

**ΣΧΟΛΗ ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ**  
**ΤΜΗΜΑ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ ΦΥΣΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ & ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ Τ.Ε.**

**ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ**

Παρουσίαση των μεταβολών των παλαιοκλιματολογικών  
συνθηκών από την Παλαιοζωική μέχρι τη Ρωμαϊκή περίοδο

**ΝΤΙΝΟΠΟΥΛΟΥ ΕΥΘΥΜΙΑ**



**ΧΑΝΙΑ 2015**

## Ευχαριστίες

*Ολοκληρώνοντας την παρούσα διπλωματική εργασία θα ήθελα να ευχαριστήσω τον επιβλέποντα καθηγητή μου κ. Παντελή Σουπιό για τη βοήθεια του, τη στήριξη του, και την άριστη συνεργασία μας, που με την επιστημονική γνώση και την υπομονή του, με βοήθησε ουσιαστικά τόσο κατά τη διάρκεια εκπόνησης της διατριβής, όσο και κατά τη συγγραφή της. Επίσης, θα ήθελα να ευχαριστήσω τον μετεωρολόγο κ. Εμμανουήλ Λέκκα για τις πολύτιμες συμβουλές, την εποικοδομητική κριτική και την ηθική συμπαράσταση που μου προσέφερε όλα αυτά τα χρόνια. Επιπλέον, να ευχαριστήσω τον μαθηματικό μετεωρολόγο κ. Θεοδωρή Κολυδά για το ενδιαφέρον του, τις σημαντικές παρατηρήσεις και υποδείξεις του και την πολύτιμη συμβολή του που χωρίς αυτή δε θα ήταν δυνατή η ολοκλήρωση της διατριβής μου.*

## Περίληψη

Στην παρούσα διπλωματική εργασία παρουσιάζονται οι κλιματικές μεταβολές τη χρονική περίοδο από την Παλαιοζωϊκή (Κάμβριο περίοδο 600.000.000 π.Χ.) έως την Ρωμαϊκή περίοδο (476 μ.Χ.). Επιπλέον, παρουσιάζεται η συσχέτιση με ανάλογες παγκόσμιες κλιματικές μεταβολές καθώς και η κατανόηση των παλαιοκλιματικών συνθηκών που αναπτύχθηκαν κατά τη διάρκεια απόθεσης των σαπροπηλών (ιζημάτων πλούσιων σε οργανικό υλικό). Επιπροσθέτως, γίνεται αναφορά στα συμπεράσματα που προέρχονται από τη μελέτη των τριματοφόρων, των κόκκων γύρης, των κολεόπτρων, από την κατασκευή σταθερών ισότοπων οξυγόνου και άνθρακα προερχόμενα από αναλύσεις ασβεστίτη των καρστικών σπηλαίων της Ανατολικής Μεσογείου, καθώς και από αλκενόνες. Στην εργασία αναφέρονται οι ιστορικές περίοδοι και οι κλιματικές συνθήκες που επικρατούσαν οι οποίες διακρίνονται από τις κλιματικές παραμέτρους, όπως θερμοκρασία, υγρασία και θερμοκρασία επιφανειακών υδάτων. Γίνεται αναφορά των μεγαλύτερων κατακλυσμών και των αρχαίων μαχών που δόθηκαν και επηρεάστηκαν από τις καιρικές συνθήκες. Επιπλέον, επισημαίνονται οι κλιματικές συνθήκες που επικρατούσαν από την αρχή του Ολόκαινου έως το τέλος της Ρωμαϊκής περιόδου με διαγράμματα εκτιμήσεων της θερμοκρασίας και του υετού και παρατηρείται εναλλαγή γεωλογικών περιόδων με διαφορετικές κλιματικές συνθήκες η κάθε μια. Πολλές φορές το τέλος μίας περιόδου που ερμηνεύεται από έντονη κλιματική δραστηριότητα συμπίπτει με την κατάρρευση σημαντικών ιστορικών πολιτισμών. Τέλος, επισημαίνεται ότι οι κλιματικές αλλαγές επηρεάζουν ψυχολογικά τον άνθρωπο με αποτέλεσμα να δημιουργείται εσωτερική διχόνοια που προκαλεί διαμάχες και σε συνδιασμό με τις δυσμενείς κλιματικές συνθήκες οδηγούν στην κατάρρευση ιστορικών πολιτισμών.

## Abstract

This thesis presents the climate changes starting from the period of the Paleozoic (Cambrian period 600.000.000 BC) to the Roman period (476 AD). Furthermore, correlation is presented with corresponding global climate change as well as the understanding of paleoclimatic conditions developed during deposition of sapropel (sediments rich in organic material). In addition, reference is made to the conclusions derived from the study of trinitoforon, pollen grains, coleopterans, from the construction of stable isotopes of oxygen and carbon from calcite analyzes of karst caves of the Eastern Mediterranean, and from alkenes. The present thesis refers to historical periods and the climatic conditions that prevailed which were distinguished by climatic parameters such as temperature, humidity and temperature of the surface water. Reference is made to the largest cataclysms and ancient battles that had been affected by the weather. In addition, reference is made to the climatic conditions which prevailed since the beginning of the Holocene until the end of the Roman period with temperature estimation diagrams and precipitation. Alternation of geological periods is observed, with different climatic conditions occurring in each of those periods. Many times the end of a period is interpreted by intense climate activity that coincides with the collapse of historically significant civilizations. Finally, it is noted that climate changes affect mankind psychologically thus creating internal discord that causes conflicts that combined with unfavorable weather conditions lead to the collapse of historical cultures.

# Περιεχόμενα

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1 .....	6
1.1 Εισαγωγή .....	6
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2 .....	8
2.1 Η συμβολή της παλαιοκλιματολογίας στην μελέτη του κλίματος.....	8
2.2 Θεωρίες που ερμηνεύουν τις κλιματικές μεταβολές .....	10
2.3 Μέθοδοι μελέτης των κλιματικών μεταβολών.....	28
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3 .....	30
3.1 Οι κλιματικές μεταβολές από το 600.000.000 έως 10.000 π.Χ.....	30
3.1.1 Το κλίμα από την Κάμβριο περίοδο έως το Πλειστόκαινο .....	30
3.1.2 Τελευταία παγετώδης περίοδο (67.985-11.985 π.Χ).....	35
3.1.3 Μετάβαση από την τελευταία παγετώδη στην τελευταία μεσοπαγετώδη περίοδο .....	45
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4 .....	50
4.1 Οι κλιματικές μεταβολές από το 10.000 π.Χ. έως το 476μ.Χ. ....	50
4.1.1 Εισαγωγή .....	50
4.1.2 Παγκόσμια γεγονότα ψύχρανσης - μηχανισμοί κλιματικής αλλαγής.....	52
4.1.3 Παγκόσμιοι Ρυθμοί θέρμανσης .....	54
4.1.4 Το κλίμα της Μεσογείου .....	55
4.1.5 Χρονικό θερμοκρασιακών μεταβολών.....	58
4.1.6 Απότομες μεταβολές θερμοκρασίας επιφανειακών θαλάσσιων υδάτων στην Ανατολική Μεσόγειο.....	61
4.1.7 Μεταβολές βροχοπτώσεων στην Ανατολική Μεσόγειο.....	64
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5 .....	66
5.1 Οι κλιματικές μεταβολές στην αρχαιότητα.....	66
5.1.1 Οι μεγάλοι κατακλυσμοί στην αρχαιότητα.....	66
5.1.2 Η σύγχρονη επιστήμη επιβεβαιώνει τους μεγάλους κατακλυσμούς.....	71
5.1.3 Ο καιρός ως «πολεμική μηχανή».....	73

5.1.4 Σύγκριση των κλιματικών μεταβολών με την ιστορία του ανθρώπου .....	78
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6 .....	107
6.1 Συμπεράσματα .....	107
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7 .....	111
7.1 Αναφορές .....	111
7.1.1 Βιβλιογραφία.....	111
7.1.2 Πηγές από διαδίκτυο.....	125
7.1.3 Ακρώνυμα.....	126

# ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

## 1.1 Εισαγωγή

Η παρούσα διπλωματική εργασία, με τίτλο «*Παρουσίαση των μεταβολών των παλαιοκλιματικών συνθηκών από την Παλαιοζωϊκή μέχρι τη Ρωμαϊκή περίοδο*», εκπονήθηκε από τον Μάρτιο του 2014 έως τον Οκτώβριο του 2015 στο τμήμα *Μηχανικών Φυσικών Πόρων & Περιβάλλοντος Τ.Ε.* υπό την επίβλεψη του καθηγητή κ. Π. Σουπιού.

Η εργασία αυτή έρχεται να καλύψει την απορία του ανθρώπου για τις κλιματικές μεταβολές πριν από 600.000.000 χρόνια έως τη ρωμαϊκή περίοδο 476 μ.Χ. και να επισημάνει τα διαστήματα ψύχρανσης και θέρμανσης καθώς και τι προκάλεσε τις συγκεκριμένες κλιματικές μεταβολές καθώς και τις θερμοκρασίες που υπήρχαν εκείνες τις εποχές και τις θερμοκρασίες θαλάσσιων υδάτων.

Στο 2<sup>ο</sup> κεφάλαιο, γίνεται μια παρουσίαση στις θεωρίες που προσπαθούν να ερμηνεύσουν αυτές τις παλαιοκλιματολογικές αλλαγές (όπως οι τροχιακές παράμετροι Γης-Ηλίου, οι διεργασίες ανάδρασης του συστήματος υδρόσφαιρα-ατμόσφαιρα-λιθόσφαιρα – βιόσφαιρα, η θεωρία της ηφαιστειακής δράσης κ.τ.λ.), καθώς και στη πηγή προέλευσης των παλαιοκλιματολογικών αρχείων (όπως τα δακτυλίδια δέντρων, οι πυρήνες πάγου, οι αποθέσεις στους ωκεανούς κ.τ.λ.)

Στο 3<sup>ο</sup> κεφάλαιο, γίνεται παρουσίαση των κλιματικών συνθηκών που επικρατούσαν στη Γη, από την Κάμβριο περίοδο 600.000.000 χρόνια πριν έως τις αρχές του Ολόκαινου 10.000 π.Χ., ανά τους Γεωλογικούς Αιώνες, των κομβικών κλιματικών γεγονότων, με έμφαση στις θερμοκρασιακές μεταβολές και στα δεδομένα που στηρίχτηκαν οι επιστήμονες για τη στοιχειοθέτησή τους.

Το 4<sup>ο</sup> κεφάλαιο αναφέρεται από την αρχή του Ολόκαινου (10.000 π.Χ.) έως το τέλος της Ρωμαϊκής περιόδου, και γίνεται διάκριση των διαστημάτων ψύχρανσης και των απότομων κλιματικών αλλαγών. Επιπροσθέτως, γίνεται αναφορά στους λόγους που οδήγησαν σ' αυτές τις μεταβολές καθώς και στην προέλευση των δεδομένων στα οποία έχουν στηριχθεί οι επιστήμονες. Τονίζονται οι εκτιμήσεις των ρυθμών θέρμανσης, σύμφωνα με δεδομένα από τρηματοφόρα βαθιών νερών του Βόρειου Ατλαντικού, από αναλύσεις κόκκων γύρης από τη Γαλλία και κολεόπτρων

από Βρετανία και Γαλλία. Επισημαίνονται οι πιο έντονες μεταβολές των βροχοπτώσεων που έχουν προκύψει από κατασκευή ισότοπων οξυγόνου και άνθρακα προερχόμενες από αναλύσεις ασβεστίτη των καρστικών σπηλαίων της Ανατολικής Μεσογείου. Ακόμη, αναφέρεται το κλίμα της Μεσογείου, διευκρινίζεται από τι επηρεάζεται καθώς και οι εκτιμήσεις των θερμοκρασιών των επιφανειακών υδάτων από αλκενόνες.

Στο 5<sup>ο</sup> κεφάλαιο γίνεται αναφορά των μεγαλύτερων κατακλυσμών (Ωγύγου, Δαρδάνου και Δευκαλίωνα) καθώς και η επιβεβαίωσή τους από την επιστήμη. Παρουσιάζονται οι αρχαίες μάχες που δόθηκαν και επηρεάστηκαν από τις καιρικές συνθήκες. Επιπλέον, επισημαίνονται οι κλιματικές συνθήκες που επικρατούσαν από την αρχή του Ολόκαινου έως το τέλος της Ρωμαϊκής περιόδου καθώς και διαγράμματα με εκτιμήσεις της θερμοκρασίας και του νετού. Επίσης, η ιστορία των πολιτισμών που σε σύνδεση με τις καιρικές συνθήκες της κάθε εποχής βοηθούν στην κατανόηση του κλίματος. Αποδεικνύεται ότι οι μεγάλοι πολιτισμοί άκμαζαν και παράκμαζαν ανάλογα με τις κλιματικές συνθήκες που επικρατούσαν.

Στο 6<sup>ο</sup> κεφάλαιο αναφέρονται τα συμπεράσματα μου για τις κλιματικές συνθήκες της κάθε περιόδου και το πώς επηρεάζουν έναν ιστορικό πολιτισμό. Στο 7<sup>ο</sup> κεφάλαιο αναφέρεται η βιβλιογραφία, πηγές από το διαδίκτυο και τα ακρόνυμα.



## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

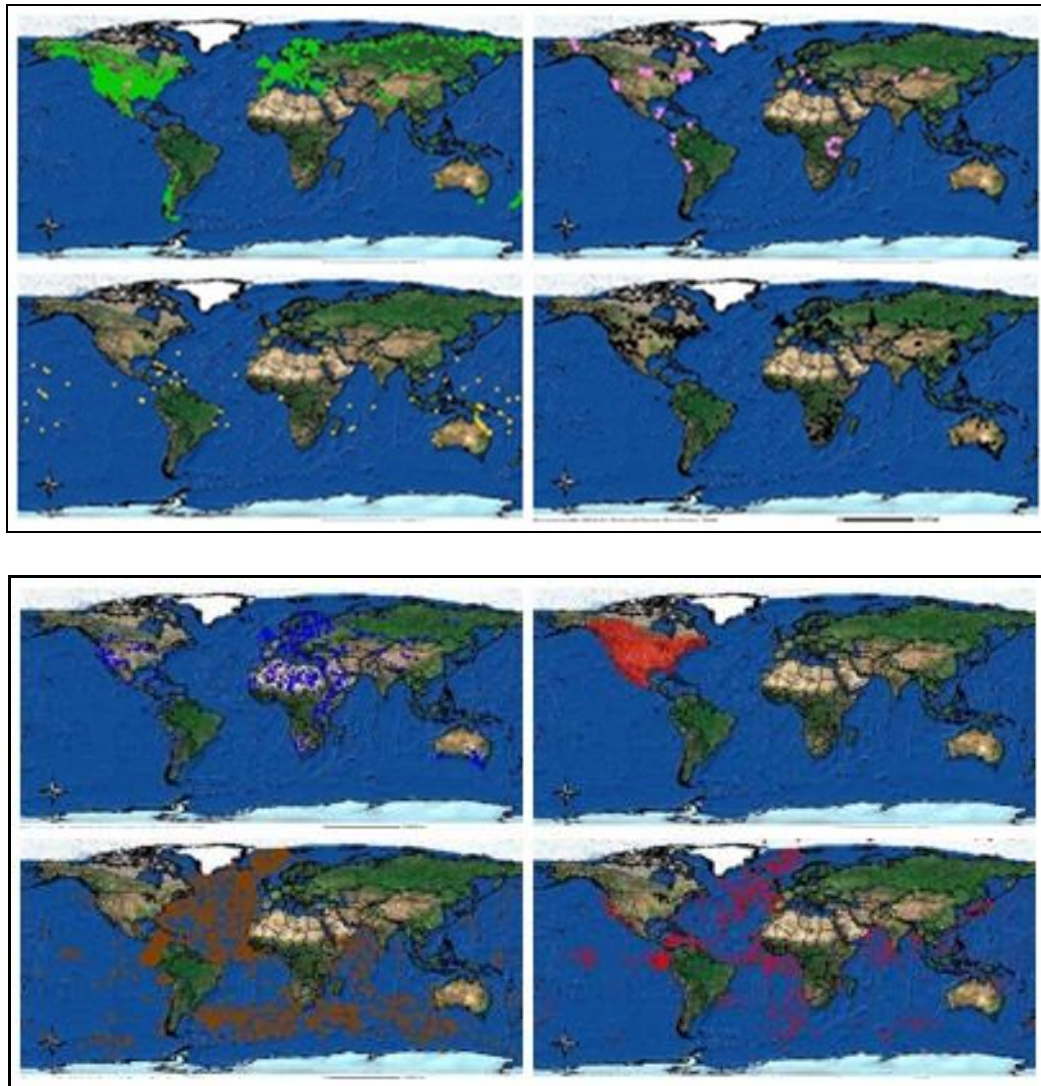
### 2.1 Η συμβολή της παλαιοκλιματολογίας στην μελέτη του κλίματος

Παλαιοκλιματολογία είναι η επιστήμη που μελετά τις κλιματολογικές συνθήκες που επικρατούσαν στη Γη τις παλαιότερες γεωλογικές περιόδους. Η παλαιοκλιματολογία δανείζεται από την γεωλογία το βασικό της υλικό. Προκειμένου όμως να επεξηγήσει αυτό το υλικό στηρίζεται και σε άλλες επιστήμες όπως η Αστρονομία, η Κλιματολογία, η Μετεωρολογία, η Θερμοδυναμική, κτλ.

Η ανεύρεση διαφόρων στοιχείων του παρελθόντος, που σχετίζονται με τους κλιματικούς τύπους που επεκράτησαν στα διάφορα σημεία του πλανήτη, μας δίνουν τη δυνατότητα να προσεγγίσουμε την εξέλιξη του κλίματος στη διάρκεια του παρελθόντος. Μερικά από τα στοιχεία για την αναδημιουργία του κλίματος είναι:

- Καταγραφές μετεωρολογικών οργάνων
- Ιστορικές καταγραφές
- Δαχτυλίδια δέντρων (Tree Rings)
- Πυρήνες πάγου (Ice Cores) παγετώνων
- Αποθέσεις στους ωκεανούς (Ocean Sediments)
- προσδιορισμός ηλικίας του οργανικού υλικού με C 14 (Radiocarbon date)
- Δείγματα γύρης (Pollen samples) στους πυθμένες λιμνών.
- Μεταβολές στα άγωνα (varnish coatings) των ερήμων
- Μεταβολές στα κοιτάσματα τυρφώνων (peatbog deposits)
- Καταγραφές προσχωσιγενών βράχων (Sedimentary rock records)

Τα σημεία δειγματοληψίας των διαφόρων στοιχείων κατά μήκος του πλανήτη φαίνονται στους παρακάτω χάρτες από τη NOAA:



- Coral Records
- ▼ Paleolimnology Records
- Lake Level Studies
- × Palmer Drought Reconstructions
- ▼ Paleocean CLIMAP
- ▲ Paleocean Non-CLIMAP
- ▲ Tree-Ring Records
- Borehole Records

Εικόνα 2.1.1: Χάρτες και υπόμνημα με τα σημεία δειγματοληψίας των διαφόρων στοιχείων κατά μήκος του πλανήτη. (Πηγή: NOAA/paleoclimatology, 2008)

Τα διάφορα στοιχεία και η διαρκής ανάπτυξη της επιστήμης της Παλαιοκλιματολογίας, μας επιτρέπουν να έχουμε μια πολύ καλή προσέγγιση της συμπεριφοράς του κλίματος μέχρι και στο πολύ μακρινό παρελθόν. Εκείνο όμως το οποίο δεν έχει ακόμα διευκρινιστεί, είναι οι αιτίες που προκάλεσαν αυτές τις μεταβολές. Η βιβλιογραφία είναι πλούσια από θεωρίες που προσπαθούν να ερμηνεύσουν τις κλιματικές μεταβολές του παρελθόντος. Οι απόψεις που

εκφράζονται μέσα από τις θεωρίες αυτές, ορισμένες φορές δεν συμφωνούν απόλυτα με τις παρατηρήσεις ή τις βασικές αρχές της Φυσικής. Όλες όμως εξηγούν σημαντικά τμήματα του φάσματος των κλιματικών μεταβολών.

## 2.2 Θεωρίες που ερμηνεύουν τις κλιματικές μεταβολές

Μέχρι σήμερα δεν έχει παρουσιαστεί μια πλήρης και αποδεκτή εξήγηση που να δικαιολογεί τη μεταβολή του κλίματος. Αυτό οφείλεται όπως ανέφερα, κυρίως στο γεγονός ότι πολλοί παράμετροι που εμπλέκονται σε ένα τέτοιο πρόβλημα ανήκουν σε διάφορους επιστημονικούς χώρους.

Οι αιτίες κλιματικών μεταβολών μπορεί να οφείλονται είτε σε γεωγραφικές-γεωλογικές θεωρίες είτε σε αστρονομικές. Στις γεωλογικές θεωρίες περιέχεται α) η θεωρία της ηφαιστειακής δράσης, β) η θεωρία Λιθοσφαιρικών πλακών, γ) η θεωρία της φυγόκεντρου δύναμης, δ) η θεωρία της ολισθήσεως των ηπείρων, ε) η θεωρία της ορογένεσης, στ) οι κατακόρυφες κινήσεις της ξηράς, ζ) η θεωρία της στάθμης της θάλασσας, και η) οι μεταβολές της κυκλοφορίας των υδάτινων μαζών. Στις αστρονομικές θεωρίες ανήκουν: α) οι τροχιακές παράμετροι Γης-Ηλίου (εκκεντρότητα, λοξότητα του άξονα περιστροφής και μετάπτωση των ισημεριών) ή αλλιώς αστρονομική θεωρία της κλιματικής αλλαγής, β) οι διεργασίες ανάδρασης του συστήματος υδρόσφαιρα-ατμόσφαιρα-λιθόσφαιρα - βιόσφαιρα (ανάδραση είναι κάθε επακόλουθη επίδραση ενός γεγονότος στον ίδιο του τον εαυτό). Τα βασικά στοιχεία ανάδρασης στις κλιματολογικές αλλαγές είναι οι υδρατμοί, το χιόνι και ο πάγος, τα σύννεφα και ο ρυθμός ανάπτυξης των δασών, γ) Μεταβολές ηλιακής ενέργειας, δ) η θεωρία του ψυχρού Ηλίου, ε) ο μηχανισμός θεωρίας κοσμικών ακτίνων και στ) οι μεταβολές των αερίων του θερμοκηπίου της ατμόσφαιρας (π.χ. CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>) και η επίδρασή τους στην εισερχόμενη και εξερχόμενη ακτινοβολία.

