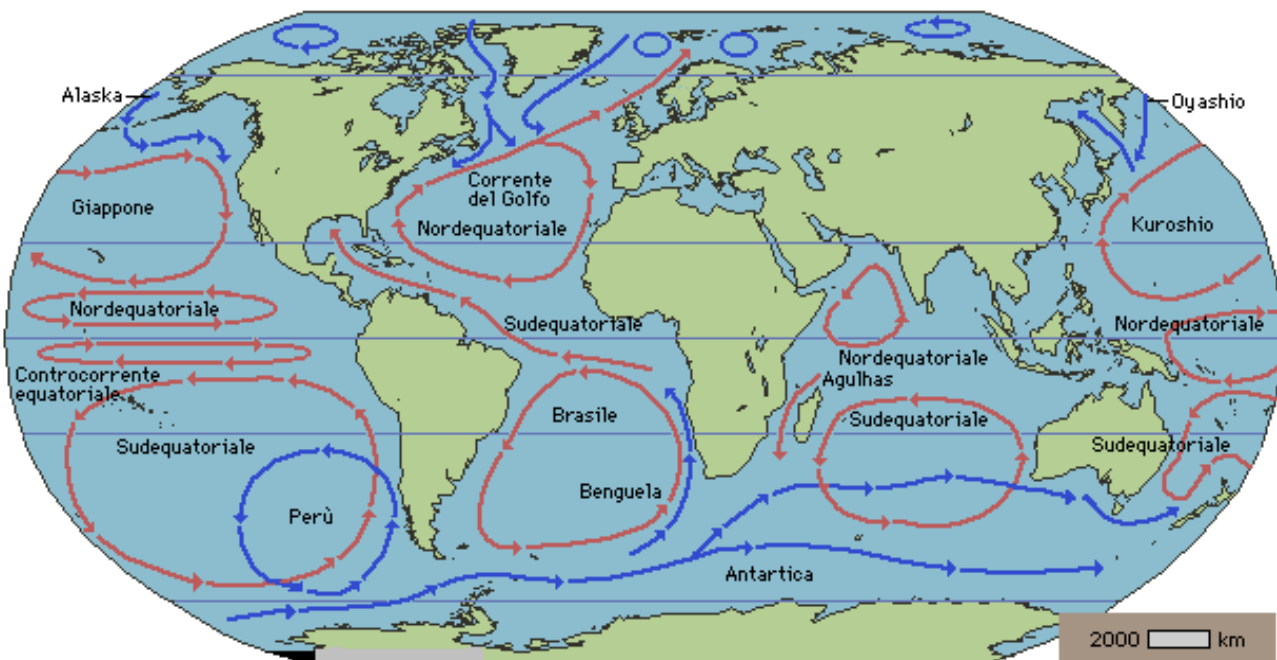


Correnti oceaniche

Le correnti permanenti, su scala mondiale, presenti nei principali bacini oceanici possono essere divise in tre gruppi:

- le correnti prodotte direttamente o indirettamente dall'azione superficiale del vento o di deriva
- le correnti prodotte da convezione termo salina
- le correnti di marea



Le correnti termoaline sono associate principalmente al processo di raffreddamento e affondamento delle acque superficiali alle alte latitudini. In ultima analisi, comunque, la sorgente di energia responsabile del meccanismo che provoca le correnti oceaniche è la radiazione solare e le principali correnti sono manifestazione diretta della termodinamica del sistema combinato oceano-atmosfera (interazione oceano-atmosfera).

Sia il sistema di circolazione governato dal vento, sia quello termosalino dipendono in larga misura dalla circolazione atmosferica; la maggior parte dell'energia calorifica necessaria a provocare la circolazione atmosferica è, a sua volta, fornita all'atmosfera dall'oceano. Le correnti di marea sono causate in alcune zone particolari delle maree astronomiche; queste sono per la maggior parte moti oscillatori e rotatori amplificate da fattori locali e danno un contributo molto piccolo allo schema generale di movimento.

