

Capitolo 4

Le correnti oceaniche

4.1 Le correnti oceaniche e il trasporto di energia

Nel Paragrafo 3.1 si è osservato che i flussi termici convettivi, legati soprattutto (87%), alla circolazione atmosferica generale e in misura non trascurabile (13%) alle correnti oceaniche, sono la risposta alla necessità di riequilibrare il più possibile le differenze di temperatura tra l'Equatore e i Poli. Infatti, vi è un surplus di energia solare assorbita nella zona equatoriale accompagnato da un deficit di energia assorbita alle medie latitudini che si accentua nella zona polare. Pertanto, in assenza di flussi termici convettivi equilibranti su larga scala, la zona polare diventerebbe sempre più calda e quella equatoriale sempre più fredda.

Come vedremo meglio nel seguito di questo capitolo, i tipi di movimento che caratterizzano la circolazione oceanica (responsabile del 13% dei flussi equilibranti) sono, essenzialmente, due:

- correnti superficiali messe in moto dall'azione dei venti al suolo che, per attrito, trasferiscono quantità di moto all'acqua ("wind driven circulation" in inglese), e
- correnti profonde legate alla circolazione termoalina ("thermohaline circulation" in inglese) ovvero generate dalle variazioni di densità indotte dai gradienti di temperatura e concentrazione salina.

Nei prossimi paragrafi saranno esaminati i venti medi in superficie e le correnti oceaniche che ne derivano, mentre nella Sezione 4.5 saranno illustrate le correnti oceaniche profonde.

4.2 Venti di superficie nel Mondo reale

Quando consideriamo il Mondo reale con il suo alternarsi di continenti e oceani, montagne e ghiacci, pianure e catene montuose, il modello di circolazione atmosferica a tre celle, illustrato nel Capitolo 3, non è più valido. Infatti, per ottenere distribuzioni realistiche dei venti e delle pressioni in superficie nel Mondo Reale è necessario fare riferimento a misure sperimentali. Empiricamente, otteniamo le distribuzioni illustrate nella Figura 4.1 dove in alto si ha lo schema

4. LE CORRENTI OCEANICHE

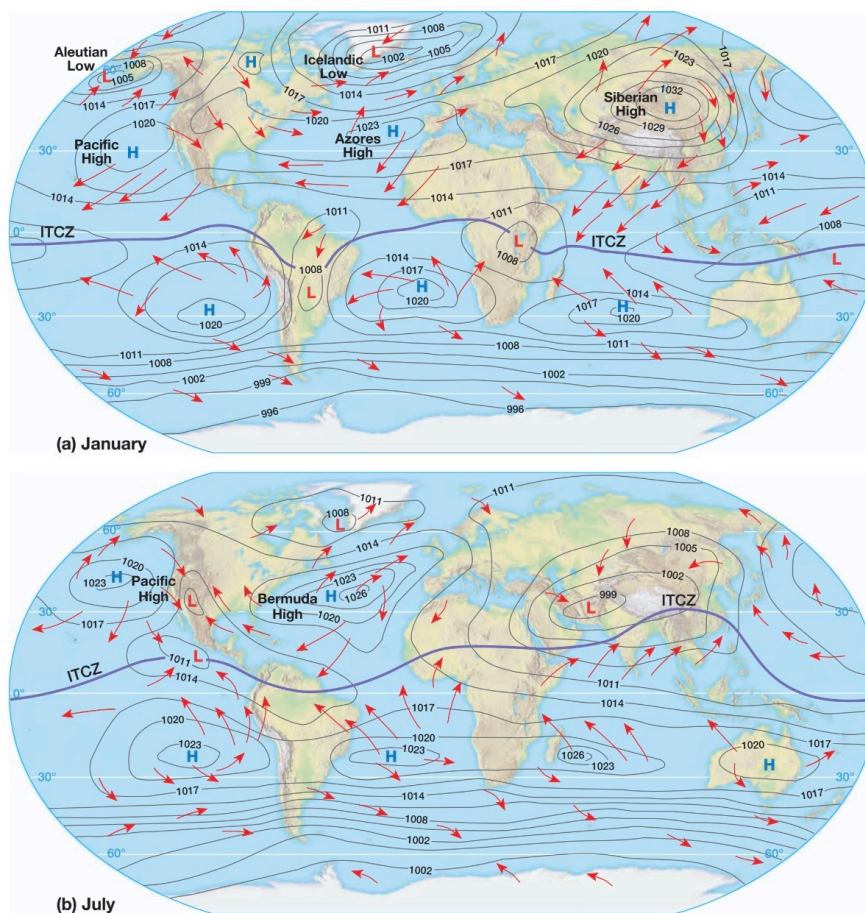


Figura 4.1: Distribuzione media delle pressioni e dei venti in superficie a gennaio (sopra) e a luglio (sotto) [F.K. Lutgens e E.J. Tarbuck].

riferito al mese di gennaio, rappresentativo delle condizioni invernali, mentre in basso si ha lo schema riferito al mese di luglio, rappresentativo delle condizioni estive.

In entrambe le distribuzioni appaiono cicloni e anticicloni detti “semipermanenti” perché tendono a restare nelle vicinanze delle aree di formazione. In particolare, nell’emisfero nord a gennaio troviamo tre aree anticicloniche (ovvero di alta pressione), intorno alle quali i venti circolano in senso orario, e due aree cicloniche (ovvero di bassa pressione) intorno alle quali i venti circolano in senso antiorario. Le aree anticicloniche sono quelle dell’anticiclone del Pacifico Orientale, dell’anticiclone della Azzorre (ovvero dell’Arcipelago delle Bermude) nell’Atlantico, e dell’anticiclone Siberiano nella regione omonima. Le aree cicloniche sono la depressione della Groenlandia - Islanda, e la depressione delle Aleutine, (che è l’area compresa tra il Golfo di Alaska e il Mare di Bering).

Nell'emisfero nord a luglio, troviamo ancora l'anticiclone delle Azzorre e l'anticiclone del Pacifico, ma non l'anticiclone siberiano che, generalmente, scompare durante l'estate. A luglio, nell'emisfero nord troviamo ancora la depressione della Groenlandia - Islanda, ma non la depressione delle Aleutine che si indebolisce fino quasi a scomparire durante l'estate.

Tra i due emisferi (come già discusso nel Capitolo 3), spicca lo spostamento a luglio, rispetto a gennaio, della ICTZ (InterTropical Convergence Zone) collegato alla migrazione dell'equatore meteorologico dal Tropico del Capricorno, a sud, al Tropico del Cancro, a nord, ed al conseguente alternarsi delle stagioni monsoniche.

Nell'emisfero sud, a gennaio troviamo tre aree anticicloniche ben definite, intorno alle quali i venti circolano in senso antiorario, che sono posizionate, rispettivamente, negli Oceani Pacifico Orientale, Atlantico e Indiano. Per contro, nel mese di luglio (che nell'emisfero sud è il mese più freddo), le tre aree anticicloniche tendono a fondersi e ad interagire con le alte pressioni termiche continentali formando una fascia continua di alta pressione alle latitudini subtropicali.

Sempre nell'emisfero sud, tra i 50° e i 60°, soffiano tutto l'anno fortissimi venti occidentali catabatici (dal termine greco "katabatikos", ovvero "che vanno verso il basso"). Questi venti, che provengono dall'altopiano Antartico, perennemente ghiacciato, si raffreddano ulteriormente nella discesa verso l'Oceano Antartico e, durante l'inverno australe quando sono più intensi, possono superare i 300 km/h senza trovare ostacoli nel loro percorso intorno al Mondo. Ancora più a sud, a ridosso del continente Antartico intorno ai 70°, spirano i venti circumpolari orientali (meno forti dei venti occidentali catabatici e, per questo, rappresentati solo nella mappa di luglio).

(In passato i venti occidentali antartici hanno costituito un ostacolo pressoché insormontabile per la navigazione a vela. Nel 1520, il portoghese Fernando Magellano è stato il primo a raggiungere l'Oriente navigando verso Occidente e, di conseguenza, il primo ad attraversare controvento lo stretto che ora porta il suo nome. Il prezzo da lui pagato è stato però orribile: delle sue cinque navi una è naufragata ed un'altra ha disertato ammutinandosi prima di tentare l'attraversamento. Una volta arrivato al nuovo Oceano, Magellano lo ha chiamato "Pacifico" per via dei venti finalmente favorevoli alla progettata circumnavigazione del Pianeta.)

4.3 Correnti oceaniche superficiali

Come si è già osservato, le correnti oceaniche superficiali sono legate all'azione dei venti in superficie che, per attrito, trasferiscono all'acqua una parte della quantità di moto da loro posseduta. Tuttavia, l'acqua è circa mille volte più densa ed almeno cinquanta volte più viscosa dell'aria e, quindi, tende a smorzare le sollecitazioni di breve periodo provenienti dai venti ed a rispondere alle sollecitazioni medie annuali piuttosto che a quelle stagionali. Infatti, le correnti oceaniche superficiali medie annuali, vanno interpretate tenendo conto di entrambe le distribuzioni medie dei venti e delle pressioni in superficie riportate nelle Figure 4.1.

Oltre al diverso comportamento rispetto alle sollecitazioni, per arrivare a un modello, sia pur molto semplificato, della circolazione oceanica superficiale occorre tener conto della differenza

4. LE CORRENTI OCEANICHE

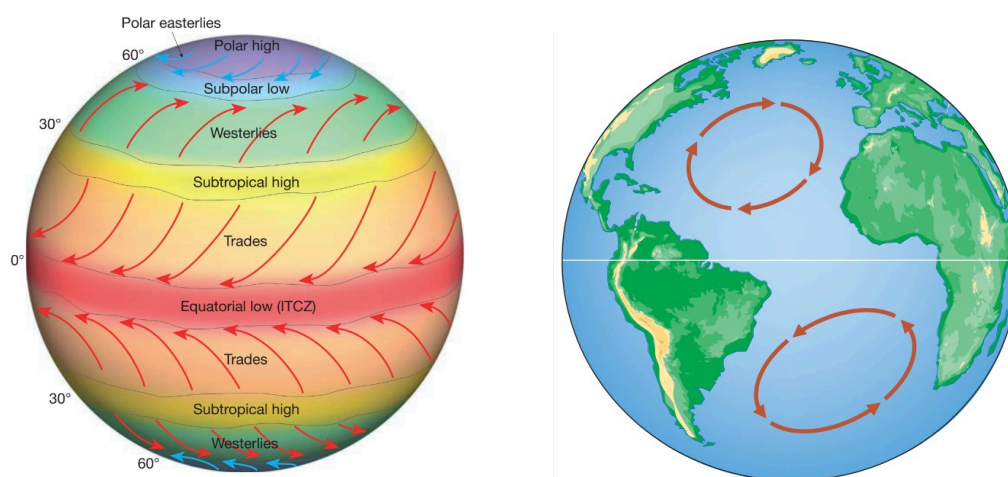


Figura 4.2: Nel modello a tre celle, qui richiamato per comodità (a sinistra), i venti sono influenzati dall'accelerazione di Coriolis [F.K. Lutgens e E.J. Tarbuck]. Oltre che dai venti e dall'accelerazione di Coriolis, le grandi correnti oceaniche (a destra) sono condizionate dalla distribuzione dei continenti, [T. Garrison e R. Ellis].

“geografica” tra le distribuzioni dei venti e delle correnti oceaniche. Infatti il modello di circolazione atmosferica a tre celle (richiamato per comodità nella Figura 4.2 a sinistra), tiene conto dell'accelerazione di Coriolis ma non del fatto che i continenti sono barriere insormontabili per le correnti oceaniche. Quando, oltre all'accelerazione di Coriolis si considera l'effetto “barriera” dei continenti, si arriva a distribuzioni semplificate delle correnti oceaniche del tipo di quella illustrata nella Figura 4.2 a destra, relativa all'Oceano Atlantico. La conclusione è che, negli oceani, le principali correnti tendono a formare grandi vortici (“gyre”) che si estendono tra i continenti che delimitano gli oceani stessi.

Alla luce di queste premesse, si può procedere ad una analisi dettagliata della Figura 4.3, ricavata empiricamente, che riporta la distribuzione media annuale delle principali correnti oceaniche.

Vortici subtropicali

Gli anticicloni, rappresentati nelle due Figure 4.1, danno origine ai grandi vortici (“gyre”) subtropicali della Figura 4.3, che ruotano in senso orario nell'emisfero nord e in senso antiorario nell'emisfero sud. (L'appellativo “subtropicali” deriva dal fatto che in entrambi gli emisferi questi vortici sono situati tra i 15° e i 45° gradi di latitudine, nord o sud, con i centri all'incirca alle latitudini dei getti subtropicali).

