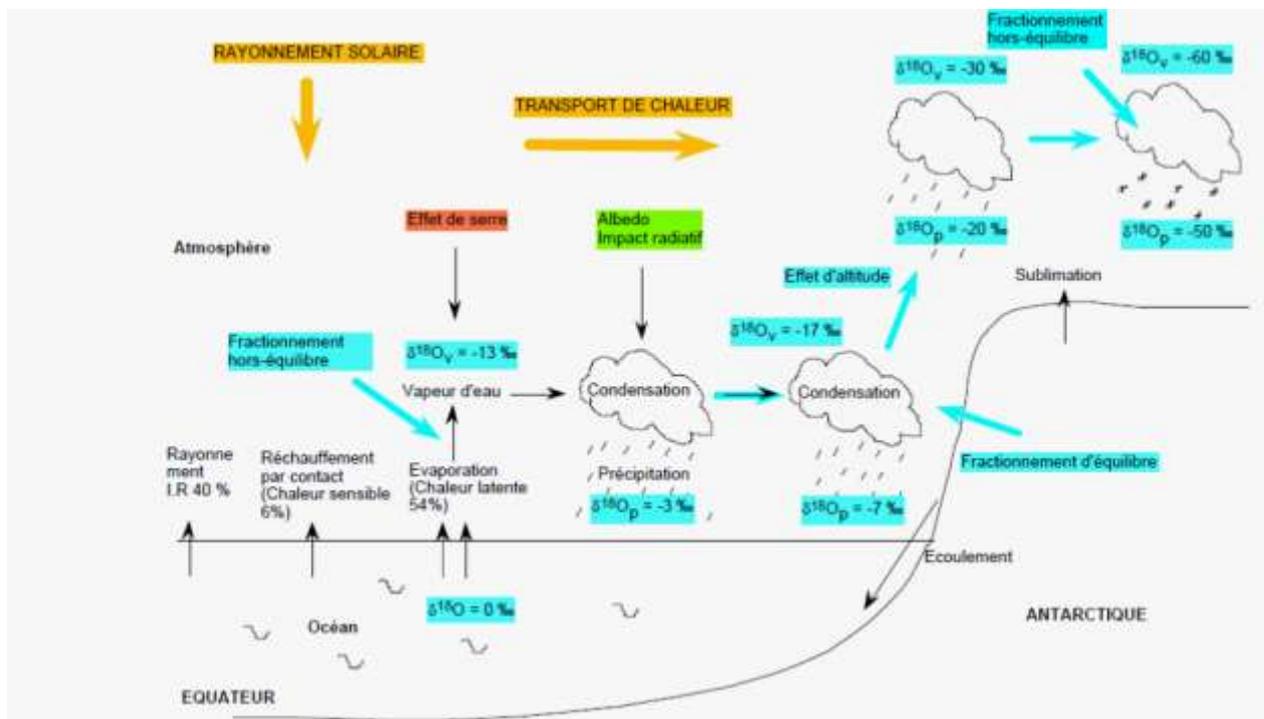


Fig. 20: Rappresentazione schematica del ciclo idrologico e dei processi fisici che portano al frazionamento isotopico delle masse di vapore acqueo. (Fonte: Valérie - Masson Delmotte, Mémoire de thèse d'habilitation à diriger des recherches).

Natural reservoir	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	δD (‰)
Ocean water	-6...+3	-28...+10
Arctic sea ice	-3...+3	0...+25
Marine moisture	-15...-11	-100...-75
Lake Chad	+8...+16	15...+50
Alpine glaciers	-19...-3	-130...-90
Greenland	-39...-25	<-150...-100
Antarctica	-60...-25	<-150...-100
(Sub)Tropical precipitation	-8...-2	-50...-20
Mid-latitude rain*	-10...-3	-80...-20
Mid-latitude snow*	-20...-10	-160...-80

* from the summer/winter precipitation at the IAEA station Vienna.

Fig. 21: Alcuni valori di composizione isotopica di acque naturali nel ciclo idrologico (Fonte: Marzia Michelin, 2011).

3.4. FATTORI CHE INFLUENZANO LA COMPOSIZIONE ISOTOPICA DELLE PRECIPITAZIONI

I fattori che influenzano la composizione isotopica dell'acqua sono moltissimi. Di seguito sono riportati i principali.

EFFETTO TEMPERATURA

Secondo il modello classico di frazionamento cinetico, i valori di composizione isotopica sarebbero descrivibili, in termini generali, dal modello di Rayleigh. Su scala globale (Fig. 22) la composizione varia principalmente con la latitudine, diventando sempre più impoverita in isotopi pesanti man mano che la latitudine aumenta.

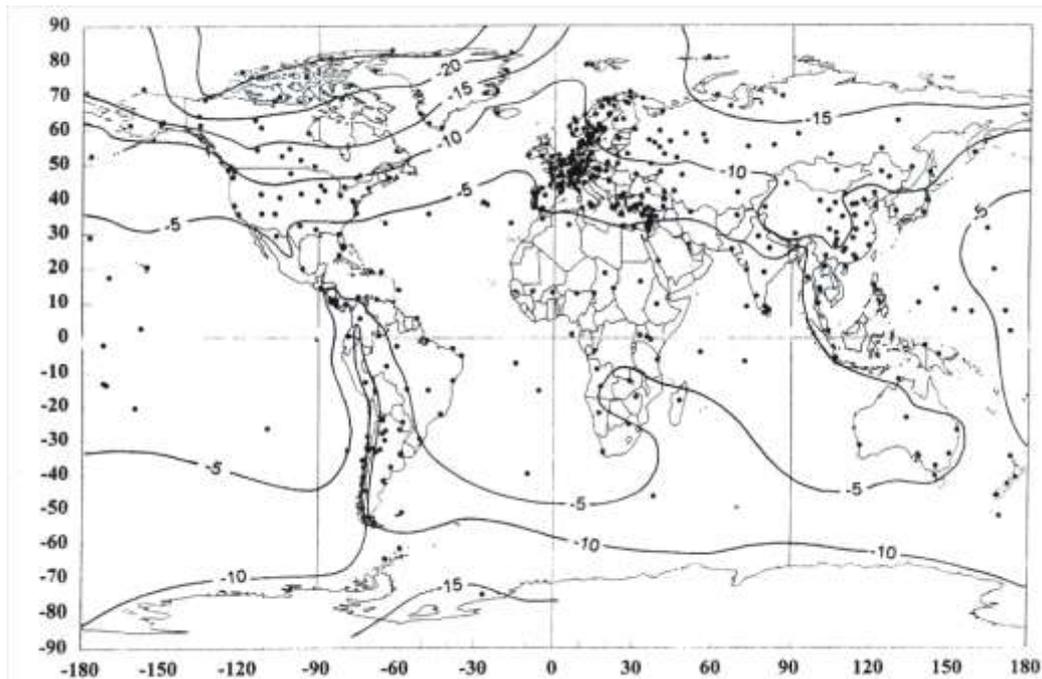


Fig. 22: Andamento su scala planetaria di $\delta^{18}\text{O}$ (Fonte: K. Froehlich et al., 2002).

Questa distribuzione è legata principalmente alla TEMPERATURA e alle ripetute distillazioni. Il modello di Rayleigh descrive questo principio che si esplicita matematicamente con la seguente formula:

$$(5) \quad R_v = R_{v0} * f^{\alpha - 1}$$

Il rapporto isotopico nella massa di vapore finale (R_v) è pari al prodotto tra il rapporto isotopico che aveva la massa di vapore acqueo all'inizio (R_{v0}) e il fattore f ovvero frazione di acqua che è rimasta nella nube dopo le diverse condensazioni il tutto elevato alla differenza tra il coefficiente di frazionamento α e 1. Il coefficiente di frazionamento si riferisce a quello tra fase vapore/liquida e liquido/solida. Il fattore che influenza la composizione isotopica finale secondo questo modello è la quantità di acqua che rimane nella nube e che dipende dalla temperatura (secondo la relazione di Clausius – Clapeyron). Questo spiega gran parte della differenza zonale della composizione isotopica delle acque di precipitazione. Questo modello implica che consecutive condensazioni portano a singole distillazioni che avvengono all'equilibrio, con immediata eliminazione del condensato.

EFFETTO CONTINENTALITA'

E' legato al "rainout" delle precipitazioni che si muovono dalla sorgente verso l'interno del continente. L'evaporazione iniziale favorisce la diffusione in atmosfera di isotopi leggeri rispetto agli isotopi pesanti. $H_2^{18}O$ e $HD^{16}O$ hanno inoltre una pressione di vapore inferiore rispetto a $H_2^{16}O$, per cui evaporano con minore facilità rispetto alla molecola più leggera. Le masse di vapore acqueo, spostandosi verso l'interno del continente, subiscono condensazione e precipitazione. Dalla Fig. 23 è evidente come i valori di δD e $\delta^{18}O$ diventano più negativi nella massa di vapore acqueo e nelle precipitazioni. Il vapore rimane impoverito di isotopi pesanti, che condensano e vengono persi già durante le prime fasi. Di conseguenza il condensato che si forma nelle fasi successive si origina da masse di vapore acqueo sempre più impoverite di isotopi pesanti e arricchite in isotopi leggeri.

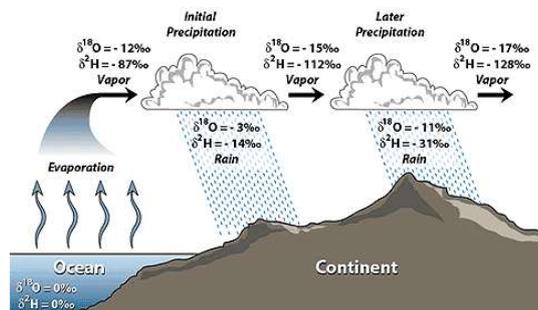


Fig. 23: Schema relativo al frazionamento isotopico (Fonte: Natalie Zanetti, 2011).

EFFETTO LATITUDINALE

Causato dall'effetto "distillazione" isotopica subito dalle masse di vapore acqueo nello spostarsi dalle aree sorgente, che secondo il sistema di circolazione generale dell'atmosfera, sono rappresentate dalle aree oceaniche equatoriali, e che si dirigono verso le più alte latitudini.

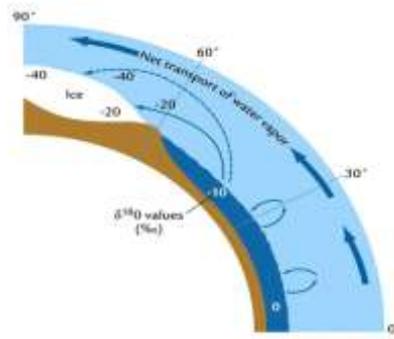


Fig. 24: Schema relativo al frazionamento isotopico (Fonte:) e distribuzione spaziale e media annuale della composizione isotopica delle precipitazioni per effetto "latitudine". (Fonte: *Natalie Zanetti, 2011*)

EFFETTO ALTITUDINE

Quando una massa d'aria si muove verso un sistema orografico subisce sollevamento con conseguente espansione adiabatica in quota e raffreddamento. La composizione isotopica della precipitazione ai piedi del rilievo e in quota sarà pertanto differente: man mano che si sale di quota si avrà una negativizzazione delle precipitazioni anche per effetto della temperatura.

EFFETTO STAGIONALITA'

Questo fattore è di difficile determinazione in quanto è legato all'origine delle masse d'aria ma anche dalla temperatura. In termini generali alle medie latitudini, le precipitazioni invernali si formeranno da masse di vapore acque che avranno una temperatura media piuttosto bassa rispetto alle masse di vapore acqueo che causano le precipitazioni estive. Inoltre in inverno e in estate le masse d'aria possono avere provenienza diversa e questo, come si è visto influenza i processi di distillazione e frazionamento isotopica dall'origine al punto in cui avviene la precipitazione. Alle più basse latitudini non sarà più la temperatura ad influenzare le caratteristiche in composizione isotopica delle precipitazioni, ma bensì processi di evaporazione che avvengono anche durante la caduta delle goccioline di pioggia e alla base delle nubi, ma anche l'abbondanza delle precipitazioni.

3.5. LA RELAZIONE δ¹⁸O - δD

Nel 1961 Craig evidenziò che i valori di δD e δ¹⁸O delle precipitazioni su scala globale erano legati da una relazione, esplicitata dalle equazione della **GLOBAL METEORIC WATER LINE** (Fig. 25):

(6)

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

Craig, 1961

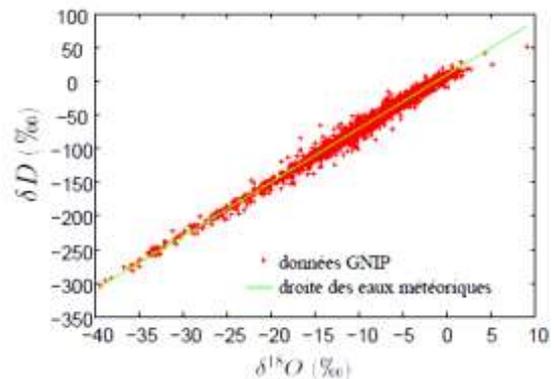


Fig. 25: Relazione lineare δ¹⁸O e δD (Fonte: *Camille Risi, 2009*).

8 : è legato al rapporto tra i fattori di frazionamento dell'ossigeno e dell'idrogeno nel cambiamento di fase vap/liq. a 25°C. Significa che il frazionamento agisce 8 volte di più sugli isotopi dell'idrogeno che su quelli dell'ossigeno.

10 : è l' **ECCESSO DI DEUTERIO**, ed è legato ai processi di frazionamento cinetico quando l'acqua evapora alla superficie oceanica.

Su scala regionale e locale i valori del coefficiente angolare e il valore dell'intercetta cambiano, proprio come conseguenza dei fattori che influenzano meccanismi di frazionamento cinetico e di equilibrio durante i cambiamenti di fase. Notevoli deviazioni si hanno su base stagionale, tra regioni aride e semiaride del nostro pianeta, soprattutto per effetto di successivi fenomeni di evaporazione che interessano le goccioline di pioggia che attraversano strati di atmosfera più secchi. Ma anche nelle regioni temperate le cause di deviazioni possono attribuirsi a origini diverse delle masse d'aria. Il regime della circolazione atmosferica di una determinata area può cambiare stagionalmente: diversi bacini di evaporazione per una stessa area in stagioni diverse (*L. Araguàs – Araguàs et al., 2000*).

3.6. L'ECCESSO DI DEUTERIO

Nel 1964 Dansgaard definisce il concetto di **eccesso di deuterio: è una misura della proporzione relativa di $\delta^{18}\text{O}$ e δD contenuti nell'acqua e indice della deviazione di un campione dalle condizioni di equilibrio**. E' un parametro di secondo ordine rispetto a $\delta^{18}\text{O}$ e δD e spiega l'influenza, sulla composizione isotopica delle acque meteorologiche, delle condizioni fisiche (umidità, temperatura dell'aria e della superficie oceanica, velocità del vento) che prevalgono nelle regioni oceaniche sorgente. Inoltre fornirebbe informazioni riguardo le condizioni di evoluzione della massa d'aria: interazione o miscuglio, delle masse di vapore lungo il loro tragitto fino al sito in cui si ha la precipitazione (*K. Froehlich et al., 2002*).

Questo parametro si estrae dalla seguente relazione:

(7)

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

Dansgaard, 1964

Quando il cambiamento di fase avviene in condizioni di equilibrio il comportamento delle molecole d'acqua isotopicamente diverse, è legato unicamente alle differenze di massa. Quando invece il cambiamento di fase avviene al di fuori delle condizioni di equilibrio, diventa un fattore rilevante il diverso coefficiente di diffusione delle molecole, che è legato a fenomeni fisici di turbolenza che caratterizzano l'area nella quale avviene l'evaporazione. L'eccesso di deuterio è anche legato alla gradiente termico che la massa d'aria subisce durante il tragitto (*M. Michelin, 2011*). Quindi nella gran parte delle situazioni in cui l'evaporazione non avvenga in condizioni di saturazione, i fattori che caratterizzano la superficie oceanica diventano importanti: ad un aumento della temperatura superficiale oceanica aumenta anche l'umidità relativa, e una generazione di venti più intensi andrà ad intensificare i processi di evaporazione. Una variazione nella "storia" del percorso e della traiettoria delle masse d'aria e/o la formazione di precipitazioni nevose inducono un aggiuntivo effetto cinetico determinando così un impronta isotopica finale nell'eccesso di deuterio sulle precipitazioni. Recentemente è stato dimostrato che questo parametro è correlato anche con l'estensione della banchisa nell'area del Mare di Kara, a nord est delle Svalbard, inducendo a ipotizzare che quest'area possa diventare un importante sorgente di vapore per le precipitazioni nelle aree dell'Oceano Artico meridionale.

Divine et al., 2008, hanno messo in evidenza come il segnale dell'eccesso di deuterio catturi molto bene la variabilità della temperatura superficiale oceanica identificando, con buona approssimazione, quelle che potrebbero essere le remote sorgenti di umidità che determinano le precipitazioni che hanno luogo a Lomonosovfonna (Svalbard) nel corso di molti secoli. Le aree dell'emisfero nord che hanno evidenziato la maggiore correlazione tra SST ed eccesso di deuterio (1854 – 1990) sono l'Atlantico settentrionale dai 45° in giù (coefficiente di correlazione che raggiunge il valore di 0,6) e l'area compresa tra 80 – 7,5°E e 10 – 45°N (coeff. 0,4). Nel primo caso la correlazione è legata al fatto che le aree collocate tra 30 – 40°N hanno importanti centri di ciclogenese. Nel secondo caso, in cui si localizzano anche le Svalbard, l'area si trova lungo la traiettoria dei sistemi artici di bassa pressione. Questo ha fatto supporre che gran parte delle precipitazioni che hanno luogo alle Svalbard, sono legate a sistemi ciclonici che hanno origine per la maggior parte nell'area dell'Islanda fino alle coste su orientali della Groenlandia, ma potrebbero anche essere legate al trasporto di vapore che si è originato ben più a sud, a circa 30° di latitudine N.



Fig. 26: Localizzazione sito di studio. (Fonte: D. V. Divine et al., 2008).

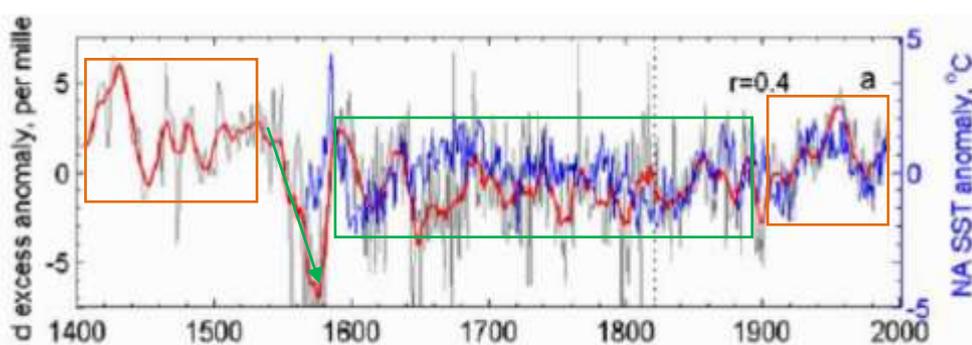


Fig. 27: valori annuali nelle anomalie di eccesso di deuterio per Lomonosovfonna (andamento con linea grigia) e andamento dello stesso parametro per una media di 11 anni. La linea blu è relativa alle anomalie termiche oceaniche ricostruite per il Nord Atlantico. r è il coefficiente di correlazione tra SST e d – excess per il periodo successivo al 1820. (Fonte: D. V. Divine et al., 2008).

Una serie di dati che va dal 1400 fino ai giorni nostri permette di valutare, su scala temporale maggiore, la variabilità delle anomalie dell'eccesso di deuterio rispetto all'evoluzione (non disponibile per tutta la serie storica), delle anomalie termiche oceaniche. Nel periodo precedente al 1550 si è constatato un valore delle anomalie dell'eccesso di deuterio piuttosto elevato, anomalie superiori anche a quelle dei giorni nostri, facendo ipotizzare che le temperature oceaniche (Atlantico a sud dei 45°N) fossero piuttosto importanti, e simili ai fenomeni di riscaldamento attualmente in atto. Tra il 1500 e il 1600 si ha un'importante decrescita in coincidenza con la così detta "Little Ice Age". Le anomalie negative continuarono fino al 1900. Dalla fine del 20° secolo si assiste ad un nuovo riscaldamento con la registrazione di un picco massimo nel 1950. Tutto ciò va di pari passo ad un'evoluzione in positivo delle anomalie termiche degli oceani.

Il riscaldamento a livello oceanico che si ebbe nel passato, causò una dislocazione delle sorgenti di vapore acqueo verso le alte latitudini. Le aree subpolari "sorgenti fredde" hanno contribuito in quanto sorgenti di vapore acqueo per le precipitazioni registrate alle Svalbard.

A partire dal settembre 2011 venne portato avanti uno studio sull'evoluzione giornaliera della composizione isotopica delle precipitazioni e di parametri ambientali quali temperatura, umidità, pressione, presso la stazione di Ivittuut nel sud della Groenlandia. J. – L. Bonne, H. C. Steen – Larsen et al., 2013, evidenziano, oltre all'anti correlazione tra $\delta^{18}O$ ed eccesso di deuterio che, mentre il primo parametro ha un minimo tra novembre e dicembre e un picco massimo tra giugno e luglio, il secondo parametro (D_ excess) ha un minimo tra maggio e giugno e un massimo in novembre. Ciò sarebbe da attribuire a serie di sistemi ciclonici provenienti dal sud della

Groenlandia che condurrebbero ad un incremento del valore di $\delta^{18}\text{O}$ e una riduzione del valore dell'eccesso di deuterio nei relativi periodi. H. C. Steen – Larsen et al., 2013, attraverso studi condotti in altre stazioni della Groenlandia, hanno messo in rilievo il ruolo delle superfici innevate nel determinare scambi di vapore acqueo al passaggio delle masse d'aria, ma anche una impronta lasciata da masse d'aria di origine artica in registrazioni di valori di eccesso di deuterio elevati.

Lo studio del 2011 ha combinato i dati della composizione isotopica del vapore acqueo con dati relativi alle precipitazioni raccolte in Siberia: è stato possibile comprendere che durante il periodo autunnale c'è una forte impronta lasciata da masse di vapore che si originano ai margini della banchisa artica, dove le masse d'aria secca subiscono un importante effetto cinetico rinvenibile in un incremento del valore dell'eccesso di deuterio.

Recenti studi condotti in diverse aree del mondo hanno evidenziato la dipendenza dell'eccesso di deuterio dall'umidità relativa superficiale, relazione che viene mantenuta durante fasi di distillazioni successive dalla sorgente al sito di campionamento, mentre viene dispersa nel caso in cui si inneschino processi convettivi che avvengono generalmente nelle aree più calde del pianeta (tropici) (J. L. – Bonne et al., 2008).

Kurita et al., 2011 sottolinea alti livelli nell'eccesso di deuterio a seguito della registrazione di masse d'origine artica che sono state intercettate attraverso campionamenti del vapore acqueo durante una crociera di ricerca in mare aperto (mare di Bering) durante il periodo compreso tra settembre e ottobre 2008. Questo elevato valore nell'eccesso di deuterio venne attribuito a un intenso fenomeno di frazionamento cinetico subito dalle secche masse d'aria polari che attraversavano la superficie oceanica al confine con la banchisa artica. Gat et al., 2003 e Angert et al., 2008 registrarono un simile effetto nel frazionamento cinetico ad est del bacino del Mediterraneo come conseguenza di eventi cinetici che si generano sulle molecole di HD^{16}O e H_2^{18}O al limite dello strato superficiale oceanico dove è il gradiente di umidità ad influenzare gli eventi cinetici.

CAPITOLO 4: I MODELLI DI CIRCOLAZIONE GENERALE DELL'ATMOSFERA: ECHAM5 (breve introduzione)

Per poter interpretare i dati relativi alla variazione annuale e stagionale della composizione isotopica delle precipitazioni e l'influenza di altri parametri fisici dell'atmosfera, sono stati utilizzati i risultati delle complesse elaborazioni del modello climatico ECHAM5. Non è stato obiettivo del tirocinio l'apprendimento dell'uso di questi modelli e la creazione di modelli climatici. Gli output hanno rappresentato un valido supporto all'indagine descrittiva oggetto del lavoro di tesi. Per tanto in questo capitoletto verrà fornita una panoramica molto generale, se non introduttiva, di questo strumento i cui output mi sono stati forniti da Martin Werner dell' Alfred Wegener Institute, Helmholtz Centre for Polar and Marine Research di Bremerhaven, Germania. Gli elaborati grafici invece sono stati creati con il prezioso sostegno informatico di Jean – Yves Petershmitt.

ECHAM5 è un modello di quinta generazione di analisi di circolazione atmosferica, sviluppato all'istituto di meteorologia Max Planck di Amburgo. È l'ultima generazione di una serie di modelli di tipo ECHAM sviluppati e nati in origine da un modello di previsione spettrale del tempo meteorologico dell'ECMWF (European Center for Medium Range Weather Forecasts). Il modello si basa su una serie di complesse equazioni (non oggetto di questa tesi). I modelli di generale circolazione atmosferica

I modelli di circolazione generale dell'atmosfera (GCM) sono diventati un valido ed efficace supporto previsionale per indagini relative alla risposta del sistema climatico a variazioni indotte da cause naturali e antropiche, sia su scala regionale che globale. Essi forniscono un valido aiuto alla comprensione di possibili scenari futuri ma gli output possono anche essere importanti per fare un confronto tra la capacità previsionale del modello e i dati realmente registrati nell'area di indagine.

I modelli climatici utilizzano le leggi della dinamica dell'atmosfera e i processi fisici che avvengono su scala minore: ad esempio possono parametrizzare i processi fisici che portano alla formazione delle nubi oppure la turbolenza nella Boundary Layer. Essi si basano sull'impiego di modelli matematici che descrivono processi di evaporazione alla superficie oceanica, i moti convettivi, l'irraggiamento, impiegando metodi statistici per accoppiare ai fenomeni convettivi la tipologia di nube. Le condizioni base di un GCMs sono:

1. Temperatura oceanica superficiale (SST);
2. Velocità del vento alla superficie;
3. Insolazione;

Vengono inoltre introdotti i modelli della circolazione atmosferica su grande scala associata alla convergenza di masse di diversa origine e natura. Ad esempio grandi masse d'aria convergenti sono associate a importanti meccanismi convettivi e trasferimento di umidità verso l'atmosfera (C. Risi 2009).

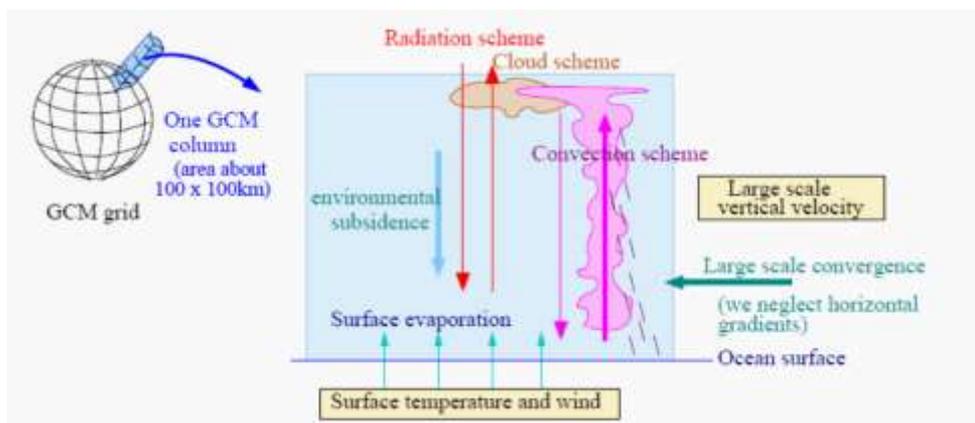


Fig. 28: esempio di modello uni colonna con le sue componenti. (Fonte: C. Risi 2009).

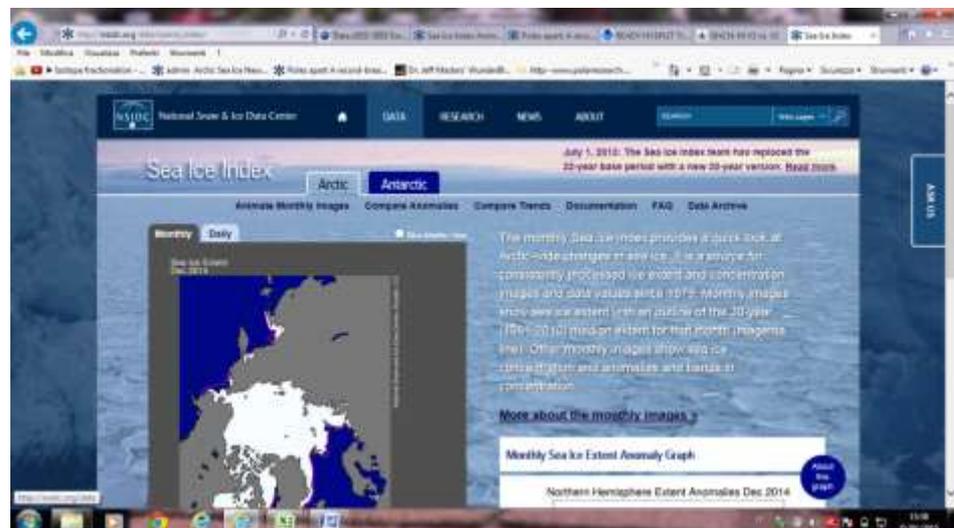
CAPITOLO 5: DISCUSSIONE DATI

5.1. SERIE DI DATI

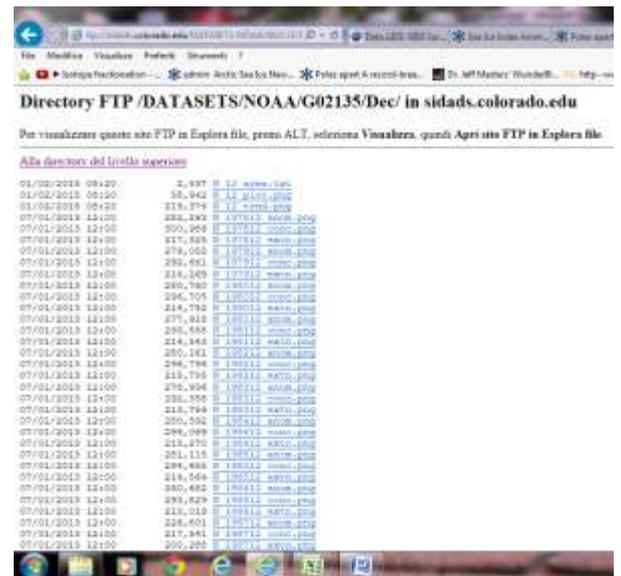
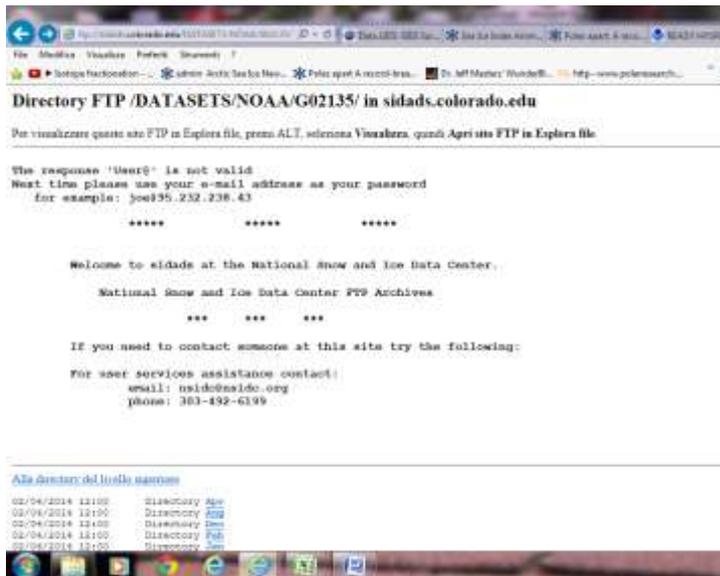
Nella prima parte di questo lavoro verrà esaminata l'evoluzione dei valori medi di $\delta^{18}\text{O}$, δD , D_{excess} , T_{aria} , precipitazione, Indice NAO, estensione della banchisa e sua concentrazione percentuale, temperatura oceanica, pressione di vapore per il periodo invernale (dicembre, gennaio e febbraio) e per il periodo estivo (giugno, luglio, agosto). Nella seconda parte (Par. 5.5.) gli stessi dati di composizione isotopica e temperatura, verranno confrontati con gli output del modello ECHAM5 al fine di valutarne le capacità predittive. Gli output del modello verranno utilizzati soprattutto dal punto di vista grafico nella discussione dei risultati.

5.2. ORIGINE, UNITA' DI MISURA E METODI DI ANALISI UTILIZZATI

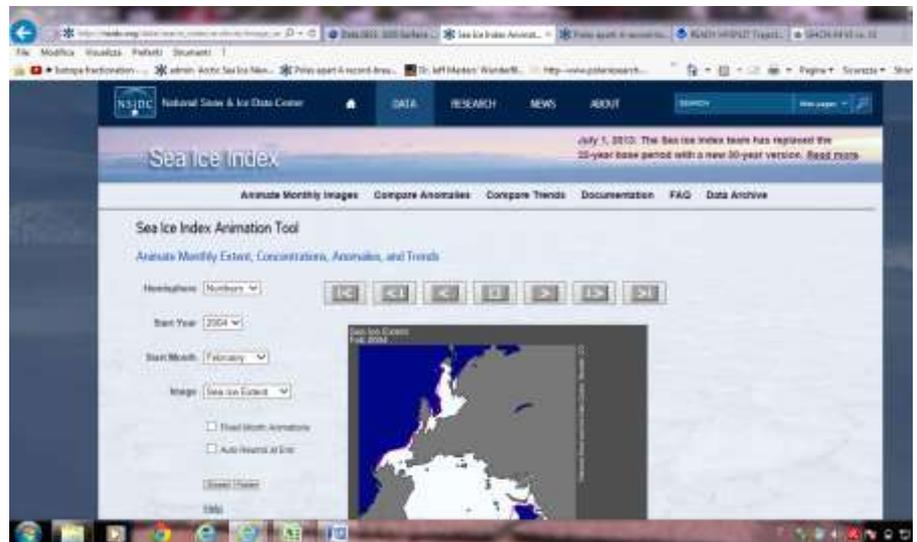
- ESTENSIONE DELLA BANCHISA:** i valori dell'estensione del ghiaccio sono stati estrapolati dalla directory <ftp://sidacs.colorado.edu/DATASETS/NOAA/G02135/> del sito http://nsidc.org/data/docs/noaa/g02135_seaice_index/#monthly_data_files. I dati si presentano sotto forma di dati mensili: è possibile selezionare per ogni anno e ogni mese il valore dell'estensione della banchisa. Ogni dato mensile è stato ottenuto sommando l'area coperta da tutte le celle della griglia in cui è stata suddivisa l'area studiata, che hanno almeno il 15% o più della concentrazione di ghiaccio. I dati sono ottenuti dal lavoro di sensori specifici ma che non sono in grado di captare informazioni alle più alte latitudini, il così detto buco del polo nord. Per cui, per superare questo problema, i calcoli assumono che questa porzione è interamente coperta da celle che possiedono più del 15% della concentrazione per quel determinato mese. Si considera che quest'area è coperta da ghiaccio. L'unità di misura è milioni di km^2 . Ogni cella della griglia ha una superficie di 625 km^2 ovvero griglie con dimensioni di 25 di 25 km. L'area nelle regioni polari, in ragione della difficoltà di proiezione stereografica, hanno valori diversi: per l'emisfero nord i valori dell'area delle celle variano tra 382 km^2 e 664 km^2 . I dati che sono stati utilizzati per le indagini (Tab. 1) sono stati ottenuti facendo la media dei valori mensili di estensione della banchisa dell'emisfero nord. Non è stato trovato nessun dato relativo all'estensione della banchisa circoscrivente l'area di studio. I dati sono ottenuti dai sensori Nimbus – 7 (operative dal 1978 al luglio 1987), da una serie di speciali sensori a microonde SSM/I e da una serie di satelliti del programma di difesa meteorologica.



Variazioni annuali e inter-annuali delle traiettorie delle masse d'aria in Artico: analisi e interpretazione del segnale isotopico nelle precipitazioni delle Svalbard. Progetto GNIPI/AEA



Una volta aperta la directory principale è possibile visualizzare tutte le directory per ogni mese come si vede nell'esempio riportato in alto. Una volta aperta la directory scelta è possibile scegliere per un anno particolare per quel determinato mese il valore di estensione della banchisa.

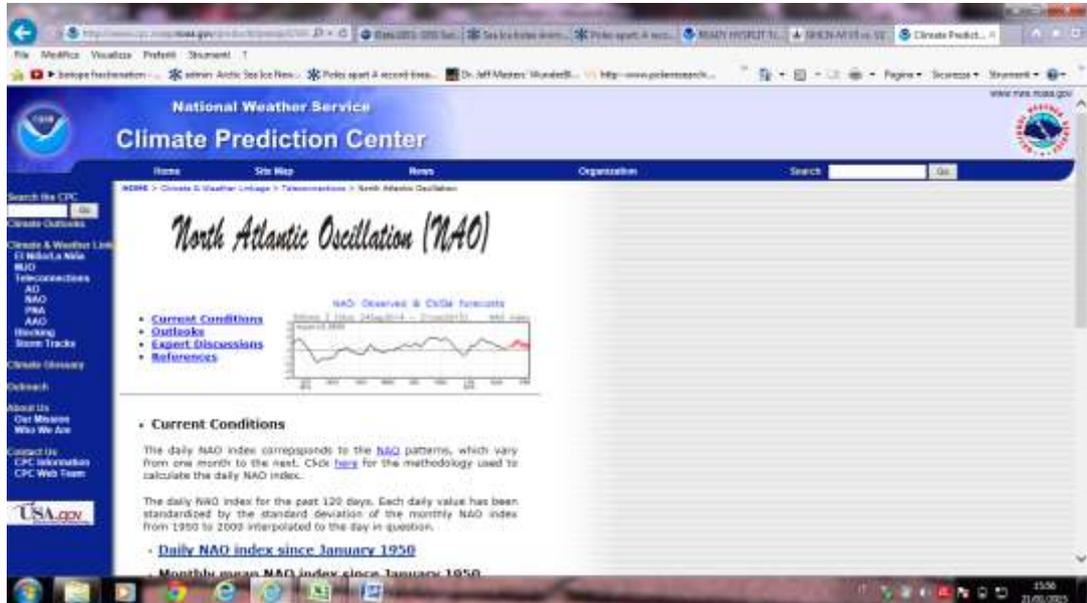


Come riportato nell'esempio riportato sopra, è possibile accedere al valore di estensione della banchisa selezionando l'emisfero, l'anno e il mese.

- **CONCENTRAZIONE DEL GHIACCIO MARINO:** è espresso in concentrazione %. Per poter valutare più accuratamente la relazione potenziale tra banchisa artica, temperatura dell'aria e valore del delta isotopico, è stato scelto di selezionare dati relativi alla concentrazione del ghiaccio in un'area più ristretta della zona di indagine.

Variazioni annuali e inter-annuali delle traiettorie delle masse d'aria in Artico: analisi e interpretazione del segnale isotopico nelle precipitazioni delle Svalbard. Progetto GNIPI/AEA

- **INDICE NAO:** i valori dell'indice NAO sono stati trovati nel sito <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/nao.shtml>. I dati sono forniti sia su base mensile che giornaliera e vanno dal 1950 ad oggi.



1990	0.92	0.80	0.34	0.75	0.60	-0.06	-1.28	0.35	0.25	0.85	-1.24	-1.32
1991	0.00	0.70	-1.02	-0.22	-0.59	-1.44	1.37	-0.22	-1.36	1.07	-0.29	1.32
1992	0.95	-0.83	-1.99	1.55	-1.13	-1.40	0.08	0.20	-0.54	-0.70	-1.13	-0.43
1993	0.12	-0.48	-0.04	-1.47	-2.06	1.09	0.43	-0.71	-0.25	1.52	1.04	-0.87
1994	0.37	0.74	-0.83	1.34	-0.09	-0.55	-0.83	-1.20	-0.44	0.60	0.60	0.83
1995	-0.34	-1.12	-0.53	-0.42	-0.34	-1.10	1.74	1.37	0.22	-1.47	-1.29	0.17
1996	-0.22	-1.12	-0.30	-1.30	0.21	0.10	-0.75	-1.37	0.24	0.09	0.01	0.10
1997	1.00	0.11	-1.28	0.49	-0.78	-0.72	-1.18	-0.59	-1.06	1.52	0.73	-0.12
1998	-0.14	-0.08	-1.38	0.37	-0.24	-0.35	-1.73	-1.56	-0.07	0.16	1.64	-0.70
1999	-0.87	0.43	-0.12	0.34	0.39	0.40	0.74	0.18	-0.88	0.89	0.41	0.44
2000	-1.29	-1.88	-0.40	1.34	0.45	-0.21	0.38	-1.40	0.38	-1.73	-0.61	0.34
2001	0.41	0.43	0.18	-1.52	-2.36	0.04	-0.38	0.88	1.24	0.51	-0.42	-1.48
2002	0.43	0.55	-0.47	0.80	-0.10	0.18	-0.87	0.14	-0.37	0.41	-0.23	-1.32
2003	-0.12	-0.38	-0.43	-1.35	2.16	-0.43	-0.77	-0.44	1.19	0.36	-1.27	-1.82
2004	0.90	-1.43	-1.20	0.38	0.02	1.25	1.93	-1.77	0.20	0.76	-0.01	-0.15
2005	-0.12	-1.28	-1.52	0.72	-0.42	-0.29	-0.32	0.48	0.37	0.28	-1.84	-1.87
2006	-1.74	-1.39	0.44	-0.10	0.22	1.05	0.32	-1.74	-0.43	-0.48	-0.04	0.72
2007	-0.89	0.19	1.31	0.28	-0.99	1.40	0.45	1.44	0.53	0.07	0.40	-0.48
2008	0.13	-1.28	0.46	-1.28	-1.78	0.22	-0.88	-0.44	-1.82	-2.05	-0.83	-1.42
2009	-2.82	-0.48	-1.88	1.43	-2.88	1.88	-0.47	-1.49	1.27	1.84	-0.94	-0.24
2010	1.30	0.44	-0.44	-1.30	1.14	1.88	0.18	0.10	-0.29	-0.92	-0.42	-1.22
2011	-1.13	0.24	-0.54	-0.24	0.50	-1.87	0.24	1.58	0.39	0.58	-0.23	0.40
2012	0.27	0.32	0.72	-0.22	0.95	0.65	0.18	1.72	-0.32	1.09	0.54	0.18
2013	0.94	0.48	0.78	-0.44	-0.44	0.88	0.47	-0.18	-0.10	-0.39	-0.39	0.32
2014	1.34	-0.14	-0.03	0.82	-0.24	-0.14	-0.78	-0.44	0.82	0.48	-0.04	1.40
2015	0.48	-0.42	-0.45	-1.40	-0.42	-0.84	1.84	-0.28	1.84	-0.44	0.41	0.00
2016	-0.23	0.44	0.74	0.24	0.44	0.83	-0.22	1.92	-1.28	-0.08	0.17	-1.40
2017	-2.04	-0.48	-0.42	0.44	-0.44	-0.19	-0.44	-0.28	0.31	0.42	-0.07	-1.04
2018	0.44	-1.20	0.72	-1.27	1.06	1.38	-1.14	0.44	0.44	0.39	0.04	-1.17
2019	-0.39	-0.47	0.78	-1.71	-1.02	1.40	0.82	0.44	1.01	-0.20	0.53	1.00
2020	-0.75	0.03	-0.32	1.22	-1.50	-0.27	-0.42	-2.24	0.44	-1.77	-0.27	0.74
2021	0.37	0.82	-1.38	-0.44	-0.20	-0.44	0.18	-0.44	-0.44	-0.38	-0.38	-0.12
2022	-0.48	1.14	1.14	0.20	-0.44	-0.44	1.14	0.28	1.74	-0.74	1.40	1.78
2023	0.44	-0.44	0.44	-0.44	-0.07	0.99	1.14	1.42	-1.22	0.44	-0.99	0.28
2024	1.44	0.72	-0.27	-0.28	0.44	-0.42	-0.07	1.14	0.17	-0.07	-0.08	0.24
2025	-1.42	-0.44	0.20	0.22	-0.44	-1.00	1.22	-0.44	-0.52	0.44	-0.47	0.22
2026	1.11	-1.00	1.71	-0.10	0.82	1.32	0.15	-1.59	-1.12	1.55	1.29	0.88
2027	-1.12	-0.73	0.14	2.00	0.98	-1.02	0.32	-0.83	-1.22	0.14	0.18	0.42
2028	1.02	0.74	-0.17	-1.27	0.43	0.82	-0.35	0.94	-0.39	-1.08	-0.24	0.42
2029	1.17	0.00	1.44	-0.32	1.20	-0.27	0.27	0.22	0.00	-0.00	0.14	-1.12

Nelle immagini riportate sopra è possibile vedere la pagina principale della NOAA dalla quale estrapolare i valori dell'indice dell'oscillazione del nord Atlantico.

- **TEMPERATURA DELL'OCEANO:** i dati relativi alle temperature dell'oceano sono state estratte dalla seguente directory http://data.giss.nasa.gov/gistemp/taledata_v3/NH.Ts+dSST.txt, disponibile e open source nel sito della NASA <http://data.giss.nasa.gov/gistemp/>. I dati si riferiscono alla temperatura media dell'oceano superficiale dell'emisfero boreale e sono riferiti ad un indice che combina le

Variazioni annuali e inter-annuali delle traiettorie delle masse d'aria in Artico: analisi e interpretazione del segnale isotopico nelle precipitazioni delle Svalbard. Progetto GNIPI/AEA

anomalie di temperatura alla superficie terrestre e quelle a livello della superficie oceanica per tener conto delle differenti capacità termiche di oceano e atmosfera. L'indice è stato calcolato rispetto alla deviazione della temperatura media misurata tra il 1950 e il 1980. Nella directory sono espressi in 0,01°C



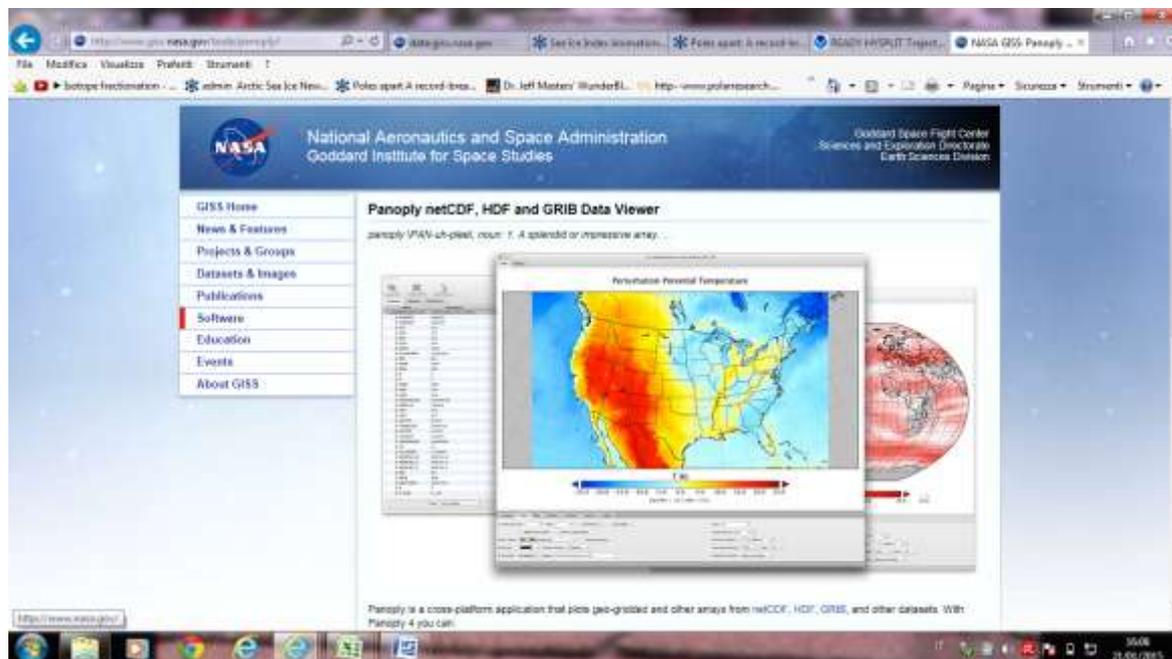
H. HINKI Land-Ocean Temperature Index in 0.01 degrees Celsius base period: 1951-1980

sources: GHCN-C3 1980-12/2014 + SST; 1950-12/2014 SST
 using elimination of outliers and homogeneity adjustment
 Source: 1950 DJF = Dec 1949 - Feb 1950 (?) ***** missing

Year	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec	J-D	D-J	DJF	MAM	JJA	SOF	Year
1880	-87	-84	-41	-81	-57	-21	-17	-32	-22	-27	-44	-53	***	***	-34	-20	-24	-24	1880
1881	-13	-24	-2	-6	-7	-28	-13	8	-27	-40	-50	-36	-22	-23	-28	-5	-22	-33	1881
1882	6	0	-4	-28	-29	-55	-33	-11	-51	-40	-38	-59	-24	-32	-7	-24	-26	-31	1882
1883	-65	-66	-15	-25	-27	-16	-3	-17	-26	-23	-43	-28	-23	-32	-64	-23	-12	-30	1883
1884	-27	-23	-65	-41	-49	-45	-32	-47	-43	-31	-43	-33	-41	-41	-26	-34	-43	-39	1884
1885	-83	-71	-33	-48	-48	-41	-24	-38	-27	-27	-28	0	-35	-37	-32	-37	-34	-27	1885
1886	-66	-67	-54	-50	-25	-20	-5	-25	-17	-24	-43	-12	-33	-32	-44	-36	-22	-28	1886
1887	-93	-63	-52	-29	-17	-24	-6	-38	-9	-81	-20	-48	-33	-30	-59	-29	-19	-20	1887
1888	-57	-56	-40	-22	-26	-4	2	-11	-10	4	1	-24	-20	-23	-33	-29	-8	-2	1888
1889	-37	10	7	21	8	1	-6	-12	-19	-25	-15	-46	-11	-9	-11	13	-6	-32	1889
1890	-65	-49	-42	-14	-47	-22	-20	-31	-20	-4	-14	-39	-14	-14	-30	-45	-25	-23	1890
1891	-58	-12	-13	-31	-20	-17	-10	-10	-2	-24	-54	-4	-28	-28	-36	-23	-14	-27	1891
1892	-43	-16	-52	-51	-36	-14	-33	-23	-11	-14	-78	-59	-56	-32	-29	-47	-24	-34	1892
1893	-141	-83	-23	-31	-45	-32	-12	-28	-17	-16	-19	-55	-42	-41	-34	-33	-20	-17	1893
1894	-81	-35	-17	-55	-24	-40	-18	-13	-19	-22	-13	-32	-31	-37	-39	-35	-24	-31	1894
1895	-73	-77	-34	-20	-28	-25	-10	-20	8	-9	-8	-27	-27	-28	-41	-28	-15	-8	1895
1896	-47	-20	-54	-65	-24	2	-1	-6	0	13	-27	-24	-22	-22	-34	-48	-2	-5	1896
1897	-34	-35	-41	-10	7	-12	3	-8	-3	-17	-28	-35	-18	-57	-32	-15	-6	-14	1897
1898	-7	-81	-78	-28	-31	-32	-18	-14	-18	-35	-43	-29	-30	-30	-31	-46	-14	-31	1898
1899	-16	-53	-45	-29	-22	-35	-17	-6	0	5	33	-55	-13	-18	-35	-20	-20	13	1899
1900	-58	-2	13	-17	-4	-16	-15	-7	-5	19	-18	-5	-10	-34	-37	-9	-13	-2	1900
Year	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec	J-D	D-J	DJF	MAM	JJA	SOF	Year
1901	-43	3	27	7	-24	2	2	-10	-24	-30	-23	-42	-12	-9	-15	8	-2	-28	1901
1902	-14	14	-37	-29	-41	-44	-29	-24	-24	-30	-30	-65	-22	-30	-13	-39	-32	-35	1902
1903	-19	28	-9	-39	-49	-48	-38	-49	-43	-44	-44	-57	-33	-14	-13	-30	-44	-43	1903
1904	-81	-77	-36	-52	-45	-41	-49	-40	-41	-20	-1	-20	-42	-45	-45	-44	-43	-23	1904
1905	-37	-79	-29	-29	-20	-20	-21	-19	-12	-21	3	-26	-23	-29	-40	-31	-24	-10	1905
1906	-52	-88	-12	8	-27	-20	-31	-22	-18	-34	-46	-1	-22	-24	-46	-8	-18	-85	1906
1907	-55	-73	-27	-55	-60	-50	-40	-30	-33	-14	-43	-41	-48	-43	-43	-50	-42	-37	1907
1908	-51	-34	-73	-49	-35	-32	-25	-48	-24	-33	-16	-52	-44	-45	-49	-22	-33	-39	1908
1909	-65	-48	-38	-64	-47	-44	-31	-24	-28	-30	-13	-57	-44	-44	-42	-37	-33	-24	1909
1910																			1910

- **PRECIPITAZIONI:** sono fornite in mm e i dati estrapolati direttamente dal sito forniscono anche una descrizione sulla tipologia di precipitazione media raccolta durante l'intero mese (neve, precipitazione mista neve – pioggia, pioggia). Alcuni mesi mancano dell' informazione.