Όσον αφορά στις γεωλογικές θεωρίες:

### A) Θεωρία ηφαιστειακής δράσης

Η ηφαιστειακή δράση ευνοεί τη μείωση της θερμοκρασίας (αύξηση του όγκου των παγετώνων), επειδή το υλικό που διασπείρεται στην ατμόσφαιρα, έχει σαν αποτέλεσμα τη μείωση της ηλιακής ακτινοβολίας που φτάνει στην επιφάνεια του

εδάφους, χωρίς ουσιαστικά να εμποδίζει την απώλεια της ακτινοβολίας που εκπέμπει το έδαφος. Στο μέγιστο της ηφαιστειακής δράσεως, υπολογίζεται μια μέση μείωση της ακτινοβολίας κατά 10-20% και επακόλουθα μια μείωση της θερμοκρασίας της ατμόσφαιρας πολύ περισσότερο του 1°C.

Το μεγαλύτερο μέρος του υλικού που διασπείρεται στην ατμόσφαιρα, μετά την έκρηξη ενός ηφαιστείου είναι σε λεπτότατο διαμελισμό με αποτέλεσμα να μπορεί να αιωρείται στην ατμόσφαιρα για πολύ καιρό, επηρεάζοντας το κλίμα για πολλούς μήνες έως και ολόκληρα χρόνια. Επομένως, η ηφαιστειακή δράση μπορεί να αποτελέσει μηχανισμό «φυτιλιού» για την ενίσχυση των παγετώνων. Το μέγιστο της ηφαιστειακής δράσης παρατηρείται σχεδόν ταυτόχρονα με το μέγιστο της ορογένεσης.

## B) Θεωρία Λιθοσφαιρικών πλακών

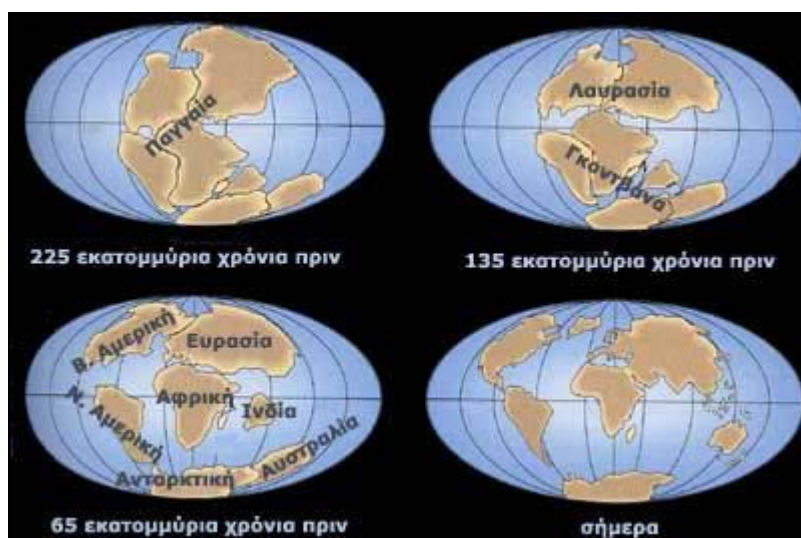
Η θεωρία αυτή επικαλείται τις σχετικές κινήσεις των ηπειρωτικών όγκων σε σχέση του ενός με τον άλλο και με τους πόλους και τροποποιεί τελείως τις έμμεσες υποθέσεις για την παγκόσμια γεωγραφία. Αυτή η θεωρία δημιούργησε τη βάση της υπόθεσης του Wegener, πάνω στην οποία βασίστηκαν οι υποθέσεις του Korpen και κλασσική θεωρία του Wegener.

Η μετακίνηση των ηπείρων λοιπόν κατά τους γεωλογικούς αιώνες αποτελεί μια εξήγηση των παλαιοκλιματικών μεταβολών. Φυσικό ήταν, αφού οι διάφορες ηπειρωτικές περιοχές άλλαζαν γεωγραφικό πλάτος, μετά από μετακίνηση των ηπείρων, να παρατηρηθεί και μεταβολή κλίματος. Η γενική αρχή της μετακίνησης των ηπείρων είναι παραδεκτή από τους περισσότερους επιστήμονες. Δεν συμφωνούν όμως στους μηχανισμούς της Γης οι οποίοι προκάλεσαν αυτές τις μετακινήσεις.

Η μετακίνηση των ηπείρων προκάλεσε αναμόρφωση στο βυθό των ωκεανών και μεταβολή της ωκεάνιας κυκλοφορίας και αυτή σε συνέχεια επηρέαζε τη μεταφορά θερμότητας προς τους πόλους. Στη συνέχεια συνέβησαν μεταβολές και στην υγρομετρική κατάσταση της ατμόσφαιρας. Αυτές οι κλιματικές μεταβολές είναι δυνατόν να προκαλούν νέες μεταβολές στην ωκεάνια κυκλοφορία και αυτές με τη σειρά τους να προκαλούν άλλες μεταβολές στο κλίμα.

Υποστηρίζεται από μεγάλη μερίδα επιστημόνων, σύμφωνα με τον καθηγητή Α. Μπλούτσο του Α.Π.Θ., ότι η κίνηση των ηπείρων είναι μια διαδικασία περίπου

σταθερή. Από άλλη μερίδα όμως, υποστηρίζεται ότι η κίνηση αυτή γίνεται κάποιες στιγμές πολύ ταχύτερα, ειδικά τις περιόδους που ενισχύονται οι παγετώνες. Σε μια τέτοια φάση έντονης ψύξης αρκετά ζώα εγκλωβίζονται σε μια περιοχή που αλλάζει το κλιματικό καθεστώς, με ότι συνεπάγεται αυτό. Προκειμένου να γίνει αποδεκτή αυτή η επιστημονική άποψη, γίνεται η παραδοχή ότι οι ήπειροι συμπεριφέρονται σαν νησιά που επιπλέουν πάνω στο μάγμα, ενώ το μάγμα συμπεριφέρεται σαν ωκεανός με μεγάλο ιξώδες. Έτσι οι ήπειροι θεωρούνται ικανές να αλλάξουν τόσο τη σχετική τους θέση, όσο και τον άξονα περιστροφής τους. Ένα ιστορικό γεγονός που επιβεβαιώνει τη θεωρία αυτή είναι η αιφνίδια εξαφάνιση των μαμούθ και άλλων ζώων, πριν από 10000 χρόνια, στην περιοχή της Σιβηρίας και της Αλάσκας, λόγω μιας ασυνήθιστης σε έκταση σε μέγεθος και έκταση κλιματικής μεταβολής, που μόνο με μια θεωρία σαν αυτή μπορεί να δικαιολογηθεί. Βέβαια ο λόγος μιας τέτοιας κινητικής συμπεριφοράς των ηπείρων δεν έχει ακόμα απόλυτα εξηγηθεί.



Εικόνα 2.2.1: Οι λιθοσφαιρικές πλάκες ανά τους γεωλογικούς αιώνες (Αυτοπροσαρμογή από Alfred Wegener, 1912)

### Γ.) Θεωρία της φυγόκεντρου δύναμης

Για την ερμηνεία της κίνησης των ηπείρων, οι Munk και Markowitz αποδίδουν σημαντική σημασία στην παρουσία της φυγόκεντρου δυνάμεως που αναπτύσσεται λόγω περιστροφής της Γης. Κατά τους Munk και Markowitz, σε κάθε σημείο μιας ηπείρου, που θεωρούμε ότι επιπλέει του μάγματος, ενεργεί φυγόκεντρος δύναμη.

Επειδή η φυγόκεντρος δύναμη είναι ανάλογη της απόστασης από τον άξονα περιστροφής, τα σημεία των ηπείρων που βρίσκονται πλησιέστερα στον ισημερινό δέχονται μεγαλύτερη δύναμη. Έτσι δημιουργείται μια συνισταμένη που τείνει να κινήσει την ήπειρο προς τον ισημερινό, υπόθεση που εξηγεί γιατί οι μεγαλύτερες ήπειροι βρίσκονται στον ισημερινό ή κοντά σε αυτόν στη διάρκεια του παρελθόντος. Από μηχανική άποψη όμως η θεωρία αυτή δε μπορεί να εξηγήσει την ενίσχυση των παγετώνων στις διάφορες ιστορικές περιόδους.

#### Δ.) Θεωρία της ολισθήσεως των ηπείρων

Η θεωρία των Runkorn και Meinesz στηρίζεται σε αρχές και κανόνες της Γεωφυσικής. Ο Runkorn δέχεται ότι από τον πυρήνα της γης ξεκινούν ρεύματα θερμότητας προς την επιφάνεια του εδάφους, μέσω του μανδύα, με ταχύτητα 10cm/yr. Το βασικό επακόλουθο της εκτιμήσεως αυτής είναι να αναλυθούν τα τοπογραφικά χαρακτηριστικά των σημείων της γης όπου τα ρεύματα είναι καθοδικά και τα οποία γίνονται η αιτία οι ήπειροι να μετακινηθούν προς τις περιοχές αυτές. Ο Meinesz παρουσίασε διάφορες αποδείξεις που δείχνουν ότι τέτοιες περιοχές υπάρχουν. Τα ρεύματα αυτά έχουν τη μορφή δακτυλίων και ο αριθμός των δακτυλίων καθώς και η ταχύτητα των ρευμάτων εξαρτάται κυρίως από τη σύνθεση του μανδύα, τη διαφορά θερμοκρασίας μεταξύ ανοδικού και καθοδικού ρεύματος καθώς και από το λόγο της ακτίνας του πυρήνα προς την ακτίνα της γης. Σήμερα ο λόγος αυτός είναι 0.55, τιμή που ευνοεί την παρουσία πέντε τέτοιων δακτυλίων (πέντε ηπείρων) με τα κέντρα των ηπείρων στα γεωγραφικά πλάτη 18°S και 54°N.

Ο Runkorn υποθέτει ότι ο πυρήνας της γης άρχισε να αυξάνει πριν από 3 δισεκατομμύρια χρόνια και η αύξηση αυτή συνεχίζεται μέχρι σήμερα, πολύ βραδύτερα όμως. Σύμφωνα με τους υπολογισμούς του, πριν αρχίσει η κίνηση των ηπείρων, ο λόγος των ακτίνων πυρήνα και γης ήταν 0.5, τιμή που ευνοούσε τότε την παρουσία τεσσάρων δακτυλίων (4 ηπείρων) με τα κέντρα στον ισημερινό και στους πόλους. Η θεωρία της ολισθήσεως των ηπείρων, αν και θεωρητική, είναι πιο ευλογοφανής από τη θεωρία των Λιθοσφαιρικών Πλακών, όμως και οι δύο αποτυγχάνουν στο να ερμηνεύσουν τις, σχετικά μικρής διάρκειας, παγετώδεις εποχές.



Εικόνα 2.2.2: Ο πυρήνας της Γης

Μέχρι σήμερα έχουν διατυπωθεί περισσότερες από 50 παρόμοιες θεωρίες. Θα αναφερθούν περιληπτικά ορισμένες από αυτές, αξιολογώντας τις με βάση τις εξηγήσεις που δίνουν για τις μεταβολές διαφόρων κλιματικών παραμέτρων.

#### Ε.) Η θεωρία της ορογένεσης

Είναι μια άποψη που βρίσκει τεράστια απήχηση, κυρίως μεταξύ των γεωλόγων, που βρήκαν μια εξαιρετική συσχέτιση μεταξύ ορογένεσης και ενισχύσεως των παγετώνων. Με ελάχιστες εξαιρέσεις, οι παγετώδεις εποχές, τόσο στην Πέρμιο όσο και στην Τεταρτογενή περίοδο, προηγήθηκαν περιόδων έντονων ορογένεσεων. Κατά την ορογένεση το κλίμα γίνεται σημαντικά θερμότερο, γεγονός που δεν ευνοεί την παρουσία παγετώνων.

#### ΣΤ.) Οι κατακόρυφες κινήσεις της ξηράς

Κλιματικές μεταβολές προκλήθηκαν και από την κατακόρυφη ανύψωση ή καθίζηση της ξηράς κατά το γεωλογικό παρελθόν. Σημαντικές υψομετρικές μεταβολές κατά τις διαβρώσεις ή τις ορογενικές κινήσεις κατέληγαν και σε κλιματικές μεταβολές. Απεικονίζονται οι μεταβολές αυτές στα παγοκαλύμματα και στη βλάστηση. Είναι γνωστό ότι στην τροπόσφαιρα η θερμοκρασία μειώνεται με το υψόμετρο. Η κανονική κατακόρυφη θερμοβαθμίδα είναι  $6,5^{\circ}\text{C}$  ανά 1000 μέτρα. Επομένως κατά το γεωλογικό παρελθόν είχαμε συχνή μείωση ή αύξηση της θερμοκρασίας με την ανύψωση της γης μετά από ορογενετικές κινήσεις ή ελάττωση του ύψους της μετά από διαβρωτικές διαδικασίες.

#### Ζ.) Θεωρία της στάθμης της θάλασσας

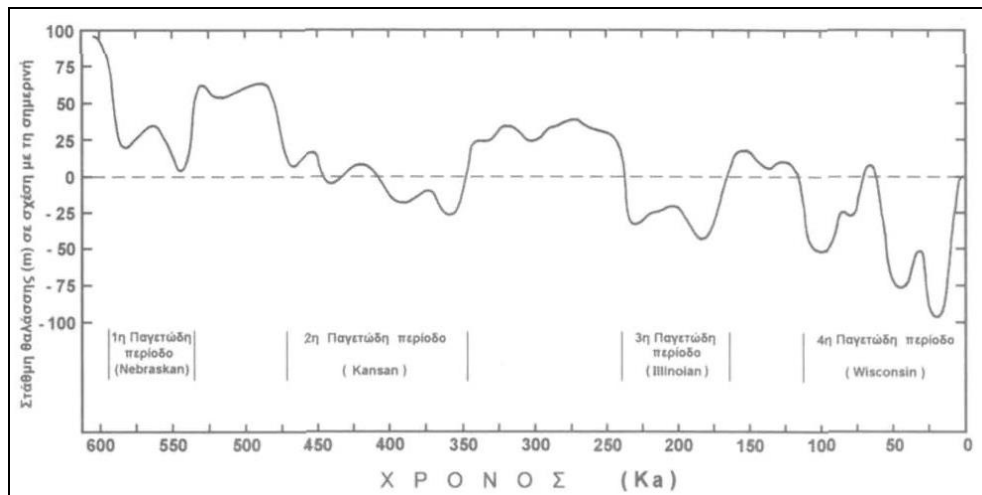
Η θεωρία αυτή αναπτύχθηκε με βάση το γεγονός της απότομης θέρμανσης του βορείου Ατλαντικού 11.000 χρόνια πριν. Λίγο πριν το γεγονός αυτό η επικοινωνία των θαλάσσιων υδάτων μεταξύ της Αρκτικής περιοχής και του βορείου Ατλαντικού πραγματοποιούνταν μέσω ενός αβαθούς τμήματος του πυθμένα που εκτείνεται μεταξύ Γροιλανδίας και Νορβηγίας. Όμως, 11.000 χρόνια πριν, οι παγετώνες της περιοχής παρουσίασαν μια σημαντική αύξηση, λόγω των υδρατμών που απορρόφησαν από το Αρκτικό περιβάλλον, με αποτέλεσμα το κλείσιμο του αβαθούς αυτού τμήματος. Έτσι διεκόπη η «επικοινωνία» μεταξύ των δύο θαλάσσιων τμημάτων και τα νερά της Αρκτικής σταμάτησαν να θερμαίνονται με αποτέλεσμα την ταχεία παγοποίηση τους. Η θερμότητα που απελευθερώθηκε θέρμανε τον Βόρειο Ατλαντικό. Η παγοποίηση της αρκτικής θάλασσας στερήσε την περιοχή από υδρατμούς με αποτέλεσμα να σταματήσει η αύξηση του όγκου των παγετώνων και να αρχίσει έτσι η μεταπαγετώδης εποχή, αφού σε σύντομο διάστημα επανήλθε η επικοινωνία των δύο αποκομμένων θαλασσών.

Σύμφωνα με τη θεωρία, η αυξομείωση του όγκου των παγετώνων έχει σαν αποτέλεσμα τη μεταβολή της στάθμης της θάλασσας σε πολύ μεγάλα όρια. Υπήρξε περίοδος, στο γεωολογικό παρελθόν, που η στάθμη των ωκεανών ανέβηκε τόσο ψηλά που μείωσε την επιφάνεια των ηπείρων κατά 25%. Η αύξηση της στάθμης των υδάτων συμπίπτει με την αύξηση της θερμοκρασίας του αέρα. Σε μια τέτοια κατάσταση αυξάνει και η επιφάνεια των ωκεανών, με συνέπεια την αύξηση της εξατμίσεως και της βροχόπτωσης.

Στις αρχές της Πλειοκαίνου εποχής παρατηρήθηκε σημαντική αύξηση της στάθμης των ωκεανών σε ύψος μεγαλύτερο κατά 300m από το σημερινό. Κατά τη διάρκεια αυτού του φαινομένου, η μέση θερμοκρασία του πλανήτη αυξήθηκε κατά 10°C.

Στην αρχή της Πλειστοκαίνου εποχής, η μέση στάθμη των θαλασσών βρισκόταν περίπου 100m ψηλότερα από τη σημερινή, ενώ στη συνέχεια παρουσίασε αρκετές διακυμάνσεις με σαφή τάση μείωσης. Οι διακυμάνσεις αυτές σχετίζονται και με την αυξομείωση του όγκου των παγετώνων. Η μείωση αυτή σταμάτησε 17.000 χρόνια πριν (Εικόνα 2.2.3) όταν η μέση στάθμη της θάλασσας βρέθηκε 75m χαμηλότερα της σημερινής.





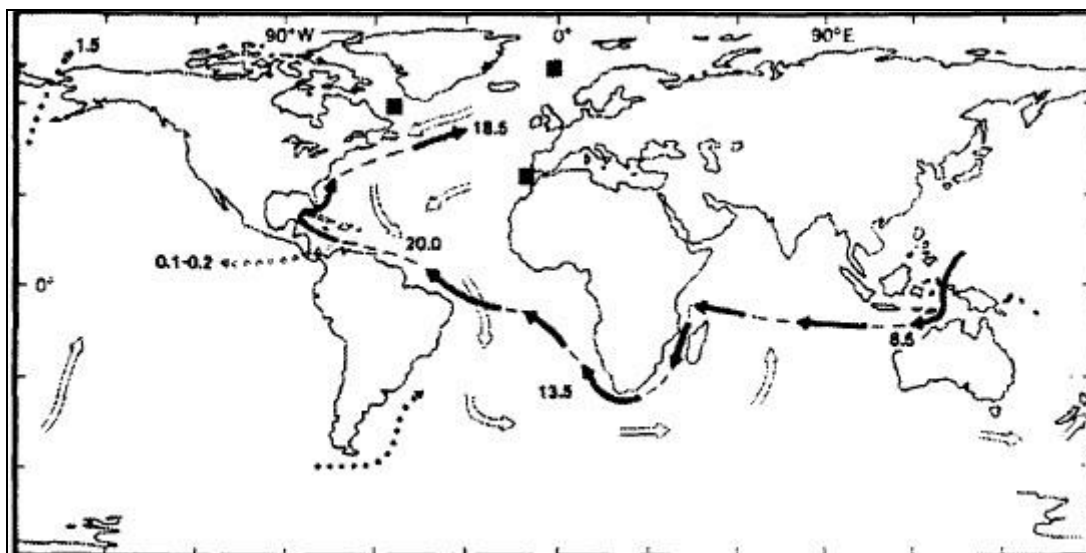
Εικόνα 2.2.3: Οι διακυμάνσεις της στάθμης της θάλασσας, σε σχέση με τη σημερινή Χ.Σ.Σαχσαμάνογλου, Φυσική Κλιματολογία, 1998)

Στη συνέχεια άρχισε μια απότομη αύξηση μέχρι το 4.000 π.Χ. Από τότε μέχρι σήμερα, με μικρές διακυμάνσεις, η στάθμη αυξήθηκε άλλα 2m. Στο σημείο αυτό πρέπει να τονίσουμε ότι ορισμένες από τις διακυμάνσεις αυτές δεν οφείλονται μόνο στις μεταβολές του όγκου των παγετώνων, αλλά και σε μεταβολές του επιπέδου του πυθμένα. Παράδειγμα αποτελεί η περίπτωση της πτώσης της στάθμης της θάλασσας στην Τριτογενή περίοδο, σε μια στιγμή που οι παγετώνες ήταν στο ελάχιστο τους. Επίσης, πρέπει να σημειωθεί, ότι στη διάρκεια των παγετωδών εποχών μειώνεται σημαντικά και το ποσό της βροχόπτωσης. Χαρακτηριστικό παράδειγμα είναι η Τέταρτη Παγετώδης Εποχή (Wisconsin) της Πλειστοκαίνου περιόδου, η οποία ήταν η ψυχρότερη αλλά και η ξηρότερη από τις 3 παγετώδεις εποχές που προηγήθηκαν.

#### Η.) Μεταβολές της κυκλοφορίας των υδάτινων μαζών

Ο σχηματισμός και η κυκλοφορία των υδάτινων μαζών του Ατλαντικού ωκεανού επικεντρώνουν το ενδιαφέρον των ερευνητών ως προς την επίδραση τους στη διαμόρφωση του κλίματος. Το βαθύ νερό του Β. Ατλαντικού (North Atlantic Deep Water: NADW), σχηματίζεται σήμερα με την καταβύθιση, κατά τη διάρκεια του χειμώνα, των ψυχρών επιφανειακών νερών της Νορβηγικής θάλασσας και της θάλασσας Λαμπραντόρ. Το ψυχρό και υψηλής αλατότητας NADW ενώνεται στη συνέχεια με τα θερμότερα, υψηλότερης αλατότητας νερά της Μεσογείου και συνεχίζει την πορεία του προς τα νότια. Ο σχηματισμός του αποδίδει στην ατμόσφαιρα περίπου  $5-7 \times 10^{14}$  W, και αντιστοιχούν σε περίπου 20-30% της ηλιακής ενέργειας που δέχεται η επιφάνεια του Ατλαντικού ωκεανού σε γεωγραφικό πλάτος

35°N (Broecker et al., 1985) (Εικόνα 2.2.4). Επιπλέον με την κυκλοφορία των υδάτινων μαζών του Ατλαντικού ωκεανού, μεταφέρονται μεγάλα ποσά θερμότητας, μέσω ρευμάτων (Gulf Stream) των επιφανειακών νερών, στη Βορειοανατολική Ευρώπη.



Εικόνα 2.2.4: Σχηματική αναπαράσταση της παγκόσμιας θερμόαλης κυκλοφορίας των ωκεανών (Street-Perrott and Perrott, 1990), όπου ο Ατλαντικός ωκεανός φαίνεται να είναι και ο κύριος ρυθμιστής της. Στην εικόνα με μαύρα βέλη σημειώνονται οι κύριες πορείες των επιφανειακών θερμών νερών, ενώ με λευκά οι πορείες των βαθιών νερών. Επιπλέον, με τετράγωνα σημειώνονται οι θέσεις σχηματισμού του βαθιού Ατλαντικού νερού. Οι γραμμές με τους μαύρους κύκλους δείχνουν τις περιοχές εισόδου ψυχρών νερών στον Ατλαντικό ωκεανό, ενώ οι γραμμές με τους λευκούς κύκλους δείχνουν τις περιοχές έντονης εξάτμισης. Οι μονάδες ροής των υδάτινων μαζών δίνονται σε Sv (Sverdrups:  $10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ ).