In un vortice subtropicale si distinguono quattro correnti collegate tra loro. La corrente motrice è la corrente equatoriale, immediatamente a nord o a sud dell'equatore, che viene generata dagli alisei e, quindi, fluisce verso ovest lungo un percorso trasversale tra i due continenti che la

4.3. Correnti oceaniche superficiali

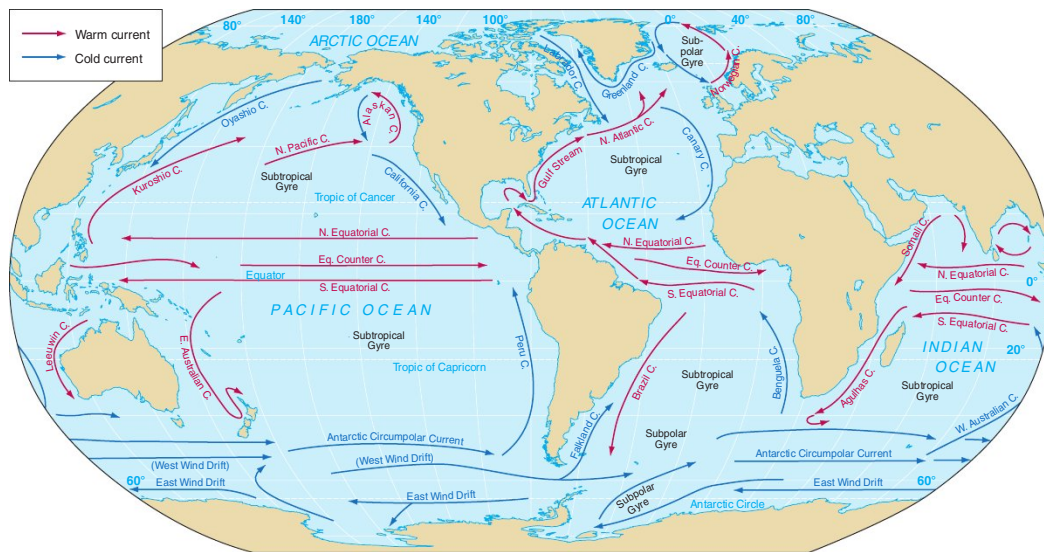


Figura 4.3: Distribuzione media annuale, determinata sperimentalmente, delle principali correnti oceaniche [A. Trujillo e H. Thurman].

delimitano. Arrivata alla costa orientale (East Coast) del continente verso cui è stata spinta dagli alisei viene deviata dall'accelerazione di Coriolis verso destra (ovvero verso nord) nell'emisfero settentrionale, o verso sinistra (ovvero verso sud) nell'emisfero meridionale.

Raggiunta la fascia di latitudini compresa tra i 30° e i 60° , nord o sud, la corrente subisce l'azione dei venti occidentali (Westerlies) che finiscono per deviarla verso est a una latitudine nell'intorno dei 45° , nord o sud. Su tale percorso trasversale la corrente prosegue fino alla costa occidentale (West Coast) del continente verso cui è stata spinta dai Westerlies, e qui viene deviata dall'accelerazione di Coriolis verso destra (ovvero verso sud) nell'emisfero settentrionale o verso sinistra (ovvero verso nord), nell'emisfero meridionale. In entrambi i casi, la corrente finisce per incontrare la corrente equatoriale motrice e, in questo modo, chiude il vortice subtropicale.

Nel caso del vortice del Nord Atlantico, la corrente motrice nord-equatoriale arrivata alla costa orientale del Nord America, prosegue come Corrente del Golfo, continua come corrente del Nord Atlantico e poi ritorna verso l'equatore lungo le coste occidentali di Europa e Africa come corrente delle Canarie.

Analogamente, nel caso del vortice dell'Atlantico Meridionale, la corrente motrice sud-equatoriale, arrivata alla costa orientale del Sud America, prosegue come corrente del Brasile, continua come Corrente Circumpolare e poi ritorna verso l'equatore lungo le coste occidentali dell'Africa come Corrente del Benguela.

La circolazione nell'Oceano Pacifico è simile a quella dell'Oceano Atlantico con due grandi vortici, quello a nord rotante in senso orario e quello a sud rotante in senso antiorario. L'unica

differenza importante riguarda la controcorrente equatoriale che nel Pacifico, dove il bacino è più grande, è più sviluppata che nell'Atlantico. Nel caso del vortice del Nord Pacifico, la corrente motrice nord-equatoriale, arrivata nelle vicinanze dell'Asia Orientale, prosegue come corrente (calda) di Kuroshio (che mitiga il clima del Giappone rispetto alla latitudine), continua come corrente del Nord Pacifico e ritorna verso l'equatore come corrente fredda della California.

Analogamente, nel caso del vortice del Sud Pacifico, la corrente motrice sud-equatoriale arrivata nelle vicinanze di Papua Nuova Guinea devia verso sud, prosegue come Corrente dell'Australia Orientale e, dopo aver aggirato la Nuova Zelanda, si unisce alla Corrente Circumpolare Antartica per poi ritornare verso l'equatore lungo le coste occidentali del Sud America come Corrente (fredda) del Perù.

Controcorrenti equatoriali

Le due correnti equatoriali generate dagli alisei, immediatamente a nord e a sud dell'equatore, portano verso ovest grandi portate d'acqua nella fascia di latitudini comprese tra 0° e 15° , nord o sud. In tale fascia dell'estensione complessiva (non trascurabile) di 30° , l'accelerazione di Coriolis è ai minimi come si è visto nel Capitolo 3 e, così, l'acqua si accumula lungo i margini occidentali degli oceani facendo aumentare il livello di circa due metri rispetto ai margini orientali. In questo modo, si creano le condizioni affinché parte dell'acqua ritorni per gravità verso oriente formando le controcorrenti equatoriali.

Vortici subpolari artici

Nell'emisfero settentrionale, il ciclone della Groenlandia - Islanda e quello della depressione delle Aleutine, danno origine ai vortici subpolari artici, visibili nella Figura 4.3, che ruotano in senso antiorario (inverso a quello dei vicini vortici subtropicali) spinti dai venti polari orientali (Polar Easterlies).

Correnti che circondano l'Antartide

Nell'emisfero australe i venti non trovano ostacoli nel loro cammino intorno all'Antartide e, di conseguenza, generano correnti che circondano l'intero continente. Come si vede nella Figura 4.4, i venti occidentali (Westerlies) catabatici generano la Corrente Circumpolare Antartica (CCA) che, tra i 50° e i 60° gradi di latitudine sud, occupa una fascia larga fino a 500 km, e si muove verso est trasportando dai 120 ai 140 milioni di metri cubi di acqua al secondo (contro, ad esempio, i circa 210.000 metri cubi di acqua al secondo trasportati dal Rio delle Amazzoni).

Il limite settentrionale della CCA coincide (in pratica) con il Fronte Sub-Antartico dove le acque sub-antartiche, più fredde e meno salate (in quanto hanno dato origine alla vasta coltre di ghiaccio che galleggia attorno al Continente Antartico) incontrano le acque sub-tropicali, più calde e più salate. Il limite meridionale della CCA coincide (in pratica) con il Fronte Antartico dove le acque più fredde e dense dell'Antartico incontrano e "convergono con" (o meglio "si

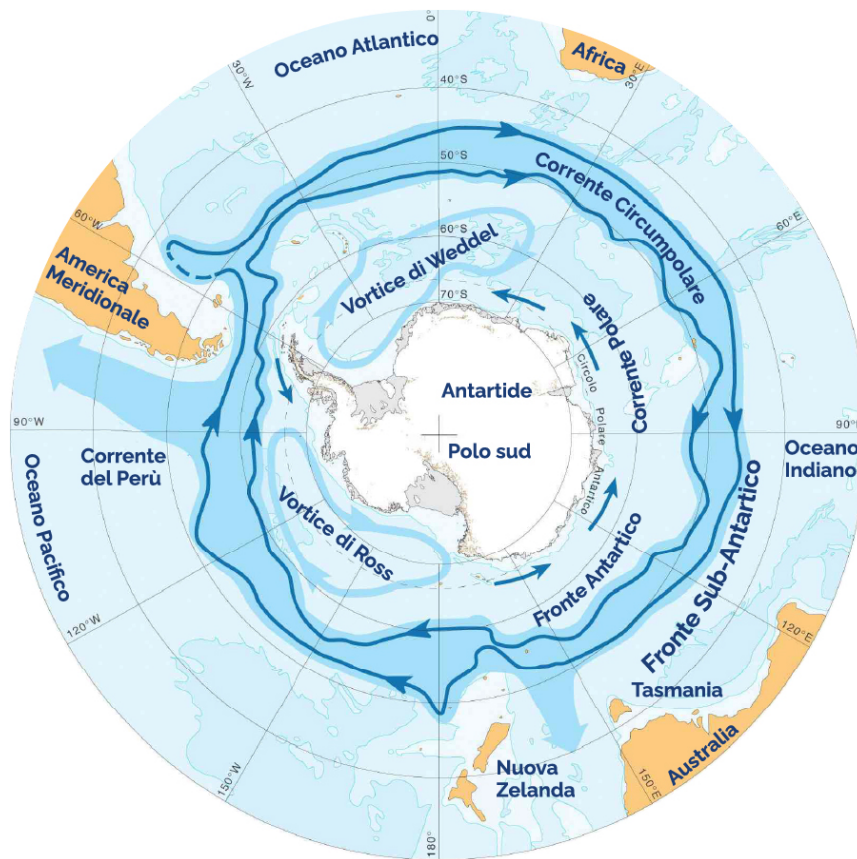


Figura 4.4: L'Antartide vista dal Polo Sud e la distribuzione delle correnti oceaniche superficiali che lo circondano [Consiglio Nazionale delle Ricerche].

infilano sotto le”) acque meno fredde e dense del Sub-Antartico. (Di qui il nome alternativo di “Convergenza Antartica” dato al Fronte Sub-Antartico).

(La “convergenza” tra le acque antartiche e quelle sub-antartiche è all’origine della Circolazione Termoalina illustrata nella Sezione 4.5. Come vedremo in quella sede, i principali luoghi di formazione nell’emisfero sud di “acqua profonda” sono i Mari di Ross e Weddell, dove i venti circumpolari antartici, che spirano da ovest a est, interferiscono con i venti polari, che spirano da est a ovest, formando i vortici omonimi.)

Più a ridosso del continente Antartico, intorno ai 70° di latitudine sud, spirano i venti orientali (Polar Easterlies) che generano la Corrente Polare Antartica (ruotante in senso opposto alla CCA).

(Come vedremo nel Paragrafo 4.3.3, sia la Corrente Circumpolare Antartica sia la Corrente Polare Antartica sono coinvolte nel processo di Divergenza Antartica che non ha niente a che

vedere, nonostante l'antinomia lessicale, con la appena definita Convergenza Antartica).

4.3.1 Trasporto di Ekman

Il trasporto di Ekman, così chiamato in onore dell'oceanografo svedese V. Walfrid Ekman (1874 - 1954), indica il trasporto di acqua che ha luogo con una deviazione media di 90° rispetto alla direzione del vento superficiale che lo genera. (Al solito la deviazione è verso destra nell'emisfero nord e verso sinistra nell'emisfero sud).

Quando il vento soffia sull'oceano nell'emisfero nord, la superficie dell'acqua è messa in moto nella direzione del vento ma, successivamente, per l'effetto Coriolis viene deviata di circa 45° verso destra, come illustrato nella Figura 4.5 in alto a sinistra. Tuttavia, il movimento associato al vento riguarda solo un sottile strato superficiale perché ogni successivo strato non viene messo in moto dal vento ma dallo strato di acqua sovrastante e, quindi, si muove più lentamente dello strato motore e subisce anche una deviazione minore per l'effetto Coriolis.

Così, man mano che si scende, l'acqua rallenta e ruota sempre più piano fino a che, ad una profondità di 100 metri circa, gli attriti hanno disperso completamente la quantità di moto fornita dal vento e il movimento si esaurisce. A quel punto, il risultato è una deviazione media dell'acqua di 90° rispetto alla direzione del vento come si vede nella Figura 4.5 in alto a destra.

4.3.2 Correnti geostrofiche nei vortici subtropicali

Come si è detto, nell'emisfero nord, il trasporto di Ekman devia verso destra le correnti nei vortici subtropicali, innescando una rotazione oraria (anticiclonica). Poiché l'acqua tende ad accumularsi davanti ai venti che la spingono, si genera una "collina" dell'altezza di circa 2 metri, con la cima nel centro (fermo) dei vortici.

L'acqua tende a scendere per gravità dai fianchi della collina ma, come si vede nella Figura 4.5 in basso sopra, la discesa è contrastata dall'effetto Coriolis che nell'emisfero nord devia verso destra le masse in movimento. Così la gravità e l'effetto Coriolis finiscono per bilanciarsi dando origine a un flusso geostrofico che, in assenza di attriti, continuerebbe a girare indefinitamente in senso orario intorno al centro del vortice.

(In presenza di attriti, il flusso è sub-geostrofico, l'altezza della collina è inferiore all'altezza massima teorica e il flusso si arresta quando cessa il vento).

Un altro effetto importante del trasporto di Ekman nell'emisfero nord, schematizzato nella Figura 4.5 in basso sotto, è lo spostamento verso occidente del centro del vortice. Infatti, l'effetto Coriolis (che tende a deviare le masse verso destra rispetto alla direzione del moto) ha, necessariamente, componenti che accelerano gli spostamenti verso nord mentre ritardano gli spostamenti verso sud. Pertanto le linee di corrente si infittiscono ad occidente mentre si diradano ad oriente e, quindi, basta una sezione minore ad occidente rispetto a oriente per far passare la stessa portata di acqua.

