

Κεφάλαιο 7

Σύνοψη

Στο συγκεκριμένο κεφάλαιο παρουσιάζονται οι έννοιες της κλιματικής μεταβλητότητας και της κλιματικής αλλαγής, καθώς και σύγχρονες θεωρήσεις των δυναμικών αναδράσεων σε εξωγενείς του συστήματος παράγοντες. Αναλύονται επίσης τα βασικά χαρακτηριστικά σημαντικών κλιματικών φαινομένων, όπως η Νότια Κύμανση El Niño, η ταλάντωση του Βόρειου Ατλαντικού και η τρύπα του όζοντος.

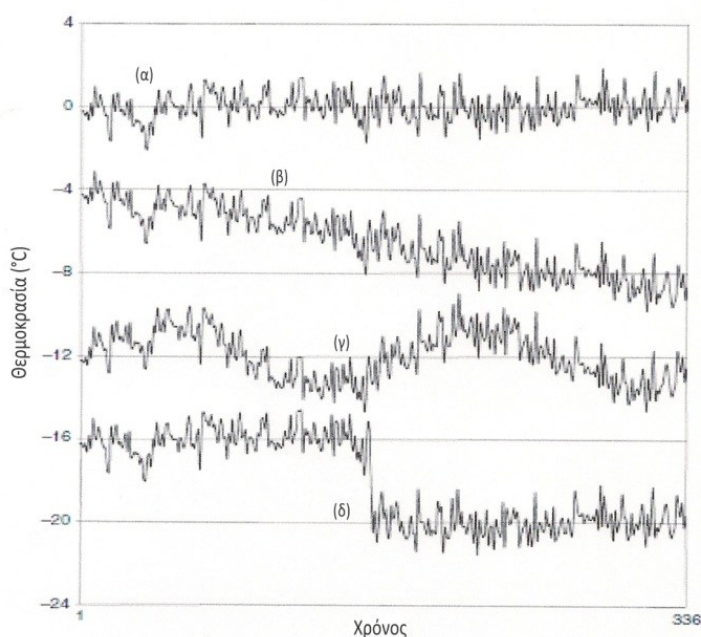
Προαπαιτούμενη γνώση

Προαπαιτούμενη γνώση για το συγκεκριμένο κεφάλαιο θεωρείται η ακτινοβολία στην ατμόσφαιρα ([5^ο Κεφάλαιο](#)).

7. Κλιματική Μεταβλητότητα και Κλιματικά Φαινόμενα

Ως κλιματική μεταβλητότητα χαρακτηρίζεται η διακύμανση των μέσων τιμών (τυπικών αποκλίσεων, ακρότατων τιμών κ.α.) κλιματικών παραμέτρων σε όλες τις χωρικές και χρονικές κλίμακες πέρα από τα τυπικά συστήματα καιρού. Μεταβλητότητα μπορεί να υπάρξει είτε λόγω των φυσικών εσωτερικών διεργασιών στο κλιματικό σύστημα (εσωτερική κλιματική μεταβλητότητα) είτε λόγω φυσικών ή ανθρωπογενών εξωτερικών εξαναγκαστικών μηχανισμών (εξωτερική κλιματική μεταβλητότητα).

Γνωστά παραδείγματα εσωτερικής κλιματικής μεταβλητότητας αποτελούν τα φαινόμενα της Νότιας Ταλάντωσης El Niño (El Niño Southern Oscillation-ENSO) και La Niña, η ταλάντωση του βορείου Ατλαντικού (North Atlantic Oscillation-NAO) και αρκετά άλλα, ειδικά σε αναφορές φαινομένων όπου το όριο μεταξύ εσωτερικών και εξωτερικών διεργασιών είναι σχετικά ασαφές με το κλιματικό σύστημα της Γης να έχει αλλάξει. Παράδειγμα αποτελούν τα επεισόδια Heinrich κατά την τελευταία παγετώδη περίοδο, όπου συμπλέγματα παγόβουνων αποκόπηκαν από τους παγετώνες και κινήθηκαν στον Βόρειο Ατλαντικό Ωκεανό. Η τήξη των τεράστιων ποσοτήτων παγωμένου γλυκού νερού μετέβαλε την πυκνότητα του θαλάσσιου νερού και επέδρασε στην θερμόαλη ωκεάνια κυκλοφορία.



Σχήμα 7.1 Στατιστική αναπαράσταση της κλιματικής μεταβλητότητας (α) και (γ) και της κλιματικής αλλαγής (β) και (δ) με βάση τη χρονική διακύμανση ενός θεμελιώδους κλιματικού μεγέθους (θερμοκρασία).

Υπάρχει όμως διαφορά μεταξύ κλιματικής αλλαγής και μεταβλητότητας; Η απάντηση, όπως αναφέρθηκε, έγκειται στον χρόνο. Για παράδειγμα, οι μεσοπαγετώδεις περίοδοι αν και αποτελούν τα πλέον αντιπροσωπευτικά συμβάντα κλιματικής αλλαγής και που περιγράφονται ως η μεταβολή μεταξύ δυο μακροπρόθεσμων κλιματικών καταστάσεων, εν τούτοις είναι «κυκλικοί» μηχανισμοί. Αυτό που ουσιαστικά εξαιρεί τις συγκεκριμένες περιόδους από άλλες περιπτώσεις κλιματικής μεταβλητότητας είναι τα εκατοντάδες ή χιλιάδες έτη εξέλιξης μέσα στον χρόνο, δεδομένης της ύπαρξης εξωτερικών διαταραχών. Επομένως, όταν γίνεται αναφορά για εσωτερική κλιματική μεταβλητότητα, φαινόμενα όπως το ENSO, το La Niña, το NAO κ.α. μπορούν να είναι αντιπροσωπευτικά, καθώς θεωρούνται φαινόμενα σχετικά μικρής χρονικής κλίμακας μεταβλητότητας. Το κλίμα, τυπικά, ορίζεται από μέσες τιμές για 30 τουλάχιστον έτη. Στην πράξη το κλίμα παρουσιάζει κυμάνσεις σε μεγαλύτερες και μικρότερες χρονικές κλίμακες. Στην κλιματική μεταβλητότητα οι τιμές των παραμέτρων διακυμαίνονται γύρω από μακροχρόνιες και αμετάβλητες μέσες τιμές. Αντιθέτως, διακυμάνσεις που οδηγούν σε αλλαγή της μέσης κλιματικής τιμής και συνεπώς στην κατάσταση του κλίματος, αντιστοιχούν σε κλιματική αλλαγή. Στην κλιματική αλλαγή συμβαίνει μια συνεχής και σε μεγάλο χρονικό διάστημα μεταβολή (είτε αύξηση είτε μείωση) των μέσων καιρικών συνθηκών ή του καιρικού εύρους. Στο [Σχήμα 7.1](#) απεικονίζεται η διαφορά της κλιματικής μεταβλητότητας (α) και (γ) από την κλιματική αλλαγή (β) και (δ).

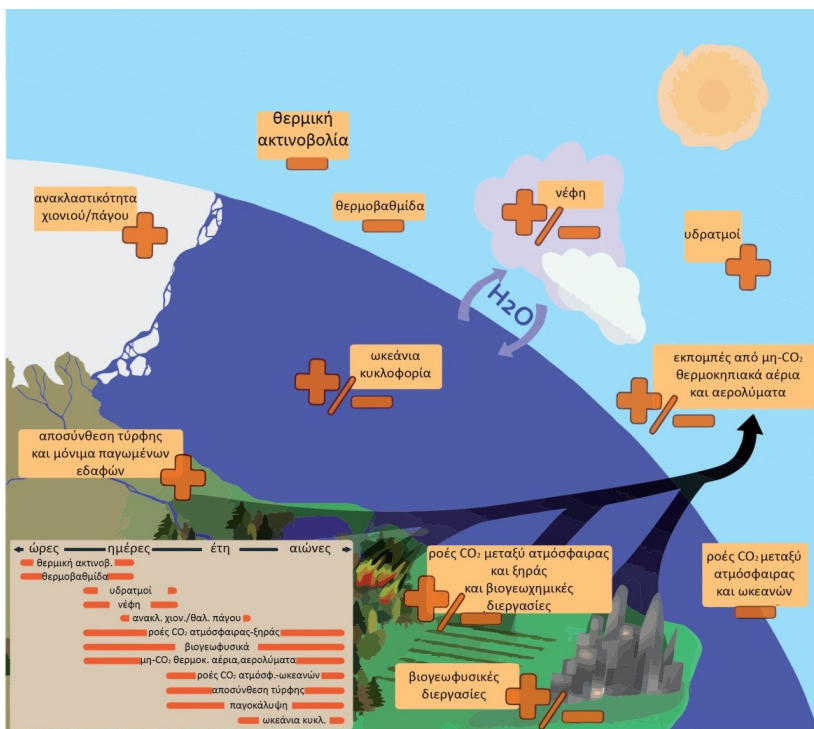
Όπως φαίνεται και στο [Σχήμα 7.2](#), η εσωτερική μεταβλητότητα εξαρτάται από τους εξωτερικούς εξαναγκαστικούς μηχανισμούς. Η εσωτερική μεταβλητότητα ουσιαστικά μεταφέρει ενέργεια, χωρίς να υπάρχει σημαντική «καθαρή» ενεργειακή μεταβολή, μιας και σύμφωνα με τους νόμους της θερμοδυναμικής η ενέργεια ούτε δημιουργείται ούτε καταστρέφεται. Ωστόσο, το κλίμα «εξαναγκάζεται» να αλλάξει σε μακροχρόνια βάση, σε αντίθεση με την εσωτερική μεταβλητότητα η οποία είναι μη εξαναγκασόμενη. Αυτό προκαλείται μέσω αναδράσεων (feedbacks) κατά τις οποίες μία διαταραχή κλιματικής παραμέτρου επιφέρει μεταβολή σε μία άλλη και αυτή, με τη σειρά της, επιφέρει επιπλέον μεταβολή στην αρχική. Κατά την αρνητική ανάδραση (negative feedback) η αρχική διαταραχή εξασθενεί από τις αλλαγές που επιφέρει, ενώ η θετική ανάδραση (positive feedback) δρα ενισχυτικά της διαταραχής.



Σχήμα 7.2 Διαφοροποίηση της εσωτερικής κλιματικής μεταβλητότητας με την επιβολή εξωτερικού εξαναγκασμού.

Υπάρχουν πολλοί μηχανισμοί ανάδρασης στο κλιματικό σύστημα που μπορούν ενισχύσουν (θετική ανάδραση) ή να εξασθενίσουν (αρνητική ανάδραση) τις επιδράσεις μία αλλαγής στο κλίμα. Ένα παράδειγμα ενίσχυσης είναι η ανάδραση των υδρατμών, όπου μία αύξηση της επιφανειακής θερμοκρασίας οδηγεί σε αύξηση της συγκέντρωσης των υδρατμών στην ατμόσφαιρα ([Σχήμα 7.3](#)). Οι υδρατμοί όμως είναι ένα ισχυρό θερμοκηπιακό αέριο και αύξηση της συγκέντρωσής τους ενισχύει το φαινόμενο του θερμοκηπίου και οδηγεί τελικά σε περαιτέρω αύξηση της επιφανειακής θερμοκρασίας. Η ανάδραση της ανακλαστικότητας των παγοκαλυμμένων περιοχών του πλανήτη αποτελεί άλλη μία περίπτωση θετικής ανάδρασης. Η ανακλαστικότητα ελαττώνεται καθώς οι παγοκαλυμμένες περιοχές υψηλής ανακλαστικότητας μειώνονται, λόγω τήξης του πάγου, και στη θέση τους αναδύονται σκουρότερες περιοχές με μεγαλύτερη απορρόφηση της ηλιακής ακτινοβολίας και συνεπώς μεγαλύτερης εκπομπής θερμότητας.

Η σημαντικότερη αρνητική ανάδραση είναι η αυξημένη εκπομπή υπέρυθρης ακτινοβολίας με την αύξηση της επιφανειακής θερμοκρασίας (ανάδραση ακτινοβολίας μελανού σώματος). Οι αναδράσεις που σχετίζονται με την αύξηση του CO₂ και την αύξηση της θερμοκρασίας εμφανίζουν αρνητικές αναδράσεις, όπως της θερμικής ακτινοβολίας, της θερμοβαθμίδας και των ροών εναλλαγής CO₂ στο σύστημα ατμόσφαιρας-ωκεανών, και θετικές αναδράσεις των υδρατμών και της ανακλαστικότητας χιονοκαλυμμένων και παγοκαλυμμένων περιοχών. Κάποιες αναδράσεις μπορεί να είναι θετικές και αρνητικές, όπως των νεφών, των αλλαγών της ωκεάνιας κυκλοφορίας, της εναλλαγής CO₂ μεταξύ ατμόσφαιρας και ξηράς και εκπομπών μη θερμοκηπιακών αερίων και αερολυμάτων από τα φυσικά συστήματα. Κάποιες αναδράσεις εξελίσσονται γρήγορα, σε χρονική κλίμακα ωρών, ενώ κάποιες άλλες σε δεκαετίες ή αιώνες. Υπάρχουν επίσης αναδράσεις με μεγάλο χρονικό εύρος εξέλιξης από μερικές ώρες μέχρι χιλιετίες, όπως το λιώσιμο των πάγων πάνω στην ξηρά.



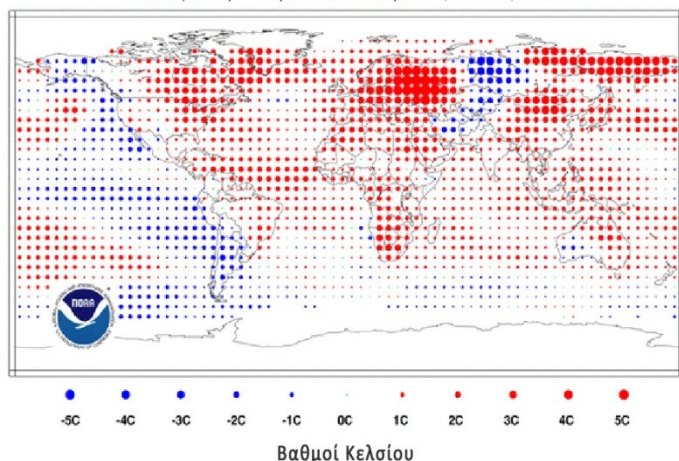
Σχήμα 7.3 Κλιματικές αναδράσεις (θετικές και αρνητικές) και οι χρονικές περίοδοι εξέλιξής τους (τροποποίηση από [IPCC, 2013](#)).

