Ωκεάνεια κυκλοφορία και το φαινόμενο El Niño

Δρ. Τακβόρ Σουκισιάν

Ερευνητής του Ελληνικού Κέντρου θαλασσίων Ερευνών

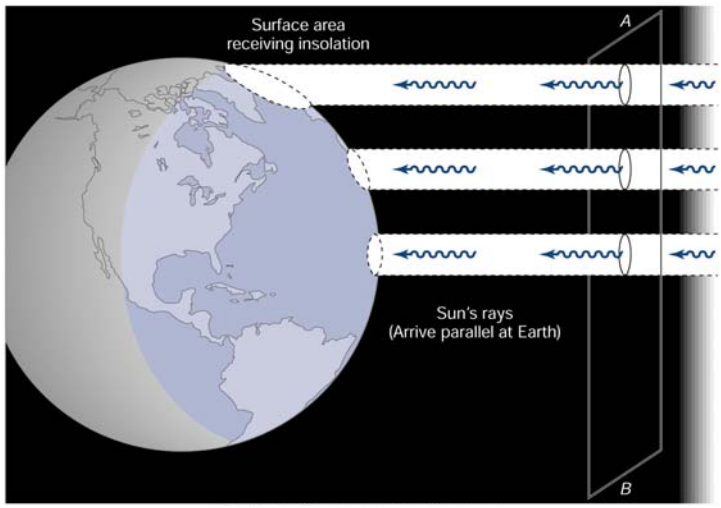
Το κλίμα της γης και οι παράγοντες που το επηρεάζουν

Ως *καιρό* ορίζουμε την κατάσταση της ατμόσφαιρας σε μια συγκεκριμένη χρονική στιγμή και χωρική θέση, ενώ *κλίμα* είναι η μακροχρόνια μέση (στατιστικά) κατάσταση του καιρού σε μια περιοχή.

Ο βασικότερος παράγοντας που επηρεάζει και διαμορφώνει το κλίμα της γής και επιτρέπει τη ζωή πάνω σε αυτήν είναι ο ήλιος. Το 50% περίπου της ηλιακής ενέργειας (στη μορφή βραχέων κυμάτων δηλαδή i) ορατό φώς, ii) υπεριώδες Ultra Violet – UV και iii) κοντά στο υπέρυθρο Near InfraRed - NIR) που ακτινοβολείται προς τη γη απορροφάται, αλλά η ενέργεια αυτή δεν κατανέμεται ομοιόμορφα στην γήινη επιφάνεια. Περίπου το 70% των βραχέων κυμάτων της ακτινοβολίας ανακλάται πίσω και μόνο το υπόλοιπο απορροφάται. Η θερμή τώρα ξηρά, θάλασσα και ατμόσφαιρα επανακτινοβολούν την ακτινοβολία σε μεγαλύτερα όμως μήκη κύματος (infrared / longwave radiation), η οποία απορροφάται από την ατμόσφαιρα (κυρίως από τους υδρατμούς και το CO_2). Αυτό το τελευταίο είναι το γνωστό φαινόμενο του θερμοκηπίου, καθόσον οι συνθήκες που δημιουργούνται στη γη οφείλονται σε αντίστοιχο μηχανισμό με αυτόν του θερμοκηπίου.

Ολη η κυκλοφορία των αέριων και υγρών μαζών πάνω στη γή βασίζεται σε ορισμένες πολύ λίγες αρχές:

- Υπάρχει μεταβλητότητα (λόγω της κλίσης του άξονα περιστροφής της γης ως πρός το επίπεδο περιφοράς της γύρω από τον ήλιο) της ποσότητας της προσπίπτουσας ακτινοβολίας ανάλογα με το γεωγραφικό πλάτος
- Ο θερμός αέρας είναι λιγότερο πυκνός (και άρα ελαφρύτερος) από τον ψυχρό και ο αέρας με υγρασία είναι λιγότερο πυκνός από τον ξηρό
- Ο αέρας έχει την τάση να κατευθύνεται σε περιοχές χαμηλών βαρομετρικών πιέσεων (δηλαδή περιοχών με αραιότερο αέρα)
- Η περιστροφή της γης επιδρά στους ανέμους και τα θαλάσσια ρεύματα (μέσω της δύναμης Coriolis και της μεταφοράς-spiral Eckman)



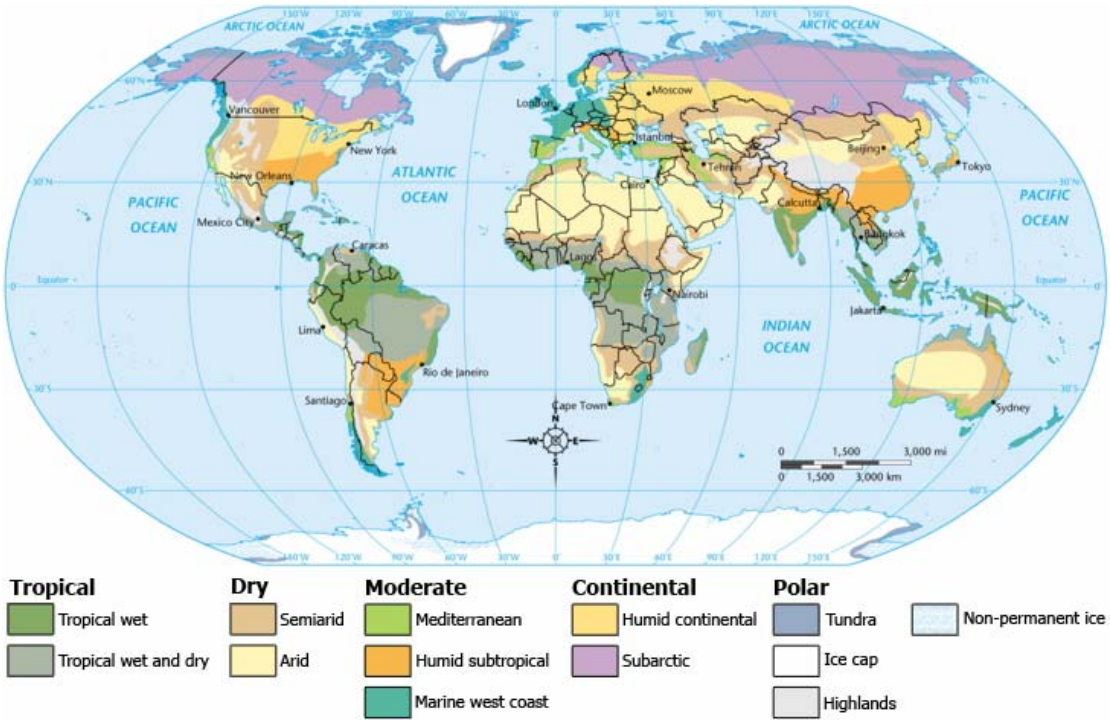
Σχήμα 1: Ανομοιόμορφη θέρμανση της επιφάνειας της γης από τον ήλιο

Οι παράγοντες που επηρεάζουν την απορρόφηση της ηλιακής ακτινοβολίας είναι η διαφάνεια της ατμόσφαιρας, η γωνία πρόσπτωσης των ακτίνων του ήλιου στην επιφάνεια και η ανακλαστικότητά της. Στον ισημερινό έχουμε μεγάλη γωνία πρόσπτωσης (περίπου 90^0) και συνεπώς μικρή ανακλαστικότητα - μεγάλη απορροφοτικότητα και τελικά διάχυση της ηλιακής ενέργειας σε μια πολύ μικρή επιφάνεια. Καθώς κινούμαστε προς τους πόλους έχουμε όλο και μικρότερες γωνίες πρόσπτωσης και συνεπώς μεγαλύτερη ανακλαστικότητα (και λόγω του albedo) και μικρότερη απορροφοτικότητα και, τελικά, διάχυση της ηλιακής ενέργειας σε μια πολύ μεγάλη επιφάνεια. Βλ. σχετικά Σχήμα 1.