4.3. Correnti oceaniche superficiali

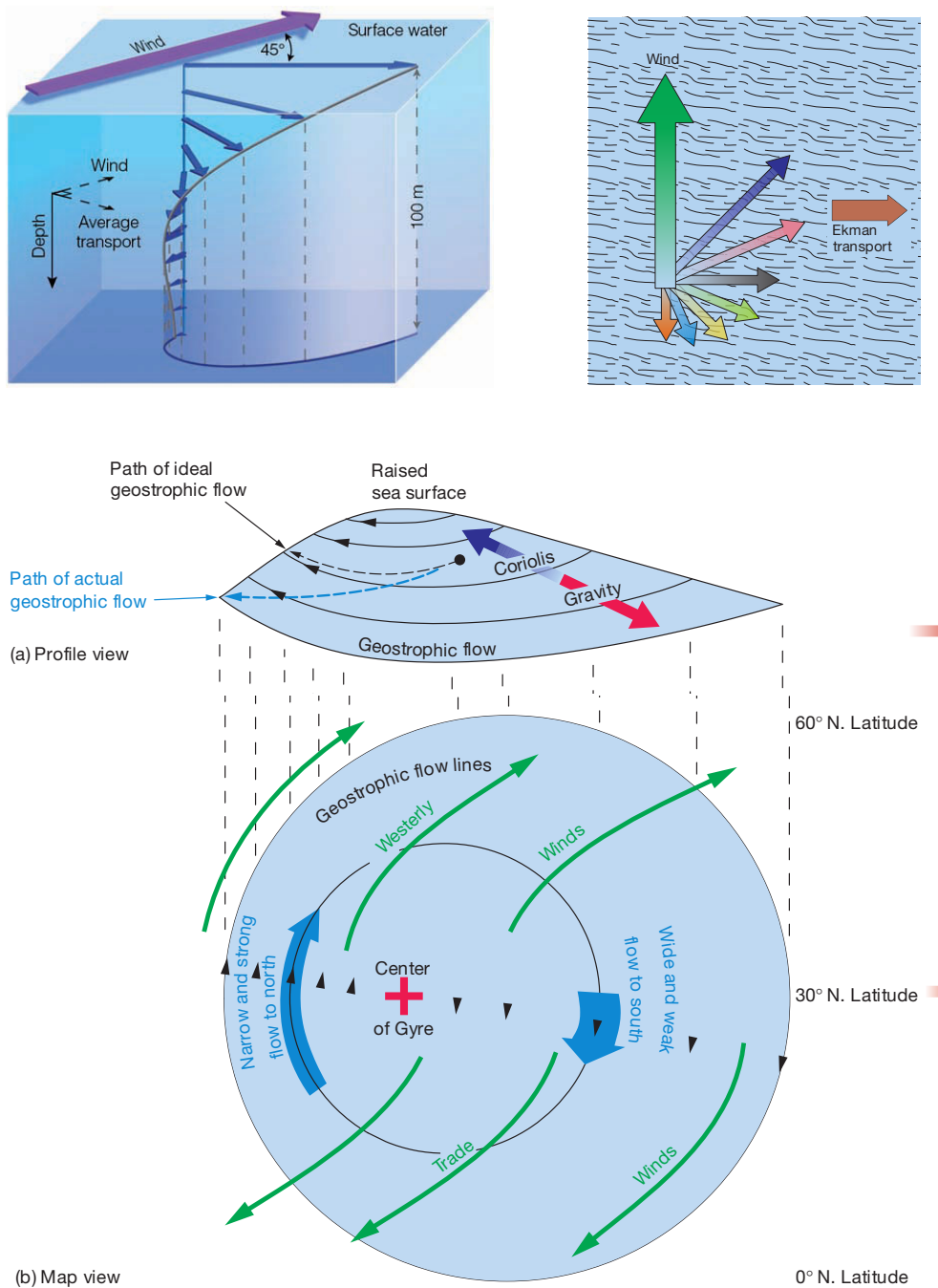


Figura 4.5: Trasporto di Ekman nell'emisfero nord (con ovest a sinistra ed est a destra della figura). In alto: vista prospettica a sinistra [C.D. Ahrens e R. Henson] e vista in pianta a destra [A. Trujillo e H. Thurman]. In basso: correnti geostrofiche viste in profilo sopra e intensificazione occidentale delle correnti geostrofiche vista in pianta sotto [A. Trujillo e H. Thurman].

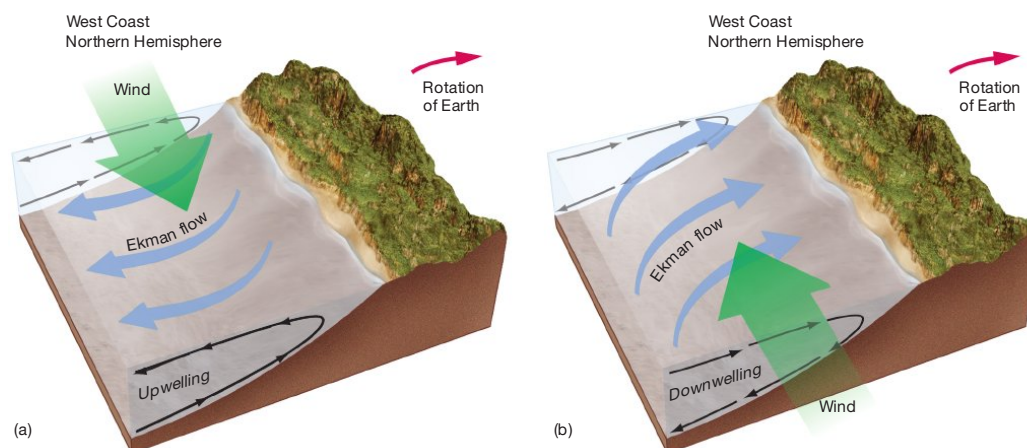


Figura 4.6: Risalite (a sinistra) e sprofondamenti (a destra) delle correnti oceaniche lungo la costa occidentale di un continente nell'emisfero settentrionale con venti paralleli alla costa stessa e diretti, rispettivamente, a sud e a nord [A. Trujillo e H. Thurman].

4.3.3 Risalite e sprofondamenti costieri

Una causa molto frequente di risalite e sprofondamenti delle correnti oceaniche lungo le coste dei continenti sono i venti che soffiano parallelamente alle coste stesse.

Ad esempio, la Figura 4.6 mostra la costa occidentale di un continente nell'emisfero settentrionale, con venti che soffiano parallelamente alla costa stessa. Se i venti provengono da nord (Figura 4.6 a sinistra), il trasporto di Ekman, che sposta l'acqua verso destra rispetto alla direzione del vento, genera una corrente diretta al largo. Per rimpiazzare l'acqua che si allontana dalla costa, altra acqua deve risalire dal basso nel processo chiamato "risalita costiera" (in inglese "upwelling"). Le aree dell'emisfero nord in cui si verifica la risalita costiera, come le coste occidentali degli Stati Uniti nelle vicinanze di San Francisco e le coste dell'Africa nelle vicinanze delle Canarie, sono caratterizzate da elevate concentrazioni di plancton proveniente dalle acque profonde, con conseguente elevata pescosità.

Talvolta, in concomitanza alle perturbazioni atmosferiche, la direzione dei venti può invertirsi e, con venti che spirano da sud, il trasporto di Ekman (che continua a spostare le acque verso destra) genera una corrente diretta verso la costa. L'acqua si accumula lungo la riva e non ha altra via di uscita che in basso in un processo chiamato "sprofondamento costiero" (in inglese "downwelling"). In questo caso il trasporto di plancton in superficie, e con esso la pescosità, si arrestano.

Una situazione simile si verifica anche nell'emisfero sud, con l'unica differenza che, in quel caso, il trasporto di Ekman è verso sinistra. Così, ad esempio, nella costa orientale dell'Africa Meridionale nelle vicinanze di Benguela (la città dell'Angola che dà il nome alla corrente omonima), il trasporto di Ekman con i venti dominanti che soffiano da sud genera una cor-

rente diretta al largo. Per rimpiazzare l'acqua che si allontana dalla costa, altra acqua deve risalire dal basso in un processo di risalita. Infatti, anche l'area nelle vicinanze di Benguela è, generalmente, caratterizzata da elevate concentrazioni di plancton, con conseguente elevata pescosità.

4.3.4 Risalite nella Divergenza Antartica

Come detto all'inizio del paragrafo, risalite e sprofondamenti hanno luogo in corrispondenza a "tutte" le coste purché i venti soffino parallelamente alle coste stesse. Un esempio particolarmente significativo di risalita è offerto dalle coste dell'Antartide dove, come indicato nella Figura 4.4, i venti soffiano tangenti al continente e, quindi, paralleli alle coste stesse. Ad esempio, come si era già osservato, tra i 50° e i 60° gradi di latitudine sud i venti occidentali (Westerlies) catabatici generano la Corrente Circumpolare Antartica (CCA) che si muove da ovest a est, mentre ancora più a sud, a ridosso del continente Antartico, i venti orientali (Polar Easterlies) generano la Corrente Polare Antartica che si muove da est verso ovest.

Poiché nell'emisfero sud il trasporto di Ekman è verso sinistra rispetto alla direzione del vento, i venti occidentali catabatici spostano la Corrente Circumpolare verso il largo mentre i venti orientali spostano la Corrente Polare verso la costa antartica. Ciò genera, tra le due correnti, la Divergenza Antartica che è una zona molto estesa caratterizzata da risalita di acque profonde ricche di plancton e, quindi, molto pescose.

(Come già sottolineato all'inizio della Sezione 4.3 la Divergenza Antartica non ha niente a che vedere con la Convergenza Antartica che è il nome alternativo dato al Fronte Sub-Artico dove le acque più fredde e dense dell'Antartico "incontrano e convergono con", o meglio "si infilano sotto le", acque meno fredde e dense del Sub-Antartico).

4.4 Oscillazioni e tendenze

L'atmosfera è un sistema caotico non-lineare perché in essa gli effetti non rispondono necessariamente alle cause in modo proporzionale (cioè lineare) e possono anche auto-amplificarsi nel tempo fino a raggiungere uno stato caotico. Nel 1963, per descrivere l'evoluzione del tempo atmosferico, il meteorologo Edward Lorenz utilizzò una metafora divenuta celebre dicendo che, nell'atmosfera, anche una perturbazione apparentemente irrilevante "come il battito d'ali di una farfalla in Brasile" può provocare [dopo un numero sufficiente di giorni] "un tornado nel Texas".

Ciò non significa che l'evoluzione del tempo atmosferico sia inconoscibile ma implica che sia molto difficile da prevedere in quanto bastano imprecisioni molto piccole nella descrizione delle condizioni iniziali e/o errori apparentemente insignificanti nelle procedure di soluzione per arrivare rapidamente a risultati privi di significato. Negli ultimi anni, grazie al gran numero di sensori meteo che informano sulla situazione iniziale in tutto il Mondo (ovvero informano sul tempo di oggi) ed alla grande accuratezza dei supercomputer disponibili per i calcoli, i modelli numerici riescono a fornire previsioni meteorologiche che si estendono fino a circa due settimane. In futuro tale orizzonte temporale potrà essere ampliato ma lentamente e non più, ad

esempio, dell'aumento nel numero di cifre significative assicurate dall'evoluzione dei computer a disposizione dei meteorologi.

Per contro, le previsioni climatiche, a differenza di quelle meteorologiche, già oggi devono per costruzione arrivare al lungo termine al fine di consentire, ad esempio, le stime degli andamenti di temperatura di qui al 2100 in funzione dei diversi scenari ipotizzati, ovvero delle diverse probabili scelte comportamentali delle popolazioni. A tal fine, l'estensione dell'orizzonte temporale è ottenuta grazie all'adozione di modelli di calcolo che "filtrano", ovvero rinunciano a simulare, le oscillazioni "meteorologiche" di breve durata e si concentrano unicamente sulle tendenze "climatiche" pluriennali.

Un problema a parte, però, è rappresentato dalle previsioni con un orizzonte temporale limitato a qualche anno come, ad esempio, le previsioni quinquennali che sono sempre più richieste dagli analisti economici e dai decisori politici. In tal caso, le oscillazioni stagionali di natura casuale non possono essere trascurate e, di conseguenza, le previsioni climatiche di tipo dinamico (ovvero che procedono nel tempo, un passo dopo l'altro) devono essere integrate da previsioni di tipo statistico che descrivano, in qualche modo, le oscillazioni stagionali.

Generalmente, le previsioni di tipo statistico si basano su eventi forzanti che, in passato, hanno generato effetti stagionali ben definiti. A questa categoria di eventi appartengono le oscillazioni di temperatura nel Pacifico Equatoriale Tropicale, la più importante delle quali è, senza dubbio, ENSO (El Niño Southern Oscillation - Oscillazione Meridionale del Niño). ENSO ha durata compresa tra i due e i sette anni ed è un evento ciclico nel quale si alternano una fase calda (El Niño) ed una fase fredda (La Niña), separate da una fase neutra.