- **TEMPERATURA:** i dati sulla temperatura sono forniti direttamente in °C e sono relativi al parametro misurato a 2m di altezza.
- **PRESSIONE DI VAPORE:** il valore è fornito in mbar e i valori di questo parametro sono stati calcolati utilizzando il valore di temperatura e umidità relativa.
- **COMPOSIZIONE ISOTOPICA:** I valori relative a $\delta^{18}\text{O}$ e δD sono calcolati come deviazione ‰ rispetto al rapporto isotopico di uno standard primario. Sono stati misurati tradizionalmente attraverso spettrometria di massa e/o attraverso l'uso della spettroscopia di assorbimento laser calcolando i rapporti D/H e $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$. Lo standard di riferimento usato è VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water). Il valore di $\delta^{18}\text{O}$ ha una precisione associata di $\pm 0,1\%$ mentre per δD il valore associate di precisione è di $\pm 0,8\%$.
- **MATRICE DI CORRELAZIONE:** la matrice di correlazione tiene conto di tutti quei coefficienti di correlazione che hanno significatività maggiore o uguale all'85%.
- **DATI ECHAM5:** i dati del modello sono stati estrapolati svolgendo una media dei valori di composizione isotopica, precipitazioni, temperatura che il modello ha creato dal 1990 al 2009 (quindi mancano i dati dal 2010 al 2012) che sono stati estrapolati dalle griglie in cui il modello ha suddiviso la superficie e che sono comprese tra: latitudine 11,250 – 12,375E e longitudine 79,064 – 77,943N. Come per i valori di composizione isotopica, anche i valori di delta isotopico del modello sono stati ponderati per le precipitazioni riprodotte dal modello.



I dati del modello ECHAM5 dell'istituto Max Planck di Amburgo sono stati letti attraverso l'utilizzo di un programma detto Panoply, scaricabile gratuitamente dal sito della NASA. E' un programma dalle ampie prestazioni le più importanti delle quali sono ad esempio la lettura di matrici di dati georeferenziati identificando le griglie di ripartizione in cui la superficie terrestre viene suddivisa tramite latitudine e longitudine.

Per tutti i dati raccolti utilizzati nella trattazione teorica (solo valori dei mesi di dicembre – gennaio – febbraio e giugno –luglio – agosto per l'inverno e l'estate rispettivamente) sono stati calcolati:

1. il valore medio, con l'impiego della **media aritmetica**;
2. la **deviazione standard** necessaria per avere un'indicazione della variabilità all'interno del campione di dati e quindi della variabile;
3. il **valore massimo e minimo**;
4. l'**intervallo di confidenza**: esso è stato calcolato come prodotto tra l'errore standard della media dei 21 valori medi rappresentativi dell'inverno o dell'estate dell'intervallo 1990 – 2012, e il valore di $t_{student}$ corrispondente ad un valore di $\alpha = 0,05$ per 21 gradi di libertà;
5. tutti i **valori di $\delta^{18}O$ e δD** sono stati **ponderati** per l'ammontare delle precipitazioni con la seguente formula:

$$\delta^{18}O_{(ponderato)} = \frac{(\delta^{18}O_{dicembre} * prec_{dicembre}) + (\delta^{18}O_{gennaio} * prec_{gennaio}) + (\delta^{18}O_{febbraio} * prec_{febbraio})}{prec_{dicembre} + prec_{gennaio} + prec_{febbraio}}$$

$$\delta D_{(ponderato)} = \frac{(\delta D_{dicembre} * prec_{dicembre}) + (\delta D_{gennaio} * prec_{gennaio}) + (\delta D_{febbraio} * prec_{febbraio})}{prec_{dicembre} + prec_{gennaio} + prec_{febbraio}}$$

6. nella rappresentazione grafica ogni valore medio (che rappresenta quindi la media di 3 valori o 2 li dove il terzo valore manca a causa della assenza del dato) viene rappresentato con associato il suo **errore standard** (errore standard associato alla media). Il valore standard associato alla media è stato calcolato come: deviazione standard / $N^{\frac{1}{2}}$.

Non è stato eliminato nessun outlier dai calcoli, tutti i dati forniti dall'IAEA sono stati considerati eccetto nel caso di mancanza del dato. A causa della mancanza di dati, non è rappresentato l'anno 1999.

5.3. SERIE DI DATI INVERNALI (DGF) 1990 – 2012

	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	δD (‰)	D_excess (‰)	Temp. Aria 2m (°C)	Precipitazione (mm)	NAO Index	Sea ice ext. (*10 ⁶ km ²)	Concentrazione banchisa	Pressione di vapore (mbar)	Temp. Oceano (°C)
1990	-9,75	-72,34	5,66	-8,2	15,2	1,2	15,3	0,18	1,5	0,44
1991	-9,25	-65,06	8,94	-9,6	63,8	0,7	14,6	0,17	2,5	0,44
1992	-12,04	-83,35	12,97	-12,7	43,3	0,5	14,7	0,20	2,1	0,38
1993	-11,15	-76,53	15,55	-14,2	28,4	0,9	14,8	0,21	1,7	0,36
1994	-11,76	-83,69	10,39	-13,6	66,4	1,0	14,7	0,22	1,7	0,16
1995	-13,79	-102,13	8,19	-12,5	12,3	1,4	14,5	0,23	1,7	0,75
1996	-9,96	-74,48	5,20	-13,4	105,3	-0,6	14,1	0,23	2,5	0,39
1997	-13,84	-93,97	16,75	-14,5	33,3	-0,1	14,4	0,22	1,7	0,44
1998	-13,45	-94,28	13,32	-15,5	29,8	-0,2	14,6	0,21	1,9	0,75
2000	-12,54	-82,03	18,29	-9,7	24,7	1,1	14,8	0,20	2,5	0,63
2001	-9,87	-63,99	14,97	-9,0	49,5	0,0	14,1	0,15	2,6	0,45
2002	-10,18	-71,52	9,92	-10,9	43,5	0,2	14,2	0,19	2,2	0,90
2003	-9,18	-67,02	6,42	-11,7	34,1	-0,1	14,2	0,21	2,0	0,61
2004	-14,71	-106,05	11,63	-16,3	18,7	0,1	13,9	0,23	1,4	0,83
2005	-10,97	-79,69	8,07	-7,6	27,9	0,9	13,6	0,17	2,9	0,65
2006	-8,95	-65,55	6,05	-5,9	84,6	0,1	13,5	0,15	3,1	0,75
2007	-12,23	-79,21	18,63	-8,4	17,3	0,4	13,5	0,17	2,2	1,10
2008	-9,28	-66,95	7,29	-8,5	53,4	0,7	13,8	0,15	2,6	0,45
2009	-12,51	-86,56	13,52	-10,1	37,8	-0,1	13,8	0,18	2,5	0,70
2011	-11,64	-82,97	10,15	-11,8	39,9	-0,7	13,3	0,22	1,8	0,55
2012	-10,21	-78,21	3,47	-5,7	101,9	1,4	13,6	0,14	2,9	0,60
Average	-11,30	-79,79	10,73	-10,9	44,3	0,4	14,2	0,19	2,2	0,59
st.dv.	1,74	11,94	4,45	3,0	26,7	0,6	0,5	0,03	0,5	0,22
max.valu e	-8,95	-63,99	18,63	-5,7	105,3	1,4	15,3	0,23	3,1	1,10
min.valu e	-14,71	-106,05	3,47	-16,3	12,3	-0,7	13,3	0,14	1,4	0,16
Intervallo di confidenza	± 0,79	± 5,44	± 2,03	± 1,4	± 5,8	± 0,3	± 0,2	± 0,01	± 0,2	± 0,09

Tab. 1: Dati invernali periodo 1990-2012. L'intervallo di confidenza è stato calcolato con un livello di fiducia al 95%.

MATRICE DI CORRELAZIONE DATI INVERNALI 1990 – 2012

	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	δD (‰)	D_excess (‰)	Temp.aria 2m (°C)	Precipitazione (mm)	NAO Index	Estensione banchisa (*10 ⁶ km ²)	Temp. Oceano (°C)	V p (mbar)	Concentrazione ghiaccio
$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	1,00									
δD (‰)	0,96	1,00								
D_excess (‰)	-0,56	-0,31	1,00							
Temp. aria 2m (°C)	0,63	0,61	-0,39	1,00						
Precipitazione (mm)	0,54	0,45	-0,51	0,28	1,00					
NAO Index	0,06	-0,01	-0,23	0,37	-0,14	1,00				
Estensione banchisa (*10 ⁶ km ²)	-0,09	-0,09	0,09	-0,36	-0,29	0,40	1,00			
Temp. Oceano (°C)	-0,26	-0,24	0,17	0,18	-0,34	-0,14	-0,46	1,00		
V p (mbar)	0,56	0,55	-0,32	0,75	0,58	0,03	-0,50	0,11	1,00	
Concentrazione ice	-0,60	-0,64	0,18	-0,87	-0,31	-0,27	0,35	-0,13	-0,75	1,00

Tab. 2: matrice di correlazione dati invernali periodo 1990-2012.

5.4. SERIE DATI ESTIVI (GLA) 1990 – 2012

	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	δD (‰)	D_excess (‰)	Temp. Aria 2m (°C)	Precipitazione (mm)	NAO Index	Estensione banchisa (*10 ⁶ km ²)	Concentrazione ghiaccio	Pressione di vapore (mbar)	Temp. Oceano (°C)
1990	-9,70	-72,9	4,70	4,2	53,0	0,6	6,3	0,14	5,7	0,35
1991	-13,34	-97,37	9,35	2,9	28,5	0,4	6,5	0,14	6,4	0,39
1992	-9,55	-72,53	3,87	3,5	46,3	0,2	6,9	0,20	6,6	-0,06
1993	-10,94	-85,76	1,76	3,2	39,0	-1,1	6,1	0,16	6,6	0,09
1994	-11,90	-94,55	0,65	2,3	44,2	0,5	6,7	0,12	6,3	0,33
1995	-8,11	-63,24	1,64	3,4	13,4	0,2	6,0	0,16	6,5	0,48
1996	-10,50	-82,29	1,71	2,3	36,7	0,4	7,1	0,15	6,1	0,22
1997	-9,18	-66,33	7,11	2,8	37,5	0,3	6,4	0,16	6,5	0,46
1998	-13,16	-99,11	6,17	3,2	5,6	-1,3	6,1	0,16	7,0	0,74
2000	-9,90	-73,51	5,69	2,5	38,9	-0,4	6,1	0,14	6,1	0,45
2001	-11,96	-91,92	3,76	3,7	50,3	-0,3	6,2	0,12	6,5	0,61
2002	-10,21	-79,71	1,97	3,2	50,5	-0,2	5,9	0,13	6,3	0,63
2003	-10,22	-78,17	3,59	3,2	25,3	0,0	6,0	0,16	6,2	0,63
2004	-10,64	-82,31	2,81	3,3	29,1	0,0	6,1	0,12	6,4	0,47
2005	-12,41	-93,69	5,59	3,3	21,5	0,1	5,7	0,14	6,4	0,71
2006	-12,24	-92,56	5,36	3,7	17,2	-0,4	5,6	0,10	6,1	0,67
2007	-14,35	-108,3	6,49	3,3	41,8	-0,3	4,8	0,14	6,4	0,63
2008	-11,01	-84,36	3,72	3,4	44,9	-0,7	5,2	0,17	6,3	0,56
2009	-9,76	-73,08	5,00	5,0	17,2	-0,5	5,5	0,15	6,2	0,63
2011	-11,56	-91,09	1,39	4,7	34,6	-0,9	7,3	0,13	6,3	0,68
2012	-12,63	-97,45	3,59	4,1	26,4	-1,4	6,8	0,12	5,9	0,76
Average	-11,11	-84,77	4,09	3,4	33,4	-0,2	6,2	0,14	6,3	0,50
st.dv.	1,57	11,93	2,21	0,7	13,3	0,6	0,6	0,02	0,3	0,22
max.valu e	-8,11	-63,24	9,35	5,0	53,0	0,6	7,3	0,20	7,0	0,76
min.valu e	-14,35	-108,31	0,65	2,3	5,6	-1,4	4,8	0,10	5,7	-0,06
Intervallo di confidenza	± 0,67	± 5,10	± 0,94	± 0,3	± 5,7	± 0,3	± 0,3	± 0,01	± 0,1	± 0,09

Tab. 3: Dati estivi periodo 1990-2012. L'intervallo di confidenza è stato calcolato con un livello di fiducia al 95%.

MATRICE DI CORRELAZIONE DATI ESTIVI 1990 – 2012

	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	δD (‰)	D_excess (‰)	Air Temp. (°C)	Precipitazione (mm)	NAO Indice	Estensione banchisa (*10 ⁶ km ²)	Temp. Oceano (°C)	V p	Concentrazione ghiaccio
$\delta^{18}\text{O}$	1,00									
δD	0,98	1,00								
D_excess (‰)	-0,36	-0,19	1,00							
Temp.aria (°C)	0,03	0,03	-0,03	1,00						
Precipitazione (mm)	0,13	0,09	-0,22	-0,16	1,00					
NAO Indice	0,36	0,39	0,06	-0,38	0,31	1,00				
Estensione banchisa (*10 ⁶ km ²)	0,18	0,13	-0,33	-0,08	0,14	0,13	1,00			
Temp. Oceano (°C)	-0,40	-0,38	0,21	0,37	-0,44	-0,42	-0,38	1,00		
V p (mbar)	-0,16	-0,15	0,10	-0,23	-0,28	-0,22	-0,09	-0,08	1,00	
Concentrazione ghiaccio	0,42	0,45	0,07	-0,10	0,03	0,06	0,02	-0,50	0,41	1,00

Tab. 4: matrice di correlazione dati estivi periodo 1990-2012.

5.5. OUTPUT DEL MODELLO ECHAM5: DATI INVERNALI (DGF) 1990 – 2009

	$\delta^{18}\text{O}$ (‰) ECHAM5	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	δD (‰) ECHAM5	δD (‰)	D_excess (‰) ECHAM5	D_excess (‰)
1990	-11,7	-9,75	-85,30	-72,34	4,90	5,66
1991	-12,56	-9,25	-89,97	-65,06	10,79	8,94
1992	-14,05	-12,04	-100,65	-83,35	15,11	12,97
1993	-14,11	-11,15	-101,44	-76,53	17,54	15,55
1994	-12,31	-11,76	-87,34	-83,69	15,30	10,39
1995	-14,48	-13,79	-104,72	-102,13	5,51	8,19
1996	-11,80	-9,96	-85,78	-74,48	6,78	5,20
1997	-12,23	-13,84	-85,31	-93,97	17,45	16,75
1998	-11,73	-13,45	-81,69	-94,28	20,01	13,32
2000	-13,36	-12,54	-96,45	-82,03	12,84	18,29
2001	-10,92	-9,87	-74,90	-63,99	15,15	14,97
2002	-14,08	-10,18	-101,99	-71,52	14,40	9,92
2003	-12,09	-9,18	-86,87	-67,02	11,99	6,42
2004	-14,51	-14,71	-106,08	-106,05	12,16	11,63
2005	-14,16	-10,97	-105,70	-79,69	8,33	8,07
2006	-11,92	-8,95	-88,45	-65,55	8,01	6,05
2007	-15,00	-12,23	-110,54	-79,21	17,84	18,63
2008	-13,92	-9,28	-103,41	-66,95	9,95	7,29
2009	-12,71	-12,51	-91,97	-86,56	13,22	13,52
2011	-	-	-	-	-	-
2012	-	-	-	-	-	-
Average	-13,03	-11,34	-94,14	-79,71	12,51	11,15
st.dv.	1,22	1,82	10,03	12,56	4,41	4,35
max.value	-10,92	-8,95	-74,90	-63,39	20,01	18,63
min.value	-15,00	-14,71	-110,54	-106,05	4,90	5,20
Intervallo di conf.	$\pm 0,59$	$\pm 0,87$	$\pm 2,03$	$\pm 6,03$	$\pm 2,12$	$\pm 2,09$

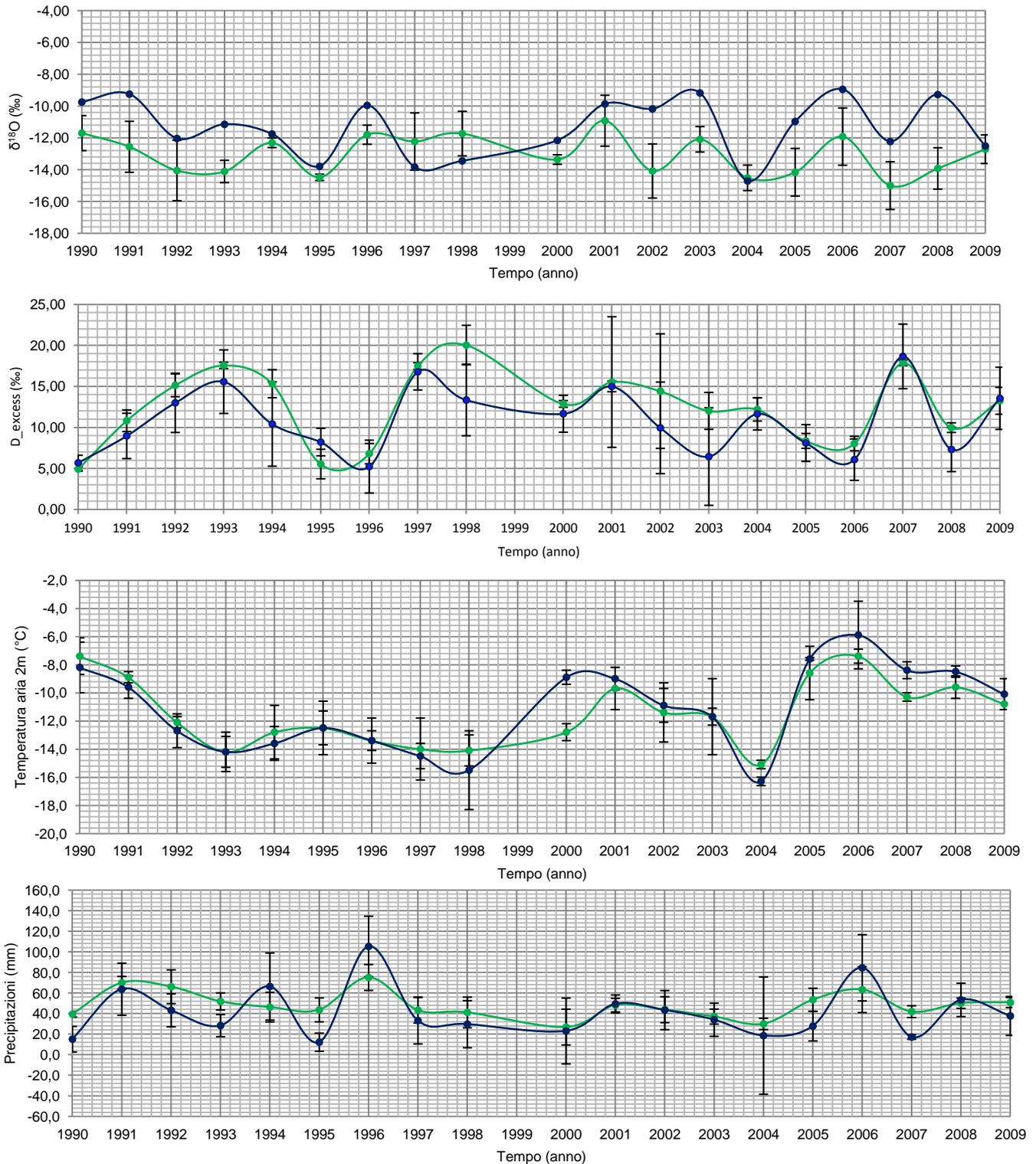
	Precip. (mm) ECHAM5	Precip. (mm)	Air Temp. (°C) ECHAM5	Air Temp. (°C)
1990	39,5	15,2	-7,4	-8,2
1991	70,0	63,8	-8,9	-9,6
1992	66,2	43,3	-12,1	-12,7
1993	51,9	28,4	-14,2	-14,2
1994	46,4	66,4	-12,8	-13,6
1995	43,7	12,3	-12,5	-12,5
1996	75,2	105,3	-13,4	-13,4
1997	43,4	33,3	-14,0	-14,5
1998	41,2	29,8	-14,1	-15,5
2000	27,0	24,7	-12,8	-9,7
2001	48,3	49,5	-9,7	-9,0
2002	43,9	43,5	-11,4	-10,9
2003	37,2	34,1	-11,7	-11,7
2004	30,1	18,7	-15,1	-16,3
2005	53,5	27,9	-8,6	-7,6
2006	63,4	84,6	-7,4	-5,9
2007	42,0	17,3	-10,3	-8,4
2008	50,2	53,4	-9,6	-8,5
2009	50,9	37,8	-10,8	-10,1
2011	-	-	-	-
2012	-	-	-	-
Average	48,6	41,5	-11,4	-11,2
st.dv.	12,7	24,5	2,4	2,9
max.value	75,2	105,3	-7,4	-5,9
min.value	27,0	12,3	-15,1	-16,3
Intervallo di conf.	$\pm 6,1$	$\pm 11,7$	$\pm 0,6$	$\pm 1,4$

Tab. 5: dati medi ECHAM5 per il periodo invernale DGF serie temporale 1990-2009.

MATRICE DI CORRELAZIONE DATI INVERNALI 1990 – 2009

	d18O	dD	D_excess	Air Temp.	Precipitation
d18O	1,00				
dD	0,99	1,00			
D_excess	-0,04	0,07	1,00		
Air Temp.	0,19	0,08	-0,49	1,00	
Precipitation	0,19	0,15	-0,24	0,29	1,00

Tab. 6: matrice di correlazione per i dati invernali periodo 1990-2009.



Graf. 1: Grafici andamento delta isotopico, eccesso di deuterio, temperatura aria a 2m di altezza, precipitazioni cumulate per il periodo invernale 1990 – 2009 confronto modello (verde) e dati reali (blu). Con le frecce rosse si indicano gli anni per i quali i valori del periodo invernale modellizzati e reali sono molto simili.

Il modello ECHAM5 ricostruisce piuttosto bene l'evoluzione dei parametri chimici e fisici studiati. La temperatura dell'aria risulta essere il parametro riprodotto al meglio, sia per quanto riguarda l'evoluzione temporale del valore, sia per quanto riguarda i valori stessi. Il modello ricostruisce un valore medio della temperatura di $-11,4 \pm 0,6$ °C mentre il valore medio per la serie considerata relativamente al parametro strumentalmente misurato è di $-11,2 \pm 1,4$ °C.

La ricostruzione della variabilità temporale delle precipitazioni in termini qualitativi (analizzando l'evoluzione) è marcatamente buona, così come il valore medio calcolato per i valori output del modello risulta essere prossimo a quello relativo ai valori calcolati: $48,6 \pm 6,1$ mm contro il $41,5 \pm 11,7$ mm. Dall'analisi dei valori massimi e minimi invece si nota come il modello non riesca a intercettare né valori elevati delle precipitazioni né estremamente bassi. Per quanto concerne la deviazione standard: quella del modello è metà rispetto a quella dei dati reali. Questo potrebbe significare che il modello risulta avere delle difficoltà nell'intercettare e ricostruire la variabilità locale delle precipitazioni legate a condizioni che si generano non solo su ampia scala ma anche su scala regionale e locale. Si ricorda infatti che durante il periodo invernale le precipitazioni sono più intermittenti.

ECHAM5 riesce a modellizzare piuttosto bene anche la composizione isotopica: i valori di $\delta^{18}\text{O}$ e di eccesso di deuterio. Il modello riesce a ricostruire con minore precisione il delta isotopico $\delta^{18}\text{O}$ rispetto all'eccesso di deuterio, e questo si può constatare anche attraverso l'analisi della deviazione standard. Il valore massimo del delta isotopico viene sovrastimato dal modello mentre lo stesso sottostima il valore minimo, e lo stesso vale per l'eccesso di deuterio. Questo potrebbe essere sempre legato all'incapacità del modello di riuscire a intercettare fattori che agiscono su scala locale determinando il frazionamento cinetico.

La matrice di correlazione svolta con i dati estrapolati dal modello mostra una relazione molto stretta tra $\delta^{18}\text{O}$ e δD , così come ci si sarebbe aspettati e una relazione piuttosto significativa tra temperatura dell'aria ed eccesso di deuterio. Con il modello non è stato possibile evidenziare la relazione tra delta isotopico e temperatura atmosferica probabilmente a causa della minore riproducibilità del delta isotopico rispetto alla temperatura atmosferica da parte del modello. Di conseguenza viene meno la relazione tra questi due parametri.

5.6. OUTPUT DEL MODELLO ECHAM5: DATI ESTIVI (GLA) 1990 – 2009

	d ¹⁸ O (‰)ECHAM5	d ¹⁸ O (‰)	dD (‰)ECHAM5	dD (‰)	D_excess (‰)ECHAM5	D_excess (‰)
1990	-7,68	-9,70	-56,61	-72,9	10,08	4,70
1991	-8,61	-13,34	-63,08	-97,37	8,67	9,35
1992	-8,93	-9,55	-66,70	-72,53	2,95	3,87
1993	-8,63	-10,94	-62,48	-85,76	2,63	1,76
1994	-9,20	-11,90	-69,28	-94,55	-0,49	0,65
1995	-8,66	-8,11	-65,25	-63,24	0,21	1,64
1996	-8,01	-10,50	-63,22	-82,29	2,90	1,71
1997	-7,73	-9,18	-56,98	-66,33	5,64	7,11
1998	-9,34	-13,16	-67,09	-99,11	5,55	6,17
2000	-9,05	-9,90	-64,09	-73,51	6,46	5,69
2001	-8,80	-11,96	-65,67	-91,92	5,19	3,76
2002	-8,29	-10,21	-63,06	-79,71	1,87	1,97
2003	-7,92	-10,22	-58,96	-78,17	4,46	3,59
2004	-8,56	-10,64	-63,26	-82,31	2,90	2,81
2005	-9,97	-12,41	-75,69	-93,69	5,50	5,59
2006	-10,13	-12,24	-77,21	-92,56	3,58	5,36
2007	-12,53	-14,35	-94,93	-108,3	5,60	6,49
2008	-12,95	-11,01	-98,99	-84,36	5,19	3,72
2009	-8,66	-9,76	-63,10	-73,08	5,33	5,00
2011	-	-	-	-	-	-
2012	-	-	-	-	-	-
Average	-9,14	-11,00	-68,19	-83,77	4,43	4,26
st.dv.	1,43	1,61	11,41	12,08	2,59	2,23
max.value	-7,68	-8,11	-56,61	-63,24	10,08	9,35
min.value	-12,95	-14,35	-98,99	-108,31	-0,49	0,65
Intervallo di conf.	±0,68	± 0,77	± 5,48	± 5,80	± 1,24	± 1,07

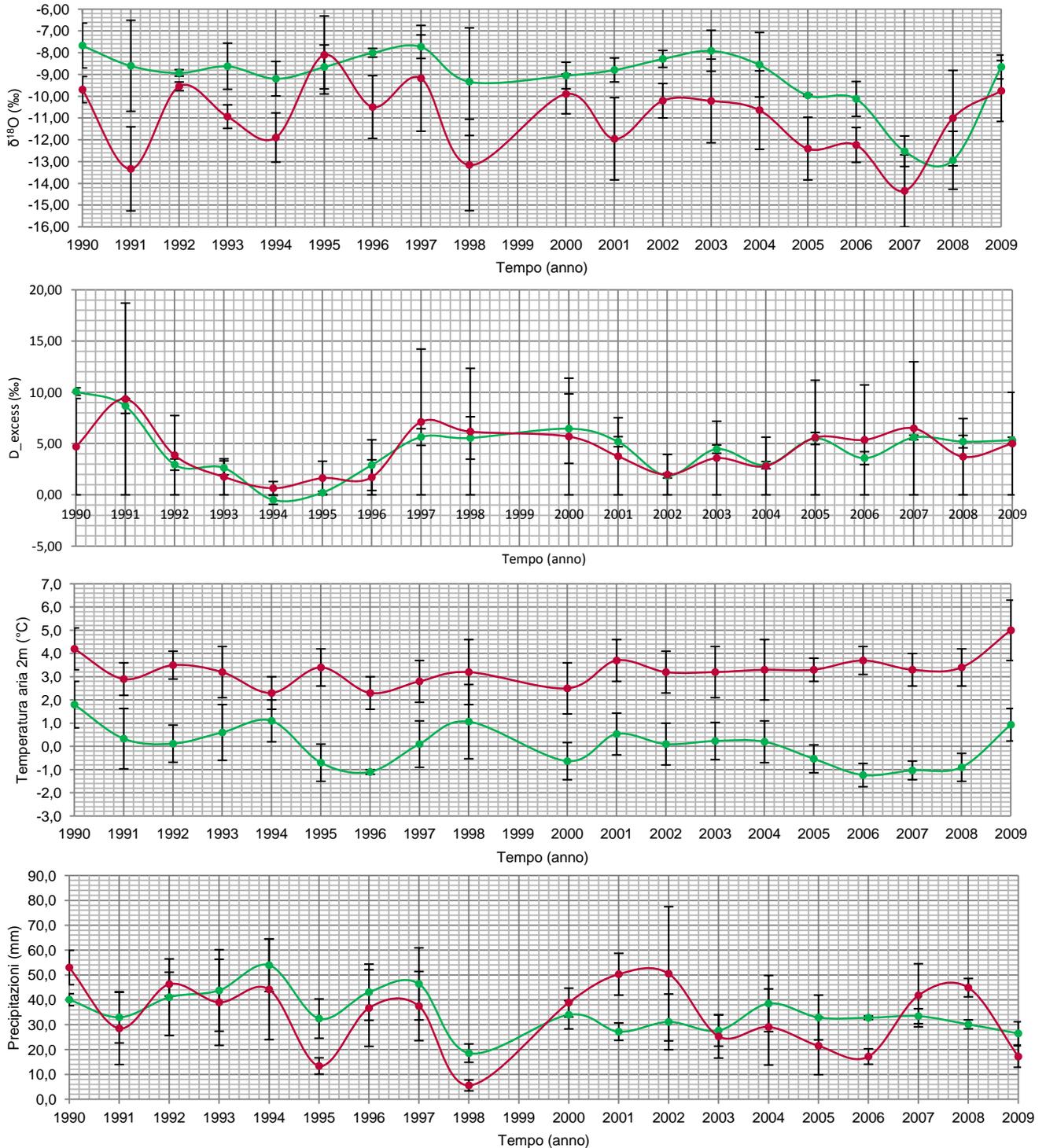
	Precip. (mm)ECHAM5	Precip. (mm)	Air Temp. (°C)ECHAM5	Air Temp. (°C)
1990	40,1	53,0	1,8	4,2
1991	33,0	28,5	0,3	2,9
1992	41,0	46,3	0,1	3,5
1993	43,8	39,0	0,6	3,2
1994	53,9	44,2	1,1	2,3
1995	32,5	13,4	-0,7	3,4
1996	43,1	36,7	-1,1	2,3
1997	46,4	37,5	0,1	2,8
1998	18,6	5,6	1,1	3,2
2000	34,0	38,9	-0,6	2,5
2001	27,2	50,3	0,5	3,7
2002	31,1	50,5	0,1	3,2
2003	27,7	25,3	0,2	3,2
2004	38,5	29,1	0,2	3,3
2005	32,9	21,5	-0,5	3,3
2006	32,8	17,2	-1,2	3,7
2007	33,4	41,8	-1,0	3,3
2008	30,1	44,9	-0,9	3,4
2009	26,5	17,2	0,9	5,0
2011	-	-	-	-
2012	-	-	-	-
Average	35,1	33,7	0,1	3,3
st.dv.	8,2	13,9	0,9	0,6
max.value	53,9	53,0	1,8	5,0
min.value	18,6	5,6	-1,2	2,3
Intervallo di conf.	± 3,9	± 6,7	± 0,4	± 0,3

Tab. 7: dati medi ECHAM5 per il periodo estivo GLA serie temporale 1990-2009.

MATRICE DI CORRELAZIONE DATI ESTIVI 1990 – 2009

	d18O	dD	D_excess	Air Temp.	Precipitation
d18O	1,00				
dD	0,99	1,00			
D_excess	-0,03	0,03	1,00		
Air Temp.	0,50	0,56	0,22	1,00	
Precipitation	0,23	0,19	-0,32	0,07	1,00

Tab. 7: matrice di correlazione per i dati invernali periodo 1990-2009.

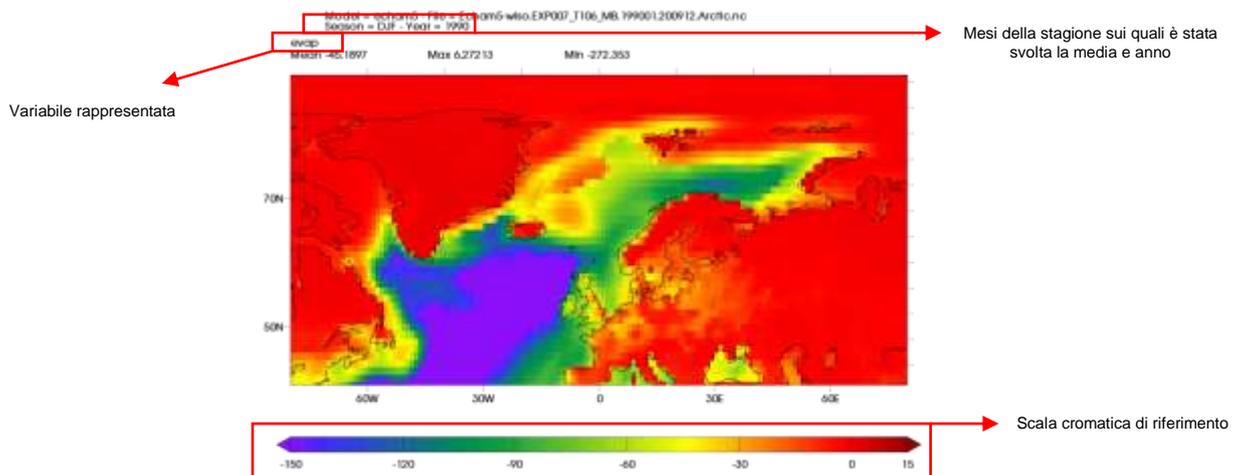


Graf.2. Grafici andamento delta isotopico, eccesso di deuterio, temperatura aria a 2m di altezza, precipitazioni cumulate per il periodo estivo (GLA) 1990 – 2009 confronto modello (verde) e dati reali (blu).

A differenza dell'inverno, il periodo estivo sembra essere più difficilmente riprodotto nella sua variabilità temporale. Eccetto per l'eccesso di deuterio e le precipitazioni, per gli altri parametri sembra essere evidente la difficoltà del modello a descrivere l'evoluzione delle variabili. Mentre per il periodo invernale ECHAM5 era riuscito a riflettere in modo piuttosto preciso la variazione della temperatura dell'aria, in questo secondo caso invece il distacco nel valore rispetto a quello vero è molto evidente. La media della temperatura registrata è di $3,3 \pm 0,3^{\circ}\text{C}$ contro $0,1 \pm 0,4^{\circ}\text{C}$ riprodotta dal modello. Questa difficoltà del modello a riprodurre le variazioni di temperatura potrebbe essere legato a variazioni locali delle masse d'aria, che come si è visto sono sempre più influenzate, soprattutto durante il periodo estivo, dalle variazioni nell'estensione della banchisa ma, si vedrà, anche di possibili moti convettivi che si generano su più piccola scala e in numero maggiore. Inoltre durante l'estate potrebbero giocare un ruolo importante e concomitante anche le dinamiche atmosferiche che coinvolgono sistemi di circolazione a più ampia scala geografica (Oscillazione del Pacifico settentrionale – Dipolo Artico). Anche per quanto riguarda il delta isotopico, i valori modellizzati da ECHAM5 non mostrano grande variabilità, come accade invece per i dati realmente misurati. Dalla matrice di correlazione (significatività dei coefficienti è maggiore o uguale all'85%), si evince una relazione di dipendenza lineare tra il delta isotopico e la temperatura atmosferica, riprodotti dal modello. La relazione temperatura e delta isotopico non è stata assolutamente rilevata facendo l'analisi di correlazione tra i valori realmente misurati durante il periodo caldo.

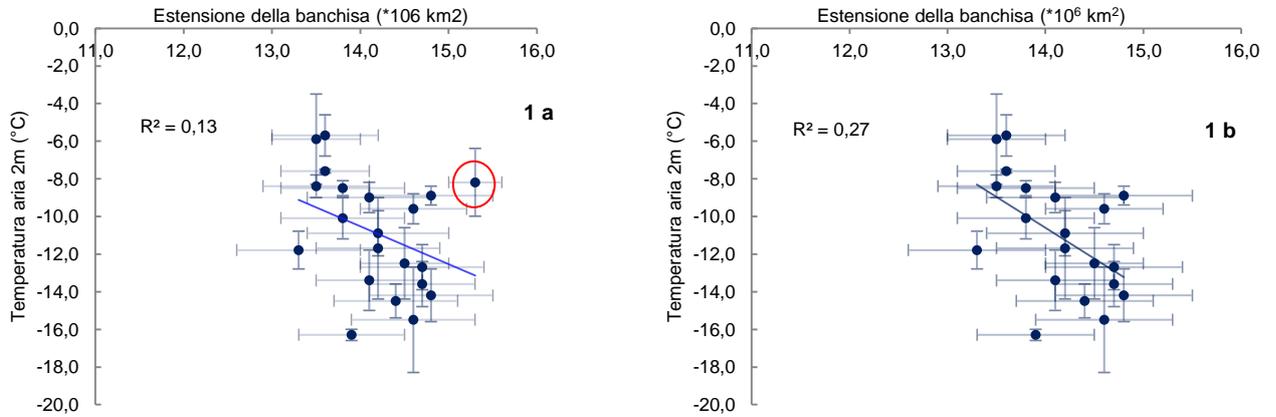
Di seguito verranno riportati alcuni esempi di output grafici del modello, che sono stati sviluppati appositamente, sovrapponendo le variabili di interesse, per poter dare rilievo teorico alle osservazioni e all'analisi che verrà svolta sui dati GNIP. Un grafico di un output ECHAM5 è organizzato in modo tale da fornire (in alto parte centrale nell'esempio riportato in fondo alla pagina) il nome del file di classificazione, la stagione con i mesi che sono stati usati per fare la media, posti subito sotto e sempre centralmente in alto. Quindi ciò che viene proiettato è una situazione media dei mesi scelti per rappresentare il periodo di indagine. Le coordinate sono leggibili sui due assi di riferimento (ordinate e ascisse). In alto a sinistra, al di sopra dell'immagine, è individuata una delle due variabili. Nel caso in cui le variabili siano due (esempio pagina successiva), una verrà indicata nella stessa riga in cui si indica la stagione come "overlay", e graficamente viene individuata da isolinee bianche. La scelta della scala di rappresentazione delle variabili è legata al compromesso della capacità rappresentativa dal modello stesso e gli obiettivi dell'indagine. Il ruolo che ECHAM5 ha avuto per questa tesi, oltre a testare in modo semplificato la capacità previsionale confrontando i suoi output numerici con i dati reali, è quello di servirsi del lavoro grafico per verificare fenomeni come: centri di evaporazione privilegiati rispetto ad altri, plum di calore a livello oceanico,...

EVAPORAZIONE

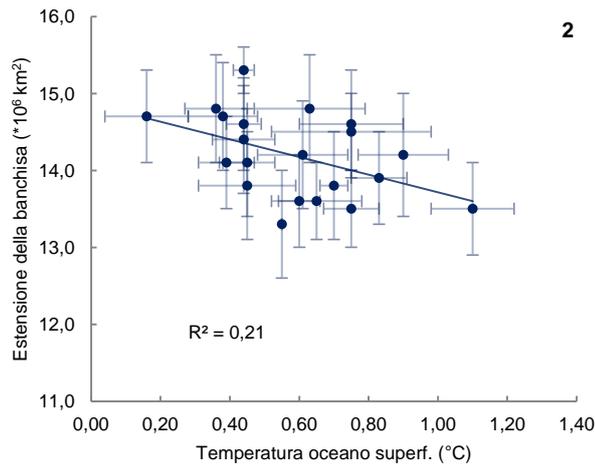


5.7. ANALISI DI CORRELAZIONE TRA PARAMTRI AMBIENTALI: INVERNO (DGF) 1990 – 2012

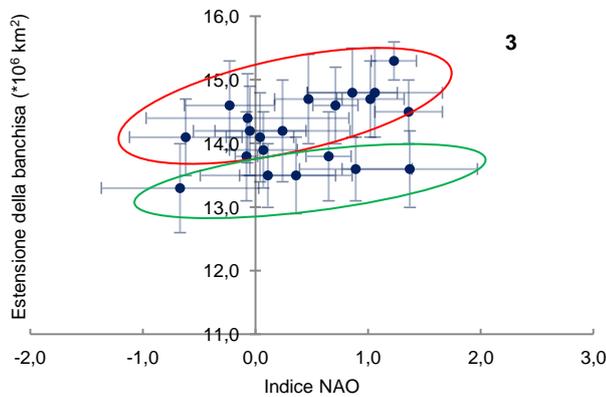
TEMPERATURA ARIA

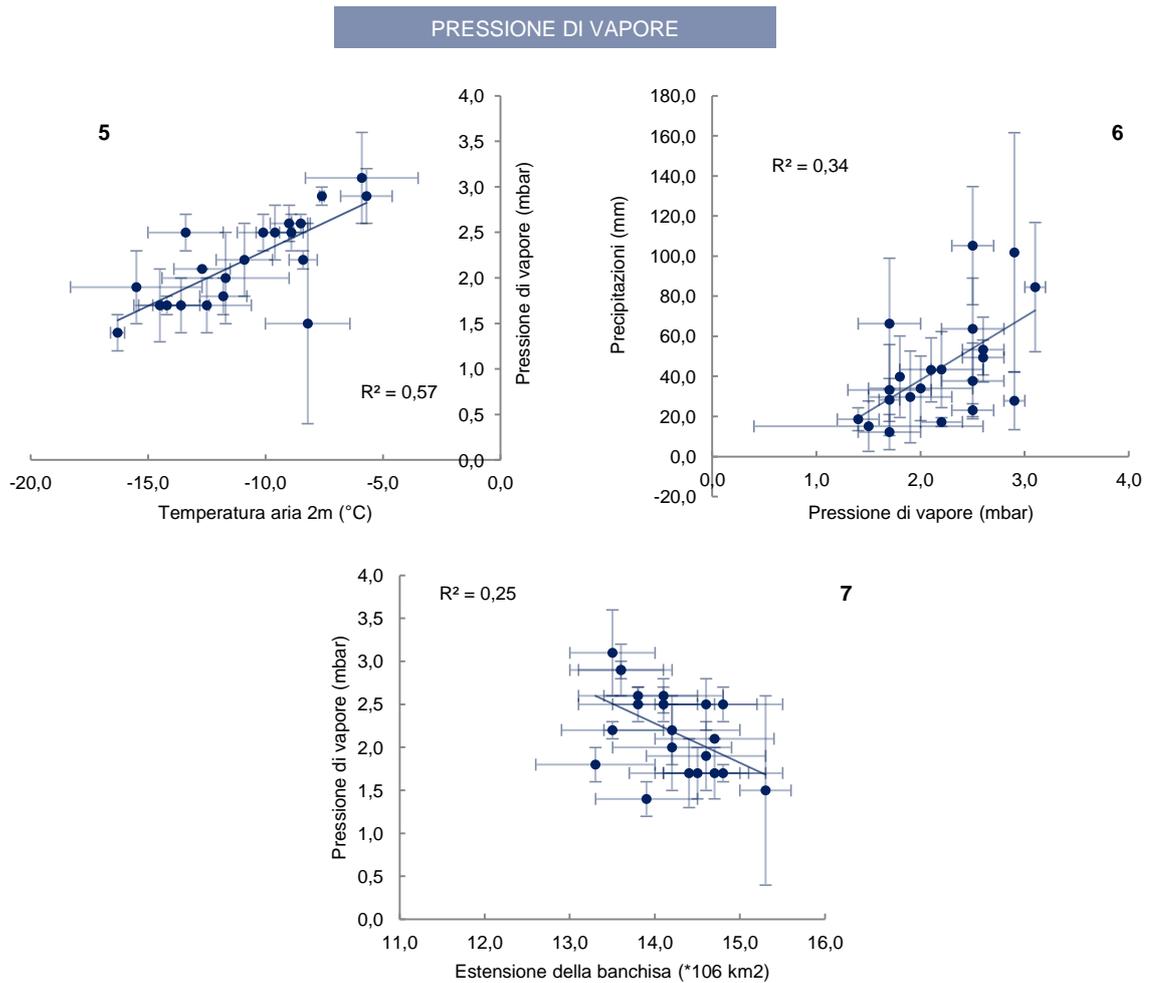


ANOMALIE TERMICHE DELL'OCEANO



INDICE NAO





Graf. 3: Relazioni temperatura aria a 2m dal suolo – anomalie termiche dell’oceano, precipitazioni – anomalie termiche oceaniche, estensione della banchisa – anomalie termiche oceaniche – estensione banchisa, indice NAO – temperatura dell’aria a 2m del suolo 1990 – 2012.

In questa prima parte dedicata all' analisi dei dati, ci si concentra sulla comprensione delle relazioni tra le variabili ambientali. Questo permette di capire in che modo si relazionano tra di loro questi parametri, comprendere in parte le complesse dinamiche di un sistema climatico molto articolato come quello artico, e come possono potenzialmente influenzare anche la composizione isotopica delle precipitazioni.

L'estensione della banchisa ad esempio subisce delle modificazioni sia stagionali (ritiro ed espansione), ma anche interannuali come risposta a fattori ambientali (precipitazioni, variazioni termiche dell'oceano, variazioni termiche atmosferiche e climatiche). A sua volta però l'estensione della banchisa, essendo componente del sistema climatico influenza fattori ambientali come la temperatura atmosferica.

- ESTENSIONE BANCHISA – TEMPERATURA ARIA :** Il Graf. 3 a e b mostra una relazione tra la temperatura atmosferica registrata a 2 m di altezza e l'estensione media della banchisa artica durante il periodo invernale. La correlazione ($r = -0,37$) è importante e la relazione è di proporzionalità inversa: ad un aumento della superficie ghiacciata diminuirebbe di conseguenza la **temperatura atmosferica**. Il periodo invernale, quello più sensibile, sarebbe quindi sensibilmente influenzato dal punto di vista delle temperature dalla estensione della banchisa e dalla disponibilità di superfici con elevato albedo. Durante l'inverno la variabilità della temperatura è molto maggiore che durante l'estate per cui altri fattori entrano in

gioco nel determinare la variabilità di questo fattore, ma si potrebbe assecondare come importante questa prima variabile. La banchisa gioca un ruolo importante nel sistema climatico artico, soprattutto durante il periodo con scarsa insolazione impedendo alla superficie oceanica di rilasciare calore dalla superficie. La relazione tra temperatura atmosferica ed estensione della banchisa è molto complessa poiché non esiste una unica direzione nella relazione tra i due fattori, ovvero non è necessariamente vero che è la temperatura dell'aria ad assumere il valore di variabile dipendente. L'estensione, lo spessore, la concentrazione e il movimento delle masse di ghiaccio artico sono a loro volta legate alla temperatura dell'aria influenzata a sua dall'incremento di gas ad effetto serra oltre che dai sistemi di circolazione atmosferica. La lettura e l'interpretazione dell'evoluzione nell'estensione della banchisa non è solo un sensibile indicatore della variabilità climatica, ma è anche in grado di regolare, con dei meccanismi a feedback altre componenti del sistema climatico. Simultaneamente al declino del ghiaccio artico, la temperatura dell'aria misurata in tutte le stazioni localizzate oltre i 60°N a 2m di altezza è aumentata, mostrando un trend di incremento soprattutto nelle aree costiere e negli arcipelaghi. La diminuzione dell'estensione della banchisa sull'atmosfera può avere sia effetti locali che su più ampia scala spaziale, influenzando anche zone apparentemente lontane e che sono sempre state scoperte da ghiaccio. Su scala locale gli effetti sono soprattutto legati a fenomeni di incremento del flusso turbolento e trasferimento di calore sensibile e latente dall'oceano all'atmosfera incrementando la formazione di una copertura nuvolosa (*Timo Vihma 2014*). Su scala emisferica si sta cercando di comprendere che tipo di effetti potrebbe avere una variazione negativa nell'estensione della banchisa artica anche sul clima alle medie latitudini.

Se l'aumentare della temperatura atmosferica induce una riduzione del ghiaccio artico, aumenta la disponibilità di volume d'acqua in grado di assorbire calore sensibile e latente. La capacità termica di un volume d'acqua è 3600 volte quello dell'aria, per cui sarà molto più importante la variazione di temperatura in atmosfera soprattutto durante l'inverno quando il flusso di calore dall'oceano è notevole. L'aumento di superficie libera da ghiaccio aumenta la disponibilità di superficie dall'alta capacità assorbente: viene diminuito in modo importante l'effetto albedo generato dalla superficie ghiacciata e/o innevata e aumenta la potenzialità degli oceani di accumulare calore rilasciandolo poi ai bassi livelli della troposfera.

Il sistema climatico potrebbe rispondere anche su ampia scala temporale alla perdita di superficie riflettente. Questa perdita potrebbe favorire un'intrusione delle acque calde del Nord Atlantico e del Nord Pacifico in aree prima coperte da banchisa, portando ad uno scambio termico con l'atmosfera, alla generazione di un flusso turbolento e radiativo alla superficie e ad una variazione locale dei pattern di circolazione atmosferica con alterazione delle sorgenti di vapore acqueo. La perdita di banchisa è anche legata in parte ai venti che possono indurre una perdita notevole di masse di ghiaccio anche dalle coste, rendendole in tal modo più vulnerabili e sensibili alla regolazione termica da parte dell'oceano.

Nel Graf. 1b è stato eliminato un output e che si riferisce all'anno 1990. Durante questo inverno venne registrato, nel mese di gennaio una temperatura nella regione dell'Oceano artico orientale, superiore al normale benché l'estensione della banchisa era piuttosto importante. Questa non correlazione è legata a un pattern di circolazione atmosferica che portò nel dicembre 1989 a temperature al di sotto del normale (NAO negativa) mentre nel gennaio 1990 a temperature al di sopra del normale (NAO positiva). I valori registrati nei due mesi dell'indice NAO erano estremamente negativi ed estremamente positivi.

- **ESTENSIONE BANCHISA – OSCILLAZIONE DEL NORD ATLANTICO:** Un altro fattore importante gioca un ruolo nell'influenzare variazioni dell'estensione della banchisa: l'**Oscillazione del Nord Atlantico**. La complessità dei fenomeni in gioco e dei fattori che effettivamente influenzano il sistema climatico e la

variazione delle sue componenti rendono comunque difficile una corretta comprensione delle problematiche. Il Graf. 3 - 4 mostra che l'estensione della banchisa è proporzionalmente legata alla variabilità di questo indice e dal grafico si sono potuti mettere in evidenza due gruppi di dati. Probabilmente gli anni nei due gruppi rispondo in modo simile tra loro non solo all'indice NAO ma anche ad altri fattori che ne accomunano l'appartenenza a due gruppi distinti.

Rogers et al., 2001 hanno evidenziato una corrispondenza tra fasi positive dell'indice NAO e una riduzione dell'estensione della banchisa nel Mare di Barents a cui si associano precipitazioni anormalmente intense sulle Svalbard. Si consideri ad esempio la situazione della banchisa nei periodi centrali e finali dell'inverno del 2012 (Fig. 29):

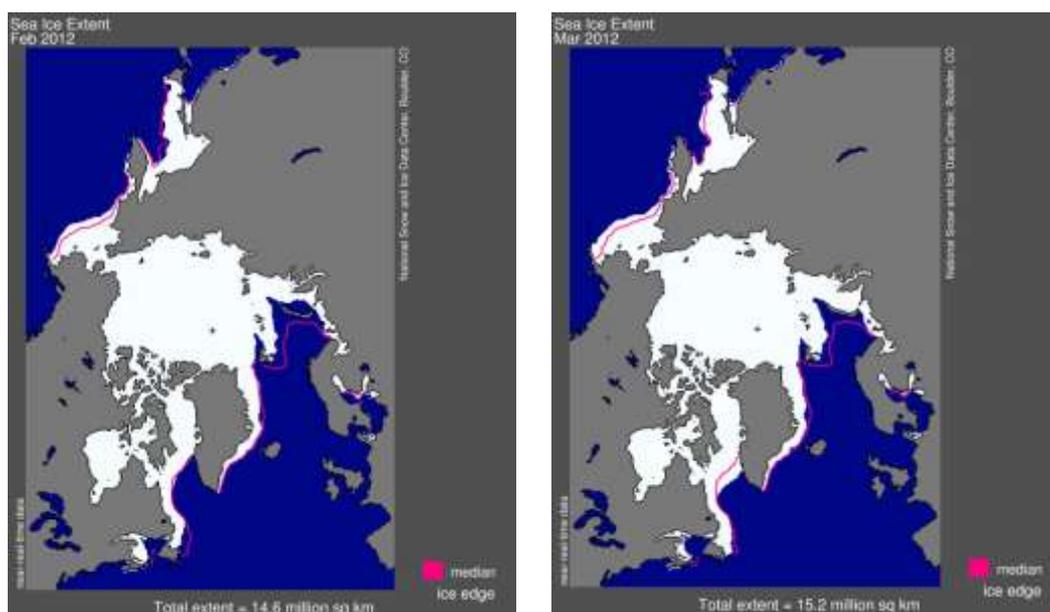


Fig. 29: Estensione della banchisa Artica nel febbraio e marzo 2012. Fonte(http://nsidc.org/data/seaice_index/archives/image_select.html).