Αυτή ακριβώς η θερμοκρασιακή διαφορά είναι που δημιουργεί διαφορές στην πυκνότητα της ατμόσφαιρας και, στη συνέχεια, εγείρει τους ανέμους και τα θαλάσσια επιφανειακά κύματα και τη

θαλάσσια κυκλοφορία. Το 50% της θερμότητας που μεταφέρεται από τον ήλιο στη γη άγεται από τους ωκεανούς και έτσι αυτοί αποτελούν βασικό ρυθμιστικό παράγοντα του κλίματος. Αν π.χ., λόγω του φαινομένου του θερμοκηπίου αλλάξει η μορφή της κυκλοφορίας, αυτό αναμένεται ότι θα έχει σημαντική επίδραση στο κλίμα. Η ωκεάνια κυκλοφορία μεταφέρει επίσης οξυγόνο από τον αέρα στο νερό και επιτρέπει τελικά τη ζωή στη θάλασσα και κατ' επέκταση σε όλο τον πλανήτη.

Λόγω επίσης της κλίσης (23.5^0) του άξονα περιστροφής της γης ως πρός το επίπεδο περιφοράς της γύρω από τον ήλιο (εκλειπτική – ecliptic), τα μεσαία γεωγραφικά πλάτη του βορείου ημισφαιρίου δέχονται 3 φορές περισσότερη ηλιακή ακτινοβολία τον Ιούνιο σε σχέση με το Δεκέμβριο. Καθώς τώρα η γη περιφέρεται γύρω από τον ήλιο, το βόρειο και στη συνέχεια το νότιο ημισφαίριο πλησιάζουν περισσότερο τον ήλιο και στη συνέχεια απομακρύνονται. Με αυτό το συνδυασμό κινήσεων δημιουργούνται τελικά οι γνωστές 4 εποχές. Στις 21 Ιουνίου ο ήλιος βρίσκεται ακριβώς επάνω από τον τροπικό του Καρκίνου και τότε έχουμε το θερινό ηλιοστάσιο για το βόρειο ημισφαίριο. Στις 21 Δεκεμβρίου, έχουμε το ηλιοστάσιο του νότιου ημισφαιρίου όπου ο ήλιος βρίσκεται ακριβώς πάνω από τον Τροπικό του Αιγόκερω στις 23.5^0 νότιο πλάτος. Αυτή η ανομοιόμορφη θέρμανση δημιουργεί τις διάφορες κλιματικές ζώνες στη γη, που εντοπίζονται παράλληλα γενικά με τις γεωγραφικές παραλλήλους (βλ. σχετικά το Σχήμα 2). Αυτές οι κλιματικές ζώνες είναι σχετικά σταθερές.



Σχήμα 2: Τα βασικά κλίματα της γής

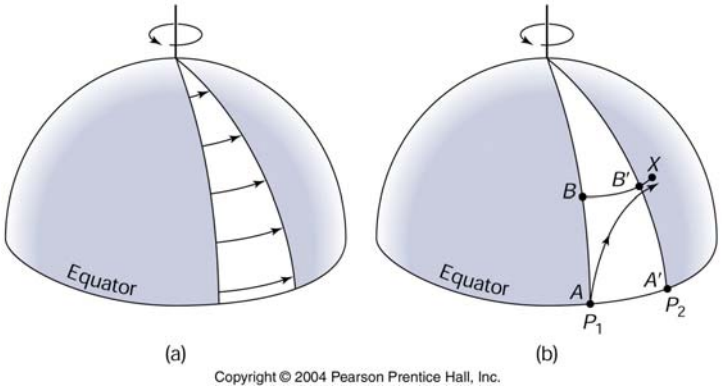
Ωκεάνεια κυκλοφορία

Θαλάσσια ρεύματα

Λέγοντας ρεύμα εννοούμε την οριζόντια κίνηση του θαλασσινού νερού στους ωκεανούς και τις θάλασσες της γης. Οι παράγοντες που δίνουν την αρχική ώθηση για τη κίνηση των ωκεάνειων ρευμάτων είναι:

i) Η ανομοιόμορφη **θέρμανση** της επιφάνειας της γής από τον ήλιο.
ii) η ροή του **ανέμου** πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας.
iii) η **βαρύτητα** και
iv) η δύναμη **Coriolis**.

Η θέρμανση των νερών από τον ήλιο προκαλεί διόγκωση του νερού. Λόγω της διόγκωσης του νερού, κοντά στον ισημερινό το νερό έχει στάθμη 8 cm ψηλότερη από ότι στα μεσαία γεωγραφικά πλάτη. Ετσι δημιουργείται μία κλίση μεγάλης χωρικής κλίμακας στην ελεύθερη επιφάνεια του νερού και το νερό τείνει να τη μηδενίσει κινούμενο προς τα "χαμηλότερα". Η ροή του ανέμου πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας επάγει στα επιφανειακά στρώματα του νερού μια δύναμη σύρσης (drag force). Ετσι, ο άνεμος ωθεί το νερό να κινηθεί χονδρικά προς την κατεύθυνση της πνοής του και να σχηματίσει τελικά, λόγω του φαινομένου της μεταφοράς Eckman, ένα "ύβωμα" (λοφίσκο) νερού μεγάλης χωρικής έκτασης. Η βαρύτητα τείνει να προκαλεί τη καταβύθιση των μαζών νερού που υπάρχουν στο ύβωμα στα υψηλά γεωγραφικά πλάτη, ενώ η δύναμη **Coriolis** που δημιουργείται από την περιστροφή (rotation) της γης παρεμβαίνει και τείνει να κινήσει το νερό προς τα δεξιά (γύρω από το ύβωμα) στο βόρειο ημισφαίριο και προς τα αριστερά στο νότιο ημισφαίριο. Η επίδραση της δύναμης πάνω στη κατεύθυνση των ανέμων φαίνεται στο Σχήμα 3.