Η μείωση ή η παύση του σχηματισμού του NADW και γενικά της κυκλοφορίας των υδάτινων μαζών του Ατλαντικού οδηγεί σε αλλαγές της ατμόσφαιρας. Σημαντική αιτία μείωσης του ρυθμού σχηματισμού του NADW, η οποία συνήθως εντοπίζεται από τις χαμηλές τιμές του CD/Ca και τις υψηλές τιμές του λόγου  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  στα κελύφη των βενθονικών οργανισμών (Boyle and Kennigwin, 1987) μπορεί να είναι η τροφοδοσία χαμηλής αλατότητας επιφανειακού νερού στις περιοχές σχηματισμού του, όπως φαίνεται να έχει συμβεί σε περιόδους τήξεως των παγετώνων π.χ. η τήξη του παγετώνα πριν περίπου 10.5 ka (Broecker et al., 1988).

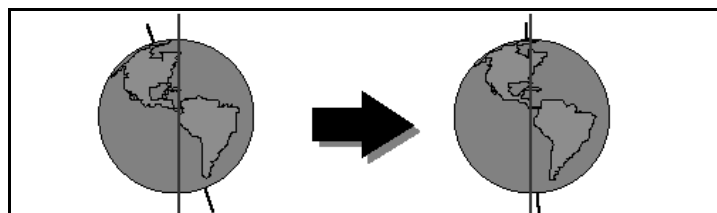
Οι Sreet-Perrott and Perrott (1990) συνέδεσαν περιόδους ξηρασίας στην Αφρική με περιόδους μείωσης ή παύσης του ρυθμού σχηματισμού του NADW.

Όσον αφορά στις αστρονομικές θεωρίες:

A) Οι τροχιακές παράμετροι Γης-Ηλίου αναφέρονται στην εκκεντρότητα, στη λοξότητα του άξονα περιστροφής και στην μετάπτωση των ισημεριών και είναι η αστρονομική θεωρία κλιματικής αλλαγής.

Η πλέον αποδεκτή θεωρία που ερμηνεύει πολλές από τις μεγάλης κλίμακας μακροπρόθεσμες μεταβολές του κλίματος, είναι αυτή που θεωρεί ως αιτία των μεταβολών της ακτινοβολίας, και κατά συνέπεια των μεταβολών του κλίματος, τις μεταβολές της τροχιάς της Γης γύρω από τον Ήλιο (κύκλοι Milankovitch). Η αστρονομική θεωρία της κλιματικής αλλαγής πηγάζει από την έρευνα του Σέρβου αστρονόμου και αστροφυσικού Milutin Milankovitch. Εξαιτίας αυτών των μεταβολών της τροχιάς της Γης, προκύπτουν μεταβολές της έντασης της ηλιακής ακτινοβολίας που φτάνει στην επιφάνεια του εδάφους, με αποτέλεσμα τη μεταβολή του κλίματος.

Με τρεις τρόπους μπορεί να μεταβληθεί η εκλειπτική τροχιά της Γης γύρω από τον Ήλιο. Η πρώτη μεταβολή οφείλεται στην αλλαγή της αξονικής κλίσης κατά  $1.5^\circ$ , γύρω από τη μέση τιμή των  $23.5^\circ$ , με περίοδο 41.000 έτη (Εικόνα 2.2.5). Όταν αυτή η κλίση αποκτά τη μέγιστη τιμή, η αντίθεση των ακραίων εποχών μεγιστοποιείται με πολύ ψυχρούς χειμώνες και πολύ θερμά καλοκαίρια.

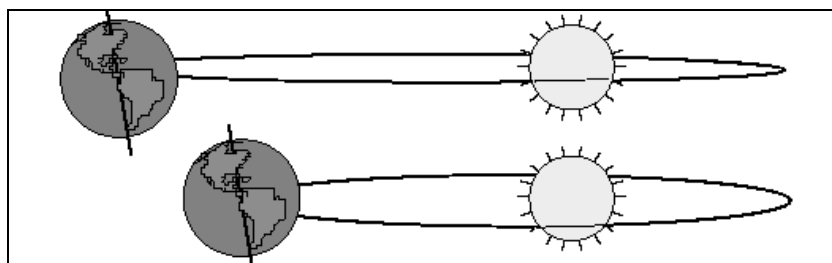


Εικόνα 2.2.5: Ο κύκλος της μεταβολής της αξονικής κλίσης, με περίοδο 41000 έτη. (Scott Rutherford, 2004)

Η μείωση της γωνίας από την τρέχουσα τιμή των  $23.45^\circ$  σημαίνει λιγότερες εποχιακές διαφορές μεταξύ των βόρειων και νότιων ημισφαιρίων, ενώ μια

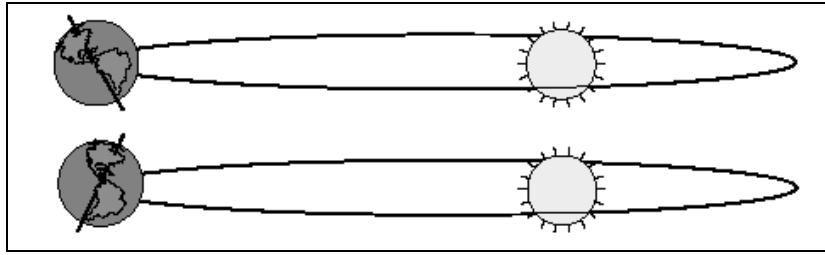
μεγαλύτερη γωνία σημαίνει μεγαλύτερες εποχιακές διαφορές. Επειδή λοιπόν η κλίση αλλάζει, οι εποχές όπως τις ξέρουμε μπορούν να γίνουν πιο υπερβολικές. Περισσότερη κλίση σημαίνει βαρύτερες εποχές, θερμότερα καλοκαίρια και πιο κρύοι χειμώνες. Μικρότερη κλίση σημαίνει λιγότερο βαριές εποχές, πιο δροσερά καλοκαίρια και ηπιότεροι χειμώνες. Τα δροσερά καλοκαίρια θεωρούνται υπεύθυνα για τη διατήρηση του χιονιού και του πάγου όλο το χρόνο στα ψηλά γεωγραφικά πλάτη, δημιουργώντας τελικά τεράστια παγόβουνα. Υπάρχουν θετικές αναδράσεις στο σύστημα του κλίματος επίσης, επειδή μια Γη που καλύπτεται με περισσότερο χιόνι ανακλά περισσότερη ενέργεια του ήλιου στο διάστημα, προκαλώντας έτσι πρόσθετη ψύξη.

Η δεύτερη μεταβολή οφείλεται στην αλλαγή της εκκεντρότητας της εκλειπτικής από 0 μέχρι 0.05 με μια μεταβλητή περίοδο περίπου 100.000 ετών (Εικόνα 2.2.6). Λόγω αυτής της αλλαγής, η ένταση της ηλιακής ακτινοβολίας στην επιφάνεια του εδάφους μειώνεται κατά 1%. Επίσης η μεταβολή αυτής της εντάσεως μεταξύ χειμώνα και καλοκαιριού φτάνει το 20%, ενώ σήμερα η διαφορά αυτή είναι περίπου 7%. Στην περίπτωση αυτή το ημισφαίριο που φωτίζεται περισσότερο το χειμώνα έχει μικρές θερμοκρασιακές αντιθέσεις (χειμώνα-καλοκαιριού), ενώ το άλλο ημισφαίριο παρουσιάζει πολύ ψυχρό χειμώνα και θερμό καλοκαίρι.



Εικόνα 2.2.6: Ο κύκλος της μεταβολής της εκκεντρότητας, με περίοδο 100.000 έτη. Πάνω έχουμε υψηλή και κάτω χαμηλή εκκεντρότητα (Scott Rutherford, 2004)

Η τρίτη μεταβολή οφείλεται στη μετάπτωση των ισημεριών, δηλαδή σε μεταβολές στην κατεύθυνση του άξονα της Γης (Εικόνα 2.2.7). Ο χρόνος που εμφανίζονται οι ισημερίες αλλάζει περιοδικά ανά 26.000 έτη. Όταν το Βόρειο Ημισφαίριο, εξαιτίας της δεύτερης μεταβολής (εκκεντρότητας), βρίσκεται σε φάση ήπιων εποχών, είναι δυνατόν η συμβολή του κύκλου της μετάπτωσης των ισημεριών να αλλοιώσει αυτό το χαρακτήρα και να προκαλέσει ένα ακραίο καιρικό κλίμα. Μια τέτοια συμβολή παρατηρείται κάθε 11.000 έτη.



Εικόνα 2.2.7: Ο κύκλος της μετάπτωσης των ισημεριών, με περίοδο 26.000 έτη. (Scott Rutherford, 2004)

Ο Σέρβος αστροφυσικός Milankovitch υπέθεσε ότι όταν συνδυαστούν μερικά τμήματα των κυκλικών αυτών παραλλαγών και εμφανιστούν συγχρόνως, τότε είναι υπεύθυνες για σημαντικές αλλαγές στο γήινο κλίμα (ακόμα και οι εποχές του πάγου). Ο συνδυασμός δηλαδή του κύκλου των 41.000 ετών της κλίσης και των κύκλων μετάπτωσης των 22.000 ετών, συν τη μικρότερη εκκεντρότητα, έχει επιπτώσεις στη σχετική ένταση του καλοκαιριού και του χειμώνα και θεωρείται ότι μπορεί να ελέγχει την αύξηση και την υποχώρηση των παγόβουνων. Τα δροσερά καλοκαίρια στο βόρειο ημισφαίριο, που υπάρχει περισσότερη στεριά, επιτρέπουν στο χιόνι και τον πάγο να μένουν και κατά τον επόμενο χειμώνα. Αυτό βοηθάει στην ανάπτυξη μεγάλων παγόβουνων για εκατοντάδες έως χιλιάδες χρόνια. Αντιθέτως, τα θερμότερα καλοκαίρια μειώνουν την έκταση των παγόβουνων τήκοντας περισσότερο πάγο από τη συσσώρευση που έγινε κατά τη διάρκεια του χειμώνα.

Ο Milankovitch με τη βοήθεια ενός μαθηματικού μοντέλου υπολόγισε τις διαφορές στα διάφορα πλάτη της ηλιακής έκθεσης, ανά μονάδα επιφάνειας και την αντίστοιχη θερμοκρασία επιφάνειας, κατά τη διάρκεια των τελευταίων 600.000 ετών. Προσπάθησε έπειτα, να συσχετίσει αυτές τις αλλαγές με την αύξηση και την υποχώρηση των εποχών πάγου. Για να το πετύχει ο Milankovitch υπέθεσε ότι οι αλλαγές στην ακτινοβολία σε μερικά γεωγραφικά πλάτη και οι εποχές είναι σημαντικότερες στην αύξηση και τη διάσπαση των παγόβουνων από αυτές σε κάποιες άλλες περιοχές. Η θεωρία του προτείνει ότι η αρχική αιτία των Εποχών του Πάγου είναι η συνολική θερινή ακτινοβολία που πέφτει στις βόρειες περιοχές (πλησίον των  $65^{\circ}$ ), όπου στο παρελθόν έχουν σχηματιστεί μεγάλα παγόβουνα. Οι προηγούμενες Εποχές του Πάγου συσχετίζονται αρκετά με την ηλιακή έκθεση στους  $65^{\circ}$  βόρεια. Οι αστρονομικοί υπολογισμοί δείχνουν ότι στους  $65^{\circ}$  η θερινή ηλιακή

έκθεση πρέπει να αυξηθεί βαθμιαία κατά τη διάρκεια των επόμενων 25.000 ετών και ότι δεν αναμένεται να προκληθεί μια νέα Εποχή Πάγου στα επόμενα 100.000 έτη.

Αν και έκανε την εργασία του στο πρώτο μισό του 20ού αιώνα, για περίπου 50 χρόνια, η θεωρία του Milankovitch αγνοήθηκε κατά ένα μεγάλο μέρος. Μια εργασία όμως του 1976, που δημοσιεύθηκε στο περιοδικό Science από τον Hays, εξέτασε πυρήνες ιζημάτων βαθιά στη θάλασσα και βρήκε ότι η θεωρία του Milankovich αντιστοιχούσε στις περιόδους κλιματικών αλλαγών. Συγκεκριμένα, οι συντάκτες της εργασίας εξέτασαν το γήινο αρχείο της αλλαγής της θερμοκρασίας, για 450.000 χρόνια και βρήκαν ότι οι σημαντικές μεταβολές στο κλίμα συνδέθηκαν πολύ με τις αλλαγές στη γεωμετρία της γήινης τροχιάς. Πράγματι, οι εποχές πάγου συνέβησαν όταν η Γη προχωρούσε στα διαφορετικά στάδια της τροχιακής μεταβολής.

B.) Διεργασίες ανάδρασης του συστήματος υδρόσφαιρα-ατμόσφαιρα-λιθόσφαιρα – βιόσφαιρα

Ένα τέτοιο μοντέλο, όπου το σύστημα υδρόσφαιρα/ατμόσφαιρα συμβάλλει στη γρήγορη και μεγάλη ανάπτυξη παγετώνων στο βόρειο ημισφαίριο, προτάθηκε από τους Ruddiman and Intyre (1981). Το μοντέλο βασίζεται στη θεωρία i) Milankovitch, η οποία προϋποθέτει χαμηλή θερινή ηλιακή ακτινοβολία και ii) στο γεγονός ότι τα επιφανειακά νερά του υποπολικού και βόρειου υποτροπικού Ατλαντικού παραμένουν σε μη αναμενόμενη υψηλή θερμοκρασία και υψηλή αλατότητα, παρά την έναρξη σχηματισμού παγετώνων. Η καθυστέρηση στη μείωση της θερμοκρασίας των νερών σε αυτά τα γεωγραφικά πλάτη είναι της τάξης των 5.000 χρόνων και οφείλεται στη διαφορά θερμοχωρητικότητας μεταξύ ωκεανού και της χερσονήσου.

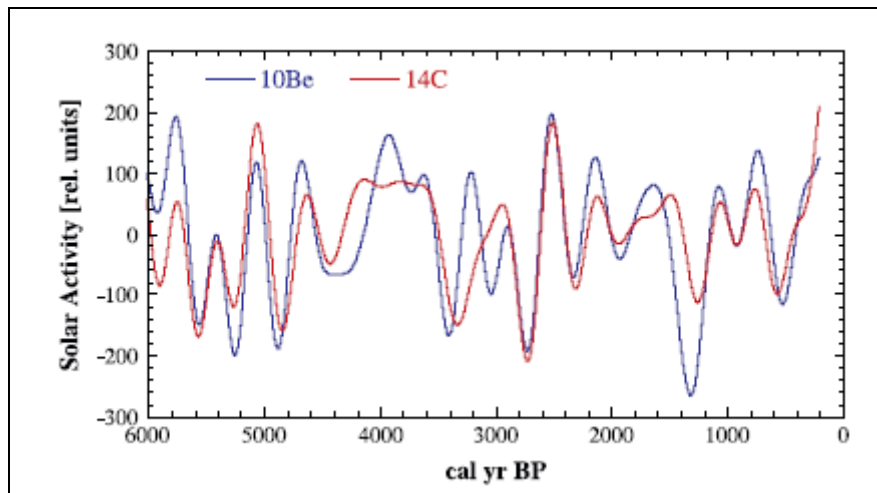
Η ατμόσφαιρα αντλεί την απαιτούμενη υγρασία για την επέκταση των παγετώνων από τον ωκεανό, ενώ παράλληλα ο σχηματισμός των παγετώνων ψύχει τα υψηλά γεωγραφικά πλάτη και αυξάνει την λευκαύγεια. Η υψηλή αλατότητα και η υψηλή χειμερινή ηλιακή ακτινοβολία, διατηρούν τον υποπολικό και βόρειο υποτροπικό Ατλαντικό ελεύθερο από πάγο/παγόβουνα και συντελούν στη συνεχή τροφοδοσία της ατμόσφαιρας με υγρασία. Επιπλέον, η ισχυρή θερμική διαφορά χέρσου και ωκεανού, κατευθύνει τις πορείες των καταιγίδων των χαμηλών πλατών σε μια πιο βόρεια κατεύθυνση, ενισχύοντας την τροφοδοσία της απαιτούμενης υγρασίας.

Στο ίδιο μοντέλο, η γρήγορη τήξη των παγετώνων βασίζεται επίσης στη θεωρία του Milankovitch, καθώς πυροδοτείται από την αυξημένη θερινή ακτινοβολία ως αποτέλεσμα του καλοκαιριού στο περιήλιο. Η καταστροφή των παγετώνων τροφοδοτεί τον ωκεανό με παγόβουνα και μεγάλες ποσότητες «τηγμένου νερού». Η κάλυψη του ωκεανού με παγόβουνα οδηγεί στη μείωση της επιφανειακής θερμοκρασίας, με συνέπεια τη μείωση του ρυθμού παροχής της αναγκαίας υγρασίας για το σχηματισμό του ηπειρωτικού παγετώνα. Επιπλέον το «τηγμένο νερό» σε συνδυασμό με τις χαμηλές χειμερινές θερμοκρασίες, σχηματίζει περαιτέρω θαλάσσιο πάγο εμποδίζοντας την εξαγωγή της υγρασίας. Επίσης, η παρουσία του «τηγμένου νερού» αυξάνει τη στάθμη της θάλασσας, με αποτέλεσμα να ενισχύεται η τήξη του ηπειρωτικού παγετώνα. Επιπλέον οι πορείες των καταιγίδων των χαμηλών και μεσαίων γεωγραφικών πλατών ακολουθούν τώρα πορείες ανατολικών διευθύνσεων, παράλληλα στα όρια μεταξύ του ψυχρού υποτροπικού και σχετικά θερμότερου τροπικού Ατλαντικού Ωκεανού, μειώνοντας έτσι ακόμη περισσότερο την τροφοδοσία των παγετώνων με την απαραίτητη υγρασία.

#### Γ) Μεταβολές ηλιακής ενέργειας

Οι μεταβολές της ενεργειακής εκπομπής του ήλιου είναι φυσικό να έχουν ως επακόλουθο τη μεταβολή του κλίματος της γης. Υποστηρίζεται ότι η περιοδικότητα που παρουσιάζει η πυρηνική δράση στο κέντρο του ήλιου μεταφέρεται στο εξωτερικό τμήμα του (επιφάνεια εκπομπής) και από εκεί μεταφέρεται και στο κλίμα της γης.

Ενόργανες μετρήσεις ηλιακής δραστηριότητας μέσα από τις παρατηρήσεις των ηλιακών κηλίδων (έμμεση έκφραση ηλιακής δραστηριότητας) υπάρχουν από τον 17<sup>ο</sup> αιώνα μέχρι σήμερα και εμφανίζουν περιοδικές μεταβολές με κύκλους των 11, 22, 75 και 200 ετών. Η αναπαράσταση της ηλιακής δραστηριότητας στο ιστορικό και γεωλογικό παρελθόν προκύπτει με έμμεσο τρόπο από τις μεταβολές των συγκεντρώσεων των κοσμογενών ισοτόπων ( $^{10}\text{Be}$  σε πολικό πάγο και  $^{14}\text{C}$  σε δακτυλίους δέντρων). Μια τέτοια αναπαράσταση αποτελεί η Εικόνα φτάνοντας τα 6 χιλιάδες χρόνια πριν (Wanner et al., 2008) ή τα 10 χιλιάδες χρόνια πριν (Vonmoos et al., 2006) στην οποία όμως αναπαράσταση παρουσιάζονται ανακολουθίες μεταξύ των αρχείων του  $^{10}\text{Be}$  και του  $^{14}\text{C}$  μετά τα 6 χιλιάδες χρόνια.



Εικόνα 2.2.8: Αναπαράσταση ηλιακής δραστηριότητας βασισμένη σε  $^{10}\text{Be}$  και  $^{14}\text{C}$ . Ο ρυθμός παραγωγής του  $^{10}\text{Be}$  προέκυψε από τις συγκεντρώσεις  $^{10}\text{Be}$  που μετρήθηκαν στον πυρήνα πάγου της Γροιλανδίας GRIP (Vonmoos et al., 2006). Ο ρυθμός παραγωγής  $^{14}\text{C}$  υπολογίστηκε με το Bern3D δυναμικό μοντέλο κύκλου του άνθρακα (Möller et al., 2006) ορίζοντας τα αρχεία δακτυλίων δέντρων και των δύο ημισφαιρίων (Reimer et al., 2004; McCormack et al., 2004). Σχήμα από Wanner et al. (2008).

Η επίδραση της ηλιακής δραστηριότητας στην εκατονταετή - χιλιετή μεταβλητότητα του κλίματος υποστηρίζεται (Karlen and Kuylenstierna, 1996; Bond et al., 2001; Fleitmann et al., 2003; Wang et al., 2004) από τον συσχετισμό των μεταβολών των κοσμογενών ισοτόπων με τις μεταβολές ποικίλων κλιματικών δεικτών (ισότοπα οξυγόνου, βιογενή και γεωχημικά αρχεία κ.α). Κάποιοι ερευνητές αποδίδουν σημαντική βαρύτητα στις μεταβολές της ηλιακής δραστηριότητας στην κλιματική αλλαγή. Για παράδειγμα οι Scafetta and West (2006) υπολόγισαν ότι το 75% της παγκόσμιας θέρμανσης της περιόδου 1900-1980 είχε ηλιακή προέλευση ενώ το ποσοστό μειώνεται στο 30% για την περίοδο 1980-2000. Κάποιοι άλλοι, όπως οι Wanner et al. (2008) είναι πιο σκεπτικοί ως προς την φυσική ερμηνεία με την οποία η ηλιακή δραστηριότητα επηρεάζει το κλίμα και ως προς την αισθητή επίδραση που μπορεί να έχουν οι μεταβολές της ηλιακής δραστηριότητας, τόσο στις κλιματικές αλλαγές του Τεταρτογενούς (αυξομειώσεις παγετώνων) όσο και στην σημερινή παγκόσμια θέρμανση (Bard and Frank, 2006) και θεωρούν ότι ενδεχομένως να ασκεί απλώς δευτερεύουσα επίδραση. Είναι δηλαδή πιθανόν η ηλιακή επίδραση να συμβάλλει σε μικρές διακυμάνσεις του κλίματος διάρκειας



μερικών αιώνων. Η περιοδικότητα της ηλιακής δραστηριότητας επιδρά στη γενική κυκλοφορία της.

Όταν έχουμε την έντονη δραστηριότητα του ήλιου η ενέργεια που εκπέμπεται στην υπεριώδη περιοχή του φάσματος αυξάνεται, ενώ δεν παρατηρείται μεταβολή στην περιοχή της ορατής ακτινοβολίας που περικλείει το μέγιστο της εκπεμπόμενης από τον ήλιο ενέργειας.