Le immagini del National Snow and Ice data Center (http://nsidc.org/data/seaice_index/archives/image_select.html) relative al periodo invernale 2012 mostrano una riduzione dell'estensione della banchisa proprio nel Mare di Barents, in un inverno dominato da un indice NAO positivo e da precipitazioni, alle Svalbard, tra le più importanti in quanto ad entità. In quello stesso inverno si registrano le temperature più alte di tutta la serie. Questo è dovuto al fatto che sull'Atlantico centrale si instaurano temperature più alte e un trasporto significativo del calore verso nord. Sul Mar di Groenlandia e Mare di Barents si instaura una situazione di intensa bassa pressione, il che può spiegare l'importante intensità dei fenomeni piovosi registrati in quell'inverno.

Durante la fase positiva della NAO si ha l'instaurarsi di un intenso dipolo ovvero differenza tra la pressione oceanica tra il Labrador e le Azzorre. La conseguenza che si viene determina è tempo stabile e temperature molto basse sulla Siberia e l'America Nord orientale e temperature sopra la media e intense precipitazioni sopra l'Oceano Artico e le Svalbard e il Labrador (Groenladia meridionale compresa). Durante le fasi positive della NAO il centro di bassa pressione sull'Islanda si intensifica e correnti più calde raggiungono il Mare di Barents e quindi anche le Svalbard, e riescono a ridurre l'importanza, in quanto a intensità, delle correnti fredde che giungono da nord. Si assiste ad un ritiro della banchisa verso nord. Il problema che oggi ci si pone è comprendere quanto l'evoluzione dell'estensione della banchisa artica può influenzare

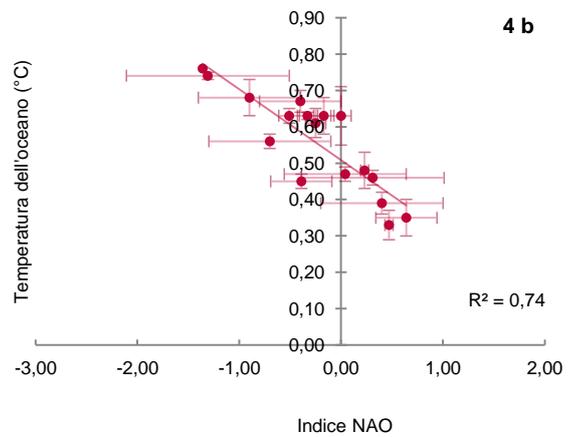
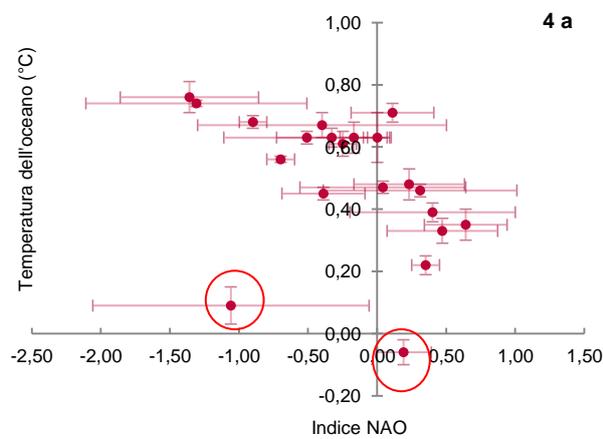
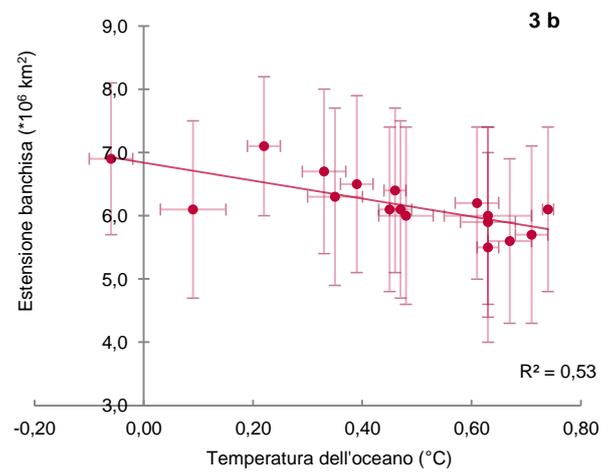
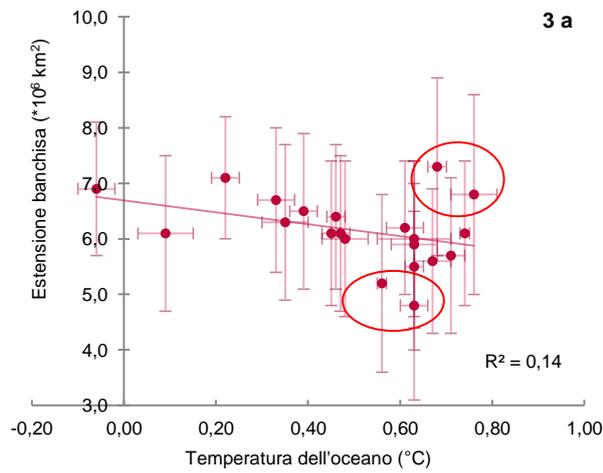
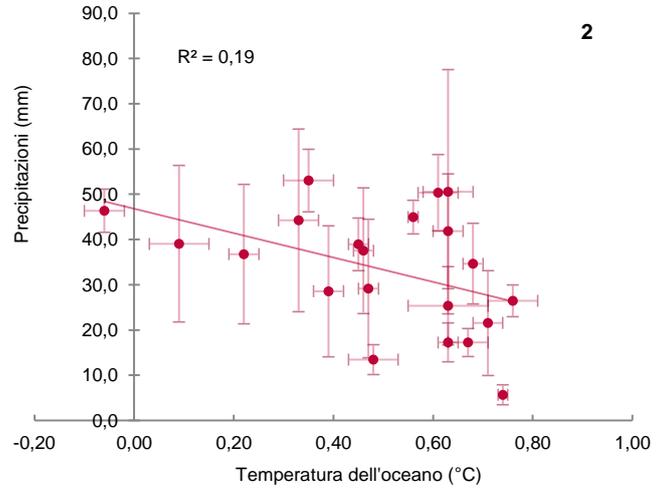
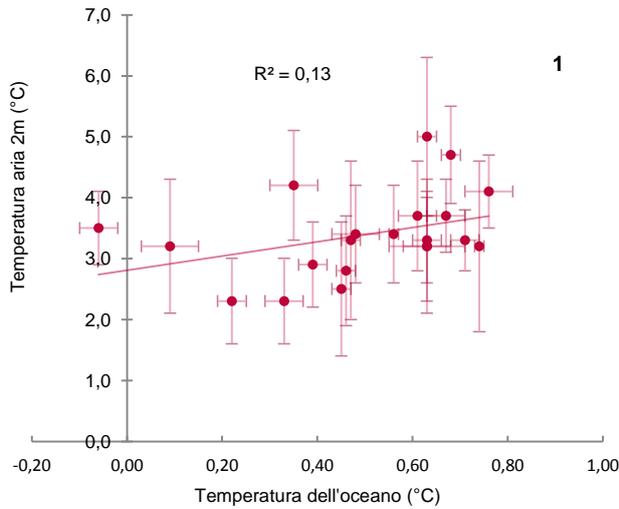
l'instaurarsi di fasi positive e/o negative dell'Indice NAO. Poiché l'Oscillazione del nord atlantico influenza su larga scala gran parte dell'emisfero settentrionale, queste variazioni potrebbero influenzare attraverso queste fasi climatiche anche il clima alle medie latitudini.

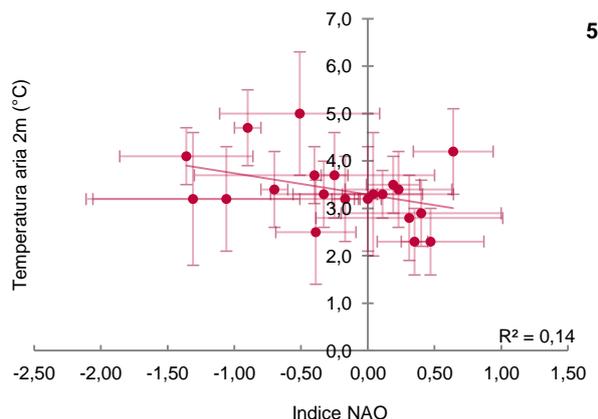
- **ESTENSIONE BANCHISA – TEMPERATURE DELL'OCEANO:** L'estensione della banchisa risente inoltre della temperatura superficiale dell'oceano (coefficiente $r = 0,3$): anche questa relazione è inversamente proporzionale. All'aumentare della positività delle anomalie termiche diminuisce l'estensione della banchisa (relazione Graf. 3 - 2). La gran parte dell'energia cinetica trasferita dalle correnti oceaniche deriva dalla corrente del golfo e quindi da un serbatoio di calore che è l'Oceano Atlantico centrale.

- **ESTENSIONE BANCHISA – TEMPERATURA ARIA – PRECIPITAZIONI:** Un'altra importante relazione è quella che lega la pressione di vapore con parametri come temperatura dell'aria, precipitazioni ed estensione della banchisa. Nel Cap. 3 Par. 3.3. è stata descritta la relazione che queste variabili del sistema climatico hanno con la pressione di vapore: è importante studiare questo parametro fisico perché è strettamente relazionato con la composizione isotopica delle precipitazioni e con l'eccesso di deuterio, fondamentale per comprendere il ruolo di fenomeni fisici che influenzano l'evaporazione alla sorgente e fenomeni di non equilibrio che interessano le masse d'aria durante il trasporto fino al sito di precipitazione (si veda Cap. 3 Par. 3.3.). Dal Graf. 5 si evidenzia la relazione di dipendenza lineare tra la temperatura dell'aria e la pressione di vapore misurata. Facendo un confronto con la Fig. 18A (proposto al Cap. 3 Par. 3.3.) si rileva come effettivamente per temperature comprese tra -20 e 0 °C, i valori di pressione di vapore sono compresi tra poco più di 0 e meno di 5 mbar. La correlazione tra i due fattori è stata evidenziata solo per il periodo invernale. Una relazione importante esiste tra i valori di pressione atmosferica durante il periodo invernale e le relative precipitazioni cumulate. All'aumentare della pressione di vapore si assiste anche ad un relativo aumento della temperatura e quindi anche delle precipitazioni: questo è probabilmente da attribuire ad un aumento della capacità dell'atmosfera a contenere una maggior quantità di vapore acqueo con l'incremento della temperatura (a sua volta legato alla pressione di vapore). Anche tra pressione di vapore e estensione della banchisa esiste una relazione, ma è un rapporto inversamente proporzionale: all'aumentare dell'estensione della banchisa diminuisce la pressione di vapore: questo potrebbe essere attribuito all'effetto diminuzione della temperatura indotta dall'effetto albedo e assenza di scambio termico oceano – atmosfera, generato dalla copertura con ghiaccio marino. Una diminuzione di temperatura atmosferica induce una riduzione della capacità atmosferica di contenere vapore acqueo in un'unità di volume.

Da queste relazioni di dipendenza tra fattori pressione di vapore, temperatura dell'aria, estensione della banchisa, precipitazioni cumulate, indice NAO,..., si può comprendere come, durante il periodo invernale il fattore estensione banchisa artica potrebbe giocare un ruolo fondamentale nell'influenzare la temperatura atmosferica, la circolazione atmosferica locale e la variazione delle sorgenti di vapore acqueo.

5.8. ANALISI DI CORRELAZIONE TRA PARAMETRI AMBIENTALI: ESTATE (GLA) 1990 – 2012





Graf.4 : Relazioni temperatura aria a 2m dal suolo – temperatura dell’oceano, precipitazioni – temperature dell’oceano, estensione della banchisa – temperature dell’oceano – estensione banchisa, indice NAO – temperatura dell’aria a 2m del suolo, indice NAO – temperatura dell’oceano periodo estivo 1990 – 2012.

In estate la comprensione dei fattori che influenzano il sistema climatico, dalle relazioni messe in risalto nei grafici riportati in alto, sembrerebbe da attribuirsi soprattutto alla disponibilità di energia termica dell’Oceano (anomalie termiche oceaniche), che influenzano anche l’estensione della banchisa e l’entità delle precipitazioni.

- **TEMPERATURA DELL’ARIA – TEMPERATURA DELL’OCEANO:** essendo la capacità termica dell’oceano molto superiore a quella dell’atmosfera, l’oceano è da considerarsi come un potente serbatoio di energia termica nel trasferimento di calore latente e sensibile all’atmosfera. Durante il periodo estivo l’insolazione è logicamente maggiore, e di conseguenza l’oceano anche alle latitudini maggiori è in grado di assorbire maggiore energia, che si convertirà in un massimo di energia termica al termine dell’estate (settembre). La banchisa durante l’estate si riduce come risposta anche a variazioni stagionali per cui si riduce l’importanza dell’effetto albedo nel determinare la temperatura atmosferica.
- **ESTENSIONE BANCHISA – TEMPERATURA DELL’OCEANO:** anche in questo caso, come durante l’inverno l’estensione della banchisa risponde a variazioni del budget energetico accumulato dall’oceano. Anomalie termiche positive (incremento della disponibilità di energia termica dell’oceano) indurrebbero una riduzione della banchisa. Ma le anomalie termiche oceaniche sono anche legate alle variazioni nello stato termico dell’atmosfera e barico alla superficie oceanica (indice NAO). I coefficienti di correlazione indicano che all’aumentare della positività dell’indice NAO diminuisce (durante l’estate) la temperatura dell’aria a 2m di altezza. Durante il periodo estivo all’aumentare della negatività dell’indice NAO si registrerebbe un aumento della temperatura. Come esempio si riporta una situazione estrema relativa all’estate 2012, in cui si registrò, tra gli altri la più bassa estensione della banchisa della serie storica 1979 – 2014.

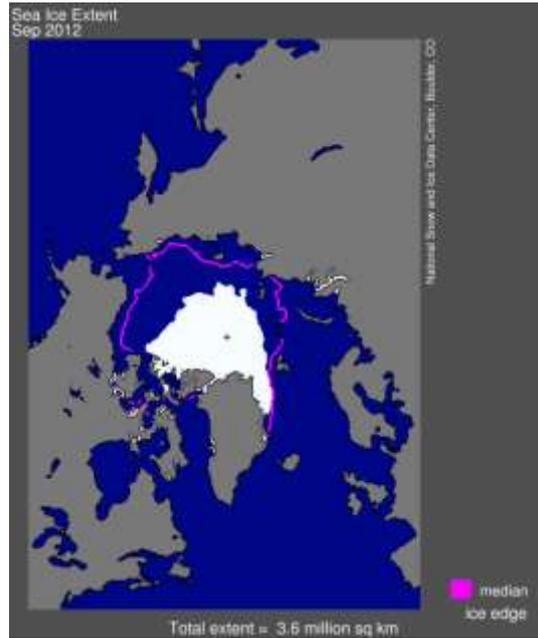


Fig. 30: estensione banchisa settembre 2012 (http://nsidc.org/data/seaice_index/archives/image_select.html).

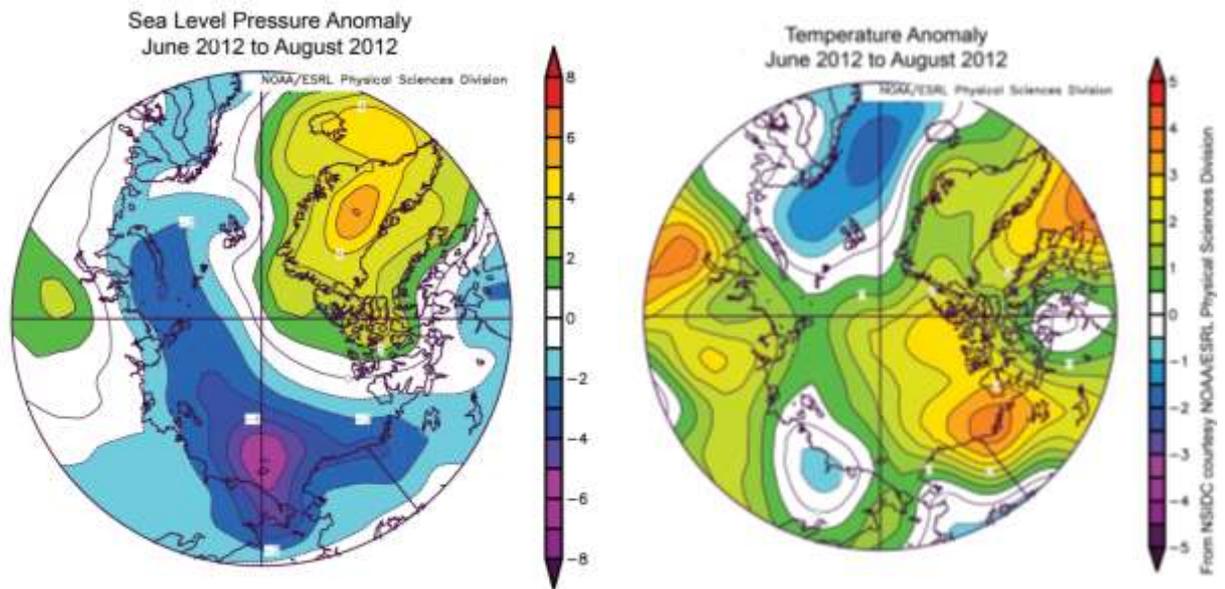


Fig. 31 : andamento sea level pressure periodo (nsidc.org).

Nell'estate di quell'anno si instaurò un sistema di alta pressione sulla Groenlandia e sull'Islanda e sopra la Siberia e un sistema di bassa pressione sopra il Nord Europa. Le temperature che si registrarono furono al disopra della media di 1 – 3° C. La fusione del ghiaccio iniziò nel Mare di Barents e Kara da due a tre settimane prima portando ad una importante perdita durante tutto il periodo estivo. Questa estate però non risponde linearmente alla relazione: è stata considerata tra i 4 outlier assieme all'estate 2007, 2008, 2011 e 2012. Questo probabilmente si potrebbe associare all'effetto di distruzione della banchisa e quindi sua riduzione causata dagli intensi e violenti venti che si generarono a causa dell'instaurarsi di intensi dipoli di pressione in artico. Come esempio si riportano

di seguito alcune immagini che raffigurano l'intensità dei venti e la loro direzioni in alcune delle estati i cui valori sono stati considerati come outlayer.

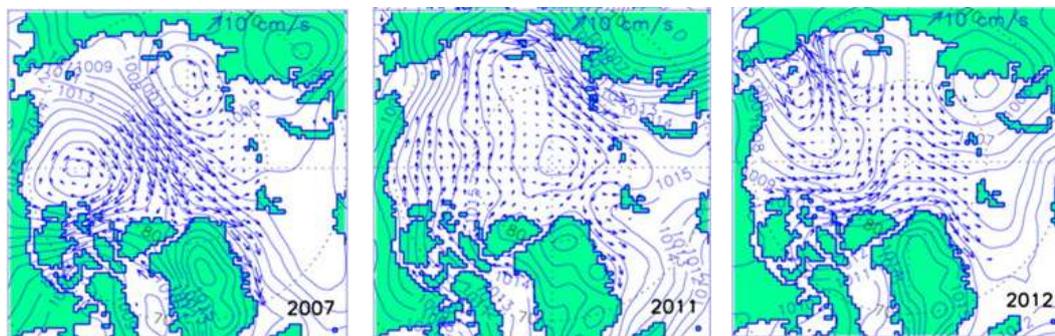


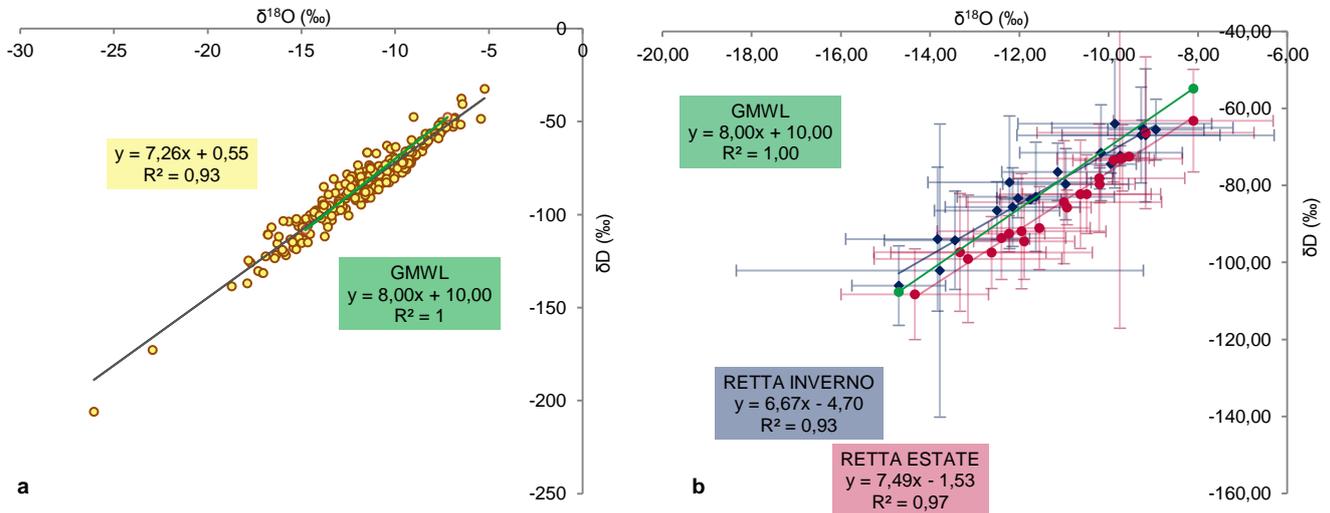
Fig. 32: andamento direzione e intensità prevalente dei venti nelle estati 2007, 2011 e 2012 (Fonte:A. Proshutinsky et al., 2011).

Come si evincerà dalla trattazione teorica dei dati nel capitolo 5, ad esempio durante l'estate 2012 si ebbe non solo un aumento delle temperature ma anche un intenso e anomalo ciclone sopra tutta l'area artica che condusse al disfacimento di buona parte della banchisa. Da tali esempi si comprende come l'estensione della banchisa non venga influenzata solamente da fattori come il contenuto di energia termica nell'oceano ma anche da eventi climatici e meteorologici di forte intensità.

- **TEMPERATURA DELL'OCEANO – PRECIPITAZIONI:** la relazione di proporzionalità inversa tra temperatura dell'oceano e precipitazioni è di difficile comprensione. Una spiegazione potrebbe essere legata al fatto che in realtà l'energia termica che l'oceano accumula durante il periodo estivo ha i suoi reali effetti, nello sviluppo delle precipitazioni, nella tarda estate, autunno e inverno a causa dell'inerzia termica.
- **TEMPERATURA DELL'OCEANO – NAO – TEMPERATURA DELL'ARIA:** nel Graf. 3 - 2 a viene riportata la relazione grafica tra tutti i valori. Accanto, il Graf. 3 - 2 b invece rappresenta la stessa relazione senza però considerare i due valori outlayer visibilmente presenti e cerchiati in rosso. Come gran parte degli outlayer è probabile che anche in questo caso la temperatura dell'oceano registrata in quelle estati non fosse strettamente legata in modo preponderante a variazioni della circolazione atmosferica ma anche a meccanismi di circolazione oceanica ad esempio, o ad altri fattori non comprensibili attraverso questa semplice analisi. Come si è affermato nel Cap. 2 Par. 2.2. quando l'indice NAO è tendenzialmente negativo la temperatura oceanica e atmosferica aumentano verso le più alte latitudini anche in risposta ad una riduzione della banchisa. L'opposto avviene durante il periodo con indice NAO positivo. La stessa relazione viene individuata plottando i dati relativi alla temperatura dell'aria e l'indice NAO.

5.9. ANALISI DELLE RELAZIONI ISOTOPICHE ANNUALI 1990 – 2012

Prima di fare l'analisi della composizione isotopica per l'inverno e l'estate e capire la risposta in termini di composizione isotopica a cambiamenti del sistema climatico, è necessario fare una analisi della variazione isotopica su scala annuale.



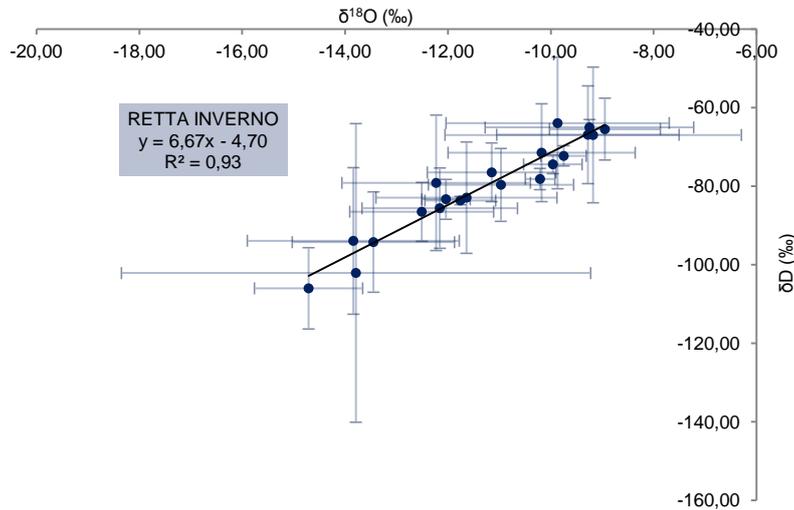
Graf.5 : Relazione $\delta^{18}\text{O}$ – δD con **a)** valori di tutti e 12 i mesi del periodo 1990 -2012 e **b)** con i valori medi per la stagione invernale ed estiva. Tutti confrontati con la GMWL.

Questi grafici sono il cuore dell'analisi della composizione isotopica nella serie storica 1990 – 2012. Nel primo grafico a sinistra viene rappresentata la relazione grafica e matematica tra tutti i dati nei 12 anni di analisi (no dati dicembre 1996, maggio 1997, febbraio, aprile, giugno, luglio, agosto 2010, maggio 2002, aprile 2007 essendo dati mancanti). La relazione è molto forte ($r^2 = 0,93$). Rispetto all'equazione della Global Meteoric Water Line l'eccesso di deuterio è molto più basso. Questo significa che esistono fenomeni di frazionamento cinetico molto importanti: questo può essere legato ad eventi come tempeste, intensità del vento importanti alla superficie dell'oceano durante la fase di evaporazione, moti turbolenti, mesoclamamento delle masse d'aria, rievaporazione durante la caduta delle goccioline d'acqua o subito al di sotto della base della nube. Dal grafico si notano 2 punti che dovrebbero essere considerati come outlayer, poiché valori troppo diversi dalla media, ma non sono stati eliminati perché la loro assenza non altererebbe né l'equazione della retta né la relazione tra i due parametri. Le probabilità sono che derivino da una analisi errata, da processi che hanno alterato in situ la composizione dei campioni o da eventi straordinari che hanno portato ad un impoverimento estremo della massa di vapore. Tra le cause si potrebbero includere la provenienza della massa d'aria da lontano (maggiore distanza maggiore distillazione e quindi frazionamento), eventi di mescolamento con masse d'aria di diversa origine e composizione isotopica, o infine temperature di condensazione molto molto basse (dato che corrisponde a febbraio 1995 in cui sono stati registrati $-14,3^\circ\text{C}$ e la precipitazione si presentava sotto forma di neve).

Nel Graf. 5 a invece viene riportata la relazione grafica e matematica dei valori di composizione isotopica ponderati per le precipitazioni, durante il periodo invernale e durante il periodo estivo. Si può notare che i valori di composizione isotopica del periodo caldo giacciono al di sotto della retta meteorica globale, mentre i valori del periodo invernale ella retta che ne rappresenta la relazione lineare giacciono al di sopra della linea. Questo

potrebbe significare che le precipitazioni hanno origini diverse in quanto la distribuzione dei punti lungo una linea è influenzata dai processi di frazionamento cinetico e all'equilibrio che governano i processi di "distillazione" delle masse d'aria e di formazione delle stesse al di sopra della sorgente oceanica.

5.10. ANALISI DI CORRELAZIONE TRA COMPOSIZIONE ISOTOPICA E PARAMETRI AMBIENTALI: INVERNO (DGF) 1990 – 2012



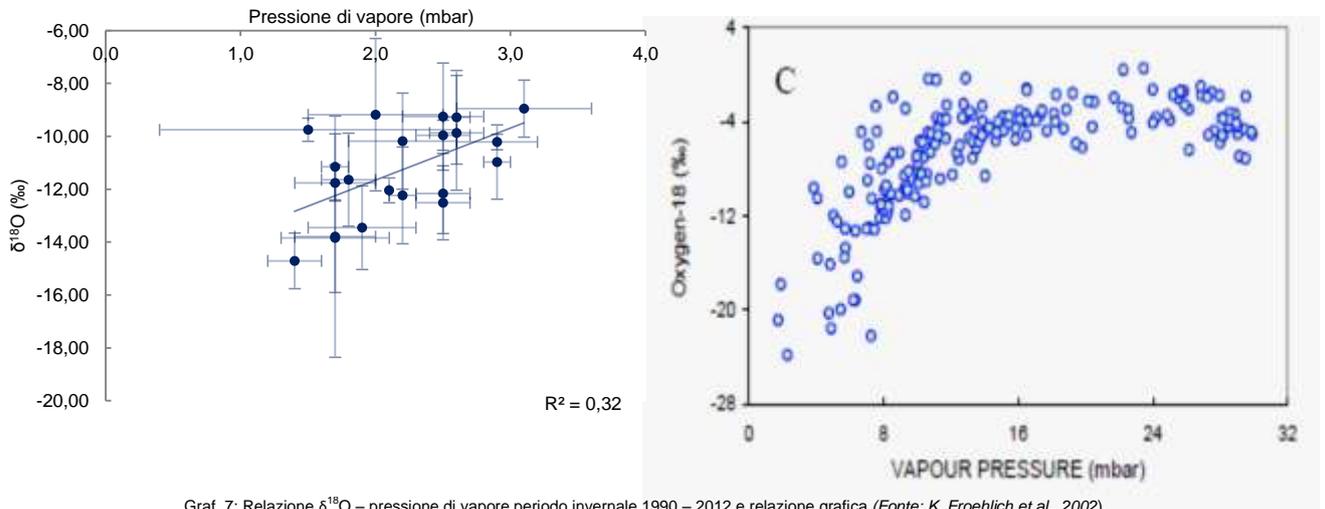
Graf.6: Relazione $\delta^{18}\text{O}$ – δD periodo invernale 1990 – 2012.

Durante il periodo invernale $-8,95\text{‰} < \delta^{18}\text{O} < -14,71\text{‰}$ e la variabilità dei dati, associata alla deviazione standard è di 1,74 mentre $-106,0\text{‰} < \delta\text{D} < -63,99\text{‰}$ con deviazione standard 11,94. Questa importante variabilità interannuale è significativa.

Il Graf. 6 illustra la relazione di dipendenza lineare tra $\delta^{18}\text{O}$ e δD : il valore del coefficiente angolare e dell'intercetta della retta si scostano dall'equazione della GMWL. La relazione si mantiene stretta. Questo scostamento potrebbe essere associato all'instaurarsi di un numero maggiore di fenomeni che conducono a processi di evaporazione e condensazione in condizioni lontane dall'equilibrio ma anche un'origine diversa delle masse d'aria rispetto al periodo estivo.

La più importante relazione di correlazione nella composizione isotopica delle precipitazioni è relativa a $\delta^{18}\text{O}$ e δD . Questa relazione è l'espressione matematica dei processi di frazionamento all'equilibrio.

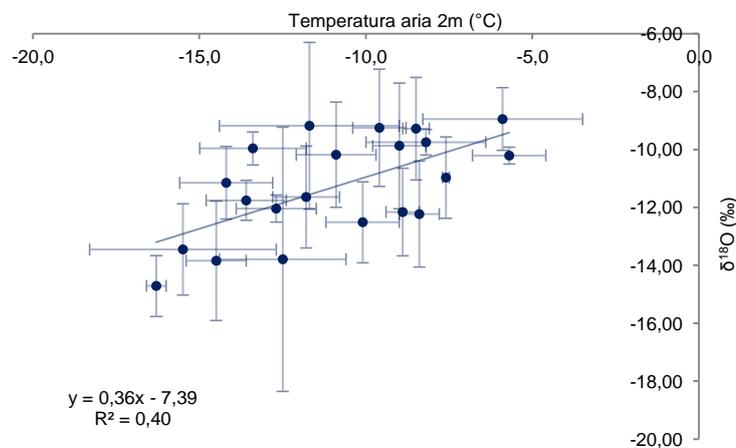
PRESSIONE DI VAPORE



Graf. 7: Relazione δ¹⁸O – pressione di vapore periodo invernale 1990 – 2012 e relazione grafica (Fonte: K. Froehlich et al., 2002).

Dall'analisi della relazione tra composizione isotopica e pressione di vapore è stato possibile evidenziare la relazione di cui si è parlato nel Cap. 3 Par. 3.3. E' evidente come all'aumentare della pressione di vapore diminuisce la negatività di δ¹⁸O e quindi le precipitazioni siano arricchite in isotopi pesanti. All'aumentare della pressione di vapore aumenta la concentrazione di isotopi pesanti nelle precipitazioni, mentre a pressione di vapore inferiore la quantità di isotopi pesanti diminuisce rispetto a quelli leggeri. Se all'aumentare della temperatura aumenta la pressione di vapore, allora la temperatura favorirà l'arricchimento delle precipitazioni in isotopi pesanti il che significa avere valori di δ¹⁸O meno negativi. Quindi più aumenta la temperatura, più aumenta la pressione di vapore, più sarà favorita (a parità di altri fattori) la formazione di precipitazioni con delta meno negativo.

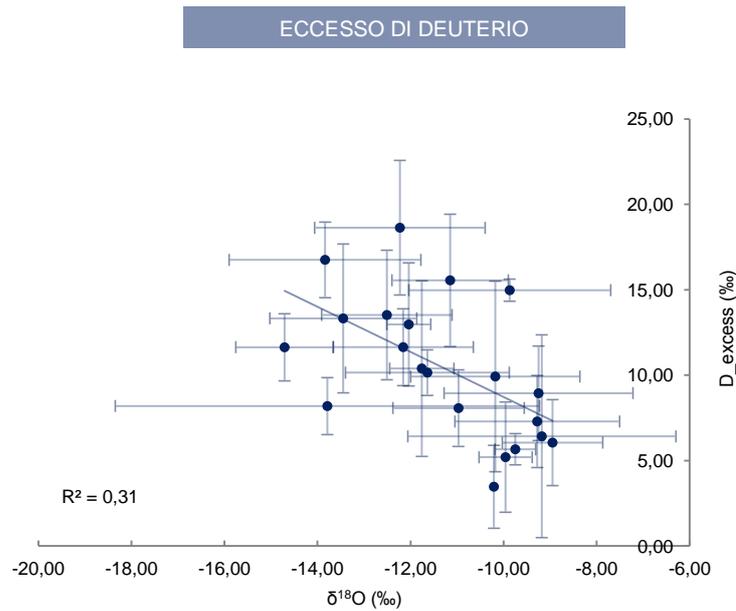
TEMPERATURA DELL'ARIA



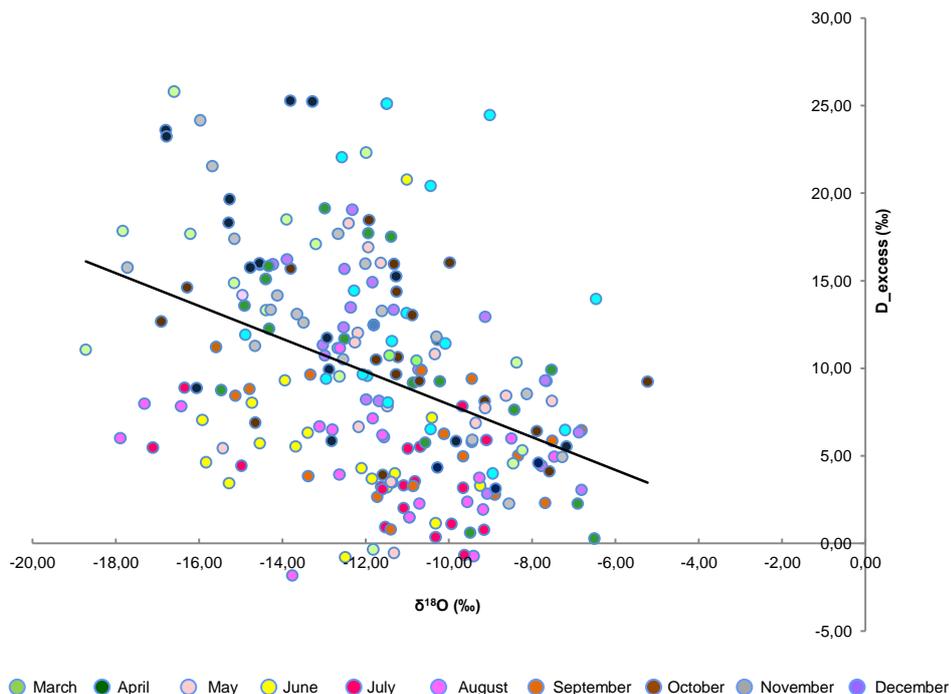
Graf.8: Relazione δ¹⁸O – temperatura dell'aria periodo invernale 1990 – 2012.

Variazioni annuali e inter-annuali delle traiettorie delle masse d'aria in Artico: analisi e interpretazione del segnale isotopico nelle precipitazioni delle Svalbard. Progetto GNIPIAEA

Il coefficiente di correlazione tra $\delta^{18}\text{O}$ e la temperatura misurata a 2m dal suolo nel sito di campionamento è alto $r^2 = 0,63$. La dipendenza lineare mostra che ad una variazione di 1°C si ha una variazione di $0,36\text{ ‰}$ nella composizione isotopica, con un arricchimento e quindi una diminuzione della negatività con l'aumento della temperatura e un aumento della negatività, quindi un impoverimento in isotopi pesanti, con la diminuzione della temperatura. La temperatura in inverno sarebbe relazionata anche con la disponibilità di superficie riflettente e quindi con l'estensione della banchisa. Potenzialmente quindi durante inverni più caldi, con minore estensione della banchisa artica le sorgenti di energia termica potrebbero essere anche più vicine al sito e questo potrebbe spiegare una arricchimento dei valori causa una provenienza più ravvicinata delle masse d'aria. Ma tali ipotesi dovranno essere constatate attraverso l'indagine teorica dei capitoli successivi.



Graf.9: Relazione D_excess – $\delta^{18}\text{O}$ periodo invernale 1990-2012.



Graf. 11: Relazione D_excess – $\delta^{18}\text{O}$ periodo invernale con tutti i valori mensili dal 1990 al 2010.

Nel primo grafico la relazione di proporzionalità inversa tra eccesso di deuterio e $\delta^{18}\text{O}$ che era stata descritta nel Cap. 3 Par. 3.5. viene rispettata e la relazione è importante $r^2 = 0,32$.

Nel Graf. 11 ho voluto rappresentare una serie di valori (dal 1990 al 2010) di composizione isotopica relazionata con l'eccesso di deuterio per tutti i mesi dei 10 anni della serie temporale scelta. In questo modo è possibile comprendere se c'è una ripartizione stagionale e periodica dei campioni. Quello che ho potuto mettere in risalto è che in media i dati relativi ai mesi da ottobre ad aprile, si trovano al di sopra della retta: assumono valori di eccesso di deuterio piuttosto alti (con qualche eccezione ovviamente), rispetto ai dati relativi ai mesi che vanno da giugno a settembre che giacciono prevalentemente al di sotto della retta. Maggio invece si trova distribuito tra i due gruppi, assumendo valori di eccesso di deuterio intermedi. Quindi i mesi più freddi avrebbero valori di eccesso di deuterio maggiori. Un eccesso di deuterio e di $\delta^{18}\text{O}$ maggiore durante i mesi invernali novembre, gennaio, febbraio e marzo potrebbe essere spiegata come conseguenza di una maggiore distillazione delle masse d'aria. Una maggiore entità della distillazione delle masse d'aria può essere causata da un lungo trasporto (ricordare effetto continentalità e latitudine). Essendo l'estensione della banchisa maggiore durante questo periodo dell'anno, le masse d'aria potrebbero provenire anche da molto più lontano: le precipitazioni devono trovare la loro sorgente di vapore acqueo lì dove non è presente banchisa e dove le masse d'acqua alla superficie sono abbastanza calde da favorire l'evaporazione. Inoltre durante la fase di trasporto verso le alte latitudini, aumenta il loro valore di eccesso di deuterio e si riduce ancor più il valore di delta isotopico per effetto di precipitazioni intermedie. Si ricordi che un elevato eccesso di deuterio corrisponde a delle condizioni di frazionamento cinetico importanti. Durante i processi di condensazione in condizioni di saturazione, il valore di D_excess rimane piuttosto invariato. Viceversa, quando avvengono dei frazionamenti in condizioni di non equilibrio, i valori di eccesso nelle precipitazioni sono modificati.

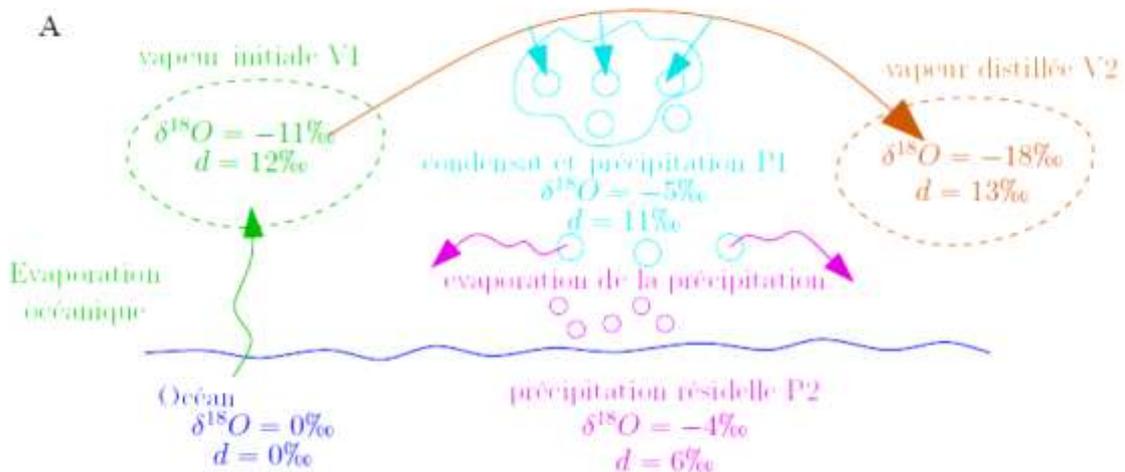


Fig. 33: Illustrazione variazione eccesso di deuterio durante alcuni cambiamenti di fase del ciclo dell'acqua. Fonte (C.Risi, 2009).

Tra i processi cinetici che possono influenzare la composizione isotopica e l'eccesso di deuterio delle precipitazioni, c'è anche la ri - evaporazione delle gocce di pioggia durante la fase di caduta verso il suolo (Fig.33). Durante questa fase infatti, come si vede in Fig. 33, chi evapora dalle gocce di pioggia sono di preferenza le molecole di HDO, mentre le gocce di pioggia rimangono arricchite in isotopi pesanti della molecola H_2^{18}O . Questo implica che partendo da una massa di vapore con valori $d=12\text{‰}$ e $\delta^{18}\text{O}=-11\text{‰}$, il

Variazioni annuali e inter-annuali delle traiettorie delle masse d'aria in Artico: analisi e interpretazione del segnale isotopico nelle precipitazioni delle Svalbard. Progetto GNIPIAEA

condensato che forma le gocce di pioggia ha dei valori di $d=11\%$ e $\delta^{18}\text{O}=-5\%$, poiché sono le molecole di H_2^{18}O che tendono preferibilmente a concentrarsi nella fase condensata. Se durante la caduta al suolo incontrano le condizioni fisiche favorevoli ad una ri-evaporazione (aria calda/masse d'aria sottosature), chi evapora di preferenza sono sempre le molecole HDO (Camille Risi, 2009). Un altro importante fattore, forse il più importante, che influenza la differenziazione stagionale della composizione in delta isotopico ed eccesso di deuterio è la temperatura. La temperatura è relazionata infatti sia a $\delta^{18}\text{O}$ che a D_excess.

Valori generalmente elevati in eccesso di deuterio sono considerati come associati a masse di vapore acqueo formato in condizioni di scarsa umidità relativa.

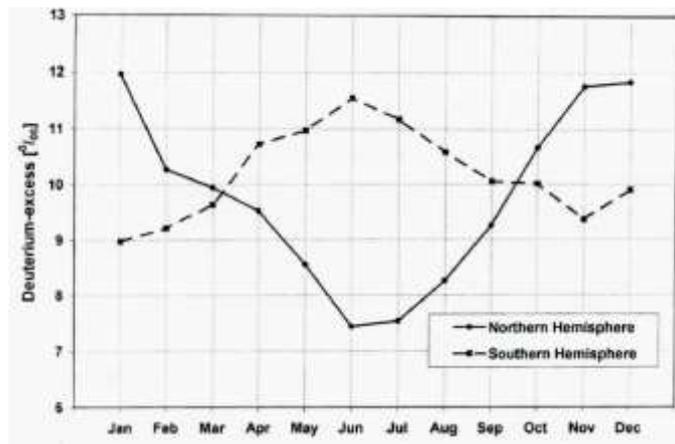
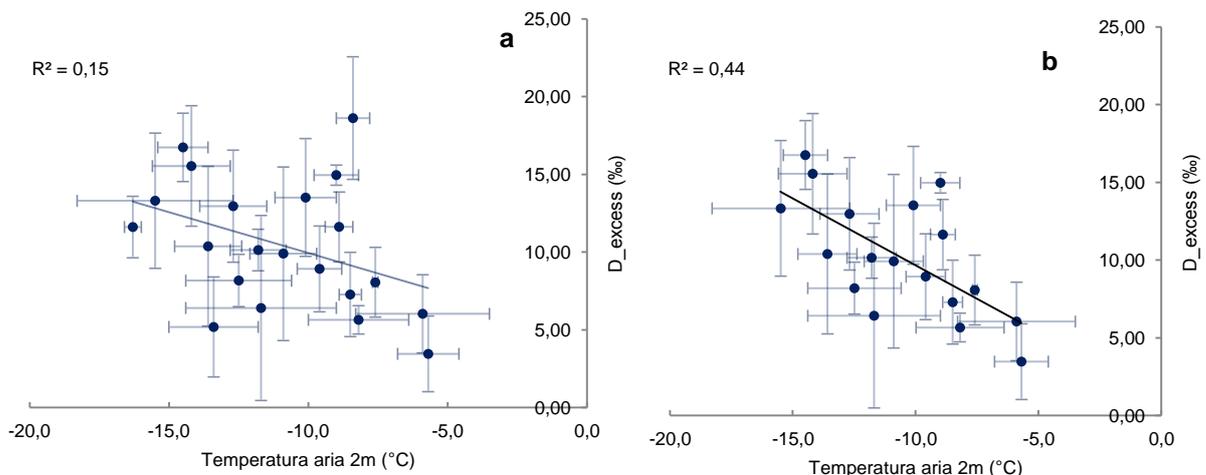


Fig. 34: Variazione stagionale dell'eccesso di deuterio (‰) nelle precipitazioni stimate per ciascun mese dell'anno a seguito di una serie di analisi su ampia scala temporale su campioni raccolti a livello globale anche da stazioni GNIP. Fonte (L. Araguàs – Araguàs et al., 2000).

Nella Fig. 34 viene mostrato l'andamento generale dell'eccesso di deuterio a seguito degli studi che sono stati fatti su campioni derivanti anche da stazioni GNIP. Come si vede i risultati confermano quanto constatato dal Graf. 11. Nell'emisfero nord i valori di eccesso di deuterio più bassi cadono proprio durante i mesi più caldi mentre è durante i mesi invernali che si riscontrano i valori più alti.

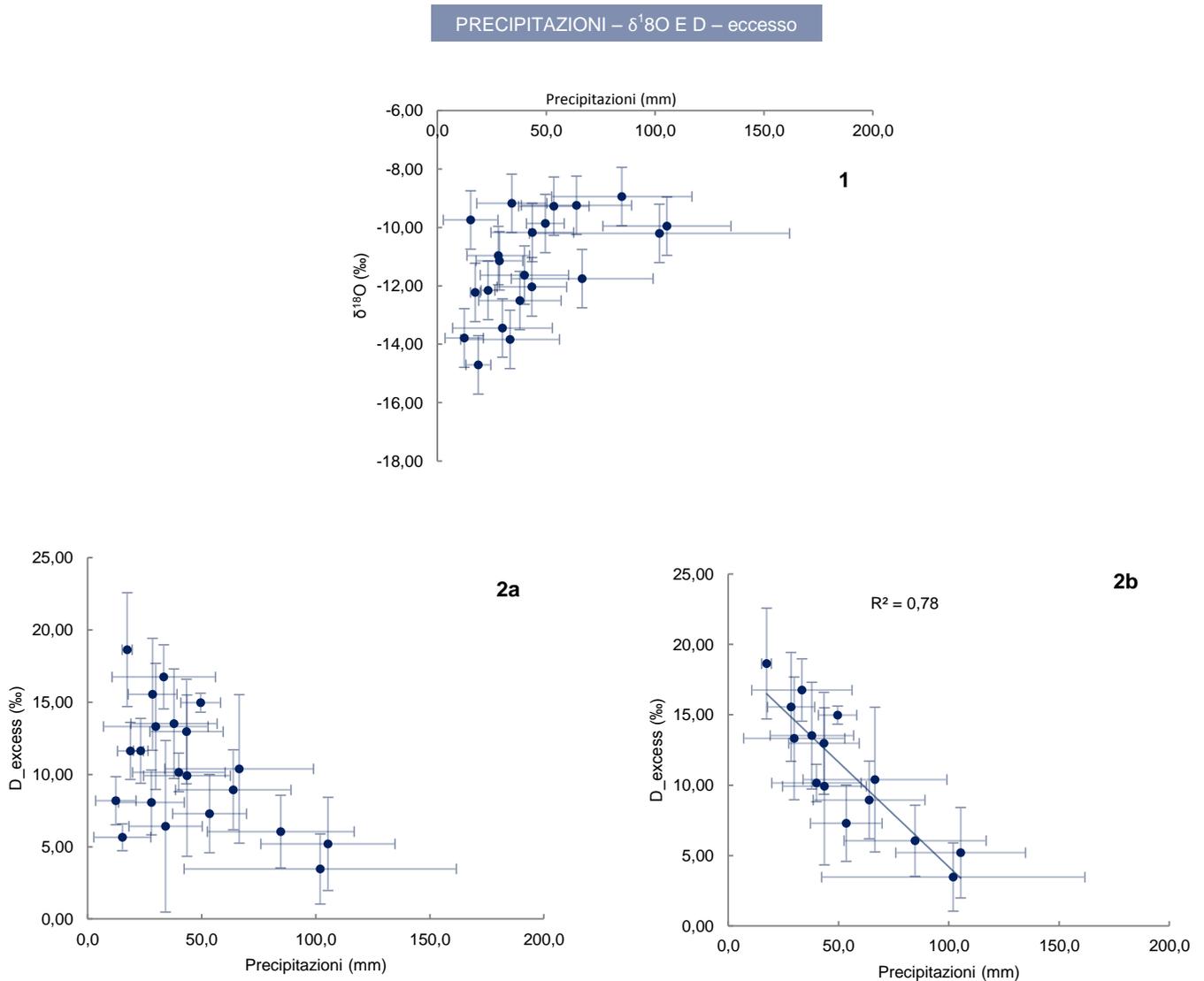


Graf. 12: Relazioni temperatura dell'aria con e senza valori aberranti cerchiati in rosso nel grafico a sinistra, periodo invernale.

I Graf. 12 a e b mostrano la relazione di dipendenza tra la temperatura dell'aria nel sito di campionamento e il valore di eccesso di deuterio registrato nelle precipitazioni. Nel Graf. 12a vengono considerati tutti i valori per i

Variazioni annuali e inter-annuali delle traiettorie delle masse d'aria in Artico: analisi e interpretazione del segnale isotopico nelle precipitazioni delle Svalbard. Progetto GNIPIAIAE

12 mesi. Per meglio vedere la relazione si è scelto di togliere i valori outlier corrispondenti agli anni 1996, 2004 e 2007.