4.4.1 Monitoraggio di ENSO

Il nome stesso indica che ENSO (El Niño Southern Oscillation - Oscillazione Meridionale del Niño) si sviluppa nel Pacifico Meridionale dove interferisce con la corrente Sud Equatoriale che muove il grande vortice sub-tropicale.

Come si è osservato più volte, le acque di risalita sono ricche di plancton e, normalmente, risultano molto pescose. Tuttavia, storicamente, i pescatori del Perù hanno osservato che, con periodicità variabile tra i due e i sette anni, la corrente Sud Equatoriale si invertiva e faceva arrivare alle coste occidentali del Sud America una corrente calda che arrestava la risalita di acqua fredda. Gli eventi caldi, che in Perù iniziano spesso nel periodo natalizio, hanno spinto i pescatori locali, già nel 1600, a chiamare ironicamente "El Niño", cioè Il Bambinello, l'evento che "come regalo" faceva crollare le catture di pesce. A quel punto, per simmetria, gli stessi pescatori hanno dovuto chiamare "La Niña", cioè la bambina, l'evento freddo opposto.

Come si vedrà meglio nel seguito, pur influenzando il clima dell'intero Pianeta, ENSO è un evento ciclico che si sviluppa essenzialmente nel Pacifico Meridionale e, come tale, viene monitorato attraverso la rilevazione di due indici legati, rispettivamente:

- alla temperatura superficiale del mare nella regione chiamata Niño 3.4 (compresa tra le longitudini 120° e 150° ovest, e le latitudini 5° nord e -5° sud), e

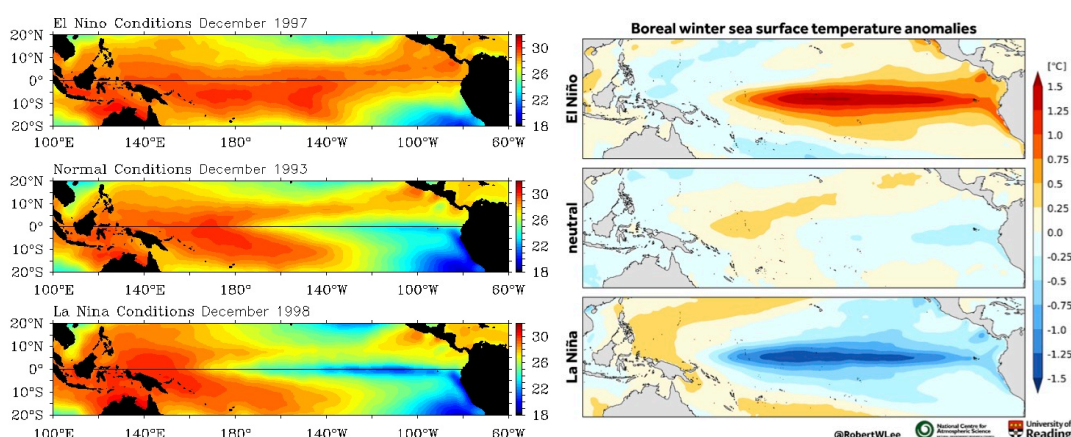


Figura 4.7: Temperature nella colonna di sinistra [NOAA] e anomalie nella colonna di destra [Reading University] riferite alle fasi calda (sopra), neutra (al centro) e fredda (sotto) durante un ciclo tipico di ENSO.

- alla differenza di pressione atmosferica a livello del mare tra Tahiti (150° ovest) e Darwin in Australia (130° est).

Per quanto riguarda la temperatura superficiale del mare (in inglese SST ovvero Sea Surface Temperature), l'indice utilizzato è lo scostamento della SST media mensile misurata nella regione Niño 3.4, rispetto al valore climatologico “normale” per lo stesso mese. Il valore “normale”, a sua volta, viene valutato come media dei valori nel corrispondente mese durante un periodo di riferimento sufficientemente lungo. Poiché in climatologia lo scostamento dal valore normale viene definito “anomalia”, si può dire che l'indice di riferimento per il monitoraggio della temperatura superficiale è l'anomalia della temperatura superficiale media nella regione Niño 3.4.

(In passato, la scelta del periodo di riferimento per la valutazione dei valori climatologici normali era, più o meno, discrezionale ma, successivamente, l'Organizzazione Meteorologica Mondiale ha scelto come riferimento il trentennio compreso tra il 1981 e il 2010, sostituito di recente con il trentennio compreso tra il 1991 e il 2020. Pertanto, nel 2023, il valore “normale” aggiornato per un mese qualunque, ad esempio gennaio, era la media delle 30 medie mensili dei mesi di gennaio compresi nel trentennio 1991-2020.)

Le ragioni per la scelta delle anomalie al posto delle temperature nel monitoraggio delle fasi calda (El Niño) e fredda (La Niña) in un ciclo ENSO, risultano evidenti dall'esame della Figura 4.7 dove le fasi sono difficilmente distinguibili nelle figure della colonna delle temperature a sinistra, mentre sono facilmente identificabili nella colonna delle anomalie a destra. Ad esempio, l'anomalia durante la fase calda è valutabile in base all'estensione della zona rossa nella colonna di destra in alto della Figura 4.7, mentre l'anomalia durante la fase fredda è valutabile in base all'estensione della zona blu nella colonna a destra in basso della stessa figura.

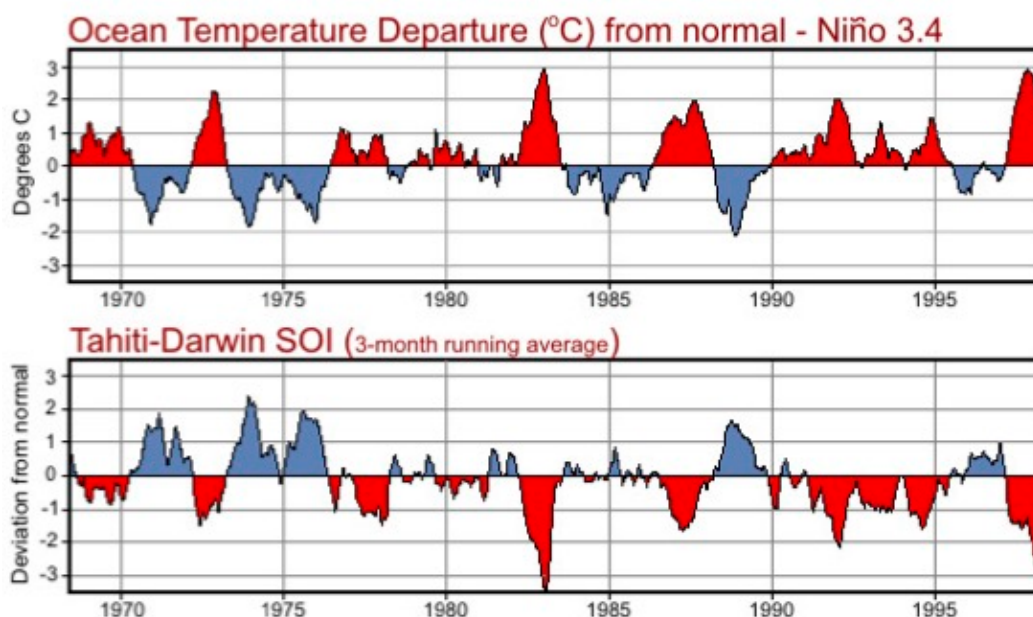


Figura 4.8: Confronto tra gli andamenti nel tempo con le fasi calde (El Niño) in rosso e le fasi fredde (La Niña) in blu. Sopra: anomalia delle temperature nella regione El Niño 3.4. Sotto: indice SOI delle differenze di pressione tra Tahiti e Darwin. [NOAA]

Per monitorare la differenza delle pressioni, l'indice utilizzato è il SOI (Southern Oscillation Index) definito, mese per mese, come rapporto tra le differenze medie di pressione atmosferica a livello del mare (in inglese SPL ovvero Sea Pressure Level) misurate a Tahiti e Darwin diviso per lo scarto quadratico medio delle differenze σ rilevate nel trentennio di riferimento (ovvero per quella che in statistica si chiama "differenza standard"). Infatti, la formula per il calcolo del SOI è:

$$SOI = 10 \cdot \frac{SPL(Tahiti) - SPL(Darwin)}{\sigma}$$

dove la divisione per lo scarto quadratico medio delle differenze di pressione consente di adimensionalizzare l'indice (che così è un numero puro), mentre il coefficiente moltiplicativo 10 permette di avere risultati esprimibili con numeri dell'ordine delle unità.

Infine, come ulteriore accorgimento, per "filtrare" le oscillazioni spurie con periodo inferiore a tre mesi, nelle rappresentazioni grafiche si usa riportare mensilmente le medie mobili a tre mesi di SOI piuttosto che i valori di SOI non mediati.

La correlazione tra le anomalie della SST e l'indice SOI è dimostrata dal confronto tra i due grafici della Figura 4.8 che, per il periodo che va dal 1968 al 1998, riportano:

- sopra lo scostamento dal valore normale (ovvero le anomalie) delle temperature superficiali del mare nella regione Niño 3.4, e

- sotto l'indice delle differenze di pressione SOI

evidenziando l'andamento pressoché speculare dei due indici.

La correlazione non è sorprendente se si tien conto del fatto che in situazioni normali (ovvero nelle fasi neutre), le temperature della superficie del mare sono considerevolmente più alte nel Pacifico Occidentale rispetto al Pacifico Orientale. Ciò è dovuto al fatto che le Correnti Equatoriali vanno verso l'Australasia e, in questo modo, creano una vera e propria "pozza" di acqua calda nel Pacifico Occidentale.

Pertanto, quando l'indice SOI diventa negativo (e la pressione atmosferica a Darwin supera quella di Tahiti) gli alisei che soffiano da est vengono disturbati da venti che soffiano da ovest e spingono la pozza d'acqua calda verso il Pacifico Centrale. Così aumenta la SST nella regione Niño 3.4, e viene generato un evento caldo (El Niño colorato in rosso nella colonna a destra in alto della Figura 4.7). Invece, quando SOI è positivo (e la pressione atmosferica a Tahiti è maggiore di quella di Darwin) gli alisei soffiano normalmente da est, e le correnti equatoriali vanno verso il Pacifico Occidentale. Se poi l'indice SOI diventa fortemente positivo, gli alisei vengono intensificati e fanno diminuire considerevolmente la SST nella regione Niño 3.4, ovvero generano un evento freddo (La Niña colorata in blu nella colonna a destra in basso della Figura 4.7).

4.4.2 Effetti nell'Oceano Pacifico

Le diverse fasi del ciclo ENSO e i loro rispettivi effetti nell'Oceano Pacifico sono qui esaminati con riferimento alla Figura 4.9, procedendo nell'ordine: fase neutra, fase calda (El Niño) e fase fredda (La Niña) anche se, per continuità fisica, le fasi calda e fredda sono necessariamente separate da una seconda fase fredda.

Effetti durante la fase neutra

Per capire la fase neutra occorre considerare il fatto che la temperatura della superficie del mare influenza la temperatura dell'aria. Infatti, come si vede nella Figura 4.9 in alto, durante la fase neutra l'aria atmosferica sale a ovest dove le acque superficiali sono più calde, e ridiscende ad est, dove le acque superficiali sono più fredde. Si crea così una cella nella quale i venti circolano alla stessa latitudine, chiamata Cella di Walker in onore di Sir Gilbert T. Walker (1868-1958), il meteorologo Britannico che per primo la descrisse. In tale cella, la pressione atmosferica in superficie è bassa ad ovest ed alta ad est mentre, ai limiti della troposfera, la situazione si inverte con la pressione alta ad ovest e bassa ad est.

Con un andamento delle pressioni del tipo appena descritto, l'aria calda e ricca di umidità sale ad ovest dove, durante la salita, si raffredda liberandosi per condensazione del vapore in eccesso. In questo modo si crea una zona di precipitazioni continue su Indonesia, Papua Nuova Guinea e Nord Australia mentre, ad est sulle coste del Sud America, l'alta pressione e l'aria discendente portano cielo sereno e bel tempo. La cella di Walker è poi chiusa in alto dai venti che vanno da ovest ad est ed in basso dai venti che vanno da est a ovest.