Στη μέση ατμόσφαιρα παρατηρούνται μεταβολές της θερμοκρασίας και των ανέμων μετά από μεταβολές της ηλιακής ενέργειας στην υπεριώδη και υπέρυθρο περιοχή του φάσματος.

Παρατηρήθηκε μια ελάττωση της θερμοκρασίας του αέρα και υγρότερος καιρός μετά από έντονη ηλιακή δραστηριότητα.

Έχουν επίσης παρατηρηθεί συσχετίσεις από πολλούς Έλληνες και ξένους ερευνητές της ηλιακής δραστηριότητας και πολλών μετεωρολογικών παραμέτρων (Καραπιτέρης, 1960, Mariolopoulos, 1962, Κατσούλης, 1989, Τριτάκης, 1982).

Ανιχνεύτηκαν τελευταία και τροποσφαιρικές κλιματικές κυμάνσεις οι οποίες συνδέονται με την κύμανση της ηλιακής δραστηριότητας. (Zerefos et al, 1977).

Τέλος, μπορούμε να πούμε ότι οι περιοδικές μεταβολές της ηλιακής ενέργειας επιδρούν στην μετεωρολογικές παραμέτρους και όπως είναι φυσικό, περιβάλλουν το κλίμα. Επίσης πρέπει να τονιστεί ότι δεν έχουν ακόμη αποσαφηνιστεί οι μηχανισμοί αυτής της επίδρασης.

#### Δ.) Θεωρία του ψυχρού Ηλίου

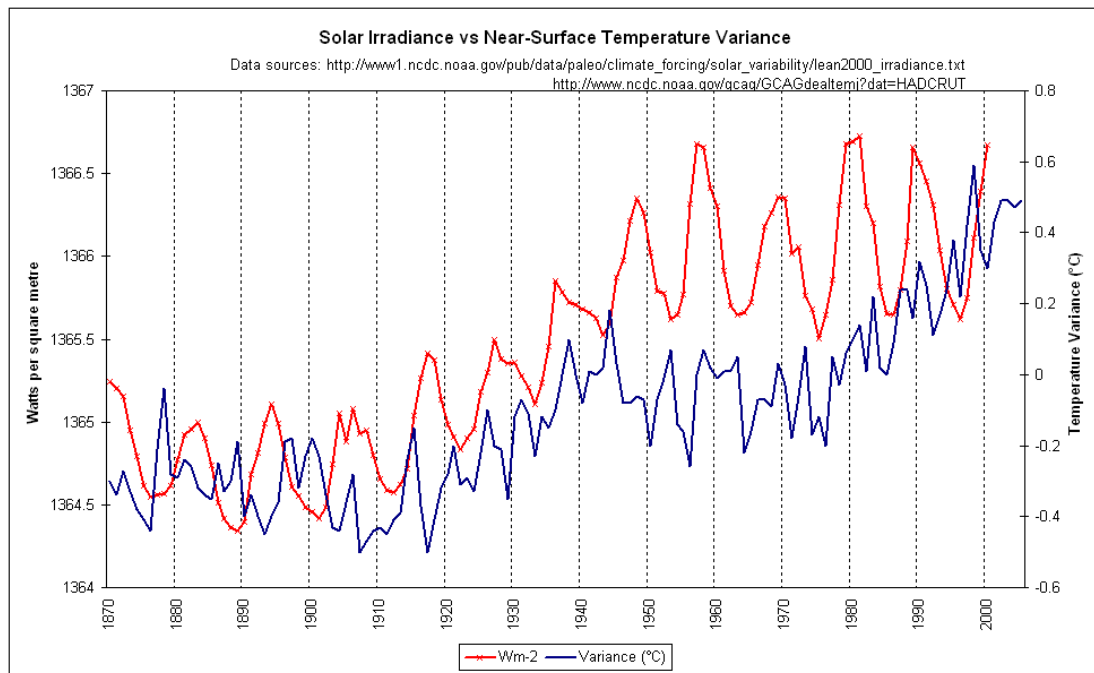
Αυτή η θεωρία συσχετίζει τις κλιματικές μεταβολές με τις μεταβολές της εντάσεως της ηλιακής ακτινοβολίας που είναι αποτέλεσμα μεταβολών που σημειώθηκαν στον ήλιο. Όπως είναι γνωστό, ο ήλιος είναι η σημαντικότερη εξωτερική πηγή ακτινοβολίας για τον πλανήτη μας. Η ποσότητα της ηλιακής ακτινοβολίας που φτάνει στην επιφάνεια της Γης, τουλάχιστον από την Κάμβριο περίοδο, δεν παρουσίασε σημαντικές διακυμάνσεις.

Η θεωρία του ψυχρού Ηλίου, υποστηρίζεται κυρίως από γεωλόγους και αστρονόμους που πιστεύουν ότι αρχίζει μια σημαντική αύξηση των παγετώνων όταν η ένταση της ηλιακής ακτινοβολίας μειωθεί κάτω από μια συγκεκριμένη τιμή. Η

άποψη αυτή ενισχύεται από το γεγονός ότι κάθε φορά που αυξάνουν οι παγετώνες, προηγείται πάντα μια ελάττωση της θερμοκρασίας σε όλα τα γεωγραφικά πλάτη. Το μέγεθος και η ένταση της μείωσης αυτής, μόνο με τη μείωση της ηλιακής ακτινοβολίας μπορεί να εξηγηθεί. Η αύξηση των βροχοπτώσεων σε περιόδους «ψυχρής ατμόσφαιρας» μπορεί να εξηγηθεί με δύο τρόπους. Πρώτον, η μειωμένη ακτινοβολία ευνοεί την επέκταση των παγετώνων προς μικρότερα γεωγραφικά πλάτη, μετατοπίζοντας έτσι προς ακόμα μικρότερα τις τροχιές των τροπικών κυκλώνων, με αποτέλεσμα την αύξηση των βροχοπτώσεων στις τροπικές περιοχές. Και δεύτερον, λόγω της ιδιαίτερης κυκλοφορίας των θαλάσσιων ρευμάτων την εποχή αυτή, διαμορφώνεται ένας τύπος κλίματος που η χέρσος είναι πολύ ψυχρότερη των ωκεανών, με αποτέλεσμα τη δημιουργία ισχυρής αστάθειας στην ατμόσφαιρα και συνέπεια τη ραγδαία βροχόπτωση πάνω από τις θαλάσσιες περιοχές των υποτροπικών περιοχών και την έντονη χιονόπτωση στις ηπειρωτικές περιοχές όπου συναντώνται οι θερμές και οι υγρές αέριες μάζες με τις ψυχρές και ξηρές, που προέρχονται από τους ψυχρούς αντικυκλώνες (Μ.Λαζαρίδης, 2005).

Στο παρελθόν, η ένταση της ηλιακής ακτινοβολίας που φτάνει στο έδαφος παρουσίασε κάποιες διακυμάνσεις σημαντικής χρονικής διάρκειας, πέραν των γνωστων από την ουράνιο μηχανική. Οι διακυμάνσεις αυτές αποδίδονται στη μεταβολή του ρυθμού εξέλιξης των πυρηνικών αντιδράσεων που συμβαίνουν στον πυρήνα του Ήλιου (σύντηξη H προς σχηματισμό He).

Στα τελευταία 4.500 εκατομμύρια χρόνια, η τιμή της ηλιακής σταθεράς παρουσίασε μια σταδιακή αύξηση, σαν αποτέλεσμα της βραδείας αλλά φυσιολογικής μείωσης της συγκέντρωσης του υδρογόνου στον πυρήνα του Ήλιου. Λόγω της μείωσης αυτής δημιουργήθηκε μια κατάρρευση στον πυρήνα, με αποτέλεσμα την έκλυση πρόσθετης σημαντικής ενέργειας και έτσι την αύξηση της εκπεμπόμενης ηλιακής ισχύος. Υπολογίζεται ότι πριν από αυτό, το 33% του πυρήνα του Ήλιου ήταν υδρογόνο και η μέση θερμοκρασία της γης ήταν  $-17^{\circ}\text{C}$ , με παρουσία εκτεταμένων παγετώνων. Σήμερα, εκτιμάται ότι το ποσοστό του υδρογόνου στον ηλιακό πυρήνα είναι 10%, με μέση πλανητική θερμοκρασία στους  $15^{\circ}\text{C}$ . Ενώ οι προβλέψεις των υποστηρικτών της θεωρίας προβλέπουν ότι στα επόμενα 1000 εκατομμύρια έτη, το ποσοστό θα πλησιάσει το 1% και η μέση πλανητική θερμοκρασία τους  $34^{\circ}\text{C}$ .



Εικόνα 2.2.9: Η προσπίπτουσα ηλιακή ακτινοβολία ( $W/m^2$ ) με κόκκινο και η μεταβολή της θερμοκρασίας με μπλε, τα έτη 1870-2000. (Πηγή: NOAA, 2000)

#### Ε.) Μηχανισμός θεωρίας κοσμικών ακτίνων

Το ηλιακό μαγνητικό πεδίο αλληλεπιδρά με τις κοσμικές ακτίνες, όταν είναι ισχυρό, το πεδίο του ήλιου δεσμεύει περισσότερες κοσμικές ακτίνες, αυτές που απομένουν ιονίζουν λιγότερα μόρια του αέρα στη χαμηλότερη ατμόσφαιρα και κατ' αυτόν τον τρόπο ελαττώνεται η κάλυψη της γης με νέφη, οπότε έχουμε περισσότερη ζέστη και ήπιες βροχές. Αντίθετα, ένας μαγνητικά αδύναμος ήλιος, οδηγεί σε αύξηση των εισερχόμενων κοσμικών ακτίνων, μεγαλύτερο ιονισμό της ατμόσφαιρας, αύξηση της νεφοκάλυψης και της αντανάκλασης της ηλιακής ακτινοβολίας, άρα ψύξη της Γης και αύξηση των ακραίων καιρικών φαινομένων (CERN, 2008).

ΣΤ.) Οι μεταβολές των αερίων του θερμοκηπίου της ατμόσφαιρας (π.χ.  $CO_2$ ,  $CH_4$ ) και η επίδρασή τους στην εισερχόμενη και εξερχόμενη ακτινοβολία.

Μεταβολές του  $CO_2$  στην ατμόσφαιρα είναι δυνατό να οδηγήσουν σε σημαντικές κλιματικές αλλαγές είτε από μόνες τους είτε σε συνδυασμό με τις τροχιακές μεταβολές της Γης. Το  $CO_2$  έχει την ικανότητα να απορροφά κυρίως την υπέρυθη ακτινοβολία και να τη μεταδίδει στη Γη ως θερμότητα. Χωρίς την επίδραση αυτή, που είναι γνωστή ως «φαινόμενο του θερμοκηπίου», η επιφάνεια της Γης θα ήταν ψυχρότερη κατά  $4^{\circ}C$ .

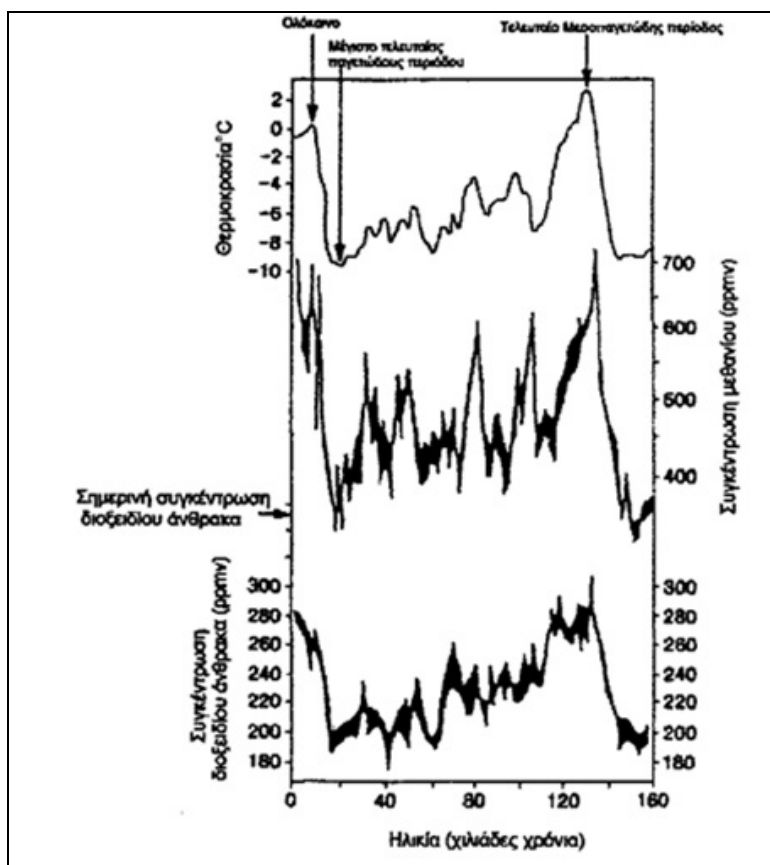
Οι ωκεανοί αποτελούν τις μεγαλύτερες δεξαμενές αποθήκευσης του CO<sub>2</sub> (Libes, 1991). Τα βαθιά νερά είναι υπερκορεσμένα σε CO<sub>2</sub> κατά περίπου 30% σε σχέση με την ατμοσφαιρική συγκέντρωση. Η κατακόρυφη στρωματοποίηση της υδάτινης στήλης συγκρατεί τα υπερκορεσμένα σε CO<sub>2</sub> νερά, στα βαθιά και ψυχρά νερά, και μόνο με την κυκλοφορία των υδάτινων μαζών επανέρχονται στην ατμόσφαιρα.

Η ανταλλαγή αερίων ατμόσφαιρας/υδρόσφαιρας είναι αποτέλεσμα της διαφοράς μερικών πιέσεων μεταξύ των δύο. Έτσι π.χ. αν η ατμόσφαιρα έχει υψηλότερη μερική πίεση CO<sub>2</sub>, τότε το αέριο θα εισαχθεί στην επιφάνεια της υδάτινης μάζας και θα ακολουθήσει την προς τα βαθύτερα στρώματα πορεία του.

Οι συγκεντρώσεις του CO<sub>2</sub> στην ατμόσφαιρα δεν ήταν σταθερές στο παρελθόν. Μετρήσεις συγκεντρώσεων του σε φυσαλίδες αερίων εγκλωβισμένες κατά μήκος πυρήνων πάγου, έδειξαν ότι οι μεσοπαγετώδεις περίοδοι χαρακτηρίζονται από υψηλές συγκεντρώσεις, ενώ οι παγετώδεις από χαμηλές (Delmas et al., 1980, Shackleton et al., 1983). Έτσι, κατά τη διάρκεια της τελευταίας παγετώδους περιόδου και συγκεκριμένα πριν 20ka, οι συγκεντρώσεις του CO<sub>2</sub> στην ατμόσφαιρα ήταν μειωμένες κατά 50% σε σχέση με τις σημερινές.

Οι αιτίες των μεταβολών αυτών εστιάζονται σε μεταβολές της βιολογικής δραστηριότητας στους ωκεανούς, σε συνδυασμό με μεταβολές της κυκλοφορίας των υδάτινων μαζών και του επιπέδου της στάθμης της θάλασσας. Έτσι, ο Martin (1990) προκειμένου να εξηγήσει τις χαμηλές συγκεντρώσεις του CO<sub>2</sub> κατά τη διάρκεια των παγετωδών περιόδων βασίστηκε σε δύο προϋποθέσεις: ι) το φυτοπλαγκτόν καταναλώνει μεγάλες ποσότητες CO<sub>2</sub> και ιι) το φυτοπλαγκτόν απαιτεί για την ανάπτυξη του σε σίδηρο. Σύμφωνα με τον ερευνητή, κατά τη διάρκεια των παγετωδών περιόδων οι συγκεντρώσεις της σκόνης (αιωρούμενου υλικού) ήταν αυξημένες λόγω: α) ξηρότητας, β) της μεγάλης εξάπλωσης των ερήμων καθώς και γ) της σημαντικής πτώσης της στάθμης της θάλασσας. Το αιωρούμενο υλικό ήταν πλούσιο σε σίδηρο με αποτέλεσμα την αύξηση των συγκεντρώσεων του φυτοπλαγκτόν στους ωκεανούς και επομένως της κατανάλωσης μεγαλύτερης ποσότητας CO<sub>2</sub>.

Τέλος, ίδιες τάσεις με το CO<sub>2</sub> φαίνεται να ακολουθεί και το CH<sub>4</sub> στους κλιματικούς κύκλους.

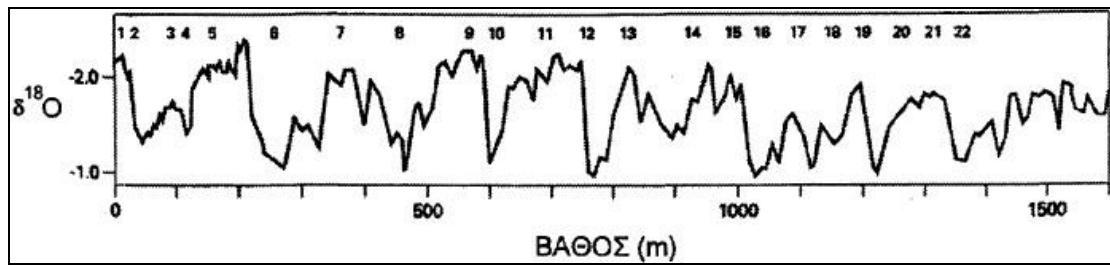


Εικόνα 2.2.10: Κατακόρυφες κατανομές συγκεντρώσεων του  $CO_2$  και του μεθανιού όπως προέκυψαν από αναλύσεις φυσαλίδων αέρα ελωβισμένες σε πυρήνες πάγου, οι οποίοι συλλέχθηκαν στην περιοχή της Ανταρκτικής (Goudie et al, 1992). Οι κατανομές των συγκεντρώσεων των αερίων συγκρίνονται με την κατακόρυφη κατανομή της παλιοθερμοκρασίας από την ίδια περιοχή, ενώ σημειώνεται και το σημερινό επίπεδο του  $CO_2$ . Στα διαγράμματα φαίνεται ότι οι συγκεντρώσεις του  $CO_2$  κατά την διάρκεια των μεσοπαγετωδών περιόδων ήταν κατά 70-80ppm υψηλότερες από τις αντίστοιχων παγετωδών περιόδων.

### 2.3 Μέθοδοι μελέτης των κλιματικών μεταβολών

Ο εγκυρότερος τρόπος προσέγγισης των κλιματικών μεταβολών είναι η καταγραφή των ισοτόπων οξυγόνου των τρηματοφόρων, τα οποία βρίσκονται σε ιζήματα μεγάλου μήκους αδιατάρακτων πυρήνων, βαθιών ωκεανών.

Οι διακυμάνσεις του λόγου των ισοτόπων  $O^{18}$  και  $O^{16}$  ορίζουν διαφορετικά ισοτοπικά επίπεδα, αριθμημένα ώστε, οι μομοί αριθμοί να αντιστοιχούν σε μεσοπαγετώδεις περιόδους, ενώ οι ζυγοί σε παγετώδεις. (Emiliani, 1955). Αρχή γι' αυτήν την καταμέτρηση θεωρείται το Ολόκαινο, που ανήκει στο ισοτοπικό επίπεδο 1 (ST1) Εικόνα 2.3.1



Εικόνα 2.3.1: Διάγραμμα στο οποίο παρουσιάζεται η κατακόρυφη διακύμανση των τιμών του  $\delta^{18}\text{O}$ , κατά τη διάρκεια των τελευταίων 800ka, στα ιζήματα του πυρήνα V28-238, ο οποίος συλλέχθηκε στον Ειρηνικό ωκεανό (Imbrie et al., 1984). Στην εικόνα, με τους μονούς αριθμούς σημειώνονται τα «θερμά» ιστοτοπικά επίπεδα, ενώ με τους ζυγούς αριθμούς, τα «ψυχρά». Στον πυρήνα αυτόν, εντοπίστηκαν συνολικά 23 ιστοτοπικά επίπεδα και τα αποτελέσματα αυτά έγιναν η αφορμή ώστε να διευρυνθεί ο αριθμός των ιστοτοπικών επιπέδων, που αρχικά θεωρούνταν μόνο 16 (Emilliani, 1955).

Εκτός από τον προσδιορισμό των ισοτόπων του  $\text{O}_2$ , το πλήθος άλλων μεθόδων χρησιμοποιούνται για την κατανόηση του παλαιοκλίματος, όπως: αποτύπωση των γεωμορφών (οι οποίες σχηματίζονται κατά τη διάρκεια της τήξης και πήξης των παγετώνων στη χερσόνησο), ιζηματολογικές μέθοδοι (π.χ. κοκκομετρικές μεταβολές, καταγραφή ιζηματογενών δομών), πετρογραφικές, ορυκτολογικές, ανθρακοπετρογραφικές, παλυνολογικές, μακρομικροναοπαλαιοντολογικές, αρχαιολογικές, αποτύπωση των μεταβολών της στάθμης της θάλασσας και των λιμνών, χημικές και γεωφυσικές. Οι τρόποι χρονολόγησης των διαφόρων γεγονότων είναι τριών κατηγοριών: Η πρώτη κατηγορία χρονολόγησης αποδίδει την ηλικία απευθείας σε χρόνια πριν από σήμερα (years before present: yrs BP) και βασίζεται σε ραδιομετρικές μεθόδους, που αφορούν στοιχεία, όπως ο άνθρακας, το ουράνιο-θόριο, το κάσιο. Στη δεύτερη κατηγορία, ο προσδιορισμός των ηλικιών βασίζεται στις περιοδικές μεταβολές βιολογικού υλικού ή μεταβολές ποσότητας και ποιότητας των ιζημάτων στο χρόνο. Σ' αυτή την κατηγορία, ανήκουν η δένδροχρονολόγηση και η χρονολόγηση με βάρβες (varves). Στην Τρίτη κατηγορία χρονολόγησης οι ηλικίες βασίζονται σε στρωματογραφικούς ορίζοντες τοπικής ή παγκόσμιας έκτασης, όπως: τα ιστοτοπικά επίπεδα, τα στρώματα τέφρας, οι σαπροπηλοί, οι παλαιομαγνητικοί ορίζοντες, τα αρχαιολογικά στοιχεία.