Τα περισσότερα από όσα είναι γνωστά για την κλιματική μεταβλητότητα είναι βασισμένα σε αριθμητικά πειράματα με τη χρήση κλιματικών μοντέλων. Έστω δυο σει πειραμάτων: το ένα με χρήση οριακών συνθηκών (π.χ. επιφανειακή θερμοκρασία θάλασσας, υγρασία εδάφους, κλπ) διακυμαινόμενες ανά έτος με βάση ιστορικά δεδομένα για ένα μεγάλο χρονικό εύρος π.χ. για τον 20^ο αιώνα και το άλλο με οριακές συνθήκες από τις εποχιακές διακυμάνσεις μέσω κλιματολογικών τιμών. Στην πρώτη προσέγγιση η μεταβλητότητα αποδίδεται στις ανά έτος διακυμάνσεις των συνθηκών στις επιφάνειες διεπαφής, ενώ στη δεύτερη προσέγγιση η μεταβλητότητα δημιουργείται αποκλειστικά από δυναμικές διεργασίες μέσα στην ατμόσφαιρα. Μετά από πλήθος προσομοιώσεων προκύπτει ότι η μεταβλητότητα στα τροπικά γεωγραφικά πλάτη σχετίζεται με τις ανά έτος διακυμάνσεις στις επιφάνειες διεπαφής (π.χ. επιφανειακή θερμοκρασία θάλασσας κυρίως σε ότι αφορά στα τροπικά τμήματα των ωκεανών) και με την αλληλεπίδραση μεταξύ των μέσων (π.χ. αλληλεπίδραση θάλασσας - ατμόσφαιρας). Στις πιο ρεαλιστικές προσομοιώσεις οι διακυμάνσεις που αφορούν στα τροπικά κλίματα μοιάζουν πάρα πολύ με τις παρατηρούμενες διακυμάνσεις. Επιπλέον, στα μέσα γεωγραφικά πλάτη, οι αλληλεπιδράσεις μεταξύ των μέσων αλλά και η δυναμική της ατμόσφαιρας συμβάλλουν σημαντικά στην παρατηρούμενη κλιματική μεταβλητότητα, με την επιφανειακή θερμοκρασία της θάλασσας να παίζει τον πρωτεύοντα ρόλο για το χειμερινό κλίμα του Βορείου Ημισφαιρίου. Οι

διακυμάνσεις στην υγρασία και τη βλάστηση του εδάφους συμβάλλουν στην ανά μήνα «εμμονή» των κλιματικών ανωμαλιών. Εμφανίζεται και στη συγκεκριμένη περίπτωση ικανοποιητική συσχέτιση παρατηρούμενων και προσομοιωμένων διακυμάνσεων, αλλά όχι τόσο σημαντική όσο αυτή των τροπικών πλατών. Στο [Σχήμα 7.4](#) παρουσιάζεται δείγμα θερμοκρασιακών ανωμαλιών για τον Ιούλιο του 2010 με βάση την κλιματολογία της περιόδου από το 1971 μέχρι το 2000.

Θερμοκρασιακές Ανωμαλίες για τον Ιούλιο 2010

(για χρονική περίοδο από 1971-2000)
Διεθνές Κέντρο Κλιματικών Δεδομένων/NESDIS/NOOA

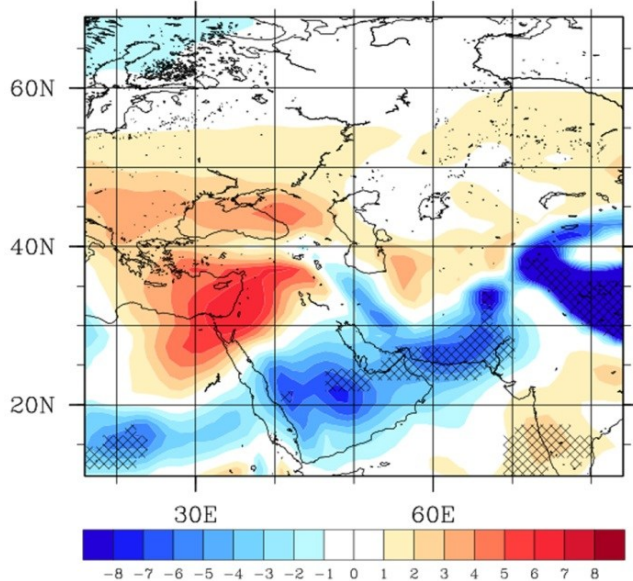


Σχήμα 7.4 Ανωμαλίες θερμοκρασίας για τον Ιούλιο του 2010 (τροποποίηση από National Oceanic and Atmospheric Administration-NOAA).

Οι κλιματικές προσομοιώσεις ευαισθησίας εμφανίζουν περισσότερο στοχαστική προσέγγιση παρά ντετερμινιστική. Βασίζονται, δηλαδή, σε πιθανολογικές προσομοιώσεις (ensemble simulations) κατά τις οποίες το κάθε μέλος (member) μπορεί να εκκινεί από ίδιες ή διαφορετικές (διαταραγμένες) αρχικές συνθήκες, αλλά με ίδιες οριακές συνθήκες, ώστε να αναλυθούν οι δυναμικές αλληλεπιδράσεις μεταξύ των μέσων. Η διαδικασία πιθανολογικής προσομοίωσης περιλαμβάνει διαδοχικές ολοκληρώσεις αριθμητικών μοντέλων περιορισμένης περιοχής ή γενικής κυκλοφορίας εκκινώντας από διαφοροποιημένες αρχικές συνθήκες. Η συγκεκριμένη μεθοδολογία δεν αποτελεί μονοσήμαντα προγνωστική διαδικασία, καθώς οι σχετικές αποκλίσεις των μελών χαρακτηρίζουν την ποιότητα της πρόγνωσης. Συνεπώς το περιορισμένο εύρος ανάμεσα στα προγνωστικά μέλη, κατά την εκτίμηση των μετεωρολογικών μεταβλητών, αποτελεί ένδειξη ισχυρής προγνωστικής ικανότητας. Αντίστοιχη μεθοδολογία ακολουθείται για εποχιακές ή γενικότερα ενδοετήσιες προσομοιώσεις. Οι [Katsafados et al. \(2014\)](#) πραγματοποίησαν πιθανολογικές προσομοιώσεις για τη μελέτη μίας μεγάλης κλίμακας ατμοσφαιρικής διαταραχής, τη θερμή εισβολή στη Ρωσία το καλοκαίρι του 2010. Οι προσομοιώσεις βασίστηκαν στη μέθοδο LAF (Lagged Average Forecast) που προτάθηκε από τους [Hoffman και Kalnay \(1983\)](#). Με βάση τη συγκεκριμένη μέθοδο, προγνώσεις που εκκινούν από επιτυχημένους κύκλους αφομοίωσης δεδομένων (data assimilation cycles) τείνουν να αποκλίνουν με ρυθμό μικρότερο, αλλά συγκρίσιμο, από το πραγματικό σφάλμα ([Lorenz, 1982](#)). Η διαφοροποίηση ανάμεσα στην ανάλυση και στην ιδιαίτερα περιορισμένης χρονικής έκτασης πρόγνωση (very-short-range forecast) μπορεί, συνεπώς, να θεωρηθεί ως αναπτυσσόμενη διατάραξη στο πεδίο των αρχικών συνθηκών. Με βάση τη συγκεκριμένη θεώρηση η πιθανολογική πρόγνωση LAF αποτελείται από προγνώσεις που εκκινούν από διαδοχικές αναλύσεις, όπου η κάθε ανάλυση θεωρείται διαταραχή της προηγούμενης. Για τον προσδιορισμό των εκτιμώμενων θερμοκρασιακών ανωμαλιών στην περίπτωση μελέτης του καύσωνα της Ρωσίας οι μηνιαίες μέσες τιμές από τα αποτελέσματα των προσομοιώσεων συγκρίνονται με την αντίστοιχη κλιματολογία 30 ετών (1971-2000), που διατίθεται από τα κέντρα NCEP και NCAR ([Kalnay et al., 1996](#)). Στο [Σχήμα 7.5](#) απεικονίζεται η χωρική κατανομή των μέσων μηνιαίων θερμοκρασιακών ανωμαλιών στα 850 hPa για τον Αύγουστο 2010, με αρχικές συνθήκες για τα 31 μέλη από 1-31 Ιανουαρίου 2010. Για τον προσδιορισμό της αβεβαιότητας κάθε μέλους έχουν χρησιμοποιηθεί τα διαγράμματα spaghetti ([Σχήμα 7.6](#)).

Θερμοκρασιακές Ανωμαλίες (Κ) στα 850 hPa

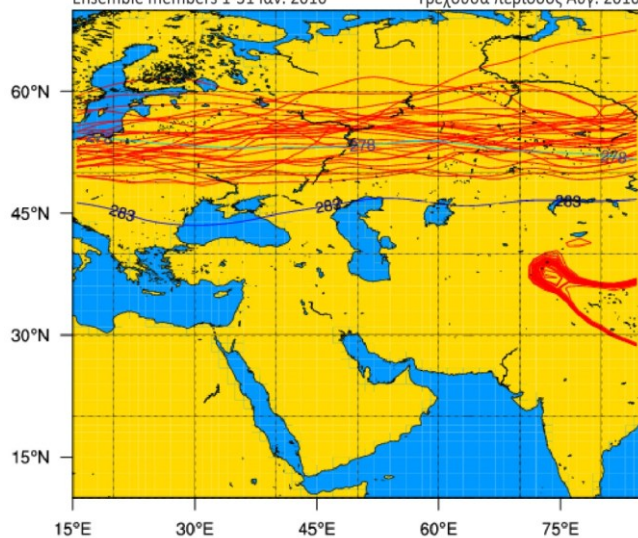
Ensemble members 1-31 Ιαν. 2010 Τρέχουσα περίοδος Αυγ. 2010



Σχήμα 7.5 Μέσες μηνιαίες θερμοκρασιακές ανωμαλίες στα 850 hPa των μελών με εκκίνηση 1-31 Ιανουαρίου 2010 για τον Αύγουστο 2010. Οι σκιαγραφημένες περιοχές αντιστοιχούν σε υπέρβαση κατά 95% του διαστήματος εμπιστοσύνης (τροποποίηση από [Katsafados et al., 2014](#)).

Διάγραμμα spaghetti της θερμοκρασίας (Κ) στα 850 hPa

Ensemble members 1-31 Ιαν. 2010 Τρέχουσα περίοδος Αυγ. 2010



Σχήμα 7.6 Ισόθερμες τύπου spaghetti στα 850 hPa των μελών με εκκίνηση 1-31 Ιανουαρίου 2010 για τον Αύγουστο 2010. Οι κόκκινες ισόθερμες αντιστοιχούν στα μέλη, η μπλε καμπύλη στην ισόθερμη των 283 °Κ και η κρινή καμπύλη στην ισόθερμη των 278 °Κ από τις κλιματολογικές τιμές της βάσης δεδομένων NCEP/NCAR (τροποποίηση από [Katsafados et al., 2014](#)).

7.1. Νότια Ταλάντωση El Niño (ENSO)

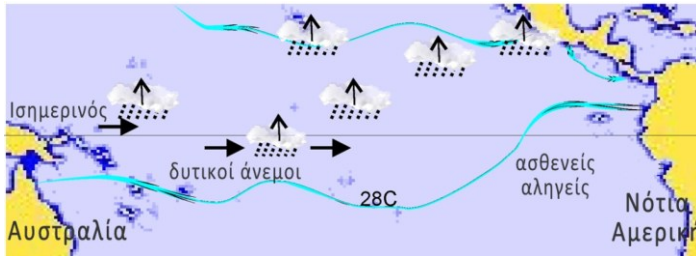
Η νότια ταλάντωση El Niño (El Niño Southern Oscillation-ENSO) είναι το όνομα που δίνεται στην περιστασιακή ανάπτυξη των θερμών ωκεάνιων υδάτων επιφάνειας κατά μήκος των ακτών του Ισημερινού και του Περού. Το ENSO εμφανίζεται ως η σημαντικότερη ωκεάνια κύμανση με περίοδο από δύο έως επτά έτη στις ισημερινές περιοχές του Ειρηνικού Ωκεανού. Στη συγκεκριμένη περιοχή η ωκεάνια κυκλοφορία επηρεάζεται κυρίως από ανατολικών διευθύνσεων ζωνικούς (αληγείς) ανέμους. Ανάλογη διεύθυνση παρουσιάζουν τα ωκεάνια ρεύματα με ταχύτητα διάδοσης $10-30 \text{ cm s}^{-1}$. Στην πραγματικότητα, οι αληγείς άνεμοι στην περιοχή αναπτύσσονται από ΝΑ διευθύνσεις στο Νότιο Ημισφαίριο και από ΒΑ διευθύνσεις στο Βόρειο Ημισφαίριο, δημιουργώντας περιορισμένη ζώνη σύγκλισης στις 5°N περίπου. Οι συγκεκριμένες ροές υπόκεινται σε εποχιακή μεταβλητότητα επηρεάζοντας ανάλογα και την ωκεάνια κυκλοφορία. Η δράση των αληγών ανέμων στις ισημερινές περιοχές του Ειρηνικού συνεπάγεται μετάβαση σχετικά θερμότερων υδάτινων μαζών ($28-29^\circ\text{C}$) προς τα δυτικά σε συνδυασμό με την άνοδο ψυχρότερων υδάτων ($22-24^\circ\text{C}$) στα ανατολικά, αναπτύσσοντας ισχυρή θερμική βαθμίδα ανάμεσα στις δύο περιοχές. Η συγκεκριμένη διαδικασία εντάσσεται στο πλαίσιο της φυσιολογικής εξέλιξης του συστήματος και συνδυάζεται με άνοδο του επιπέδου της στάθμης θάλασσας στα δυτικά κατά 50 cm . Κατά τη διάρκεια απουσίας El Niño, η επιφανειακή θερμοκρασία θάλασσας στον τροπικό Ειρηνικό κυμαίνεται μεταξύ 6°C και 8°C υψηλότερα στα δυτικά απ' ότι στα ανατολικά. Αυτή η διαφορά θερμοκρασίας προκαλείται κυρίως από τους ανατολικούς αληγείς ανέμους, οι οποίοι μεταφέρουν το θερμό επιφανειακό νερό κατά μήκος του τροπικού Ειρηνικού από την ανατολή (Νότια Αμερική) προς τη δύση (Αυστραλία). Το νερό της επιφάνειας γίνεται σταδιακά θερμότερο, καθώς κινείται προς τα δυτικά, με αποτέλεσμα η επιφάνεια των υδάτων του ωκεανού να είναι περίπου $0,5 \text{ m}$ υψηλότερα στην Ινδονησία απ' ότι στον Ισημερινό. Εξαιτίας αυτής της διαφοράς στο ύψος της επιφάνειας της θάλασσας, το νερό αναβλύζει από πιο μεγάλα βάθη του ωκεανού ανατολικά, ως εξισορρόπηση της διαφοράς ύψους. Αυτό το δροσερό, πλούσιο σε θρεπτικά στοιχεία θαλάσσιο νερό είναι πολύ σημαντικό για την αλιεία.