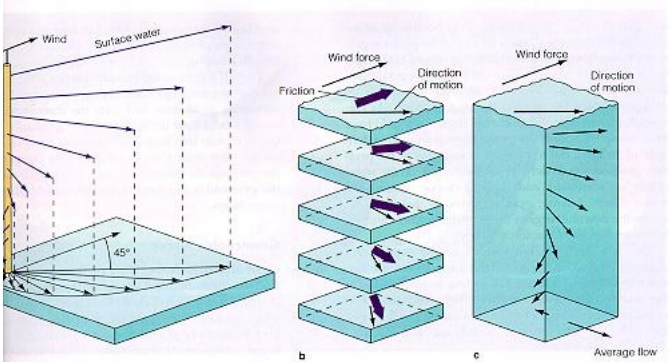


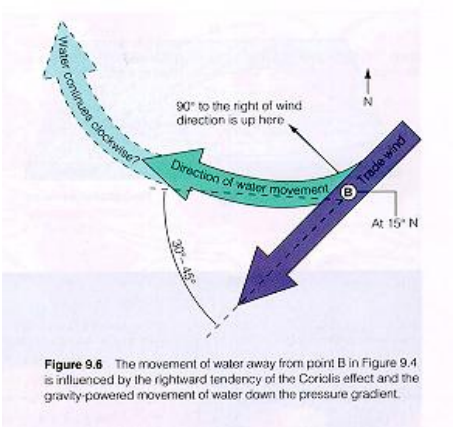
Σχήμα 3: Δράση της Coriolis ανάλογα με το γεωγραφικό πλάτος (στους πόλους είναι μηδενική)

Για να αντιληφθούμε καλύτερα την επίδραση των διαφόρων αυτών παραγόντων θα εξετάσουμε κατ' αρχήν το φαινόμενο της μεταφοράς Eckman (Eckman transport).

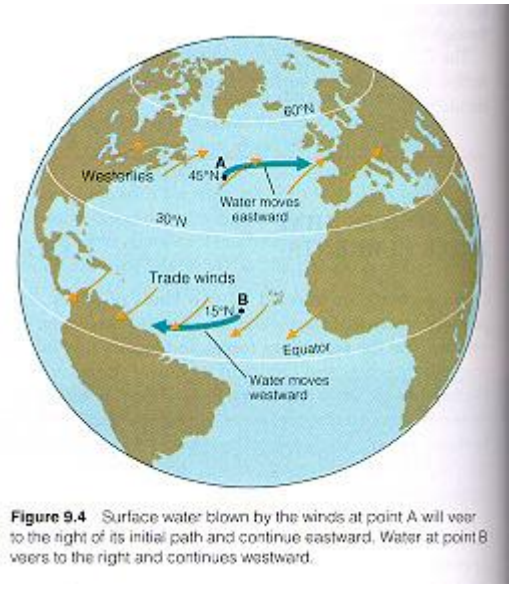
Μεταφορά Eckman

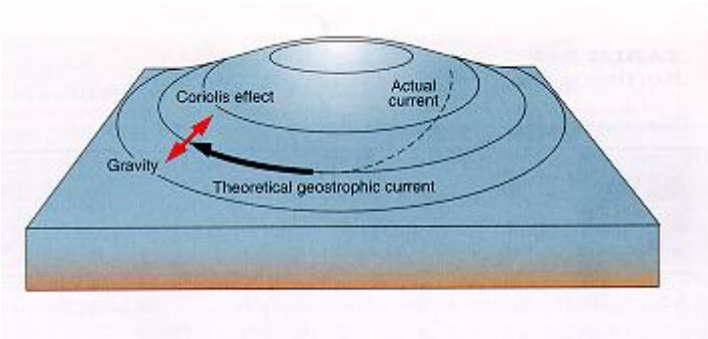
Οταν ο άνεμος φυσά στην επιφάνεια του νερού μετακινεί αρχικά τα επιφανειακά του στρώματα. Λόγω όμως της τριβής των στρωμάτων του νερού μεταξύ τους, υπάρχει τελικά κίνηση και στα βαθύτερα στρώματα, με μικρότερη όμως ταχύτητα και ελαφρώς διαφορετική κατεύθυνση. Με αυτόν το μηχανισμό δημιουργείται το σπιράλ του Eckman, δηλαδή μια ελικοειδής κίνηση της μάζας του νερού που βλέπουμε στο Σχήμα 4.





Σχήμα 4: Το σπιράλ και η μεταφορά Eckman, και η κίνηση των ανεμογενών ρευμάτων





Σχήμα 5: Η τελική κίνηση των ανεμογενών ρευμάτων στο Βόρειο και το Νότιο ημισφαίριο και η δημιουργία ενός gyre

Τελικά, η μέση καθαρή κίνηση του νερού (δηλαδή ο μέσος όρος στα πρώτα 330 μέτρα από την επιφάνεια της θάλασσας) γίνεται με γωνία 90^0 δεξιά από τη κατεύθυνση του ανέμου (για το βόρειο ημισφαίριο - Coriolis). Καθώς το νερό ωθείται προς τα δεξιά σχηματίζει ένα ελικοειδές ύψωμα που είπαμε προηγουμένως. Λόγω της δύναμης Coriolis έχουμε τη δεξιόστροφη κίνηση του νερού (theoretical geostrophic current στο Σχήμα 5 δεξιά), το οποίο όμως πρέπει να υπερνικήσει και τη δύναμη της βαρύτητας (τη συνιστώσα εκείνη που έχει κατεύθυνση προς τον άξονα περιστροφής της γης). Η τελική ισορροπία βρίσκεται ανάμεσα στη Coriolis και τη βαρύτητα (actual current στο Σχήμα 5 δεξιά) και οδηγεί στη σταθεροποίηση αυτού του κινητικού μηχανισμού. Αυτού του είδους η ροή ονομάζεται γεωστροφική και το αντίστοιχο ρεύμα ονομάζεται γεωστροφικό ρεύμα. Βλ. και το Σχήμα 5. Ολος αυτός ο μηχανισμός τελικά καταλήγει στη δημιουργία ενός μεγάλου ελικοειδούς σχηματισμού κυκλοφορίας που ονομάζεται gyre. Στο δεξί τμήμα του Σχήμα 5 φαίνεται ακριβώς με ποιό τρόπο η βαρύτητα τροποποιεί (διαθλά) την αρχική καθαρή (theroretical) δεξιόστροφη κίνηση του νερού.