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

### 3.1 Οι κλιματικές μεταβολές από το 600.000.000 έως 10.000 π.Χ.

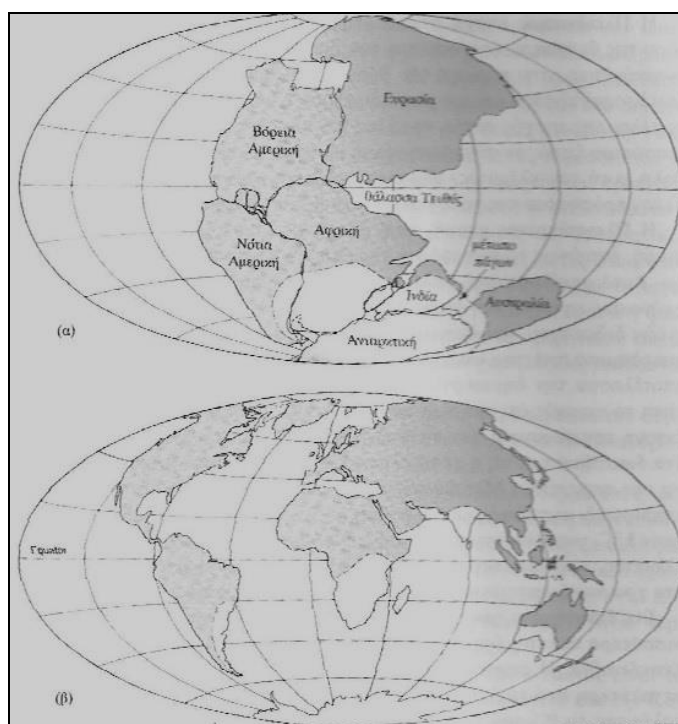
γεωλογικός αιώνας	περίοδος	εποχή	εκατομ. έτη πριν	
Κοσμικός			4600	
Αζωικός	Κιβατίνιος		3600	
	Λαυρέντιος			
Προτεροζωικός	Χουρώνιος		2700	
	Κεβινάβιος			
	Προ-Κάμβριος			
Παλαιοζωικός	Κάμβριος		600	
	Ορδοβίσιος		500	
	Σιλούριος		430	
	Δεβόνιος		400	
	Λιθανθρακοφόρος	Μισσισίπιος		350
		Πενσυλβάνιος		330
	Πέρμιος		275	
Μεσοζωικός	Τριάσιος		225	
	Ιουράσιος		180	
	Κρητιδική		135	
Καινοζωικός	Τριτογενής	Παλαιόκαινος	66	
		Ηώκαινος	59	
		Ολιγόκαινος	38	
		Μειόκαινος	25	
		Πλειόκαινος	12	
	Τεταρτογενής	Πλειστόκαινος	0.6	
		Ολόκαινος	0.01	

Εικόνα 3.1.1: Απεικόνιση γεωλογικών αιώνων και περιόδων.

#### 3.1.1 Το κλίμα από την Κάμβριο περίοδο έως το Πλειστόκαινο

Πολύ λίγα στοιχεία είναι γνωστά για τις κλιματικές συνθήκες που επεκράτησαν στον πλανήτη πριν από την Κάμβριο περίοδο. Σύμφωνα με τη μελέτη του καθηγητή Χ. Σ. Σαχσαμάνογλου (Χ. Σ. Σαχσαμάνογλου-Μπλούτσος 1998), πριν την Κάμβριο περίοδο, υπήρξαν τουλάχιστον 5 παγετώδεις εξάρσεις με μια μέση περίοδο 250 εκατομμυρίων ετών. Η πλέον εκτεταμένη από αυτές έλαβε χώρα στον Πρωτεροζωικό αιώνα στη Χουρώνιο περίοδο. Οι σημαντικότερες παγετώδεις

επεκτάσεις έγιναν προς την περιοχή της σημερινής Β. Αμερικής και Ν. Αφρικής. Υπάρχουν ενδείξεις ότι κατά την Λαυρέντιο περίοδο, στην περιοχή που βρίσκεται σήμερα ο Καναδάς, επεκράτησε ένα θερμό τροπικό κλίμα.



Εικόνα 3.1.1.1: πάνω η υπερ-ήπειρος Πανγαία πριν από 300 εκ.έτη, κάτω η σημερινή θέση των ηπείρων. (F.Lutgens-E.Tarbuck, 2004)

Η Κάμβριος περίοδος ξεκινά με μια παγετώδη εποχή και τελειώνει με ένα κλίμα θερμότερο από αυτό που επικρατεί σήμερα στον πλανήτη. Στη διάρκεια της περιόδου, η επέκταση των παγετώνων έφτασε μέχρι τη σημερινή εύκρατη ζώνη, στις περιοχές της Β. Αμερικής, της Ινδίας, της Κίνας, της Αυστραλίας και της Ν. Αφρικής. Κατά το τέλος της Καμβρίου περιόδου, η μέση θερμοκρασία, βορειότερα του παραλλήλου των  $40^{\circ}\text{N}$ , πρέπει να κυμάνθηκε μεταξύ  $10 - 20^{\circ}\text{C}$ , τυπικές τιμές που επικρατούν σήμερα σε περιοχές με μικρότερο γεωγραφικό πλάτος. Η θέρμανση αυτή συνεχίστηκε μέχρι το μέσα της *Ορδοβισίου* περιόδου, όπου το κλίμα της Β. Αμερικής υπήρξε ηπιότερο από αυτό που επικρατεί σήμερα, ενώ υπάρχουν ενδείξεις ότι σε τμήματα αυτής της περιοχής το κλίμα υπήρξε ξηρό.

Στη διάρκεια της *Σιλουρείου* περιόδου, το κλίμα υπήρξε θερμό σε όλη την έκταση της Β. Αμερικής, μέχρι και της Αρκτικής. Γεωλογικές ενδείξεις βεβαιώνουν ότι οι θαλάσσιες μάζες που κάλυπταν σημαντικά τμήματα της Β. Αμερικής κατά τις



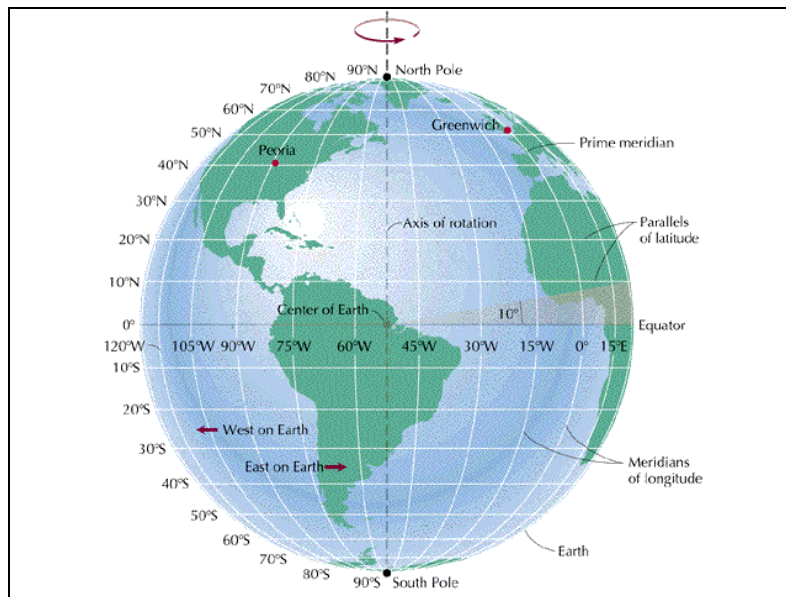
δύο προηγούμενες περιόδους (Κάμβριου και Ορδοβισίου) εξαφανίζονται στη Σιλούριο περίοδο και εμφανίζονται χερσαίες εκτάσεις, εξαιρετικώς ερημικές. Η ορογένεση στη βορειοδυτική Ευρώπη είναι το πλέον χαρακτηριστικό του τέλους της γεωλογικής αυτής περιόδου.

Στη *Δεβόνιο* περίοδο το κλίμα υπήρξε γενικά θερμό με εξαίρεση τους περιορισμένης εκτάσεως τοπικούς παγετώνες της Ν. Αμερικής και Ν. Αφρικής. Στη Β. Αμερική επικράτησε ένα ομοιόμορφο θερμό κλίμα με έντονες βροχοπτώσεις.

Στην αρχή της *Λιθανθρακοφόρου* περιόδου το κλίμα υπήρξε θερμό και υγρό, ενώ στο τέλος της ίδιας περιόδου υπήρξε πολύ ψυχρό.

Η *Μισσισίπια* εποχή υπήρξε θερμή μόνο για τη Β. Αμερική, με βροχερά καλοκαίρια για την ανατολική πλευρά. Στις περιοχές αυτές υπήρξε τοπικά ερημικό κλίμα. Η γενική τάση του κλίματος ήταν προς την κατεύθυνση των ισχυρών βροχοπτώσεων ιδιαίτερα στις ανατολικές ΗΠΑ, στην Ευρώπη και στη Β. Ασία. Τα μεγαλύτερα αποθέματα άνθρακα σε αυτές τις περιοχές δημιουργήθηκαν αυτή την περίοδο. Αυτές οι συνθήκες μέχρι λίγο πριν το τέλος της *Πενσυλβάνιας* εποχής, όπου το κλίμα έγινε πιο ψυχρό και πιο ξηρό, ενώ στην Ευρώπη επικράτησε ερημικό κλίμα σε πολλές ηπειρωτικές περιοχές.

Στην αρχή της *Περμίου* περιόδου, δημιουργήθηκαν παγετώνες στο νότιο τμήμα της Ν. Αμερικής, στη Ν. Αφρική, στην Ινδία και στην Αυστραλία. Το κλίμα της περιόδου αυτής είναι ψυχρό και ερημικό στο νότιο ημισφαίριο, ενώ είναι θερμό και ξηρό στο βόρειο ημισφαίριο. Είναι η περίοδος που οι ωκεανοί υποχωρούν με αποτέλεσμα την αύξηση της χερσαίας επιφάνειας του πλανήτη. Παραδόξως αυτή την περίοδο δεν αυξήθηκε ο όγκος των πάγων της Ανταρκτικής, ενώ το μεγαλύτερο του χερσαίου Β. ημισφαιρίου είναι ακάλυπτο από πάγους. Στο κέντρο των ΗΠΑ επικρατεί ερημικό κλίμα με περιόδους ισχυρότατων βροχοπτώσεων που ακολουθούνται όμως από μακρές περιόδους ανομβρίας. Τα αποθέματα λιθάνθρακα που δημιουργούνται αυτή την περίοδο στη Β. Κίνα, υποδηλώνουν ένα θερμό τροπικό κλίμα που επικρατούσε στην ευρύτερη περιοχή.



Εικόνα 3.1.1.2: Η Γη και τα γεωγραφικά πλάτη και μήκη

Η πρώτη περίοδος του Μεσοζωικού αιώνα, η Τριάσιος, ξεκινά με κλίμα ήπιο και ξηρό και τελειώνει με υγρό και θερμό, ιδιαίτερα στην Αυστραλία, τη Σιβηρία, τη Ν. Ασία, την Ευρώπη και τη Γροιλανδία. Θερμό είναι επίσης το κλίμα στην Αλάσκα, την Καλιφόρνια και στις θάλασσες εκείνες όπου εμφανίζονται τα κοράλλια.

Η Ιουράσιος περίοδος (αιώνας των κοραλλιών) υπήρξε γενικά θερμή, με μέσες θερμοκρασίες που φτάνουν τους 10°C, ακόμα και σε γεωγραφικά πλάτη μεγαλύτερα από 40°N. Η θερμοκρασία των θαλασσών των μεγάλων γεωγραφικών πλατών (>50°N) ήταν μεγαλύτερη πάνω από 5°C σε σχέση με τη σημερινή επικρατούσα θερμοκρασία. Την περίοδο αυτή έχουμε τήξη των παγετώνων που δημιουργήθηκαν την προηγούμενη περίοδο, με αποτέλεσμα να καλυφθούν από τα νερά μεγάλες περιοχές της Ευρώπης, των ΗΠΑ και της Ασίας. Τροπικό κλίμα επικρατούσε την περίοδο αυτή, στην Ιαπωνία, τη Μαλαισία, την Αρκτική Αλάσκα, την Αγγλία και τη Σιβηρία. Η βροχόπτωση, στο μεγαλύτερο τμήμα του πλανήτη, υπήρξε ασθενής. Η άνοδος της στάθμης της θάλασσας και το σχεδόν ομοιόμορφο, θερμό κλίμα συνεχίστηκαν και στην αρχή της επόμενης περιόδου.

Την Κρητιδική περίοδο εμφανίζεται μια σαφής τάση μείωσης της παγκόσμιας θερμοκρασίας. Έτσι, περίπου 85 εκατομμύρια χρόνια πριν, το μέγιστο της θερμοκρασίας στην Ευρώπη και την Αμερική δεν ξεπερνά τους 20°C. Πολλοί επιστήμονες συνδέουν την ψύξη αυτή με την εξαφάνιση των δεινοσαύρων. Η θερμοκρασία της θάλασσας στις ακτές της Αγγλίας και της Δανίας, την περίοδο αυτή,

ήταν περίπου 18°C. Ο σχηματισμός των Άλπεων, των Ιμαλαΐων και των οροσειρών της Δ. Αμερικής πραγματοποιείται στη διάρκεια της *Τριτογενούς* περιόδου, της πρώτης περιόδου του *Καινοζωικού* γεωλογικού αιώνα, που αποτελείται από πέντε εποχές.

Η πρώτη από αυτές τις εποχές, η *Παλαιόκαινος* που ξεκινά 66 εκ. χρόνια πριν, χαρακτηρίζεται από θερμό κλίμα με κάπως περισσότερες βροχοπτώσεις σε σχέση με τη σημερινή εποχή.

Υγρό και θερμό είναι το κλίμα στην *Ηώκαινο* εποχή. Η μέση ετήσια θερμοκρασία στην κεντρική Ευρώπη είναι 15°C υψηλότερη, σε σχέση με τις σημερινές τιμές. Την ίδια διαφορά είχε και η μέση επιφανειακή θερμοκρασία της θάλασσας, στις αμερικανικές ακτές, το χειμώνα. Τα πολύ θερμά καλοκαίρια και οι ήπιοι χειμώνες που χαρακτηρίζουν την εποχή αυτή, αποκλείουν το σχηματισμό πάγων, ακόμα και στα πολύ μεγάλα γεωγραφικά πλάτη.

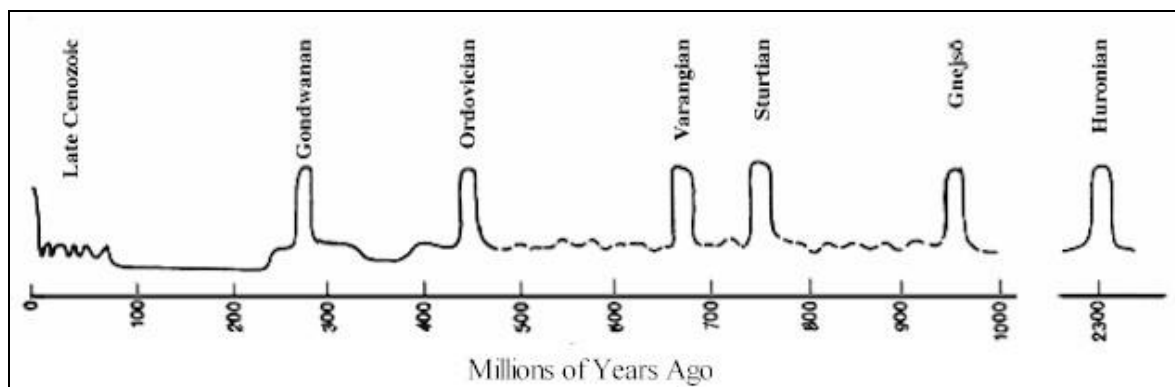
Η *Ολιγόκαινος* εποχή ξεκίνησε θερμή και υγρή αλλά στο μέσον της έγινε κρύα και ερημική. Η μέση ετήσια θερμοκρασία των χερσαίων περιοχών, περί την Ανταρκτική, κυμάνθηκε γύρω στους 10°C στο ξεκίνημα της εποχής. Η τροπική βλάστηση της προηγούμενης εποχής στη Β. Αμερική αντικαταστάθηκε σταδιακά από δάση που ευδοκούν σε εύκρατο κλίμα.

Μια ελαφρά βελτίωση του κλίματος παρατηρήθηκε στη *Μειόκαινο* εποχή, που αποτελούσε όμως απλά μια προσωρινή ανασχεση της γενικής τάσης για αύξηση και επέκταση των παγετώνων. Η θερμοκρασία του αέρα στην Κ.Ευρώπη ήταν ψηλότερη κατά 10°C από αυτή που επικρατεί σήμερα. Επίσης η θερμοκρασία της επιφάνειας της θάλασσας, στην ισημερινή περιοχή του Ατλαντικού, ήταν 3-4°C χαμηλότερη από τη σημερινή.

Η *Πλειόκαινος* εποχή σηματοδεύτηκε από μια έντονη τάση μείωσης της θερμοκρασίας και των βροχοπτώσεων. Προς το τέλος της εποχής αυτής, το κλίμα του πλανήτη έγινε πιο ψυχρό και ξηρό σε σύγκριση με τη σημερινή κατάσταση. Η μεταβολή αυτή του κλίματος οδήγησε πολύ γρήγορα στο σχηματισμό των πλέον πρόσφατων παγετώνων.

Η *Πλειστόκαινος* εποχή, παρά τη μικρή διάρκεια της παρουσιάζει τεράστιο επιστημονικό ενδιαφέρον. Υπήρξαν τέσσερα σημαντικά χρονικά διαστήματα με

έντονη την παρουσία παγετώνων σε σημαντικό τμήμα του πλανήτη, κατά τη διάρκεια των οποίων η μέση πλανητική θερμοκρασία ήταν 6°C μικρότερη της σημερινής. Μεταξύ των διαστημάτων αυτών υπήρξαν τρία σύντομα χαρακτηριστικά μεσοδιαστήματα, στα οποία η θερμοκρασία ήταν 3°C μεγαλύτερη από τη σημερινή. Σύμφωνα με πολλούς επιστήμονες, ο σημερινός τύπος κλίματος μοιάζει πολύ με αυτόν των μισών μεσοδιαστημάτων, δηλαδή με το κλίμα που επικρατεί στο χρονικό διάστημα μεταξύ δύο παγετωδών εξάρσεων.



Εικόνα 3.1.1.3: Οι παγετώδεις εξάρσεις τα τελευταία 2.300.000 χρόνια (R.S. Bradley)

Στα διαστήματα των παγετωδών εξάρσεων της Πλειστοκαίνου εποχής, η παγοκάλυψη υπήρξε πιο εκτεταμένη στη Β. Αμερική, στη Γροιλανδία και στη Σκανδιναβία. Η παγοκάλυψη έφτασε μέχρι και το 9% του πλανήτη ή το 30% της χέρσου, έναντι του 3% της σημερινής παγοκάλυψης. Το κλίμα στα μεσοπαγετώδη διαστήματα ήταν γενικά θερμό και ξηρό. Οι ενδείξεις δείχνουν ότι το κλίμα στη Μ. Ανατολή, στην Ευρώπη και στη Β. Αμερική ήταν θερμότερο και ξηρότερο από αυτό της σημερινής εποχής.

### 3.1.2 Τελευταία παγετώδης περίοδο (67.985-11.985 π.Χ)

Βάση των μεταβολών των ισοτόπων  $O_2$  ( $\delta^{18}O$ ), κατά τη διάρκεια της τελευταίας παγετώδους περιόδου, εντοπίζονται τρία κύρια διαστήματα με σημαντικές κλιματικές μεταβολές μεταξύ τους: τα ισοτοπικά επίπεδα (ST) 4, 3 και 2. Το ST4 εντοπίζεται μεταξύ 67.985 π.Χ. έως 65.985 π.Χ., το ST3 μεταξύ 65.985π.Χ. έως 20.985 π.Χ. και το ST2 μεταξύ 20.985 π.Χ. έως 7985 π.Χ. Οι ηπιότερες θερμοκρασίες της περιόδου καταγράφονται κατά τη διάρκεια του ST3 ενώ οι χαμηλότερες κατά τη

διάρκεια του ST2 (Εικόνα 3.1.2.1). Μάλιστα κατά τη διάρκεια του ST2 και περίπου το 15.985 π.Χ. εντοπίζονται και οι χαμηλότερες θερμοκρασίες της τελευταίας παγετώδους περιόδου. Το χρονικό διάστημα εμφάνισης τους το 15.985 π.Χ. χαρακτηρίζεται ως Last Glacial Maximum περίοδος.

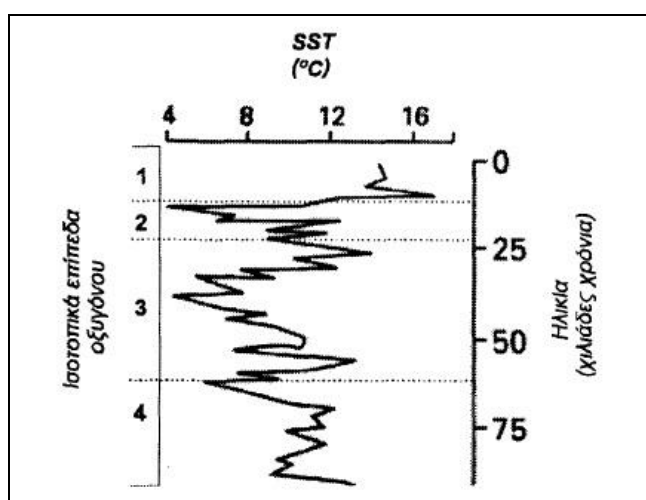
Μελέτες σε χερσαία ιζήματα δείχνουν ότι μεταξύ το 43.985 έως 7.985 π.Χ. η έκταση του Σκανδιναβικού παγετώνα διακυμάνθηκε σημαντικά (Larsen et al, 1987, Baumann et al., 1995) (Εικόνα 3.1.2.2). Έτσι μεταξύ 40.985-44.985 π.Χ., ο παγετώνας εξαπλωνόταν έως τις ακτογραμμές των δυτικών παράλιων της Ευρώπης. Στη συνέχεια και κατά τη διάρκεια της σύντομης και σχετικά θερμής (interstadial) Alesund περιόδου (32.985-26.985 π.Χ.), η έκταση του μειώθηκε καταλαμβάνοντας μόνο τα βουνά και τις πεδιάδες της ηπείρου. Σημαντικές αυξήσεις της έκτασης των παγετώνων (οι οποίοι έφθαναν έως την υφαλοκρηπίδα) εντοπίζονται ξανά μεταξύ 19.985 π.Χ. έως 26.985 π.Χ., καθώς και μεταξύ 15.985 π.Χ. έως 12.985 π.Χ. ενώ μικρότερου εύρους αυξήσεις της έκτασης των παγετώνων (οι οποίες έφθαναν έως τις σημερινές δυτικές ακτές της Ευρώπης) εντοπίζονται περίπου στα 10.185 π.Χ. και μεταξύ 8.985-7.985 π.Χ. Το τελευταίο αυτό διάστημα συμπίπτει χρονικά με την επικράτηση ενός σύντομου ψυχρού γεγονότος, του Younger Dryas.

Η διακύμανση της θερμοκρασίας από το τέλος της τελευταίας παγετώδους περιόδου 18.986-15.986 π.Χ. μέχρι την έναρξη της σημερινής θερμής περιόδου 8.985-8.885 π.Χ. εκτιμάται στους 4° με 7 °C (Jansen et al., 2007).