CIRCOLAZIONE CAUSATA DAL VENTO

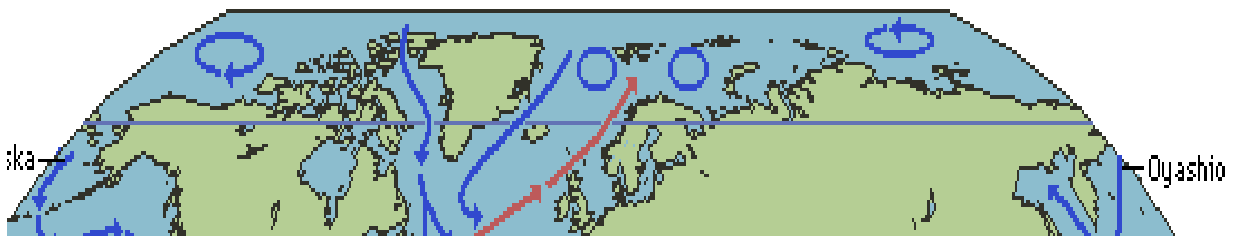
Le correnti che si verificano nella parte superiore della colonna d'acqua, quasi sempre su una profondità di 100 m, sono causate principalmente dal vento. Esse sono influenzate dallo schema di circolazione orizzontale all'interno dell'atmosfera, dalle masse

continentali che le racchiudono e dalle forze di Coriolis (forza di Coriolis). Il vento tende ad accelerare il flusso alla destra della sua direzione nell'emisfero settentrionale e alla sua sinistra in quello meridionale. Per capire esattamente questi moti è necessario conoscere alcuni dettagli essenziali e complessi.

LO SCHEMA IDEALE DELLA CIRCOLAZIONE A TRE SPIRE.

Lo schema di circolazione causata dal vento ha in tutti i principali bacini oceanici - Atlantico settentrionale e meridionale, Pacifico settentrionale e meridionale, Indiano meridionale - un certo numero di caratteristiche comuni. Eccetto che per l'Oceano Indiano, esiste una considerevole simmetria fra gli schemi della circolazione negli emisferi Nord e Sud di uno stesso oceano.

Alle alte latitudini, un circuito ciclonico subpolare è situato di norma ad una latitudine approssimativa fra 50° e 65° (nella stessa direzione della rotazione terrestre - antioraria - per l'emisfero settentrionale).



Negli oceani meridionali, il circuito è sostituito dalla corrente circumpolare antartica, che fluisce ininterrottamente attorno al continente antartico.

Alle medie latitudini, da 15° a 50° , gran parte del bacino oceanico è interessato da un circuito subtropicale principale anticiclonico. Alle basse latitudini, può verificarsi un circuito ciclonico mal definito fra l'equatore e una latitudine di 15° circa.

Le caratteristiche principali di ciascun circuito sono una corrente zonale (Est-Ovest) verso il Nord e il Sud, una stretta e intensa corrente sul lato occidentale, e una corrente di deriva meridionale (Nord-Sud) ampia e diffusa che occupa gran parte della zona centrale e orientale del circuito.

Queste caratteristiche sono, direttamente o indirettamente, causate dai venti.

In prima approssimazione, i venti sono zonali e simmetrici rispetto all'equatore.

In realtà, i venti hanno una componente meridionale; non sono simmetrici rispetto all'equatore, ma spostati di pochi gradi verso nord.



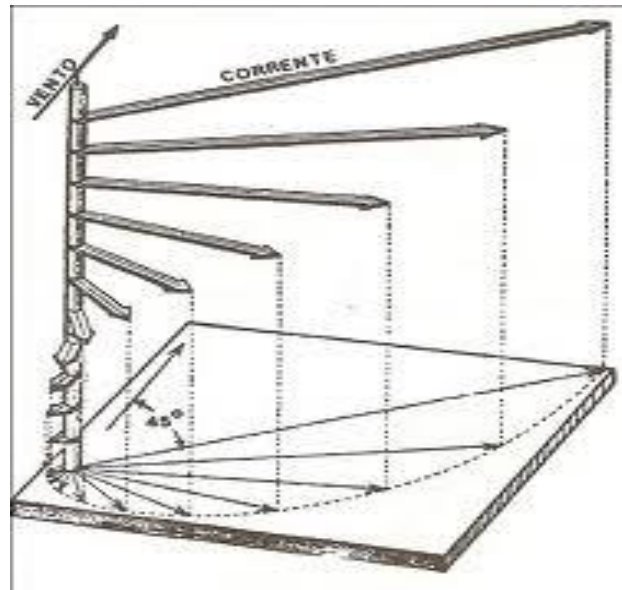
Deboli venti variabili polari (i venti vengono denominati secondo la direzione da cui spirano) si manifestano a latitudini approssimativamente sopra i 60° .