Graf. :13 Relazioni δ¹⁸O - D_excess - precipitazioni, con 2b la relazione eccesso deuterio precipitazioni senza outlier.

I grafici riportati in alto mostrano come si relazionano la composizione isotopica e l'eccesso di deuterio delle precipitazioni, con l'ammontare stagionale delle precipitazioni. In ambedue i grafici si potrebbero riscontrare delle relazioni di dipendenza tra le due variabili, e probabilmente ciò ha a che fare con il così detto "effetto ammontare" ovvero la dipendenza dalla quantità di precipitazione. Questa relazione è molto complessa da spiegare e soprattutto da verificare (Camille Risi, 2009) ed è stata descritta soprattutto nelle regioni tropicali e per le precipitazioni degli arcipelaghi e delle isole oceaniche. Secondo il così detto "effetto ammontare" si avrebbe un impoverimento delle particelle d'aria per effetto della condensazione e precipitazione. Secondo Vuille et al., 2003: man mano che procede la condensazione, le molecole isotopicamente arricchite in isotopi pesanti sono rimosse, lasciando il vapore acqueo relativamente più negativo nel delta isotopico. Più intenso è un processo convettivo che porta ad un evento di precipitazione più abbondanti gli eventi di precipitazione, quindi questo evento porterà ad un intenso impoverimento delle masse d'aria, ancor di più di un evento normale ma alla formazione di precipitazioni molto arricchite in isotopi pesanti. Se si osserva il grafico 13 - 2a si può

constatare che effettivamente più abbondanti sono le precipitazioni, minore è l'eccesso di deuterio e questo è logico se si pensa che $\delta^{18}\text{O}$ e D_excess rispondono in modo opposto. Le molecole di H_2^{18}O tendono a concentrarsi nella fase liquida, nel precipitato, viceversa le molecole di HDO tendono a rimanere nella massa di vapore e/o a ri-evaporare se si innescano anche processi di questo tipo durante la fase di caduta della pioggia o alla base della nube. Nel grafico 2b viene rappresentata la relazione eliminando 6 outlier (anni 1990, 1995, 1998, 2003, 2004 e 2005). Eliminandoli r^2 aumenta molto e questo potrebbe significare che in quei 6 casi l'effetto ammontare non ha giocato un ruolo fondamentale nel determinare il valore di eccesso di deuterio delle precipitazioni né tanto meno nell'influenzare il delta isotopico, ma altri eventi hanno avuto un ruolo importante.

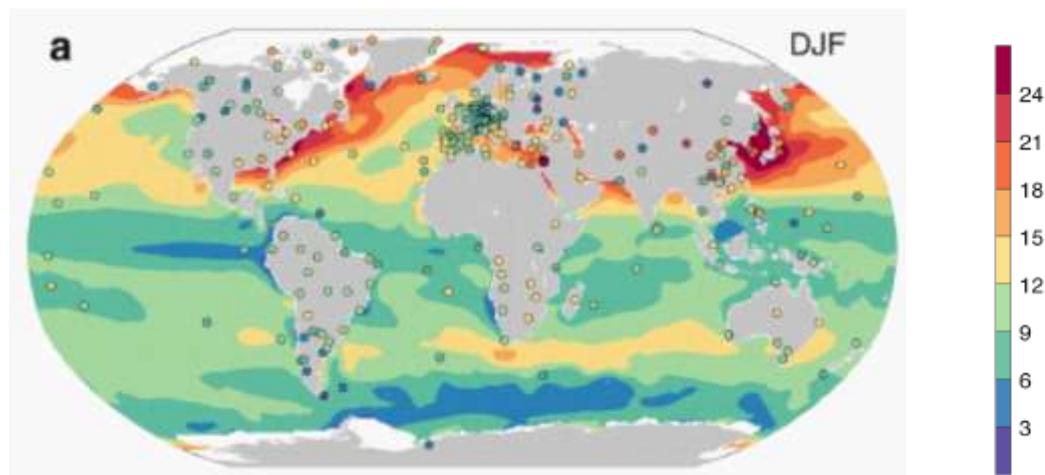
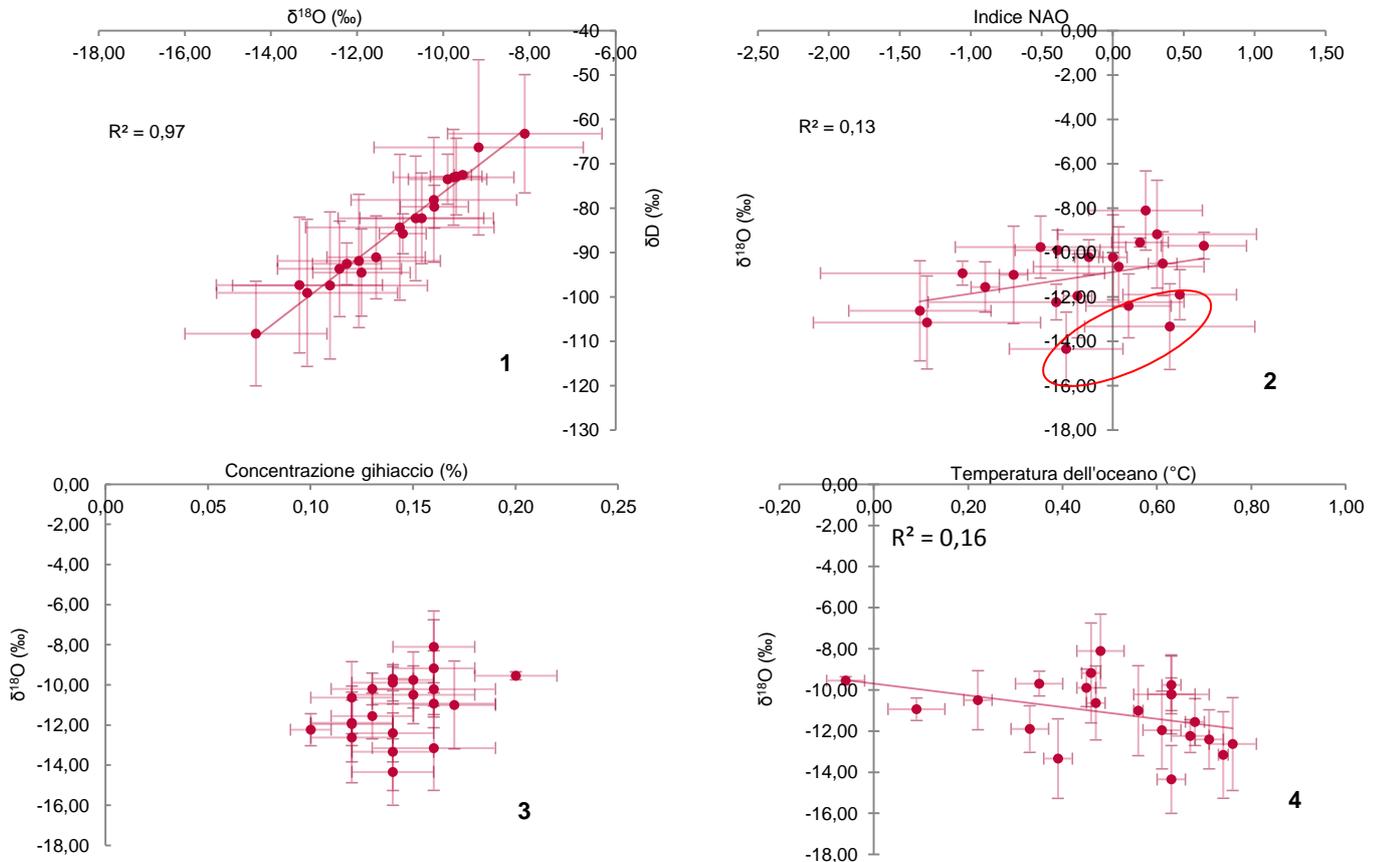


Fig. 35: Distribuzione spaziale dei valori di eccesso di deuterio predetto e nei circoletti i valori corrispondenti ai valori effettivamente misurati in ogni stazione. Fonte (L. Araguás – Araguás et al., 2000).

In Fig. 35 viene illustrata la differenza dei valori predetti e misurati di eccesso di deuterio usando la media dei valori misurati sui 3 mesi invernali. Queste differenze sono da attribuire: in parte alla variabilità locale della circolazione delle masse d'aria, alla possibile variazione regionale delle sorgenti di vapore, all'impronta isotopica della sorgente, al frazionamento isotopico durante il progressivo raffreddamento delle masse d'aria e alla distillazione a seguito del trasferimento lungo le loro traiettorie, a seguito della formazione di nubi di ghiaccio, la presenza di acqua al suolo e il relativo mescolamento, ma anche al fatto che rappresenta "solo" una media. I valori di eccesso di deuterio più elevati si trovano lungo la fascia occidentale dell'America del Nord fino all'estremo atlantico del nord e mare di Barents, nella fascia orientale del Mediterraneo e lungo le coste del Giappone e coste occidentali del Pacifico. Una spiegazione a questo andamento sembrerebbe essere legata al fatto che dai continenti in inverno fluisce, in direzione est, aria secca e fredda che, attraversando la superficie più temperata dell'oceano, subisce un forte e intenso frazionamento cinetico legato all'evaporazione. Il notevole gradiente di umidità che si stabilisce al di sopra dell'oceano porta ad un rapido trasferimento delle molecole di HDO verso l'atmosfera (S. Pfahl et al., 2014). È necessario comunque leggere questi dati alla luce di potenziali fonti di errori, alla sensibile variazione locale in queste regioni delle sorgenti di vapore acqueo.

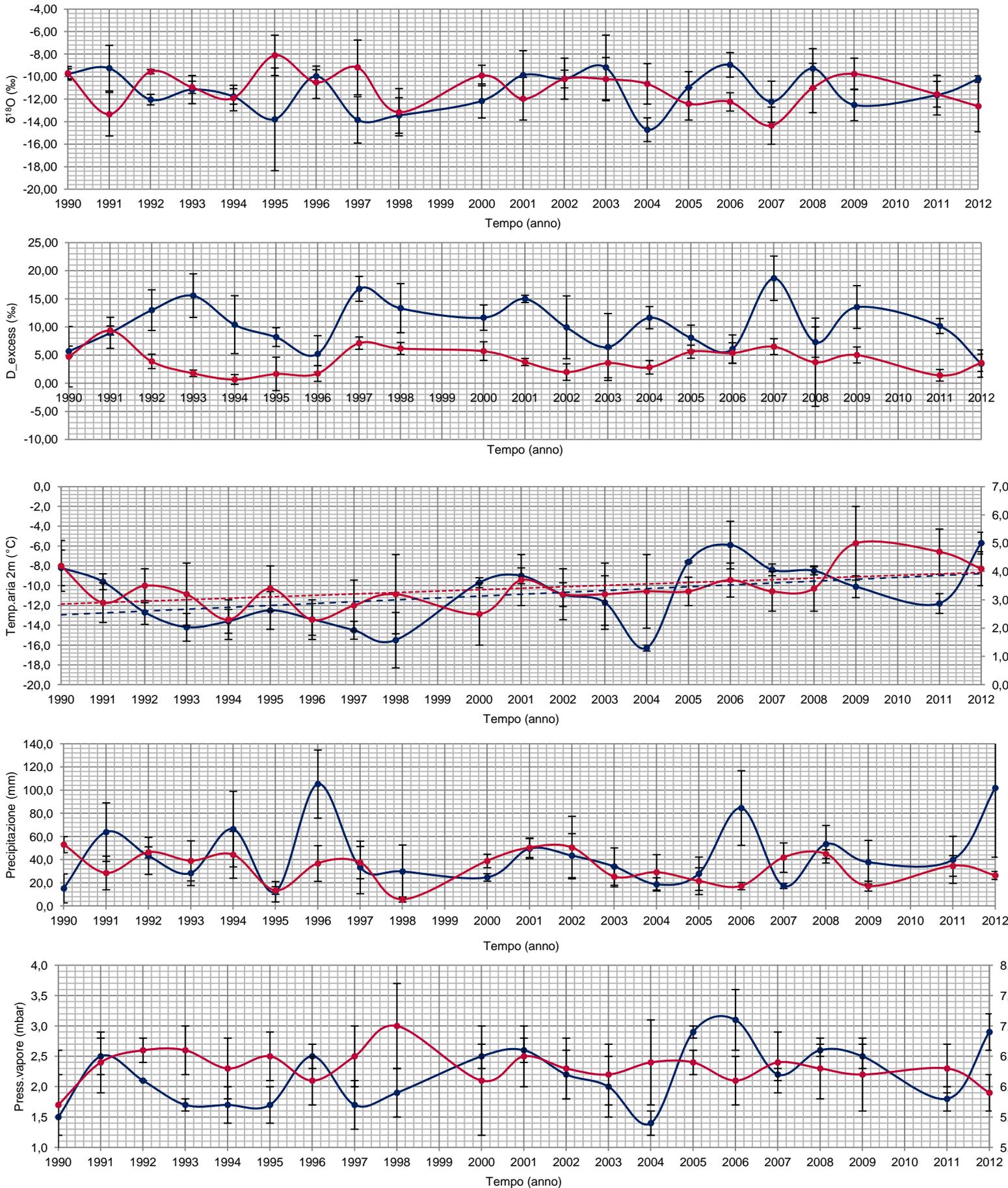
5.11. ANALISI RELAZIONI ISOTOPICHE: ESTATE 1990 – 2012



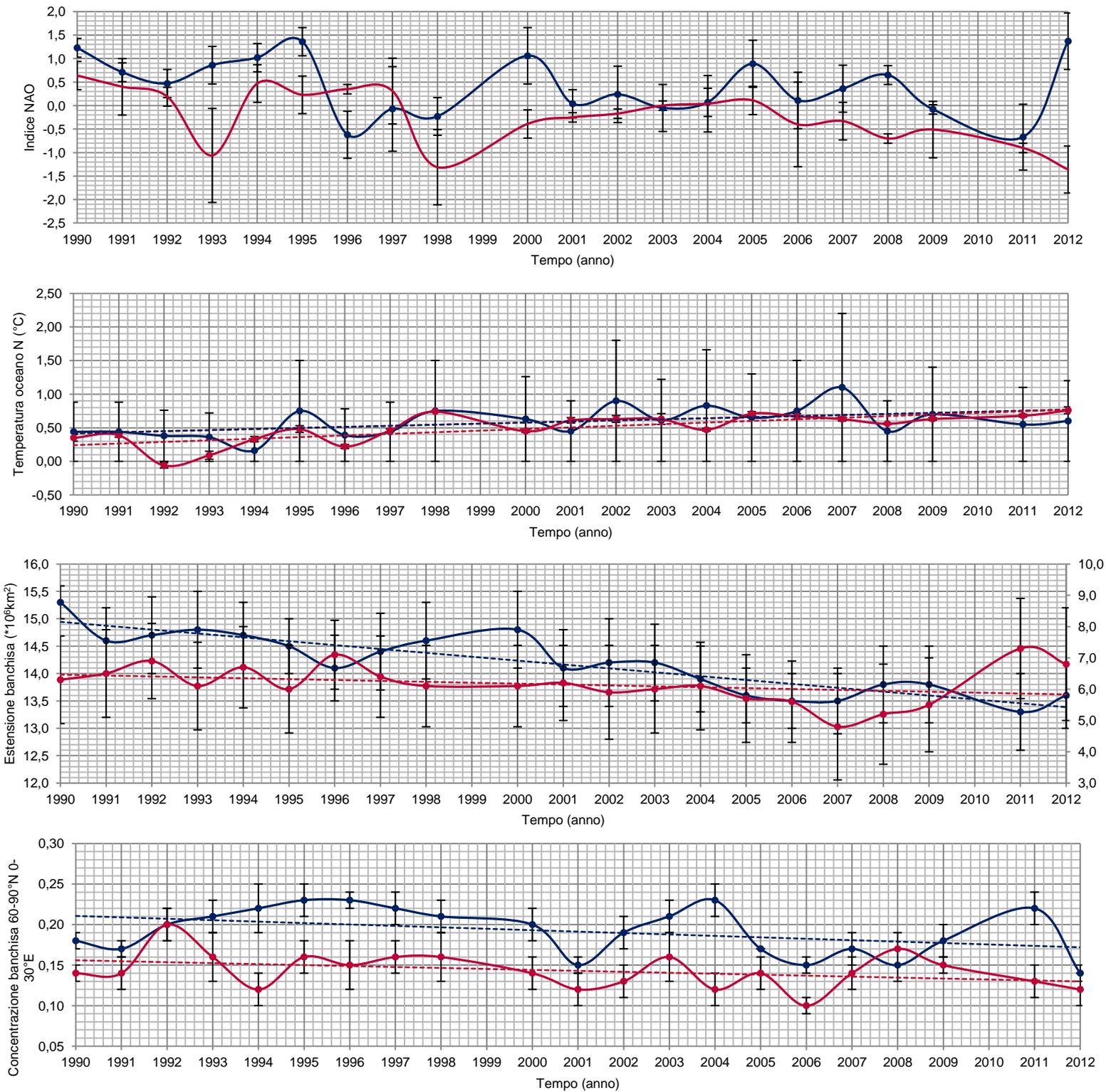
Graf. 14: Relazione $\delta^{18}\text{O}$ – δD – NAO – concentrazione banchisa . temperatura dell'oceano periodo estivo.

Nel Graf. 14 – 1 viene illustrata la relazione grafica e matematica (equazione di corrispondenza lineare stagionale della composizione isotopica) dei campioni durante l'estate. La relazione è molto stretta ($r = 0,98$) e il coefficiente angolare, che fornisce un' indicazione sulla vicinanza alle condizioni di equilibrio delle trasformazioni fisiche, è molto vicino al coefficiente angolare della GMWL che si ricorda è 8 (umidità relativa 100%). Coefficiente di 7,5 significa che per ogni molecola di HDO che evapora, ne evaporano 7,5 di H_2^{18}O . Questo farebbe pensare che durante l'estate l'umidità relativa è maggiore nel sito sorgente e che i processi di frazionamento cinetico siano di minore intensità rispetto al periodo invernale. Nel Graf. 14 – 2 invece viene illustrata la relazione tra il delta isotopico e l'indice NAO che è stato dimostrato essere due variabili legate ma difficilmente comprensibili. Il coefficiente della matrice di correlazione è $r = 0,36$ benché, come segnalato nel grafico, 4 valori sembrano essere outlier a dimostrazione di come sia difficile che l'imprinting isotopico sia determinato specificatamente da un fattore (in questo caso NAO) piuttosto che da un altro. Nel Graf. 14 – 3 invece ho voluto riportare la relazione grafica tra delta isotopico e concentrazione della banchisa che, con il calcolo di r di correlazione sembravano essere piuttosto relazionate, mentre appaiono avere una distribuzione non propriamente lineare e interpretabile. Il caso è simile nel Graf. 14 – 4, i dati sembrano addirittura distribuirsi in gruppi e la relazione anche questa volta è difficilmente comprensibile.

5.12. EVOLUZIONE INTERANNUALE E STAGIONALE DELLE VARIABILI ISOTOPICHE E AMBIENTALI



Variazioni annuali e inter-annuali delle traiettorie delle masse d'aria in Artico: analisi e interpretazione del segnale isotopico nelle precipitazioni delle Svalbard. Progetto GNIPI/IAEA



Graf. 15: Andamento temporale variabili $\delta^{18}\text{O}$, eccesso di deuterio, temperatura dell'aria a 2m del suolo, pressione di vapore, precipitazioni, indice NAO, estensione della banchisa, concentrazione ghiaccio, temperatura oceano emisfero nord. Linee tratteggiate indicano l'andamento nel tempo della variabile.

5.13. DISCUSSIONE EVOLUZIONE TEMPORALE DEI SEGNALI ISOTOPICI E DEI PARAMETRI AMBIENTALI

SEGNALE ISOTOPICO $\delta^{18}\text{O}$: sia durante l'estate che durante l'inverno il segnale isotopico da un anno all'altro varia in modo anche importante da minimi di circa -15,00 ‰ a massimi vicini a -9,00 ‰. Anche durante il periodo estivo esiste una variazione importante del segnale $\delta^{18}\text{O}$ e si passa da valori massimi intorno a -8,00 ‰ a minimi intorno a -14,50 ‰.

ECESSO DI DEUTERIO: questo segnale mostra una variabilità nell'evoluzione del segnale molto più marcata durante il periodo invernale che non durante il periodo estivo. Ricordando le tabelle riassuntive Tab. 1 e Tab. 3 Par. 5.3. e 5.4. si evidenzia una deviazione standard per l'inverno doppia rispetto a quella dell'estate a significato di una più marcata mutevolezza intrinseca ai dati durante la fase più fredda dell'anno.

TEMPERATURA DELL'ARIA: l'evoluzione termica del periodo invernale ed estivo segue le osservazioni fatte da numerosi studi in Artico, ovvero la tendenza ad un incremento medio delle temperature durante i due periodi dell'anno, benché presenti all'interno della serie valori di massimo e di minimo anche anomali.

PRECIPITAZIONI: la variabilità delle precipitazioni risulta maggiore durante il periodo invernale che non durante il periodo estivo. Probabilmente questo è da attribuirsi ad un più sensibile scambio di calore da parte dell'oceano all'atmosfera durante il periodo freddo, benché dalle matrici di correlazione non è risultata importante la correlazione tra anomalie termiche oceaniche e precipitazioni.

ESTENSIONE DELLA BANCHISA: come per la temperatura superficiale, anche in questo caso l'evoluzione nell'estensione della banchisa mostra una variazione verso una tendenza alla regressione sia durante il periodo invernale che estivo, raggiungendo un minimo nel 2007 per l'estate e nel 2011 per il periodo invernale. La variazione dell'estensione della banchisa segue l'andamento della variazione anche della concentrazione, benché variazioni sono legate al fatto che il primo parametro da un'indicazione generica per l'emisfero nord e non per il settore di indagine.

CONCENTRAZIONE GHIACCIO: la variazione nella concentrazione del ghiaccio nel settore di interesse mette in evidenza ciò che viene significativamente messo in evidenza negli ultimi decenni, ovvero una tendenza ad una riduzione dello spessore, oltre che nell'estensione della banchisa, soprattutto con una perdita al ghiaccio più vecchio.

TEMPERATURA DELL'OCEANO: sia durante il periodo estivo che invernale la temperatura oceanica nell'emisfero nord mostra una tendenza all'aumento del valore medio.

INDICE NAO: eccetto tre picchi estremamente negativi del 1993, 1998, 2012, durante l'estate l'indice ha la tendenza ad assumere valori debolmente negativi e debolmente positivi. Durante il periodo invernale invece l'indice mostra una tendenza maggiore ad assumere valori tra estremi positivi e negativi.

5.14. ANALISI ANNUALI

5.14.1. ANALISI DEI MESI INVERNALI CON MAGGIORE INTENSITA' DI PRECIPITAZIONI

INVERNI 1995/1996 - 2005/2006 – 2011/2012: in questa prima parte del paragrafo si sono analizzati gli inverni che registrano le più intense precipitazioni della serie storica.

Gli inverni 2005/2006 e 2011/2012 si distinguono dall'inverno 1995/1996 in quanto precipitazioni così intense avvengono in condizioni di differenze di pressioni bariche dell'atmosfera. L'intenso fenomeno di precipitazione dell'inverno 1995/1996 avviene durante la fase NAO più negativa di tutta la serie mentre gli altri due inverni mostrano indice positivo e addirittura estremamente positivo (2012). Altra differenza è che gli ultimi due inverni, hanno registrato le temperature invernali più alte dei 12 anni. Anche l'estensione della banchisa è più ridotta durante il periodo invernale 2005/2006 e 2011/2012 e inoltre anche la pressione di vapore misurata nei due periodi è maggiore rispetto all'inverno 1995/1996 e questo si spiega con il fatto che le temperature registrate nei due inverni più recenti sono molto maggiori.

Quindi nell'inverno 1995/1996 le intense precipitazioni sono avvenute ad una temperatura inferiore, benché siano state le più abbondanti dal 1990, rispetto agli eventi di precipitazione avvenuti negli inverni più caldi 2005/2006 – 2011/2012. Quindi si sono instaurate condizioni climatiche diverse anche se si sono avuti regimi di precipitazione molto simili in termini di quantità cumulata. Il problema è capire l'origine.

- **INVERNO 1995/1996**

La temperatura dell'aria in inverno dipende anche dall'estensione della banchisa. Quindi per prima cosa si è cercato di capire se questa differenza tra inverni fosse legata all'estensione della massa di ghiaccio artico, soprattutto attorno alla zona indagata.

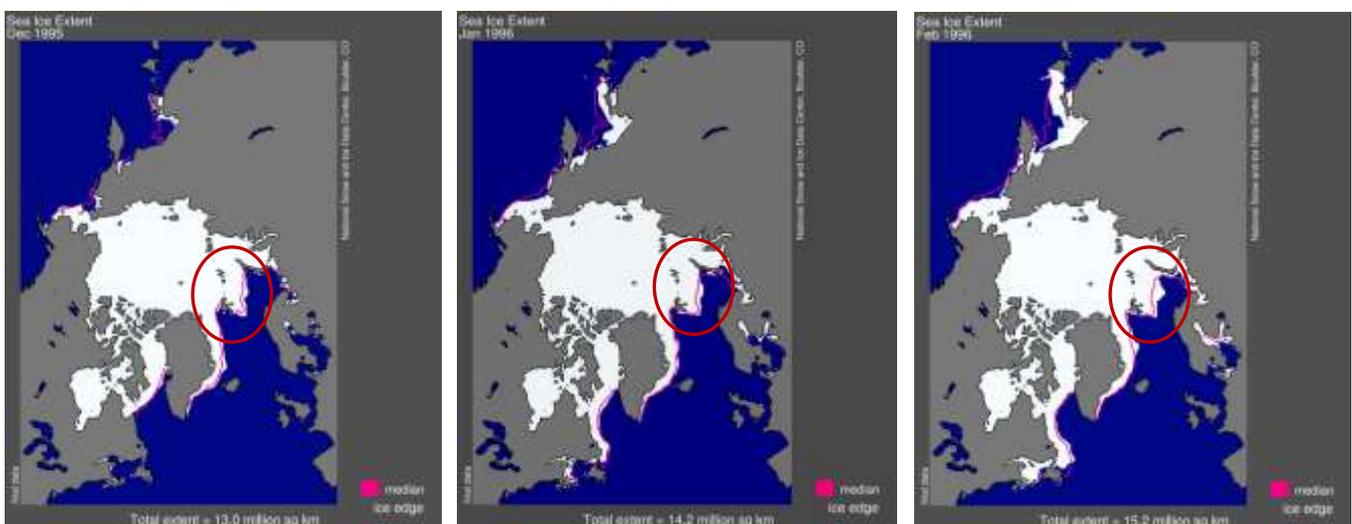


Fig. 36: Estensione della banchisa Artica dicembre, gennaio e febbraio 1995-1996. Fonte(http://nsidc.org/data/seaice_index/archives/image_select.html).

Si può constatare che effettivamente durante l'inverno 1995/1996 l'estensione della banchisa era piuttosto importante e quindi questo fattore avrebbe potuto influenzare la temperatura atmosferica.

Utilizzando l'output del modello ECHAM5 si verifica l'andamento delle temperature a 2m di altezza verificando la correlazione con inverni che hanno registrato temperature superiori.

Variazioni annuali e inter-annuali delle traiettorie delle masse d'aria in Artico: analisi e interpretazione del segnale isotopico nelle precipitazioni delle Svalbard. Progetto GNIPI/IAEA

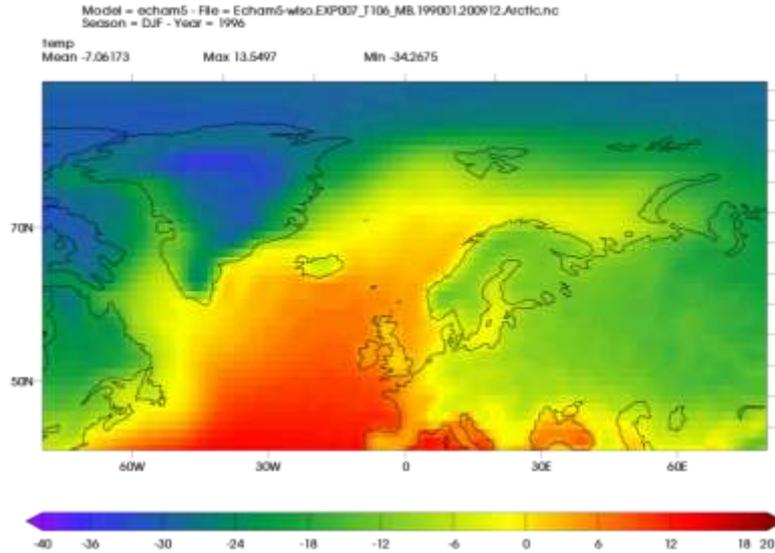


Fig. 37: Output modello ECHAM5 andamento temperatura inverno 1996.

Dall'immagine di Fig. 37 si verifica che attorno alla zona di indagine la media delle temperature previste dal modello si collocano nell'intervallo tra -6 e -12. Nel mare del nord si hanno le temperature più alte per effetto delle correnti marine più calde che risalgono con la corrente del golfo.

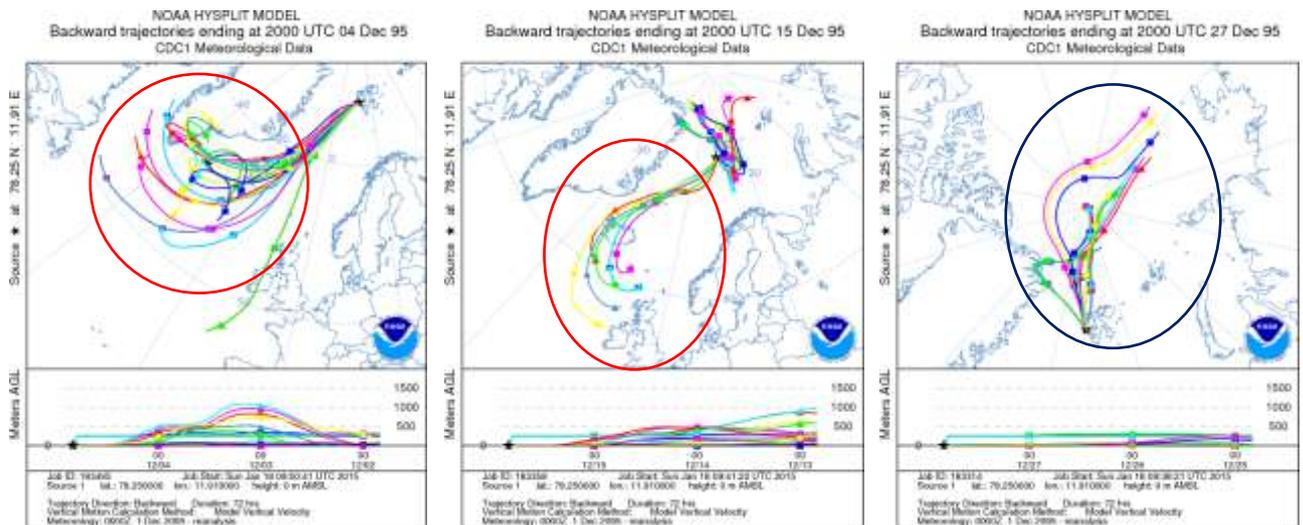


Fig. 38: retro traiettorie durante il mese di dicembre, gennaio e febbraio 2006-2007. Fonte(<http://ready.arl.noaa.gov>).

Durante il mese di **dicembre 1995** vennero registrati 115,4 mm di precipitazioni, le temperature registrate furono di -14,5 °C, il valore di composizione isotopica di -9,08‰ e l'indice NAO piuttosto negativo (-1,67). Dall'analisi delle retro traiettorie si è potuto constatare che durante la prima metà del mese l'origine era collocata tra il sud dell'Islanda e il sud della Groenlandia, in particolare nel mare del Labrador. Nel periodo finale del mese invece dominarono masse d'aria polare. La non dominanza di masse d'aria da sud (origine Atlantica) ma piuttosto dal mar del Labrador e dal mar i Norvegia e l'incursione di masse d'aria polari spiegherebbero le basse temperature. I valori di composizione isotopica registrati per quel mese non erano estremamente negativi e questo può voler significare che l'origine delle masse di vapore si collocavano vicino rispetto al sito di indagine. Non c'è stato un efficiente frazionamento isotopico da aver indotto un intenso impoverimento delle masse d'aria.

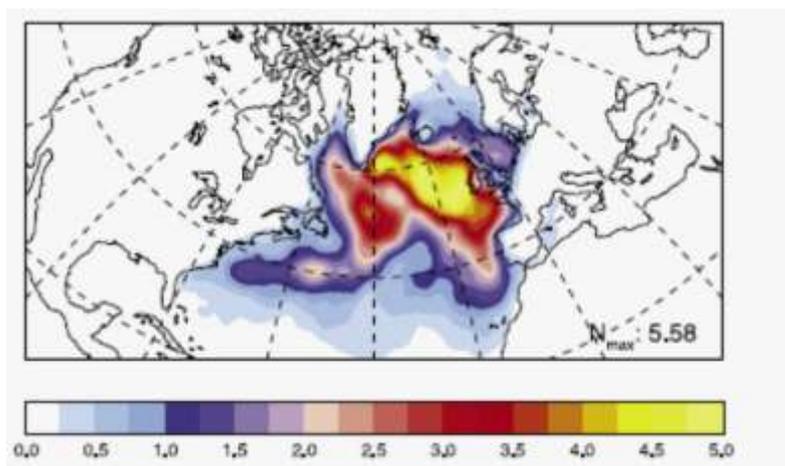


Fig. 39: analisi lagrangiana dell'origine del vapore per le precipitazioni in Groenlandia durante la fase negativa dell'oscillazione nord atlantica (Fonte: H. Sodemann et al., 2008)

H. Sodemann et al., 2008 in uno studio condotto sull'analisi dell'origine del vapore acqueo per le precipitazioni che hanno luogo in Groenlandia, hanno permesso di evidenziare come, durante le fasi NAO negative (come nel caso dicembre 1995), i principali centri di evaporazione sono il mar di Norvegia, le coste occidentali dell'Inghilterra e il sud della Groenlandia. Effettivamente analizzando le retro traiettorie per questo periodo si evidenzia un'origine simile delle masse d'aria (Fig. 39).

Nel mese di **gennaio 1996** vennero registrate precipitazioni tra le più abbondanti della stagione (150,4 mm) e la temperatura media è stata di $-10,5^{\circ}\text{C}$, quindi condizioni termiche leggermente diverse dai mesi di dicembre. L'indice NAO era di $-0,12$ (Fig. 39) e il valore di composizione isotopica di $-10,28\%$, leggermente più impoverito in isotopi pesanti rispetto al mese precedente benché la temperatura media sia incrementata di 4°C . Dall'analisi del campo di pressione media alla superficie oceanica, su tutto il settore dell'oceano Atlantico del nord fino all'oceano Artico, mare di Barents e di Kara inclusi, si constata che ha insistito un forte e intenso sistema ciclonico. Dovendo seguire le linee di direzione dei venti (spirano in senso antiorario in un sistema di bassa pressione) generati dal centro ciclonico sul mare di Barents, Nord Atlantico e di Norvegia, si può avere il richiamo di masse d'aria che circolano in senso antiorario da sud verso nord e allo stesso tempo il centro di alta pressione sulla Groenlandia (sistema di alta pressione) fa soffiare le masse d'aria in senso orario verso l'esterno del centro anticiclonico.

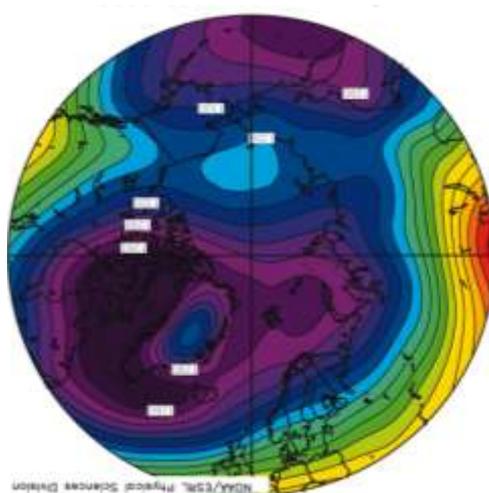


Fig. 40: andamento sea level pressure gennaio 1996 (Fonte: nsidc.org)

Variazioni annuali e inter-annuali delle traiettorie delle masse d'aria in Artico: analisi e interpretazione del segnale isotopico nelle precipitazioni delle Svalbard. Progetto GNIPI/AEA

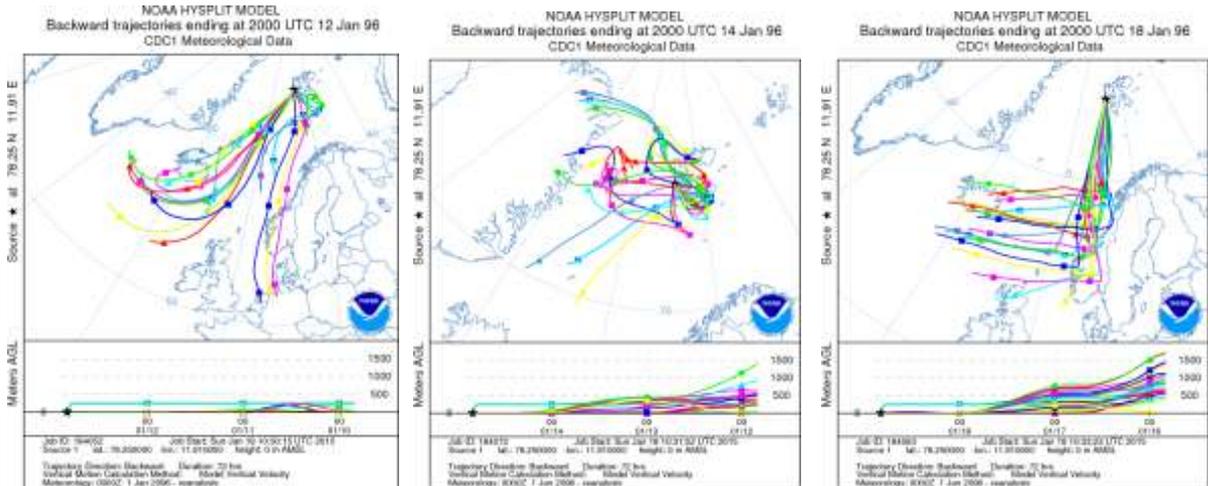


Fig. 41: retro traiettorie durante il mese di dicembre, gennaio e febbraio 2006-2007. Fonte(<http://ready.arl.noaa.gov>).

Anche in questo secondo caso le masse d'aria si originano prevalentemente dal sud dell'Islanda e dal mare di Norvegia. Si riducono gli influssi di aria polare mentre si verificano (19, 20, 21 gennaio) incursioni d'aria dalla Groenlandia e dal mar di Groenlandia ma non dal centro dell'Oceano artico come nel dicembre 1995, il che probabilmente spiega una riduzione delle temperature.

Come dicembre, anche nel **febbraio 1996**, numerose masse d'aria provengono da nord. L'indice NAO è molto più debolmente negativo e le temperature sono in media di -16 ° C. Il valore del delta isotopico (-11,02‰) e di eccesso di deuterio (13,16‰) implica che vi debbono essere stati intensi fenomeni di frazionamento cinetico ed eventi che hanno condotto ad un importante concentrazione nella precipitazione di isotopi leggeri e deuterio rispetto ai mesi precedenti. Analizzando le retro traiettorie eseguite per alcuni periodi significativi si nota che (Fig. 42):

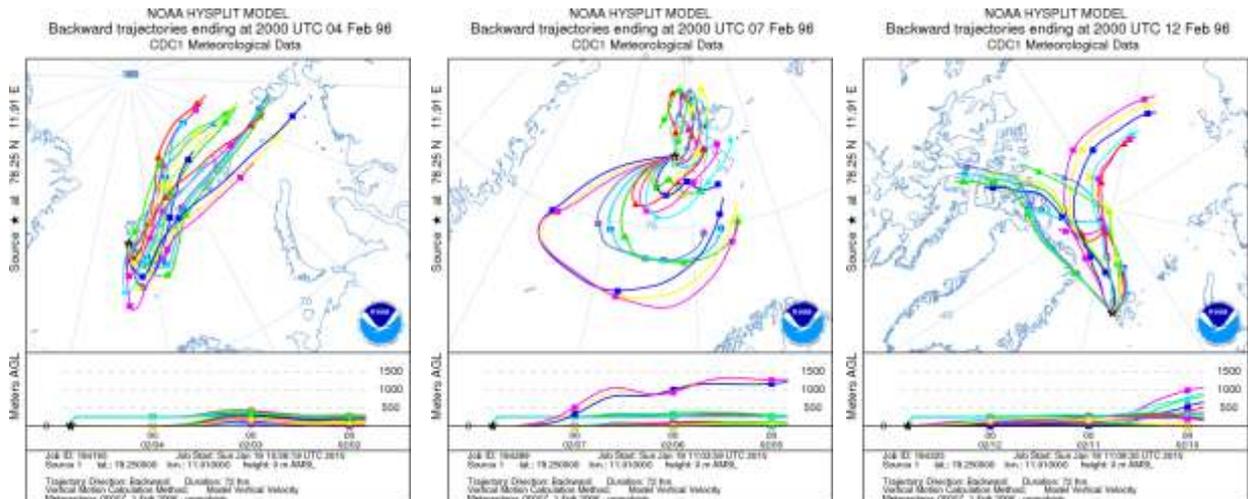


Fig. 42: retro traiettorie durante il mese di febbraio 1996. Fonte(<http://ready.arl.noaa.gov>).

Variazioni annuali e inter-annuali delle traiettorie delle masse d'aria in Artico: analisi e interpretazione del segnale isotopico nelle precipitazioni delle Svalbard. Progetto GNIPI/IAEA

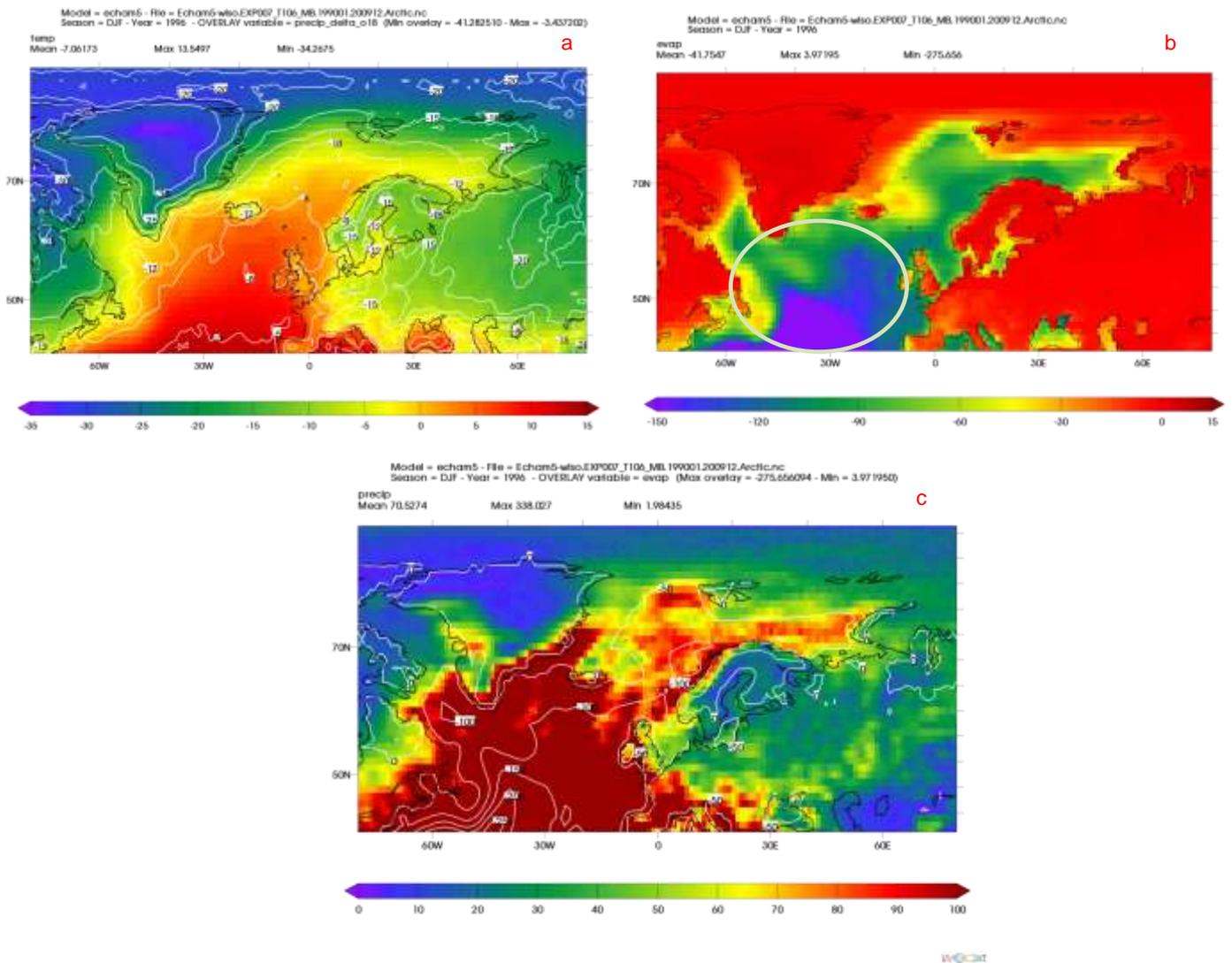


Fig. 43: output modello ECHAM5 rappresentazione andamento tasso di evaporazione (isolinee) ed entità delle precipitazioni, delta isotopico e temperature per l'inverno 1996. In figura b) si segnala la probabile area sorgete.

Nell'immagine Fig. 43 viene mostrato il risultato grafico dell'output del modello ECHAM5 che mostra nella risoluzione cromatica come in quell'inverno si ebbero numerose precipitazioni attorno al sito indagato (Fig. 43 c) e come in prossimità di esso (sud dell'Islanda e lungo le coste del mare del nord), si ebbero importanti tassi di evaporazione. Osservando l'evoluzione delle precipitazioni esse risultano avere una predominanza in direzione sud ovest verso nord est. Il modello evidenzia come l'evaporazione sia prevalente nell'area dell'Oceano Atlantico settentrionale, a sud della Groenlandia, come si è potuto constatare anche dall'analisi dei singoli mesi. Si ricorda che queste rappresentazioni raffigurano una media sui 3 mesi (DJF). Con buona probabilità le masse d'aria si originano da fenomeni di ciclogenesi che hanno origine alle medie latitudini e l'effetto cinetico può essere associato anche a fenomeni di ri – evaporazione delle goccioline di pioggia che hanno luogo durante la fase di caduta della pioggia al passaggio di masse d'aria più secca polare che come si è potuto constatare essere importanti durante l'inverno del 2006.

- **INVERNO 2005/2006:** come nel caso precedente ho voluto iniziare con un'analisi delle immagini satellitari del National Snow and Ice Data Center relativamente all'estensione della banchisa.

Effettivamente le temperature relative all'inverno 2005/2006 registrarono valori che nella serie storica considerata sono tra le più alte. Rispetto all'inverno 1995/1996 si nota che l'estensione della banchisa è effettivamente ridotta. Questo potrebbe in parte spiegare il perché di temperature così elevate per il periodo.

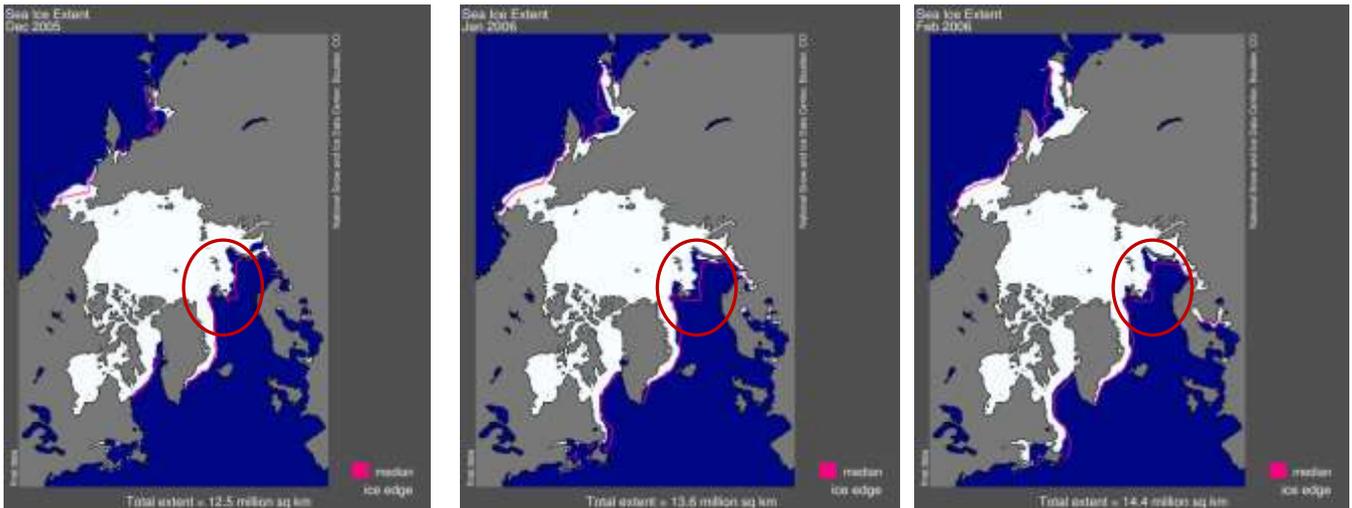


Fig. 44: Estensione della banchisa Artica dicembre, gennaio e febbraio 2005-2006. Fonte(http://nsidc.org/data/seaice_index/archives/image_select.html).

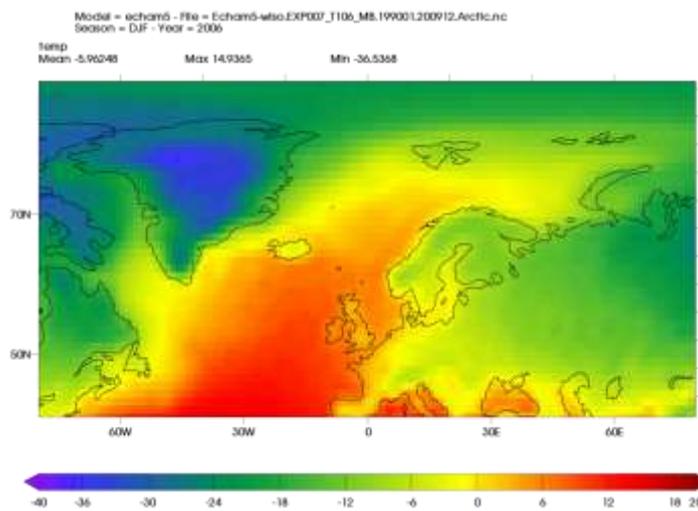


Fig. 45: output modello ECHAM5 andamento temperatura inverno 2006.

Come nel caso precedente si verifica che effettivamente il modello ECHAM5 mette in luce un intervallo di temperature che ha estremi superiori rispetto all'inverno precedente.

Secondo J. Overland et al., 2007 (Arctic Report Card), nel 2006, le temperature annuali della superficie oceanica a nord dei 60 ° N furono 1,0 ° C superiori al valore medio del 20° secolo. La temperatura alla superficie in questa regione incrementò sempre a partire dal 1990. Negli anni 1930 e agli inizi del 1940, si

Variazioni annuali e inter-annuali delle traiettorie delle masse d'aria in Artico: analisi e interpretazione del segnale isotopico nelle precipitazioni delle Svalbard. Progetto GNIPIAIA

verificarono comunque temperature elevate, suggerendo un'oscillazione su più ampia scala temporale. Un'analisi dettagliata ha dimostrato che, mentre le alte temperature registrate nei primi del '900 furono legate a una variabilità interna nei modelli di circolazione alle alte latitudini, le alte temperature registrate recentemente sono da associare a una componente antropica (Johannessen et al 2004; Wang et al 2007).

Per poter avere un ulteriore riscontro del perché si siano potute registrare temperature così elevate durante quell'inverno e dare poi spiegazione al perché di valori di composizione isotopica ed eccesso di deuterio simili a quelli di un inverno (1995/1996) che si presentava con condizioni climatiche diverse, verranno di seguito proposte le retro traiettorie.

Durante il mese di **dicembre del 2005** si registrarono temperature piuttosto alte rispetto all'inverno 1996, intorno ai -4°C, e precipitazioni piuttosto scarse e composizione isotopica che non ebbe valori particolarmente negativi, anzi furono i meno negativi di tutti e i 3 mesi. Il valore dell'indice NAO fu di -0,44, quindi nella media dei valori registrati nell'inverno precedentemente analizzato. Ci si aspetta quindi un'origine delle masse d'aria simile e quindi anche valori di composizione isotopica ed eccesso di deuterio molto simili.