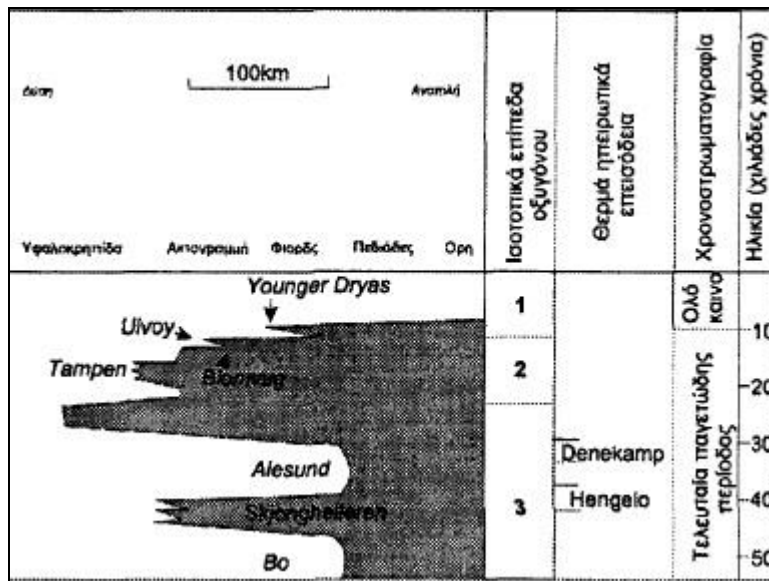
Οι εκτιμήσεις όσον αφορά τους ρυθμούς θέρμανσης για την περίοδο της μετάβασης από την παγετώδη (18-21.000 χρόνια πριν) στην έναρξη της θερμής περιόδου του Ολοκαίνου (11.500 χρόνια πριν) είναι 1 °C/100 χρόνια σύμφωνα με δεδομένα από τρηματοφόρα βαθιών νερών του Βόρειου Ατλαντικού (Austin & Kroon, 1996), 0,6-0,8 °C/100 χρόνια σύμφωνα με αναλύσεις κόκκων γύρης από τη Γαλλία (Guiot, 1987) και 1,7-2 °C /100 χρόνια σύμφωνα με αναλύσεις κολεόπτρων από την Βρετανία και Γαλλία (Atkinson et al., 1987; Ponel & Coore, 1990). Ακόμη μεγαλύτεροι ρυθμοί αύξησης θερμοκρασίας έχουν εκτιμηθεί για αυτήν την περίοδο από το παγετικό κάλυμμα της Γροιλανδίας αφού προκύπτουν 5-10 °C αύξησης θερμοκρασίας σε λιγότερο από 1500 χρόνια (Severinghaus et al., 1998) με κάποιες εκτιμήσεις να φτάνουν τους 5-10 °C/100 χρόνια (Alley, 2000).

Μετά το τέλος της κορύφωσης της τελευταίας παγετικής περιόδου (18.985 π.Χ.), και μέχρι το 10.985 π.Χ. οι θερμοκρασίες επιφανειακών θαλάσσιων υδάτων (SST) στην Μεσόγειο είχαν μέσες τιμές 11-15°C (Emeis et al., 2000).

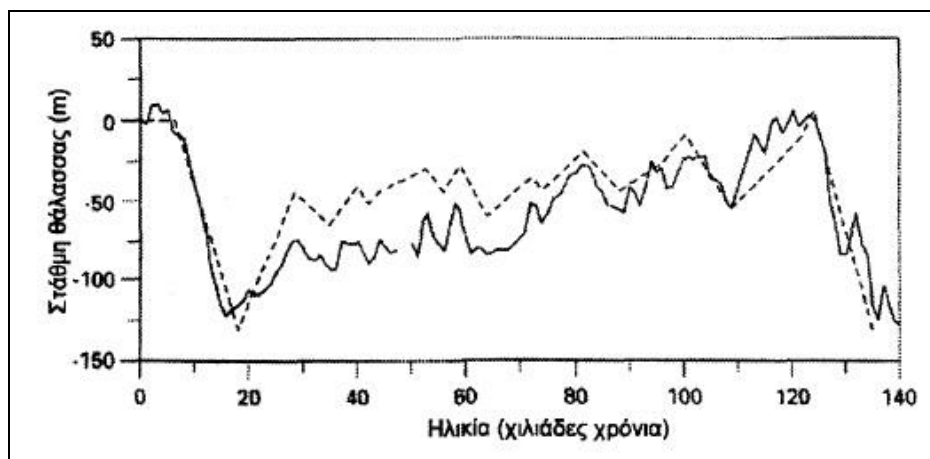
Η στάθμη της θάλασσας επίσης διακυμάνθηκε σημαντικά κατά τη διάρκεια της τελευταίας παγετώδους περιόδου. Έτσι κατά τη διάρκεια του ST3 η στάθμη της θάλασσας ήταν έως και 85m χαμηλότερη από τα σημερινά επίπεδα ενώ κατά τη διάρκεια του ST2 ήταν έως και 120m χαμηλότερη από τη σημερινή (Shackleton, 1987) (Εικόνα 3.1.2.3).



Εικόνα 3.1.2.1: διάγραμμα, στο οποίο παρουσιάζεται η κατακόρυφη διακόμανση της επιφανειακής θαλάσσιας θερμοκρασίας κατά τη διάρκεια του χειμώνα, όπως αυτή προέκυψε από αναλύσεις στα ιζήματα πυρήνα (V30-97), ο οποίος συλλέχθηκε στο Β. Ατλαντικό ωκεανό (40 °N). Κατά τη διάρκεια του ST3, η επιφανειακή θερμοκρασία ήταν γενικά υψηλότερη σε σχέση με το υπόλοιπο τμήμα της τελευταίας παγετώδους περιόδου και κυμαινόταν κατά μέσο όρο από 4-14 °C, ενώ κατά τη διάρκεια του ST2 (15.985 π.Χ.) ήταν μειωμένη και κυμαινόταν περίπου 4-12 °C. Τα τελευταία 10000 χρόνια, η θερμοκρασία είναι σαφώς, σταθερά υψηλότερη και κυμαίνεται από 14 έως 16 °C.



Εικόνα 3.1.2.2: Σχηματικό διάγραμμα αποτύπωσης της διακύμανσης της έκτασης του Σκανδιναβικού παγετώνα (Baumann et al, 1995). Σύμφωνα με το διάγραμμα, η μεγαλύτερη εξάπλωση του παγετώνα, τα τελευταία 45 χιλιάδες χρόνια εντοπίζεται κατά τη διάρκεια του ST2, οπότε ο παγετώνας επεκτάθηκε έως τη δυτική υφαλοκρηπίδα της Ευρώπης. Στη συνέχεια, τα τελευταία 20 χιλιάδες χρόνια παρουσίασε συνεχή τάση οπισθοχώρησης, προς την ενδοχώρα, με εξαίρεση κάποια σύντομα χρονικά διαστήματα, όπως π.χ. κατά τη διάρκεια του γεγονότος Younger Dryas.

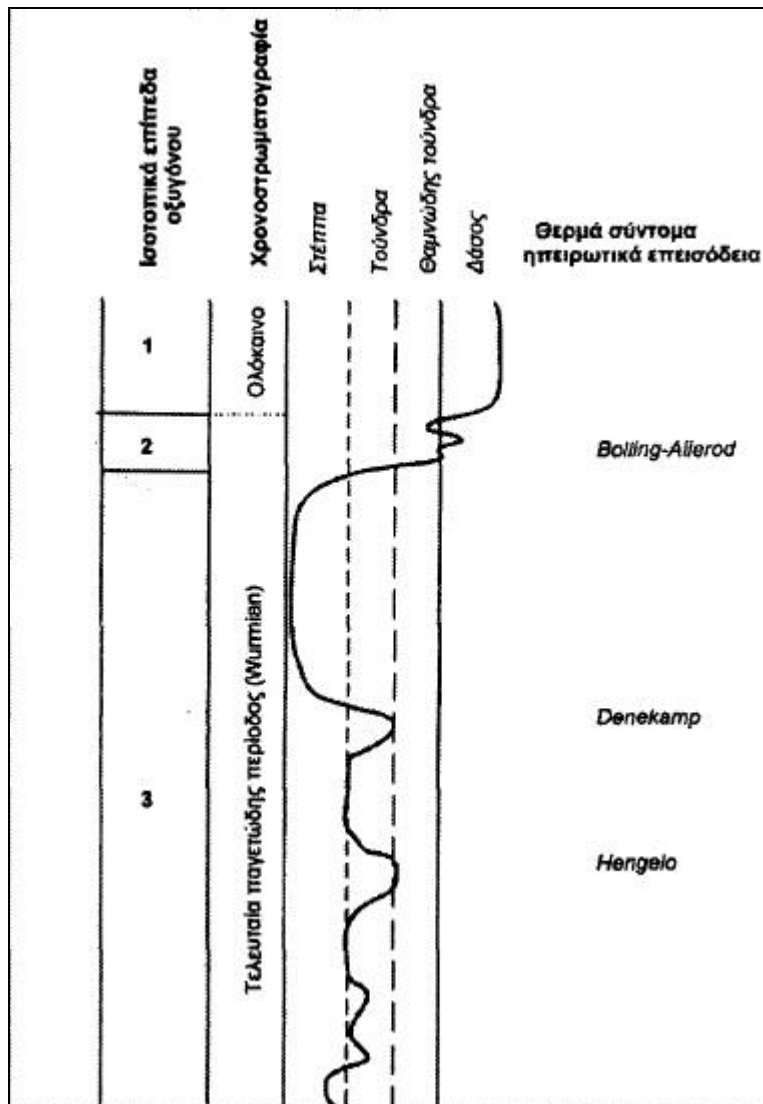


Εικόνα 3.1.2.3: διάγραμμα, στο οποίο παρουσιάζεται η διακύμανση της στάθμης της θάλασσας βάσει των ισοτόπων του  $O_2$  σε βενθονικά τρηματοφόρα (συνεχής γραμμή,) καθώς και αναλύσεων των αναβαθμίδων της Νέας Γουνιάς (διακεκομμένη γραμμή) (Shackleton, 1987). Κατά τη διάρκεια του ST3 (20.985-57.985 π.Χ.) το επίπεδο της στάθμης της θάλασσας ήταν χαμηλότερο, σε σχέση με το σημερινό κατά 25

έως 85m. Κατά τη διάρκεια του ST2 (15.985 π.Χ.) εντοπίζεται η μεγαλύτερη πτώση της στάθμης της θάλασσας που αγγίζει τα -120m, σε σχέση με σήμερα. Τα τελευταία 15 χιλιάδες χρόνια, η στάθμη της θάλασσας ανυψώθηκε με ταχύτατους ρυθμούς στα σημερινά επίπεδα.

Το μεγαλύτερο τμήμα της Ευρώπης μεταξύ 43.985 έως 11.985 π.Χ. καλυπτόταν από στέππα ή τούνδρα και μόνο για ορισμένα σύντομα γεγονότα, όπως κατά τη διάρκεια του Hengelo (36.985-33.985 π.Χ.) και Denekamp (29.985-33.985 π.Χ.) (3) παρατηρήθηκε αύξηση του ποσοστού των δένδρων και επικράτηση σε μεγάλες περιοχές της θαμνώδους βλάστησης (Behre, 1989) (Εικόνα 3.1.2.4). Κατά τη διάρκεια της περιόδου, πέρα από αυτές τις γενικές τάσεις στη διακύμανση του όγκου των παγετώνων, της θερμοκρασίας και της στάθμης της θάλασσας που προαναφέρθηκαν, εντοπίστηκαν και άλλα γεγονότα, σύντομης διάρκειας, τα οποία δηλώνουν ψυχρότερες ή ηπιότερες κλιματικές συνθήκες. Έτσι μεταξύ 43.985-11.985 π.Χ. εντοπίστηκαν στα ιζήματα πυρήνων που συλλέχθηκαν από το Β. Ατλαντικό 4 ορίζοντες με πλούσιο υπολειμματικό υλικό πάγου (ice-rafted debris), με μειωμένες συγκεντρώσεις τρηματοφόρων και υψηλό ποσοστό χονδρόκοκκου υλικού (Bond et al., 1992). Οι ορίζοντες αυτοί χαρακτηρίζονται ως Heinrich αποθέσεις ή Heinrich γεγονότα και διαπιστώθηκαν στα 12.285 π.Χ., 18.985 π.Χ., 25.985 π.Χ. και 38.985 π.Χ. (4) Τα γεγονότα αυτά έχουν περίοδο εμφάνισης 5-10.000 χρόνια και συνδέονται με μειώσεις των επιφανειακών θαλάσσιων θερμοκρασιών και επιφανειακών αλατοτήτων.



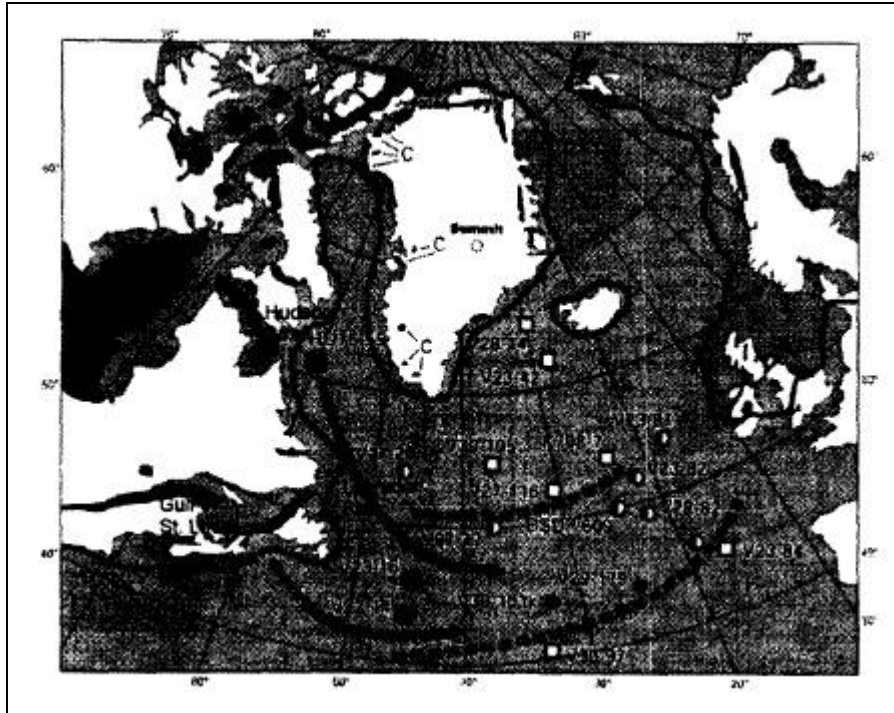


Εικόνα 3.1.2.4: Σχηματικό διάγραμμα, στο οποίο παρουσιάζονται οι μεταβολές της βλάστησης, στη δυτική και βόρεια Ευρώπη τα τελευταία περίπου 50 χιλιάδες χρόνια (Behre, 1989). Κατά τη διάρκεια του ST3 η τούνδρα επικρατεί στις περιοχές αυτές και εξελίσσεται σε θαμνώδη τούνδρα για σύντομα χρονικά διαστήματα, όπου το κλίμα ήταν ευνοϊκότερο, όπως κατά τη διάρκεια του Hengelo και του Denekamp. Κατά τη διάρκεια του ST2 οι ψυχρές και ξηρές κλιματικές συνθήκες επέτρεψαν μόνο την ανάπτυξη εκτεταμένων πεδίων στέππας. Στα τελευταία στάδια της τελευταίας παγετώδους περιόδου, η βελτίωση των κλιματικών συνθηκών βοήθησε στη σταδιακή αύξηση του πληθυσμού των δένδρων και τελικά στην εξάπλωση και επικράτηση της δασώδους βλάστησης κατά τη διάρκεια του Ολόκαινου.

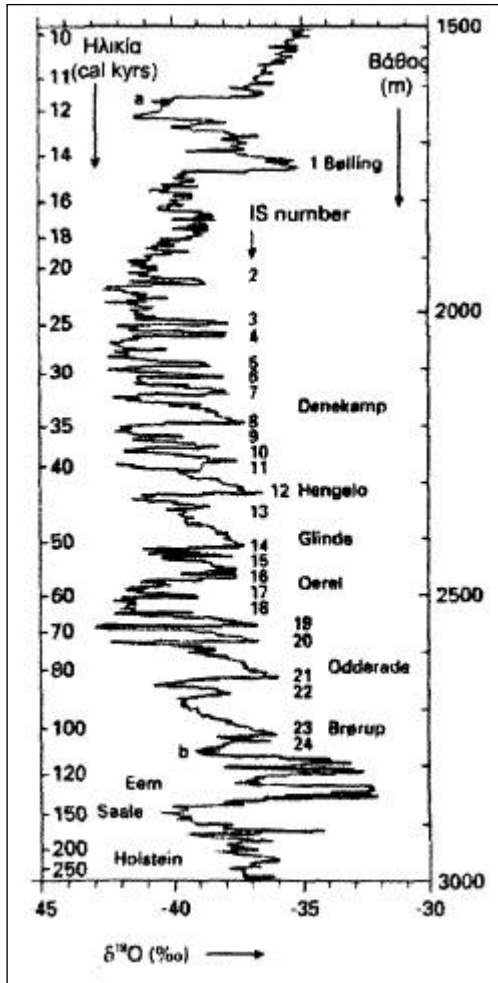
Κατά τη διάρκεια εμφάνισης τους παρατηρούνται σύντομες αλλά μαζικές αποκολλήσεις παγόβουνων από την περιοχή του ανατολικού βορειοανατολικού

Ατλαντικού (Hudson Strait) σε μια απόσταση της τάξης των 3km (Εικόνα 3.1.2.5). Οι μαζικές αυτές αποκολλήσεις των παγόβουνων συνδέονται με γρήγορες επελάσεις του Laurentide παγετώνα, λόγω μειώσεων των ατμοσφαιρικών θερμοκρασιών. Τα δεδομένα των ισοτόπων O<sub>2</sub> των πυρήνων πάγου (ice-core) της Γροιλανδίας, καταγράφουν επίσης και μια σειρά «ήπιων» κλιματικών γεγονότων, των οποίων η διάρκεια κυμαινόταν από 500 έως 2000 yrs (Johnsen et al., 1992) (Εικόνα 3.1.2.6). Τα γεγονότα αυτά ξεκινούσαν απότομα (ίσως στο χρονικό διάστημα μερικών δεκαετιών) και «έσβηναν» σταδιακά. Οι αιτίες δημιουργίας τους συνδέονται με πιθανές μεταβολές της κυκλοφορίας του Β. Ατλαντικού. Επιπλέον, μερικά από αυτά σχετίζονται με θερμά επεισόδια στην Ευρώπη, όπως αυτά εντοπίστηκαν στα παλυνολογικά δεδομένα, κυρίως με τις σημαντικές αυξήσεις του ποσοστού των δένδρων (π.χ. περίοδος Denekamp) (Dansgaard et al., 1993). Στην πραγματικότητα, τα θερμά αυτά γεγονότα, σχεδόν πάντα, συνδέονται με ψυχρά γεγονότα και σχηματίζουν κλιματικούς κύκλους, οι οποίοι χαρακτηρίζονται ως Dansgaard-Oeschger γεγονότα. Κατά τη διάρκεια των ήπιων γεγονότων η επιφανειακή θαλάσσια θερμοκρασία ήταν περίπου 7°C υψηλότερη, σε σχέση με τα ψυχρά γεγονότα του κάθε κύκλου ενώ κατά τη διάρκεια των ψυχρών γεγονότων ήταν περίπου κατά 12-13°C χαμηλότερη σε σχέση με τη σημερινή.

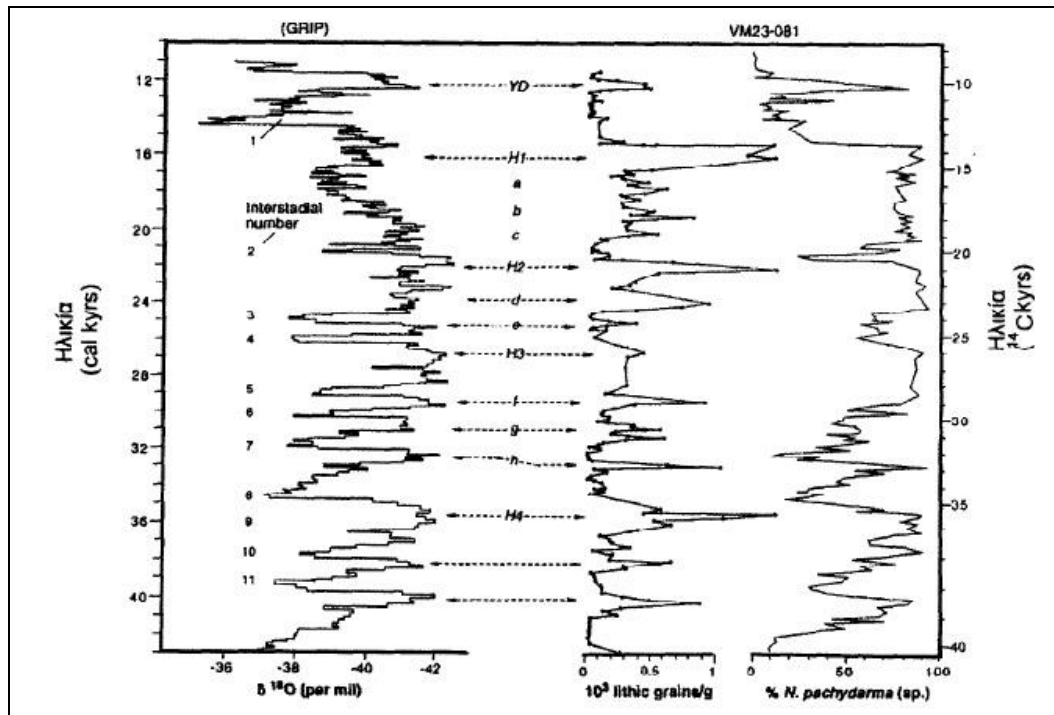
Σύμφωνα με τους Bond & Lotti (1995), κατά τη διάρκεια των ψυχρών γεγονότων των κύκλων Dansgaard-Oeschger συμβαίνει επίσης αποκόλληση παγόβουνων, η περίοδος εμφάνισης των οποίων κυμαίνεται από 2000 έως 3000 yrs, όταν για τον υπολογισμό συμπεριληφθούν και τα Heinrich γεγονότα (Εικόνα 3.1.2.7). Τα παγόβουνα στους κλιματικούς αυτούς κύκλους δεν φαίνεται να απορρέουν μόνο από την περιοχή των Hudson Straits (Heinrich events), αλλά και από τις περιοχές της Θάλασσας Labrador και της Ισλανδίας. Σύμφωνα με τους συγγραφείς, ο μηχανισμός γένεσης των απορροών αυτών, είναι προβληματικός, αφού πρέπει να αναζητηθούν σε μεταβολές του κλίματος (και όχι ανάστροφα). Παρόλα αυτά, εσωτερικές μεταβολές του συστήματος υδρόσφαιρα /ατμόσφαιρα είναι δυνατόν να ενισχύσουν τις μικρής διάρκειας αυξήσεις των παγετώνων π.χ. η καταστροφή κάθε 2000-3000 χρόνια κάποιου εκ των δύο παγετώνων, στη Γροιλανδία ή στη Σκανδιναβία είναι δυνατό να τροφοδοτήσει με σημαντικό όγκο νερού χαμηλής αλατότητας το Βόρειο Ατλαντικό, μειώνοντας έτσι την επιφανειακή θερμοκρασία αρκετά, ώστε να συμβεί η γένεση των παγόβουνων.