Προς τα τέλη συγκεκριμένων ετών (συνήθως Δεκέμβριο) παρατηρείται εξασθένηση των αληγών ανέμων, επιφέροντας με αυτόν τον τρόπο διατάραξη της ισορροπίας του συστήματος. Τότε, σημαντικές ποσότητες σχετικά θερμότερου νερού μετακινούνται προς τις κεντρικές και ανατολικές ισημερινές περιοχές του Ειρηνικού Ωκεανού και συνδυάζονται με την ανάπτυξη του φαινομένου ENSO. Κατά τη διάρκεια αυτών των περιόδων οι εξασθενημένοι αληγείς άνεμοι μειώνουν τη ροή του ύδατος από τα ανατολικά (Νότια Αμερική) προς τα δυτικά (Αυστραλία) και λιγότερες ποσότητες ψυχρών υδάτων πλούσιων σε θρεπτικά συστατικά αναβλύζουν από τα μεγάλα βάθη στην επιφάνεια της θάλασσας κατά μήκος της ακτής της Νότιας Αμερικής. Έτσι τα ύδατα της επιφάνειας είναι θερμότερα από το κανονικό και περιέχουν λιγότερες θρεπτικές ουσίες με αποτέλεσμα την εμφάνιση σημαντικής μείωσης της θαλάσσιας πανίδας, καθώς και της υδρόβιας χλωρίδας. Επιπλέον, το θερμότερο από το κανονικό νερό ενισχύει την ατμοσφαιρική αστάθεια επηρεάζοντας τις βροχοπτώσεις και τις ατμοσφαιρικές συνθήκες σε τοπικό και παγκόσμιο επίπεδο.

Οι διαταραχές που εντοπίζονται στους τροπικούς προέρχονται κυρίως από διάδοση ωκεάνιων κυματισμών ανάμεσα στις δυτικές και ανατολικές περιοχές. Στον Ισημερινό επικρατούν οι κυματισμοί Kelvin, οι οποίοι διαδίδονται προς τα ανατολικά, και οι κυματισμοί Rossby, οι οποίοι αναπτύσσονται και εγκλωβίζονται κατά μήκος του Ισημερινού και εξασθενούν καθώς απομακρύνονται από αυτόν. Η παγίδευση των συγκεκριμένων κυματισμών γύρω από τον Ισημερινό οφείλεται στην γρήγορη αύξηση της επίδρασης της δύναμης Coriolis καθώς απομακρύνονται από εκεί. Ειδικότερα, οι κυματισμοί Kelvin εξισορροπούν τη δύναμη Coriolis στο Βόρειο και Νότιο Ημισφαίριο και γι' αυτό διαδίδονται πάντα προς τα ανατολικά και πάνω στον Ισημερινό, ενώ τα κύματα Rossby εξισορροπούν τον δυνητικό στροβιλισμό και μετακινούνται με το θερμοκλινές του ωκεανού.

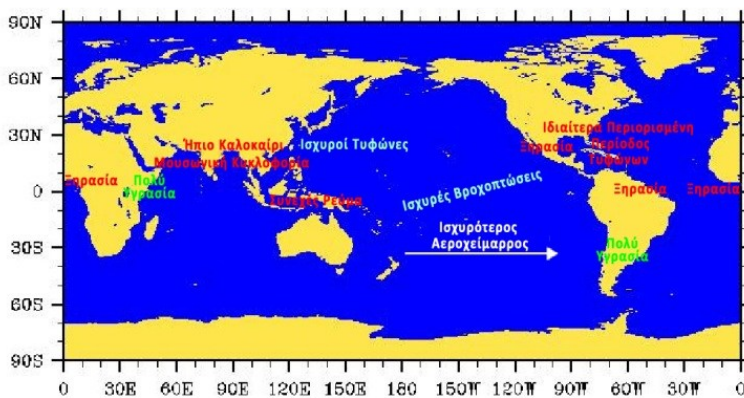
Σε περιπτώσεις ENSO αναπτύσσονται κυματισμοί Kelvin ιδιαίτερα χαμηλών συχνοτήτων κατά μήκος του Ισημερινού και προς τις ακτές της Νοτίου Αμερικής με επιφανειακή ταχύτητα διάδοσης περίπου $2,5 \text{ m s}^{-1}$. Οι συγκεκριμένοι κυματισμοί ανακλώμενοι λαμβάνουν ΒΔ και ΝΔ διευθύνσεις υπό μορφή κυματισμών Rossby με αντίστοιχη ταχύτητα διάδοσης 1 m s^{-1} . Το έτος 1997 παρατηρήθηκε ανάπτυξη του φαινομένου ENSO η ένταση του οποίου θεωρήθηκε ιδιαίτερα σημαντική και ανάλογη της περιόδου 1982-1983. Το αρχικό σήμα ανάπτυξης του φαινομένου εντοπίστηκε τον Απρίλιο του 1997, όταν κυματισμοί τύπου Kelvin ώθησαν τη μετάβαση θερμότερων υδάτων προς τα ανατολικά, δημιουργώντας θετική θερμοκρασιακή ανωμαλία στην επιφάνεια του ωκεανού, η οποία επεκτάθηκε στο σύνολο της ζώνης των τροπικών ([Σχήμα 7.7](#)). Η συγκεκριμένη διαταραχή επέφερε αρχικά την άνοδο της στάθμης θάλασσας κατά 10 cm στις ακτές της

Νοτίου Αμερικής (Slingo, 1998). Το φαινόμενο ενισχύθηκε τους επόμενους μήνες και παρουσίασε μέγιστη ένταση κατά την περίοδο Νοεμβρίου-Δεκεμβρίου 1997. Το διάστημα προς το τέλος του έτους θερμότερες υδάτινες μάζες (4-5 °C άνω της μέσης κλιματικής τιμής) συσσωρεύτηκαν στις ανατολικές περιοχές σε συνδυασμό με άνοδο της μέσης στάθμης θάλασσας κατά 20 cm, εμποδίζοντας τη φυσιολογική διαδικασία ανόδου ψυχρότερων υδάτων στην περιοχή (φαινόμενο upwelling). Το θερμοκλινές περιορίστηκε σημαντικά στα ανατολικά και αναπτύχθηκε στα δυτικά, όπου σχετικά ψυχρότερες υδάτινες μάζες αντικατέστησαν τις θερμότερες μειώνοντας τη μέση στάθμη θάλασσας κατά 20 cm (Kessler et al., 1995).



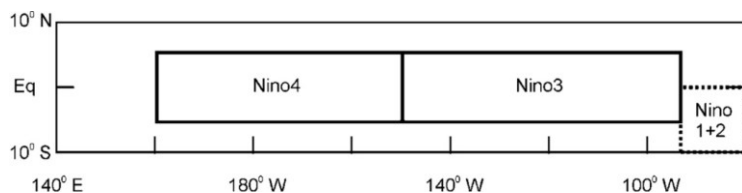
Σχήμα 7.7 Σχηματική αναπαράσταση του φαινομένου ENSO, το οποίο συνδυάζεται με εξασθένηση των αληγών ανέμων κατά μήκος του Ισημερινού και εμφάνιση ισχυρών ζωνών σύγκλισης (τροποποίηση από [Katsafados, 2003](#)).

Τη συγκεκριμένη περίοδο, το σύνολο του κλιματικού συστήματος είχε διαταραχθεί λόγω της εναλλαγής ιδιαίτερα σημαντικών ποσοτήτων ενέργειας ανάμεσα στον ωκεανό και την ατμόσφαιρα. Η διαταραχή του συστήματος εκφράστηκε με σημαντική ελάττωση των βροχοπτώσεων και εμφάνιση περιόδων ξηρασίας στις δυτικές περιοχές, καθώς και με ανάλογη ενίσχυση της υγρασίας και των βροχοπτώσεων στις δυτικές ακτές της Νοτίου Αμερικής. Οι εκτεταμένες βροχοπτώσεις συνδυάστηκαν με ανάπτυξη ισχυρών κυκλωνικών σχηματισμών στις περιοχές ζωνών σύγκλισης, με αποτέλεσμα την ύπαρξη θυμάτων και καταστροφών που εκτιμούνται σε δισεκατομμύρια δολάρια. Κατά τη διάρκεια του έτους 1997 η μέση παγκόσμια θερμοκρασία ωκεάνιων και χερσαίων επιφανειών εκτιμήθηκε κατά 0,44 °C υψηλότερη από την αντίστοιχη μέση κλιματική της περιόδου 1961-1990. Η προηγούμενη μέγιστη θερμοκρασιακή ανωμαλία ανιχνεύθηκε το 1995 με απόκλιση +0,38 °C. Αν και οι περιοχές που επηρεάζονται άμεσα από το ENSO εντοπίζονται στους τροπικούς του Ειρηνικού, πλήθος άλλων περιοχών φαίνεται να υπόκεινται στις επιδράσεις του φαινομένου. Περιοχές της Νότιας Αμερικής, όπως η Χιλή και η Αργεντινή, εμφάνισαν ιδιαίτερα υψηλά ποσά βροχοπτώσεων κατά το διάστημα Ιουνίου-Δεκεμβρίου 1997. Ανάλογα, ισχυρές βροχοπτώσεις παρατηρήθηκαν σε περιοχές της Ανατολικής Αφρικής, όπως στην Κένυα και τη Σομαλία. Στις ανατολικές ακτές της Κεντρικής και Νοτίου Αμερικής εντοπίστηκε εκτεταμένη περίοδος ανομβρίας, όπως επίσης και στις βόρειες περιοχές της Αυστραλίας και της Ινδονησίας ([Σχήμα 7.8](#)).



Σχήμα 7.8 Σχηματική αναπαράσταση των σημαντικότερων επιδράσεων του φαινομένου ENSO κατά τη διάρκεια της περιόδου Ιούνιος-Δεκέμβριος 1997 (τροποποίηση από [Katsafados, 2003](#)).

Η εξασθένηση της μουσωνικής κυκλοφορίας στη ΝΑ Ασία τη συγκεκριμένη περίοδο φαίνεται επίσης να προέρχεται από την επίδραση του ENSO. Η εμφάνιση του φαινομένου συνδυάζεται με την παρουσία διαφοροποιημένων χαρακτηριστικών του που σχετίζονται με τη διάρκεια (1-2 έτη) ανάπτυξης του, την ένταση και τη συχνότητα του (2-7 έτη). Για τη μελέτη του φαινομένου έχουν αναπτυχθεί πλήθος δεικτών, όπως ο δείκτης νότιας ταλάντωσης (Southern Oscillation Index), ο δείκτης πολλαπλών μεταβλητών (Multivariate ENSO index) και ο πλέον διαδεδομένος, ο δείκτης θερμοκρασιακών ανωμαλιών της επιφάνειας θάλασσας στην περιοχή που χαρακτηρίζεται Niño3.4 (Σχήμα 7.9).

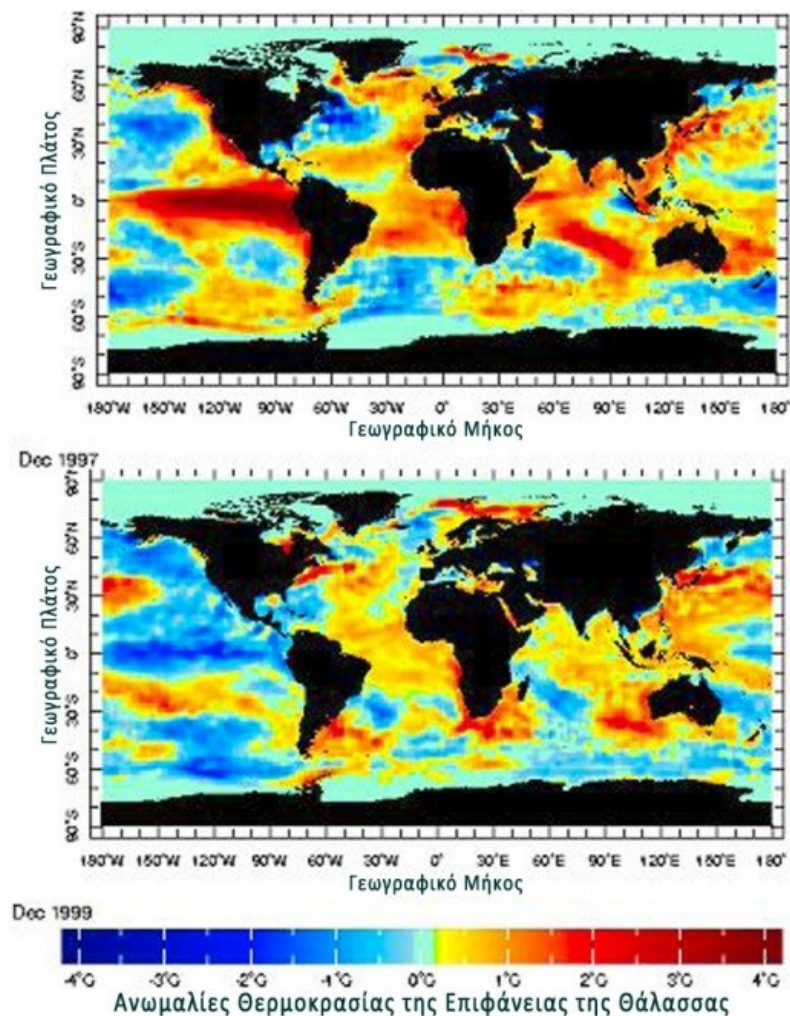


Σχήμα 7.9 Προσδιορισμός περιοχών που χαρακτηρίζονται από την επίδραση του φαινομένου ENSO. Οι περιοχές διακρίνονται σε Niño 1+2 (0°S-10°S, 90°W-70°W,), σε Niño 3 (5°N-5°S, 150°W-90°W) και σε Niño 4 (5°N-5°N, 160°E-160°W).