4. LE CORRENTI OCEANICHE

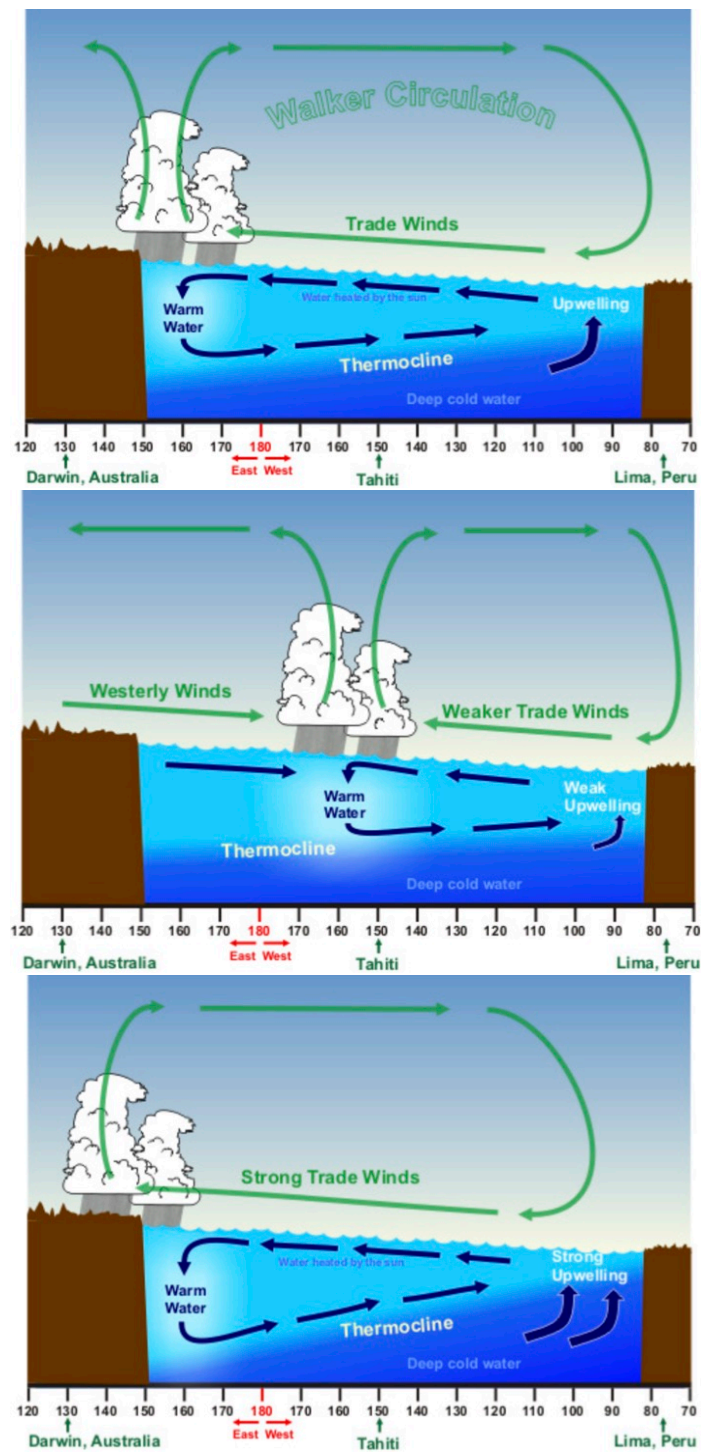


Figura 4.9: Ciclo ENSO con fase neutra sopra, fase calda (El Niño) al centro e fase fredda (La Niña) sotto [NOAA].

Con tale andamento dei venti, le Correnti Equatoriali oceaniche spingono verso l’Australasia le acque tropicali creando una vera e propria “pozza” di acqua calda nel Pacifico Occidentale. In coerenza, le temperature “normali” sono circa 8°C più alte nel Pacifico Occidentale rispetto al Pacifico Orientale e il “termoclino” (ovvero lo strato di separazione tra acqua calda rimescolata di superficie e acqua fredda di profondità), presenta un andamento inclinato, nel quale lo spessore “caldo” va assottigliandosi dai 100 metri circa ad ovest ai 30 metri circa ad est.

Chiaramente, in questa fase neutra la risalita costiera delle acque di profondità per Effetto Ekman lungo le coste del Sud America ha luogo normalmente e rende particolarmente pescose le acque in corrispondenza dell’Ecuador e, soprattutto, del Perù.

Effetti durante la fase calda

Durante la fase calda dell’ENSO, chiamata “El Niño” e schematizzata nella Figura 4.9 al centro, l’andamento della pressione atmosferica sulla superficie del mare cambia. La pressione a Darwin in Australia diventa più alta rispetto a quella di Tahiti e nella zona occidentale del Pacifico e gli alisei, che soffiano da est, vengono sovrastati dai venti occidentali che soffiano dall’Australasia verso Tahiti. I venti disturbanti, a loro volta, favoriscono il riflusso parziale della pozza di acqua calda verso il Sud America creando l’anomalia calda visualizzata nella colonna di destra in alto della Figura 4.7.

Al largo del Sud America, invece, gli alisei disturbati restano ma si attenuano considerevolmente, e con essi diminuisce il flusso d’acqua trasportato verso ovest dalla corrente oceanica Sud Equatoriale (che, ricordiamolo, è la corrente motrice del grande vortice del Pacifico Meridionale). A causa dell’indebolimento del vortice nel Pacifico Meridionale si attenua anche la Corrente del Perù e, con essa, anche la risalita in superficie per Effetto Ekman, di acqua fredda profonda ricca di nutrienti lungo le coste del Sud America.

In coerenza, aumenta la temperatura media della superficie del mare lungo le coste del Sud America, inducendo cambiamenti corrispondenti nell’atmosfera. Infatti, la Cella di Walker viene sconvolta al punto che le precipitazioni aumentano nel Pacifico Centrale e diminuiscono fin quasi a scomparire nel Pacifico Occidentale.

Effetti durante la fase fredda

Come si è già osservato, alla fase calda segue una fase neutra e, generalmente, anche una fase fredda, chiamata “La Niña” e schematizzata nella Figura 4.9 in basso. Durante il ritorno alla fase neutra, la pressione atmosferica sulla superficie del mare torna ad essere più bassa a Darwin e più alta a Tahiti. Se poi la fase neutra è seguita dalla fase fredda il dislivello delle pressioni tra il valore basso a Darwin ed alto a Tahiti aumenta significativamente intensificando gli alisei rispetto alla fase neutra.

In coerenza, aumentano il flusso d’acqua spinto verso ovest e, quindi, anche il flusso di acqua fredda profonda che risale dalla costa nord occidentale del Sud America. La temperatura media del mare diminuisce considerevolmente rinforzando la Cella di Walker e portando fin dentro le coste occidentali la zona di precipitazioni continue.

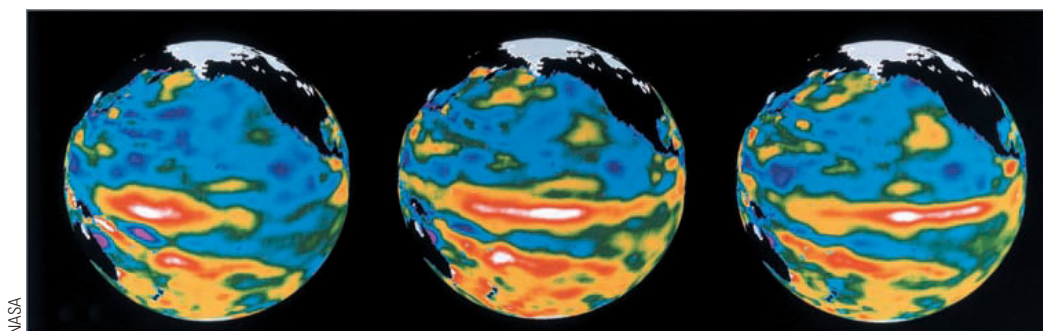


Figura 4.10: Onda Equatoriale di Kelvin in movimento da ovest a est nel periodo marzo - aprile 1997. Nelle immagini, il bianco e il rosso indicano innalzamenti di livello pari a 20 e 10 cm rispettivamente [NASA].

4.4.3 Successione dei cicli di ENSO

In letteratura vi è concordanza sul fatto che ENSO sia un fenomeno ciclico naturale dipendente dalle interazioni dell'Oceano e dell'atmosfera nel Pacifico Sud Equatoriale. Invece, per quanto riguarda l'inizio e la fine di un singolo ciclo esistono spiegazioni diverse la più semplice delle quali, discussa nel seguito, è che ENSO non inizi e non finisca mai in quanto sarebbe un "processo continuo caratterizzato da oscillazioni a frequenza variabile del sistema accoppiato oceano-atmosfera". Per questo motivo, nel seguito non si parla di inizio e fine ma ci si limita ad analizzare i meccanismi che presiedono all'alternanza delle diverse fasi.

Dalla fase neutra alla Niña

In precedenza si è visto che, in assenza del Niño, sia la corrente marina superficiale spinta dagli alisei sia i venti di superficie nella Cella di Walker (dipendenti dalle differenze di temperatura) vanno da est verso ovest e, di conseguenza, si rinforzano a vicenda.

Pertanto, già nella fase neutra si è in presenza di una "retroazione", in inglese "feedback", positiva che, come tale, amplifica la tendenza iniziale ma, evidentemente, non può amplificarla senza limiti. In questo caso, ad esempio, il rinforzo della corrente superficiale, accompagnato dall'aumento della portata di acqua fredda di risalita, fa semplicemente passare dalla fase neutra alla fase fredda Niña.

(Perché questo feedback si definisce positivo? Perché il rinforzo dei venti da est ad opera della Cella di Walker mossa dalla differenza di temperatura, aumenta la risalita di acqua fredda e, quindi, la differenza di temperatura che rinforza i venti della Cella di Walker...e così via, in un "loop" che tende a far aumentare la causa iniziale.)

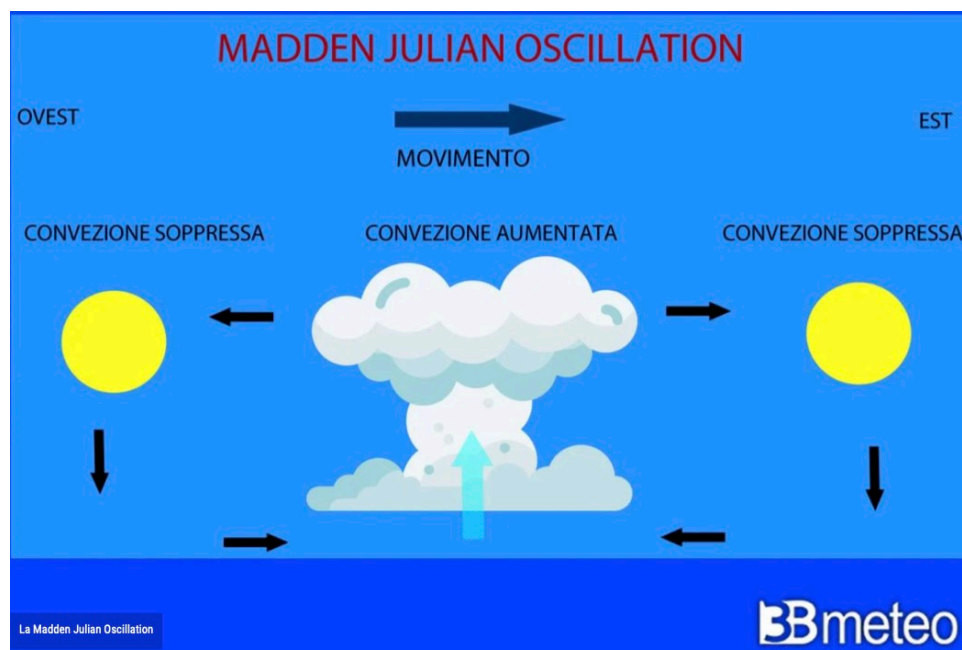


Figura 4.11: Spostamento delle precipitazioni convettive dall’Australasia al centro dell’Oceano Pacifico Equatoriale facilitato delle Oscillazioni di Madden - Julian [3Bmeteo].

Dalla Niña al Niño ripassando per una fase neutra

Durante la Niña, il feedback positivo continua e, questa volta, porta a una situazione di instabilità nella quale la pendenza del termoclino diventa eccessiva. A causa del termoclino troppo profondo ad ovest e troppo vicino alla superficie ad est, si innesca una serie di “Onde Equatoriali di Kelvin” (fotografate nella Figura 4.10) che tendono a ristabilire una pendenza di equilibrio trasportando energia da ovest ad est e riducendo così la differenza di temperatura motrice dei venti e, quindi, la causa della pendenza stessa.

Le onde di Kelvin non sono facili da rilevare in quanto si innalzano solo pochi centimetri dalla superficie ma, in compenso, sono larghe centinaia di chilometri e, in profondità, interessano tutto lo spessore del termoclino. Pertanto non è sorprendente che esse siano in grado di trasportare le quantità di energia necessarie a riequilibrare la temperatura superficiale dell’Oceano e a ridurre l’intensità dei venti.

In questo modo, però, le onde di Kelvin riducono anche la portata di acqua fredda di risalita facendo aumentare le temperature superficiali. A causa della nuova distribuzione delle temperature, gli alisei diretti verso est si attenuano considerevolmente nel Pacifico Orientale, mentre nel Pacifico Occidentale vengono addirittura sostituiti da venti provenienti da ovest innescati dal passaggio di una serie di tempeste tropicali: le Oscillazioni di Madden - Julian (MJO),

schematizzate nella Figura 4.11. (Le MJO sono così chiamate in onore dei meteorologi Roland Madden e Paul Julian che le hanno scoperte nel 1971).

Non ultima conseguenza, come si è visto prima, la Cella di Walker viene sconvolta al punto che la zona delle precipitazioni convettive si sposta dall'Australasia al centro del Pacifico. Non a caso, quindi, le Oscillazioni di Madden - Julian, insieme alle Onde Equatoriali di Kelvin, vengono considerate dai meteorologi i più importanti segnali premonitori per l'arrivo della fase calda del Niño.