Κατηγορίες ρευμάτων

Υπάρχουν δύο κατηγορίες - είδη ρευμάτων και αντίστοιχες κυκλοφορίες:

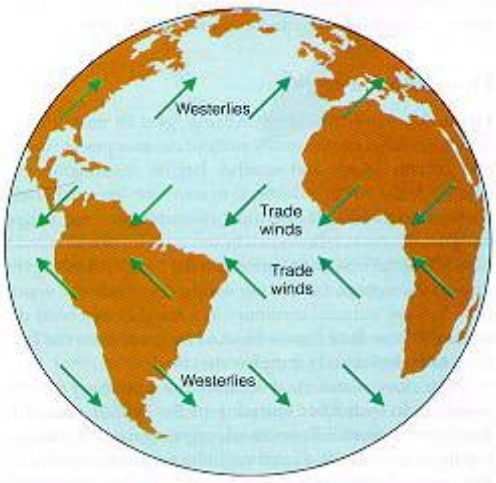
1. **Επιφανειακά ρεύματα και επιφανειακή κυκλοφορία**

- Αποτελούν το 10% του νερού των ωκεανών
- Καλύπτουν τα άνω 400 μ των ωκεανών από την επιφάνεια.
- Δημιουργούνται πρωτογενώς από τη ροή του ανέμου

2. **Βαθιά ωκεάνεια ρεύματα και θερμόαλη κυκλοφορία**

- Αποτελούν το 90% του νερού των ωκεανών
- Κινούνται λόγω διαφορών πυκνότητας των θαλασσίων μαζών και της βαρύτητας.
- Η διαφορά στην πυκνότητα οφείλεται στις διαφορές θερμοκρασίας και αλατότητας.

Η τελική μορφή της κίνησης των ρευμάτων διαμορφώνεται από τα ηπειρωτικά περιθώρια (continental margins). Ετσι τα μεγάλα ρεύματα έχουν τελικά τις περίπου κυκλικές μορφές που ονομάζονται gyres.



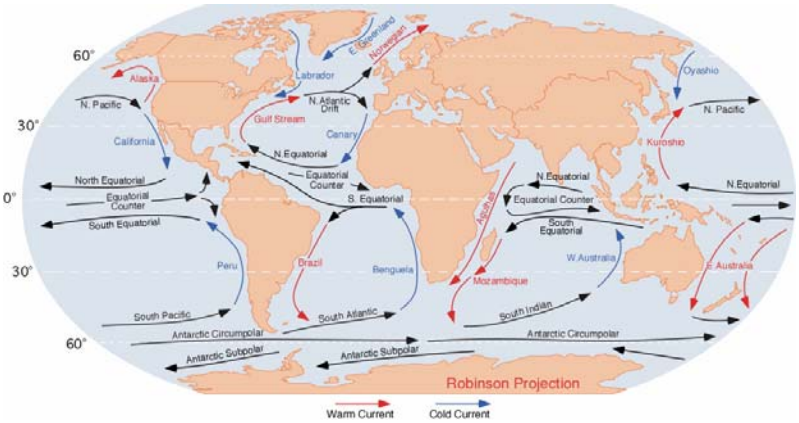
Σχήμα 6: Οι κύριοι άνεμοι (westerlies και trade winds) που διαμορφώνουν τη κυκλοφορία στα μεσαία γεωγραφικά πλάτη και δημιουργούνται από την ανομοιόμορφη θέρμανση της γης

Τα ρεύματα στα gyres οδηγούνται από τις ατμοσφαιρικές ροές που δημιουργούνται από υψηλά βαρομετρικά συστήματα στις υποτροπικές ζώνες. Οι βασικοί άνεμοι μεγάλης κλίμακας της γης που δημιουργούνται από τις διαφορές θερμοκρασίας δείχνονται στο Σχήμα 6 (trade winds).

Ενα τυπικό gyre αποτελείται από 4 ρεύματα: δύο ευθυγραμμισμένα ανατολικά-δυτικά που βρίσκονται πάνω και κάτω από το gyre και δύο συνοριακά ρεύματα που ρέουν παράλληλα με τα ηπειρωτικά όρια (βλ. και Σχήμα 7). Η κατεύθυνση ροής καθορίζεται από τη κατεύθυνση των ανέμων μεγάλης κλίμακας σε αλληλεπίδραση με τη δύναμη Coriolis. Τα συνοριακά ρεύματα παίζουν ρόλο στην αναδιανομή της παγκόσμιας θερμότητας κατά το γεωγραφικό πλάτος.

Τα βασικά gyres της γης φαίνονται στο Σχήμα 7.

Δίνουμε τώρα ορισμένα αριθμητικά χαρακτηριστικά των μεγάλων γεωστροφικών σχηματισμών:

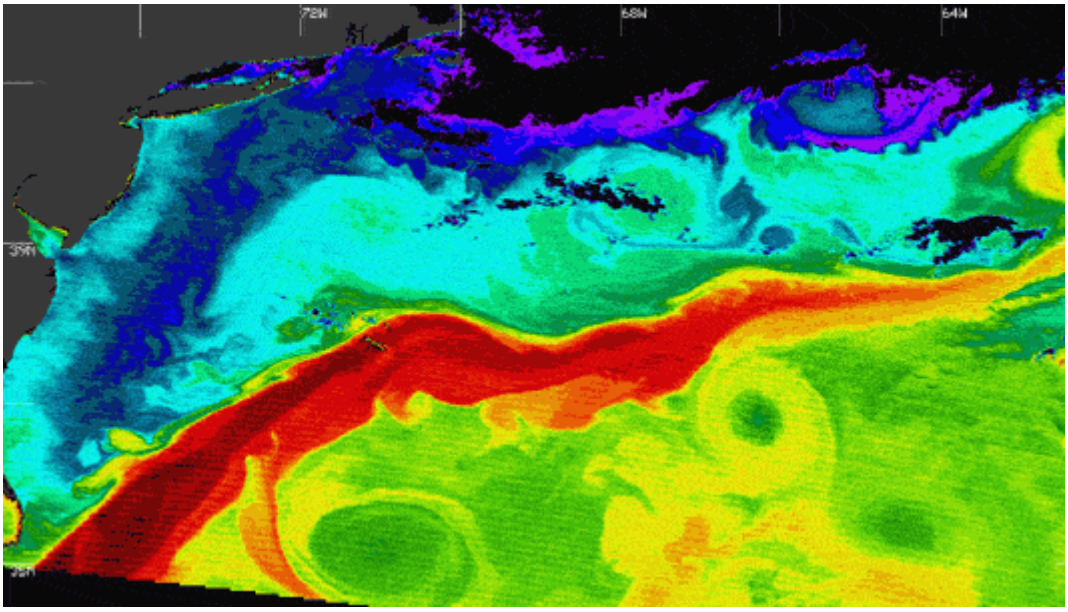


Σχήμα 7: Τα μεγάλα ωκεάνεια ρεύματα της γης. Τα κόκκινα βέλη δηλώνουν θερμά ρεύματα και τα μπλέ ψυχρά ρεύματα (Πηγή: PhysicalGeography.net)

Προσέξτε τη διαφορά στην ένταση των ρευμάτων western και eastern boundary. Οφείλεται στην περιστροφή της γης που τείνει να μετακινήσει το ύβωμα του νερού στη δυτική πλευρά της ωκεάνιας λεκάνης