Forti venti occidentali prevalgono a latitudini comprese fra 30° e 60° circa. Gli alisei (orientali) raggiungono il massimo a 15° circa. Nella regione delle calme, in vicinanza dell'equatore, vi sono deboli venti orientali. Questi sono i venti principali, ma solo gli alisei sono permanenti. I cambiamenti stagionali e i monsoni associati sono estremamente importanti nelle regioni asiatiche.

Per capire come questi venti provochino uno schema di correnti sopra descritto, consideriamo gli effetti di forti venti occidentali fra 30° e 60° di latitudine Nord. Questi venti tendono a muoversi al suolo verso est, ma la forza di Coriolis produce un'accelerazione verso destra, cioè verso sud. L'acqua superficiale, a sua volta, esercita una pressione, e di conseguenza produce un movimento, sullo strato d'acqua immediatamente sottostante. Sotto l'azione della forza di Coriolis, questo moto più profondo è deviato ancora di più alla destra del vento (deviazione che aumenta con la profondità). L'ampiezza della deviazione dipende anche dalla latitudine e dalla velocità delle particelle d'acqua.

Idealmente, la struttura della corrente che ne deriva descrive una spirale, detta spirale di Ekman: le correnti poste proprio alla superficie sono deviate di 45° alla destra del vento, la grandezza della corrente diminuisce con la profondità, in modo esponenziale, e la deviazione della corrente alla destra del vento aumenta con la profondità in modo lineare.

Il trasporto finale è diretto alla destra del vento con un angolo di circa 90° (nell'esempio fatto, di venti occidentali, a sud) e la sua intensità è uguale alla forza del vento diviso il parametro di Coriolis.



A latitudini comprese fra 15° e 50° circa, il trasporto di superficie di Ekman converge; il che vuol dire che gli alisei provocano un trasporto superficiale verso nord e i venti occidentali situati a circa 50° di latitudine provocano un trasporto superficiale verso sud. L'ampiezza della convergenza di Ekman dipende dalla velocità di cambiamento dell'impulso del vento zonale con la latitudine.

Sostanzialmente una circolazione geostrofica anticiclonica (dove la forza di gradiente di pressione orizzontale associata alla pendenza della superficie marina bilancia la forza di Coriolis) sviluppa una regione di alta pressione. Nella zona di divergenza di Ekman, come quella fra i venti polari orientali e occidentali, si avrà lo sviluppo di un circuito di bassa pressione. Lo strato di Ekman è solitamente confinato nei $100 \div 250$ m al di sotto della superficie; le correnti in questo strato rappresentano una sovrapposizione fra la corrente di deriva di Ekman e la corrente geostrofica.

Sotto il sottile strato superficiale di Ekman, le correnti sono puramente geostrofiche e la frizione è trascurabile; la velocità totale di una colonna d'acqua tende a conservarsi col movimento. Questa equivale al doppio della sua velocità angolare; la vorticità totale è uguale alla vorticità dovuta alla rotazione della terra più quella dovuta a qualsiasi rotazione

relativa alla Terra. Una convergenza superficiale di Ekman prodotta dall'azione diretta del vento causa una divergenza nel flusso geostrofico. Questa divergenza richiede che la vorticità totale della colonna d'acqua diminuisca con il tempo; la sua ampiezza è massima dove l'impulso del vento cambia più rapidamente con la latitudine. La corrente è principalmente zonale dove l'impulso del vento è a un massimo o minimo locale.

Fra 15° e 50° di latitudine, i venti provocano una convergenza di Ekman che mantiene un trasporto geostrofico meridionale verso l'equatore sopra le intere parti centrali e orientali dei bacini oceanici.

La deriva meridionale verso l'equatore è la caratteristica principale delle correnti all'interno del circuito di correnti subtropicali; essa è alimentata dal flusso diretto verso il basso dovuto alla convergenza di Ekman, ma il trasporto supera di molte volte quello superficiale di Ekman; ha luogo nelle regioni dove la variazione dell'impulso zonale del vento con la latitudine è significativa. Le relativamente ben definite correnti geostrofiche zonali verso nord e sud del circuito subtropicale si manifestano a quelle latitudini alle quali i venti occidentali e gli alisei hanno un massimo e dove la velocità di cambiamento dell'impulso del vento con la latitudine è piccola.