Dal Niño alla fase neutra

Come si è detto, durante la fase calda del Niño la corrente di risalita è praticamente assente. Di conseguenza la temperatura della superficie dell'Oceano tende ad aumentare soprattutto nella zona Centro Orientale (come si è visto nella Figura 4.9).

La ragione di questa dissimetria tra Oriente e Occidente è semplice: a ovest l'Oceano Pacifico comunica con l'Oceano Indiano (ovvero con un bacino d'acqua di enorme capacità termica), mentre ad est trova il territorio del Sud-America che ha una capacità termica ridotta e forma una barriera invalicabile.

D'altra parte, se la temperatura dell'Oceano al largo dell'America Meridionale cresce troppo, aumenta anche la dispersione convettiva verso l'atmosfera e, in aggiunta, possono innescarsi due correnti calde che nei due emisferi portano direttamente l'acqua calda dall'equatore ai poli procedendo lungo le coste del Sud e Nord America. Evidentemente, in questo modo, vengono indebolite le correnti Sud- e Nord-Equatoriali che muovono i grandi vortici del Pacifico Sud- e Nord-Equatoriale e, quindi, il fenomeno del Niño tende ad attenuarsi fino a lasciare il posto ad una nuova fase neutra.

Problemi aperti

Descritto in termini qualitativi, ENSO sembra un fenomeno facilmente prevedibile. In realtà non è così, in quanto, vi sono ancora molte domande senza risposta che riguardano, ad esempio, la irregolarità della durata del ciclo (da due a sette anni), l'entità delle oscillazioni di temperatura, le interazioni con le Onde di Kelvin e le Oscillazioni di Madden-Julian. Domande di questo tipo hanno dato vita ad importanti aree di ricerca che potrebbero portare alle auspiccate "previsioni dinamiche".

Nell'attesa, però, i meteorologi si concentrano su "previsioni statistiche" basate su un attento monitoraggio dei fenomeni precursori del tipo delle già citate Onde di Kelvin e Oscillazione di Madden - Julian.

(Sono evidenti le possibili applicazioni di approcci di questo tipo abbinati all'impiego sempre più diffuso dell'intelligenza artificiale. Infatti, soprattutto nelle previsioni del tempo a lungo termine, il monitoraggio di eventi periodici forzanti, che in passato hanno generato effetti stagionali ben definiti, potrà migliorare l'affidabilità e la durata del periodo di previsione, anche in assenza di spiegazioni teoriche completamente condivise.)

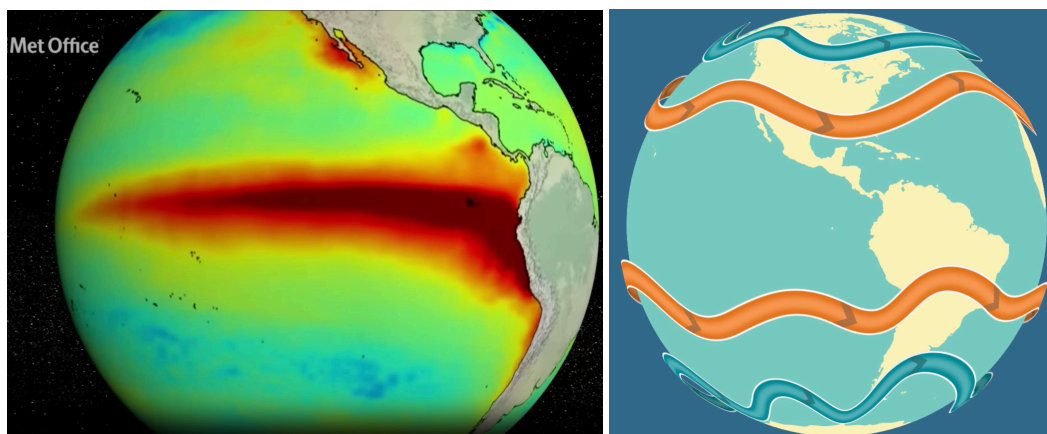


Figura 4.12: A sinistra: estensione geografica del riscaldamento causato dal Niño nell'Oceano Pacifico. A destra: correnti a getto subtropicali e polari nei due emisferi. [Met Office]

4.4.4 Teleconnessioni

In meteorologia, le “teleconnessioni” indicano legami tra eventi climatici che interessano località distanti tra loro anche migliaia di chilometri. L'esempio più importante di teleconnessione, citato come tale dall'Organizzazione Meteorologica Mondiale, è proprio l'influenza del Ciclo ENSO sul clima globale. A questo punto, allora, è stimolante chiedersi come il Niño, possa influenzare il clima dell'intero Pianeta.

In primo luogo, come già osservato, El Niño riscalda e movimentata enormi quantità d'acqua. (Un'idea abbastanza precisa dell'estensione del tratto di mare riscaldato si può ricavare dall'immagine riportata nella Figura 4.12 a sinistra). A causa poi dell'accoppiamento termico tra mare ed atmosfera, anche l'atmosfera di buona parte della zona tropicale del Pacifico viene riscaldata, aumentando la differenza di temperatura nell'atmosfera tra l'equatore e i tropici.

Come schematizzato nella Figura 4.12 a destra, tale aumento sposta verso i poli le correnti a getto subtropicali e, di conseguenza, anche le correnti a getto polari. Data la posizione della zona calda evidenziata nella Figura 4.12 a sinistra), El Niño spinge verso i poli le correnti a getto di entrambi gli emisferi. Poiché le correnti a getto viaggiano intorno al Mondo spostandosi sempre verso est, le perturbazioni, nate nel Pacifico Sud Equatoriale e associate alle correnti a getto vengono trasportate a grandissime distanze e, in questo modo, possono influenzare il clima dell'intero pianeta.

A causa del riscaldamento globale in corso nel Pianeta, vi erano forti preoccupazioni per i possibili forti aumenti di temperatura associati al Niño in arrivo nel 2023 (che poi si sono puntualmente arrivati). Attualmente le preoccupazioni si concentrano sul Niño in arrivo nel 2026. Ovviamente questi aumenti non sono certi perché, come si è osservato più volte, gli eventi climatici di breve termine sono essenzialmente casuali.

Infatti, i meteorologi non sono ancora in grado di prevedere la durata e l'intensità delle fasi calde del Ciclo ENSO, ma certamente il rischio di un periodo torrido in arrivo non è trascurabile come, purtroppo, è stato confermato anche dal Centro per le Previsioni Climatiche della National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) nel Rapporto pubblicato il 14 maggio 2026. Secondo tale Rapporto: "Vi sono 82 probabilità su 100 che un nuovo El Niño si instauri nel periodo maggio - luglio 2026 e 96 probabilità su 100 che [una volta iniziato] si consolidi entro dicembre 2026".

4.5 Capovolgimento Meridionale della Circolazione - MOC

Sino a questa Sezione ci si è occupati della parte di circolazione marina dovuta ai venti, ovvero ad agenti esterni al campo di moto. (In Trasmissione del Calore si direbbe che ci siamo occupati dei campi di moto in "convezione forzata").

In questa sezione, ci si occupa anche di quella parte di circolazione marina dovuta a differenze di densità dell'acqua del mare tra punti diversi dello stesso campo di moto. (In Trasmissione del Calore si direbbe che ci si occupa anche di campi di moto in "convezione naturale").

Nell'oceano, la circolazione naturale e la circolazione forzata sono due meccanismi che non si escludono mutualmente ma, piuttosto, concorrono a formare i grandi sistemi di correnti tridimensionali. (In Trasmissione del Calore si direbbe allora che, in questi grandi sistemi, la "convezione è mista").

In particolare, nel più grande sistema di correnti tridimensionali, il MOC ("Meridional Overturning Circulation" - in italiano "Capovolgimento Meridionale della Circolazione") la circolazione è "decisamente" mista come si intuisce chiaramente dallo schema nella Figura 4.13.

Il termine "capovolgimento" ("overturning" in inglese) deriva dal fatto che un "capovolgimento", inteso come passaggio delle acque delle acque dalla superficie in profondità e viceversa, è la caratteristica essenziale del MOC. Infatti, il MOC è chiamato "Grande Nastro Trasportatore Oceanico" proprio per la sua capacità di movimentare in continuo, a diverse profondità, enormi portate di acqua a temperature e concentrazioni saline diverse.

Per quest'ultima caratteristica, chiaramente associata alla convezione naturale, qualche autore è arrivato a definire "circolazione termoalina" l'intero Capovolgimento Meridionale della Circolazione. In realtà, come vedremo meglio nel seguito, non è corretto trascurare nel MOC la parte di circolazione dovuta ai venti e, quindi, chiaramente associata alla convezione forzata.

(Gli esempi di circolazione naturale incontrati nei capitoli precedenti riguardavano l'aria nella quale, a parità di pressione, le differenze di densità dipendono solo dalle differenze di temperatura. Nell'acqua di mare, invece, le differenze di densità dipendono sia dalle differenze di temperatura sia dalle differenze di salinità. Di qui il nome di "circolazione termoalina" dato a quella parte di circolazione marina associata alle differenze di densità. Nell'aggettivo "termoalina" il prefisso "termo-" sta per temperatura, mentre il suffisso "-alina" deriva dal greco "alos", cioè "sale", e sta per salinità. La relazione tra densità dell'acqua marina, temperatura e salinità è illustrata nel Paragrafo 4.5.5 ma, per una comprensione qualitativa del seguito, basta

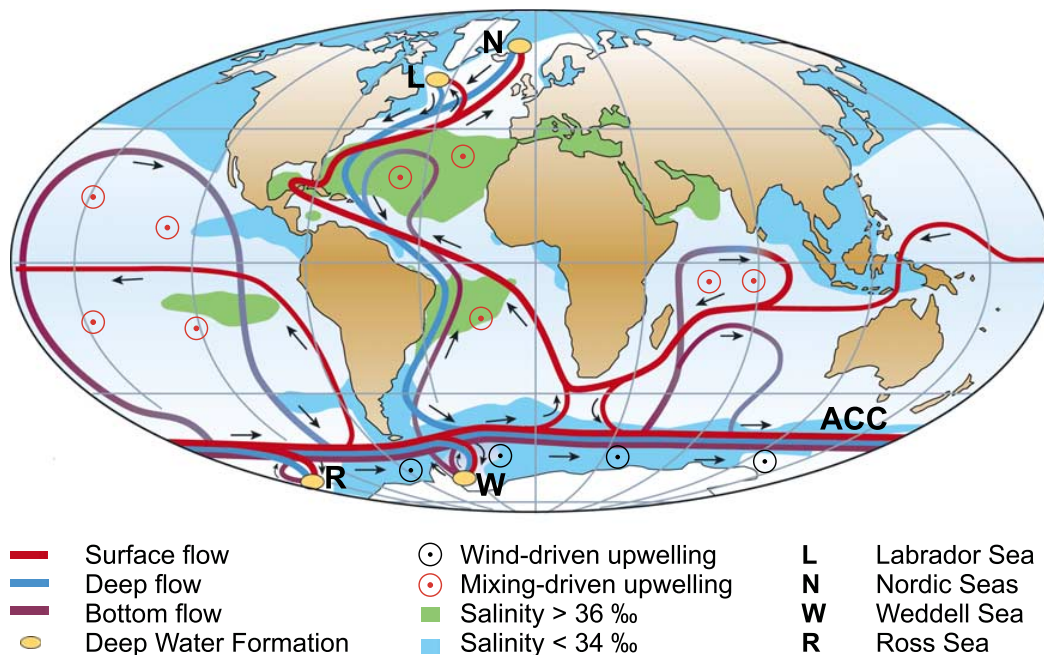


Figura 4.13: Rappresentazione schematica del Capovolgimento Meridionale della Circolazione (in inglese MOC-Meridional Overturning Circulation). In rosso: correnti superficiali calde; in azzurro: correnti profonde fredde e in viola: correnti di fondo molto fredde. [Kuhlbrodt e altri].

tener presente che la densità dell'acqua di mare diminuisce con la temperatura mentre aumenta con la salinità. Più esattamente: a parità di contenuto salino, le acque fredde sono più dense di quelle calde, mentre a parità di temperatura, le acque a maggior contenuto salino sono più dense di quelle meno salate.)

4.5.1 Dinamica del MOC

Il motore del circuito MOC è la formazione delle masse di acqua fredda profonda e ricca di sale generate dai processi di congelamento dell'acqua di mare. Durante il congelamento l'acqua di mare si separa in due fasi: la fase solida è ghiaccio a basso contenuto salino, mentre la fase liquida è residuo liquido alla temperatura di congelamento (pari a -2 °C) e ad alto contenuto salino. Pertanto, il residuo liquido sprofonda perché è più denso dell'acqua marina circostante (che è più calda ed ha un minor contenuto salino).

Il processo completo di formazione delle masse di acqua profonda può aver luogo soltanto dove il ghiaccio viene prodotto in mari con profondità sufficiente ad ospitare le masse stesse: in pratica, come si vede nella Figura 4.13, i Mari Nordici (della Groenlandia e della Norvegia) e il mare del Labrador nell'emisfero settentrionale, e i Mari di Weddell e Ross nell'emisfero meridionale.