Τα North και South Equatorial ρεύματα ρέουν με ταχύτητες ανάμεσα σε 3 - 6 χλμ. ανά ημέρα και εκτείνονται από 100 έως 200 μέτρα κάτω από την επιφάνεια της θάλασσας. Τα θερμά ρεύματα (Gulf Stream, Kuroshio, Brazil, Agulhas) κινούνται προς τους πόλους με ταχύτητες 40 - 120 χλμ. ανά ημέρα και έχουν πλάτος 100-200 χλμ. Τα western boundary currents (αυτά που ρέουν κατά μήκος του δυτικού συνόρου μιας ωκεάνειας λεκάνης) είναι τα βαθύτερα επιφανειακά ρεύματα που εκτείνονται μέχρι 1000 μ. κάτω από την επιφάνεια. Τα eastern boundary currents (Canary, California, Benguela, Peru, West Australia) κινούνται από τα μεγάλα πλάτη προς τον ισημερινό, είναι ψυχρά και πλατιά και κινούνται με ταχύτητες 3 - 7 χλμ. ανά ημέρα. Λόγω του ρεύματος του Κόλπου, η Β. Ευρώπη είναι πολύ θερμότερη από αντίστοιχα γεωγραφικά πλάτη στη Β. Αμερική και γύρω στις δυτικές ακτές του Ειρηνικού, δηλαδή στις ανατολικές ακτές της Αμερικής (μέση ετήσια θερμοκρασία στο Καναδά -9.1

^{o}C, έναντι +4.8 ^{o}C στη Νορβηγία. Μέση γενική διαφορά 9 ^{o}C). Το ρεύμα του κόλπου κινείται με μια ταχύτητα 3.6 km/h. Βλ. Σχήμα 8.



Σχήμα 8: Το ρεύμα του Κόλπου καθώς ταξιδεύει προς το Β. Ατλαντικό (Πηγή: Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer, aboard the NASA Terra and Aqua satellites).

Υποεπιφανειακά ρεύματα – θερμόαλη κυκλοφορία

Για να κατανοηθεί καλύτερα το φαινόμενο της θερμόαλης κυκλοφορίας κρίνεται σκόπιμο να ειπωθούν τα παρακάτω:

Γενικά το θαλασσινό νέρο έχει μέγιστη πυκνότητα στους 4^0 C. Το νερό διογκώνεται αν ψυχθεί κάτω από αυτή τη θερμοκρασία ή/και θερμανθεί πάνω από αυτή τη θερμοκρασία. Η πυκνότητα του θαλασσινού νερού είναι συνάρτηση της θερμοκρασίας και της αλατότητας. Αλμυρό νερό με θερμοκρασία 4° C θα είναι πυκνό και θα τείνει βυθισθεί, ενώ το θερμό και λιγότερο αλμυρό νερό θα είναι λιγότερο πυκνό και θα τείνει να επιπλέει. Αυτοί οι απλοί μηχανισμοί έχουν πρωτεύουσα σημασία για τις κατακόρυφες κινήσεις των θαλάσσιων μαζών. Τα επιφανειακά νερά καταβυθίζονται μόνον εκεί όπου το αλμυρό νερό ψύχεται (Βόρειος Ατλαντικός, Θάλασσα Weddell). Σε όλες αυτές τις θέσεις, το αλμυρό επιφανειακό νερό γίνεται βαρύτερο και βυθίζεται σε μια διαδικασία που ονομάζεται downwelling. Τα επιφανειακά νερά γίνονται αλμυρότερα μέσω της εξάτμισης κοντά στον ισημερινό (περίπτωση Β. Ατλαντικού), είτε με το σχηματισμό πάγων (περίπτωση θάλασσας Weddell στην Ανταρκτική, όπου λόγω του σχηματισμού η συγκέντρωση του άλατος στο εναπομείναν νερό αυξάνει).

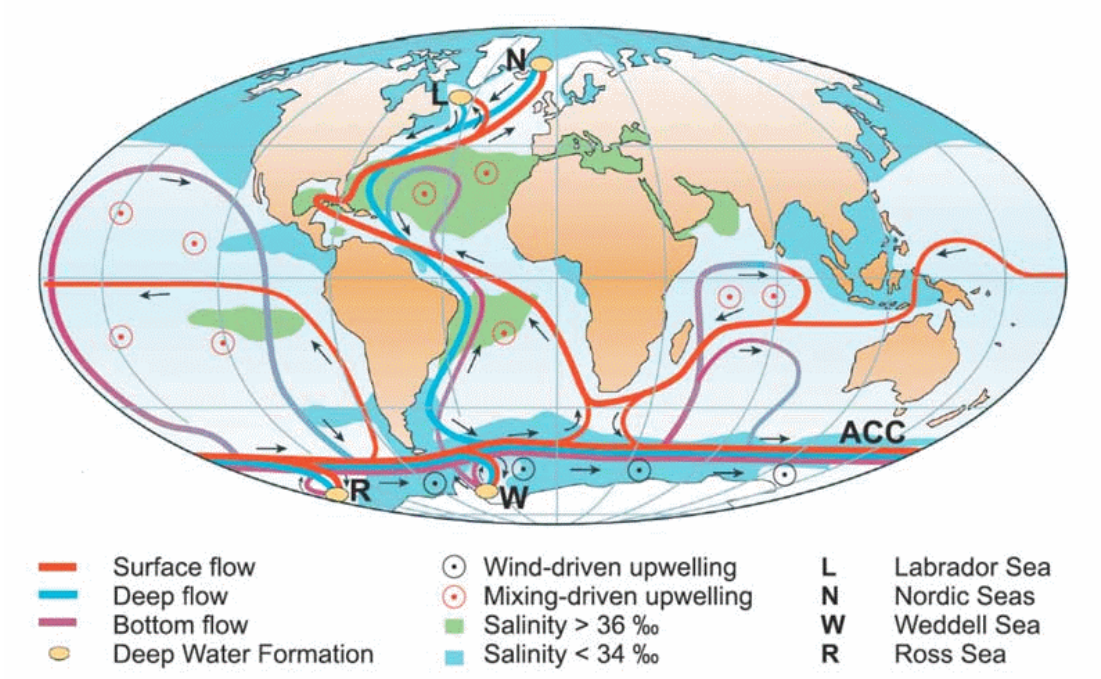
Τα μεγάλα υποεπιφανειακά ρεύματα της γης δείχνονται στο Σχήμα 9. Κινούνται με πολύ χαμηλές ταχύτητες. Το νερό που βρίσκεται κοντά στην επιφάνεια ξεκινά το ταξίδι του βαθιά στο Β. Ατλαντικό, όπου το επιφανειακό νερό που έφτασε εκεί κατ' αρχήν ψύχεται. Από τη ψύξη αυτή αποβάλλεται θερμότητα (γίνεται εξάτμιση) και αυξάνεται η αλατότητα του νερού. Ετσι, το νερό γίνεται βαρύτερο και καταβυθίζεται. Η καταβύθιση αυτού του ψυχρού και πυκνού νερού συμβαίνει ανάμεσα στη Β. Ευρώπη και την Γροιλανδία (βόρεια από το Labrador). Το νερό αυτό εκτοπίζει τις υπάρχουσες μάζες και έτσι αρχίζει να ταξιδεύει σε βάθος στη συνέχεια προς νότο κατά μήκος των ακτών της Β. και Ν. Αμερικής μέχρις ότου έρθει στην Ανταρκτική. Εκεί συνεχίζει πρός ανατολάς όπου ενώνεται με ένα άλλο ρεύμα καταβύθισης που δημιουργήθηκε ανάμεσα στην Ανταρκτική και το νότιο τμήμα της Ν. Αμερικής. Λίγο μετά χωρίζεται στα δύο και ένας κλάδος κινείται προς βορά. Στο Β. Ειρηνικό και στο Β. Ινδικό αυτά τα δύο ρεύματα κινούνται προς την επιφάνεια (upwelling) λόγω της ανάμειξης (mixing) σε βάθος (και τελικά της θέρμανσης των βαθιών υδάτινων μαζών) που προκαλεί ο άνεμος.