Εικ. 3.1.2.5: Χάρτης, στον οποίο παρουσιάζεται η έκταση των Heinrich αποθέσεων, δηλαδή ιζημάτων πυρήνων, στα οποία εντοπίστηκε αφθονία υπολειμμάτων πάγου (Ice Rafting Debris: IRD) (Bond et al, 1992). Στο χάρτη, με μαύρους κύκλους σημειώνονται οι θέσεις πυρήνων, που τα ιζήματά τους παρουσίαζαν αφθονία σε IRD σε όλες τις αποθέσεις των Heinrich γεγονότων ενώ η αύξηση του μεγέθους των κύκλων δείχνει αύξηση του πάχους των αποθέσεων αυτών. Οι ασπρόμαυροι κύκλοι δείχνουν τις θέσεις πυρήνων, που τα ιζήματά τους παρουσίαζαν αφθονία μόνο σε ορισμένα Heinrich γεγονότα, ενώ τέλος με λευκά τετράγωνα σημειώνονται οι θέσεις των πυρήνων, που δεν εντοπίστηκαν Heinrich αποθέσεις. Οι αποθέσεις δημιουργήθηκαν έπειτα από επεισόδια εξάπλωσης μεγάλου όγκου παγόβουνων. Πηγή προέλευσης θεωρήθηκε η περιοχή του Β. Καναδά, καθώς ορυκτολογικές αναλύσεις στα ιζήματα των οριζόντων αυτών έδειξαν μεγάλες ποσότητες (σε ορισμένους από τους ορίζοντες Heinrich) ανθρακικού υλικού ίδιου με αυτό που εκτείνεται σε μεγάλη έκταση στο Β. Καναδά (μαύρη περιοχή στο χάρτη). Η πορεία που ακολούθησαν τα παγόβουνα σημειώνεται με βέλη και φαίνεται να είναι παρόμοια με τη σημερινή ροή των επιφανειακών νερών του Β. Ατλαντικού.



Εικόνα 3.1.2.6: Διάγραμμα στο οποίο παρουσιάζεται η διακύμανση των τιμών του δ<sup>18</sup>O των ιζημάτων πυρήνα πάγου που συλλέχθηκε από τη Γροιλανδία (Dansgaard et al, 1993), καθώς και τα 'θερμά' γεγονότα μικρής διάρκειας που προέκυψαν βάσει της διακύμανσης αυτής. Τα θερμά γεγονότα συσχετίζονται με θερμά ηπειρωτικά επεισόδια, όπως αυτά προέκυψαν από τις παλυνολογικές αναλύσεις.



*Εικόνα 3.1.2.7: Συνθετικό διάγραμμα, στο οποίο παρουσιάζεται η διακύμανση του ποσοστού των *N. pachyderma* (*s*) καθώς και η διακύμανση του ποσοστού των κόκκων με διάμετρο > 150 $\mu$ m (*lithic grain*) όπως προέκυψαν από αναλύσεις των ιζημάτων πυρήνα που συλλέχθηκε από το Β. Ατλαντικό (Bond and Lotti, 1995, Bond et al, 1997). Τα διαγράμματα αυτά συσχετίζονται με τη διακύμανση του δ Ο των ιζημάτων πυρήνα πάγου (Εικ. 3.2.3.6) και όλα μαζί αποδίδονται σε ημερολογιακά χρόνια (αριστερός άξονας) και χρόνια ραδιοάνθρακα (δεξιός άξονας). Η συσχέτιση των διαγραμμάτων επέτρεψε τον εντοπισμό και άλλων γεγονότων γενεσιουργών παρόβουνων (γεγονότα α έως h) πέρα από τα Heinrich γεγονότα (H1-H4). Περιοχές προέλευσης των παρόβουνων αυτών θεωρούνται, εκτός από τα Hudson Straits, η Ισλανδία, καθώς και η θάλασσα Labrador ή /και ο κόλπος St. Lawrence.*

Επιπλέον, η σημαντική αύξηση των συγκεντρώσεων αεροζόλ θαλάσσιου αλατιού και ειδικότερα της σκόνης στην ατμόσφαιρα των πολικών γεωγραφικών πλατών κατά τη διάρκεια των ψυχρών γεγονότων (και κυρίως των ψυχρών γεγονότων γενεσιουργών παρόβουνων), θα πρέπει να αξιοποιηθεί επίσης ιδιαίτερα, σύμφωνα με τους Mayewski et al. (1994), αφού αυτά μπορούν να δημιουργούν ένα είδος καλύμματος στην είσοδο της ηλιακής ακτινοβολίας.

Εσωτερικές μεταβολές του συστήματος υδρόσφαιρα / ατμόσφαιρα φαίνεται πως εξηγούν και την παρουσία ενός θερμού γεγονότος μετά από ένα ψυχρό στους κύκλους (Bond et al., 1993). Έτσι η τήξη των παγετώνων πιθανώς προκαλούσε μείωση της αποκόλλησης των παρόβουνων και επομένως αύξηση της επιφανειακής αλατότητας των επιφανειακών νερών του Β. Ατλαντικού. Τούτο θα είχε ως αποτέλεσμα την αύξηση του ρυθμού κυκλοφορίας των υδάτινων μαζών του Ατλαντικού και συνεπώς την αύξηση της θερμότητας στην περιοχή.

Ιδιαίτερης σημασίας, στο διάστημα αυτό, αποτελεί ένα μικρό επεισόδιο σχετικά υψηλής θερμοκρασίας επιφανειακών υδάτων, 22.9°C στο βόρειο Αιγαίο (Gogou et al., 2007) που σημειώνεται μεταξύ των 12.985 π.Χ. και 10.985 π.Χ. και αντιστοιχεί στο συμβάν Bolling-Allerod (Bar-Matthews et al., 1997; Geraga et al., 2000; Sbaffi et al., 2001).

### 3.1.3 Μετάβαση από την τελευταία παγετώδη στην τελευταία μεσοπαγετώδη περίοδο

Η μετάβαση από την τελευταία παγετώδη περίοδο στην τελευταία μεσοπαγετώδη, λαμβάνει χώρα στα τελικά στάδια του ST2. Το διάστημα αυτό (10.985-7.985 π.Χ.) χαρακτηρίζεται ως Late Glacial περίοδος και οι κλιματικές μεταβολές, κατά τη διάρκεια του εντοπίζονται σε χερσαία και θαλάσσια ιζήματα. Κατά τη διάρκεια της Late Glacial περιόδου εντοπίστηκαν δύο σύντομα διαστήματα με ήπιες κλιματικές συνθήκες (intersadial) τα Boiling και Allerod και δύο σύντομα διαστήματα με ψυχρές κλιματικές συνθήκες (stadiale) τα Older Dryas και Younger Dryas. Τα γεγονότα αυτά χρονολογούνται ως εξής (Mangerud et al., 1974): Boiling 10.985-9.985 π.Χ.), Older Dryas (9.985- 9.785 π.Χ), Allerod (9.785-8.985 π.Χ) και Younger Dryas (8.985-7.985 π.Χ.). Τα γεγονότα αυτά εντοπίζονται στη χέρσο με ανάλογες μεταβολές στη βλάστηση, με εξαίρεση ίσως το ψυχρό γεγονός Older Dryas, του οποίου η εγκαθίδρυση δεν φαίνεται να πιστοποιείται στις μεταβολές της χλωρίδας. Στα δεδομένα της παλαιοχλωρίδας της Ευρώπης, τα θερμά Boiling και Allerod γεγονότα, εντοπίζονται από τις ευρύτερες εξαπλώσεις των δασών, ενώ το ψυχρό Younger Dryas αναγνωρίζεται από την αντικατάσταση των δασών με στέππες και κυρίως στη Β. Ευρώπη από τούνδρες (Behre, 1989) (Εικόνα 3.1.2.4).

Κατά το διάστημα μεταξύ 12.685 και 9.685 π.Χ. καταγράφοντας χαμηλές SST, 13-14°C στα 11.985 π.Χ. στην Ιόνια λεκάνη (Emeis et al., 2000) και 14.5 °C στο βόρειο Αιγαίο (Gogou et al., 2007), και σε όλη την Μεσόγειο (Vergnaud-Grazzini et al., 1986; Rossignol-Strick, 1995; Geraga et al., 2000; Sbaffi et al., 2001; Asioli et al., 2001; Aksu et al., 1995; Bar-Matthews et al., 1997; Zachariasse et al., 1997; De Rijk et al., 1999).

Η τήξη των παγετώνων (déglaçiation), η οποία χαρακτηρίζεται ως Termination 1 συντελέστηκε σε 2 στάδια: το 1<sup>ο</sup> στάδιο, το οποίο χαρακτηρίζεται ως Termination IA, πραγματοποιήθηκε μεταξύ 13.785– 11.285 π.Χ., ενώ το 2<sup>ο</sup>, χαρακτηρίζεται ως Termination IB και πραγματοποιήθηκε μεταξύ 9.985-8.485 π.Χ. (Duplessy et al., 1986). Η τήξη των παγετώνων ξεκίνησε νωρίτερα από την εμφάνιση του περιηλίου κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού και συνεπώς την εδραίωση της μέγιστης ηλιακής ακτινοβολίας κατά το θέρος (γεγονός που υπολογίζεται πως έλαβε χώρα περίπου πριν από 8.985 π.Χ.). Στα παλυνολογικά δεδομένα της Ευρώπης τα

θερμά γεγονότα Boiling και Allerod, φαίνονται να διαδέχονται χρονικά το ένα το άλλο και μαζί αντιστοιχούν στην χρονική περίοδο της Termination IA (Duplessy et al., 1981).

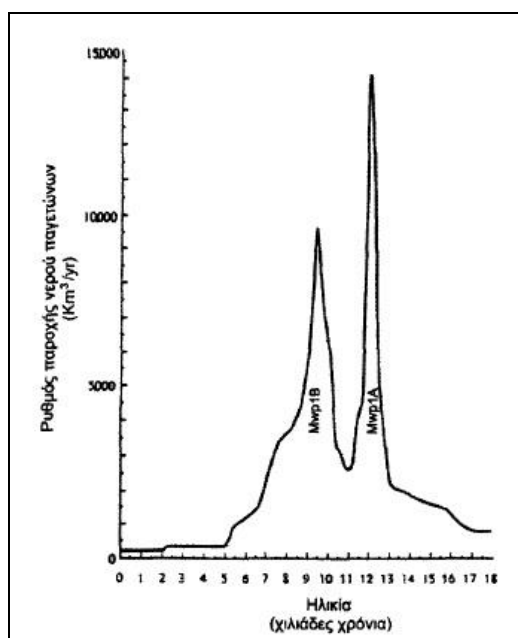
Σύμφωνα με τον Fairbanks (1989), η τήξη των παγετώνων ξεκίνησε πριν 15.085 π.Χ. και ολοκληρώθηκε με δύο κύριες φάσεις: (i) Μεταξύ 15.085-10.485 π.Χ., η στάθμη της θάλασσας ανυψώθηκε κατά 20m από την αρχική της θέση, η οποία έφθανε τα  $-121\pm 5\text{m}$  σε σχέση με τη σημερινή. Στη συνέχεια μεταξύ 10.485-8.985 π.Χ., ο ρυθμός ανύψωσης ήταν ταχύτερος, αγγίζοντας τα 24m ανύψωσης σε λιγότερο από 1000 yrs. Το γεγονός αυτό (περίπου το 9.985 π.Χ.), χαρακτηρίζεται ως «παλμός τήξης IA» (melt water pulse IA= mwp IA) και αντιπροσωπεύει το τελευταίο στάδιο της Termination IA (Εικόνα 3.1.3.1). Τα δύο γεγονότα mwp IA και Termination IA αλληλοκαλύπτονται, αλλά δεν είναι σύγχρονα γεγονότα. Ο ρυθμός ανόδου του επιπέδου της στάθμης της θάλασσας ήταν ο ελάχιστος περίπου στα 8.985 π.Χ., με την έναρξη του Younger Dryas γεγονότος και παρέμεινε χαμηλός μέχρι περίπου το 8.485 π.Χ. (ii) Στο τελευταίο τμήμα του Younger Dryas (8.485-7.985 π.Χ.) παρατηρείται ξανά αύξηση του ρυθμού ανύψωσης της στάθμης της θάλασσας, ο οποίος κορυφώνεται περίπου στα 7.485 π.Χ.. Το γεγονός αυτό χαρακτηρίζεται ως mwp IB. Κατά τη διάρκεια του mwp IB, που αντιστοιχεί στην Termination IB, η στάθμη της θάλασσας ανυψώθηκε κατά 28m με ρυθμούς ανάλογους των αντίστοιχων που αναπτύχθηκαν κατά τη διάρκεια του mwp IA. Ο mwp IA προηγείται της εμφάνισης της μέγιστης θερινής ακτινοβολίας κατά 2000 yrs, ενώ ο mwp IB καθυστερεί σε σχέση με αυτή κατά 500 yrs.

Οι Bard et al. (1987) (Εικόνα 3.1.3.2) υπολογίζουν ότι η χειμερινή επιφανειακή θαλάσσια θερμοκρασία (Sea Surface Temperature: SST) στον Β. Ατλαντικό ήταν  $12^{\circ}\text{C}$ , πριν το 12.485 π.Χ. και μειώθηκε σε  $6^{\circ}\text{C}$  περίπου το 11.985 π.Χ., όταν η τήξη των παγετώνων ξεκίνησε και τροφοδότησε με ψυχρά νερά τον Ατλαντικό. Μεταξύ 10.485-10.285 π.Χ., έφτασε στους  $14^{\circ}\text{C}$ , με ρυθμούς μεταβολής  $4^{\circ}\text{C}/\text{αιώνα}$ . Κατά τη διάρκεια του Younger Dryas (8.995-8.375 π.Χ.), η SST μειώθηκε με ρυθμούς  $-0,5-1^{\circ}\text{C}/\text{αιώνα}$ , ενώ κατά τη διάρκεια της Termination IB (8.375-7.345 π.Χ.) αυξήθηκε κατά περίπου λιγότερο από  $1^{\circ}\text{C}/\text{αιώνα}$ .

Κατά τη διάρκεια της Late Glacial περιόδου το μέτωπο των πολικών νερών του Β. Ατλαντικού ωκεανού (North Atlantic Polar Front) μετακινήθηκε με

ταχύτετους ρυθμούς (Ruddiman and McIntyre, 1981, Bard et al., 1987). Έτσι από την αρχική του θέση, περίπου στο γεωγραφικό πλάτος της Πορτογαλίας, την οποία κατείχε κατά τη διάρκεια του ST2, σταδιακά αρχίζει να οπισθοχωρεί προς υψηλότερα γεωγραφικά πλάτη περίπου από το 13.985 π.Χ. Η θέση του μετώπου των πολικών νερών του Β. Ατλαντικού περίπου το 8.985 π.Χ. εντοπίζεται στα γεωγραφικά πλάτη της Γροιλανδίας. Οι ρυθμοί της μετακίνησης του αυτής στα τελευταία στάδια της Termination IA υπολογίζεται ότι ξεπέρασαν τα 2km/yr.

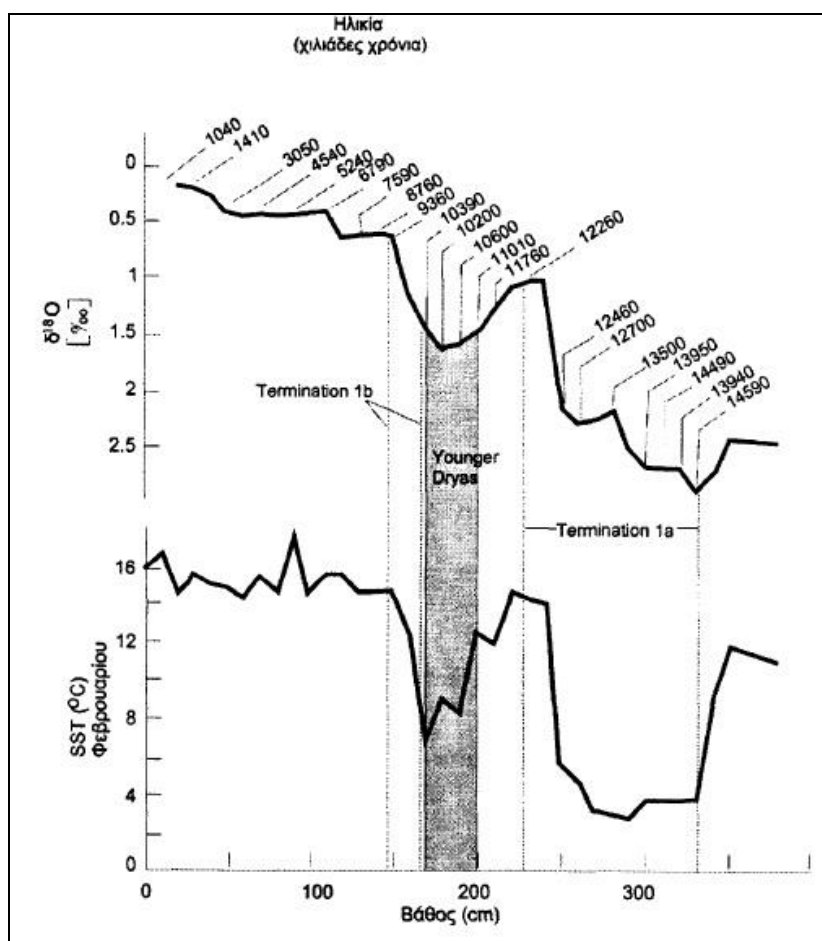
Μεταξύ 8.985 έως 7.985 π.Χ., κατά τη διάρκεια του Younger Dryas, τα πολικά νερά εξαπλώνονται νοτιότερα και το μέτωπο τους εντοπίζεται σε γεωγραφικά πλάτη, στο ύψος της Β. Πορτογαλίας. Στη συνέχεια, μετά το 7.985 π.Χ. το μέτωπο των πολικών νερών καταλαμβάνει σταδιακά τη σημερινή του θέση. Κατά τη διάρκεια του Younger Dryas, το πολικό μέτωπο μετακινήθηκε με ρυθμούς >5 km/yr. Οι Dansgaard et al, (1989) υπολογίζουν ότι μετά το Younger Dryas, το κλίμα στην περιοχή του Β. Ατλαντικού έγινε ηπιότερο σε λιγότερο από 20yrs, ενώ μια αύξηση της θερμοκρασίας των επιφανειακών νερών στη Β. Γροιλανδία της τάξεως των 7° C ολοκληρώθηκε σε περίπου 50 yrs.



Εικόνα 3.1.3.1: διάγραμμα, στο οποίο απεικονίζεται ο ρυθμός παροχής νερού στη θάλασσα, μετά την τήξη των παγετώνων στο τέλος της τελευταίας παγετώδους περιόδου (Fairbanks, 1989). Η εισροή νερών από την τήξη των παγετώνων, που είχε



ως αποτέλεσμα την εντυπωσιακή αύξηση της στάθμης της θάλασσας, συντελέστηκε σε δύο φάσεις: η 1<sup>η</sup> φάση (mwr1A) πραγματοποιήθηκε κατά τη διάρκεια της Termination 1A και η 2<sup>η</sup> (mwr1B) κατά τη διάρκεια της IB. Ενδιάμεσα αυτών των δύο φάσεων ο ρυθμός εισροής τηγμένου νερού καθώς και ο ρυθμός ανόδου της στάθμης της θάλασσας είναι χαμηλός λόγω της επικράτησης του Younger Dryas γεγονότος. (Το διάγραμμα αυτό προέκυψε από μελέτες σε κοράλλια των νησιών Barbados).



Εικόνα 3.1.3.2: Διαγράμματα στα οποία παρουσιάζονται: η διακύμανση των τιμών του  $\delta^{18}O$  καθώς και η διακύμανση της επιφανειακής θαλάσσιας θερμοκρασίας (SST) κατά τη διάρκεια του Φεβρουαρίου τα τελευταία 15 χιλιάδες χρόνια (Bard et al, 1987). Τα στοιχεία αφορούν αναλύσεις σε ιζήματα πυρήνα που συλλέχθηκε από την περιοχή της Ν. Πορτογαλίας. Η θερμοκρασία μειώθηκε κατά  $6^{\circ}C$  κατά τη διάρκεια της Termination 1A λόγω της μεγάλης εισροής νερών από την τήξη των παγετώνων. Σημαντική είναι και η πτώση της θερμοκρασίας κατά τη διάρκεια του Younger Dryas.

Τα αίτια επικράτησης του ψυχρού Younger Dryas γεγονότος προβλημάτισαν του ερευνητές, οι οποίοι επικεντρώθηκαν στον εντοπισμό εσωτερικών μεταβολών και

αλληλοεπιδράσεων του συστήματος ατμόσφαιρα /υδρόσφαιρα/ λιθόσφαιρα. Έτσι οι Broecker et al. (1989) θεωρούν ότι η μείωση της θερμοκρασίας κατά τη διάρκεια του προκλήθηκε από την παύση σχηματισμού του Βαθιού Βόρειου Ατλαντικού Νερού (North Atlantic Deep Water= NADW), λόγω της εξάπλωσης επιφανειακών νερών χαμηλής αλατότητας, τα οποία προήλθαν από την τήξη των παγετώνων. Σε αντίθεση, ο Fairbanks (1989) θεωρεί ότι ο ρυθμός σχηματισμού του NADW μειώθηκε ή σταμάτησε κατά τη διάρκεια των mwp IA ή mwp IB και όχι κατά τη διάρκεια του Younger Dryas. Οι Jansen et al. (1990) και οι Duplessy et al. (1986) θεωρούν τη μείωση των συγκεντρώσεων του CO<sub>2</sub> της ατμόσφαιρας ως επίσης μια πολύ πιθανή αιτία για τη μείωση της θερμοκρασίας κατά τη διάρκεια του Younger Dryas.

Η φάση αυτή έχει πιστοποιηθεί και ειδικά για την Ελλάδα φαίνεται ότι επρόκειτο για μια αρκετά ψυχρή περίοδο, κυρίως στις ηπειρωτικές περιοχές. Συγκεκριμένα στην Ελλάδα, κατά την διάρκεια των ψυχρών σταδίων, η μέση θερμοκρασία ήταν περίπου τον χειμώνα 8 με 10 βαθμούς χαμηλότερη απ' την σημερινή και 3 με 7 βαθμούς χαμηλότερη το καλοκαίρι. Οι βροχοπτώσεις ήταν μειωμένες, με διαφορετική όμως επίδραση στην βόρεια και στην νότια Ελλάδα. Οι μελέτες έχουν δείξει ότι από το 8.200-4.200 π.Χ., έχουν καταγραφεί υγρά και ξηρά στάδια τα οποία έχουν πιστοποιηθεί και ως παγκόσμιας εμβέλειας γεγονότα με επιπτώσεις στους τοπικούς πολιτισμούς.