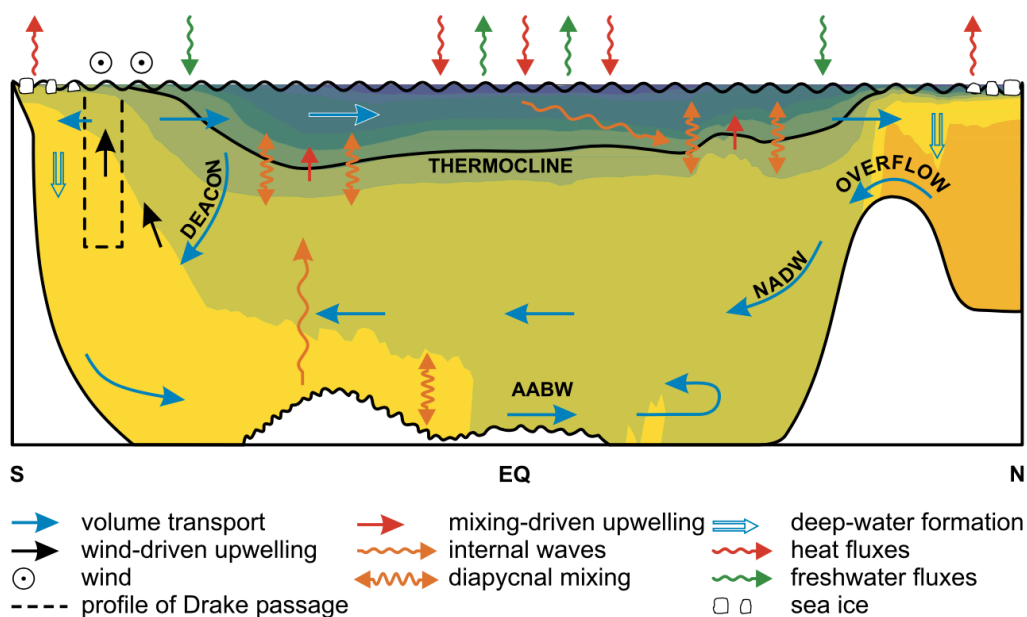


Figura 4.14: Rappresentazione schematica (non in scala) della Sezione Atlantica del MOC. Da sopra a sotto: strato di superficie; strato termocline (dal greco “thermos” - temperatura) dove si concentrano le variazioni di temperatura; NADW strato di Acqua Profonda del Nord Atlantico e AABW Acqua di Fondo AntArtica. Terminologia utilizzata in figura: “diapicnico” è un processo oceanografico attraverso cui si mescolano masse d’acqua a densità diversa; Cella di Deacon, dal nome dell’oceanografo britannico George Deacon (1906-1984), è il nome alternativo della divergenza antartica [Kuhlbrodt e altri].

Come si intuisce dalla Figura 4.14, le acque profonde, una volta formate riducono la loro densità “diffondendosi”, da nord a sud sotto forma di NADW (“North Atlantic Deep Water”, in italiano “Acqua Profonda del Nord Atlantico”), e da sud a nord sotto forma di AABW (“AntArtic Bottom Water”, in italiano “Acqua di Fondo AntArtica”).

Tuttavia, come si vede nelle Figure 4.13 e 4.14, mentre le acque NADW compiono in profondità tutto il percorso dall’Artico all’Antartico, le acque AABW restano sul fondo (in gran parte) o risalgono in superficie prima di giungere all’Artico. Le risalite hanno luogo soprattutto a ridosso del Continente Antartico, nella zona della Divergenza Atlantica (che, come si ricorderà, è la zona di Oceano compresa tra la Corrente Circumpolare Antartica e la Corrente Polare Antartica). In misura residuale, le risalite hanno luogo anche nelle aree subtropicali e tropicali grazie a processi locali innescati (secondo la teoria più condivisa) dalla destabilizzazione delle correnti di marea in corrispondenza a irregolarità del fondo oceanico del tipo di quelle schematizzate nella Figura 4.14.

Infine, il circuito del MOC è chiuso dalle correnti di superficie che sono (complessivamente) dirette a nord in quanto, per la conservazione globale della massa, il ramo caldo della Corrente

4.5. Capovolgimento Meridionale della Circolazione - MOC

del Golfo, deve compensare il flusso collegato alla diffusione verso sud in profondità del ramo freddo costituito dalla NADW.

Nella descrizione morfologica del MOC conviene partire dalla sua sezione Atlantica, l'A-MOC ("Atlantic Meridional Overturning Circulation", in italiano: "Capovolgimento Meridionale della Circolazione Atlantica") in quanto, a differenza delle sezioni negli oceani Indiano e Pacifico, completa tutto il percorso tra i due poli. Come si vede dalle Figure 4.13 e 4.14:

- AMOC inizia dalla NADW, la massa di acqua profonda e fredda ad alto contenuto salino della regione polare artica che, diffondendosi, costeggia prima l'America Settentrionale e poi quella Meridionale.
- Arrivata all'Antartide, la NADW si unisce alla sua omologa meridionale AABW, la massa di acqua profonda e fredda ad alto contenuto salino della regione polare antartica. Le due masse insieme formano il ramo profondo freddo della Corrente Circumpolare Antartica (ACC).
- Dal ramo freddo della ACC si separano tre correnti dirette a nord, una nell'Oceano Atlantico, una nell'Oceano Indiano e la terza nell'Oceano Pacifico Occidentale.
- Durante il percorso verso nord le correnti fredde aumentano progressivamente di temperatura e, in questo modo, diventano meno dense e possono risalire in superficie (aiutate dai processi di risalita locali descritti in precedenza).
- Una volta risalite in superficie e diventate ormai abbastanza calde, le correnti intraprendono percorsi di ritorno più o meno tortuosi che le portano sia ad unirsi al ramo caldo Atlantico diretto verso la regione polare artica, sia a rinforzare il ramo caldo dell'ACC.
- L'arrivo alla regione polare artica del ramo caldo dell'AMOC segna il completamento del circuito. Infatti, a quel punto l'AMOC può ripartire dal congelamento dell'acqua di mare che va a formare la NADW.

Per concludere la descrizione, può essere interessante osservare che, secondo le stime più accreditate, una particella d'acqua percorre il circuito AMOC in un tempo dell'ordine dei 1000 anni circa. Tale tempo può risultare sorprendentemente lungo ma, in realtà, è semplicemente un indice della lentezza del ramo freddo che si muove diffondendosi alla velocità di qualche centimetro al secondo. Nonostante la lentezza, tuttavia, le sezioni interessate dal passaggio della corrente termoalina fredda sono così vaste che la portata globale è ugualmente enorme. Ad esempio, la portata della corrente fredda in partenza dalla regione polare artica è dell'ordine dei 20 milioni di metri cubi al secondo, pari a oltre quindici volte la portata del Rio delle Amazzoni.

La situazione è diversa per i rami caldi che, in quanto correnti di superficie, sono "aiutati" per lunghi tratti dai venti. Nell'AMOC, ad esempio, la Corrente del Golfo è alimentata principalmente dai venti con il risultato che l'80% della portata calda della Corrente del Golfo è dovuto all'azione del vento, mentre il 20% soltanto è dovuto alla circolazione termoalina, ovvero alla "portata trascinata" necessaria a bilanciare la "portata motrice fredda" partita dalla NADW.

4.5.2 La Corrente del Golfo

La Corrente del Golfo coincide, in pratica, con la parte settentrionale dell'AMOC. Per quanto riguarda il percorso, si può osservare che la maggior parte dell'AMOC ritorna a sud alla latitudine di circa 40° dopo aver passato l'equatore, mentre una parte minore prosegue verso nord-est come Corrente del Golfo. Alla latitudine di circa 50° la Corrente del Golfo si divide ulteriormente in due rami: il ramo occidentale che entra nel Mare del Labrador dove affonda subito, e il ramo orientale che costeggia la Scozia per poi affondare nei Mari Nordici. Alla fine del percorso che li ha portati ad affondare nell'Artico, entrambi i rami ritornano in profondità a sud come NADW.

In questo modo, il ramo caldo della Corrente del Golfo trasporta calore dal Golfo del Messico alle coste atlantiche di Portogallo, Spagna, Francia, Gran Bretagna, Irlanda, Islanda e Scandinavia, mitigando notevolmente il clima di buona parte dell'Europa del Nord. Allo stesso tempo il ramo freddo della Corrente asporta calore dalle coste atlantiche del Nord America dove, infatti, si registrano temperature medie inferiori a quelle delle coste atlantiche europee che si trovano alla stessa latitudine.

4.5.3 Il Mediterraneo e l'AMOC

A causa del suo clima, il Mediterraneo perde più acqua per evaporazione di quanta ne riceva dalle precipitazioni e dai fiumi. (Infatti, senza l'afflusso di acqua oceanica attraverso lo Stretto di Gibilterra, dove entrano 1 milione di metri cubi d'acqua al secondo, il livello del Mediterraneo si abbasserebbe di 0,5-1 metri all'anno).

In presenza dell'afflusso oceanico, invece, il Mediterraneo funziona da bacino di concentrazione "salina" dove, come si vede nello schema tridimensionale della Figura 4.15 l'acqua dell'oceano (in giallo) entra dallo stretto di Gibilterra e si dirige verso est. Durante il percorso, l'intensa evaporazione fa aumentare salinità e densità dell'acqua di superficie che, infatti, affonda progressivamente generando acqua intermedia (in verde). Inoltre, nel Golfo del Leone e nella parte meridionale dell'Adriatico, tutti gli anni si ha anche formazione di acqua profonda, segnata in blu a linea continua. (Altre due zone dove, saltuariamente, si ha formazione di acqua profonda sono il Mare Egeo e il Mare Mediterraneo a sud della Turchia dove la linea blu è tratteggiata).

Contrariamente a quel che si potrebbe pensare, l'evaporazione superficiale e la formazioni di acqua profonda aumentano durante l'inverno, innescate dai venti freddi e secchi provenienti da nord (Mistral) nel Golfo del Leone, e da nord-est (Bora) in Adriatico.

Una volta arrivata alla sponda orientale del Mediterraneo, l'acqua entrata dall'oceano è densa ed ha aumentato considerevolmente il suo contenuto salino. A questo punto, non potendo procedere oltre ritorna verso l'Atlantico muovendosi prima in superficie e successivamente in profondità per diffusione. Alla fine del percorso, la corrente in uscita da Gibilterra agisce come da sorgente di acqua salina calda che si diffonde nell'Atlantico e, come si intuisce dalla Figura 4.13, contribuisce ad aumentare temperatura e salinità in un'ampia zona dell'AMOC.

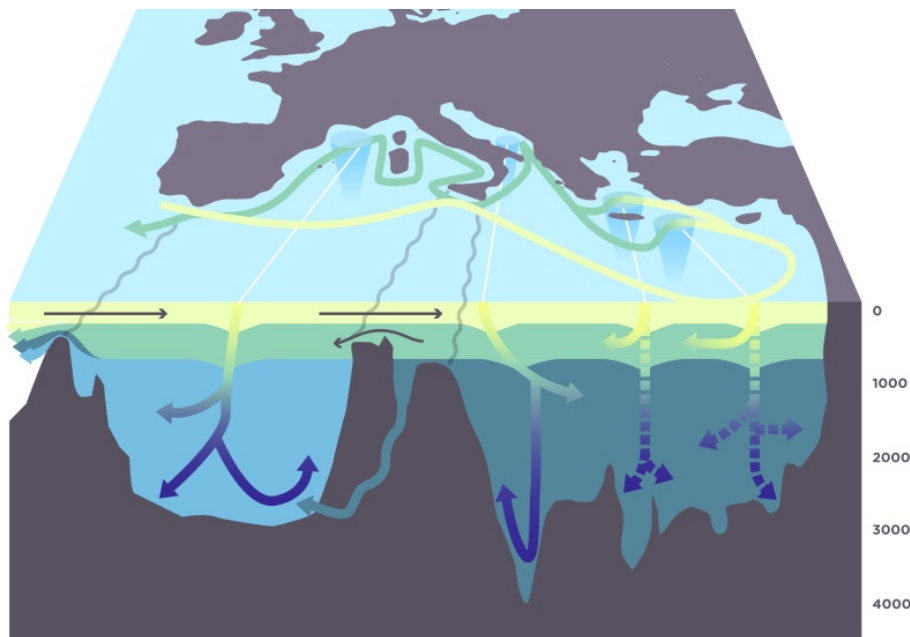


Figura 4.15: Schema tridimensionale semplificato della circolazione delle masse d'acqua nel Mediterraneo. L'acqua di origine atlantica è rappresentata in giallo, le acque intermedie sono in verde e le acque profonde sono in blu a linea continua se l'affondamento ha luogo regolarmente ogni anno o a linea tratteggiata se l'affondamento ha luogo saltuariamente [I. Taupier-Letage (concezione scientifica) e L. Gosset (grafica)].

Data la già citata lentezza delle correnti diffusive e nonostante la relativa brevità del percorso, anche in questo caso si stima in almeno 100 anni il tempo che, mediamente, trascorre tra l'entrata a Gibilterra di una massa d'acqua oceanica e l'uscita da Gibilterra della stessa massa trasformata in acqua mediterranea.