Εκεί το νερό θερμαίνεται και δημιουργείται ένα ρεύμα που κινείται επιφανειακά πίσω στο σημείο εκκίνησης στο Β. Ατλαντικό ή δημιουργείται μια ροή που περιβάλλει την Ανταρκτική. Ενας πλήρης κύκλος αυτής της ροής εκτιμάται ότι διαρκεί 1000 χρόνια.

Σχήμα 9: Ροές των μεγαλύτερων υποεπιφανειακών ρευμάτων. Τα θερμά ρεύματα κοντά στην επιφάνεια δείχνονται με κόκκινο. Με μπλέ δείχνονται τα βαθιά ψυχρά ρεύματα. Το σύστημα συνεχώς μετακινεί το θαλασσινό νερό από την επιφάνεια τα βαθιά και ξανά στην επιφάνεια των ωκεανών (Πηγή: Arctic Climate Impact Assessment (ACIA)).

Καθώς τώρα το βαρύ νερό ταξιδεύει, αφήνει χώρο σε θερμότερα επιφανειακά ρεύματα τα οποία έτσι κινούνται προς το μέρος από το οποίο απομακρύνθηκε το βαρύ νερό. Στο Σχήμα 10 δείχνονται τα σημεία στα οποία υπάρχει σχηματισμός νέου και βαθιού νερού (Labrador, Nordic, Weddell, Ross) καθώς και τα σημεία στα οποία υπάρχει ανάβλυση νερού λόγω της ανάμειξης εξαιτίας του ανέμου ή λόγω της ανάμειξης εξαιτίας της μεσωκεάνειας ράχης. Παρατηρήστε στο Σχήμα 10 ότι τα σημεία στα οποία αναφέρεται ότι έχουμε το mixing driven upwelling, χονδρικά αντιστοιχούν στα σημεία των μεσωκεάνειων ραχών, ενώ στα σημεία στα οποία αναφέρεται ότι έχουμε το wind driven upwelling, χονδρικά αντιστοιχούν στα σημεία στα οποία έχουμε τις πλέον ακραίες ανεμολογικές καταστάσεις του πλανήτη (δηλαδή στην Ανταρκτική).

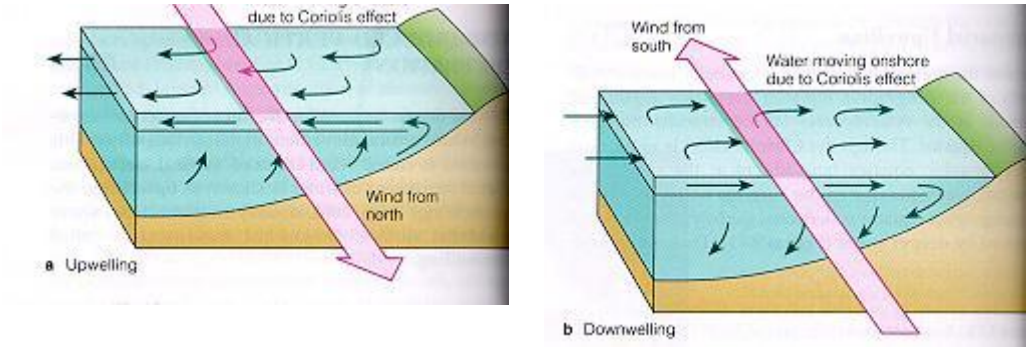
Η ιδέα της ανάμειξης των στρωμάτων του νερού στις μεσοωκεάνειες ράχες είναι πολύ νέα (2005-2007): Για αρκετό χρόνο επιστεύετο ότι τα βαθιά νερά που σχηματίζονταν στους πόλους κινούνταν προς τον ισημερινό και καθώς θερμαίνονταν αργά ανέβαιναν στην επιφάνεια. Στη συνέχεια αυτό το ζεστό νερό κατευθύνονταν προς τους πόλους και έκλεινε ο κύκλος. Πρόσφατες έρευνες πάντως δείχνουν ότι το βαρύ νερό κυκλοφορεί στον πυθμένα των ωκεανών και συναντά τις μεσωκεάνειες ράχες στις οποίες συμβαίνει ισχυρή ανάμειξη η οποία ωθεί το νερό προς την επιφάνεια. Ο άνεμος επίσης προκαλεί ισχυρή ανάμειξη στους νότιους ωκεανούς (πέριξ της Ανταρκτικής) και ωθεί το βαρύ νερό στην επιφάνεια. Οταν αυτό βρεθεί στην επιφάνεια το νερό επιστρέφει προς τους πόλους ως ανεμογενές επιφανειακό ρεύμα και έτσι συμπληρώνεται ο κύκλος. Τα βαθιά νερά γενικά καταβυθίζονται στις ωκεάνειες λεκάνες σε μεγάλα γεωγραφικά πλάτη όπου δηλαδή οι θερμοκρασίες είναι αρκετά χαμηλές για να προκαλέσουν αύξηση της πυκνότητας. Παρατηρήστε και πάλι στο Σχήμα 10 ότι τα τα σημεία στα οποία αναφέρεται ότι έχουμε deep water formation, είναι όλα τους σημεία σε πολύ μεγάλα γεωγραφικά πλάτη.



Σχήμα 10: Η γενική κυκλοφορία των ωκεανών (Πηγή: Kuhlbrodt et al., 2007)

Η επίδραση του ανέμου στα φαινόμενα της παράκτιας ανάδυσης (coastal upwelling) και της παράκτιας καταβύθισης (coastal downwelling)

Η ανάδυση κατά μήκος της ακτής δημιουργείται από τη μεταφορά Ekman (το νερό κινείται προς τα δεξιά του ανέμου). Ετσι, τα νερά που κινήθηκαν στα ανοικτά αντικαθίστανται από βαθύ νερό που είναι ψυχρό και πλούσιο σε θρεπτικά. Βλ. Σχήμα 11.