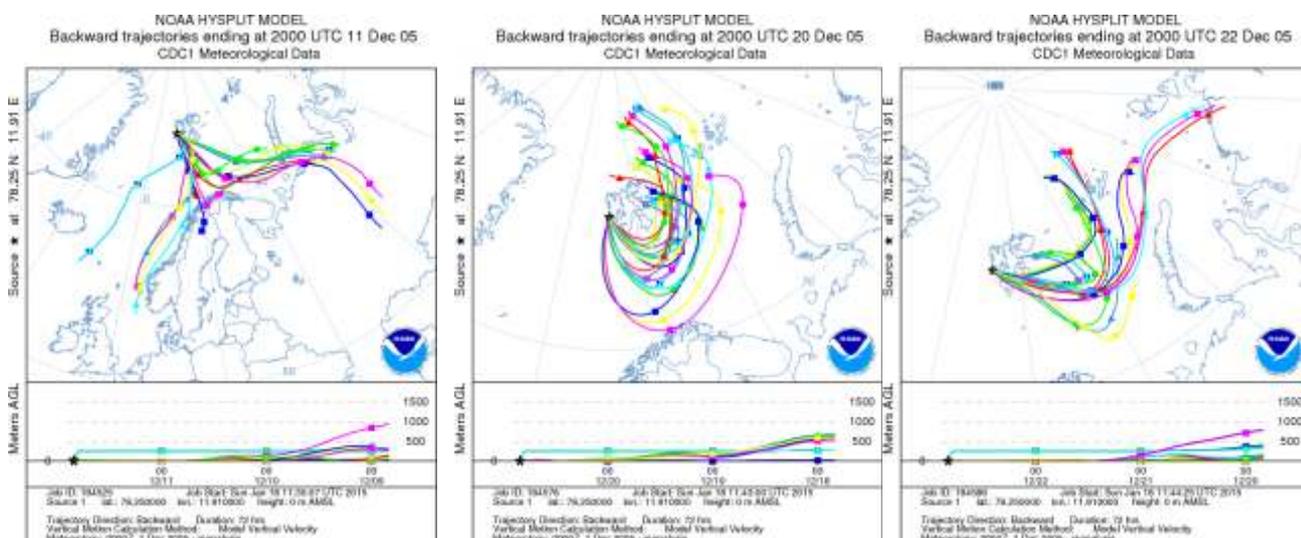


Fig. 46: retro traiettorie durante il mese di dicembre 2005. Fonte(<http://ready.arl.noaa.gov>).

Rispetto ai mesi invernali del 1996 in cui il pattern di circolazione indicava un valore medio mensile di NAO negativo, al pari del mese di dicembre 2005, si constata una variazione dell'origine delle masse d'aria. Le sorgenti di umidità potrebbero essere cambiate, verso una tendenza ad un'evaporazione e sviluppo di moti convettivi nel mare di Barents e masse d'aria anche dal mare di Kara. I moti convettivi sono tanto più attivi quanto più calore latente e sensibile è disponibile e rilasciato alla superficie oceanica. Le temperature sono infatti maggiori e l'eccesso di deuterio maggiore. Ciò potrebbe quindi essere legato a maggiori moti convettivi che si ebbero al di sopra del mare di Barents e il possibile frazionamento cinetico al contatto delle masse d'aria che corrono parallelamente al confine tra oceano e banchisa. Si ricorda che questo influenza l'eccesso di deuterio.

Variazioni annuali e inter-annuali delle traiettorie delle masse d'aria in Artico: analisi e interpretazione del segnale isotopico nelle precipitazioni delle Svalbard. Progetto GNIPI/AEA

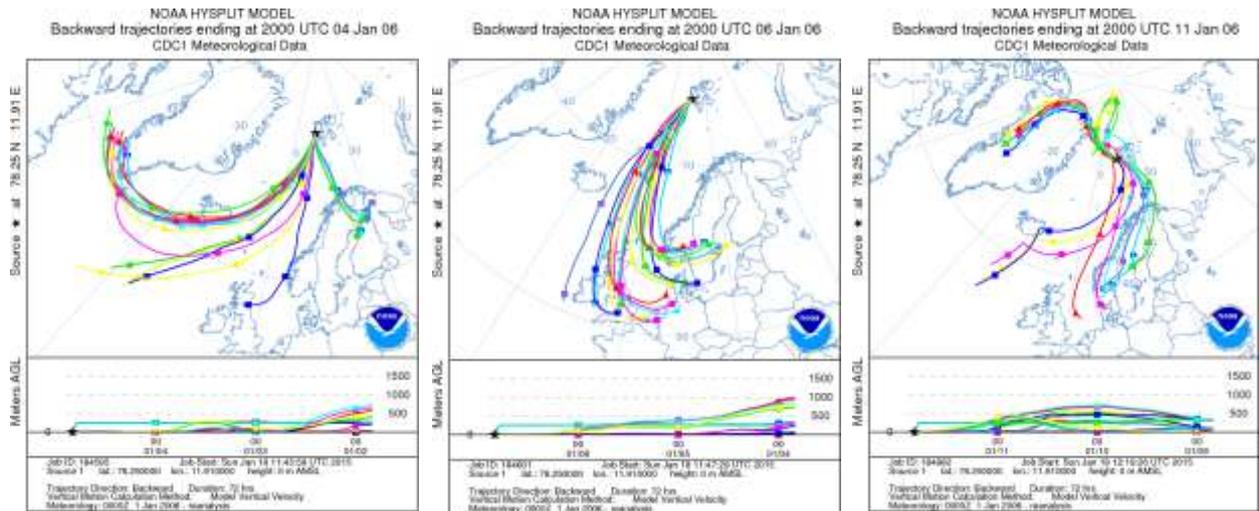


Fig. 47: retro traiettorie durante il mese di gennaio 2006. Fonte (<http://ready.arl.noaa.gov>).

Un mese piuttosto interessante **gennaio 2006** quando l'indice NAO diventa estremamente positivo (1,27). Si ebbe una riduzione dell'alta pressione sulla Groenlandia e una intensificazione della bassa pressione su tutto l'Oceano Atlantico del nord e sul mar di Norvegia. E' durante questo periodo che vengono registrate le temperature più abbondanti (147 mm) e le temperature più elevate (-3,3 ° C). La composizione isotopica indica valori che tendono a essere più negativi, e analizzando le retro traiettorie si osserva che la gran parte si origina nell'Oceano Atlantico in una regione probabilmente a minore latitudine rispetto all'inverno 1996 e nella regione occidentale al largo delle isole britanniche. Il valore del delta isotopico è di -8,8‰ e un valore dell'eccesso di deuterio minore rispetto al mese precedente.

Infine, la situazione cambia considerevolmente nel **febbraio 2006** quando l'indice NAO torna a valore -0,55. L'insieme delle masse d'aria ha dominanza settentrionale, mentre si riduce la dominanza atlantica. Questo può spiegare una riduzione delle temperature di circa 3,5 ° C, a -10,8 ° C. La composizione isotopica è ancora più negativa (effetto temperatura) e le precipitazioni molto deboli.

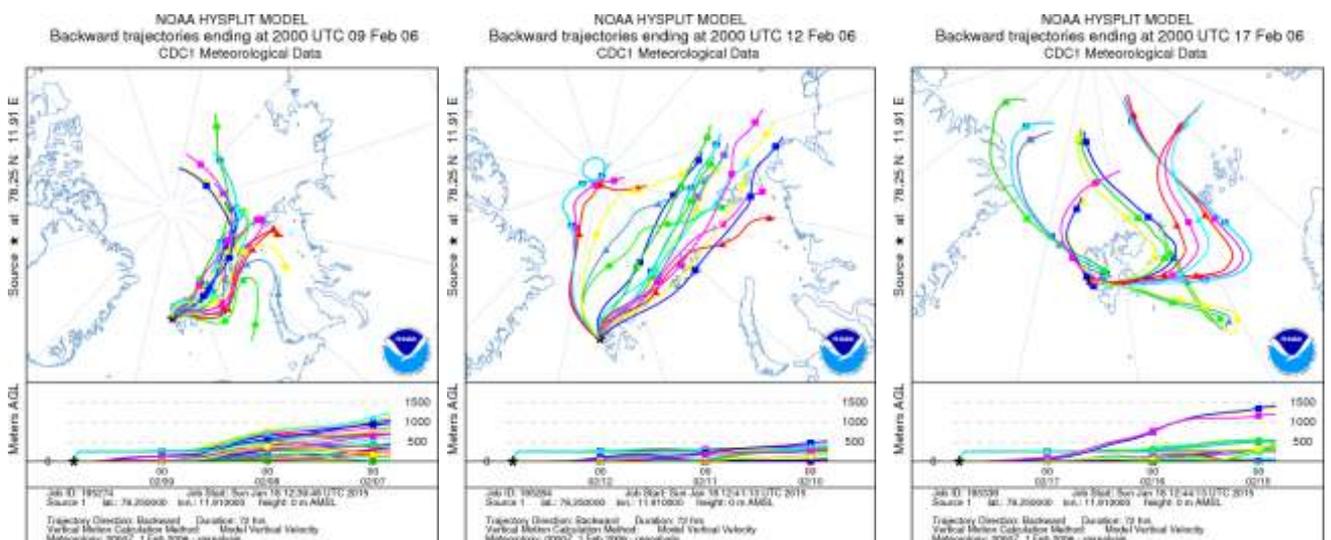


Fig. 48: retro traiettorie durante il mese di febbraio 2006. Fonte (<http://ready.arl.noaa.gov>).

Rispetto agli altri mesi analizzati con indice NAO negativo, il mese di febbraio, benché con indice negativo, mostra oltre ad un influsso notevole di masse d'aria settentrionale, un possibile centro d'origine del vapore

Variazioni annuali e inter-annuali delle traiettorie delle masse d'aria in Artico: analisi e interpretazione del segnale isotopico nelle precipitazioni delle Svalbard. Progetto GNIPI/AEA

acqueo nel mare di Barents. Non sono infatti state riscontrate masse d'aria di origine atlantica durante questo periodo, e questo probabilmente ha implicato anche l'abbassarsi delle temperature e l'indebolirsi delle precipitazioni.

Nelle due immagini riportate di seguito (Fig. 49) viene mostrato il tasso di evaporazione medio per l'inverno 1996 e 2006. Si nota come nell'area del mare di Barents il tasso di evaporazione nell'inverno 2006 sia più intenso e significativo oltre che nell'area del mar di Norvegia e nell'area ad ovest dell'Islanda. Nell'inverno 1996 invece, sul Nord Atlantico sono più intensi gli eventi di evaporazione rispetto alla stessa zona nell'inverno 2006. Queste variazioni potrebbero quindi essere legate a:

1. Valore più negativo dell'indice NAO nei mesi invernali del 1996 e all'instaurarsi di un più intenso sistema di ciclogenesi nell'Atlantico;
2. Allo svilupparsi di un sistema di moti convettivi per effetto di maggior energia termica nel mare di Barents nell'inverno 2006 che ha indotto un incremento dell'evaporazione in questo settore;

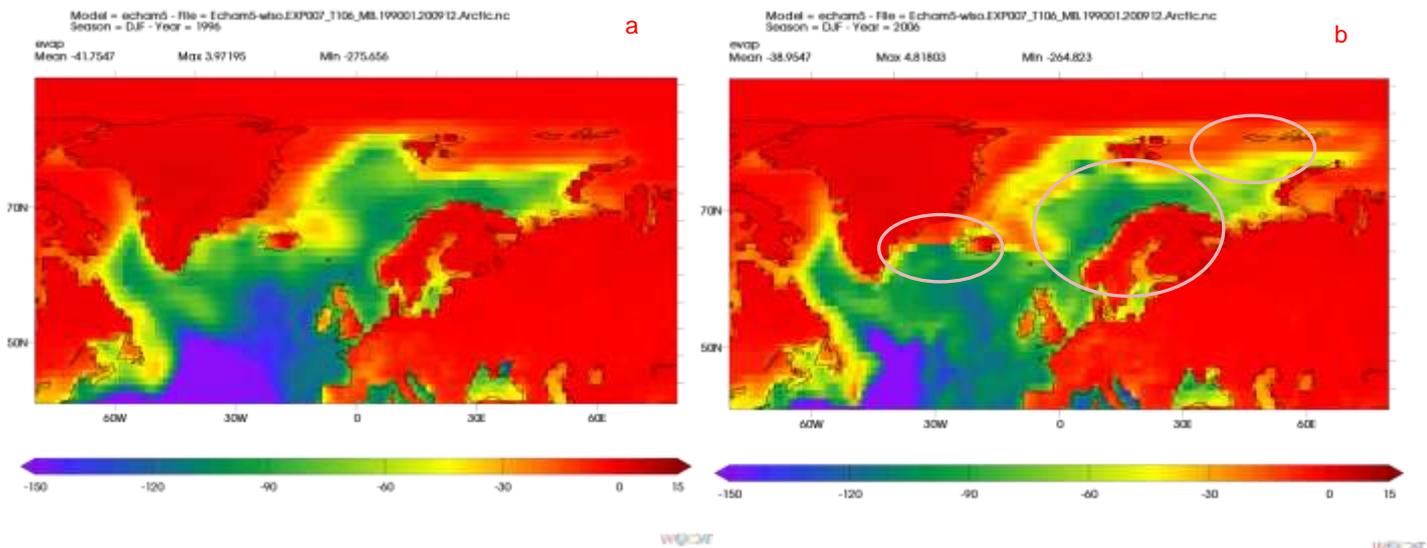


Fig. 49: output modello ECHAM5 illustra l'andamento del tasso di evaporazione inverni 1996 **a**) e 2006 **b**). Si individuano in figura b) centri di evaporazione più sviluppati verso nord, rispetto all'inverno 1996.

Variazioni annuali e inter-annuali delle traiettorie delle masse d'aria in Artico: analisi e interpretazione del segnale isotopico nelle precipitazioni delle Svalbard. Progetto GNIPIAEA

- **INVERNO 2011/2012:** questo inverno registra i valori di temperatura più elevati di tutta la serie studiata ma anche il tasso di precipitazioni più importante. Esso è ricordato come uno degli inverni che hanno avuto il valore più basso nell'estensione della banchisa. Di seguito sono presentate le immagini satellitari relativamente all'estensione della banchisa per quei 3 mesi.

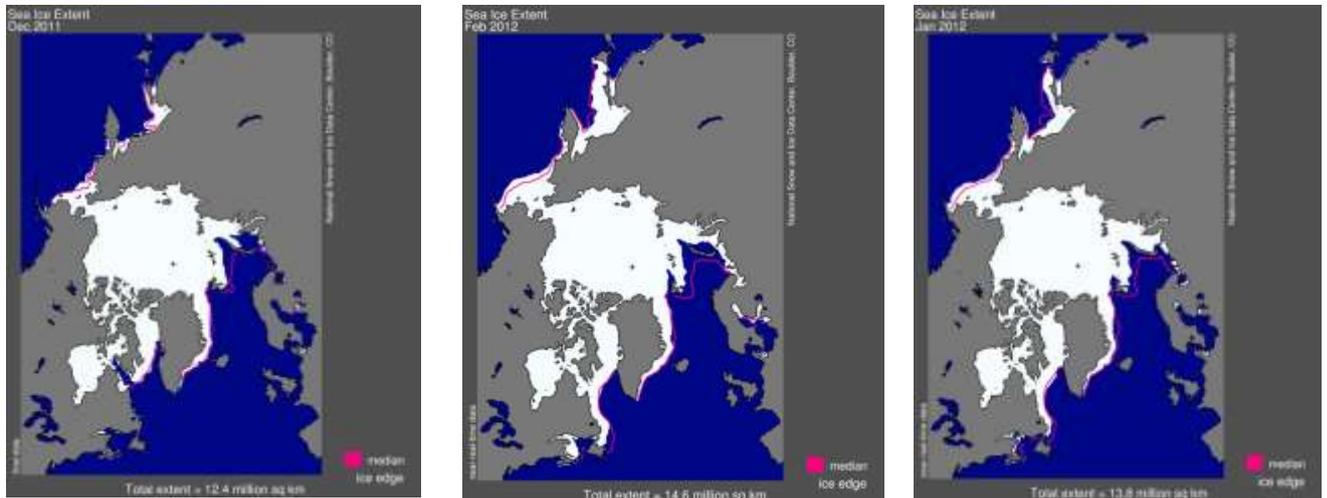


Fig. 50: Estensione della banchisa Artica dicembre, gennaio e febbraio 2011-2012. Fonte(http://nsidc.org/data/seaice_index/archives/image_select.html).

Facendo un confronto con l'estensione della banchisa registrata durante il periodo invernale 2005/2006, si nota che nel mare di Barents si registra un'ulteriore riduzione dell'estensione della banchisa. L'estensione della banchisa durante il mese di dicembre è il terzo record di estensione al di sotto del normale da quando sono disponibili immagini satellitari. Le temperature registrate furono comunque inferiori rispetto all'inverno 2005/2006 e anche rispetto alla media ma più alte del normale sopra i mari di Barents e al di sopra del mare di Kara. La causa fu proprio una liberazione di calore dall'oceano superficiale nella bassa atmosfera. Inoltre venti da sud portarono ad un incremento delle temperature medie (<http://nsidc.org/arcticseaicenews/2012/01/>) .

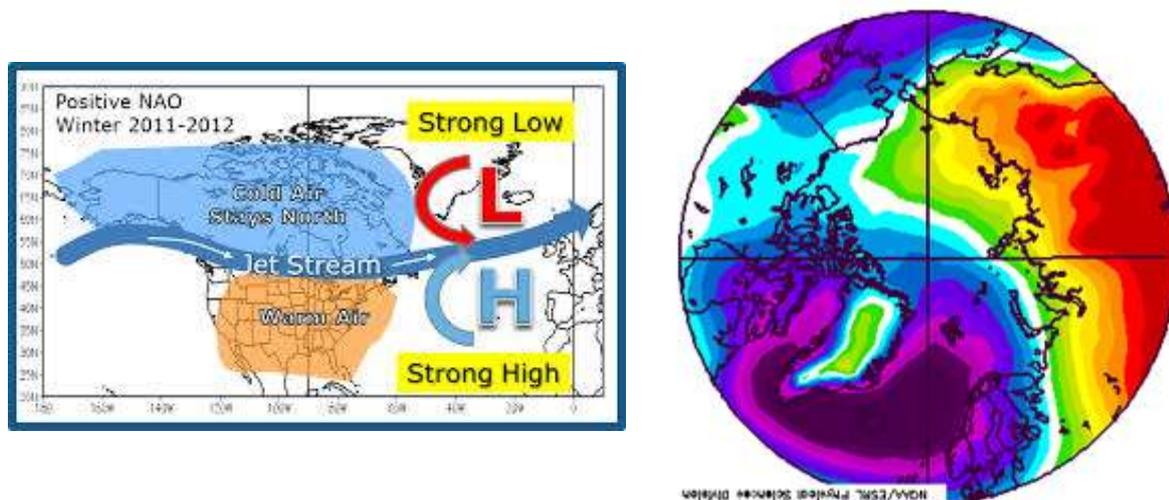


Fig.51: andamento del sea level pressure tra 1 dicembre 2011 e il 13 gennaio 2012. Fonte:(www.arctic.noaa.gov)

Variazioni annuali e inter-annuali delle traiettorie delle masse d'aria in Artico: analisi e interpretazione del segnale isotopico nelle precipitazioni delle Svalbard. Progetto GNIPIAEA

La Fig. 51 mostra l'oscillazione NAO per l'inverno 2011/2012. Il valore di NAO fu tra i più positivi, a differenza dell'inverno 1995/1996, durante il quale sono stati registrati valori negativi. Si nota come, durante questo inverno, nel mare di Barents comprese le Svalbard, si formò un intenso sistema di bassa pressione. Esso era localizzato soprattutto su Groenlandia, Islanda, mare di Barents e Svalbard.

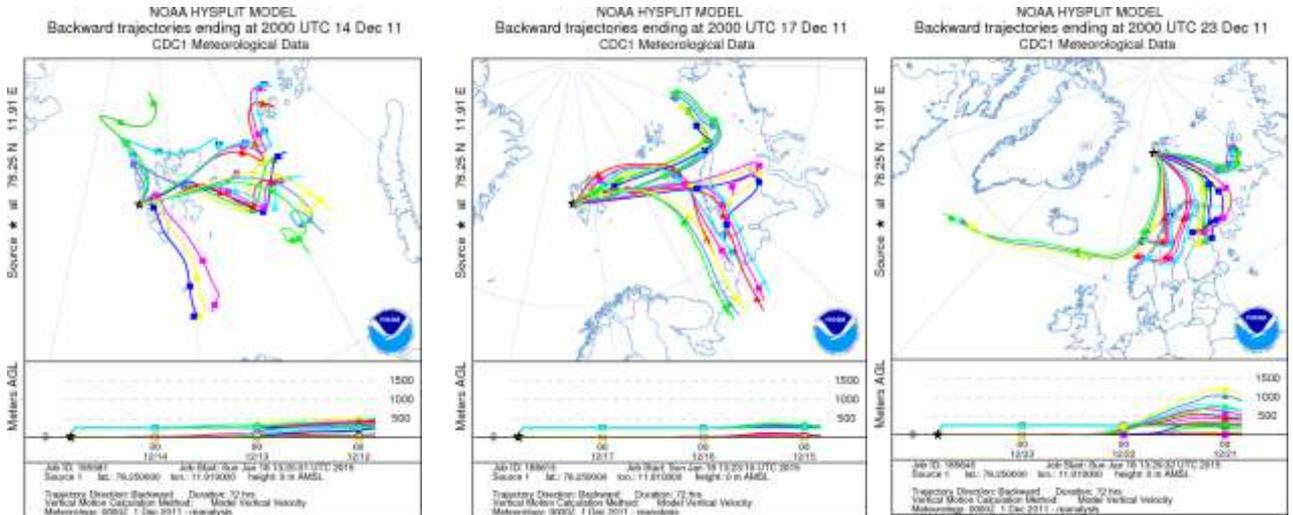


Fig. 52: retro traiettorie durante il mese di dicembre 2011. Fonte (<http://ready.arl.noaa.gov>).

Il mese di dicembre 2011 risultò aver registrato la minor intensità di precipitazione: solamente 3,4 mm. La temperatura media del periodo fu di -6,9°C e il valore di delta isotopico del -10,52‰. Non vennero registrate importanti incursioni di masse d'aria di origine Atlantica e, poiché la gran parte delle masse d'aria si originano dal mare di Barents si potrebbe pensare che la sorgente di umidità fosse collocata vicina al sito di studio. Durante l'ultima settimana del mese si registrano anche masse d'aria che si originano a sud della Groenlandia. La provenienza non è comunque mai dalle medio basse latitudini.

La situazione cambia letteralmente durante il mese successivo. L'indice NAO rimane sempre positivo ma si assiste ad un accumulo di precipitazioni che alla fine del mese arriva a registrare 209,5 mm. Le temperature aumentano di quasi 3°C a cui si associa anche un aumento della pressione di vapore, ma il valore di composizione isotopica rimane pressoché invariato: -10,47‰.

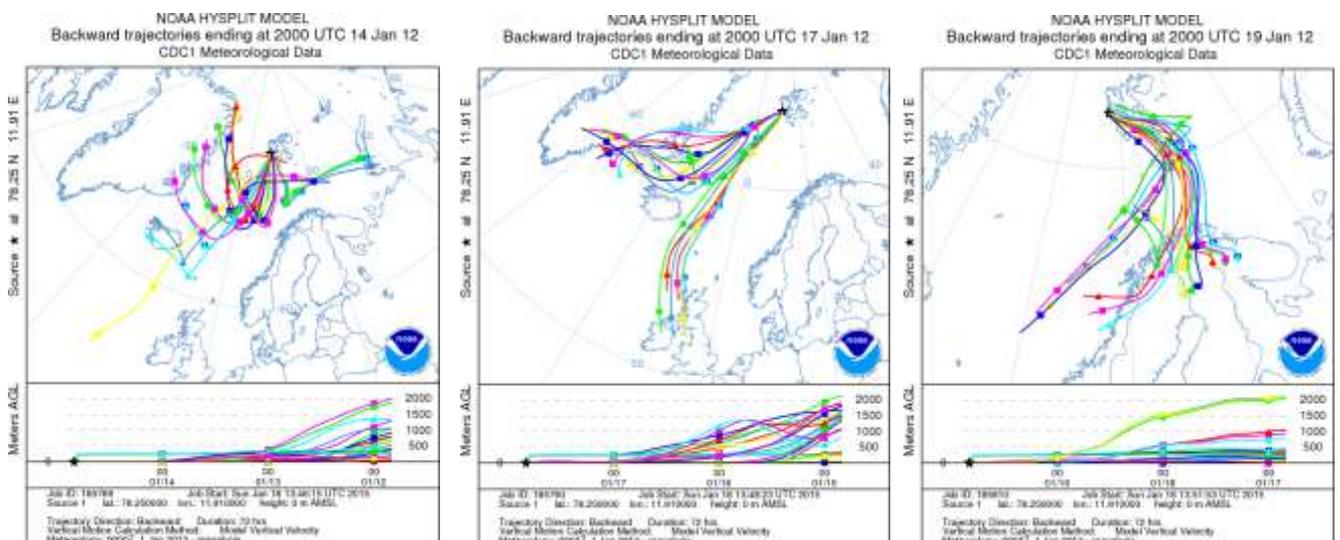


Fig. 53: retro traiettorie durante il mese di gennaio 2012. Fonte (<http://ready.arl.noaa.gov>).

Variazioni annuali e inter-annuali delle traiettorie delle masse d'aria in Artico: analisi e interpretazione del segnale isotopico nelle precipitazioni delle Svalbard. Progetto GNIPI/IAEA

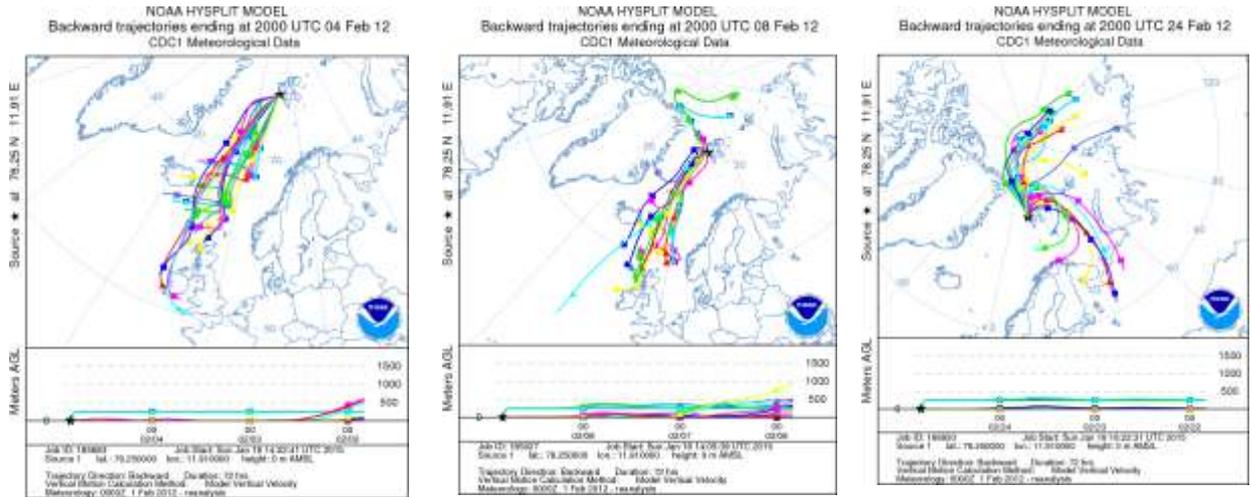


Fig. 54: retro traiettorie durante il mese di febbraio 2012. Fonte(<http://ready.arl.noaa.gov>).

Durante il mese di febbraio 2012 dominano masse d'aria che si originano nel mar di Norvegia e nel Nord Atlantico. L'eccesso di deuterio (4,68%) non è così elevato come per i mesi febbraio 1996, dicembre 2005, febbraio 2006, e dicembre 2011 e questo in parte potrebbe essere spiegato dall'effetto temperatura.

Di seguito gli output grafici risultanti dal modello ECHAM5 relativamente alla composizione isotopica delle precipitazioni e del vapore acqueo per gli inverni in funzione delle precipitazioni: inverno 1996 e 2006.

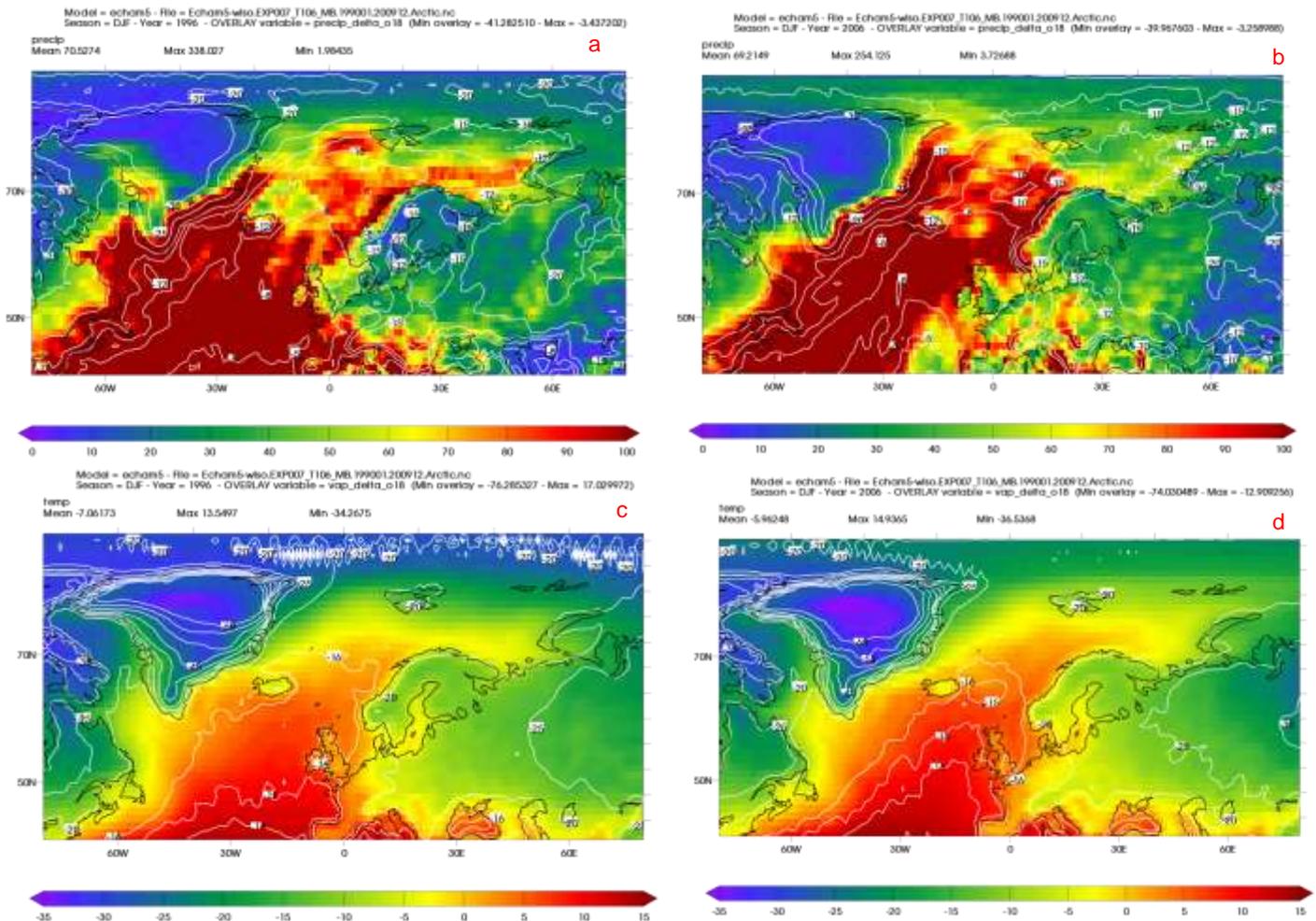


Fig. 55: output modello ECHAM5. Confronto evoluzione spaziale delta isotopico delle precipitazioni e del vapore rispetto all'intensità delle precipitazioni (a e b) e rispetto alla temperatura (c e d) negli inverni 1996 e 2006.

Dal modello ECHAM5 è stato possibile estrapolare solo gli output per gli 1995/1996 et 2005/2006. Si ricorda che la differenza fondamentale tra questi due inverni furono temperature basse per l'inverno 1995/1996 rispetto a delle temperature anomale e più elevate per l'inverno 2005/2006 e una riduzione in negativo della banchisa.

5.14.2. ANALISI DEI MESI INVERNALI CON MINORE INTENSITA' DI PRECIPITAZIONI

INVERNI 1990 – 1994/1995 – 2006/2007: questi tre inverni si caratterizzano in quanto a differenza dei precedenti, analizzati nel Par. 5.14.1 , hanno registrato i valori più bassi di precipitazione.

- **INVERNO 1990 :** le temperature annotate nei due mesi di registrazioni furono in media di circa -8°C . Analizzando le immagini satellitari sull'estensione della banchisa si può constatare che durante quell'inverno esso era particolarmente importante, raggiungendo anche oltre il limite di estensione medio 1978 – 2012.

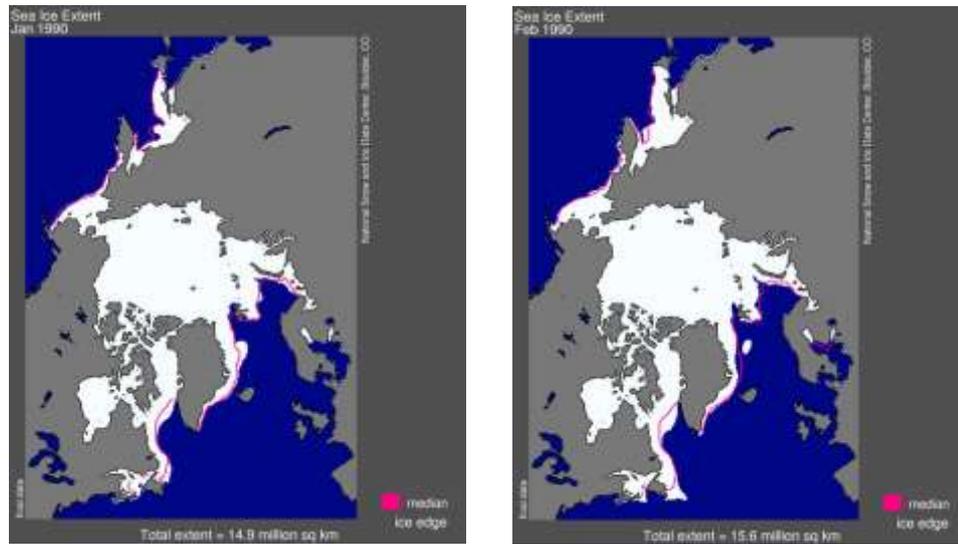


Fig. 56: Estensione della banchisa Artica gennaio e febbraio 1990. Fonte(http://nsidc.org/data/seaiice_index/archives/image_select.html).

Dalle analisi grafiche dell'output del modello ECHAM5 si nota come l'intervallo di temperature preveda piuttosto bene il valore medio di circa -8°C .

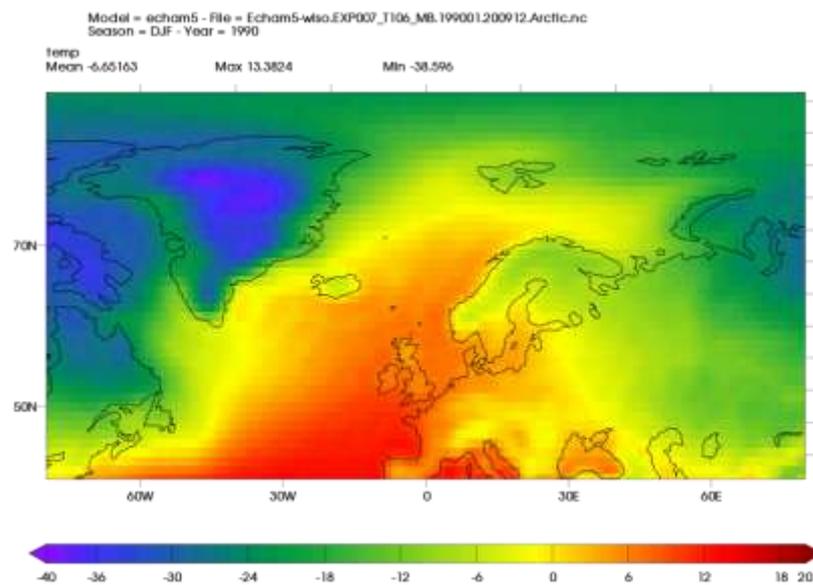


Fig. 57: output modello EHAM5 andamento temperatura inverno 1990.

Variazioni annuali e inter-annuali delle traiettorie delle masse d'aria in Artico: analisi e interpretazione del segnale isotopico nelle precipitazioni delle Svalbard. Progetto GNIPIAEA

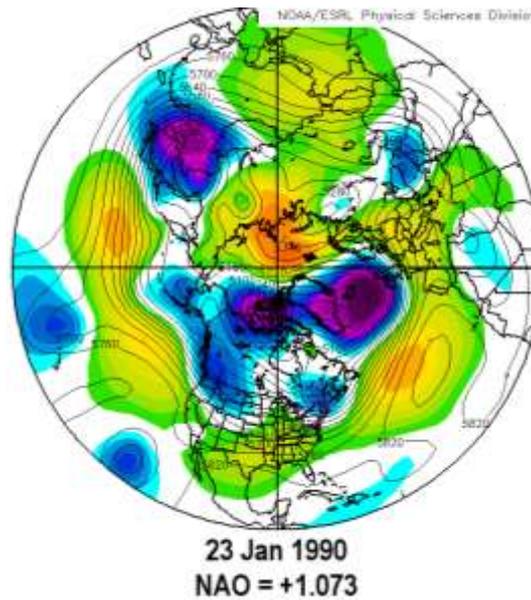


Fig. 58: andamento del sea level pressure NAO 23 gennaio 1990 (Fonte: <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/composites/day/>)

Nella Fig. 58 viene riportato graficamente come esempio, l'andamento dell'Oscillazione del Nord Atlantico in un giorno del gennaio 1990 che si ricorda essere stato in media positivo ed estremamente positivo (valori giornalieri). Si nota l'intenso centro di bassa pressione sopra l'Islanda e il forte centro di alta pressione sopra le Azzorre, come da definizione. Durante gran parte del mese di gennaio sulle Svalbard ha insistito un forte centro di alta pressione, proteggendolo dall'intenso sistema di bassa pressione localizzato per gran parte del mese sulla Groenlandia e sull'Oceano Atlantico del nord.

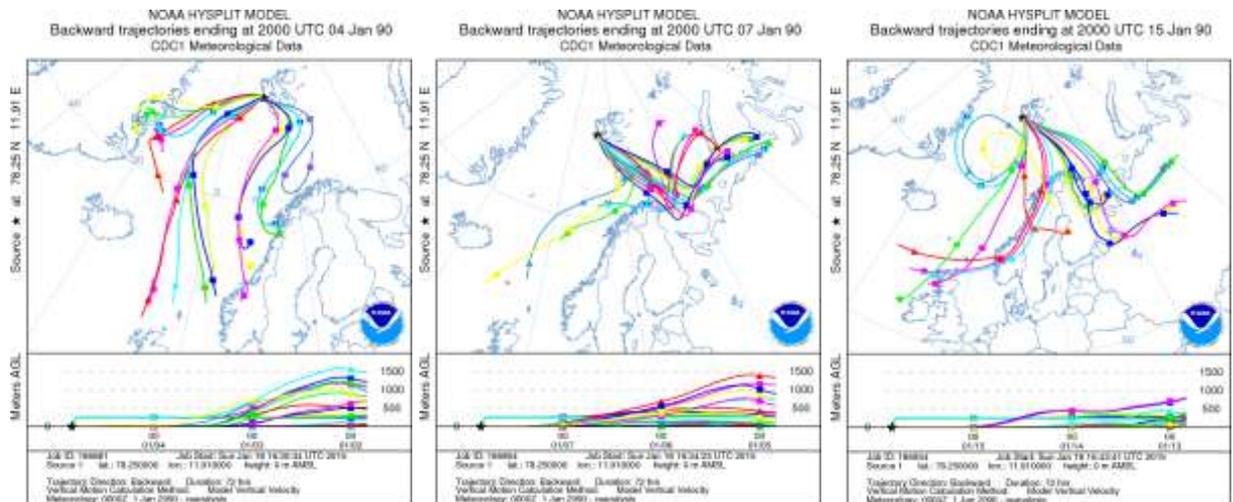


Fig. 59: retro traiettorie durante il mese di gennaio 1990. Fonte(<http://ready.arl.noaa.gov/>).

Durante il gennaio 1990 l'indice NAO è in medio estremamente positivo come mostrato nella Fig. e come si vede il centro di bassa pressione si colloca al di sopra dell'Islanda ed è estremamente intenso. Dall'analisi delle retro traiettorie si mette in luce una dominanza delle masse d'aria dalla regione mare di Norvegia e sud Islanda, nonché masse d'aria di origine Siberiana. In Fig. 60 viene rappresentata una situazione ideale di NAO positiva e che corrisponde alla Fig. 58 che rappresenta il pattern di pressione oceanica il 23 gennaio del 1990.

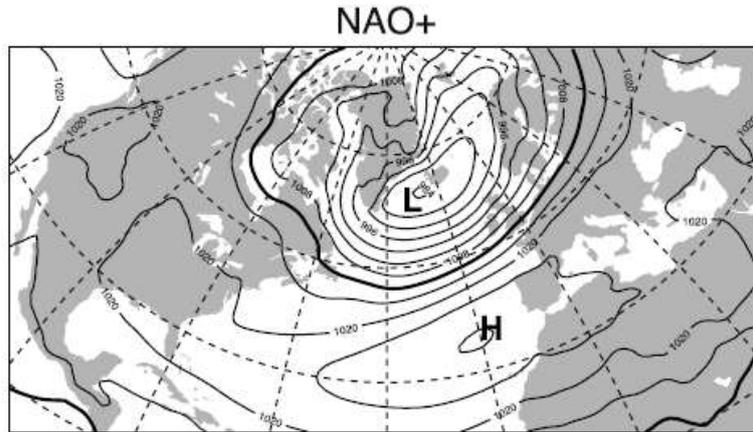


Fig. 60: NAO positiva. (Fonte: H. Sodemann et al., 2006).

Durante questo inverno il mese che ebbe il maggior tasso di precipitazione (27,6mm) fu **gennaio** ed effettivamente analizzando le retro traiettorie si può constatare che si ebbe anche il passaggio di una massa d'aria di origine atlantica mentre dominarono, per lo stesso mese, masse d'aria di origine siberiana.

Durante il mese di **febbraio** le precipitazioni furono insignificanti (2,7 mm). Le masse d'aria avevano principalmente dominanza da nord ovest e nord est e solo i primi giorni di febbraio si ebbero masse d'aria provenienti dal sud dell'Islanda. Il valore del delta isotopico è -8,95‰ quindi meno impoverito rispetto al mese precedente e anche l'eccesso di deuterio raggiunge valori poco significativi (4,00‰).

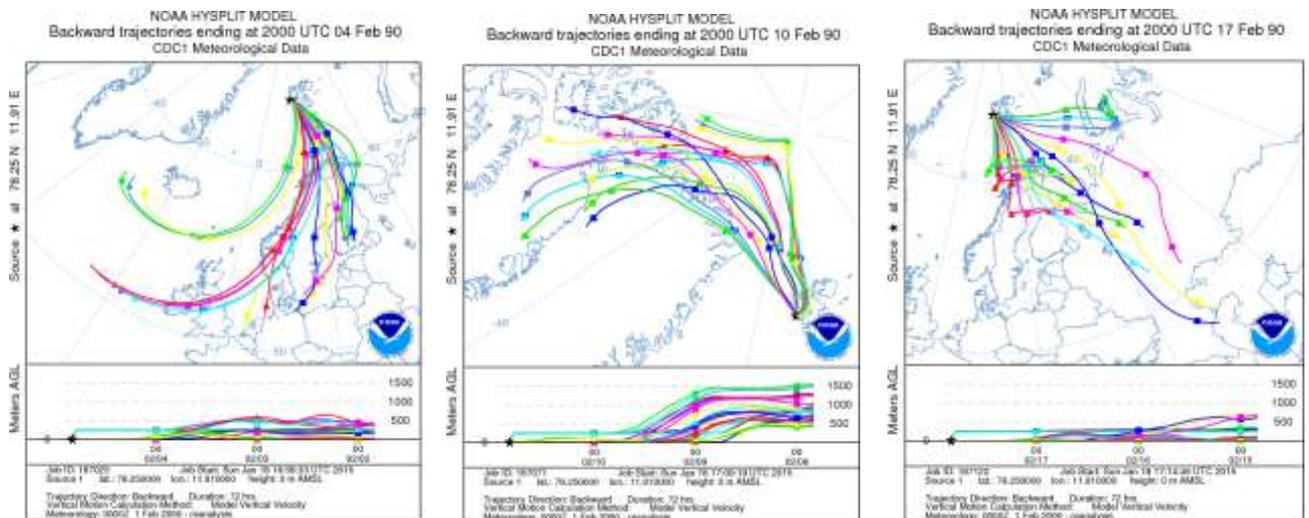


Fig. 61: retro traiettorie durante il mese di febbraio 1990. Fonte(<http://ready.arl.noaa.gov>).

Variazioni annuali e inter-annuali delle traiettorie delle masse d'aria in Artico: analisi e interpretazione del segnale isotopico nelle precipitazioni delle Svalbard. Progetto GNIPIAEA

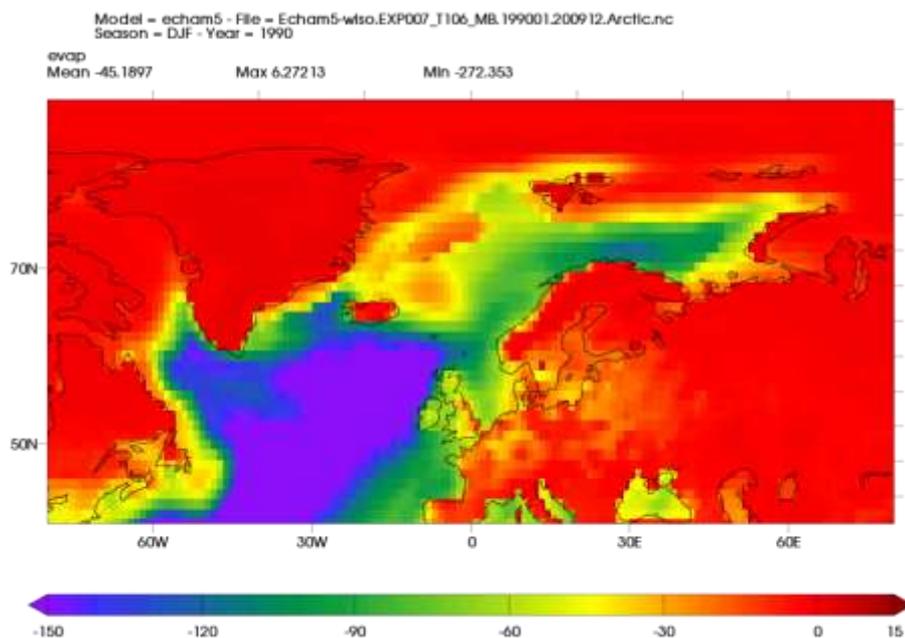


Fig. 62: output modello ECHAM5 andamento intensità di evaporazione inverno 1990.

Confrontando la Fig. 62 con Fig. 49 relativa al tasso di evaporazione per gli inverni 1996 e 2006 si nota come in questo ultimo inverno il centro di evaporazione si è spostato in maniera sorprendente verso nord. Questo potrebbe confermare ulteriormente che la sorgente di vapore acqueo nel 1996 e 2006 fu l'Atlantico Settentrionale a sud della Groenlandia e l'Atlantico subtropicale, mentre in questo secondo caso l'indice più positivo della NAO condusse allo sviluppo del centro di evaporazione localizzato sull'Islanda e il bacino dell'Atlantico al largo delle coste dell'Inghilterra. Le precipitazioni sono meno intense.

• **INVERNO 1994/1995:**

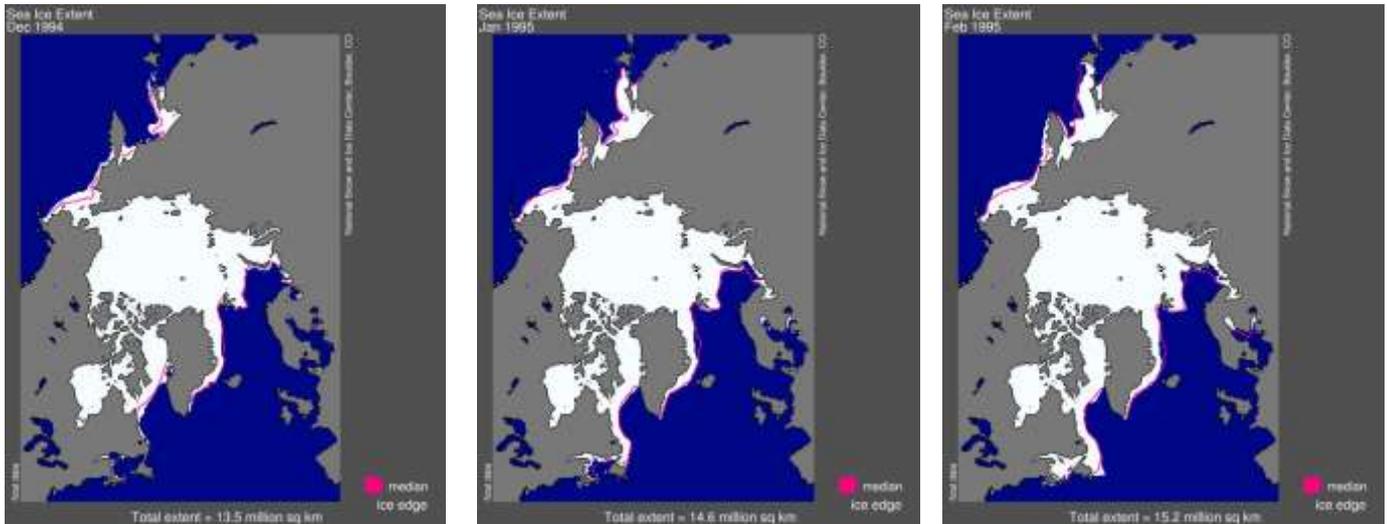


Fig. 63: Estensione della banchisa Artica dicembre, gennaio e febbraio 1994-1995. Fonte (http://nsidc.org/data/seaice_index/archives/image_select.html).

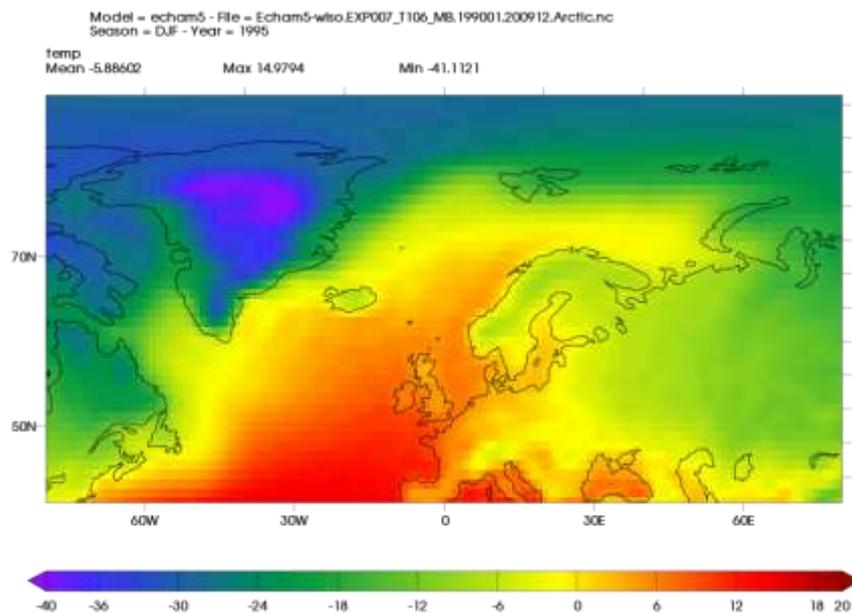


Fig. 64: output modello ECHAM5 andamento temperatura inverno 1995.

Osservando la Fig. 64 si nota che il modello ECHAM5 ha correttamente previsto temperature, nel punto studiato e nell'area circostante e più a nord, più basse rispetto all'inverno 1990 benché durante l'inverno 1990 l'estensione della banchisa era maggiore. Quindi questo parametro non può essere l'unico in grado di influenzare la temperatura dell'aria a 2m dal suolo. L'indice NAO può influenzare a sua volta le temperature: durante un indice estremamente positivo dell'Oscillazione del Nord Atlantico come nel caso dell'inverno 1994/1995, forti venti da sud ovest della corrente a getto percorrono il Nord America impedendo all'aria artica di scorrere verso sud rimanendo così bloccata in Artico e facendo così precipitare le temperature verso bassi valori.