Το ENSO προκαλεί πλημμύρες κατά μήκος της βορειοδυτικής Νότιας Αμερικής και ξηρασίες στην Αυστραλία και την Ινδονησία. Σημαντικές, αλλά μικρότερες επιπτώσεις, γίνονται αισθητές και αλλού, στις χειμερινές θερμοκρασίες της Βόρειας Αμερικής και στην βροχόπτωση της ΒΔ Ευρώπης. Η θέρμανση των επιφανειακών υδάτων αποκόπτει τη συνηθισμένη άνοδο ψυχρότερων υδάτων, με πλούσια θρεπτικά συστατικά προερχόμενα από τα μεγάλα ωκεάνια βάθη, με αποτέλεσμα την πτώση αλιείας και επομένως οικονομική καταστροφή των ψαράδων. Το ENSO εμφανίζεται κανονικά περίπου τα Χριστούγεννα και διαρκεί συνήθως από μερικές εβδομάδες μέχρι μερικούς μήνες. Μερικές φορές ένα εξαιρετικά θερμό γεγονός μπορεί να αναπτυχθεί και να διαρκεί για πολύ περισσότερο χρονικό διάστημα από τις συνηθισμένες χρονικές περιόδους. Τη δεκαετία του 1990, ισχυρό ENSO αναπτύχθηκε το 1991 με διάρκεια έως το 1995, και από το φθινόπωρο του 1997 έως την άνοιξη του 1998. Πριν από τη δεκαετία του 1980 και τη δεκαετία του 1990, ισχυρά φαινόμενα ENSO εμφανίζονταν κατά μέσον όρο κάθε 10 με 20 έτη. Στις αρχές της δεκαετίας του 1980 εμφανίστηκαν για πρώτη φορά μια σειρά έντονων φαινομένων. Το ENSO του 1982-83 έφερε την ακραία θέρμανση στον Ισημερινό Ειρηνικό. Οι θερμοκρασίες της επιφάνειας της θάλασσας σε μερικές περιοχές του Ειρηνικού Ωκεανού αυξήθηκαν κατά 6 °C πάνω από τις κανονικές θερμοκρασίες. Το ENSO του 1982-83 είχε επίσης επίδραση στον καιρό της ισημερινής περιοχής του Ειρηνικού, αλλά και σε παγκόσμιο επίπεδο. Φαινόμενα ξηρασίας εμφανίστηκαν στην Αυστραλία, την Ινδονησία, την Ινδία και τη Νότια Αφρική. Έντονες βροχοπτώσεις έπληξαν την Καλιφόρνια, τον Ισημερινό, και τον Κόλπο του Μεξικού. Σύμφωνα με την επιστημονική βιβλιογραφία δεν υπάρχει τεκμηριωμένη απόδειξη ότι το ENSO επηρεάζει άμεσα τις καιρικές ή τις κλιματικές συνθήκες στην Ανατολική Μεσόγειο (Katsafados et al., 2005).

Η Νότια Ωκεάνια Ταλάντωση αποτελείται από δύο φάσεις, το El Niño και τη La Niña. Οι διαφορετικές τιμές θερμοκρασίας και βροχοπτώσεων έχουν καταγραφεί κατά τη διάρκεια των γεγονότων El Niño και La Niña, όχι μόνο στον τροπικό Ειρηνικό, αλλά και στις πιο απομακρυσμένες περιοχές του πλανήτη συμπεριλαμβανομένων των βόρειων γεωγραφικών πλατών. Οι συγκεκριμένες μεταβολές μπορεί να εμφανίσουν ακραία πλημμυρικά φαινόμενα και ξηρασίες. Κατά τη διάρκεια των φαινομένων El Niño, οι θερμοκρασίες στον Ανατολικό Ειρηνικό (Περού, Χιλή) αυξάνονται μαζί με τα ποσοστά εξάτμισης, ενώ στη δυτική πλευρά του Ειρηνικού (Αυστραλία, Φιλιπίνες, ΝΑ Ασία) τα ποσοστά αυτά είναι πολύ χαμηλότερα από τις μέσες τιμές βροχοπτώσεων. Αντίθετα, κατά τη διάρκεια της φάσης La Niña, τα θαλάσσια ρεύματα γίνονται ασυνήθιστα ψυχρά με σχετικά ξηρές συνθήκες να επανέρχονται στις παράκτιες περιοχές του Περού και συχνές πλημμύρες να πλήττουν την Ανατολική Αυστραλία. Προκειμένου να γίνει κατανοητό εάν βρίσκεται σε εξέλιξη ανάπτυξη El Niño, La Niña ή επικρατεί ένα ουδέτερο στάδιο και ποιά είναι η εκτιμώμενη έντασή τους, χρησιμοποιούνται διαφορετικοί δείκτες με βάση τις διαφορές στην επιφανειακή θερμοκρασία θάλασσας (ΕΘΘ) κατά μήκος του τροπικού Ειρηνικού Ωκεανού ή με βάση τις διαφορές στην

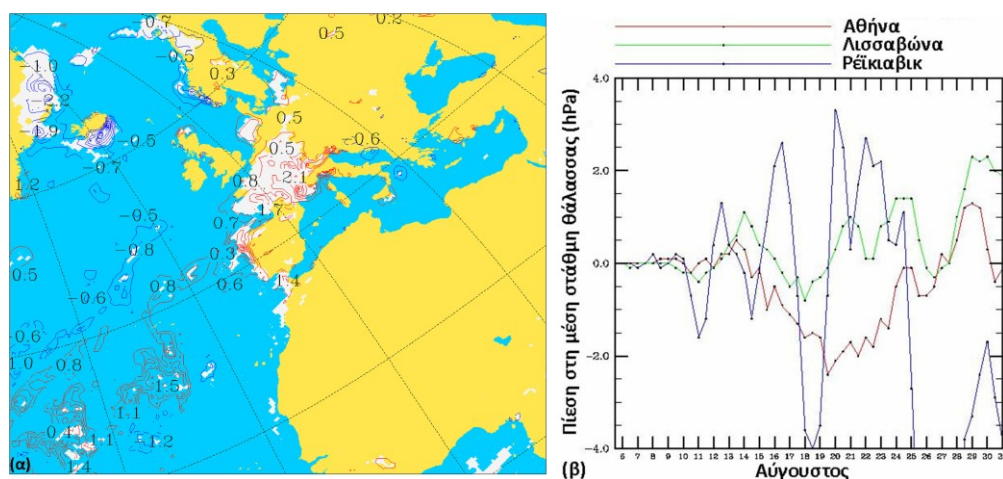
βαρομετρική πίεση μεταξύ των ανατολικών και δυτικών ακτών του Νότιου Ειρηνικού (Σχήμα 7.10). Ο Δείκτης Νότιας Ταλάντωσης μετρά τη διαφορά της μέσης βαρομετρικής πίεσης στη θαλάσσια επιφάνεια μεταξύ της Ταϊτής και του Darwin της Αυστραλίας. Το El Niño συνδέεται με έντονο αρνητικό δείκτη για αρκετούς μήνες, ενώ η φάση La Niña με έντονα θετικό. Η La Niña χαρακτηρίζεται από δροσερότερες από τις κανονικές ΕΘΘ στον κεντρικό και ανατολικό τροπικό Ειρηνικό Ωκεανό. Κατά τη διάρκεια της La Niña οι ανατολικοί αληγείς άνεμοι ενισχύονται και συνδυάζονται με ανάβλυση ψυχρών υδάτων από τα μεγάλα βάθη του ωκεανού κατά μήκος του Ισημερινού και της δυτικής ακτής της Νότιας Αμερικής. Παρατηρείται πτώση της ΕΘΘ κατά 4 °C κάτω από τη μέση κλιματική τιμή. Το γεγονός αυτό ονομάζεται αντι-El Niño, ή απλά «ψυχρό επεισόδιο». Οι συνθήκες La Niña καθιστούν την ατμόσφαιρα ευσταθή και τείνουν να προκαλέσουν αντίθετες κλιματολογικές επιδράσεις από το El Niño. Τα γεγονότα La Niña εμφανίζονται κατά το ήμισυ της συχνότητας εμφάνισης του El Niño. Μεταξύ του 1950 και του 1997 γεγονότα El Niño εμφανίστηκαν στο 31% του χρονικού διαστήματος, γεγονότα La Niña εμφανίστηκαν στο 23% του χρόνου, ενώ κανονικές συνθήκες παρατηρήθηκαν περίπου στο 46% της συγκεκριμένης χρονικής περιόδου. Τα γεγονότα El Niño και La Niña εμφανίζονται, κατά μέσον όρο, κάθε 3 έως 5 έτη, ενώ το χρονικό διάστημα μεταξύ των γεγονότων ποικίλει από 2 έως 7 έτη. Από το 1975, γεγονότα La Niña έχουν εμφανισθεί μόνο κατά το ήμισυ της συχνότητας εμφάνισης των γεγονότων El Niño. Ένα γεγονός La Niña μπορεί, αλλά όχι πάντα, να ακολουθεί ένα γεγονός El Niño. Οι συνθήκες La Niña διαρκούν συνήθως 9-12 μήνες, αλλά μερικά επεισόδια μπορούν να εμμείνουν για χρονικό διάστημα έως δύο ετών. Τα γεγονότα La Niña δεν έχουν δυσμενείς επιπτώσεις στην αλιεία, όπως το El Niño, αλλά και τα δύο επηρεάζουν το παγκόσμιο κλίμα.



Σχήμα 7.10 Μηνιαίες ανωμαλίες της θερμοκρασίας σε βαθμούς Κελσίου της επιφάνειας της θάλασσας τον Δεκέμβριο 1997 και τον Δεκέμβριο 1999 κατά τη διάρκεια των επεισοδίων El Niño (επάνω) και La Niña(κάτω) (τροποποίηση από NOAA-NCEP).

7.1.1. Η επίδραση του El Niño στην Ευρώπη και τη Μεσόγειο

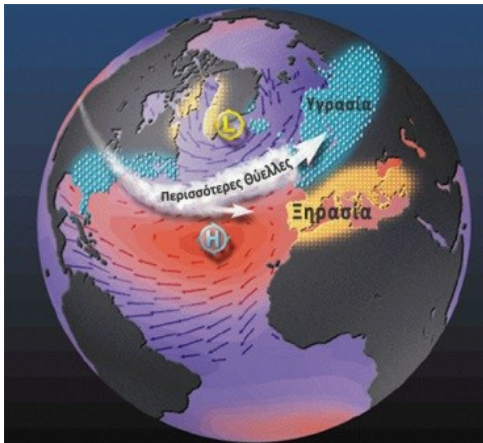
Παρατηρησιακά και αριθμητικά πειράματα έχουν προσδιορίσει περιοχές ανά τον κόσμο όπου οι ατμοσφαιρικές συνθήκες επηρεάζονται από τις ανωμαλίες της επιφανειακής θερμοκρασίας θάλασσας της τροπικής ζώνης του Ειρηνικού. Σύμφωνα με τους [Katsafados et al. \(2005\)](#) οι ατμοσφαιρικές συνθήκες πάνω από την Ευρώπη και τη Μεσόγειο φαίνεται να επηρεάζονται από την τροπική ζώνη του Ειρηνικού Ωκεανού. Οι προσομοιώσεις υψηλής και χαμηλής ανάλυσης που πραγματοποίησαν την περίοδο μέγιστης ισχύος φαινομένου El Niño, 1 Αυγούστου έως 31 Οκτωβρίου 1997, κατέδειξαν επίδραση του φαινομένου στην ατμοσφαιρική κυκλοφορία πάνω από την Ευρώπη και τη Μεσόγειο. Ιδιαίτερα οι προσομοιώσεις υψηλής οριζόντιας ανάλυσης ($0,25^\circ \times 0,25^\circ$) εμφάνισαν σημαντικές διαφορές στον ρυθμό βροχόπτωσης, οι οποίες μπορούν να θεωρηθούν αντιπροσωπευτικές μιας ευρείας δυναμικής απόκρισης, στατιστικά σημαντικής πάνω από την Ευρώπη ([Σχήμα 7.11α](#)). Τα συγκεκριμένα αποτελέσματα δείχνουν ότι οι περιοχές μεταξύ του χαμηλού της Ισλανδίας και του αντικυκλώνα των Αζορών, επηρεάζονται σημαντικά από διαταραχές της επιφανειακής θερμοκρασίας θάλασσας της τροπικής ζώνης του Ειρηνικού. Σημαντική, επίσης, είναι η απόκριση της πίεσης στη μέση στάθμη θάλασσας σε απομακρυσμένες περιοχές, όπως το Ρέικιαβικ, υποδηλώνοντας εξάρτηση του χαμηλού της Ισλανδίας από το El Niño. Η Λισσαβόνα και η Αθήνα εμφανίζουν μικρότερες αποκλίσεις του εύρους της πίεσης με περίπου τέσσερις ημέρες καθυστέρηση σε σχέση με το Ρέικιαβικ ([Σχήμα 7.11β](#)).



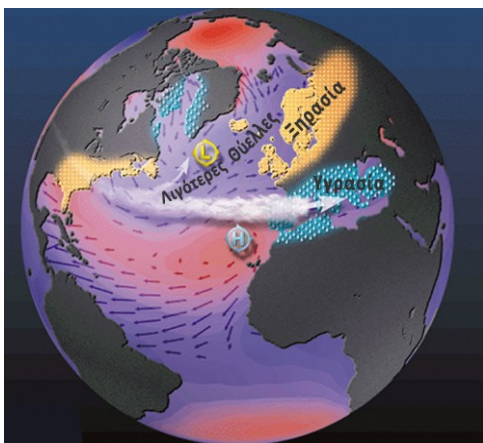
Σχήμα 7.11 α) Μέσες μηνιαίες διαφορές ρυθμού βροχόπτωσης για τον Οκτώβριο του 1997, β) μεταβολή της ατμοσφαιρικής πίεσης στη μέση στάθμη θάλασσας για την Αθήνα, τη Λισσαβόνα και το Ρέικιαβικ τον Αύγουστο 1997 (τροποποίηση από [Katsafados et al., 2005](#)).

7.2. Ταλάντωση Βόρειου Ατλαντικού

Όπως η νότια ταλάντωση, υπάρχει ένα παρόμοιο πρότυπο καιρού στο Βόρειο Ημισφαίριο. Η ταλάντωση του Βόρειου Ατλαντικού αποτελεί έναν βασικό φυσικό παράγοντα που επηρεάζει τις κλιματικές συνθήκες στο Βόρειο Ατλαντικό και στις περιοχές της Μεσογείου, ιδιαίτερα κατά τη διάρκεια του χειμώνα. Ο δείκτης της ταλάντωσης του Βόρειου Ατλαντικού (North Atlantic Oscillation-NAO) προκύπτει από τη μεταβολή των σχετικών πιέσεων στη μέση στάθμη θάλασσας μεταξύ Ισλανδίας και Αζορών και αποτελεί βασικό παράγοντα που επηρεάζει τα πρότυπα καιρού της Ευρώπης και της Μεσογείου. Ο όρος εισήχθη από τον Gilbert Walker το 1924.



Σχήμα 7.12 Ο θετικός δείκτης NAO.



Σχήμα 7.13 Ο αρνητικός δείκτης NAO.