L'ampia deriva meridionale verso l'equatore nel circuito subtropicale, per esempio, deve infine piegare di nuovo verso i poli per completare il giro. Idealmente, nessuno di questi moti di trasporto attraverserebbe le latitudini alle quali gli alisei raggiungono un massimo, poiché qui il trasporto meridionale si annulla. L'acqua che si muovesse verso l'equatore con deriva meridionale perderebbe in vorticità. Per completare la circolazione, l'acqua che si sposta da basse ad alte latitudini deve ricevere una vorticità ciclonica. La vorticità richiesta è attinta in una intensa corrente marginale di frizione lungo il lato occidentale del bacino. Qui viene applicata una torsione ciclonica appena la corrente fluisce lungo un confine stazionario.

GLI SCHEMI DELLA CIRCOLAZIONE DI SUPERFICIE.

Molte delle caratteristiche osservate nell'andamento delle circolazioni di superficie si accordano con lo schema ideale della circolazione a tre spirali. Entro ciascun bacino oceanico principale si forma un *circuito subtropicale*, ed entro ciascun circuito subtropicale infine ci sono prove che indicano come una corrente marginale occidentale fluisca verso il polo.

Vi sono comprese (i valori riportati sono una stima della tipica velocità assiale e un tipico volume di flusso):

- la corrente della Florida (5 nodi) e la corrente del Golfo (4 nodi) che formano il sistema della corrente del Golfo;
- la Kuroshio (4 nodi) nel Pacifico settentrionale;
- la corrente del Brasile (2 nodi) nell'Atlantico meridionale;
- la corrente australiana orientale (2 nodi) nel Pacifico sud-occidentale;
- la corrente dell'Agulhas (2 nodi) nell'Oceano Indiano meridionale.

La corrente del Golfo e la corrente del Kuroshio sono certamente due delle più note e spettacolari correnti oceaniche.

I circuiti subtropicali sono delimitati alle alte latitudini da una corrente zonale che fluisce verso est. Questi comprendono le correnti dell'Atlantico e Pacifico settentrionale nell'emisfero boreale e la corrente circumpolare antartica nell'emisfero australe (0,5 nodi).

I circuiti subtropicali sono delimitati alle basse latitudini da una corrente che fluisce verso ovest. Il sistema di corrente equatoriale è ben sviluppato e descrivibile per il Pacifico e comprende le correnti nordequatoriale e sudequatoriale.

Le correnti fredde del margine occidentale che fluiscono verso l'equatore possono essere identificate con la circolazione in un circuito anticiclonico subpolare. Queste correnti includono la corrente della Groenlandia orientale e la corrente del Labrador (ambidue 0,5 nodi) nell'Atlantico settentrionale, la Oyashio (0,75 nodi) nel Pacifico settentrionale e la corrente delle Falkland nell'Atlantico meridionale.

Il sistema di correnti equatoriali nell'Atlantico, anche se complicato, mostra una corrente equatoriale settentrionale e meridionale che fluisce verso ovest e una controcorrente equatoriale che fluisce verso est nelle vicinanze dell'equatore. Una situazione simile esiste nell'Oceano Indiano durante il periodo degli alisei di nord-est, da novembre a marzo.

Come si è detto prima, ci si aspetta questo schema per un circuito anticiclonico a nord e a sud dell'equatore; la controcorrente sarebbe situata nelle vicinanze delle calme equatoriali. Nel Pacifico equatoriale le correnti sono molto più complicate a causa di piccole variazioni degli alisei con la latitudine nelle vicinanze dell'equatore. Esse constano di correnti *nord equatoriali* (1 nodo) e *sud equatoriali*, che fluiscono verso ovest; controcorrenti settentrionali e meridionali (1,3 nodi) che fluiscono verso est e una corrente equatoriale che fluisce ad ovest situata vicino all'equatore. Per di più, si è riscontrata una sottocorrente equatoriale verso est, centrata sull'equatore, in tutti e tre gli oceani.