Variazioni annuali e inter-annuali delle traiettorie delle masse d'aria in Artico: analisi e interpretazione del segnale isotopico nelle precipitazioni delle Svalbard. Progetto GNIPI/AEA

Durante il **dicembre 1994** si ebbero precipitazioni scarse (30,0 mm) e un indice NAO molto positivo. Il valore di eccesso di deuterio è il più elevato dei 3 mesi considerati (8,22‰) e il delta isotopico è pari a -11,99‰. Le temperature sono le "più alte" dei 3 mesi -8,3°C. Analizzando le retro traiettorie si evidenzia una predominanza da sud dell'Islanda, e dal mare di Norvegia, tra Inghilterra e Scandinavia.

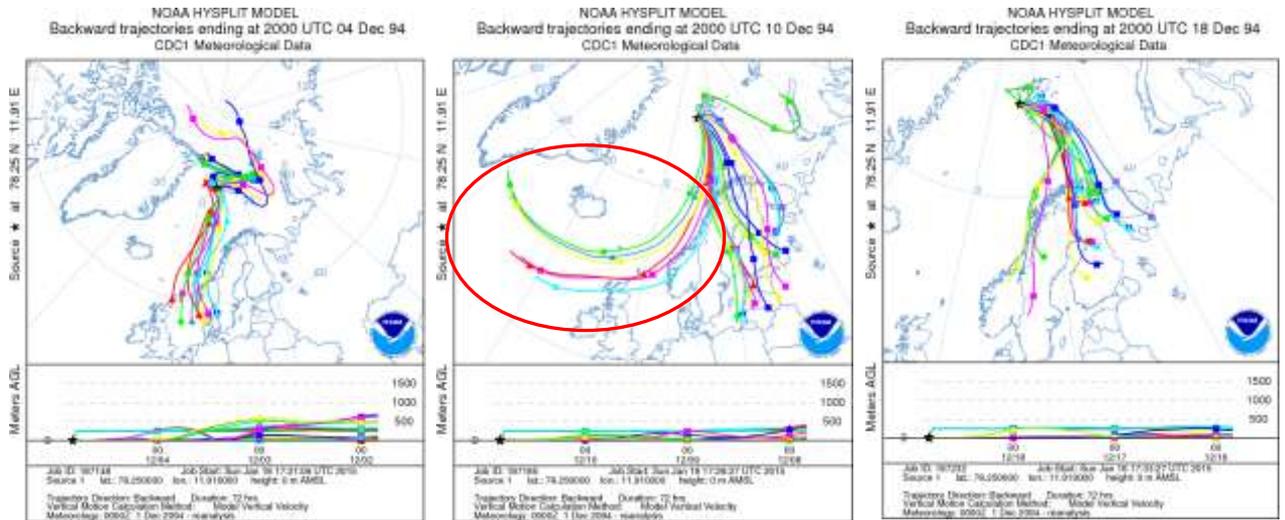


Fig. 65: retro traiettorie durante il mese di dicembre 1994. Fonte(<http://ready.arl.noaa.gov>).

Durante il mese di **gennaio 1995** le precipitazioni sono scarsissime registrando 2,6 mm e le temperature si abbassano a -14,0°C. Il delta isotopico è pari a -12,82‰ e l'eccesso di deuterio è di 5,86‰ quindi meno importante rispetto al mese precedente, mentre l'indice NAO si mantiene sempre positivo, 0,93.

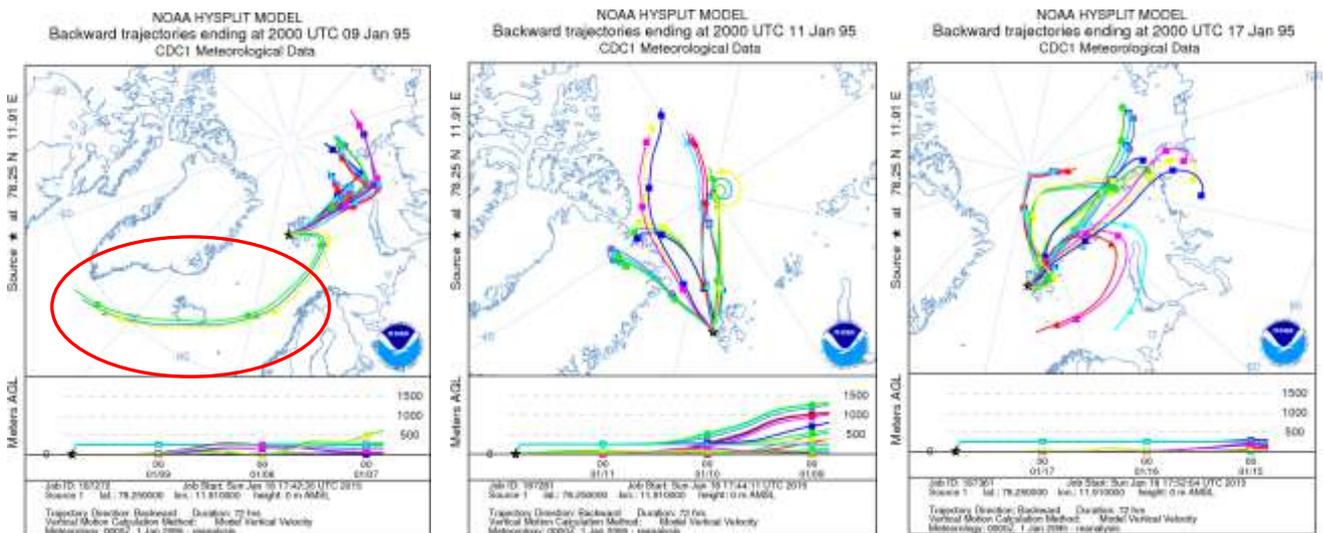


Fig. 66: retro traiettorie durante il mese di gennaio 1995. Fonte(<http://ready.arl.noaa.gov>).

Osservando i pattern di circolazione riscontrati prevalentemente nel dicembre 1994 e gennaio 1995 quando NAO era positiva si può constatare la provenienza da sud dell'Islanda delle masse d'aria le quali, con buona

Variazioni annuali e inter-annuali delle traiettorie delle masse d'aria in Artico: analisi e interpretazione del segnale isotopico nelle precipitazioni delle Svalbard. Progetto GNIPIAIA

probabilità, hanno trasportato l'umidità responsabile delle precipitazioni (più abbondanti nel dicembre 1994 scarsissime nel 1995). Le temperature sono più basse nel gennaio 1995 che nel dicembre 1994 in quanto si evidenzia che durante dicembre sono ridotte le masse d'aria artica, che diventano più importanti durante il mese di gennaio.

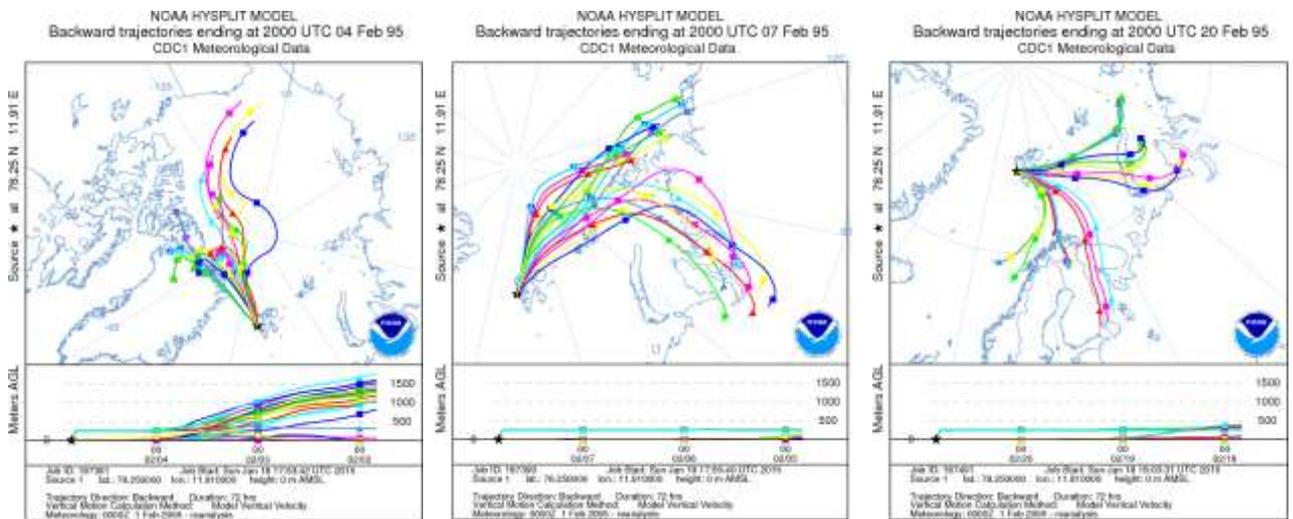


Fig. 67: retro traiettorie durante il mese di febbraio 1995. Fonte(<http://ready.arl.noaa.gov>).

Durante il mese di febbraio 1995 il valore di delta isotopico è di -26,07‰ e l'eccesso di deuterio molto basso, pari a 2,46‰. Le temperature hanno in media un valore di -13,8°C e l'indice NAO positivo. Le precipitazioni anche in questo caso sono scarsissime, pari a 4,3 mm.

In tutti e tre i mesi le precipitazioni furono di natura nevosa.

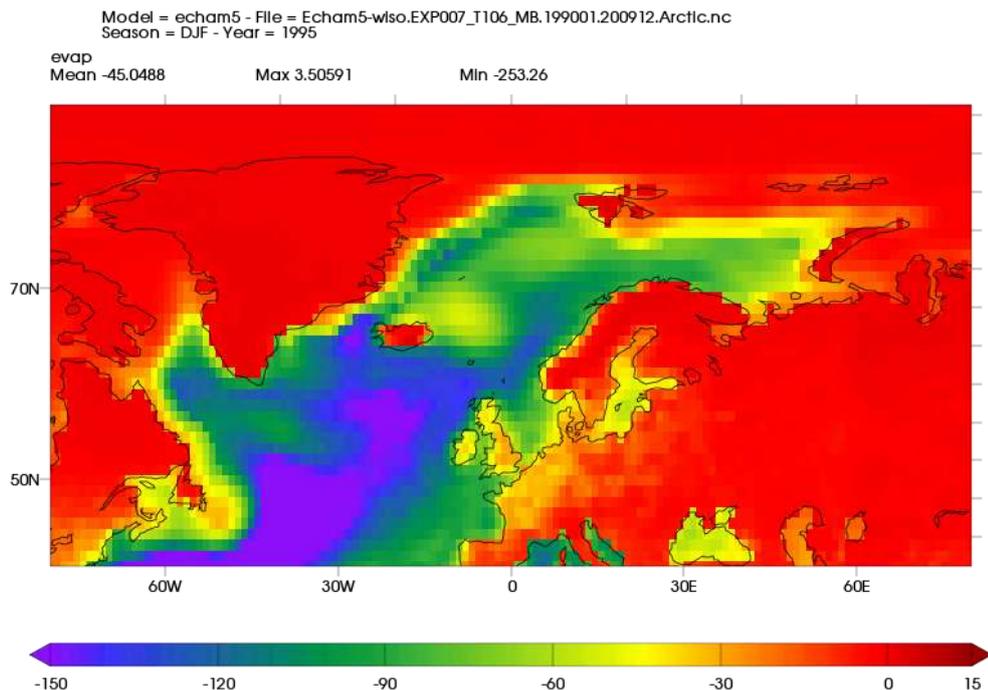


Fig. 68: output modello ECHAM5 andamento intensità di evaporazione inverno 1995.

Anche per questi tre mesi dell'inverno 1995 il centro di evaporazione è maggiormente spostato a nord, tra l'Islanda e le coste sud orientali della Groenlandia.

• **INVERNO 2003/2004:**

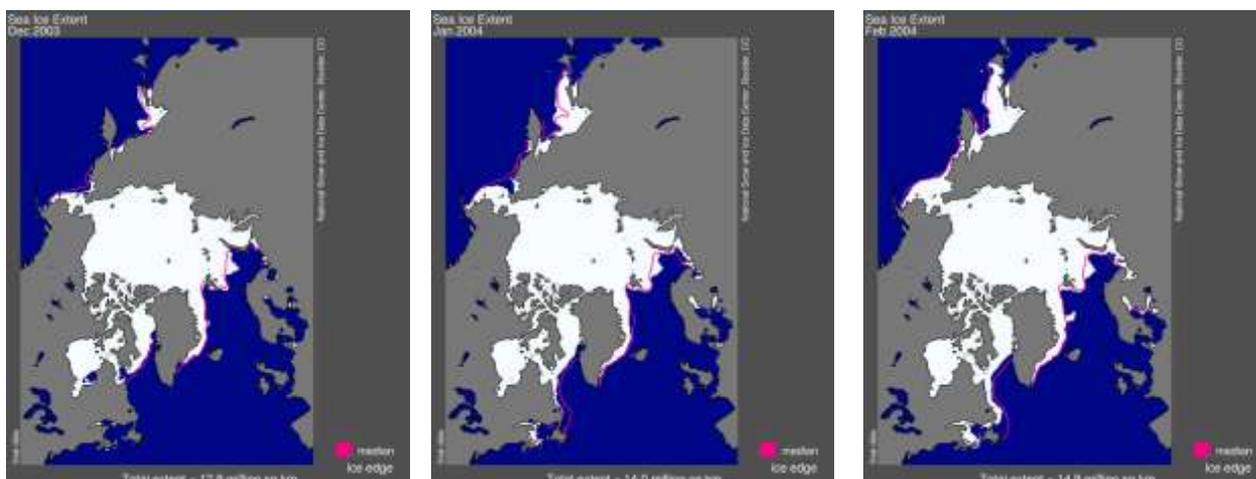


Fig. 69: Estensione della banchisa Artica dicembre, gennaio e febbraio 2003-2004. Fonte(http://nsidc.org/data/seaice_index/archives/image_select.html).

Nell'inverno 2004 vengono registrate le temperature più basse della serie. Analizzando qualitativamente l'estensione della banchisa si evidenzia che effettivamente essa si estende oltre i limiti coprendo anche l'area che circoscrive la zona di indagine.

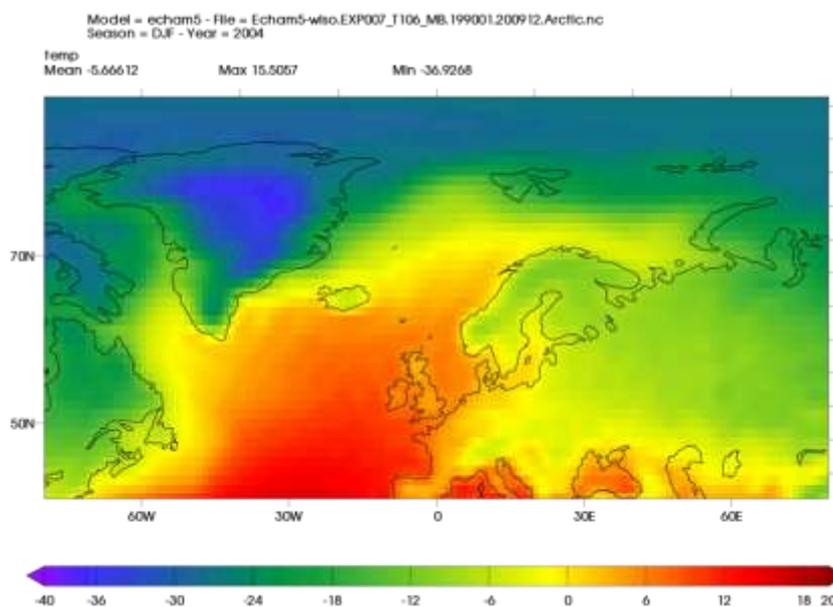


Fig. 70: output modello ECHAM5 andamento temperatura inverno 2004.

Il modello riesce a modellizzare piuttosto bene le temperature in un intervallo compreso tra -12,0 e -18,0°C.

Variazioni annuali e inter-annuali delle traiettorie delle masse d'aria in Artico: analisi e interpretazione del segnale isotopico nelle precipitazioni delle Svalbard. Progetto GNIPI/IAEA

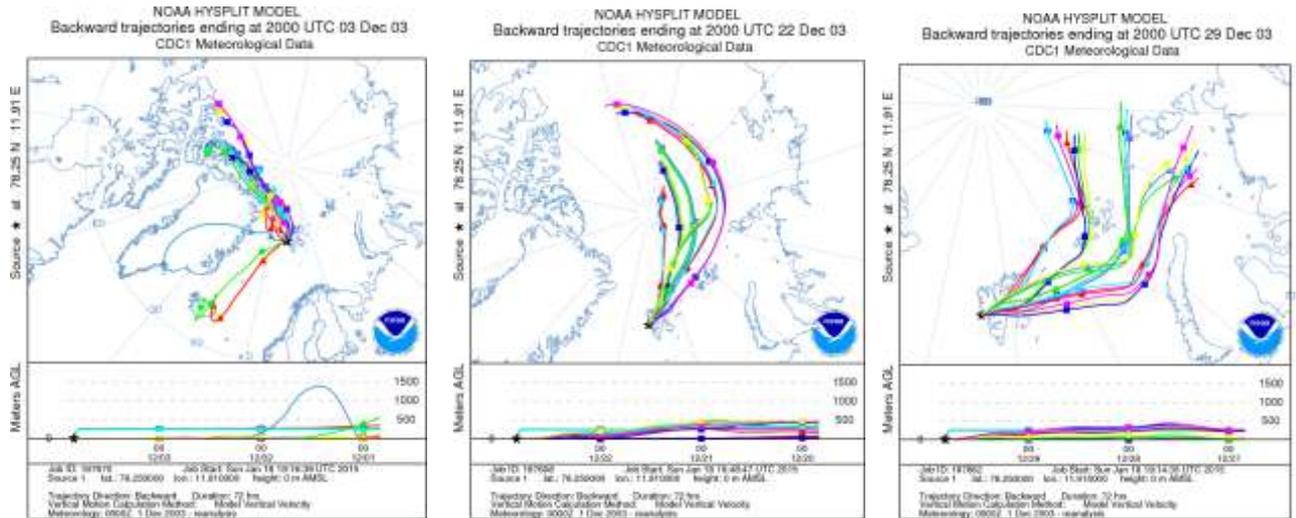


Fig. 71: retro traiettorie durante il mese di dicembre 2003. Fonte(<http://ready.arl.noaa.gov>).

Durante il mese di **dicembre 2003** le precipitazioni furono estremamente scarse, 18,5 mm e le temperature hanno raggiunto i -17,0°C. Analizzando le retro traiettorie (qui si riportano alcuni esempi dopo aver analizzato l'intero mese), si nota che le masse d'aria provengono per la gran parte dall'Artico del nord, da settentrione determinando così un'ulteriore abbassamento delle temperature.

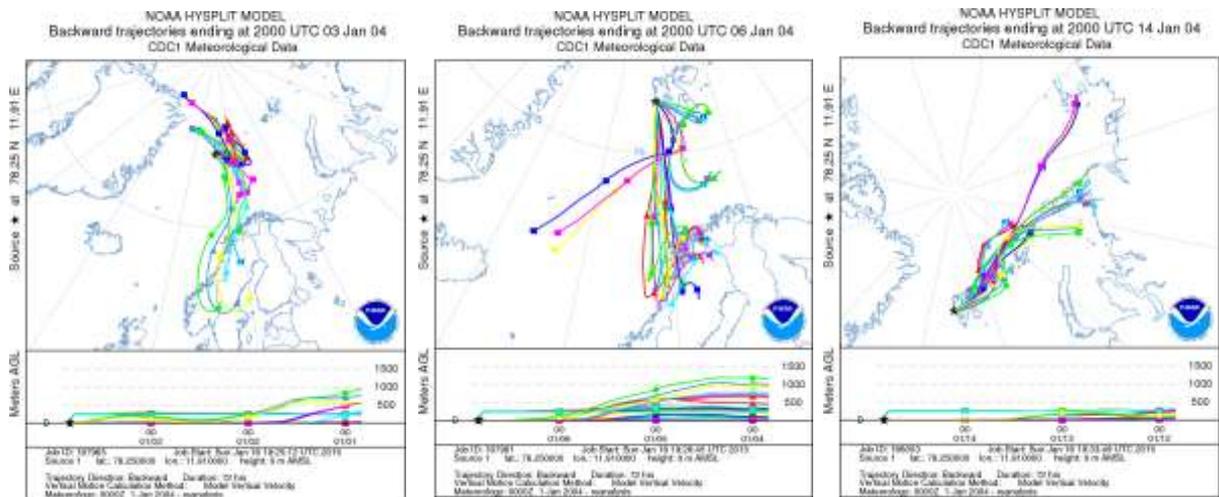


Fig. 72: retro traiettorie durante il mese di gennaio 2004. Fonte(<http://ready.arl.noaa.gov>).

Durante il mese di **gennaio 2004** si riconosce un maggior numero, rispetto al mese precedente, di masse d'aria derivanti da sud, in particolare al mare di Norvegia a nord dell'Islanda. In effetti le temperature, seppur basse, sono superiori rispetto al mese di dicembre.

Variazioni annuali e inter-annuali delle traiettorie delle masse d'aria in Artico: analisi e interpretazione del segnale isotopico nelle precipitazioni delle Svalbard. Progetto GNIPI/AEA

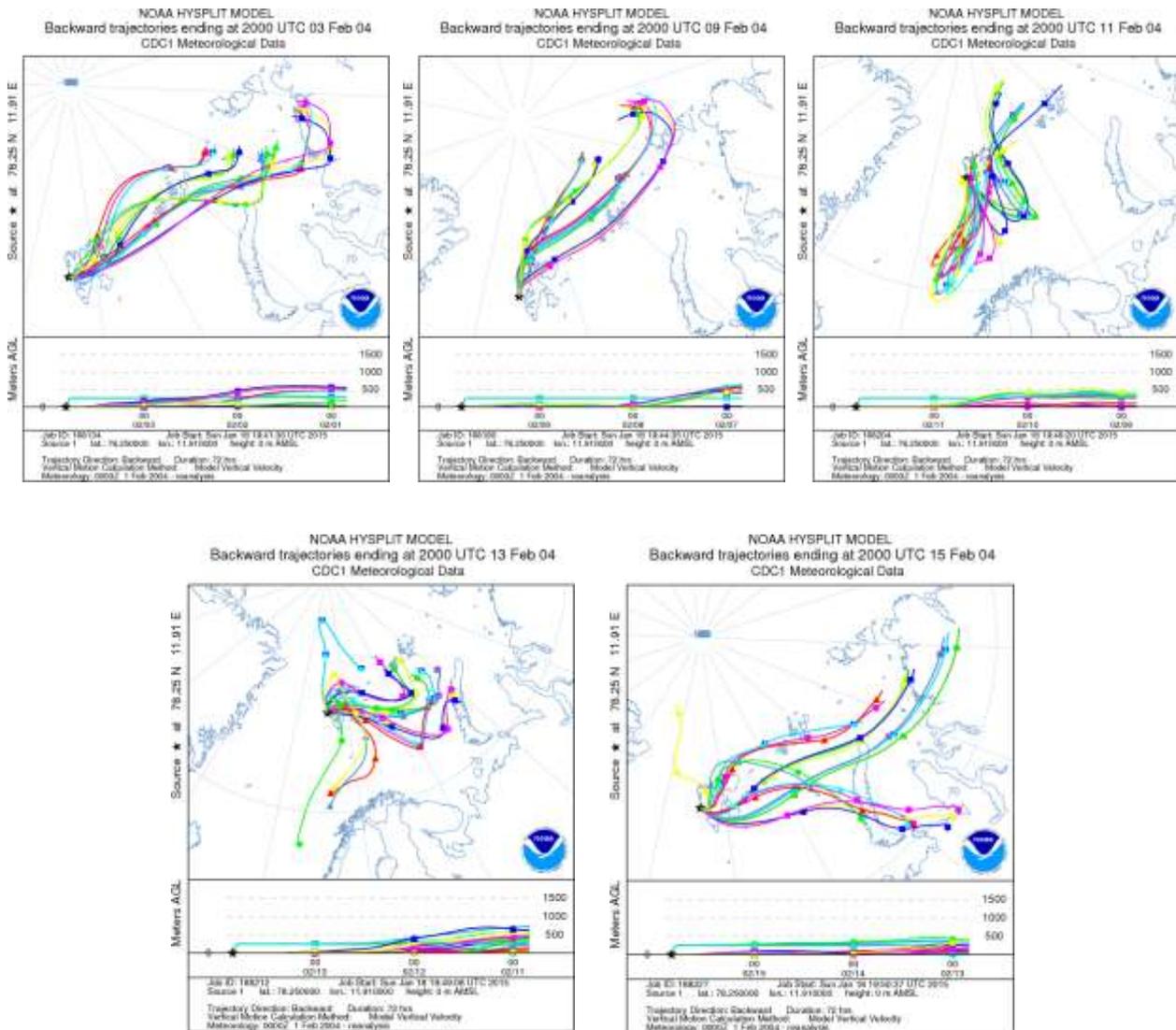


Fig. 73: retro traiettorie durante il mese di febbraio 2004. Fonte(<http://ready.arl.noaa.gov>).

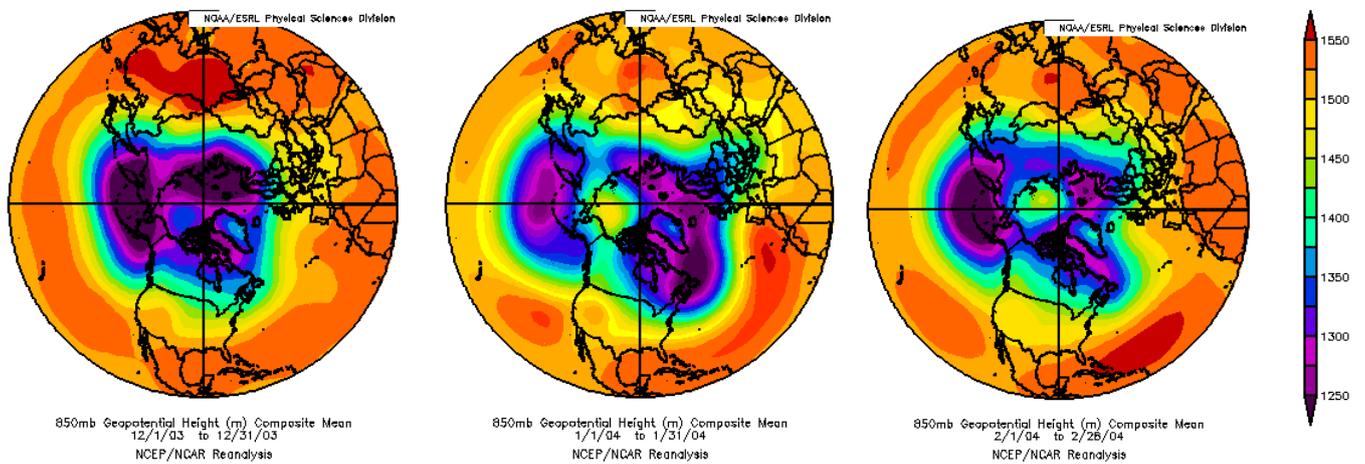


Fig.74: andamento anomalie della SLP per l'inverno 2003/2004 (Fonte: <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/composites/day/>)

Variazioni annuali e inter-annuali delle traiettorie delle masse d'aria in Artico: analisi e interpretazione del segnale isotopico nelle precipitazioni delle Svalbard. Progetto GNIPIAEA

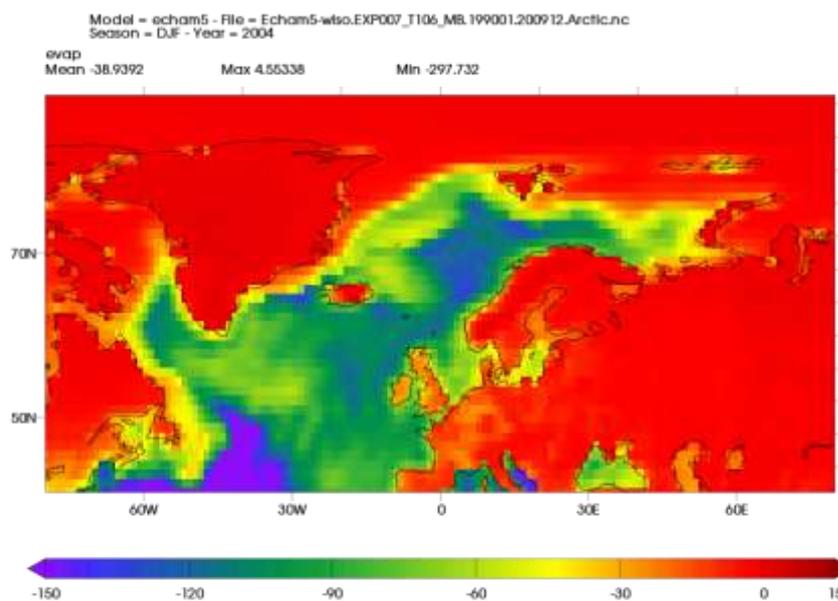


Fig.75 : output modello ECHAM5 andamento intensità di evaporazione inverno 2004.

Anche in questo caso, a conclusione dell'analisi mensile, si riporta il risultato del modello. Si evidenziano centri di evaporazione molto prossimi all'Islanda e alle Svalbard, nel Mar di Norvegia e di Barents.

Variazioni annuali e inter-annuali delle traiettorie delle masse d'aria in Artico: analisi e interpretazione del segnale isotopico nelle precipitazioni delle Svalbard. Progetto GNIPI/AEA

• INVERNO 2006/2007:

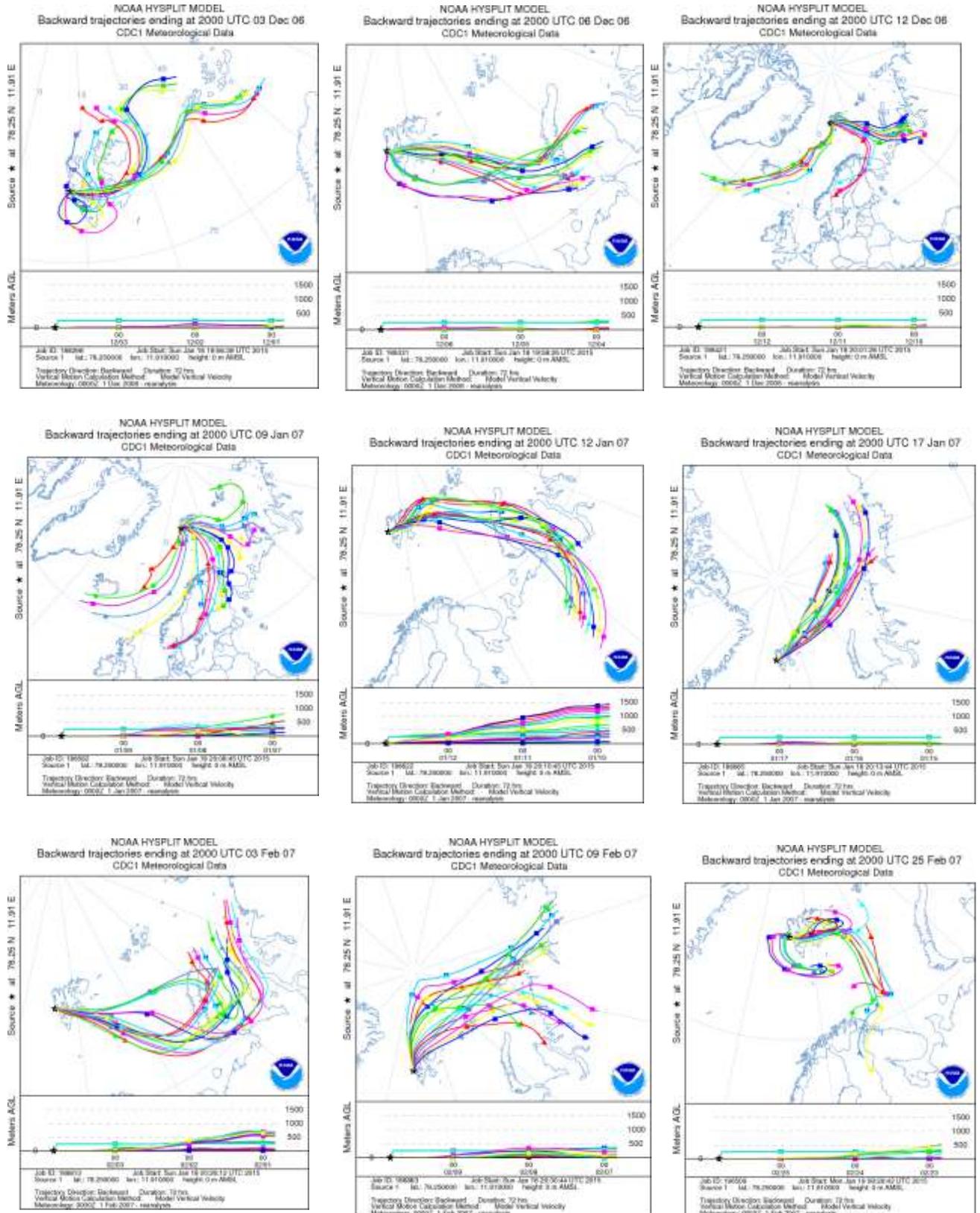


Fig. 76: retro traiettorie durante il mese di dicembre, gennaio e febbraio 2006-2007. Fonte(<http://ready.arl.noaa.gov>).

Variazioni annuali e inter-annuali delle traiettorie delle masse d'aria in Artico: analisi e interpretazione del segnale isotopico nelle precipitazioni delle Svalbard. Progetto GNIPI/AEA

Durante l'inverno e la primavera (dicembre – maggio) 2006 e 2007 si è avuta una generale tendenza ad anomalie termiche positive nell'Atlantico, con picchi di 3 – 4 °C in più del normale presso le Svalbard, e con una propagazione di questa situazione nel mare di Barents. Questa tendenza fu leggermente diversa da quella che si ebbe tra il 2000-2005, quando il plum caldo era più vicino alla Siberia. Sulle coste nord-americane dell'Artico la pressione registrata fu più bassa.

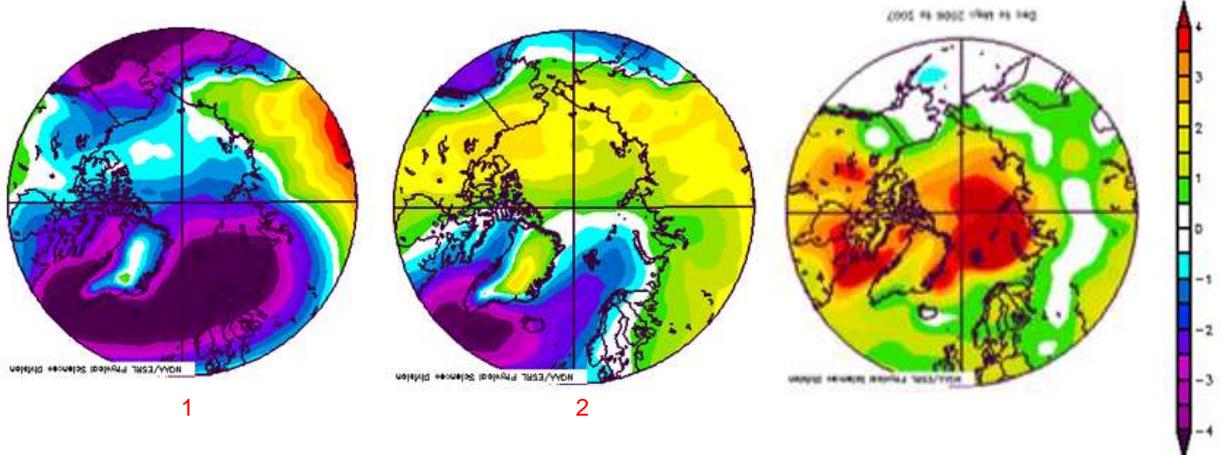


Fig. 77: anomalie di pressione tra dicembre e gennaio (1) e febbraio e marzo (2) dell'inverno 2007 e anomalie termiche oceaniche per il periodo dicembre 2006 – maggio 2007. (Fonte: NOAA's Earth Science Research Laboratory)

Questa situazione ha generato un flusso meridionale anomalo verso nord dell'aria, dal mare di Barents, verso il centro dell'Artico. Analizzando le retro traiettorie si notano effettivamente masse d'aria provenienti da questa regione, e che sostengono il picco anormalmente caldo del 2006 al 2007: la causa fu l'avvezione di masse d'aria calda e flusso di umidità generatosi, probabilmente in condizioni di vento intenso e elevata energia cinetica a livello oceanico dal mare di Barents! Le fasi positive dei pattern di circolazione artica (NAO compresa) hanno anomalie di temperatura positiva sulle masse terrestri dell'artico, quando invece in questo caso si è assistito ad un incremento termico nel centro dell'Oceano Artico. E' un periodo di incertezza nei pattern di circolazione atmosferica in Artico (*J. Overland et. al, 2007*). Quindi le traiettorie delle masse d'aria hanno variato di direzione. Secondo J. Inoue et al., 2012, anche l'estensione della banchisa potrebbe giocare un ruolo fondamentale nella determinazione delle traiettorie delle masse d'aria. I ricercatori sostengono che per effetto della riduzione della banchisa nel mare di Barents, in inverno, le traiettorie dei cicloni (Fig. 78) hanno la tendenza a spostarsi verso nord, dalla costa della Siberia verso l'Oceano Artico trasferendo masse d'aria calda verso le regioni del centro del polo. La distribuzione risultante della pressione atmosferica al livello del mare Artico faciliterebbe l'avvezione calda su di esso (freccia rossa Fig. 78).

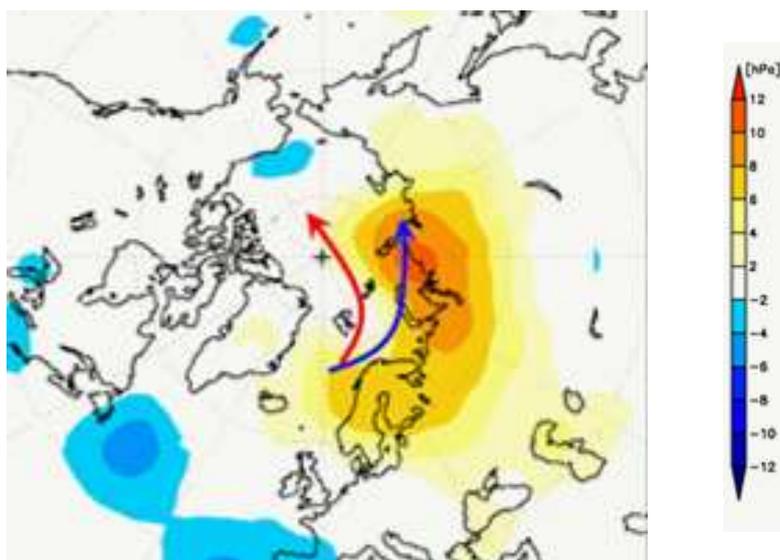


Fig. 78: Variazione delle traiettorie dei cicloni ipotizzate nel contesto di una riduzione della banchisa nel mare di Barents e di Kara. (Fonte: J. Inoue et al., 2012)

Quindi i valori meno negativi dell'inverno 2005/2006 potrebbero essere attribuiti, più che all'effetto temperatura, alla sorgente dell'umidità e quindi ad un effetto distanza: per l'inverno 1995/1996 potevano dominare masse d'aria Atlantica mentre nell'inverno 2005/2006 le condizioni generali del sistema climatico ha favorito maggiori processi di convezione sul mare di Barents

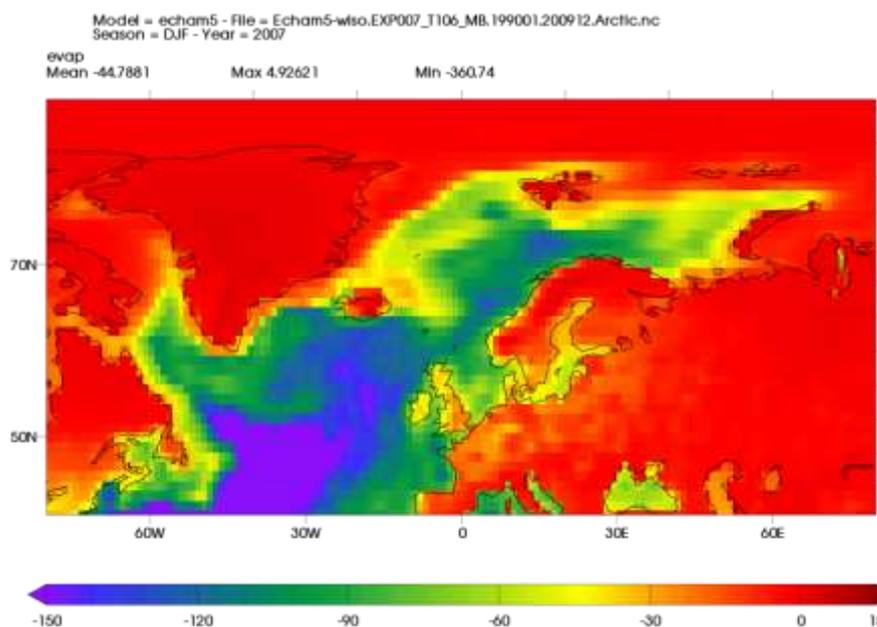


Fig. 79: Proiezione modello ECHAM5 intensità di evaporazione inverno 2007.

Variazioni annuali e inter-annuali delle traiettorie delle masse d'aria in Artico: analisi e interpretazione del segnale isotopico nelle precipitazioni delle Svalbard. Progetto GNIPI/IAEA

Durante gli inverni 1990, 1994/1995, 2006/2007 l'indice NAO fu mediamente positivo e questo significa intenso centro di alta pressione sulle Azzorre, intenso centro di bassa pressione sull'Islanda e quindi sull'Oceano nord Atlantico. Analizzando le retro traiettorie si è potuto constatare che la gran parte delle masse d'aria aveva provenienza settentrionale e rari sono stati i casi di derivazione Atlantica.

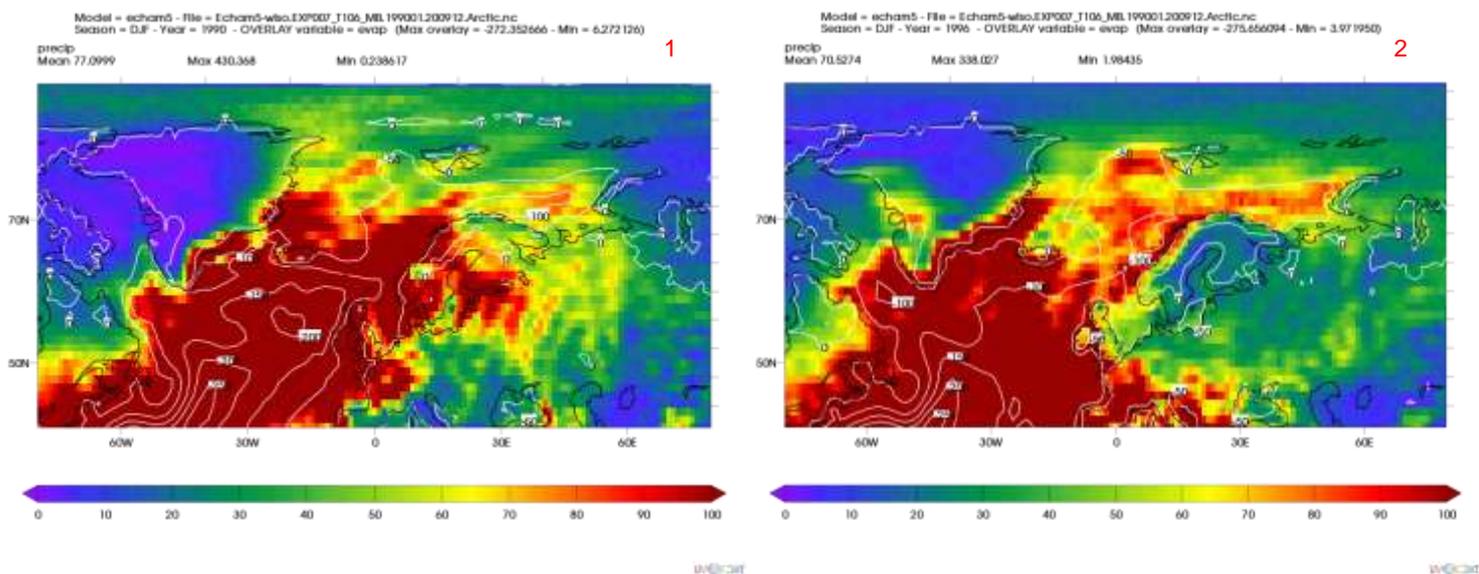


Fig. 80: Proiezione modello ECHAM5 intensità di evaporazione (isolinee) e intensità di precipitazione inverni 1990 (1) e 1996 (2).

Nelle due figure riportate in alto, viene portato come esempio il risultato delle proiezioni del modello ECHAM5 per (2) un inverno in cui si registrarono abbondanti precipitazioni e un inverno (1) in cui si registrarono scarse precipitazioni. Nel primo caso (inverno 1996) si nota che i più importanti centri di evaporazione sono localizzati a sud della Groenlandia e al largo del mar di Norvegia e soprattutto verso le medie latitudini nell'Atlantico settentrionale. Ma, dalla colorazione (intensità precipitazioni) si nota come nella zone di studio il modello ha predetto abbondanti precipitazioni (maggiori ad 80mm). Viceversa nell'inverno 1990 (scarse precipitazioni) si ebbe uno spostamento verso il sud dell'Islanda dei centri di evaporazione ma anche nel mare di Barents ma, si registrarono scarse precipitazioni e temperature più basse.

5.14.3. MESI ESTIVI ANOMALI: ESTATI 2007-2012 CON MINIMO NELL'ESTENSIONE DELLA BANCHISA

Come è stato evidenziato dall'analisi delle matrici di correlazione, il segnale isotopico può essere associato alla variazione dell'indice NAO, mentre perde di significato la relazione con la temperatura, al contrario del periodo invernale. Si andrà a valutare la relazione tra le anomalie di pressione oceanica e il valore della composizione isotopica. Dall'estate 2007 all'estate 2012, l'indice dell'oscillazione del Nord Atlantico ha avuto un'evoluzione verso la negativizzazione. Caratteristica dominante di queste ultime 5 estati della serie temporale studiata è la notevole riduzione della banchisa, mostrando una tendenza ad una perdita consistente della superficie ghiacciata artica. L'estate 2007 è stata considerata come la più significativa in termini di anomalie termiche e soprattutto per quanto riguarda il minimo nell'estensione della banchisa raggiunta al termine del periodo estivo.

- **ESTATE 2007:** questa estate venne ricordata come una delle più anomale in termini di temperatura media dell'Oceano (area mare di Barents e di Kara) e valore di estensione minima raggiunta al termine dell'estate.

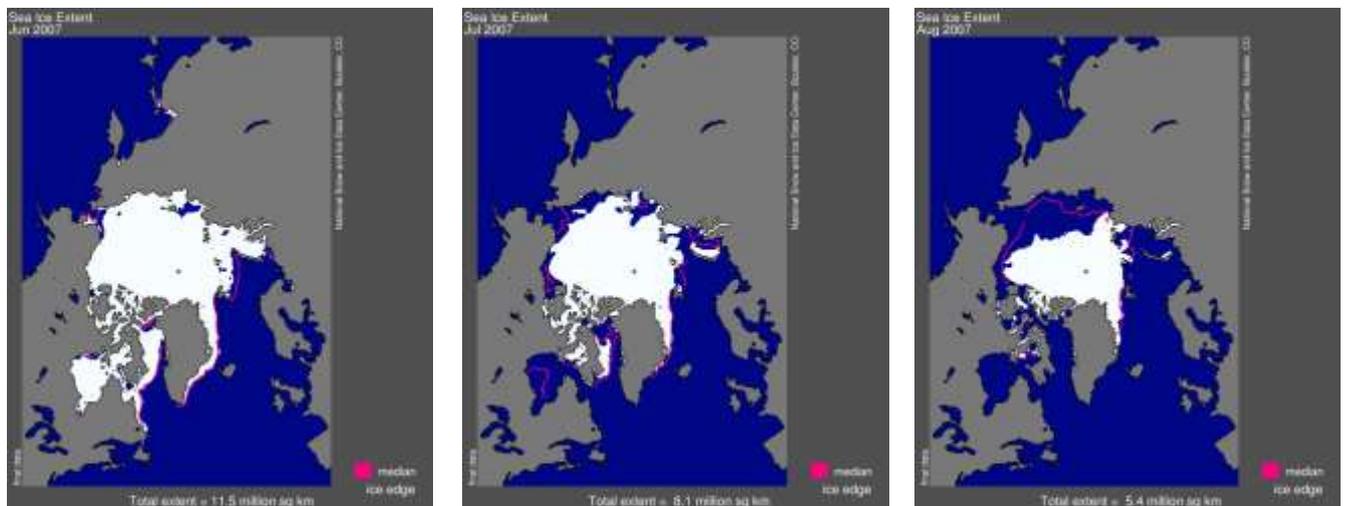


Fig. 81: Estensione della banchisa Artica giugno, luglio e agosto 2007. Fonte(http://nsidc.org/data/seaice_index/archives/image_select.html).

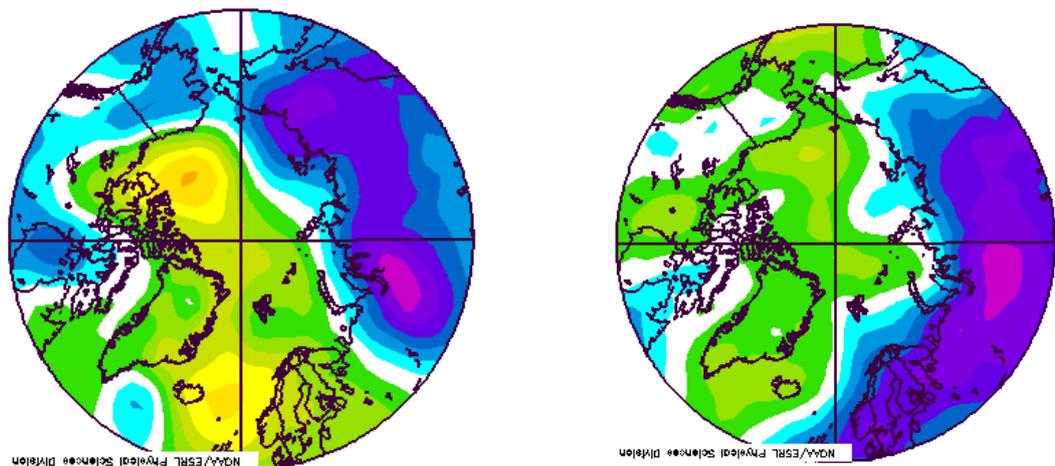


Fig. 82: Anomalie della sea level pressure relativa al mese di giugno 2007. Fonte : (<http://neven1.typepad.com/blog/2012/07/arctic-atmosphere-june-july-2012.html>) .

Variazioni annuali e inter-annuali delle traiettorie delle masse d'aria in Artico: analisi e interpretazione del segnale isotopico nelle precipitazioni delle Svalbard. Progetto GNIPIAIAE

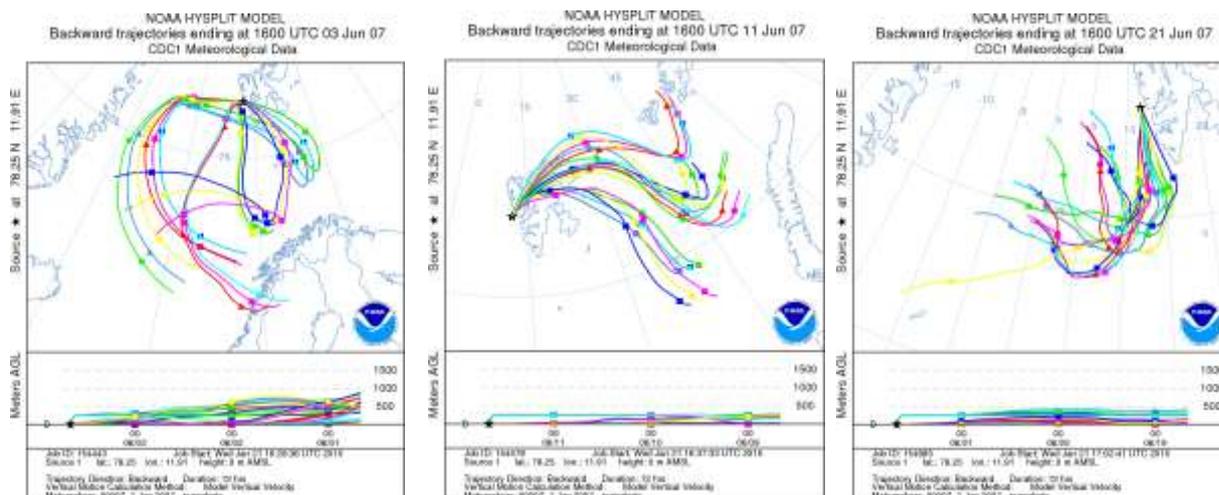


Fig. 83: retro traiettorie durante il mese di giugno 2007. Fonte(<http://ready.arl.noaa.gov>).