Στο [Σχήμα 7.12](#) απεικονίζεται ο θετικός δείκτης NAO, που υποδηλώνει ισχυρό υποτροπικό κέντρο υψηλών πιέσεων στον Ατλαντικό και βαθύτερη του κανονικού περιοχή χαμηλών πιέσεων στην Ισλανδία. Η αύξηση της διαφοράς πίεσης επιφέρει μεταφορά της τροχιάς των υφέσεων του Ατλαντικού σε μεγαλύτερα γεωγραφικά πλάτη και ενίσχυση της ξηρασίας στη Μεσόγειο. Αρνητικός δείκτης NAO υποδηλώνει ασθενές υποτροπικό κέντρο υψηλών πιέσεων στον Ατλαντικό και αβαθή περιοχή χαμηλών πιέσεων στην Ισλανδία. Η μείωση της βαθμίδας πίεσης επιφέρει ασθενή κυκλωνική κυκλοφορία στον Ατλαντικό και μεταφορά της τροχιάς των υφέσεων του Ατλαντικού προς τη Μεσόγειο ([Σχήμα 7.13](#)). Έχει αποδειχθεί ότι το NAO είναι ο κύριος παράγοντας που επηρεάζει τα πρότυπα των χειμερινών βροχοπτώσεων και της θερμοκρασίας πάνω από την περιοχή της Μεσογείου. Αλλά δεν μπορούν να εξηγηθούν όλες οι μεταβολές στο κλίμα της Μεσογείου από το NAO και το ENSO. Άλλα παγκόσμια φαινόμενα κλίματος μπορούν επίσης να είναι υπεύθυνα. Η ένταση της μουssonικής δραστηριότητας στην Ασία και το ποσό των βροχοπτώσεων στην υποσαχάρια Αφρική (Sahel) μπορεί να επηρεάσουν το κλίμα της Μεσογείου. Οι διαφορές στην ατμοσφαιρική πίεση μεταξύ των ανατολικών και δυτικών λεκανών της Μεσογείου ρυθμίζουν τη Μεσογειακή ταλάντωση, η οποία διαμορφώνει την ατμοσφαιρική κυκλοφορία στην περιοχή.

7.3. Κλιματολογία των κυκλώνων στη Μεσόγειο

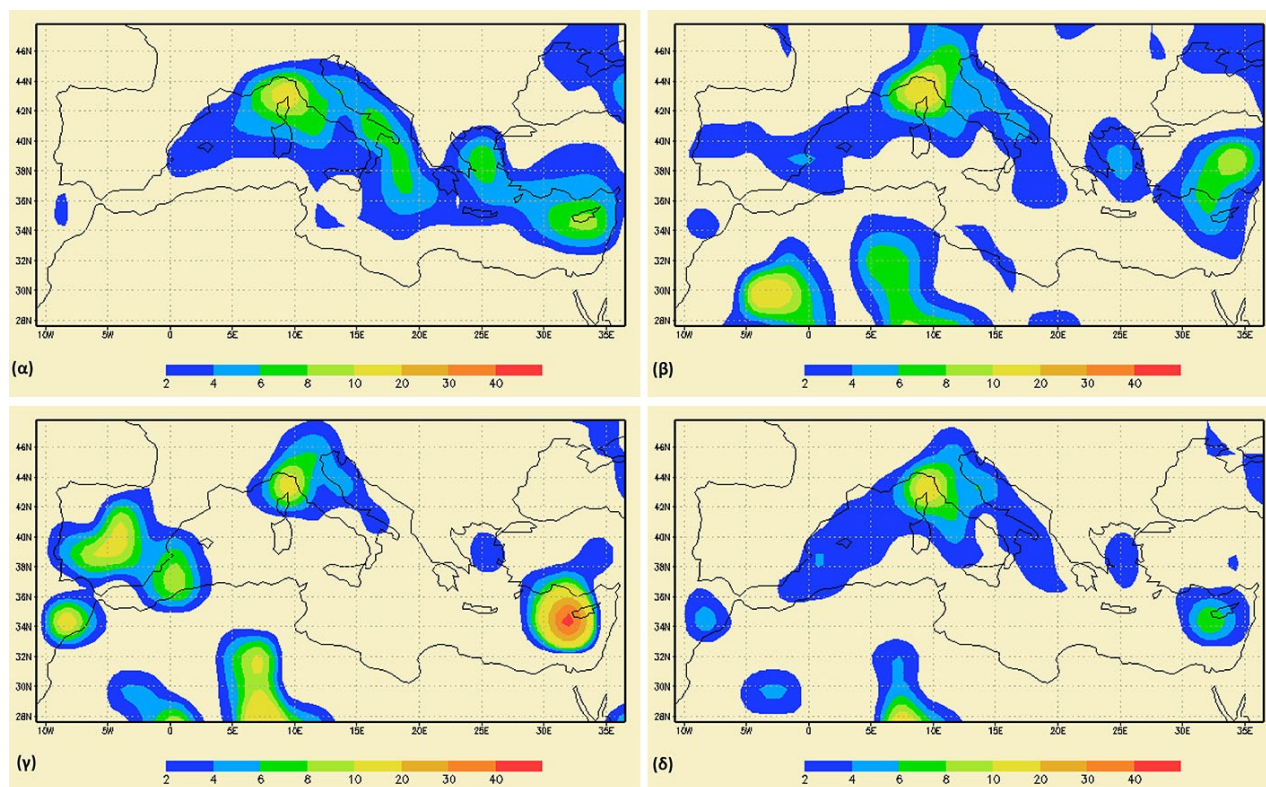
Η κλιματολογία των κυκλώνων στην περιοχή της Μεσογείου επηρεάζεται, κυρίως, από την περιορισμένης έκτασης Μεσόγειο θάλασσα, η οποία αποτελεί σημαντική πηγή ενέργειας και υγρασίας για τη δημιουργία των

κυκλώνων. Τα πολύπλοκα φυσιογραφικά χαρακτηριστικά και η τοπογραφία της ξηράς παίζουν καθοριστικό ρόλο στη διαμόρφωση και στην εκτροπή των αερίων μαζών. Επιπλέον, επειδή βρίσκεται μεταξύ των υψηλών πιέσεων της υποτροπικής ζώνης και των δυτικών ανέμων των μέσων πλατών, χαρακτηρίζεται από ετήσια μεταβλητότητα της κυκλωνικής δραστηριότητας και επομένως και των υδάτινων πόρων που εξαρτώνται κυρίως από τις βροχοπτώσεις.

Οι κυκλώνες της Μεσογείου χαρακτηρίζονται από μικρότερο χρόνο ζωής από ότι οι κυκλώνες των υποτροπικών περιοχών που αναπτύσσονται στον Ατλαντικό. Το 65% των κυκλώνων είναι υποσυνοπτικής κλίμακας, με ακτίνα κάτω από 550 km. Αν εξαιρεθούν κυκλώνες με πολύ μικρή περίοδο ζωής (12 ώρες), οι περισσότεροι κυκλώνες της Μεσογείου έχουν διάρκεια ζωής περίπου 28 ώρες με αυτούς της Δυτικής Μεσογείου να έχουν μεγαλύτερη ακτίνα σε σχέση με τους αντίστοιχους της Ανατολικής Μεσογείου.

Η γενική συνοπτική δραστηριότητα πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Μεσογείου γίνεται περισσότερο έντονη την περίοδο Νοεμβρίου-Μαρτίου. Η χωροχρονική κατανομή των κυκλώνων της Μεσογείου παρουσιάζει μηνιαία μεταβλητότητα για τον χειμώνα, την άνοιξη και το καλοκαίρι, ενώ το φθινόπωρο που θεωρείται μεταβατική εποχή χαρακτηρίζεται από ετήσια μεταβλητότητα (Lionello et al., 2006).

Τον χειμώνα η κυκλογένεση λαμβάνει χώρα κυρίως στις βορειότερες ακτές, όπου τρεις περιοχές χαρακτηρίζονται από έντονη βαροκλινοκτικότητα: η υπήνεμη πλευρά των Άλπεων, όπου οι σφήνες υφέσεως επηρεάζονται από τις ορεινές εξάρσεις, και οι περιοχές του Αιγαίου Πελάγους και της Μαύρης Θάλασσας, όπου οι σφήνες υφέσεως κινούνται πάνω από τη θερμότερη θάλασσα, (Σχήμα 7.14α). Η ορογραφική κυκλογένεση δεν περιορίζεται μόνο στην περιοχή των Άλπεων, αλλά συμβάλλει σημαντικά στη δημιουργία χαμηλών στην περιοχή του Κόλπου των Λεόντων, νότια των Πυρηναιών, αλλά και στη Νότια Ιταλία, νότια των Απεννίνων. Στη νοτιοανατολική περιοχή της Μεσογείου η κυκλογενετική δραστηριότητα ελέγχεται σε μεγάλο βαθμό από μεγάλης κλίμακας συνοπτικά συστήματα που σχετίζονται κυρίως με εισβολές ψυχρότερων αερίων μαζών από το βορρά.



Σχήμα 7.14 Μέση γεωγραφική κατανομή της εμφάνισης κυκλωνικών κέντρων κατά τη διάρκεια α) του χειμώνα, β) της άνοιξης, γ) του καλοκαιριού και δ) του φθινοπώρου (Πηγή www.eumetcal.org. Οι χάρτες προέρχονται από ECMWF αναλύσεις ERA40).

Την άνοιξη, η ενδυνάμωση της θερμοβαθμίδας κατά μήκος των ακτών της Βόρειας Αφρικής οδηγεί σε συνθήκες περιορισμένης ευστάθειας στην υπήνεμη πλευρά των ορέων του Άτλαντα. Το γεγονός αυτό συμβάλλει στη δημιουργία και στη διατήρηση των βαρομετρικών χαμηλών της Μεσογείου την άνοιξη (Σχήμα 7.14β) και το καλοκαίρι (Σχήμα 7.14γ). Ο κύκλος ζωής των θερινών κυκλώνων, που αναπτύσσονται κυρίως πάνω από τη Βόρεια Αφρική και την Ιβηρική χερσόνησο, εξαρτάται από τις ημερήσιες διακυμάνσεις της θερμοκρασίας. Οι θερινοί κυκλώνες εμφανίζουν μέγιστη ένταση αργά το απόγευμα, ενώ η κυκλόλυση παρατηρείται τις πρώτες πρωινές ώρες. Υπάρχουν επίσης πολλές περιπτώσεις ανάπτυξης ισχυρών κυκλώνων το φθινόπωρο που μπορεί να οδηγήσουν σε πλημμυρικά φαινόμενα (Σχήμα 7.14δ). Λαμβάνουν μεγάλα ποσά λανθάνουσας ενέργειας από την επιφάνεια της σχετικά ζεστής θάλασσας, ενισχύονται με ιδιαίτερα γρήγορο ρυθμό και μπορεί να φτάσουν ατμοσφαιρική πίεση της τάξης των 980 hPa σε λιγότερο από 24 ώρες (μετεωρολογικές βόμβες).

7.4. Στρατοσφαιρικό Όζον

Η ατμοσφαιρική κατανομή του όζοντος (O_3) και ο ρόλος του στο ενεργειακό ισοζύγιο της Γης είναι μοναδικός. Το όζον στο κατώτερο τμήμα της ατμόσφαιρας, την τροπόσφαιρα και την κατώτερη στρατόσφαιρα, λειτουργεί ως θερμοκηπιακό αέριο. Υψηλότερα στη στρατόσφαιρα υπάρχει ένα φυσικό στρώμα υψηλής συγκέντρωσης όζοντος, το οποίο απορροφά την υπεριώδη ηλιακή ακτινοβολία. Σε αυτή την περίπτωση το επονομαζόμενο «στρώμα του όζοντος» παίζει έναν ουσιαστικό ρόλο στην ισορροπία της ακτινοβολίας της στρατόσφαιρας, ενώ ταυτόχρονα φιλτράρει τη δυνητικά καταστροφική φύση της υπεριώδους ακτινοβολίας. Όμως το βασικό ερώτημα δεν είναι πότε τα επίπεδα του στρατοσφαιρικού στρώματος όζοντος μειώνονται, αλλά τι σημαίνει αυτή η μείωση για τη ζωή πάνω στη Γη. Όσο το ποσοστό του όζοντος στην ατμόσφαιρα μειώνεται, το ποσό της Ultraviolet-B (UV-B) ακτινοβολίας, που προσεγγίζει την επιφάνεια της Γης, αυξάνει. Η UV-B ακτινοβολία σχετίζεται με καρκίνο του δέρματος και άλλες βιολογικές βλάβες, καθώς απορροφάται άμεσα από το DNA των οργανισμών.

Η μέτρηση της UV-B ακτινοβολίας είναι περίπλοκη. Τα επίπεδα της επηρεάζονται από την ώρα της ημέρας, από την ημέρα του χρόνου, το γεωγραφικό πλάτος, τις καιρικές συνθήκες, και τη συγκέντρωση του όζοντος στη στρατόσφαιρα. Η UV ακτινοβολία είναι μέρος του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος που συγκροτείται από μήκη κύματος μεταξύ 280 και 400 nm (0,28-0,40 μm). Η UV-A ακτινοβολία σχετίζεται με το μαύρισμα από τον Ήλιο και τις βλάβες του DNA, αλλά οι επιβλαβείς επιδράσεις αυξάνονται πάνω από χίλιες φορές στα μικρότερα μήκη κύματος που αναφέρονται ως UV-B. Χαμηλότερα από 300 nm, οι ακτίνες είναι αραιές αλλά πολύ καταστροφικές, ενώ πλησίον στα 315 nm είναι περισσότερες αλλά λιγότερο καταστροφικές.

Παρότι συχνά αναφέρεται ως «τρύπα» του όζοντος δεν είναι πραγματικά μια τρύπα, αλλά μια εποχιακή εξασθένηση της στοιβάδας του όζοντος στη στρατόσφαιρα. Η εξασθένηση στο στρώμα του όζοντος πάνω από την Ανταρκτική εντοπίστηκε για πρώτη φορά το 1976 και αρχικά οι επιστήμονες δεν έδωσαν σημασία στις μετρήσεις των οργάνων τους θεωρώντας ότι τα όργανα δεν λειτουργούσαν σωστά. Όταν η συγκεκριμένη προσέγγιση αποδείχτηκε λανθασμένη, οι επιστήμονες κατάλαβαν ότι κατέγραφαν φυσικές διακυμάνσεις στην ποσότητα του όζοντος. Πάντως από το 1985 οι επιστήμονες βεβαιώθηκαν ότι αντιμετώπιζαν ένα μείζον πρόβλημα.