Nel Pacifico, questa corrente è chiamata corrente di Cromwell (2,5 nodi): situata ad una profondità di circa 100 m, è spessa circa 200 m ed ampia circa 300 m.

L'Oceano Antartico, o Pacifico Meridionale, che circonda il continente antartico, ha la caratteristica esclusiva di non avere confini meridionali.

La circolazione consiste principalmente in una corrente zonale continua attorno al continente. In una ristretta zona (fra 65° e 70° lat. Sud) che circonda il continente si trova la *corrente antartica*, che fluisce verso ovest ed è mantenuta dai venti orientali vicini alla costa. Da 75° a 45° di latitudine Sud si trova la corrente antartica circumpolare (0,5 nodi) che fluisce verso est, mantenuta dai venti occidentali.

Oltre a queste correnti principali, sostenute da circolazioni di venti zonal, spesso si hanno correnti importanti sul confine orientale che fluiscono verso l'equatore e sono prima di tutto il risultato di venti meridionali. Fra queste, la corrente del Perù (Humboldt (0,5 nodi) la corrente della California (0,5 nodi) e la corrente del Benguela (0,5 nodi) lungo le coste occidentali dell'Africa.

Tuttavia, non si possono paragonare in intensità alle principali correnti dei confini occidentali. La corrente stagionale El Niño, che fluisce verso sud al largo delle coste del Perù, ha sicuramente una notevole influenza sul clima.

CIRCOLAZIONE TERMOSALINA

Gran parte della circolazione che si svolge a profondità maggiori di 1000 m è associata con gli effetti termosalinari, a causa dei quali acqua raffreddata ad alte latitudini affonda fino a notevoli profondità (per il cambiamento di densità) e quindi fluisce in senso orizzontale.

Questa circolazione profonda non è così ben conosciuta come quella dei livelli superficiali.

Apparentemente questo flusso profondo è causato da due fonti principali:

- una vicino al continente antartico (nel Mare di Weddell) dove in inverno si formano le acque più pesanti (acque antartiche di fondo) per raffreddamento e formazione di ghiaccio in superficie, il che aumenta la salinità;
- un'altra fonte è da ricercarsi nell'Oceano Atlantico settentrionale, nei pressi della Groenlandia; il raffreddamento e l'evaporazione invernale producono le acque profonde del nord Atlantico.

Nelle passate ere geologiche, tuttavia, condizioni diverse possono aver portato a un flusso profondo inverso dalle regioni più tiepide a quelle più fredde.

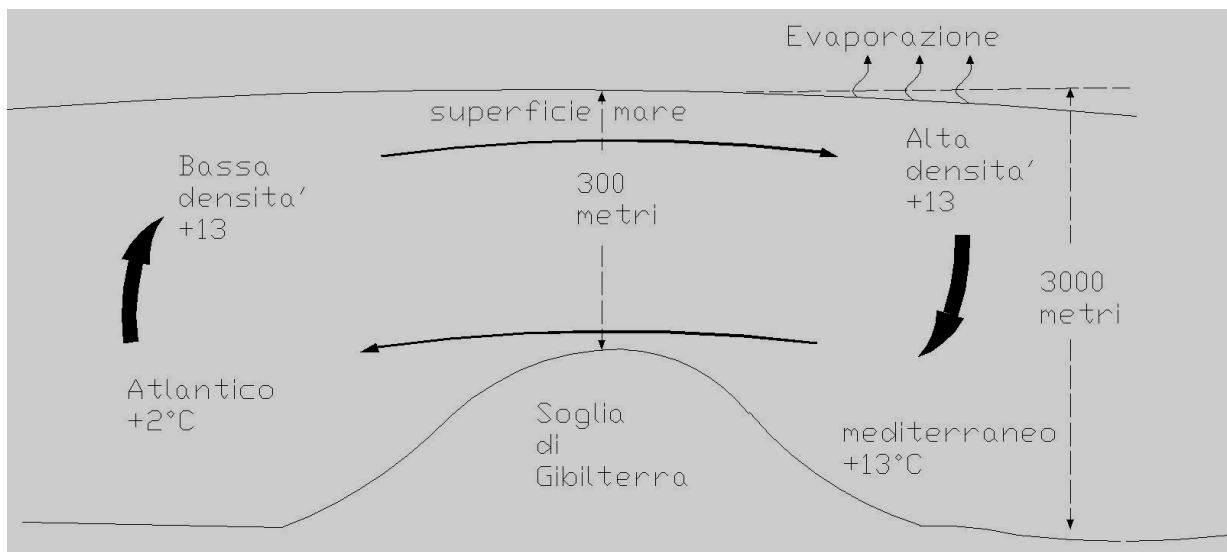
I volumi di acqua trasportati associati alla circolazione termosalina sono apparentemente comparabili a quelli degli strati superiori. Gran parte del flusso può aver luogo in correnti delimitate e relativamente strette lungo i margini occidentali dei bacini oceanici. La discesa di acque profonde è pressoché localizzata alle alte latitudini.