Dalla analisi delle retro traiettorie si evince che la gran parte delle masse d'aria hanno un'origine localizzata. Nell'area delle Svalbard, mare di Barents e mare di Kara ha insistito un sistema di bassa pressione. Durante il mese di giugno le precipitazioni furono molto scarse, pari a 8,5 mm e il valore del delta isotopico pari a -14,54‰ e un eccesso di deuterio di 5,72‰. Il valore dell'indice NAO fu pari a -1,31 associato all'indebolimento del sistema ciclonico sopra l'Islanda.

Nel corso del giugno 2007, la presenza di un sistema di bassa pressione situato sopra l'Eurasia e un sistema anticiclonico sull'Islanda, hanno richiamato venti da sud che hanno indotto un aumento delle temperature (4,6 °C giugno 2007). Il basso valore di composizione isotopica ($\delta^{18}\text{O}$ -14,54 ‰) e un eccesso di deuterio di 5,72 ‰, potrebbe essere associato ad un effetto di frazionamento cinetico indotto dai venti. Si può vedere infatti, che le masse d'aria hanno un'origine piuttosto vicina alle Svalbard, quindi l'effetto distanza potrebbe avere un ruolo minore come invece accade durante il periodo invernale. I venti che soffiano alla superficie oceanica favoriscono l'evaporazione degli isotopi leggeri piuttosto che degli isotopi pesanti e inducono maggiormente il frazionamento cinetico, allontanando il processo dalle condizioni di equilibrio. I venti caldi che soffiano da sud lungo le coste della Siberia orientale e del mare di Chukchi hanno favorito un aumento delle temperature da 3 a 5°C al di sopra del normale in queste zone. Il sistema barico che si è generato in questo periodo ha inoltre causato un trasporto importante di ghiaccio attraverso l'Artico, raggiungendo l'Atlantico del Nord attraverso lo stretto di Fram (<http://nsidc.org/arcticseaicenews/2012/10/poles-apart-a-record-breaking-summer-and-winter/>). Queste condizioni hanno condotto alla generazione di situazioni favorevoli a una fusione intensa e la perdita di banchisa lungo le coste, lasciando queste aree scoperte. Nel 2009, il centro di bassa pressione, che qui nel 2007 era collocato sopra l'Eurasia si centrò sul mare di Kara (nord est del mare di Barents), favorendo anche il riscaldamento di queste zone. Il centro di alta pressione invece era sempre centrato sul mare di Beaufort (ovest della Groenlandia settentrionale). Questa situazione mostra un forte contrasto tra alta e bassa pressione, situazione simile al 2007. Il mare di Barents è quindi più caldo ad est mentre le temperature della superficie dell'Oceano Atlantico registrano valori inferiori al normale. Le temperature registrate nel sito di indagine sono effettivamente, rispetto allo stesso mese del 2007, di 3°C più basse. Si può quindi supporre che le masse d'aria e il centro di origine del vapore acqueo, grazie ai moti convettivi, è il mare di Barents.

Variazioni annuali e inter-annuali delle traiettorie delle masse d'aria in Artico: analisi e interpretazione del segnale isotopico nelle precipitazioni delle Svalbard. Progetto GNIPIAEA

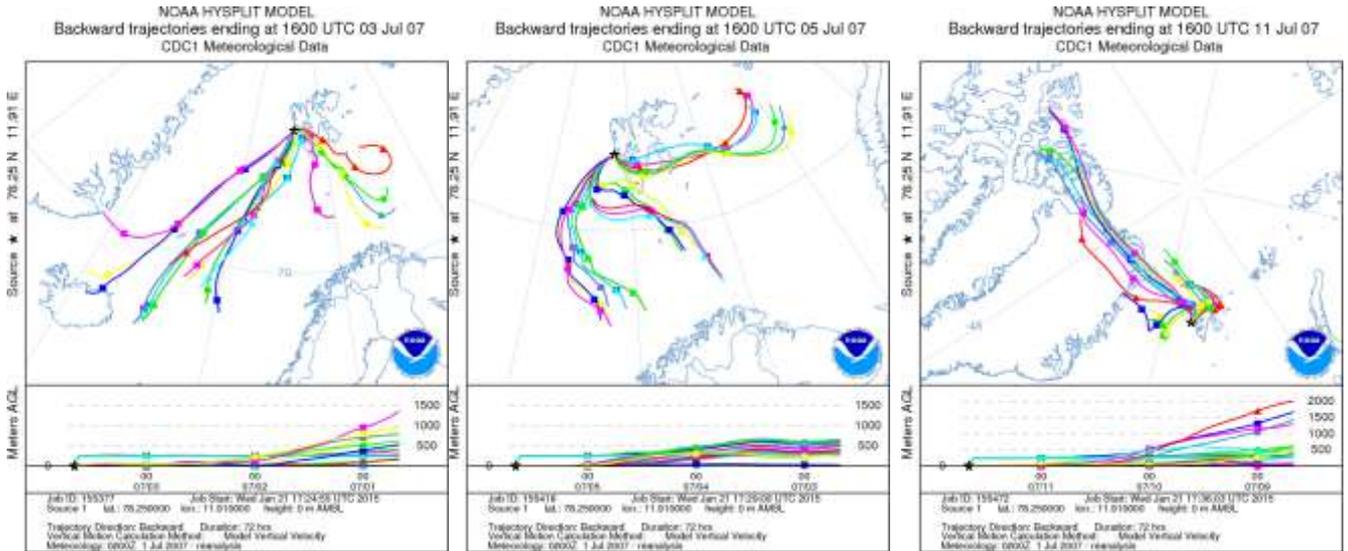


Fig. 84: retro traiettorie durante il mese di luglio 2007. Fonte (<http://ready.arl.noaa.gov>).

Nel luglio del 2007 la situazione delle precipitazioni cambiò: esse furono più intense. Si registrarono 52,4 mm rispetto ai circa 9 mm del mese precedente. Le temperature furono più elevate di circa 2°C poiché insisteva lo stesso sistema di venti meridionali e che spinse masse d'aria calda a insinuarsi in Artico. Dall'analisi delle retro traiettorie si è potuto mettere in evidenza il sopraggiungere di masse d'aria da zone più lontane, dal bacino dell'Atlantico settentrionale, a sud della Groenlandia benché rimane dominante la presenza di masse d'aria che sopraggiungono da aree vicino a quella di interesse. Il valore del delta isotopico fu di -11,6‰ e un valore di eccesso di deuterio di 3,1‰. Ciò significa, che rispetto al mese precedente vi furono condizioni meteorologiche dell'atmosfera e della sorgente che permisero un frazionamento cinetico meno importante rispetto al mese precedente. Probabilmente potrebbe aver giocato un ruolo importante anche la temperatura di condensazione: essendo aumentata la temperatura atmosferica media, rispetto a giugno, durante la fase di formazione delle goccioline di pioggia l'effetto si determinò una riduzione della discriminazione nel frazionamento isotopico.

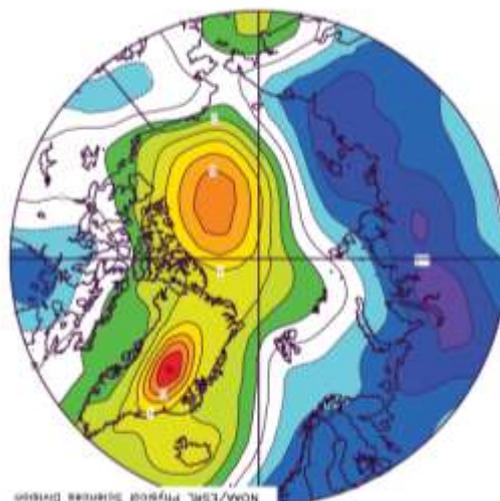


Fig. 85: anomalie della pressione a livello del mare tra luglio 2007. Fonte (<http://nsidc.org/arcticseaicenews/2012/10/poles-apart-a-record-breaking-summer-and-winter/>).

Variazioni annuali e inter-annuali delle traiettorie delle masse d'aria in Artico: analisi e interpretazione del segnale isotopico nelle precipitazioni delle Svalbard. Progetto GNIPI/AEA

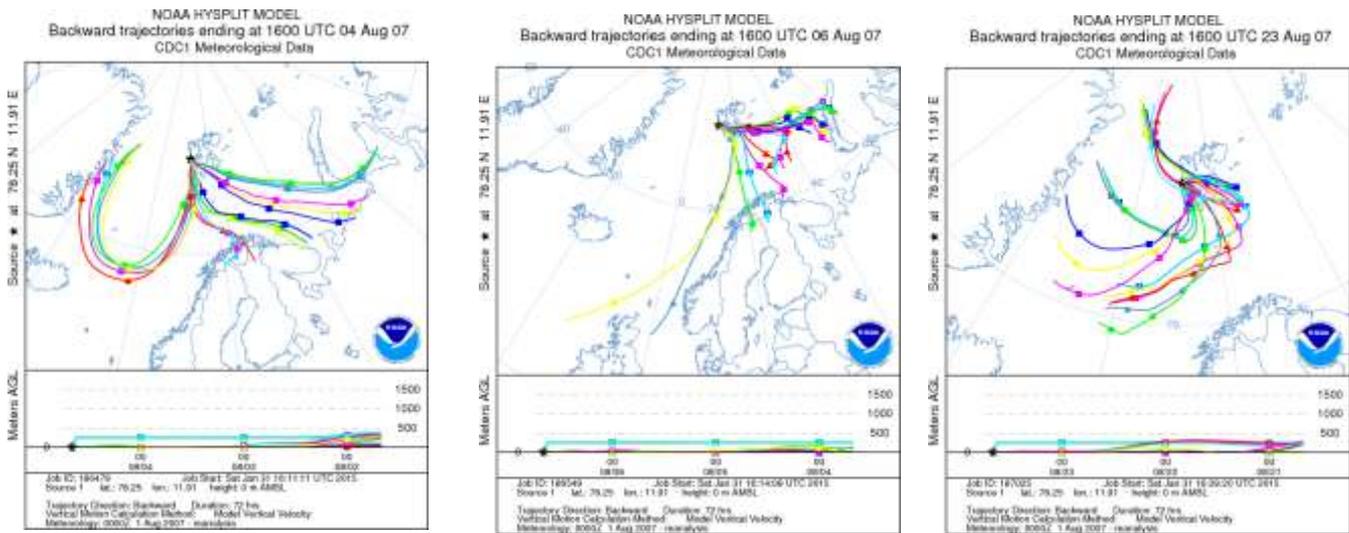


Fig. 86: retro traiettorie durante il mese di agosto 2007. Fonte(<http://ready.arl.noaa.gov>).

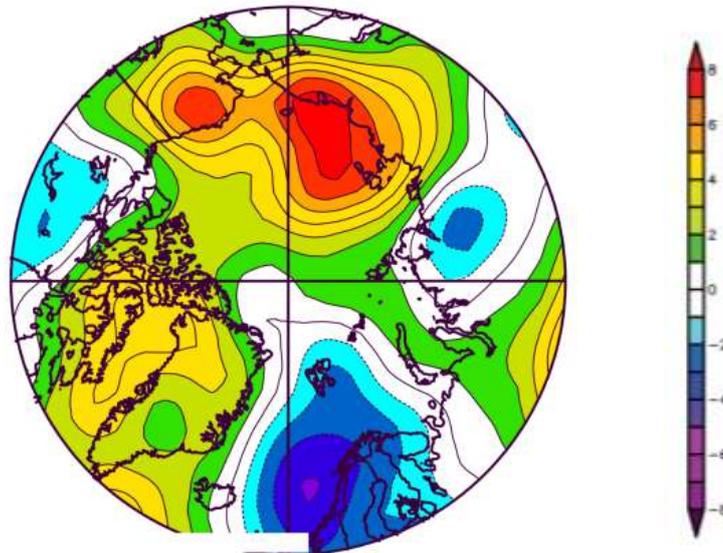


Fig. 87: Anomalie della sea level pressure relativa al mese di agosto 2007. Fonte : (nsidc.org) .

Mentre nel giugno e luglio di quest'anno le masse d'aria provenivano in media da siti collocati in prossimità del sito di indagine, benché si ebbero due mesi con precipitazioni scarsissime e molto abbondanti nel secondo caso, nel mese di agosto predomina un periodo molto breve di masse d'aria che sopraggiungono dal mare di Norvegia – Atlantico settentrionale mentre il resto delle masse d'aria provengono da siti vicini a quello di interesse, come nei mesi precedenti. Le precipitazioni sono leggermente inferiori a quelle del mese precedente ma comunque importanti per essere un mese estivo. Di grande interesse è però il valore del delta isotopico (molto negativo) e dell'eccesso di deuterio, più alto rispetto agli altri due mesi.

• ESTATE 2009

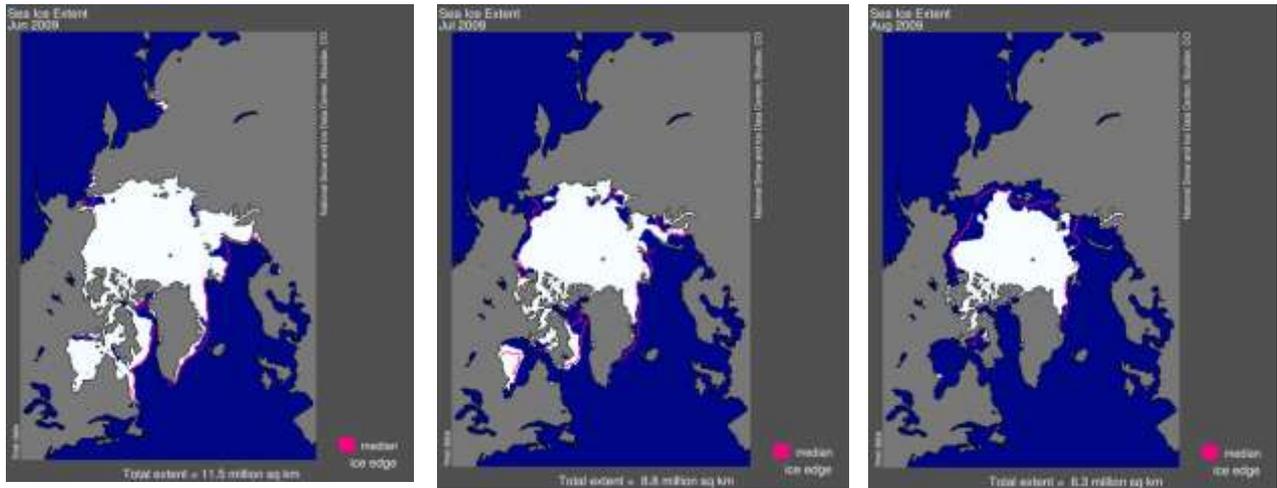


Fig. 88: Estensione della banchisa Artica giugno, luglio e agosto 2009. Fonte: (http://nsidc.org/data/seaice_index/archives/image_select.html).

Rispetto al mese di giugno 2007, nel giugno 2009, si intensificò il centro di alta pressione sul centro dell'Oceano Artico e il sistema ciclonico collocato al di sopra della Siberia si spostò al di sopra del mare di Kara così come si sviluppò un piccolo sistema ciclonico sopra la Groenlandia. Sopra l'Islanda si ebbe un intenso sistema di alta pressione che riuscì a proteggere quest'area dall'intrusione di un sistema di bassa pressione.

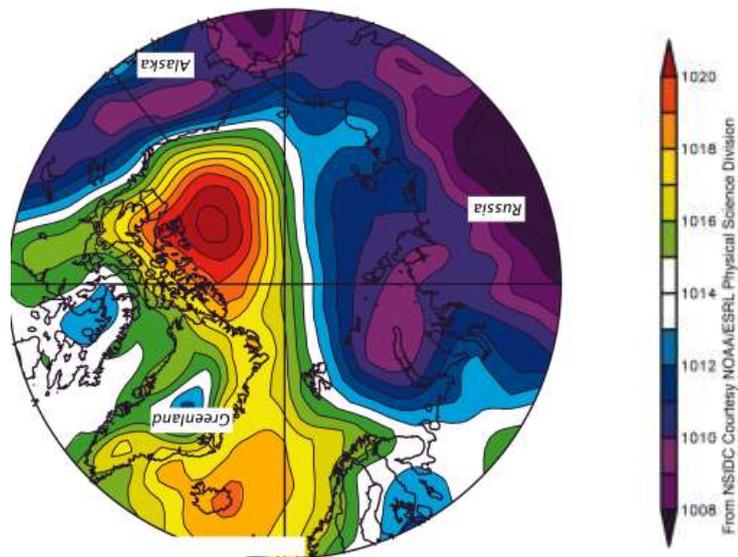


Fig. 89: Anomalie della sea level pressure relativa al mese di luglio 2009. Fonte : (<http://nsidc.org/arcticseaicenews/2009/08/arctic-ice-melts-quickly-through-july/>)

Variazioni annuali e inter-annuali delle traiettorie delle masse d'aria in Artico: analisi e interpretazione del segnale isotopico nelle precipitazioni delle Svalbard. Progetto GNIPI/AEA

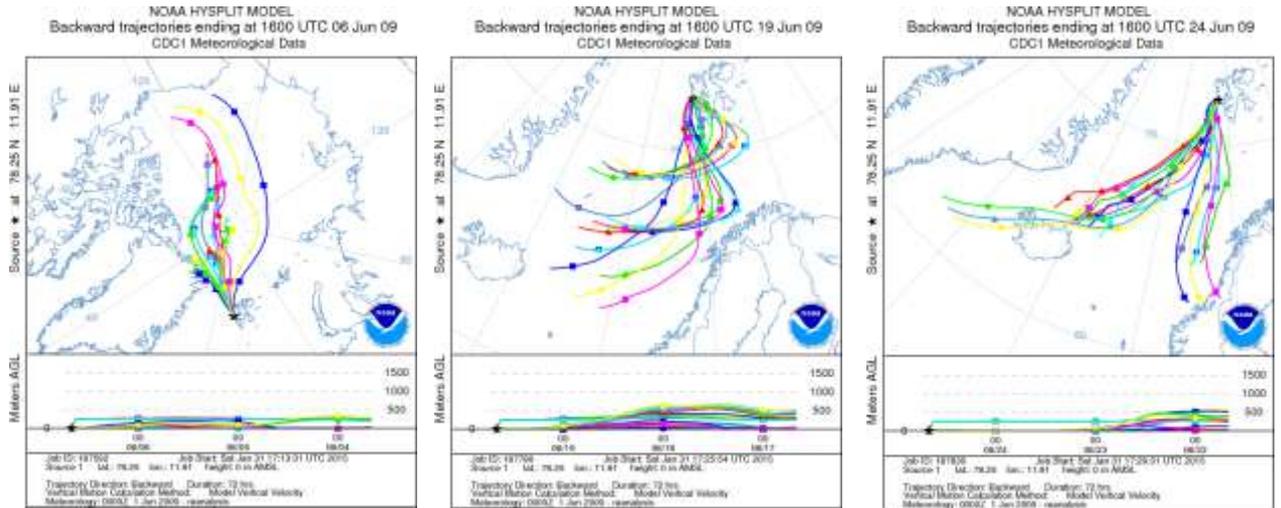


Fig. 90: retro traiettorie durante il mese di giugno 2009. Fonte(<http://ready.arl.noaa.gov>).

Nel giugno 2009 le masse d'aria per il primo periodo provengono da nord mentre dalla seconda metà del mese invece le masse d'aria, che probabilmente hanno favorito lo svilupparsi delle precipitazioni che sono state registrate in questo periodo, provengono dall'Islanda e dal mare di Norvegia. Vi furono precipitazioni scarse, di 10,6 mm e il delta isotopico fu molto prossimo a quello del giugno 2007, ovvero di -13,39‰ e un eccesso di deuterio di 5,2 ‰. Ciò che cambia sono le temperature, di circa 3°C più basse rispetto al mese di giugno 2007. Questo probabilmente è dovuto all'intensificarsi sull'area artica di un più intenso sistema di alta pressione. L'origine delle masse d'aria nei due mesi sono probabilmente identiche e il valore del delta isotopico probabilmente poco legato alla temperatura di condensazione vista la notevole differenza.

Nel luglio 2009 cambia notevolmente il valore del delta isotopico registrato, che è di -9,10‰ e il valore della temperatura registrata rispetto al mese precedente è di 5°C superiore rispetto al mese di giugno.

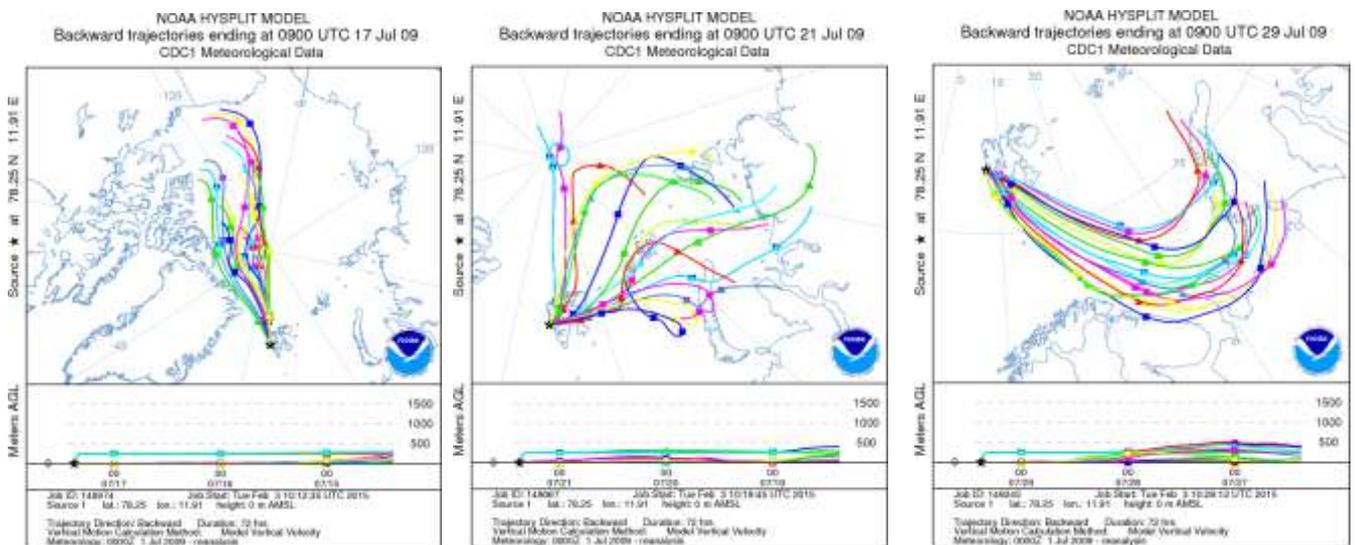


Fig. 91: retro traiettorie durante il mese di luglio 2009. Fonte(<http://ready.arl.noaa.gov>).

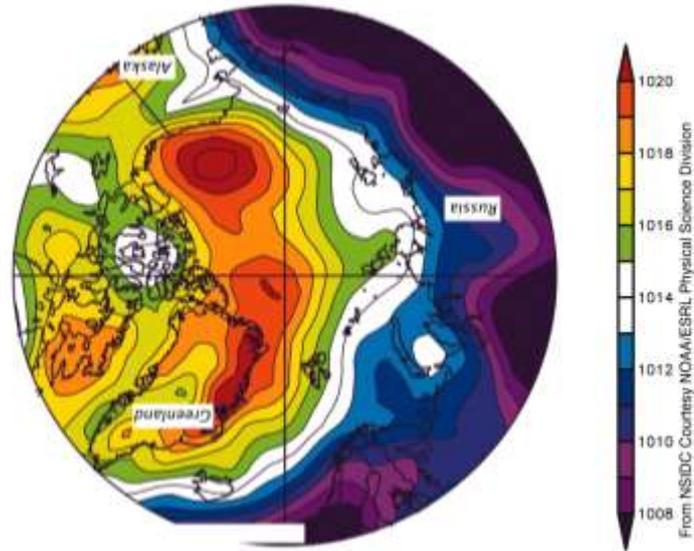


Fig. 92: Anomalie della sea level pressure relativa al mese di luglio 2009. Fonte : (<http://nsidc.org/arcticseaicenews/2009/08/arctic-ice-melts-quickly-through-july/>) .

Dall'analisi della mappa del geopotenziale si nota che il sistema di bassa pressione inizia a spostarsi dal continente siberiano e nord Europeo, verso l'Islanda (questo fa aumentare il valore dell'indice NAO). Questa situazione favorisce l'intrusione verso l'Artico di correnti d'aria più calde di origine meridionale che portano anche al trasporto di vapore acqueo e allo svilupparsi di precipitazioni. Il delta isotopico è meno negativo a prova che probabilmente le temperature atmosferiche più alte determinano un aumento della concentrazione di isotopi pesanti, riducendo la differenza con gli isotopi leggeri. Il sistema di bassa pressione si estende fino al mare di Barents determinando con buona probabilità una sorgente localizzata anche in quest'area, del vapore acqueo (si vedano le retro traiettorie).

Il mese di agosto vede un valore dell'indice NAO di -0,19 a causa dell'intensificarsi del sistema di bassa pressione sull'Islanda (geopotenziale Fig. 93)

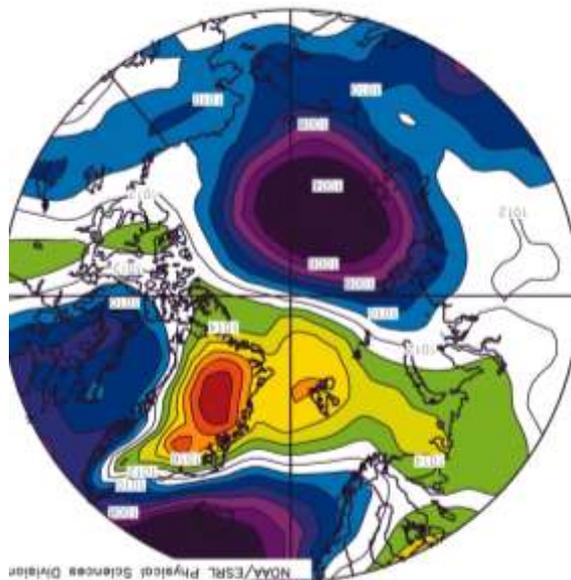


Fig. 93: Anomalie della sea level pressure relativa ad agosto 2009. Fonte : (<http://nsidc.org/arcticseaicenews/2009/09/winds-cause-sea-ice-to-spread-in-august/>) .

Variazioni annuali e inter-annuali delle traiettorie delle masse d'aria in Artico: analisi e interpretazione del segnale isotopico nelle precipitazioni delle Svalbard. Progetto GNIPI/AEA

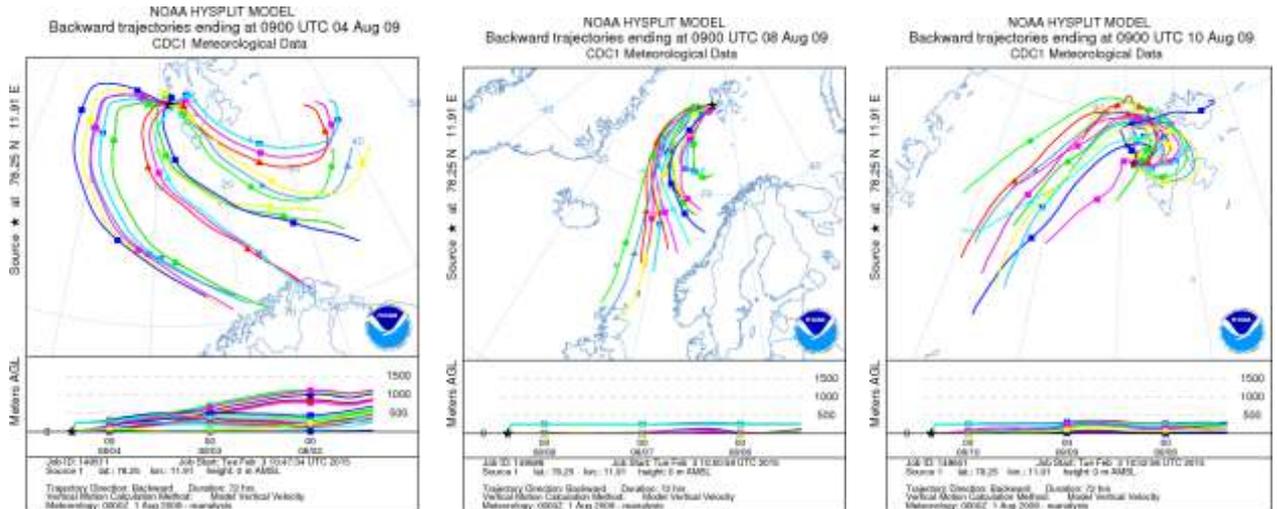


Fig. 94: retro traiettorie durante il mese di agosto 2009. Fonte(<http://ready.arl.noaa.gov>).

Il centro di bassa pressione collocato sopra l'Islanda genera con buona probabilità il centro sorgente delle masse d'aria che conducono al trasporto di umidità verso le Svalbard. Dalle retro traiettorie si è potuto evidenziare che la gran parte delle masse d'aria deriva da quest'area. La temperatura media di agosto fu di circa 1.5°C in meno rispetto al mese precedente, probabilmente ciò fu legato alla presenza di un intenso sistema di alta pressione collocato sul mare di Barents e sulle Svalbard che ha protetto l'area dall'intrusione di masse d'aria calda meridionali come si ebbe nel mese precedente.

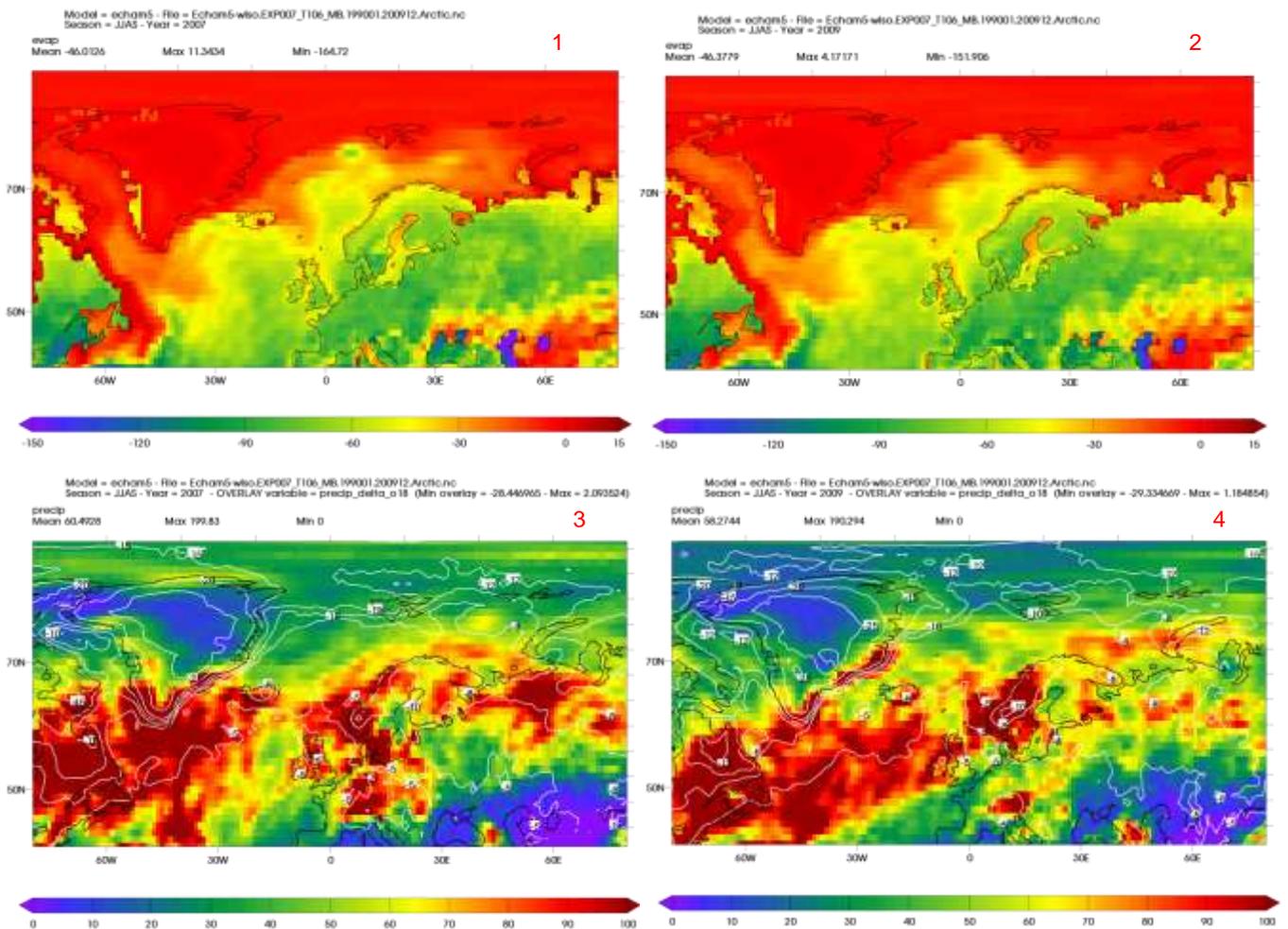


Fig. 95: output modello ECHAM5 andamento evaporazione e delta isotopico - precipitazioni estati 2007 (1 e 3) e 2009 (2 e 4).

Dagli output del modello relativi alle estati 2007 e 2009 si possono fare le seguenti considerazioni:

1. Precipitazioni distribuite in modo eterogeneo nel settore atlantico e sub artico;
2. Assenza di una vera e propria distribuzione del delta isotopico che tende ad una negativizzazione mano che aumenta la latitudine;
3. Scarsa evaporazione in tutta l'area oceanica;

- ETSATE 2011

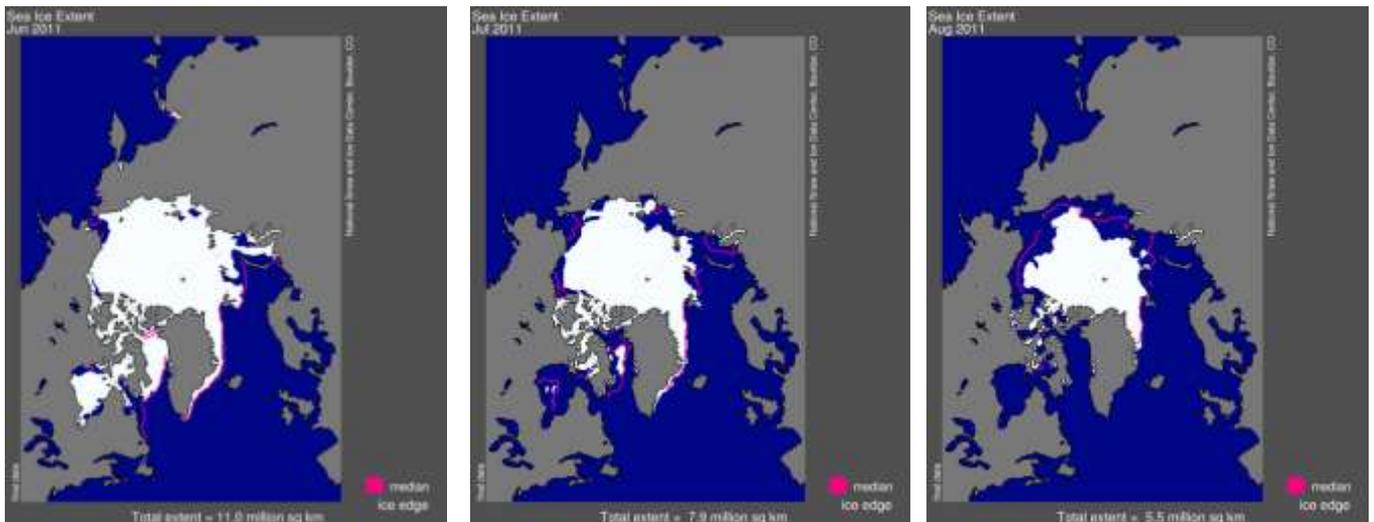


Fig. 96: Estensione della banchisa Artica giugno, luglio e agosto 2011. Fonte(http://nsidc.org/data/seaice_index/archives/image_select.html).

Nel giugno 2011 si sviluppa sul mare di Norvegia un piccolo centro di bassa pressione e, il normale sistema di bassa pressione normalmente collocato durante il periodo estivo, sull'Eurasia si dimostra più debole e ancora collocato nell'entroterra e a ridosso delle coste della Siberia e sul mare di Kara. Le precipitazioni sono insignificanti (3mm circa) e il valore di composizione isotopica poco negativo benché le temperature furono piuttosto basse. Questo probabilmente è da associarsi alla provenienza di masse d'aria prevalentemente da nord e le possibili precipitazioni registrate possono aver avuto origine vicina al sito di indagine. Dall'analisi delle retro traiettorie si è constatato che gran parte delle masse d'aria provenivano dall'Artico (dal centro di alta pressione collocato al di sopra di quest'area Fig. 97) e un ridotto numero, da aree di bassa pressione al di sopra di aree oceaniche (aree circostanti le Svalbard).

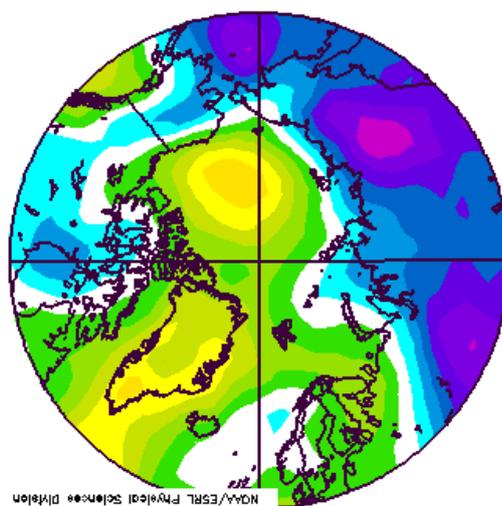


Fig. 97: Anomalie della sea level pressure relativa al periodo 1 – 15 giugno. Fonte : <http://neven1.tyepad.com/blog/2012/07/arctic-atmosphere-june-july-2012.html>).

Variazioni annuali e inter-annuali delle traiettorie delle masse d'aria in Artico: analisi e interpretazione del segnale isotopico nelle precipitazioni delle Svalbard. Progetto GNIPIAIA

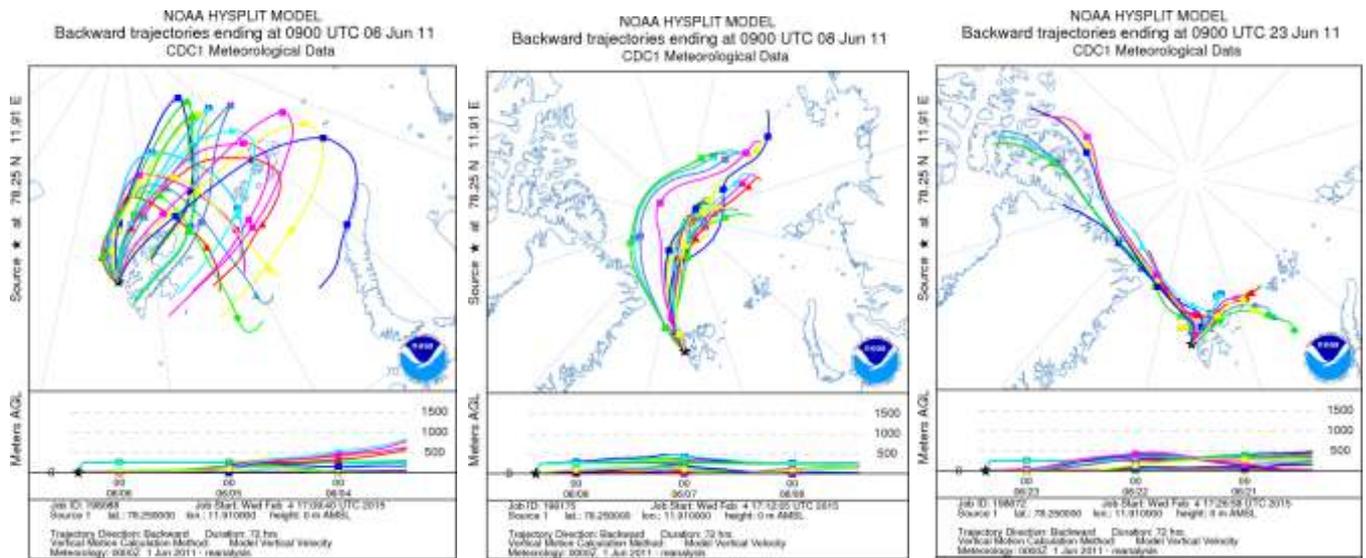


Fig. 98: retro traiettorie durante il mese di giugno 2011. Fonte(<http://ready.arl.noaa.gov>).

Quindi nel giugno del 2011 il valore poco negativo di delta isotopico (-9,88%) associato a basse temperature (3,8°C) e a scarsissime precipitazioni (3,1°C) è da ricollegare ad una sorgente molto vicina al sito di campionamento che ha indotto uno scarsissimo o non significativo frazionamento della massa di vapore acqueo lungo la traiettoria.

Nel luglio 2011 il geopotenziale cambia: sopra il mare di Barents si instaura un sistema di bassa pressione mentre sopra l'Islanda e a nord, sul mare di Norvegia si genera un sistema anticiclonico, coda dell'intenso sistema di alta pressione collocato sopra l'Artico. In questo periodo le temperature aumentano raggiungendo i 6,3°C e le precipitazioni aumentano, si registrano fino a 24,7mm mentre si riduce a -12,91% il valore del delta isotopico.

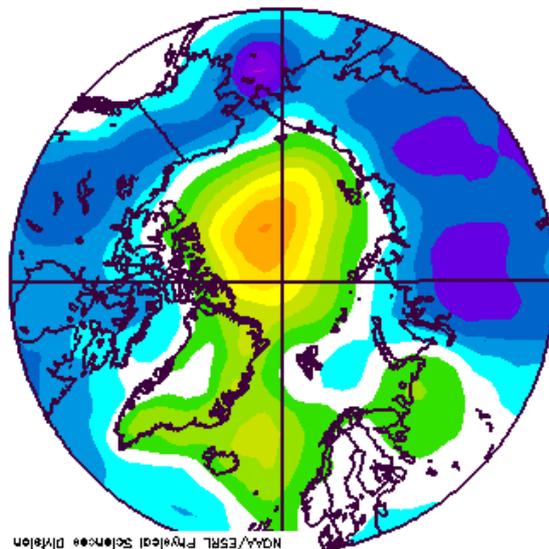


Fig. 99: Anomalie della sea level pressure relativa al periodo 1 – 15 luglio. Fonte : (<http://neven1.typepad.com/blog/2012/07/arctic-atmosphere-june-july-2012.html>)

Variazioni annuali e inter-annuali delle traiettorie delle masse d'aria in Artico: analisi e interpretazione del segnale isotopico nelle precipitazioni delle Svalbard. Progetto GNIPI/IAEA

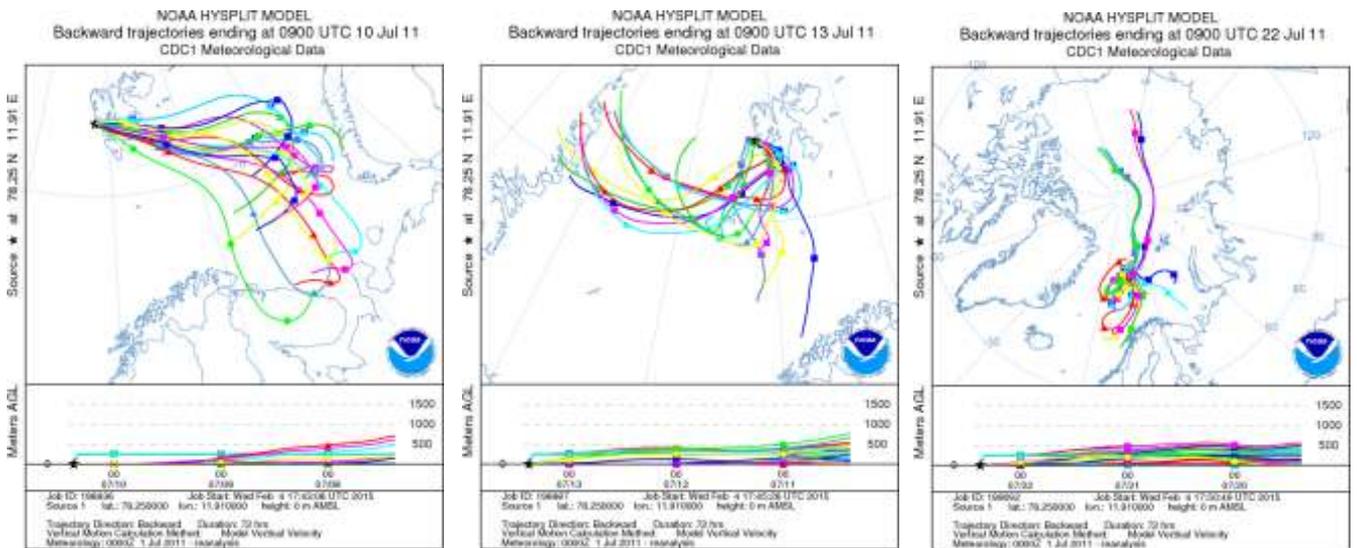


Fig. 99: retro traiettorie durante il mese di luglio 2011. Fonte(<http://ready.arl.noaa.gov>).

Dall'analisi delle retro traiettorie si evidenzia che il centro di bassa pressione presente al di sopra delle Svalbard e del mare di Barents determina la generazione di masse d'aria provenienti da quest'area potenzialmente regione sorgente. Il valore più negativo rispetto al mese precedente non è quindi associato alle temperature (maggiore rispetto a giugno) ma al fatto che, con buona probabilità, i moti convettivi più attivi ed eventi intermedi di precipitazione hanno determinato un maggior frazionamento isotopico lungo la traiettoria fino al punto in cui si ebbe l'evento di precipitazione registrata.

Nell'agosto del 2011 sopra le Svalbard e al di sopra del mare di Barents e di Kara si genera un intenso sistema ciclonico e si estende sopra l'Islanda e nell'Oceano Atlantico, mentre sopra l'Artico continua ad insistere un vigoroso sistema anticiclonico. Le precipitazioni aumentano rispetto al mese precedente, raggiungendo i 33 mm e il valore di delta isotopico diventa ulteriormente più negativo (-13,59%) e il valore di eccesso di deuterio si riduce a 1,92 (più basso rispetto a quello del mese precedente 5,48%).

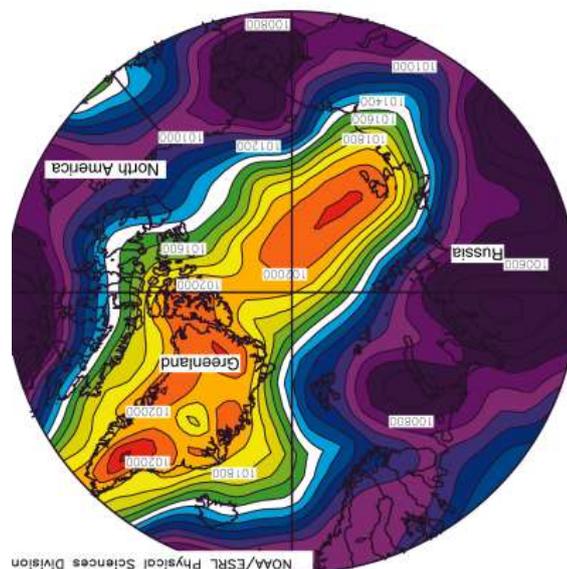


Fig. 100: Anomalie della sea level pressure relativa alla prima e seconda metà del mese di giugno del 2012. Fonte : <http://nsidc.org/arcticseaicenews/2011/08/arctic-sea-ice-at-the-crossroads/>

Variazioni annuali e inter-annuali delle traiettorie delle masse d'aria in Artico: analisi e interpretazione del segnale isotopico nelle precipitazioni delle Svalbard. Progetto GNIPI/IAEA

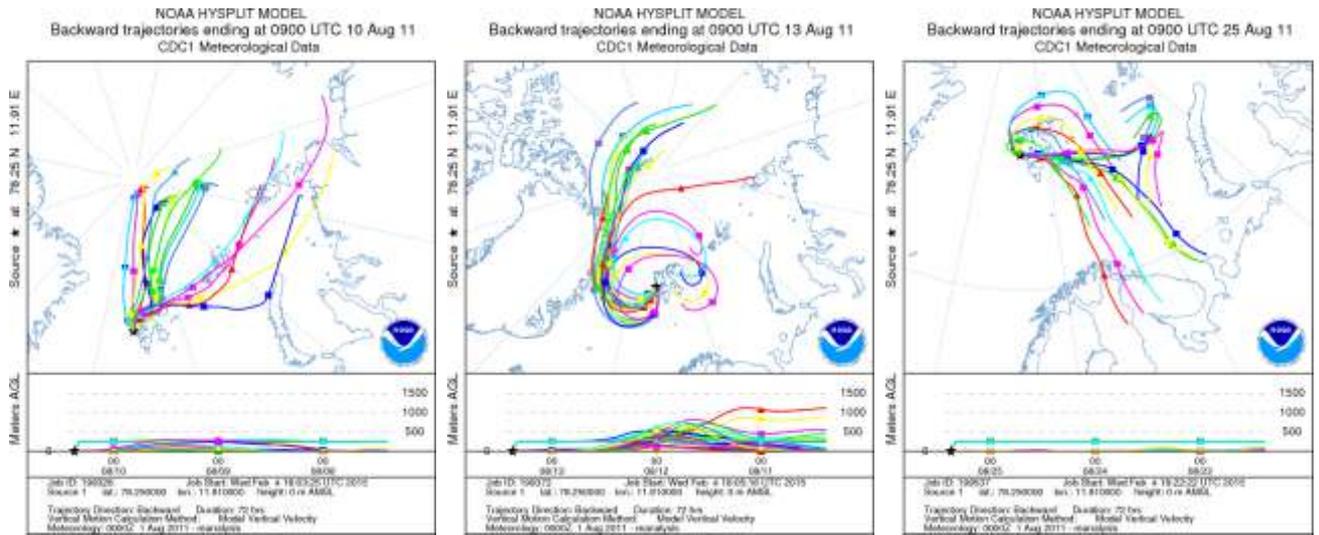


Fig. 101: retro traiettorie durante il mese di agosto 2011. Fonte(<http://ready.arl.noaa.gov>).

• ETSATE 2012

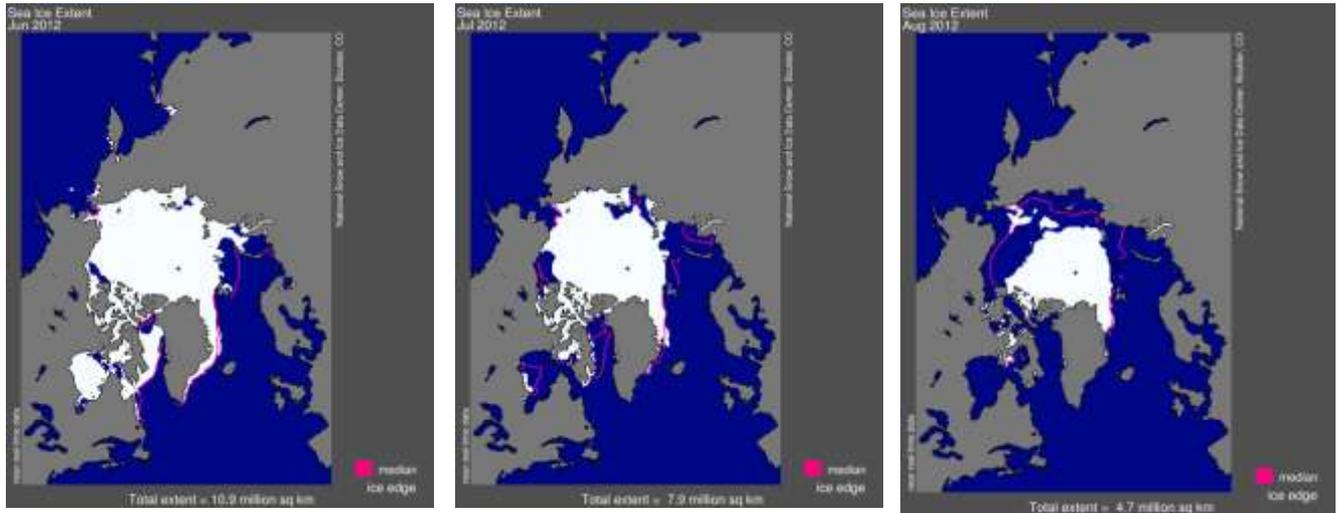


Fig. 102: Estensione della banchisa Artica giugno, luglio e agosto 2012. Fonte(http://nsidc.org/data/seaice_index/archives/image_select.html).