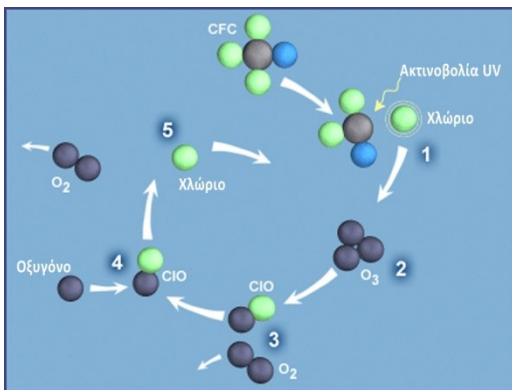
Γιατί πήρε τόσο πολύ χρόνο στους επιστήμονες να λύσουν αυτό το μυστήριο; Στα μέσα της δεκαετίας του 1970 δεν είχε δοθεί η απαραίτητη προσοχή στη σημασία των χημικών διεργασιών που ταχύτατα κατέστρεφαν το όζον στη στρατόσφαιρα της Ανταρκτικής. Οι μετρούμενες δραματικές διακυμάνσεις στα επίπεδα του όζοντος, αποδόθηκαν αρχικά σε εσφαλμένη καταγραφή των οργάνων ή σε άλλες φυσικές διεργασίες, όπως η δραστηριότητα των ηλιακών κηλίδων ή οι ηφαιστειακές εκρήξεις. Ένα ανθρωπογενές αέριο, το χλώριο, ήταν ο κύριος ένοχος στην καταστροφή του όζοντος. Το χλώριο συμμετείχε σε μια οικογένεια χημικών ενώσεων γνωστή ως χλωροφθοράνθρακες (CFCs).

Εξαιτίας της χημικής τους σταθερότητας, της χαμηλής τοξικότητας και των φυσικών ιδιοτήτων τους, αυτές οι πτητικές ουσίες στην κατώτερη ατμόσφαιρα είχαν ευρύτατα χρησιμοποιηθεί μέχρι τη δεκαετία του 1960 ως ψυκτικά, ως βιομηχανικοί διαλύτες καθαρισμού, ως προωθητικά με ψεκασμό αερολυμάτων σε μεταλλικά δοχεία και στην παραγωγή φελλιδόλ. Η ευρεία χρήση των CFCs έχει αυξήσει τη συγκέντρωσή τους στην ατμόσφαιρα. Οι επιστήμονες μπορούσαν να ανιχνεύσουν 100 μέρη ανά τρισεκατομμύριο (ppt) CFC-12 στην ατμόσφαιρα τη δεκαετία του 1960, 200 ppt το 1975 και περισσότερα από 400 ppt το 1987. Μέχρι το

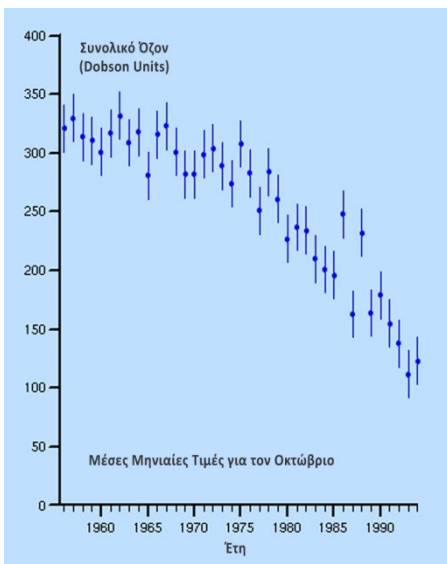
1990 η συγκέντρωση CFC-11 και CFC-12, των δυο πιο καταστροφικών και σταθερών CFCs, ήταν πάνω από 750 ppt.

Τα CFCs μετακινούνται αργά ανοδικά προς τη στρατόσφαιρα, όπου διασπώνται από την υπεριώδη ακτινοβολία, απελευθερώνοντας χλώριο που καταλυτικά καταστρέφει το όζον. Στο [Σχήμα 7.15](#) παριστάνεται ο καταστροφικός κύκλος ενός ατόμου χλωρίου. Ειδικότερα:

- Η ακτινοβολία UV διασπά ένα άτομο χλωρίου από ένα μόριο (CFC).
- Το άτομο χλωρίου διασπά ένα μόριο όζοντος (O_3) αποσυνθέτοντάς το στα μέρη του και καταστρέφοντας το όζον.
- Το αποτέλεσμα είναι η παραγωγή μοριακού οξυγόνου (O_2) και μορίου μονοξειδίου του χλωρίου (ClO).
- Το μόριο του μονοξειδίου του χλωρίου (ClO) διασπάται από ένα ελεύθερο άτομο οξυγόνου απελευθερώνοντας το άτομο χλωρίου και σχηματίζοντας ένα κανονικό μόριο οξυγόνου (O_2).
- Το άτομο χλωρίου διασπά παρόμοια και άλλα μόρια όζοντος (O_3). Ένα άτομο χλωρίου μπορεί να επαναλάβει αυτόν τον καταστροφικό κύκλο χιλιάδες φορές.



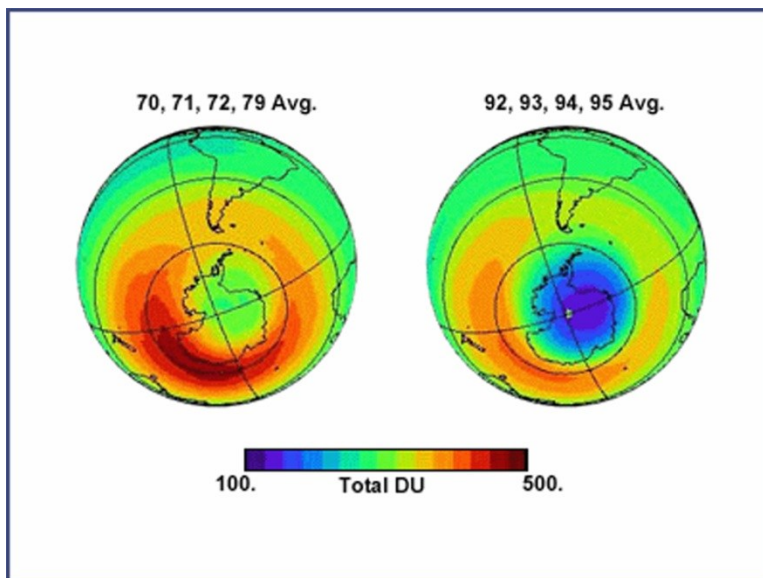
Σχήμα 7.15 Ο κύκλος ενός ατόμου χλωρίου στη στρατόσφαιρα (τροποποίηση από το πρόγραμμα COMET, <http://www.meted.ucar.edu>).



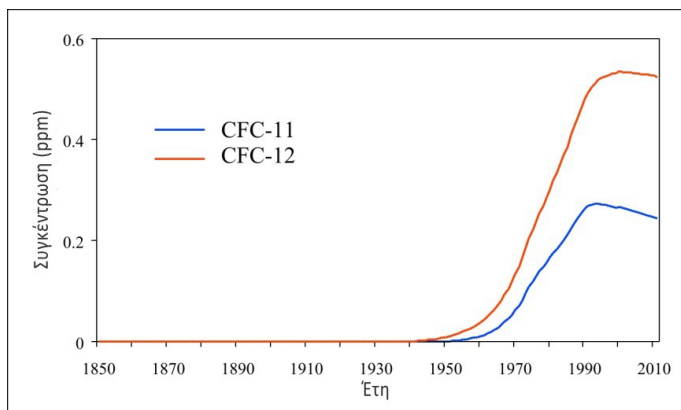
Σχήμα 7.16 Η μείωση του συνολικού ποσού όζοντος κατά τη διάρκεια τριών δεκαετιών (1960-1990).

Η υπόθεση του στρατοσφαιρικού όζοντος ξεκίνησε στον Κόλπο Halley στην Ανταρκτική, όπου Βρετανοί επιστήμονες ελάμβαναν μετρήσεις του όζοντος στην ατμόσφαιρα μέχρι το 1957. Το 1976 εντόπισαν μια εξασθένηση της τάξης του 10% στα επίπεδα του όζοντος κατά την διάρκεια του Σεπτεμβρίου, του Οκτωβρίου και του Νοεμβρίου, την άνοιξη της Ανταρκτικής. Αφού οι συγκεντρώσεις του όζοντος σε αυτήν την περιοχή παρουσίαζαν εποχιακή κύμανση οι ερευνητές δεν ανησύχησαν όταν η ανοιξιάτικη μείωση συνέβαινε επαναλαμβανόμενα. Όμως το 1983 καταγράφηκαν ιστορικά χαμηλά στη συγκέντρωση όζοντος. Ήταν συνεπώς προφανές ότι η εξασθένηση της στοιβάδας του όζοντος πάνω από την Ανταρκτική προέρχεται από τα υψηλά επίπεδα χλωρίου, που καταστρέφουν καταλυτικά το όζον ([Σχήμα 7.16](#)).

Τα υψηλά επίπεδα του ενεργού χλωρίου σχηματίζονται στην κρύα, σκοτεινή χειμωνιάτικη στρατόσφαιρα όταν οι αντιδράσεις πάνω στις επιφάνειες των παγωμένων νεφωδών σωματιδίων απελευθερώνουν χλώριο από ακίνδυνες για το όζον χημικές ενώσεις σε μια ενεργή δομή που αντιδρά με το όζον. Όταν το φως του Ηλίου επιστρέφει στις πολικές περιοχές κατά την περίοδο της νότιας άνοιξης, το ενεργό χλώριο ταχύτατα ξεκινά να καταστρέφει το όζον. Τα υπερβολικά παγωμένα σύννεφα πάγου μπορούν να σχηματιστούν πάνω και από τους δύο πόλους κατά τη διάρκεια του χειμώνα, αλλά είναι πιο συνηθισμένα πάνω από την Ανταρκτική περιοχή. Κατά τη διάρκεια του χειμώνα, η ατμοσφαιρική κυκλοφορία δημιουργεί δίνες ή στροβιλισμούς αέρα πάνω και από τους δύο πόλους. Πολύ χαμηλές θερμοκρασίες συμβαίνουν μέσα σε μια πολική δίνη, η οποία είναι απομονωμένη από την υπόλοιπη ατμόσφαιρα. Το υπερβολικό ψύχος διαμορφώνει τον σχηματισμό παγωμένων νεφών κατά τη διάρκεια του χειμώνα και διευκολύνει την καταστροφή του όζοντος, όταν το φως επιστρέφει κατά τη διάρκεια της άνοιξης. Η τεκμηρίωση της συγκεκριμένης διαδικασίας προέκυψε από μια σειρά πειραμάτων πεδίου το 1987. Στο [Σχήμα 7.17](#) συγκρίνονται οι μέσοι όροι τιμών του όζοντος μετρημένοι σε μονάδες Dobson πάνω από την Ανταρκτική για τις περιόδους 1970-72, 1979, και 1992-1995.



Σχήμα 7.17 Η μείωση του συνολικού ποσού όζοντος για τις περιόδους 1970-1972, 1979 και 1992-1995 (τροποποίηση από το πρόγραμμα COMET).



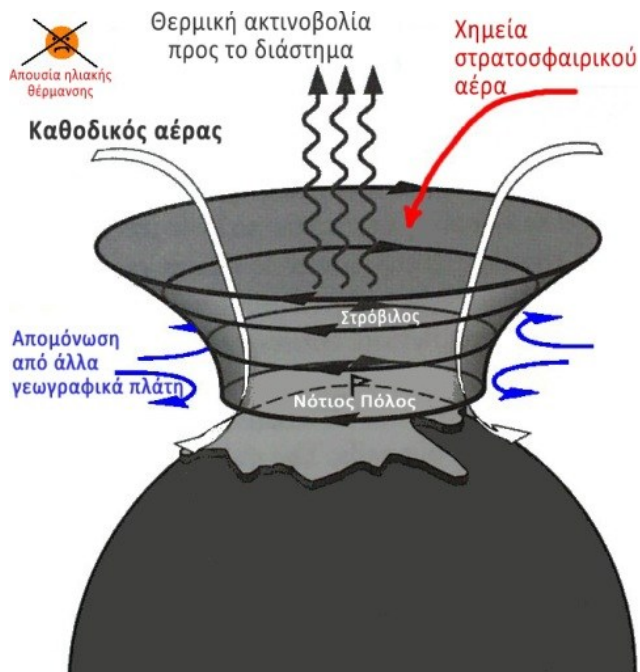
Σχήμα 7.18 Η συγκέντρωση (σε ppbv) του CFC-11 τα τελευταία 250 χρόνια.

Η απώλεια του όζοντος πάνω από πολυπληθείς περιοχές υπογραμμίζει τη σημασία της τήρησης του Πρωτοκόλλου του Μόντρεαλ το 1987. Αυτή η συμφωνία, που υπογράφηκε από περισσότερα από 70 κράτη, θέτει στόχους για τη μείωση της παραγωγής των CFCs κατά 20% (σχετικά με τα επίπεδα το 1986) μέχρι το 1993 και κατά 50% μέχρι το 1998. Οι ΗΠΑ και άλλα έθνη πέτυχαν αυτούς τους στόχους. Το 1993, η παγκόσμια παραγωγή CFC είχε ήδη μειωθεί κατά 40%, σε σύγκριση με τα επίπεδα του 1986. Αυτό είναι ευνοϊκό, από τη στιγμή που τα CFCs που έχουν εκλυθεί ήδη στην ατμόσφαιρα θα συνεχίσουν να αποτελούν απειλή της στοιβάδας του όζοντος για εκατοντάδες χρόνια. Το [Σχήμα 7.18](#) αναπαριστά την ανοδική τάση των CFC-11 και CFC-12 από τη δεκαετία του 1950 μέχρι το 2010. Πρόσφατες όμως μετρήσεις έχουν καταδείξει μια ξεκάθαρη μείωση των CFC-11 και CFC-12, κυρίως μετά το 2000.

Οι εκπομπές των αεροσκαφών (κυρίως οξειδία του αζώτου, υδρατμοί και αερολύματα) επηρεάζουν σημαντικά το ατμοσφαιρικό όζον, αλλά και το κλίμα γενικότερα. Ωστόσο, οι άκαυτοι υδρογονάνθρακες, το μονοξειδίο του άνθρακα και ο καπνός που εκπέμπονται παράλληλα δεν επιδρούν σημαντικά στην στρατόσφαιρα. Τα οξειδία του αζώτου στην κατώτερη στρατόσφαιρα μάλλον μετριάζουν την απώλεια του όζοντος με άλλες διεργασίες στις οποίες εμπλέκονται τα οξειδία του υδρογόνου, του χλωρίου, και του βρωμίου. Πολλές φορές, το σχετικό ισοζύγιο των συστατικών αυτών μπορεί να είναι τέτοιο, ώστε η εισαγωγή οξειδίων του αζώτου από τις εκπομπές των αεροσκαφών να συνοδεύεται από ελάττωση ή και αύξηση του όζοντος στην κατώτερη στρατόσφαιρα. Η αύξηση των οξειδίων του αζώτου στην ανώτερη τροπόσφαιρα οδηγεί σε αύξηση του όζοντος στη συγκεκριμένη περιοχή. Στην πολική χειμερινή στρατόσφαιρα, τα οξειδία του αζώτου συμμετέχουν στον σχηματισμό των Πολικών Στρατοσφαιρικών Νεφών (Polar Stratospheric Clouds-PSCs), τα οποία οδηγούν σε μεγάλες εποχικές απώλειες του όζοντος (π.χ. τρύπα του όζοντος).