Apparentemente c'è un flusso orizzontale che poi risale molto lentamente attraverso il termoclino oceanico su vaste aree a basse e medie latitudini.

Pare che la circolazione termosalina sia molto importante per mantenere la termoclinicità dell'oceano, ossia il gradiente verticale negativo di temperatura.

I sedimenti sul fondo degli oceani possono essere ridistribuiti da "tempeste" delle correnti profonde, tuttavia di rarissima frequenza.

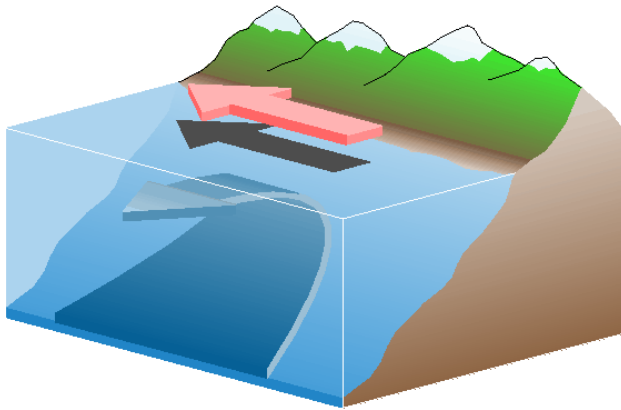
Di interesse è la corrente termoalina che si rileva sul fondo del canale di Gibilterra dove acqua più densa proveniente dal Mediterraneo esce dalla soglia di Gibilterra alla profondità di circa 300÷350 metri affondando nell'Oceano Atlantico mentre in superficie acqua meno densa proveniente dall'Atlantico entra in Mediterraneo.



UPWELLING E DOWNWELLING

Si tratta di fenomeni molto importanti che si verificano soprattutto in prossimità delle coste e sono frutto di un gioco di combinazione di alcuni fattori quali venti persistenti, rotazione della Terra, linea di costa che impedisce il trasporto laterale dell'acqua.

L'upwelling consiste in correnti di risalita in superficie di acque di profondità che risultano ricche di sostanze nutritive, con conseguente aumento della pescosità della zona di mare interessato dal fenomeno e riveste una grande importanza biologica.



I fenomeni dell'upwelling e downwelling inoltre sono strettamente legati al trasporto di Ekman: secondo tale teoria il trasporto netto delle correnti marine avviene a 90° rispetto la direzione del vento (verso destra nell'emisfero nord, verso sinistra nell'emisfero sud). Quando il trasporto di Ekman muove le correnti superficiali dalla costa verso il largo, le acque superficiali vicino costa sono sostituite da acque che risalgono dal basso (in accordo con il principio di conservazione della massa).



Al contrario, se il trasporto di Ekman accumula le acque superficiali verso costa, queste sono costrette a sprofondare (downwelling).

Il fenomeno dell'upwelling si presenta spesso in prossimità delle coste del Cile e del Perù dove i venti Alisei, provenienti da sud-est, provocano la risalita in superficie di correnti ricche di nutrienti che favoriscono un notevole sviluppo di plancton vegetale. L'upwelling e il downwelling possono verificarsi anche in mare aperto, dove i venti provocano una convergenza e divergenza delle acque. È il caso del **gyre** subtropicale, a circa 30° di latitudine: le correnti superficiali messe in moto dagli Alisei e dai Westerlies provocano un accumulo di masse d'acqua in loco, che sono costrette a sprofondare (fenomeno del downwelling).