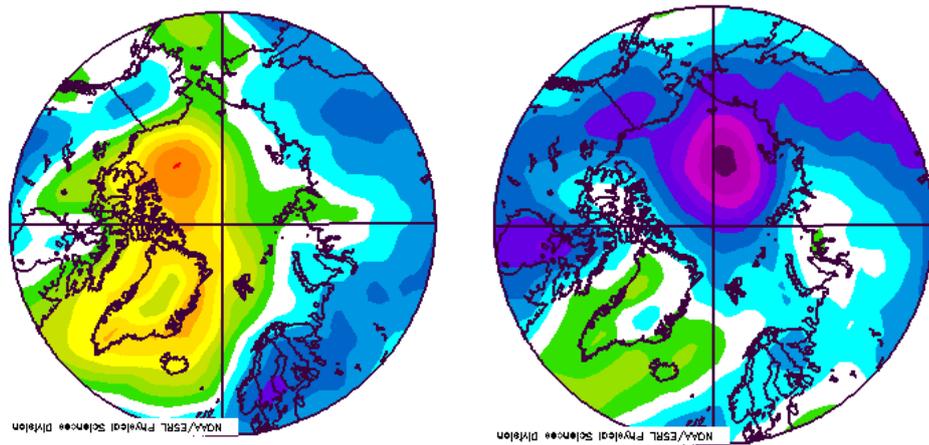


Fig. 103: Anomalie della sea level pressure relativa alla prima e seconda metà del mese di giugno del 2012. Fonte : <http://neven1.typepad.com/blog/2012/07/arctic-atmosphere-june-july-2012.html>.

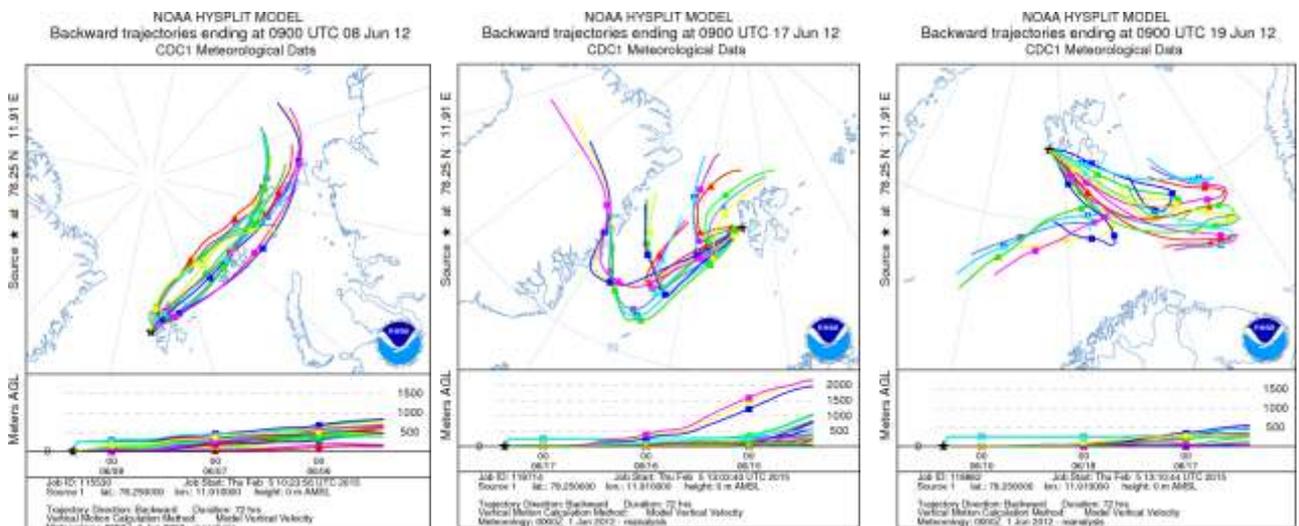


Fig. 104: retro traiettorie durante il mese di giugno 2012. Fonte(<http://ready.arl.noaa.gov>).

Variazioni annuali e inter-annuali delle traiettorie delle masse d'aria in Artico: analisi e interpretazione del segnale isotopico nelle precipitazioni delle Svalbard. Progetto GNIPIAEA

Il mese di giugno 2012 registrò precipitazioni medie intorno ai 25 mm, una temperatura media di 3,7°C e un valore di delta isotopico tra i più negativi (-17,04‰). Nella prima parte del mese le Svalbard vengono raggiunte da correnti provenienti da nord, dall'intenso sistema di alta pressione collocato sopra l'Artico e il mare di Beaufort. Nella seconda metà del mese la situazione cambia drasticamente a causa del sopraggiungere di un intenso sistema ciclonico che spinge il sistema di alta pressione a ridursi drasticamente. Con buona probabilità fu a partire da questo periodo che si registrarono le precipitazioni, tant'è che le masse d'aria provengono dalla regione oceanica, tra il nord dell'Islanda e il sud delle Svalbard. La situazione fu molto simile a quella del giugno 2007 ma le correnti provenienti da sud furono meno intense rispetto a quelle di 5 anni prima, tant'è che le temperature registrate non furono così elevate. Il valore eccessivamente negativo di delta isotopico e delle precipitazioni più abbondanti sono probabilmente da accostare ad una più intensa attività e intensità dei moti convettivi associati allo sviluppo di un sistema ciclonico più intenso rispetto a quello del mese di giugno 2007. L'origine del vapore rimane localizzato in prossimità dell'area di studio.

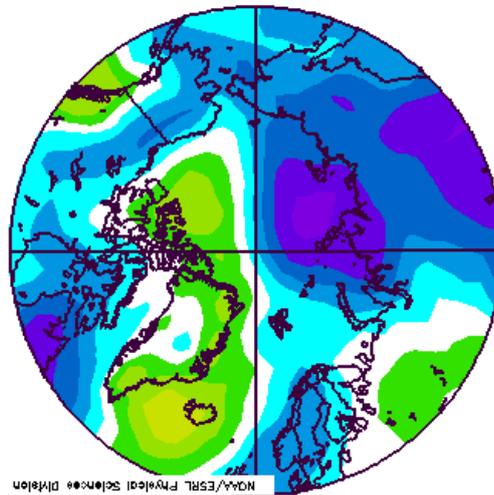


Fig. 105: Anomalie della sea level pressure relativa al luglio 2012. Fonte : <http://neven1.typepad.com/blog/2012/07/arctic-atmosphere-june-july-2012.html>.

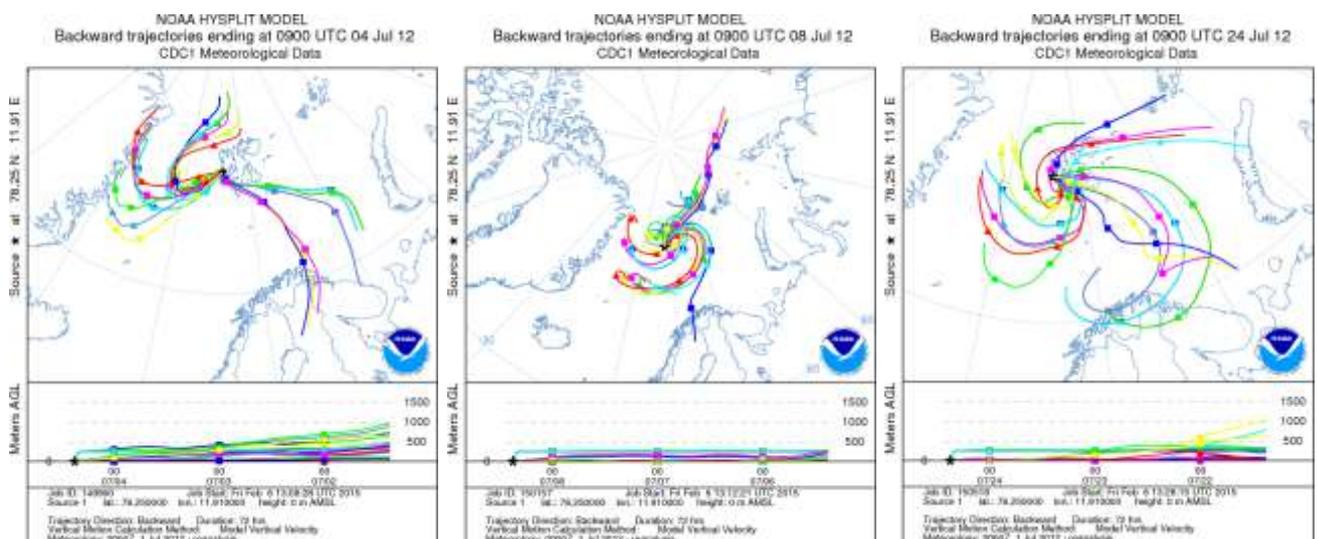


Fig. 106: retro traiettorie durante il mese di luglio 2012. Fonte(<http://ready.arl.noaa.gov>).

Il mese di luglio vede una riduzione delle precipitazioni a 13,4mm e una diminuzione della negatività del delta isotopico, con un contemporaneo drastico abbassamento dell'eccesso di deuterio. La temperatura aumenta di

quasi 2°C rispetto al mese precedente. Dalla analisi della provenienza delle masse d'aria si nota un'origine concentrata sul mare di Barents e il mare di Norvegia. Venti caldi da sud e la riduzione della banchisa associata anche all'aumento dei fenomeni ciclonici sull'Artico favoriscono un aumento delle temperature.

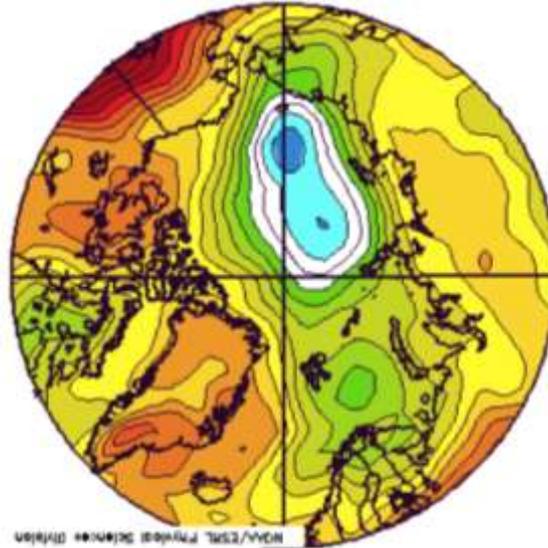


Fig. 107: Anomalie della sea level pressure relativa al periodo dal 15 luglio al 5 agosto 2012. Fonte : <http://wattsupwiththat.com/2012/08/13/sea-ice-news-volume-3-number-10-arcus-august-sea-ice-outlook-posted-plus-worries-over-arctic-storm-breaking-up-sea-ice/>

Durante il mese di agosto 2012 si assiste ad un abbassamento delle temperature di circa 1°C rispetto al mese precedente ma ad un incremento delle precipitazioni, fino ad un valore cumulato di 22,9mm. Il valore del delta isotopico e dell'eccesso di deuterio non variano di molto rispetto al mese precedente, mentre cambia la situazione a livello di geopotenziale. Si instaura un intenso sistema di bassa pressione sull'area artica mentre su gran parte delle alte latitudini dell'emisfero nord si genera un sistema di alta pressione che fa aumentare in negativo il valore dell'indice NAO.

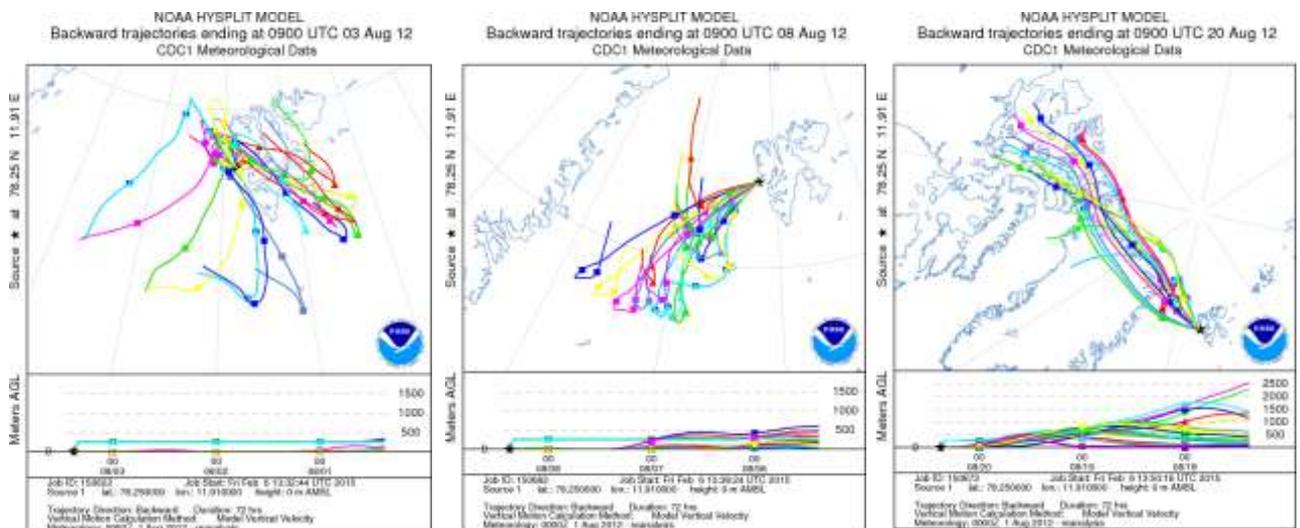


Fig. 108: retro traiettorie durante il mese di agosto 2012. Fonte(<http://ready.arl.noaa.gov>).

Durante il mese di agosto 2012 si è generato un imponente sistema di bassa pressione sull'Oceano Artico che ha attirato masse d'aria da sud, dall'Oceano Atlantico settentrionale. Esse hanno attraversato le Svalbard apportando probabilmente ad un'intensificazione delle precipitazioni. Questo centro di bassa pressione si è formato a partire dal 6 agosto, raggiungendo il suo massimo sviluppo il 9 agosto durando 1 settimana (<http://nsidc.org/arcticseaicenews/2012/10/>). Poiché il valore di composizione isotopica di questi ultimi due mesi estivi è molto simile, questo potrebbe significare un'origine del vapore acqueo molto simile, ovvero l'Atlantico settentrionale e il mare di Norvegia mentre si è notato che durante il mese di giugno non vi sono state masse d'aria di origine lontana, nell'Atlantico, ma piuttosto prossime alle Svalbard.

Questo evento fu piuttosto anomalo visto che sistemi ciclonici così importanti e sviluppati sopra l'Artico si generano soprattutto durante il periodo invernale. Viceversa durante il periodo estivo è più probabile in quest'area, lo sviluppo di un sistema anticiclonico. La situazione dei venti da sud è proseguita fino al 13 agosto, quando il ciclone artico ha cominciato a indebolirsi installandosi sul Canada dove ha perso forza. Dalla seconda metà del mese (come si può constatare anche dalle retro traiettorie) e fino alla fine della terza settimana del mese, la situazione cambiò radicalmente: i venti hanno cominciato a soffiare da nord, e anche lì dove la banchisa aveva ceduto il posto al mare aperto (lungo le coste dell'Eurasia) energia termica ha iniziato probabilmente a liberarsi dalla superficie oceanica, verso il più basso strato di troposfera. Masse d'aria hanno iniziato così generarsi anche dalle aree orientali, mare di Kara e lungo le coste dell'Eurasia.

Variazioni annuali e inter-annuali delle traiettorie delle masse d'aria in Artico: analisi e interpretazione del segnale isotopico nelle precipitazioni delle Svalbard. Progetto GNIPI/IAEA

Con l'ausilio degli output grafici del modello si riassume ciò che è stato possibile constatare relativamente alla composizione isotopica delle precipitazioni e alle sorgenti di umidità.

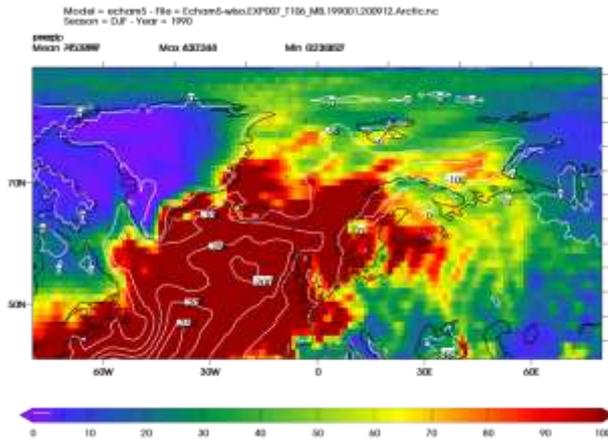


Fig. 109: output modello ECHAM5 evoluzione spaziale evaporazione e precipitazioni inverno 1990.

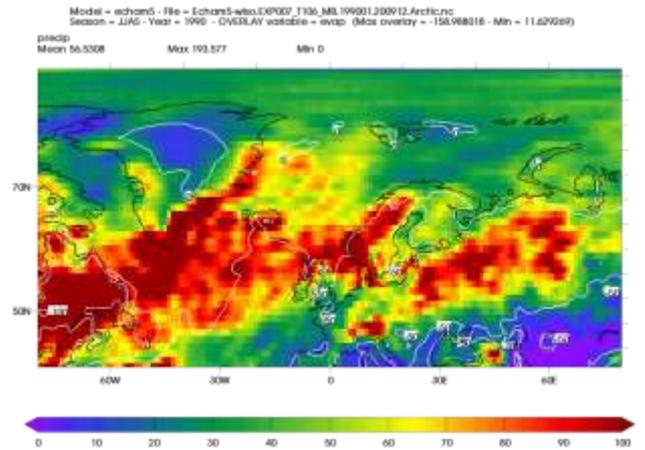


Fig. 110: output modello ECHAM5 evoluzione spaziale evaporazione e precipitazioni inverno 1990.

Dal confronto tra le proiezioni delle precipitazioni e tasso di evaporazione durante i periodi invernale ed estivo si nota che: durante il periodo invernale le precipitazioni sono abbondanti in tutto il tratto nord Atlantico e grandi centri di evaporazione si collocano nel Nord Atlantico, al largo dell'Islanda e a sud della Groenlandia. Viceversa durante il periodo estivo le sorgenti sembrano essere più localizzate e le precipitazioni sono più rade.

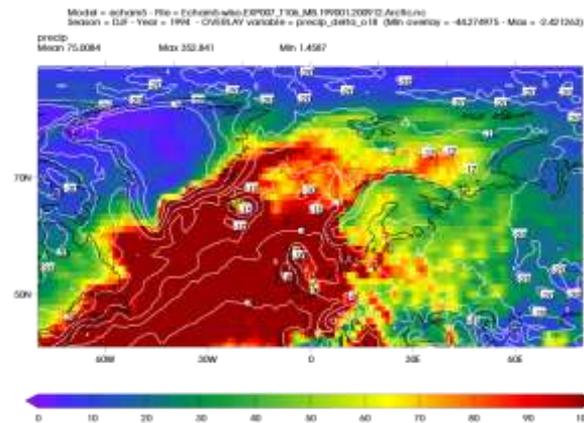


Fig. 111: output modello ECHAM5 evoluzione spaziale intensità delle precipitazioni e delta isotopico inverno 1994.

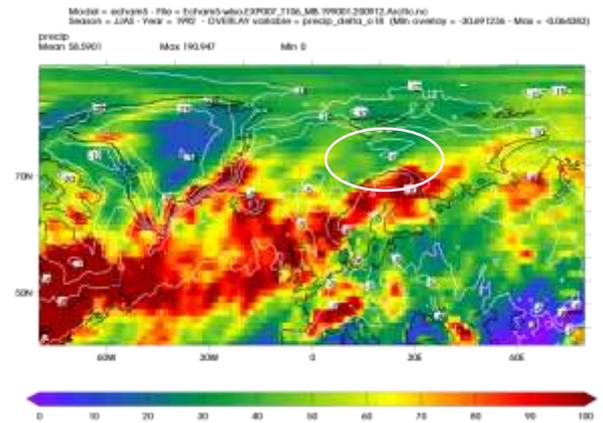


Fig. 112: output modello ECHAM5 evoluzione spaziale intensità delle precipitazioni e delta isotopico inverno 1992.

Sovrapponendo la distribuzione delle precipitazioni con il loro valore di composizione isotopica secondo le proiezioni del modello ECHAM5, si constata che:

1. durante il periodo invernale l'intensità delle precipitazioni lungo la traiettoria delle tempeste dalle medie latitudini a quelle sub tropicali, fa variare anche il valore del delta isotopico secondo un tipico processo di frazionamento legato a precipitazioni successive, perdita di umidità e impoverimento delle masse d'aria da sud a nord.
2. Durante il periodo estivo invece le precipitazioni possono svilupparsi con maggiore efficienza anche da moti convettivi dando origine alla formazione di precipitazioni di origine locale. Questo potrebbe spiegare perché il modello individua aree isolate di precipitazioni con valori di delta isotopico poco negativo anche alle alte latitudini (cerchio rosa Fig. 112).



CAPITOLO 6: CONCLUSIONI

A termine di questo lavoro interpretativo dei dati GNIP, si possono trarre le conclusioni che seguono.

Le **precipitazioni** durante il periodo invernale sono molto più intermittenti e variabili: $prec._{inv.} = 44,3 \pm 5,8$ e $st.dev._{inv.} = 26,7$. Durante il periodo estivo invece le precipitazioni sono scarse e meno variabili in intensità: $prec._{est.} = 33,4 \pm 5,7$ con una $st.dev._{inv.} = 13,3$.

Allo stesso modo è stato riscontrato che anche la **temperatura** varia maggiormente durante il periodo freddo ($T_{inv.} = -10,9 \pm 0,9$ e $st.dev._{inv.} = 3,0$) rispetto al periodo estivo ($T_{est.} = 3,4 \pm 0,3$ $st.dev._{est.} = 0,7$).

La **variabilità isotopica** nelle precipitazioni delle Svalbard cambia in modo rilevante sia durante l'inverno sia durante l'estate ($st.dev._{inv.} = 1,73$ e $st.dev._{est.} = 1,61$). Il valore medio estivo e invernale del delta isotopico è pressoché uguale nelle due stagioni: $\delta^{18}O_{inv.} -11,30 \pm 0,79\text{‰}$ e $\delta^{18}O_{est.} -11,11 \pm 0,67\text{‰}$. Anche i valori massimi e minimi sono molto simili. Al contrario l'**eccesso di deuterio** mostra una maggiore variabilità durante il periodo invernale ($st.dev._{inv.} = 4,11$) con valore medio di $10,42 \pm 2,03\text{‰}$ e una minore variazione dei valori durante il periodo caldo estivo ($st.dev._{est.} = 2,23$), con valore medio di $4,26 \pm 0,94\text{‰}$. Dunque non sono state registrate variazioni stagionali del segnale isotopico.

Lo studio ha condotto a ipotizzare che durante il periodo invernale variano molto di più le condizioni fisiche e meteorologiche alla sorgente rispetto al periodo estivo. L'eterogeneità isotopica registrata durante il periodo freddo è da associarsi ad una maggiore variazione delle sorgenti di vapore. Le precipitazioni quindi sono strettamente legate alla più importante dinamicità dell'atmosfera durante il periodo invernale, a differenza del periodo estivo che si è dimostrato essere più scarsamente variabile anche dal punto di vista della variabilità nelle sorgenti di umidità. E' stato scelto di studiare l'imprinting isotopico per anni con importanti precipitazioni e anni invece che hanno registrato scarsissime precipitazioni (differenziazione che non è stato possibile evidenziare durante il periodo estivo). Mentre durante il periodo estivo lo sviluppo di questi eventi è probabilmente da associarsi alla generazione di moti convettivi locali o regionali, le precipitazioni registrate durante il periodo invernale, sono da associarsi anche ad eventi sinottici di notevole importanza (eventi meteorologici che si sviluppano su migliaia di km) . Analizzando le proiezioni dell'intensità delle precipitazioni del modello ECHAM5, si è constatato che durante il periodo invernale le precipitazioni sono più intense ed omogeneamente distribuite lungo tutto il tratto nord atlantico mentre sono più rade e con distribuzione "a macchia di leopardo" nello stesso settore atlantico e sub artico, durante il periodo estivo. Durante i mesi invernali che registrarono abbondanti precipitazioni (e temperature più miti) i valori del delta isotopico furono mediamente di $-9,71\text{‰}$ e il valore dell'eccesso di deuterio con valore medio intorno a $5,0\text{‰}$. Viceversa durante i mesi che registrarono precipitazioni più scarse (e temperature più basse) il valore del delta isotopico medio fu di $-12,62\text{‰}$ e l'eccesso di deuterio di $11,03\text{‰}$. Il valore meno negativo è stato associato a incursioni di ciclonici extratropicali che si estendono su ampia scala spaziale. Le temperature sono maggiori e l'umidità si genera da sorgenti di vapore acqueo dove l'energia termica e cinetica sono maggiori (medie latitudini). Pertanto le precipitazioni avranno un valore di delta isotopico meno negativo e il loro imprinting può essere legato anche ad una distillazione di Rayleigh. Le principali vie attraverso cui le tempeste extratropicali raggiungono le Svalbard durante questi eventi, sono le aree al largo del Nord America e il sud della Groenlandia. In inverno l'attività ciclonica sul Nord Atlantico è più sviluppata ed è associata allo sviluppo più marcato di un intenso sistema di bassa pressione sull'Islanda (NAO mediamente positiva). L'eccesso di deuterio registrato in questi periodi risulta inoltre più basso rispetto agli inverni con temperature più fredde e precipitazioni scarse o insignificanti in quanto ad entità. Questo potrebbe quindi essere associato a sorgenti di vapore con condizioni di intensità ventosa e temperature tali da indurre un minore frazionamento isotopico rispetto a sorgenti "fredde". Le sorgenti di umidità in questo periodo saranno quindi localizzate in corrispondenza del mare del Labrador, a sud della

Groenlandia e nell'Atlantico alle medie latitudini. Dall'analisi delle proiezioni ECHAM5 si è potuto constatare che il modello identificava molto più lontano la sorgente principale rispetto al sito di studio, proprio nell'Atlantico settentrionale. Situazione diversa durante i mesi con scarse precipitazioni. In quel contesto il valore di composizione isotopica era mediamente più negativo e l'eccesso di deuterio estremamente elevato (mesi con D_{excess} pari a 18,32 – 24,46 ‰). Durante questi mesi si registrarono in media temperature tra le più basse della serie temporale. In effetti questi inverni furono dominati da masse d'aria provenienti da nord, dalla Siberia e dalla Groenlandia. I bacini di evaporazione sono stati individuati (comparando le proiezioni del modello e le retro traiettorie), nel Mar di Groenlandia e a sud della Groenlandia, a sud dell'Islanda, al largo delle coste delle isole britanniche e nel mar di Norvegia e persino nel mare di Barents. Il mare di Barents e il mare di Kara potrebbero essere una potenziale sorgente di vapore acqueo a seguito della formazione di moti convettivi che si sono generati per effetto di un anomalo riscaldamento alla superficie oceanica. A tale proposito si ricorda l'inverno 2007 (fenomeno più evidente). Il mare di Barents sembra comunque essere una possibile sorgente di vapore acqueo anche in altri inverni che registrarono scarse precipitazioni. Le proiezioni del modello hanno mostrato infatti che i punti che registrano alti tassi di evaporazione rispetto ai mesi con più intense precipitazioni, si spostano verso nord. Anche questo spiegherebbe valori di eccesso di deuterio più alti: a più alte latitudini l'intensità del vento potrebbe essere maggiore che alle latitudini subtropicali e gli intensi moti convettivi che si generano porterebbero ad un intenso frazionamento cinetico. A questo potrebbe associarsi anche il transito di masse d'aria secca di origine artica che subirebbero intenso frazionamento cinetico al confine tra oceano e banchisa nel momento in cui raggiungono l'area scoperta dell'Oceano Artico, nell'area dei mari di Barents e di Kara. La temperatura è risultato essere un fattore determinante per l'imprinting isotopico e in eccesso di deuterio delle precipitazioni, così come l'entità stessa delle precipitazioni cumulate: durante i mesi freddi infatti il valore di $\delta^{18}\text{O}$ è più negativo (effetto temperatura sul frazionamento all'equilibrio) e l'eccesso di deuterio aumenta. Intensità dei venti e condizioni termiche alla sorgente e locali, favoriscono una concentrazione di deuterio nella fase vapore ma anche possibili fasi di rievaporazione subiti dalle goccioline di pioggia all'intensificarsi del vento nel trasporto della zona sorgente all'area di campionamento. Quindi in inverno c'è una significativa compensazione tra l'impoverimento/ arricchimento legato alla temperatura locale, un cambiamento delle sorgenti, una maggiore variabilità delle precipitazioni causa la maggiore dinamicità dell'atmosfera.

Il valore dell'**indice NAO** durante il periodo estivo risulta mediamente negativo ($\text{NAO}_{\text{est.}} = -0,2 \pm 0,3$): questa situazione favorisce lo sviluppo di anomalie positive della temperatura oceanica anche nel mare di Barents e di Kara. Viceversa durante il periodo invernale l'indice NAO risulta mediamente positivo ($\text{NAO}_{\text{inv.}} = 0,4 \pm 0,3$). Durante il periodo estivo inoltre è favorito lo svilupparsi di dipoli di pressione che influenzano il richiamo di correnti d'aria calda da sud e che causano fusione e perdita di banchisa e possibile frazionamento cinetico alla superficie oceanica e delle goccioline di pioggia. Sopra le Svalbard, il mare di Barents e di Kara si incunea parte del sistema di bassa pressione che si trova sopra l'Eurasia, determinando in questo modo lo svilupparsi di condizioni instabili in quest'area e favorendo lo sviluppo di moti convettivi e precipitazioni. In inverno non è stata segnalata alcuna relazione tra composizione isotopica e NAO. Viceversa, durante il periodo estivo è probabile che la minore intermittenza delle precipitazioni, la maggiore omogeneità delle condizioni atmosferiche, determini un probabile imprinting isotopico legato alla NAO.

Per quanto riguarda l'evoluzione dell'**estensione della banchisa** si è constatato che viene in parte influenzata, durante il periodo invernale, dall'indice NAO ma anche dalle anomalie termiche oceaniche. Durante l'estate sono le anomalie termiche oceaniche ad indurre una variazione dell'estensione della banchisa. In determinate condizioni (forti centri ciclonici) essa viene ridotta a causa dell'intensificarsi dei venti che soffiano soprattutto lungo le coste della Siberia e sull'Oceano Artico. La temperatura invernale sembrerebbe essere influenzata

dalla estensione della banchisa. Durante il periodo estivo invece le anomalie termiche dell'oceano sembrerebbe possano influenzare la temperatura dell'area artica.

È necessario riflettere sul fatto che i campioni di precipitazioni rappresentano un valore medio di tutte gli eventi cumulati nell'arco di un mese. Per poter aver maggiore dettaglio sull'evoluzione temporale del segnale isotopico in risposta a variabili ambientali e alla variabilità delle sorgenti di umidità è assolutamente indispensabile fare dei campionamenti giornalieri. In questa tesi si è infatti esposto un lavoro che ha avuto come obiettivo quello di comprendere a carattere generale dati registrati da campionamenti mensili per avere un'idea di base di ciò che ci si potrebbe aspettare come variabilità climatica e meteorologica in quest'area. È in fase di svolgimento uno studio giornaliero della composizione isotopica del vapore acqueo nella stessa area delle Svalbard. Il progetto è condotto dal gruppo di ricerca della stessa Dott.ssa Valérie Masson – Delmotte.

CAPITOLO 7: RINGRAZIAMENTI

Vorrei ringraziare, per l'ospitalità e la possibilità concessami di conoscere una realtà completamente nuova e importante come il centro di ricerca CEA – CNRS di Saclay, la Dott.ssa Valérie Masson Delmotte e al contempo il Prof. Carlo Barbante per avermi dato il contatto giusto per intraprendere l'avventura di tirocinio parigino, su cui si basa questa tesi.

Vorrei però ringraziare con tutto il cuore tutte le persone del centro di ricerca che mi hanno ospitata per tutti e tre i mesi e in particolare: Jean – Yves Petershmitt che mi ha aiutata con tanta gentilezza e pazienza a creare gli output del modello ECHAM5...e che al termine della mia permanenza mi ha fatto regalo di uno dei suoi CD preferiti! Grazie per la tua gentilezza. Ringrazio inoltre tutto il gruppo di ricerca della Dott.ssa Valérie Masson Delmotte: in particolare Hans Christian Steen Larsen, ricercatore danese presso il centro di ricerca stesso, il quale mi ha ospitata nel suo studio, mia ha aiutata quando necessario fornendomi moltissimi spunti e un'offerta per seguire il suo progetto in Antartide al quale ho dovuto rinunciare per seguire e concludere i miei studi. Del gruppo di ricerca in ambito paleo climatico voglio inoltre dedicare un ringraziamento particolarmente sentito, per la loro estrema cortesia, educazione, gentilezza Edouard Régnier e Dominique Genty, delle persone infinitamente gentili e disponibili a discutere, confrontarsi, aiutare e integrare i nuovi arrivati. Un ringraziamento "virtuale" ma doveroso va anche a tutti i ricercatori che mi hanno fornito gli output del modello e che mi hanno aiutata nel gestire dati e programmi per la lettura grafica degli stessi, tra questi vorrei ricordare Camille Risi.

Un ringraziamento speciale va alla Dott.ssa Barbara Stenni la quale mi ha fornito un aiuto preziosissimo per ottenere il posto di tirocinio. Un ringraziamento speciale vista la sua costante disponibilità e cortesia, che ho conosciuto nel 2011 quando mi ha seguita con grande attenzione per la tesi triennale e il suo continuo interessamento al mio proseguo in ambito accademico. Inoltre vorrei rivolgere un grazie enorme a Giuliano, dottorando presso l'Università Cà Foscari, conosciuto durante l'analisi dei campioni della carota della Marmolada nel 2011 in occasione delle tesi triennale. Da quell'anno diventato ufficialmente consigliere, in grado di sbloccare tanti dubbi, persona super disponibile per risolvere ogni tipo di incertezza e semplicemente onesto nel giudicare e nel dare suggerimenti e aiuti.

Un ringraziamento doveroso va a tutte le persone che a Parigi mi hanno fatta sentire come a casa, che mi hanno permesso di passare 3 mesi spensierati e indimenticabili, facendomi sentire come a casa: grazie alla famiglia Berger e in particolare a Brigitte che mi ha accolta nella loro casa seguendomi per tutti e tre i mesi come una di famiglia e che mi hanno aiutata come farebbe una mamma e un papà nei primi periodi di permanenza. In ultimo, ma non meno importanti tutte le persone che mi hanno sostenuta e che, dal profondo del cuore ringrazio forse più di tutti: grazie a tutti i miei "alunni", a Chiara, Gaia, Giorgia e Tiziano per la loro particolare attenzione, rispetto e fiducia, grazie ad Angelo, Ida (persone specialissime, la mia seconda famiglia) ed Ennio per il trekking montano domenicale che mi ha permesso di liberare la mente tra i boschi e i sentieri del Friuli e una grande gratitudine a delle persone speciali per la loro onestà e grandissimo aiuto fornitomi: Giuseppe Bruno, Caterina e Damiano. Grazie ragazzi!

Grazie

CAPITOLO 8: BIBLIOGRAFIA

Anisimov, O.A., D.G. Vaughan, T.V. Callaghan, C. Furgal, H. Marchant, T.D. Prowse, H. Vilhjálmsson and J.E. Walsh, 2007: Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment. Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. **M.L. Parry, O.F. Canziani, J.P. Palutikof, P.J. van der Linden and C.E. Hanson**. Polar regions (Arctic and Antarctic). *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability.*, Eds., Cambridge University Press, Cambridge, 653-685..

Araguàs – Araguàs L., K. Froehlich and K. Rozanski. Deuterium and oxygen – 18 isotope composition of precipitation and atmospheric moisture. *Hydrological Processes, Hydrol. Process.* 14, 1341 – 1355 (2000).

Bamber J. J., J. L., Valdes, P. J. and Kohler, J. (2012) . The impact of a seasonally ice free Arctic Ocean on the temperature, precipitation and surface mass balance of Svalbard. Article Published Version Day. *The Cryosphere*, 6. pp. 35-50. ISSN 1994-0424 Available at <http://centaur.reading.ac.uk/26646/>. Received: 24 June 2011 – Published in *The Cryosphere Discuss.*: 18 July 2011 Revised: 4 December 2011 – Accepted: 17 December 2011 – Published: 10 January 2012. *The Cryosphere*, 6, 35–50, 2012 www.the-cryosphere.net/6/35/2012/ doi:10.5194/tc-6-35-2012 © Author(s) 2012. CC Attribution 3.0 License.

Bonne J.-L., V. Masson-Delmotte, O. Cattani, M. Delmotte, C. Risi, H. Sodemann, and H. C. Steen-Larsen. The isotopic composition of water vapour and precipitation in Ivittuut, southern Greenland. Received: 14 October 2013 – Published in *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*: 21 November 2013. Revised: 11 March 2014 – Accepted: 20 March 2014 – Published: 7 May 2014.

Casado M., P. Ortega, V. Masson-Delmotte, C. Risi, D. Swingedouw, V. Daux, D. Genty, F. Maignan, O. Solomina, B. Vinther, N. Viovy, and P. Yiou. Impact of precipitation intermittency on NAO-temperature signals in proxy records. Received: 7 September 2012 – Published in *Clim. Past Discuss.*: 8 October 2012. Revised: 29 January 2013 – Accepted: 1 March 2013 – Published: 27 March 2013. *Clim. Past*, 9, 871–886, 2013 www.clim-past.net/9/871/2013/ doi:10.5194/cp-9-871-2013 © Author(s) 2013. CC Attribution 3.0 License.

Day J. J., J. L. Bamber, P. J. Valdes, and J. Kohler. The impact of a seasonally ice free Arctic Ocean on the temperature, precipitation and surface mass balance of Svalbard. *The Cryosphere*, 6, 35–50, 2012 www.the-cryosphere.net/6/35/2012/ doi:10.5194/tc-6-35-2012 © Author(s) 2012. CC Attribution 3.0 License. Received: 24 June 2011 – Published in *The Cryosphere Discuss.*: 18 July 2011 Revised: 4 December 2011 – Accepted: 17 December 2011 – Published: 10 January 2012.

Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation., *Phys. Lab. I I. H. C. Orsted Institute, University of Copenhagen*. (Manuscript received April 28, 1964).

Divine D. V., J. Sjolte, E. Isaksson, H. A. J. Meijer, R. S. W. van de Wal, T. Martma, V. Pohjola, C. Sturm and F. Godtliobsen. Modelling the regional climate and isotopic composition of Svalbard precipitation using REMOiso: a comparison with available GNIP and ice core data . *Hydrological Processes Hydrol. Process.* 25, 3748–3759 (2011) Published online 25 April 2011 in Wiley Online Library (wileyonlinelibrary.com) DOI: 10.1002/hyp.8100. Received 15 June 2010; Accepted 10 March 2011.

Divine D. V., E. Isaksson, V. Pohjola, H. Meijer, R. S. W. van de Wal, T. Martma, J. Moore, Sjo'gren, and F. Godtliobsen. Deuterium excess record from a small Arctic ice cap. . Received 6 March 2008; revised 24 June 2008; accepted 18 July 2008; published 3 October 2008. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 113, D19104, doi:10.1029/2008JD010076, 2008.

Dong Xiquan, Behnjamin J. Zib, Baike Xi, Ryan Stanfield, Yi Deng, Xiangdong Zhang, Bing Lin, Charles N. Long. Critical mechanisms for the formation of extreme arctic sea-ice extent in the summers of 2007 and

1996. Received: 19 February 2013 / Accepted: 14 August 2013 / Published online: 29 August 2013_ The Author(s) 2013. This article is published with open access at Springerlink.com. *Clim Dyn* (2014) 43:53–70 DOI 10.1007/s00382-013-1920-8.

Froehlich K. Deuterium excess in precipitation and its climatological significance. Viktor-Wittner-Gasse 36/7, A-1220 Vienna, AUSTRIA J.J. GIBSON*, P. AGGARWAL International Atomic Energy Agency, Vienna, AUSTRIA. Ms submitted to: *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* Ms submitted on: 22 July 2002.

Finnish Meteorological Institute. Effects of Arctic Sea Ice Decline on Weather and Climate: a review. P.O. Box 503 Erik Palmenin aukio 1 FI-00101 Helsinki Accepted in *Surveys in Geophysics*, 30 January 2014.

Hoffmann G., M. Werner and M. Heimann. Water isotope module of the ECHAM atmospheric general circulation model: A study on timescales from days to several years. Copyright 1998 by the American Geophysical Union. Paper number 98JD00423. 0148-0227/ 98/ 98J D -00423\$ 0 9.00. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 103, NO. D14, PAGES 16,871-16,896, JULY 27, 1998.

Hurrell James W., Yochanan Kushnir, Geir Ottersen, and Martin Visbeck. An Overview of the North Atlantic Oscillation. *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact Geophysical Monograph* 134 Copyright 2003 by the American Geophysical Union 10.1029/134GM01.

IAEA Global Network of Isotopes in Precipitation. Water Resources Programme IAEA BROCHURE.

Inoue Jun, Masatake E. Hori, Koutarou Takaya. The role of Barents Sea ice on the wintertime cyclone track and emergence of a warm-Arctic cold-Siberian anomaly. http://www.jamstec.go.jp/e/about/press_release/20120201/#z2. Technical Procedures for GNIP Stations. Revised November 2012.

Joël J.-M. Hirschi, Bablu Sinha . Negative NAO and cold Eurasian winters: How exceptional was the winter of 1962/1963? National Oceanography Centre, Southampton, United Kingdom. *Weather* – February 2007, Vol. 62, No. 2.

Jouzel J., M. Stie´venard, S.J. Johnsen, A. Landais, V. Masson-Delmotte, A. Sveinbjornsdottir, F. Vimeux, U. von Grafenstein, J.W.C. White. The GRIP deuterium-excess record. Received 24 November 2005; accepted 20 July 2006. *Quaternary Science Reviews*.

Johnsen S.J. and W. Dansgaard. The origin of Arctic precipitation as deduced from its deuterium excess. *Annals of Glaciology* 10 1988 @ International Glaciological Society.

Kurita Naoyuki. Origin of Arctic water vapor during the ice growth season. Received 4 November 2010; revised 29 November 2010; accepted 3 December 2010; published 29 January 2011. Copyright 2011 by the American Geophysical Union. 0094-8276/11/2010GL046064. *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, VOL. 38, L02709, doi:10.1029/2010GL046064, 2011.

Masson-Delmotte V., A. Landais, M. Stievenard, O. Cattani, S. Falourd, J. Jouzel, S. J. Johnsen, D. Dahl-Jensen, A. Sveinbjornsdottir, J. W. C. White, T. Popp, and H. Fischer. Holocene climatic changes in Greenland: Different deuterium excess signals at Greenland Ice Core Project (GRIP) and NorthGRIP. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 110, D14102, doi:10.1029/2004JD005575, 2005.

Masson – Delmotte V. Variabilité du climat et du cycle de l'eau : géochimie isotopique des précipitations. Mémoire de thèse d'habilitation à diriger des recherches.

Miller G.H., J. Brigham-Grette, R.B. Alley, L. Anderson, H.A. Bauch, M.S.V. Douglas, M.E. Edwards, S.A. Elias, B.P. Finney, J.J. Fitzpatrick, S.V. Funder, T.D. Herbert, L.D. Hinzman, D.S. Kaufman, G.M.

MacDonald, L. Polyak, A. Robock, M.C. Serreze, J.P. Smol, R. Spielhagen, J.W.C. White, A.P. Wolfe, E.W. Wolff. Temperature and precipitation history of the Arctic. Received 2 May 2009 Received in revised form 20 February 2010 Accepted 1 March 2010. 0277-3791/\$ e see front matter _ 2010 Elsevier Ltd. All rights reserved. doi:10.1016/j.quascirev.2010.03.001. Quaternary Science Reviews 29 (2010) 1679e1715.

Michelini Marzia. Studio geochimico-isotopico delle precipitazioni del Friuli Venezia Giulia. Settore scientifico-disciplinare: GEO/08. Tesi di Dottorato. Anno Accademico 2011/2012.

Ogi Masayo and John M. Wallace. Summer minimum Arctic sea ice extent and the associated summer atmospheric circulation.. Received 5 March 2007; revised 24 April 2007; accepted 11 May 2007; published 19 June 2007. GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS, VOL. 34, L12705, doi:10.1029/2007GL029897, 2007.

Ortega Pablo, Didier Swingedouw, Valérie Masson-Delmotte, Camille Risi, Bo Vinther, Pascal Yiou, Robert Vautard, Kei Yoshimura. Characterizing atmospheric circulation signals in Greenland ice cores: insights from a weather regime approach. Received: 5 July 2013 / Accepted: 27 January 2014_ Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2014. Clim Dyn DOI 10.1007/s00382-014-2074-z.

Overland J., L. Bengtsson, R. Przybylak, J. Walsh. Arctic Report Card 2007, Atmosphere <http://www.arctic.noaa.gov/report07/atmosphere.html>.

Overland James E., Kevin R. Wood & Muyin Wang. Warm Arctic cold continents: climate impacts of the newly open Arctic Sea. Polar Research 2011. # 2011 J.E. Overland et al. This is an open-access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution-Noncommercial 3.0 Unported License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/>), permitting all non-commercial use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original work is properly cited. Citation: Polar Research 2011, 30, 15787, DOI: 10.3402/polar.v30i0.15787.

Pfahl S. and H. Sodemann. What controls deuterium excess in global precipitation? Institute for Atmospheric and Climate Science, ETH Zurich, 8092 Zurich, Switzerland. Clim. Past, 10, 771–781, 2014 www.clim-past.net/10/771/2014/ doi:10.5194/cp-10-771-2014 © Author(s) 2014. CC Attribution 3.0 License. Received: 25 July 2013 – Published in Clim. Past Discuss.: 14 August 2013; 20 February 2014 – Accepted: 2 March 2014 – Published: 22 April 2014.

Proshutinsky A., M.-L. Timmermans, I. Ashik, A. Beszczynska-Moeller, E. Carmack, J. Eert, I. Frolov, M. Itoh, T. Kikuchi, R. Krishfield, F. McLaughlin, B. Rabe, U. Schauer, K. Shimada, V. Sokolov, M. Steele, J. Toole, W. Williams, R. Woodgate, S. Zimmermann. Ocean. November 9, 2011.

Risi Camille. Les isotopes stables de l'eau: applications à l'étude du cycle de l'eau et des variations du climat. Thèse de Doctorat de l'Université Paris 6 Spécialité: Sciences de la Terre. 7 Décembre 2009.

Robertson Andrew W., Carlos R. Mechoso, and young-Joon Kim. The Influence of Atlantic Sea Surface Temperature Anomalies on the North Atlantic Oscillation. Department of Atmospheric Sciences, University of California, Los Angeles, Los Angeles, California. (Manuscript received 8 May 1998, in final form 9 March 1999). Journal of climate, volume 13.

Schauer Ursula and Eberhard Fahrbach, Svein Osterhus, Gerd Rohardt. Arctic warming through the Fram Strait: Oceanic heat transport from 3 years of measurements. Received 14 February 2003; revised 4 March 2004; accepted 22 April 2004; published 25 June 2004. Copyright 2004 by the American Geophysical Union. 0148-0227/04/2003JC001823. JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 109, C06026, doi:10.1029/2003JC001823, 2004.

Steen-Larsen H. C., S. J. Johnsen, V. Masson-Delmotte, B. Stenni, C. Risi, H. Sodemann, D. Balslev-Clausen, T. Blunier, D. Dahl-Jensen, M. D. Ellehøj, S. Falourd, A. Grindsted, V. Gkinis, J. Jouzel, T. Popp, S. Sheldon, S. B. Simonsen, J. Sjolte, J. P. Steffensen, P. Sperlich, A. E. Sveinbjörnsdóttir, B. M. Vinther¹, and J. W. C. White. Continuous monitoring of summer surface water vapor isotopic composition above the Greenland Ice Sheet. *Atmos. Chem. Phys.*, 13, 4815–4828, 2013. www.atmos-chem-phys.net/13/4815/2013/. doi:10.5194/acp-13-4815-2013. Received: 25 October 2012 – Published in *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*: 14 January 2013 Revised: 15 March 2013 – Accepted: 5 April 2013 – Published: 13 May 2013 © Author(s) 2013. CC Attribution 3.0 License.

Steen-Larsen H. C., A. E. Sveinbjörnsdóttir, A. J. Peters, V. Masson-Delmotte, M. P. Guishard, G. Hsiao, J. Jouzel, D. Noone, J. K. Warren, and J. W. C. White. Climatic controls on water vapor deuterium excess in the marine boundary layer of the North Atlantic based on 500 days of in situ, continuous measurements. Received: 6 December 2013 – Accepted: 20 January 2014 – Published: 24 January 2014 Correspondence to: H. C. Steen-Larsen (hanschr@gfy.ku.dk) Published by Copernicus Publications on behalf of the European Geosciences Union. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 14, 2363–2401, 2014 www.atmos-chem-phys-discuss.net/14/2363/2014/ doi:10.5194/acpd-14-2363-2014 © Author(s) 2014. CC Attribution 3.0 License.

Steen-Larsen H. C., V. Masson-Delmotte, M. Hirabayashi, R. Winkler, K. Satow, F. Prié, N. Bayou, E. Brun, K. M. Cuffey, D. Dahl-Jensen, M. Dumont, M. Guillevic, S. Kipfstuhl, A. Landais, T. Popp, C. Risi, K. Steffen, B. Stenni, and A. E. Sveinbjörnsdóttir. What controls the isotopic composition of Greenland surface snow? Received: 6 October 2013 – Published in *Clim. Past Discuss.*: 29 October 2013 Revised: 28 December 2013 – Accepted: 6 January 2014 – Published: 20 February 2014. *Clim. Past*, 10, 377–392, 2014 www.clim-past.net/10/377/2014/ doi:10.5194/cp-10-377-2014 © Author(s) 2014. CC Attribution 3.0 License.

Stenni B., 2005. Applicazione degli isotopi stabili in paleoclimatologia: le carote di ghiaccio. *Studi Trent. Sci. Nat., Acta Geol.*, 80 (2003): 17 – 27.

Sodemann H., C. Schwierz, and H. Wernli. Interannual variability of Greenland winter precipitation sources: Lagrangian moisture diagnostic and North Atlantic Oscillation influence. Received 4 February 2007; revised 22 August 2007; accepted 1 November 2007; published 12 February 2008.

Treffeisen R., R. Krejci, J. Ström, A. C. Engvall, A. Herber, and L. Thomason. Humidity observations in the Arctic troposphere over Ny-Alesund, Svalbard based on 15 years of radiosonde data. Received: 30 November 2006 – Published in *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*: 25 January 2007. Revised: 26 March 2007 – Accepted: 14 May 2007 – Published: 24 May 2007. *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 2721–2732, 2007 www.atmos-chem-phys.net/7/2721/2007/ ©Author(s) 2007. This work is licensed under a Creative Commons License.

White J. W. C., L. K. Barlow, D. Fisher, P. Grootes, J. Jouzel, S. J. Johnsen, M. Stuiver, and H. Clausen. The climate signal in the stable isotopes of snow from Summit, Greenland: Results of comparisons with modern climate observations. Paper number 97JC00162. 0148-0227/97/97JC-00162509.00. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 102, NO. C12, PAGES 26,425-26,439, NOVEMBER 30, 1997.

Vihma Timo. Extratropical Cyclones and Precipitation within the Canadian Archipelago during the Cold Season. MATTHEW R. INTIHAR and RONALD E. STEWART. (Received 22 November 2002; accepted in revised form 27 September 2004). *ARCTIC VOL.* 58, NO. 2 (JUNE 2005) P. 162–174.

Zanetti N., Analisi e interpretazione di proxies paleoclimatici e paleoambientali in una carota di ghiaccio della Marmolada. Tesi di laurea triennale.

Wilfred H. Theakstone, 2011. A seven-year study of oxygen isotopes in daily precipitation at a site close to the Arctic Circle, Tustervatn, Norway: Trajectory analysis and links with the North Atlantic Oscillation. Volume 45, issue 29. In Atmospheric Environment 2011 45(29):5101-5109.

CAPITOLO 9: SITOGRAFIA

www.iaea.org/water

<http://www.jamstec.go.jp/frsgc/research/od2/kimpei/gnip/index.html>

http://nsidc.org/cryosphere/arctic-meteorology/effects_of_climate_weather.html

<http://ossfoundation.us/projects/environment/global-warming/north-atlantic-oscillation-nao>

<https://weatherspark.com/averages/28884/Longyearbyen-Spitsbergen-Svalbard-and-Jan-Mayen>

<http://arctic.atmos.uiuc.edu/cryosphere/>

<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/nao.shtml>

<http://nsidc.org/>

<http://ready.arl.noaa.gov>

<http://neven1.typepad.com/blog/2012/07/arctic-atmosphere-june-july-2012.html>

<http://wattsupwiththat.com/2012/08/13/sea-ice-news-volume-3-number-10-arcus-august-sea-ice-outlook-posted-plus-worries-over-arctic-storm-breaking-up-sea-ice/>

<http://ready.arl.noaa.gov>

<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/composites/day/>

<http://data.giss.nasa.gov/gistemp/>

<http://www.arctic.noaa.gov/report11/ocean.html>

<http://wattsupwiththat.com/2012/08/13/sea-ice-news-volume-3-number-10-arcus-august-sea-ice-outlook-posted-plus-worries-over-arctic-storm-breaking-up-sea-ice/>

www.nature.com