Όπως έχει αναφερθεί και παραπάνω, κατά την περίοδο Ιουνίου-Σεπτεμβρίου, χειμώνα του Νοτίου Ημισφαιρίου, ο στρατοσφαιρικός αέρας πάνω από την Ανταρκτική δεν μπορεί να αλληλεπιδράσει με τον αέρα των χαμηλότερων γεωγραφικών πλατών λόγω του πολικού στρόβιλου, ο οποίος είναι περιορισμένος από ισχυρούς δυτικούς ανέμους που περιβάλλουν τον Νότιο Πόλο. Εξαιτίας της έλλειψης της ηλιακής θέρμανσης τη συγκεκριμένη χρονική περίοδο ο αέρας μέσα στον στρόβιλο είναι ιδιαίτερα ψυχρός. Τα ανώτερα νέφη που σχηματίζονται λόγω του ψυχρού αυτού πυρήνα του στρόβιλου, όπου οι θερμοκρασίες μπορούν να έχουν και τιμές κάτω από $-80\text{ }^{\circ}\text{C}$, είναι τα PSCs. Αντιθέτως, κατά τη διάρκεια της άνοιξης του Νοτίου Ημισφαιρίου η ροή που περιβάλλει τον στρόβιλο αρχίζει και εξασθενεί, με αποτέλεσμα στα τέλη του Δεκεμβρίου ο στρόβιλος να έχει διαλυθεί εντελώς. Ο στρόβιλος, πάντως, λειτουργεί τον χειμώνα ως μια τεράστια και απομονωμένη περιοχή, όπου συμβαίνουν αποκλειστικά και μόνο χημικές αντιδράσεις. Για παράδειγμα, αν και οι συγκεντρώσεις του όζοντος είναι σε φυσιολογικά επίπεδα, μέσα στον στρόβιλο την περίοδο του Αυγούστου, η συγκέντρωση του ClO είναι δεκαπλάσια από την περιοχή έξω από τον στρόβιλο. Από το Σεπτέμβριο όμως, όπου αρχίζει πάλι να λαμβάνει χώρα η ηλιακή θέρμανση στην περιοχή, η συγκέντρωση του όζοντος στην περιοχή του στρόβιλου μειώνεται δραματικά. Συμβαίνει επίσης σημαντική μείωση στις συγκεντρώσεις των οξειδίων του αζώτου, καθώς και των υδρατμών κυρίως από την εξωτερική προς την εσωτερική πλευρά του στρόβιλου. Η μείωση αυτή οφείλεται κυρίως στον σχηματισμό του νιτρικού οξέος (HNO_3) (αλλά και της συμπύκνωσης του νερού) σε χαμηλές θερμοκρασίες μέσα στον στρόβιλο. Έτσι, δημιουργούνται τρεις τύποι PSCs. Ο πρώτος τύπος (Type 1 PSCs) (συμπύκνωση στους $-78\text{ }^{\circ}\text{C}$) πιθανόν να αποτελείται από υγρά και στερεά σωματίδια $\text{HNO}_3(\text{H}_2\text{O})_3$ (nitric acid trihydrate), νερό και θειικό οξύ. Αυτά

τα σωματίδια έχουν διάμετρο 1 μm. Ο δεύτερος τύπος (Type 2 PSCs) (συμπύκνωση στους -85 °C) αποτελείται από ένα μείγμα πάγου και νερού με μια ποσότητα αδιάλυτου HNO₃ (τα σωματίδια αυτά έχουν διάμετρο μικρότερη των 10 μm). Ο τρίτος τύπος (Type 3 PSCs) δημιουργείται από την ταχεία ψύξη του συμπυκνωμένου νερού στις ροές πάνω από το ανάγλυφο, όμως είναι περιορισμένης έκτασης και διάρκειας και δε σχηματίζονται πάνω από την περιοχή του Νοτίου Πόλου. Καθώς τα σωματίδια των PSCs καθιζάνουν με αργό ρυθμό απομακρύνουν νερό και συστατικά αζώτου από τη στρατόσφαιρα. Αυτές ακριβώς οι χημικές αντιδράσεις παίζουν σημαντικό ρόλο στη μείωση του όζοντος στην περιοχή του πολικού στρόβιλου. Στο [Σχήμα 7.19](#) απεικονίζονται οι διεργασίες που λαμβάνουν χώρα στον πολικό στρόβιλο.



Σχήμα 7.19 Η δομή του πολικού στρόβιλου στο Νότιο Ημισφαίριο.

7.5. Εργαστηριακή εφαρμογή

Έστω η κλιματική μεταβλητή, x , η οποία θα μπορούσε να αντιπροσωπεύσει τη μηνιαία, την εποχιακή ή την ετήσια θερμοκρασία για μια περιοχή με συγκεκριμένο γεωγραφικό μήκος και πλάτος, αλλά και σε συγκεκριμένο ύψος πάνω από την επιφάνεια της Γης. Ας θεωρήσουμε επίσης ότι η X είναι η κλιματική μέση τιμή της x . Η διαφορά της x από την (εποχικά διακυμαινόμενη) κλιματική μέση τιμή X ονομάζεται ανωμαλία της x (έστω x') και δίνεται από τη σχέση (7.1). Για παράδειγμα, μια τιμή θερμοκρασίας 3 °C κάτω από τη φυσιολογική, καλείται θερμοκρασιακή ανωμαλία των -3 °C.

$$x' = x - X \quad (7.1)$$

Η διακύμανση της x γύρω από την κλιματική μέση τιμή δίνεται από την εξίσωση (7.2). Η διακύμανση αποτελεί μια θετικά ορισμένη ποσότητα, με μονάδες του τετραγώνου της υπό εξέταση μεταβλητής (π.χ. °C² για τη θερμοκρασία) και ουσιαστικά αποτελεί ένα μέτρο της μεταβλητότητας της x σε σχέση με τη μέση κλιματική τιμή.

$$\overline{x^2} = \overline{(x - X)^2} \quad (7.2)$$

Η τυπική απόκλιση δίνεται από τη σχέση (7.3) και χρησιμοποιείται ευρέως για τον προσδιορισμό της διασποράς.

$$\sigma(x) \equiv \sqrt{\overline{(x - X)^2}} \quad (7.3)$$

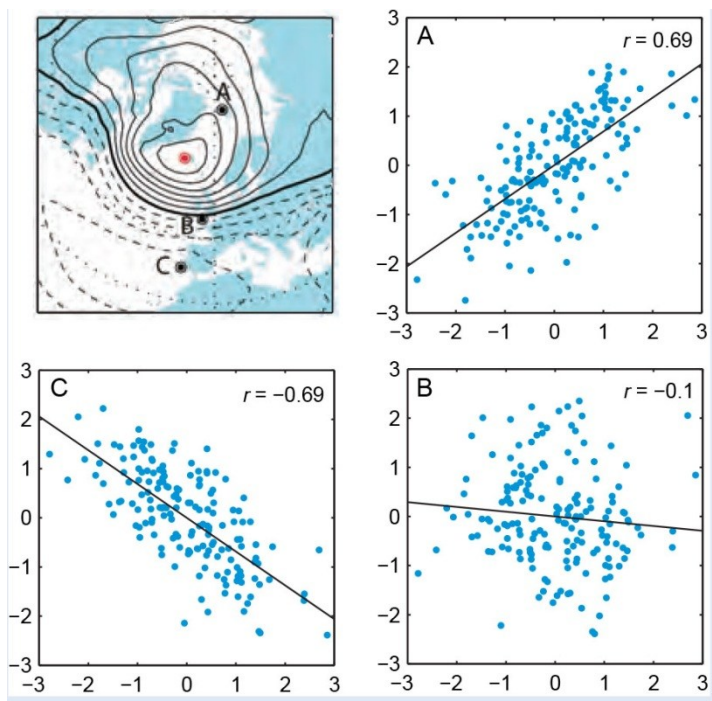
Η τυπική ανωμαλία (σχέση 7.4) είναι το αδιάστατο μέτρο της διαφοράς από τη μέση τιμή. Σχετικά με μεταβλητές, όπως η μέση μηνιαία θερμοκρασία, η πίεση στη μέση στάθμη της θάλασσας, το γεωδυναμικό ύψος κ.α., το 64% των τυπικών ανωμαλιών έχει απόλυτες τιμές μικρότερες του 1, το 95% των τυπικών ανωμαλιών έχει απόλυτες τιμές μικρότερες του 2 και το 99,9% των τυπικών ανωμαλιών έχει απόλυτες τιμές μικρότερες του 3. Επομένως, για τέτοιες κατανομές, μια τυπική ανωμαλία x^* με τιμή +1 ή -1 μπορεί να θεωρηθεί αντιπροσωπευτική του πλαισίου της τυπικής απόκλισης.

$$x^* \equiv \frac{x'}{\sigma(x)} \quad (7.4)$$

Έστω η σχέση μεταξύ δυο χρονοσειρών $x(t)$ και $y(t)$ που θα μπορούσαν να αντιπροσωπεύουν τις τιμές της ίδιας κλιματικής μεταβλητής σε δυο διαφορετικές γεωγραφικές περιοχές, ή να αντιπροσωπεύουν δύο διαφορετικές μεταβλητές στην ίδια γεωγραφική περιοχή. Η αδιάστατη τιμή της εξίσωσης (7.5), η οποία καλείται συντελεστής συσχέτισης (r) μεταξύ των x και y , δηλώνει το βαθμό στον οποίο οι δυο μεταβλητές σχετίζονται γραμμικά. Οι τιμές του r κυμαίνονται από -1 μέχρι +1.

$$r \equiv \overline{x^* y^*} \equiv \frac{\overline{x' y'}}{\sigma(x)\sigma(y)} \quad (7.5)$$

Στο [Σχήμα 7.20](#) απεικονίζεται η συσχέτιση των ανωμαλιών της πίεσης στη μέση στάθμη της θάλασσας σε μια συγκεκριμένη περιοχή της Ισλανδίας (κόκκινο σημείο) με αυτές τριών διαφορετικών περιοχών (Α,Β,Γ). Στο σημείο Α εντοπίζεται θετικός συντελεστής συσχέτισης ($r > 0$), δηλαδή οι μεταβλητές x και y είναι θετικά συσχετιζόμενες (έστω y , η μεταβλητή για την περιοχή της Ισλανδίας). Το διάγραμμα, για την περιοχή της νότιας Αγγλίας (σημείο Β) παρουσιάζει $r \sim 0$, ενώ οι ανωμαλίες πίεσης Ισλανδίας και Πορτογαλίας (σημείο Γ) είναι αρνητικά συσχετιζόμενες ($r < 0$), όπως φαίνεται και από το σχετικό διάγραμμα. Στατιστικά, σημαντικές γραμμικές συσχετίσεις μεταξύ κλιματικών μεταβλητών, για δυο ή περισσότερες περιοχές που βρίσκονται σε μεγάλες αποστάσεις μεταξύ τους και σε διάφορα ύψη μέσα στην ατμόσφαιρα, σχετίζονται με τις «ατμοσφαιρικές τηλεσυνδέσεις».



Σχήμα 7.20 Συσχέτιση ανωμαλιών πίεσης στη μέση στάθμη της θάλασσας μεταξύ της Ισλανδίας και τριών διαφορετικών περιοχών (αναπαραγωγή από [Wallace J.M. and P.V. Hobbs, Atmospheric Science, An Introductory Survey](#)).

Όσο πιο μεγάλη είναι η τιμή του $|r|$ τόσο πιο «ομοιογενής» είναι η ομαδοποίηση των σημείων στα διαγράμματα του x^* συναρτήσει του y^* . Όταν $|r| \rightarrow 1$ υπάρχει τέλεια συσχέτιση. Αν $r \rightarrow 0$ δεν υπάρχει καθόλου γραμμική συσχέτιση μεταξύ x και y και στο αντίστοιχο διάγραμμα αντιστοιχεί σε μια σχεδόν οριζόντια γραμμή, όπως αυτή στην περίπτωση B του παραπάνω παραδείγματος.

Βιβλιογραφία/Αναφορές

- Ahrens, C. D. (2006). *Meteorology Today*, Brooks Cole; 8th edition (February 17, 2006), ISBN-13: 978-0-8400-5308-4.
- Βαρώτσος, Κ. (2001). *Ατμόσφαιρα και Αεροπορική Κυκλοφορία*, Συμμετρία, ISBN 960-266-102-X.
- Hoffman, R. N., and E. Kalnay (1983). Lagged averaged forecasting, an alternative to Monte Carlo forecasting, *Tellus*, 35A, pp. 100-118.
- IPCC (2013). Climate Change (2013). *The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K.C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, R. Jenne, and D. Joseph (1996). The NMC/NCAR 40-Year Reanalysis Project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437-471.
- Katsafados, P. (2003). *Factors and parameterizations contributing the medium range forecast skill of limited area models*. PhD Dissertation, Department of Physics, University of Athens, Greece.
- Katsafados, P., A. Papadopoulos, and G. Kallos (2005). Regional Atmospheric Response to Tropical Pacific SST Perturbations. *Geophysical Research Letters*, 32, L04806, doi: 10.1029/2004GL021828.

- Katsafados, P., A. Papadopoulos, G. Varlas, E. Papadopoulou, and E. Mavromatidis (2014). Seasonal predictability of the 2010 heat wave, *Nat Hazards Earth Syst Sci.*, 14, 1531-1542, doi:10.5194/nhess-14-1531-2014.
- Kessler, W.S., and M.J. McPhaden (1995). Oceanic equatorial Kelvin waves and the 1991-1993 El Niño. *J. Clim.* 8, 1757-1774.
- Lionello P., P. Malanotte-Rizzoli, R. Boscolo (2006). *Mediterranean Climate Variability*, Elsevier Science, ISBN-10:0444542922.
- Lorenz, E.N. (1982). Atmospheric predictability experiments with a large numerical model. *Tellus*, 34A, 505-513.
- Slingo, J. (1998). The 1997/1998 El Niño. *Weather*, 53, 274-281.
- Wallace, J.M., and P.V. Hobbs (2006). *Atmospheric Science. An Introductory Survey*, Academic Press, Elsevier, ISBN 13: 978-0-12-732951-2.

Κριτήρια αξιολόγησης με απαντήσεις

Κριτήριο αξιολόγησης 1

Περιγράψτε λεπτομερώς την έννοια της Νότιας Ωκεάνιας Ταλάντωσης.