Σχήμα 11: Ανάδυση και καταβύθιση νερού κοντά στην ακτή

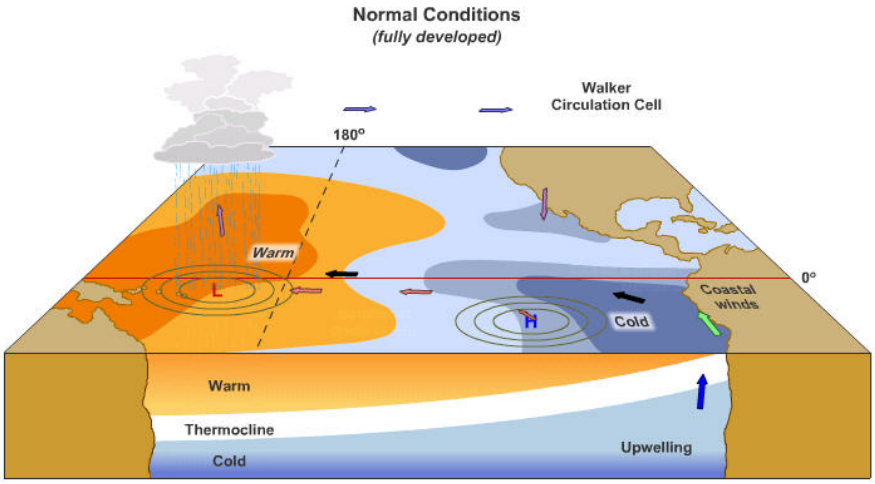
Η καταβύθιση δημιουργείται από μεταφορά Ekman προς την πλευρά της ακτής (το νερό κινείται προς τα δεξιά του ανέμου).

Στο φαινόμενο El Niño που περιγράφεται στη συνέχεια, η ανάβλυση του νερού στις ακτές της Ν. Αμερικής που αναφέρεται οφείλεται ακριβώς στο μηχανισμό που περιγράφηκε παραπάνω.

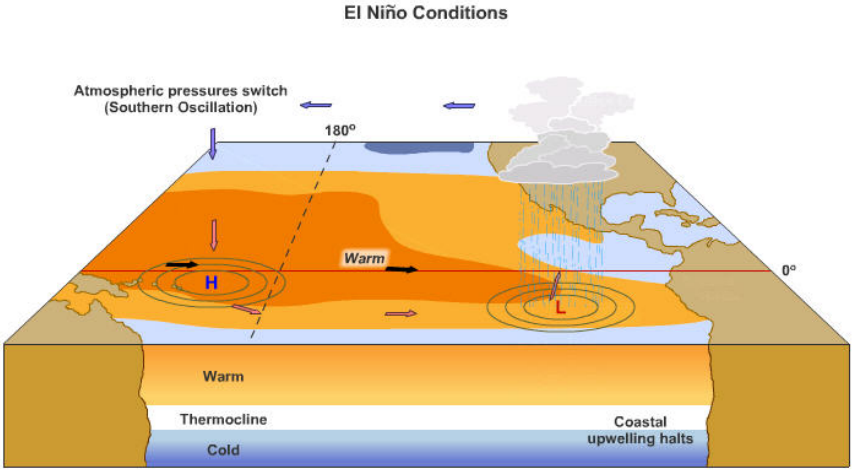
Το φαινόμενο El Niño

Οποιαδήποτε διαταραχή στο σύστημα ατμόσφαιρας-ωκεανών επηρεάζει τον καιρό της γής. Ακόμα και

φαινόμενα που, εν πρώτοις, εξελίσσονται σε τοπική κλίμακα μπορούν να προκαλέσουν καιρικές διαταραχές σε μεγάλες εκτάσεις απομακρυσμένες από την περιοχή εξέλιξης του φαινομένου της διαταραχής.



Σχήμα 12: Κανονικές συνθήκες στον ισημερινό (Ειρηνικός Ωκεανός)



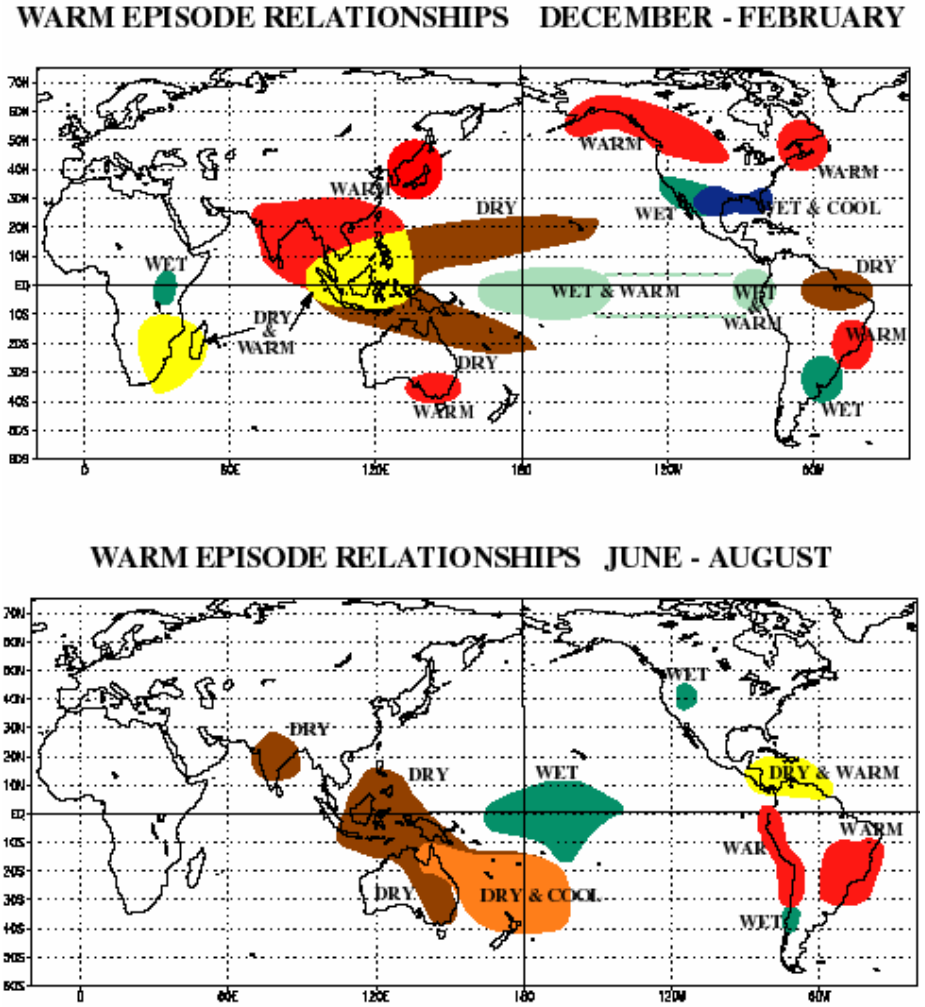
Σχήμα 13: Συνθήκες El Niño στον ισημερινό (Ειρηνικός Ωκεανός)

Το El Niño είναι ένα τέτοιο κλιματικό φαινόμενο που παρατηρήθηκε κατ΄αρχήν από τους ψαράδες της Νότιας Αμερικής, οι οποίοι το συνδιάσαν με τη δραματική μείωση των αλιευτικών αποθεμάτων και την εμφάνιση ζεστών ρευμάτων στην περιοχή αλιείας με μια (ακανόνιστη) περιοδικότητα ορισμένων χρόνων.