4.5.4 Indebolimento dell'AMOC

Negli ultimi anni la portata dell'AMOC si è progressivamente ridotta e, nel 2019, era del 15% inferiore alla portata media misurata intorno al 1950. Secondo il Rapporto SROCC - 2019 dell'IPCC l'indebolimento non è attribuibile con certezza al cambiamento climatico in atto piuttosto che a cause naturali in azione da secoli. Al momento, quindi, non è possibile fare previsioni quantitative sull'evoluzione dell'indebolimento anche se si può affermare che non si tratta di un indebolimento capace di portare l'AMOC al collasso entro la fine di questo secolo.

Le previsioni di indebolimento dell'AMOC formulate nel Rapporto AR5, sono state comunque riviste nel Rapporto SROCC - 2019 per tener conto dell'influenza dallo scioglimento dei ghiacci nella regione polare artica. Come si è detto, tale scioglimento libera acqua pressoché dolce nell'oceano riducendo, in particolare, la salinità nei mari della Groenlandia e del

Labrador. In aggiunta, l'aumento della temperatura dell'aria ostacola la formazione di nuovo ghiaccio marino e la parallela generazione di residuo liquido freddo ad alto contenuto salino. Senza residuo capace di affondare non vi può essere rigenerazione della NADW, la massa d'acqua profonda e fredda localizzata nell'Artico. Senza NADW, il ramo atlantico AMOC del "Nastro Trasportatore MOC perde il "motore" dell'emisfero settentrionale e prosegue con il solo motore dell'emisfero meridionale azionato dalla AADW, la massa profonda e fredda localizzata nell'Antartide. (Come si ricorderà, l'Antartide è molto più freddo dell'Artico e, di conseguenza, la AADW continua a rigenerarsi.)

Secondo il Rapporto SROCC, senza NADW l'indebolimento dell'AMOC nel 2100 potrà arrivare al 50% rispetto ai valori misurati intorno al 1950 ma, secondo la maggioranza degli estensori del Rapporto, un collasso completo sembra "molto improbabile". Quindi, non ci sarà una glaciazione dovuta all'arresto della Corrente del Golfo come ipotizzava, nel 2004, il film di fantascienza "L'alba del giorno dopo". La Corrente del Golfo sarà comunque più debole e così si ridurrà il trasporto di calore dal Golfo del Messico alle coste atlantiche dei Paesi del Nord Europa. Per quanto paradossale possa sembrare, in quei Paesi si avrà una riduzione della temperatura media globale causata dallo scioglimento dei ghiacci polari.

Dovrebbe, peraltro, trattarsi di un aumento temporaneo, in quanto si pensa che il riscaldamento globale riprenderà il sopravvento in breve. L'indebolimento dell'AMOC comporterà piuttosto una serie di impatti su larga scala, per le teleconnessioni tra la corrente termoalina e numerosi altri sottosistemi climatici. Secondo l'IPCC, tuttavia, tali impatti non causeranno superamenti di "punti di non ritorno" già entro la fine di questo secolo. Purtroppo, non tutti sono così ottimisti e un numero crescente di ricercatori paventa rischi come, ad esempio:

- spostamento dei monsoni e con essi delle fasce di pioggia tropicali con siccità devastanti in Africa, India e, forse, Amazzonia;
- innalzamento del livello del mare (fin quasi un metro lungo la costa orientale degli Stati Uniti a causa dell'aumento di temperature nella fascia tropicale);
- crisi degli ecosistemi oceanici a causa di alterazioni nei cicli dei nutrienti.

Tra i rischi non si può dimenticare quello potenzialmente più impattante per i Paesi del Sud-Europa, ovvero l'indebolimento della circolazione termoalina nel Mediterraneo. L'aumento termico e il cambiamento del ciclo idrologico stanno già alterando questo delicato motore in quanto:

- Il riscaldamento globale e le anomalie nelle precipitazioni stanno riducendo i tassi di formazione delle acque profonde, provocando un generale indebolimento della circolazione termoalina;
- a loro volta, l'indebolimento della circolazione e l'aumento delle temperature riducono il ricambio d'acqua proprio mentre sta aumentando l'evaporazione;

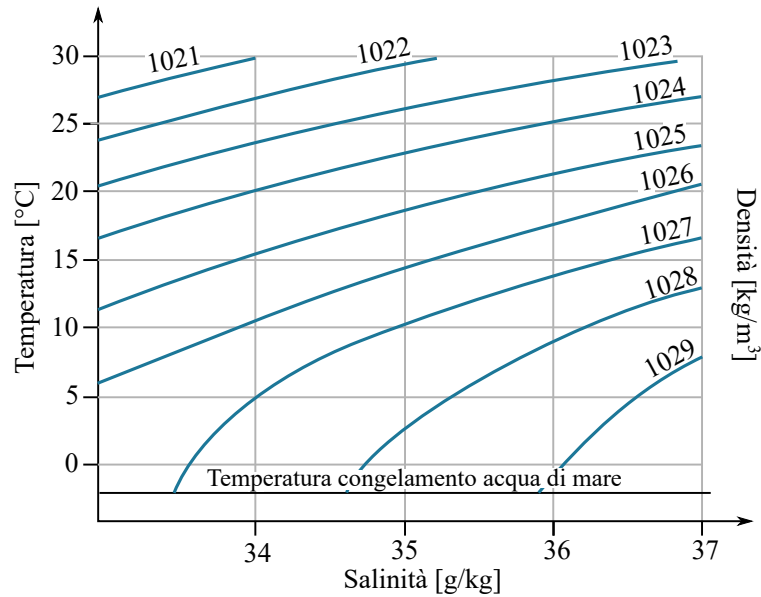


Figura 4.16: Curve equidensità dell'acqua di mare [kg/m^3], in funzione di salinità [g/kg] in ascisse e temperatura [$^{\circ}\text{C}$] in ordinate [P. Webb, *Introduction to Oceanography (modificata)*].

- in questo modo il Mediterraneo sta andando incontro alla tropicalizzazione favorendo l'arrivo di specie aliene (come il granchio blu) a discapito di quelle endemiche.

4.5.5 Densità dell'acqua di mare*

La densità dell'acqua di mare dipende dalla temperatura e dalla salinità (in unità di misura coerenti, la densità viene misurata in chilogrammi per metro cubo [kg/m^3], la temperatura in gradi celsius [$^{\circ}\text{C}$], e la salinità in grammi di sale per chilogrammo di acqua [g/kg]).

Il modo più semplice per stimare la densità dell'acqua di mare è fare riferimento a diagrammi del tipo di quello riportato nella Figura 4.16. Gli intervalli di interesse per la circolazione termoalina vanno da 32 a 38 grammi di sale per chilogrammo d'acqua per la salinità, e dalla temperatura di congelamento dell'acqua di mare a -2°C sino ad un massimo ragionevole di 30°C per la temperatura dell'oceano. Come si può constatare, aumentando la salinità a temperatura costante (ovvero muovendosi lungo una retta orizzontale) la densità aumenta, mentre aumentando la temperatura a salinità costante (ovvero muovendosi lungo una retta verticale) la densità diminuisce. Chiaramente è possibile seguire anche percorsi più complessi per tracciare, ad esempio, gli andamenti della densità lungo le correnti profonde e di superficie nella circolazione termoalina, ma tali sviluppi vanno oltre gli scopi che qui ci si propone.

4.6 Bibliografia - Capitolo 4

C.D. Ahrens e R. Henson, *Meteorology Today - An Introduction to Weather, Climate and the Environment - Tredicesima Edizione*, Cengage, Boston, Ma., 2022.

AA. VV., *Atlante del Clima e della Meteorologia*, Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare, Libreria Geografica, 2022.

CNR - Consiglio Nazionale delle Ricerche, *L'Antartide e il Suo Oceano*, Mostra Interattiva, Prima Edizione, 2/12/2025 – 23/01/2026.

CNRS - Centre National de la Recherche Scientifique, *Le circuit 3D des masses d'eau en Méditerranée*, 5 ottobre 2020.

G. Comini e G. Cortella, *Fondamenti di Trasmissione del Calore, Ristampa della Quarta Edizione*, libreriauniversitaria.it edizioni, Padova, 2022.

G. Comini e M. Libralato, *Il Cambiamento Climatico - Il Punto di Vista Fisico-Tecnico, Nuova Edizione*, libreriauniversitaria.it edizioni, Padova, 2022.

Commissione Europea, *Rapporto Copernicus: il 2025 è tra gli anni più caldi mai registrati a livello globale ed europeo*, Comunicato Stampa, 14 gennaio 2026.

Copernicus, *Global Climate Highlights*, 2025.

H. Fountain, *El Niño and La Niña, Explained*, New York Times, 22 ottobre 2021.

T. Garrison e R. Ellis, *Oceanography - An Invitation to Marine Science, Decima Edizione*, New York Times, 22 ottobre 2021.

A. Giuffrida, e G. Sansosti, *Manuale di Meteorologia, Una guida alla comprensione dei fenomeni atmosferici e climatici*, Gremese, Roma, 2016.

J. Gottschalk, *What is the MJO, and why do we care?*, ENSO Blog, NOAA, Visto il 19 giugno, 2023.

D.L. Hartmann, *Global Physical Climatology - II ed.*, Elsevier, Amsterdam, 2016.

J.R. Holton e G.J. Hakim, *An Introduction to Dynamic Meteorology, Quinta Edizione*, Academic Press, Amsterdam, 2013.

T. Kuhlbrodt e altri, *On the driving processes of the Atlantic Meridional Overturning Circulation*, Reviews of Geophysics, 45, 2007.

F.K. Lutgens e E.J. Tarbuck, *The Atmosphere - An Introduction to Meteorology, Dodicesima Edizione*, Pearson, New York, 2013.

J. Marshall e R.A. Plumb, *Atmosphere, Ocean and Climate Dynamics*, Elsevier Academic Press, Oxford, 2012.

M. Menna, *Circolazione Oceanica a grande scala, Lezione 4: Corso di Oceanografia*, Università di Trieste, a.a. 2025- 2026.

Meteo Expert, *Manuale di Meteorologia*, Alpha Test, Milano, 2019.

- Met Office**, *El Niño Southern Oscillation (ENSO) regional sea surface temperature forecasts*, visto il 5 maggio 2023.
- NOAA**, *Effects of ENSO in the Pacific*, visto il 20 maggio 2023.
- S. Rahmstorf**, *Thermohaline Ocean Circulation*, In: Encyclopedia of Quaternary Sciences, Edita da: S. A. Elias, Elsevier, Amsterdam 2006
- M.L. Salby**, *Physics of the Atmosphere and Climate - Seconda Edizione*, Cambridge University Press, Cambridge, 2016.
- J. Shonk**, *Introducing Meteorology. A guide to Weather, Seconda Edizione*, Dunedin, Edinburgh, 2020.
- C. Stefanini**, *Caratteristiche della circolazione oceanica e impatto dell'Oceano Atlantico sul clima europeo*, Pubblicazione a cura del Comitato Scientifico MeteoNetwork, Visto il 27 maggio 2026.
- R. H. Stewart**, *Introduction to Physical Oceanography*, Texas A&M University, 2008.
- R. Stull**, *Practical Meteorology - An Algebra - based Survey of Atmospheric Science*, The University of British Columbia, Vancouver, Canada, 2017.
- D.H. Thomas e D.G. Bowers**, *Introducing Oceanography, Seconda Edizione*, Dunedin, Edinburgh, 2021.
- P. Trascasa-Castro**, *Four possible consequences of El Niño returning in 2023*, University of Leeds, UK, Visto il 19 maggio 2023.
- A.P. Trujillo e H.V. Thurman**, *Essentials of Oceanography, Decima Edizione*, Prentice Hall, Boston, USA, 2011.
- K.E. Trenberth**, *El Niño Southern Oscillation (ENSO)*, National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO, USA, Collana "Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences", Elsevier, 2013.
- G.K. Vallis**, *Essentials of Atmospheric and Oceanic Dynamics*, Cambridge University Press, Cambridge, 2022.
- P. Webb**, *Introduction to Oceanography*, pressbook.pub, Scaricato il 7 marzo 2025.
- Wikipedia**, *Ciclone Daniel*, Visto il 18 dicembre 2024.
- V. Villasmunta**, *Andar per mare: didattica della meteorologia - Parte II*, Rivista di Meteorologia Aeronatica, Anno 76 , N. 3, pp. 7 - 23, 2022.
- T. Woollings**, *Jet Stream - A Journey Through our Changing Climate*, Oxford University Press, Oxford, 2020.
- World Meteorological Organization**, *WMO Global Annual to Decadal Climate Update - Target years: 2023 and 2023-2027*, Visto il 20 giugno 2023.
- World Meteorological Organization**, *Global temperatures set to reach new records in next five years*, Press Release Number: 17052023, Pubblicato il 17 maggio 2023.
- B. Zavadoff e M. Arcodia**, *What are teleconnections? Connecting Earth's climate patterns via global information superhighways*, ENSO Blog, NOAA, Visto l'8 maggio 2023.