Απάντηση/Λύση

Το ENSO εμφανίζεται ως η σημαντικότερη ωκεάνια κύμανση με περίοδο από δύο έως επτά έτη στις ισημερινές περιοχές του Ειρηνικού Ωκεανού. Στη συγκεκριμένη περιοχή η ωκεάνια κυκλοφορία επηρεάζεται κυρίως από ανατολικών διευθύνσεων ζωνικούς (αληγείς) ανέμους. Προς τα τέλη συγκεκριμένων ετών (συνήθως Δεκέμβριο), παρατηρείται εξασθένηση των αληγών ανέμων επιφέροντας διατάραξη της ισορροπίας του συστήματος. Τότε, σημαντικές ποσότητες σχετικά θερμότερου νερού μετακινούνται προς τις κεντρικές και ανατολικές ισημερινές περιοχές του Ειρηνικού Ωκεανού και συνδυάζονται με την ανάπτυξη του φαινομένου ENSO. Κατά τη διάρκεια αυτών των περιόδων οι εξασθενημένοι αληγείς άνεμοι μειώνουν τη ροή του ύδατος από τα ανατολικά (Νότια Αμερική) προς τα δυτικά (Αυστραλία) και λιγότερες ποσότητες ψυχρών υδάτων πλούσιων σε θρεπτικά συστατικά αναβλύζουν από τα μεγάλα βάθη στην επιφάνεια της θάλασσας κατά μήκος της ακτής της Νότιας Αμερικής. Έτσι τα ύδατα της επιφάνειας είναι θερμότερα από το κανονικό και περιέχουν λιγότερες θρεπτικές ουσίες, με αποτέλεσμα την εμφάνιση δραματικής μείωσης των θαλασσιών ψαριών, καθώς και της υδρόβιας χλωρίδας. Επιπλέον, το θερμότερο από το κανονικό νερό ενισχύει την ατμοσφαιρική αστάθεια επηρεάζοντας τις βροχοπτώσεις και τις ατμοσφαιρικές συνθήκες σε τοπικό και παγκόσμιο επίπεδο. Σε περιπτώσεις ENSO αναπτύσσονται κυματισμοί Kelvin ιδιαίτερα χαμηλών συχνοτήτων κατά μήκος του Ισημερινού και προς τις ακτές της Νοτίου Αμερικής με επιφανειακή ταχύτητα διάδοσης περίπου $2,5 \text{ m s}^{-1}$. Οι συγκεκριμένοι κυματισμοί ανακλώμενοι λαμβάνουν ΒΔ και ΝΔ διευθύνσεις υπό μορφή κυματισμών Rossby με αντίστοιχη ταχύτητα διάδοσης 1 m s^{-1} . Το έτος 1997 παρατηρήθηκε ανάπτυξη του φαινομένου ENSO η ένταση του οποίου θεωρήθηκε ιδιαίτερα σημαντική και ανάλογη της περιόδου 1982-1983. Το αρχικό σήμα ανάπτυξης του φαινομένου εντοπίστηκε τον Απρίλιο του 1997, όταν κυματισμοί τύπου Kelvin ώθησαν τη μετάβαση θερμότερων υδάτων προς τα ανατολικά, δημιουργώντας θετική θερμοκρασιακή ανωμαλία στην επιφάνεια του ωκεανού, η οποία επεκτάθηκε στο σύνολο της ζώνης των τροπικών ([Σχήμα 7.7](#)). Η συγκεκριμένη διαταραχή επέφερε αρχικά την άνοδο της στάθμης θάλασσας κατά 10 cm στις ακτές της Νοτίου Αμερικής. Το φαινόμενο ενισχύθηκε τους επόμενους μήνες και παρουσίασε μέγιστη ένταση κατά την περίοδο Νοεμβρίου-Δεκεμβρίου 1997. Το διάστημα προς το τέλος του έτους θερμότερες υδάτινες μάζες ($4-5 \text{ }^{\circ}\text{C}$ άνω της μέσης κλιματικής τιμής) συσσωρεύτηκαν στις ανατολικές περιοχές σε συνδυασμό με άνοδο της μέσης στάθμης θάλασσας κατά 20 cm, εμποδίζοντας τη φυσιολογική διαδικασία άνοδου ψυχρότερων υδάτων στην περιοχή (φαινόμενο upwelling). Το θερμοκλινές περιορίστηκε σημαντικά στα ανατολικά και αναπτύχθηκε στα δυτικά, όπου σχετικά ψυχρότερες υδάτινες μάζες αντικατέστησαν τις θερμότερες μειώνοντας τη μέση στάθμη θάλασσας κατά 20 cm.

Κριτήριο αξιολόγησης 2

Τι γνωρίζετε για την ταλάντωση του βόρειου Ατλαντικού;

Απάντηση/Λύση

Η ταλάντωση του Βόρειου Ατλαντικού αποτελεί έναν βασικό φυσικό παράγοντα που επηρεάζει τις κλιματικές συνθήκες στον Βόρειο Ατλαντικό και στις περιοχές της Μεσογείου, ιδιαίτερα κατά την διάρκεια του χειμώνα. Ο δείκτης της ταλάντωσης του Βόρειου Ατλαντικού είναι η μεταβολή των σχετικών πιέσεων στη μέση στάθμη θάλασσας μεταξύ Ισλανδίας και Αζορών και αποτελεί βασικό παράγοντα που επηρεάζει τα πρότυπα καιρού της Ευρώπης και της Μεσογείου. Ο θετικός δείκτης υποδηλώνει ισχυρό υποτροπικό κέντρο υψηλών πιέσεων στον Ατλαντικό και βαθύτερη του κανονικού περιοχή χαμηλών πιέσεων στην Ισλανδία. Η αύξηση της διαφοράς πίεσης επιφέρει μεταφορά της τροχιάς των υφέσεων του Ατλαντικού σε μεγαλύτερα γεωγραφικά πλάτη και ενίσχυση της ξηρασίας στη Μεσόγειο. Αρνητικός δείκτης υποδηλώνει ασθενές υποτροπικό κέντρο υψηλών πιέσεων στον Ατλαντικό και αβαθή περιοχή χαμηλών πιέσεων στην Ισλανδία. Η μείωση της βαθμίδας πίεσης επιφέρει ασθενή κυκλωνική κυκλοφορία στον Ατλαντικό και μεταφορά της τροχιάς των υφέσεων του Ατλαντικού προς τη Μεσόγειο.

Κριτήριο αξιολόγησης 3

Τι καλείται «τρύπα του όζοντος»;

Απάντηση/Λύση

Η «τρύπα» του όζοντος είναι μια εποχιακή εξασθένηση της στοιβάδας του όζοντος στη στρατόσφαιρα που οφείλεται σε ένα ανθρωπογενές αέριο, το χλώριο. Το χλώριο συμμετέχει σε μια οικογένεια χημικών ενώσεων γνωστή ως χλωροφθοράνθρακες (CFCs). Εξαιτίας της χημικής τους σταθερότητας, της χαμηλής τοξικότητας και των φυσικών ιδιοτήτων τους, αυτές οι πτητικές ουσίες στην κατώτερη ατμόσφαιρα είχαν ευρύτατα χρησιμοποιηθεί μέχρι τη δεκαετία του 1960 ως ψυκτικά, ως βιομηχανικοί διαλύτες καθαρισμού, ως προωθητικά με ψεκασμό αερολυμάτων σε μεταλλικά δοχεία και στην παραγωγή φελιζόλ. Η ευρεία χρήση των CFCs έχει αυξήσει τη συγκέντρωσή τους στην ατμόσφαιρα. Οι επιστήμονες μπορούσαν να ανιχνεύσουν 100 μέρη ανά τρισεκατομμύριο (ppt) CFC-12 στην ατμόσφαιρα τη δεκαετία του 1960, 200 ppt το 1975 και περισσότερα από 400 ppt το 1987. Μέχρι το 1990 η συγκέντρωση CFC-11 και CFC-12, των δυο πιο καταστροφικών και σταθερών CFCs, ήταν πάνω από 750 ppt. Η υπόθεση του στρατοσφαιρικού όζοντος ξεκίνησε στον Κόλπο Halley στην Ανταρκτική, όπου Βρετανοί επιστήμονες ελάμβαναν μετρήσεις του όζοντος στην ατμόσφαιρα μέχρι το 1957. Το 1976 εντόπισαν μια εξασθένηση της τάξης του 10% στα επίπεδα του όζοντος κατά την διάρκεια του Σεπτεμβρίου, του Οκτωβρίου και του Νοεμβρίου, την άνοιξη της Ανταρκτικής. Αφού οι συγκεντρώσεις του όζοντος σε αυτή την περιοχή παρουσίαζαν εποχιακή κύμανση οι ερευνητές δεν ανησύχησαν όταν η ανοιξιότικη μείωση συνέβαινε επαναλαμβανόμενα. Όμως το 1983 καταγράφηκαν ιστορικά χαμηλά στη συγκέντρωση όζοντος. Είναι συνεπώς προφανές ότι η εξασθένηση της στοιβάδας του όζοντος πάνω από την Ανταρκτική προερχόταν από τα υψηλά επίπεδα χλωρίου που καταστρέφουν καταλυτικά το όζον.

Κριτήριο αξιολόγησης 4

Περιγράψτε τον καταστροφικό κύκλο ενός μορίου χλωρίου.

Απάντηση/Λύση

- Η ακτινοβολία UV διασπά ένα άτομο χλωρίου από ένα μόριο (CFC).
- Το άτομο χλωρίου διασπά ένα μόριο όζοντος (O_3) αποσυνθέτοντάς το στα μέρη του και καταστρέφοντας το όζον.
- Το αποτέλεσμα είναι η παραγωγή μοριακού οξυγόνου (O_2) και μορίου μονοξειδίου του χλωρίου (ClO).
- Το μόριο του μονοξειδίου του χλωρίου (ClO) διασπάται από ένα ελεύθερο άτομο οξυγόνου απελευθερώνοντας το άτομο χλωρίου και σχηματίζοντας ένα κανονικό μόριο οξυγόνου (O_2).

Το άτομο χλωρίου διασπά παρόμοια και άλλα μόρια όζοντος (O_3). Ένα άτομο χλωρίου μπορεί να επαναλάβει αυτόν τον καταστροφικό κύκλο χιλιάδες φορές.

Κριτήριο αξιολόγησης 5

Τι καλείται εσωτερική κλιματική μεταβλητότητα;

Απάντηση/Λύση

Ως κλιματική μεταβλητότητα χαρακτηρίζεται η διακύμανση των μέσων τιμών (τυπικών αποκλίσεων, ακρότατων τιμών κ.α.) κλιματικών παραμέτρων σε όλες τις χωρικές και χρονικές κλίμακες πέρα από τα τυπικά συστήματα καιρού. Μεταβλητότητα μπορεί να υπάρξει είτε λόγω των φυσικών εσωτερικών διεργασιών στο κλιματικό σύστημα (εσωτερική κλιματική μεταβλητότητα) είτε λόγω φυσικών ή ανθρωπογενών εξωτερικών εξαναγκαστικών μηχανισμών (εξωτερική κλιματική μεταβλητότητα). Στην πράξη, το κλίμα παρουσιάζει κυμάνσεις σε μεγαλύτερες και μικρότερες χρονικές κλίμακες. Στην κλιματική μεταβλητότητα οι τιμές των παραμέτρων διακυμαίνονται γύρω από μακροχρόνιες και αμετάβλητες μέσες τιμές.

Κριτήρια αξιολόγησης χωρίς απαντήσεις

Κριτήριο αξιολόγησης 1

Τι είναι ο πολικός στρόβιλος;

Κριτήριο αξιολόγησης 2

Τι είναι τα Πολικά Στρατοσφαιρικά Νέφη (PSCs); Πόσους τύπους στρατοσφαιρικών νεφών γνωρίζετε; Ποια η συμβολή τους στην τρύπα του όζοντος;

Κριτήριο αξιολόγησης 3

Ποια είναι τα συμπεράσματα στα οποία έχουν καταλήξει οι επιστήμονες βασιζόμενοι στις αριθμητικές προσομοιώσεις που έχουν γίνει σχετικά με την εσωτερική κλιματική μεταβλητότητα;

Κριτήριο αξιολόγησης 4

Ποια είναι τα βασικά στοιχεία μιας πιθανολογικής προσομοίωσης (ensemble simulation);

Κριτήριο αξιολόγησης 5

Γιατί διαφοροποιείται η κλιματική αλλαγή από την κλιματική μεταβλητότητα;

Κριτήριο αξιολόγησης 6

Πώς αντιλαμβάνεστε τη διαφορά της εσωτερικής από την εξωτερική μεταβλητότητα;

Κριτήριο αξιολόγησης 7

Γιατί κατά την άποψή σας τα φαινόμενα ENSO και NAO απαιτούν ένα σύστημα θετικού feedback ώστε να υφίστανται;

Κριτήριο αξιολόγησης 8

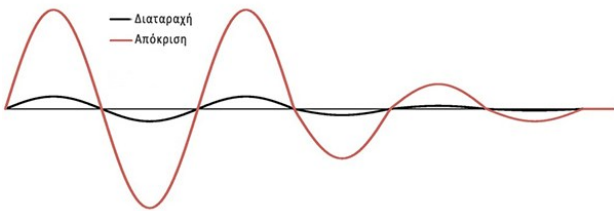
Με βάση το [Σχήμα 7.20](#) να αποδειχθεί ότι ο συντελεστής συσχέτισης, όπως ορίζεται από την εξίσωση (7.5), αντιστοιχεί στην ευθεία ελαχίστων τετραγώνων (ή γραμμή παλινδρόμησης ελαχίστων τετραγώνων), δεδομένου ότι ελαχιστοποιείται η ποσότητα Q της εξίσωσης (7.6) που ακολουθεί. Στη συνέχεια να αποδειχθεί ότι το r^2 αποτελεί την διακύμανση της y και ότι το $(1-r^2)$ αποτελεί το σφάλμα.

$$Q \equiv \overline{(y_i - rx_i)^2} \quad (7.6)$$

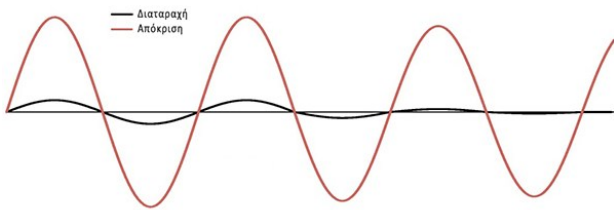
Κριτήριο αξιολόγησης 9

Έστω δύο συστήματα που αποκρίνονται ως ακολούθως σε εξωτερική διαταραχή ([Σχήμα 7.21](#)). Εάν η μαύρη γραμμή αντιστοιχεί στη διαταραχή και η κόκκινη γραμμή στην απόκριση να εξηγηθεί η θετική και αρνητική ανάδραση των συστημάτων και να χαρακτηριστεί η ευαισθησία τους.

Σύστημα με Θετική Ανάδραση



Σύστημα με Αρνητική Ανάδραση



Σχήμα 7.21 Συστήματα με θετική και αρνητική ανάδραση.