Για να κατανοηθεί καλύτερα το φαινόμενο, θα περιγράψουμε το μηχανισμό του El Niño Southern Oscillation (ENSO). Στην περιοχή του ισημερινού όπως αναφέρθηκε, ο ήλιος μεταφέρει τη μέγιστη δυνατή ενέργεια με μορφή ακτινοβολίας στα επιφανειακά νερά των ωκεανών. Σε κανονικές συνθήκες, βλ. Σχήμα 12, οι trade winds πνέουν στο Ν. Ημισφαίριο από νοτιανατολικές προς βορειοδυτικές κατευθύνσεις. Ως συνέπεια, μέσω της δύναμης σύρσης οι άνεμοι αυτοί ωθούν τις μάζες του νερού στη δυτική λεκάνη του Ειρηνικού και σχηματίζουν το γνωστό ύβωμα του νερού. Με αυτόν τον τρόπο, η διαφορά της θαλάσσιας στάθμης στην Ινδονησία και στο Περού είναι περί το 1.5 μέτρο. Καθώς όμως το νερό κινείται στην περιοχή του ισημερινού θερμαίνεται σε μια τεράστια γεωγραφική έκταση που είναι γνωστή ως θερμή λεκάνη του Δυτικού Ειρηνικού (West Pacific warm pool).

Η αντίστοιχη επιφανειακή θερμοκρασία εκεί, είναι 8°C υψηλότερη από ότι στις ακτές της Νότιας Αμερικής. Τα ατμοσφαιρικά στρώματα είναι επίσης υγρά στα δυτικά εξαιτίας ακριβώς αυτής της διάβασης του νερού από τις τροπικές περιοχές του ωκεανού. Οταν ο θερμός αέρας ανυψώνεται (λόγω διόγκωσης και μείωσης της πυκνότητάς του) στα δυτικά, προκαλούνται πολλές και μεγάλες βροχοπτώσεις στην περιοχή της Ινδονησίας (το χαρακτηριστικό του τοπικού κλίματος) ενώ οι ανατολικές ακτές είναι σχετικά ξηρές. Καθώς τώρα το θερμό επιφανειακό νερό απομακρύνεται από τον Ανατολικό Ειρηνικό δίνεται η δυνατότητα να δημιουργηθεί και να αναβλύσει ψυχρό νερό από τα βαθύτερα στρώματα (upwelling) του Ανατολικού Ειρηνικού. Αυτό το ψυχρό νερό είναι πλούσιο σε θρεπτικά άλατα και έτσι αποτελεί πρώτη ύλη για το φυτο-και το ζωοπλαγκτόν και εν συνεχεία για όλα τα θαλάσσια οικοσυστήματα.

Σε κάποιες τώρα περιπτώσεις, οι trade winds εξασθενούν στο κεντρικό και ανατολικό Ειρηνικό. Κατά συνέπεια, η διαφορά στη στάθμη στο δυτικό και ανατολικό τμήμα του Ειρηνικού, μετατοπίζει τη θερμή λεκάνη του Δυτικού Ειρηνικού προς τα ανατολικά (βλ. Σχήμα 13) με σκοπό την εξισορρόπηση της στάθμης (λόγω της βαρύτητας), Αυτή ακριβώς η αναστροφή (ταλάντωση) ονομάζεται El Niño/Southern Oscillation (ENSO). Υπάρχει βέβαια και αντίστοιχη αναστροφή στα βαρομετριά συστήματα, η οποία όμως δεν θα μας απασχολήσει εδώ. Η περιοδικότητα της ταλάντωσης είναι περί τα 3-4 έτη και το όλο φαινόμενο ENSO είναι αποτέλεσμα αυτής της ατμοσφαιρικής και της αντίστοιχης ωκεάνειας αναστροφής. Καθώς το φαινόμενο αναπτύσσεται, προκαλεί ανύψωση του θερμοκλινούς στο δυτικό Ειρηνικό και πτώση στον ανατολικό. Ετσι, μειώνεται η ανάβλυση του ψυχρού βαθέως νερού και κατά συνέπεια σταματά η τροφοδοσία των επιφανειακών στρωμάτων με θρεπτικά άλατα. Εν συνεχεία έχουμε μία μεγάλη αύξηση στην επιφανειακή θερμοκρασία της θάλασσας (στα ανατολικά πάντα) και δραμτική πτώση στην ανάπτυξη του πλαγκτόν. Ο θερμός αέρας που συνδέεται με την μετατόπιση της θερμής λεκάνης του Δυτικού Ειρηνικού προς τα ανατολικά προκαλεί στη συνέχεια μεγάλες βροχοπτώσεις και πλημμύρες στην Αμερική και ξηρασία στην Ινδονησία και την Αυστραλία. Οι επιπτώσεις του ENSO στο παγκόσμιο κλίμα φαίνονται στο Σχήμα 14.



Σχήμα 14: Επιπτώσεις του ENSO στο κλίμα

Ενα συμβάν El Niño διαρκεί τυπικά 12-18 μήνες. Τα τελευταία 98 χρόνια συνέβησαν 23 συμβάντα El Niño τα τέσσερα ισχυρότερα των οποίων συνέβησαν μετά το 1980. Το γεγονός αυτό ώθησε διάφορους να συσχετίσουν το El Niño με τις ευρύτερες κλιματικές αλλαγές, πράγμα όμως που από επιστημονική άποψη (στις ακριβείς τουλάχιστον επιστήμες) δεν μπορεί να γίνει δεκτό. Η αλήθεια είναι ότι το όλο θέμα της κλιματικής αλλαγής "πουλάει" έντονα και αυτός είναι ο λόγος που πολλοί σχετικοί και άσχετοι ομιλούν για αυτό. Η απλή αλήθεια είναι ότι τα στατιστικά στοιχεία που υπάρχουν συγκεντρωμένα (ακόμα και αυτά που είναι πραγματικά μακροχρόνια, 100+ έτη) δεν επαρκούν για την εξαγωγή τέτοιων συμπερασμάτων. Το μόνο που μπορεί να πεί κανείς με βεβαιότητα και που αιτιολογείται από τα γεγονότα είναι ότι την τελευταία 20ετία το φαινόμενο παρουσιάζεται συχνότερα ενισχυμένο από ότι στο παρελθόν. Αυτό όμως μπορεί κάλλιστα να αποτελεί τμήμα ενός πολύ ευρύτερου κλιματικού κύκλου για τον οποίο δεν έχουμε ακόμα τα δεδομένα που χρειάζονται για να μελετηθεί επαρκώς.

Τα πιο πρόσφατα El Niños συνέβησαν τις περιόδους 1986-1987, 1991-1992, 1993, 1994, 1997-1998, 2002-2003, 2004-2005 και 2006-2007. Το φαινόμενο του 1997-1998 ήταν ιδιαίτερα έντονο: υπήρχε άνοδος της ατμοφαιρικής θερμοκρασίας κατά 1.5°C, τη στιγμή που σε ένα τυπικό συμβάν El Niño είναι 0.25°C.