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

### 4.1 Οι κλιματικές μεταβολές από το 10.000 π.Χ. έως το 476μ.Χ.

#### 4.1.1 Εισαγωγή

Η υψηλής χρονικής ανάλυσης παρακολούθηση της εξέλιξης του κλίματος τα τελευταία 11,5 χιλιάδες χρόνια (από το 9.485 π.Χ.) είναι κρίσιμη για την εκτίμηση τόσο της τάσης αλλαγής των διαφόρων παραμέτρων του κλίματος, του εύρους και της ταχύτητας διακυμάνσεών του όσο και για την σύγκρισή τους με το παρελθόν και την κατασκευή μελλοντικών σεναρίων. Επιπλέον, η περίοδος του Ολοκαίνου αποτελεί ένα συγκρίσιμο κλιματικό καθεστώς με αυτό του παρόντος ενώ παράλληλα διαθέτει παλαιοκλιματικά αρχεία ιζημάτων και άλλων βιοδεικτών υψηλής χρονικής ανάλυσης. Η χρονολόγηση των αρχείων αυτών μπορεί να επιτευχθεί με ικανοποιητική ακρίβεια, αναλόγως με την περίπτωση, είτε με απόλυτες χρονολογήσεις (π.χ. ραδιενεργά ισότοπα  $^{14}\text{C}$ ,  $^{210}\text{Pb}$ ) ή με έμμεσες χρονολογήσεις (π.χ. χαρακτηριστικούς στρωματογραφικούς ορίζοντες ηφαιστειακής τέφρας, σαπροπηλών κτλ.). Η διαθεσιμότητα υψηλής ανάλυσης καταγραφών των παραμέτρων του κλίματος (π.χ. θερμοκρασία, αλατότητα, βροχόπτωση) τόσο από ενόργανες μετρήσεις (τελευταίους δύο αιώνες) όσο και από καταγραφές ιζημάτων (χιλιάδες, εκατοντάδες χρόνια) αποκαλύπτει μια μεγάλης έντασης μεταβλητότητα σε επίπεδο δεκαετιών και εκατονταετιών. Αυτή η μεταβλητότητα παρουσιάζει μια έντονη χωρική διαφοροποίηση η οποία αποδεικνύει την επίδραση των τοπικών συνθηκών στη διαμόρφωση της εσωτερικής διαμόρφωσης του κλίματος κάθε περιοχής. Η διάκριση των ενδείξεων του παλαιοκλίματος που οφείλονται σε παγκόσμιες μεγάλης κλίμακας τάσεις και αλλαγές από αυτές που οφείλονται στις τοπικές συνθήκες μιας περιοχής είναι κρίσιμη για την κατανόηση αλληλεπίδρασης μεταξύ διαφορετικών συστατικών του κλιματικού συστήματος και εκτίμηση της συνολικής τάσης κλιματικής αλλαγής του πλανήτη. Χαρακτηριστικό παράδειγμα αποτελεί η Μεσόγειος, η οποία επηρεάζεται από τα κλιματικά συστήματα των Αφρο-Ασιατικών μουσώνων από το νότο, των δυτικών (westerlies)

ανέμων από δυτικά, του υψηλού βαρομετρικού της Σιβηρίας από τον βορρά και από την ταλάντωση του Βόρειου Ατλαντικού και Νότιου Ωκεανού.

Τόσο η παράμετρος της θερμοκρασίας όσο και η παράμετρος της στάθμης της θάλασσας είναι δύσκολο να καθοριστούν τόσο στο παρελθόν όσο και στο παρόν από μια μέση παγκόσμια τιμή διότι οι τιμές καταγραφής διαφοροποιούνται ανά περιοχή. Οι τοπικές διακυμάνσεις για παράδειγμα της θερμοκρασίας, ακόμα και αυτές μερικών μόνο δεκαετιών, μπορεί να είναι αρκετοί βαθμοί Κελσίου και επομένως μεγαλύτεροι από την ένδειξη θέρμανσης του πλανήτη κατά τον τελευταίο αιώνα που θεωρείται της τάξης του 0.7 °C (IPCC). Επαρκής κάλυψη ενόργανων μετρήσεων φτάνει τα 150 χρόνια πριν ενώ η σύνθεση δεδομένων διαφόρων παραμέτρων από δακτυλίους δέντρων, από πυρήνες πάγου, σπηλαιοαποθέσεις, ιστορικές καταγραφές κτλ, φτάνουν τα 1000 χρόνια και 500 χρόνια πριν για την Μεσόγειο (π.χ. Luterbacher et al., 2006).

#### 4.1.2 Παγκόσμια γεγονότα ψύχρανσης - μηχανισμοί κλιματικής αλλαγής.

Η Ολοκαινική περίοδος είναι γνωστή ως η τελευταία μεσοπαγετώδης θερμή περίοδος τα τελευταία στάδια της οποίας διανύονται σήμερα. Παρόλο αυτά, σημαντικός αριθμός εργασιών αναδεικνύει μια κλιματική μεταβλητότητα η οποία εκφράζεται με κάποια παγκόσμια απότομα ψυχρά κλιματικά γεγονότα, των οποίων τα χαρακτηριστικά (διάρκεια, ένταση, ρυθμός) και οι κινητήριες δυνάμεις είναι απολύτως απαραίτητο να καθοριστούν. Θα αναφερθούν τα κλιματικά γεγονότα παρακάτω έως και το 476 μ.Χ.

Σύμφωνα με μια συνθετική ανασκόπηση και επανεξέταση (Mayewski et al., 2004) της παγκόσμιας κλιματικής μεταβλητότητας κατά την διάρκεια του Ολοκαίνου προκύπτει η διάκριση τεσσάρων διαστημάτων απότομης κλιματικής αλλαγής (αναφορά γίνεται στα τρία από τα τέσσερα), δηλαδή διαστήματα ψύχρανσης μέσα στην γενικότερα θεωρούμενη θερμή περίοδο.

Η παλαιότερη αιφνίδια κλιματική αλλαγή του Ολοκαίνου είναι αυτή των 9-8 χιλιάδων χρόνων πριν, δηλαδή το 6.985-5.985 π.Χ., γνωστό ως φαινόμενο του 6.185 π.Χ., (Alley et al., 1997) η οποία συντρέχει με:

- πιθανές απελευθερώσεις μεγάλης ποσότητας λιωμένου πάγου στον Βόρειο Ατλαντικό (Barber et al., 1999) που ενδεχομένως οδήγησαν στη δημιουργία θαλάσσιου πάγου αποτελώντας θετική ανάδραση στην κλιματική ψύξη.
- μείωση της καλοκαιρινής ηλιακής προσπίπτουσας ακτινοβολίας (summer insolation).
- απουσία ένδειξης μεταβολής της ηλιακής δραστηριότητας [διότι το  $\text{Be}^{10}$  παραμένει αμετάβλητο στους πυρήνες πάγου, και ενώ το  $\Delta\text{C}^{14}$  σημειώνει μείωση μπορεί να οφείλεται σε αλλαγή της θερμόαλης κυκλοφορίας εξαιτίας της αυξημένης παραγωγής γλυκού νερού (meltwater)].
- αυξημένα ποσοστά  $\text{SO}_4$  τα οποία υποδηλώνουν πιθανή συμβολή ηφαιστειακών εκρήξεων τόσο στην ψύχρανση όσο και στην ξηρότητα των χαμηλών γεωγραφικών πλατών (μέσω μείωσης των Αφρο-Ασιατικών μουσώνων).

Νεότερα του 6.985-5.985 π.Χ. ακολουθούν τα αιφνίδια κλιματικά γεγονότα του 3.985-2.985 π.Χ., του 1.485-485 π.Χ., και τα μικρότερης εξάπλωσης 2.185-1.785 π.Χ. (και 815-1.015 μ.Χ. όπου δεν θα γίνει αναφορά)(Mayewski et al., 2004). Το κλιματικό καθεστώς και οι κινητήριες δυνάμεις που συνδέονται με τα παραπάνω κλιματικά γεγονότα είναι διαφορετικά από αυτά του 6.985-5.985 π.Χ. Αυτό σημαίνει ότι δεν υπάρχουν ενδείξεις απελευθέρωσης μεγάλων ποσοτήτων γλυκού νερού ή έντονες μεταβολές των παγετικών καλυμμάτων του Βορείου ημισφαιρίου, ούτε συστηματικές αλλαγές στη συγκέντρωση ηφαιστειακών αερίων και ατμοσφαιρικού CO<sub>2</sub>. Ενώ λοιπόν στην αλλαγή του 6.985-5.985 π.Χ οι παγετώνες του βορείου ημισφαιρίου διαδραμάτιζαν ακόμη σημαντικό ρόλο στην διαμόρφωση των κλιματικών αλλαγών κάποιες από τις νεότερες κλιματικές αλλαγές φαίνεται να καθορίζονται περισσότερο από την μεταβλητότητα της ηλιακής δραστηριότητας. Αυτά τα ψυχρά διαστήματα των υψηλών γεωγραφικών πλατών του βορείου ημισφαιρίου εκφράζονται με συνθήκες ξηρότητας στα χαμηλά γεωγραφικά πλάτη (Mayewski et al., 2004; Staubwasser and Weiss, 2006), όπως για παράδειγμα στην Μεσόγειο. Πιο συγκεκριμένα τα διαστήματα του 3.985-2.985 π.Χ. και του 1485-485 π.Χ. συνδέονται με:

- μειωμένες τιμές ηλιακής δραστηριότητας που αντανακλούνται σε μέγιστες τιμές των Be<sup>10</sup> και ΔC<sup>14</sup>.
- αύξηση του ατμοσφαιρικού μεθανίου μετά το 2.985 π.Χ. (ακολουθώντας μια μείωση μετά το 5.985 π.Χ.)

Οι επόμενες νεότερες αιφνίδιες κλιματικές αλλαγές των διαστημάτων 2.185-1.485 π.Χ. είναι δύσκολο να αποδοθούν σε συγκεκριμένους μηχανισμούς καθώς για παράδειγμα η περίοδος 2.185-1.485 π.Χ. σημειώνει μέγιστο στο Be<sup>10</sup> αλλά ανεπαίσθητη αλλαγή στο ΔC<sup>14</sup> αποδυναμώνοντας το επιχείρημα της ηλιακής δραστηριότητας. Από την άλλη, η καταγεγραμμένη ξηρότητα στα χαμηλά γεωγραφικά πλάτη πιθανόν να ερμηνεύεται με την νότια οπισθοχώρηση της Ενδοτροπικής Ζώνης Σύγκλισης (ITCZ) (Hodell et al., 2001) η οποία συναύδει με την ενδυνάμωση των δυτικών ανέμων (westerlies) στον Βόρειο Ατλαντικό. Η ξηρότητα αυτής της περιόδου (2185-1485 π.Χ. 2185-1485 π.Χ. 2185-1485 π.Χ. 2185-1485 π.Χ.) φαίνεται να είναι η αιτία της κατάρρευσης του Ακκαδικού πολιτισμού (deMenocal et al., 2000a). Σε περίοδο χαμηλών θερμοκρασιών η ξηρότητα στις

τροπικές περιοχές μπορεί να οφείλεται σε διάφορους παράγοντες, όπως εξασθένιση των μουσωνικών συστημάτων, μείωση της εξάτμισης από τους κρύους ωκεανούς, και μειωμένη θερμική μετάδοση πάνω από τις τροπικές ηπείρους (Mayewski et al., 2004).

Συμπερασματικά, είναι σημαντικό να αναφερθεί ότι οι απότομες κλιματικές αλλαγές δεν παρατηρούνται ταυτόχρονα και με την ίδια ένταση σε όλες τις περιοχές της Γης, αφού ουσιαστικά συνιστούν το αποτέλεσμα πολλαπλών διαφορετικών μηχανισμών και παράλληλα γίνεται αντιληπτό ότι κάθε ένα ψυχρό γεγονός αποτελεί την έκφραση ενός ξεχωριστού και μη επαναλαμβανόμενου συνδυασμού κλιματικών μηχανισμών και κινητήριων δυνάμεων.

#### **4.1.3 Παγκόσμιοι Ρυθμοί Θέρμανσης**

Οι υψηλές θερμοκρασίες, η υποχώρηση των παγετώνων και η αύξηση της στάθμης της θάλασσας σε τιμές μεγαλύτερες από τις σημερινές κατά την διάρκεια του Μέσου Ολοκαίνου ερμηνεύονται με τις υψηλές τιμές προσπίπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας (insolation) εκείνης της περιόδου. Τα σημερινά όμως επίπεδα της προσπίπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας είναι χαμηλά και επομένως οι τιμές θερμοκρασίας και ο όγκος των παγετώνων θα αναμένονταν σε χαμηλότερες τιμές από αυτές που παρατηρούνται. Επιπλέον, ο ρυθμός αύξησης θερμοκρασίας 0.6-0.8 και 1°C/100 χρόνια που αναφέρθηκε παραπάνω αφορά την μετάβαση από μια παγετώδη σε μια μεσοπαγετώδη περίοδο κατά την οποία αναμένεται αυξημένος ρυθμός θέρμανσης. Οι εκτιμήσεις όσον αφορά τους ρυθμούς θέρμανσης για την περίοδο της μετάβασης από την παγετώδη (18-21.000 χρόνια πριν) στην έναρξη της θερμής περιόδου του Ολόκαινου (11.500 χρόνια πριν) είναι 1 °C/100 χρόνια σύμφωνα με δεδομένα από τρηματοφόρα βαθιών νερών του Βόρειου Ατλαντικού (Austin & Kroon, 1996), 0,6-0,8 °C/100 χρόνια σύμφωνα με αναλύσεις κόκκων γύρης από τη Γαλλία (Guiot, 1987) και 1,7-2 °C /100 χρόνια σύμφωνα με αναλύσεις κολεόπτρων από την Βρετανία και Γαλλία (Atkinson et al., 1987; Ponel & Coore, 1990). Ακόμη μεγαλύτεροι ρυθμοί αύξησης θερμοκρασίας έχουν εκτιμηθεί για αυτήν την περίοδο από το παγετικό κάλυμμα της Γροιλανδίας αφού προκύπτουν 5-10 °C αύξησης θερμοκρασίας σε λιγότερο από 1500 χρόνια (Severinghaus et al., 1998) με κάποιες εκτιμήσεις να φτάνουν τους 5-10 °C/100 χρόνια (Alley, 2000).

Κατά την διάρκεια της τελευταίας θερμής περιόδου, τα τελευταία 11.500 έτη, εκτιμάται ότι μεταξύ 9 με 4 χιλιάδες χρόνια πριν (Μέσο Ολόκαινο 6.985-1.985 π.Χ.) έλαβε χώρα η κορύφωση της θερμής περιόδου η οποία εμφανίζεται να αντιστοιχεί σε 1-3 °C ψηλότερα από τις σημερινές τιμές (δεδομένα από επιφανειακά θαλάσσια ύδατα και από πυρήνες πάγου) (Dahl-Jensen et al., 1998; Masson-Delmotte et al., 2005).

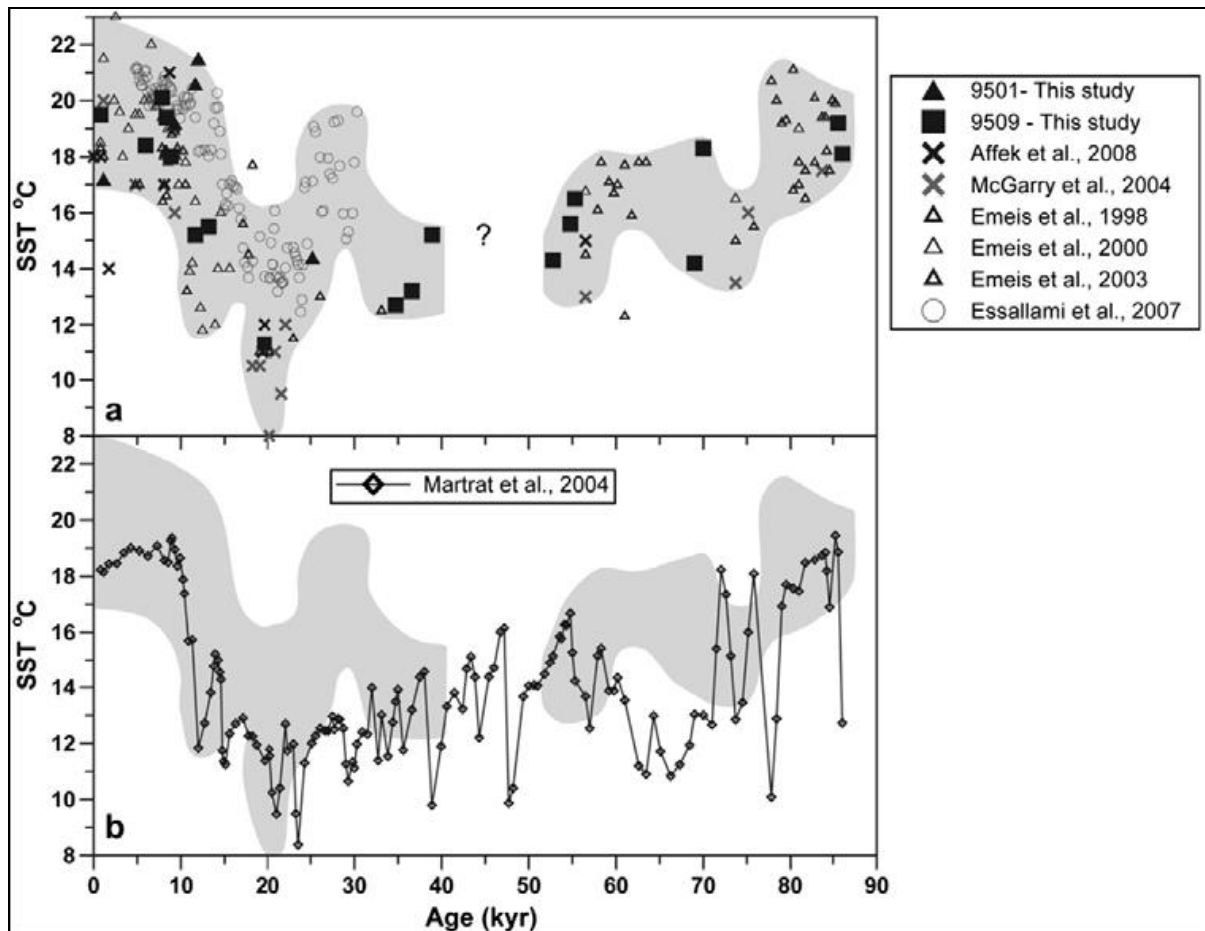
#### 4.1.4 Το κλίμα της Μεσογείου

Το κλίμα της Μεσογείου επηρεάζεται από το υποτροπικό υψηλό της ξηρής ζώνης των ερήμων της Βόρειας Αφρικής, από τους δυτικούς ανέμους της κεντρικής και βόρειας Ευρώπης, από τους αφρικο-ασιατικούς μουσώνες (Lionello & Galati, 2008), το υψηλό σύστημα πέσεων της Σιβηρίας, και την ταλάντωση του Βορείου Ατλαντικού (North Atlantic Oscillation/NAO) και του νότιου ωκεανού South Oscillation (SO). Το NAO εκτός από την ατμοσφαιρική κυκλοφορία της Μεσογείου επηρεάζει και τις ποτάμιες εισροές ύδατος και γενικά την θερμόαλη κυκλοφορία της (π.χ. Tsimplis et al., 2006). Συγκεκριμένα, το σχήμα που καταγράφεται τουλάχιστον για τα τελευταία 500 χρόνια (Luterbacher et al., 2006) είναι ότι ο αρνητικός δείκτης NAO συσχετίζεται με υγρές (χαμηλής-πίεσης ανωμαλίες) και συνήθως ψυχρές συνθήκες στην Μεσόγειο, ενώ θετικός δείκτης NAO συσχετίζεται με έντονους δυτικούς ανέμους στα υψηλά-μέσα γεωγραφικά πλάτη και ξηρές (αντικυκλωνικές) και συνήθως θερμές συνθήκες στην Μεσόγειο. Οι Αφρικανικοί και Ασιατικοί μουσώνες συμβάλλουν μέσω έντονων βροχοπτώσεων στην εισροή γλυκού νερού κυρίως στην Ανατολική Μεσόγειο μέσω του Νείλου και άλλων ποτάμιων συστημάτων, ενώ στην μεταβλητότητα των κατακρημνίσεων συμβάλλει και ο «ENSO» (El Nino Southern Oscillation) (Alpert et al., 2005). Επομένως, κατά την προσπάθεια ανασύστασης του παλαιοκλίματος της Μεσογείου και ερμηνείας των μεταβολών του, είναι σύνηθες οι παλαιοκλιματικές μεταβολές να συσχετίζονται με την διακύμανση της έντασης της μουσωνικής δραστηριότητας, την κυκλικότητα των τροχιακών παραμέτρων της γης, την ηλιακή κυκλικότητα καθώς και την ταλάντωση του Βορείου Ατλαντικού.

Οι κύριοι φυσικογεωγραφικοί παράγοντες που καθορίζουν την διαμόρφωση των κλιματικών συνθηκών της Μεσογείου είναι η ατμοσφαιρική κυκλοφορία, το γεωγραφικό πλάτος, το υψόμετρο/ανάγλυφο, οι θερμοκρασίες



επιφανειακών υδάτων του Ατλαντικού και της Μεσογείου, οι αλληλεπιδράσεις θάλασσας-ξηράς (απόσταση από τη θάλασσα) και μικρότερης κλίμακας διεργασίες. Οι ωκεανοί ασκούν άμεση επίδραση στην ατμόσφαιρα εξαιτίας συνεχούς ανταλλαγής θερμότητας και υδρατμών και εξαιτίας του σημαντικού ρόλου που διαδραματίζουν στην χημική ισορροπία του ατμοσφαιρικού συστήματος. Η θερμοκρασία επιφανειακών υδάτων (SST) αποτελεί από τις σημαντικότερες παραμέτρους του κλιματικού συστήματος καθώς η αλλαγή της αλληλεπίδρασής της με την ατμόσφαιρα επηρεάζει την διαμόρφωση προτύπων κατακρήμνισης και κατ επέκταση ξηρασιών, καταιγίδων, και άλλων ακραίων καιρικών φαινομένων. Τόσο τα γεωλογικά δεδομένα θαλάσσιων αρχείων (από παλαιοθερμοκρασιακούς βιοδείκτες π.χ. τρηματοφόρων, κοκκολιθοφόρων, αλκενονών κ.τ.λ.) χιλιάδων και εκατοντάδων χρόνων πριν όσο και οι αναπαραστάσεις ατμοσφαιρικών παραμέτρων θερμοκρασίας, κατακρήμνισης και ατμοσφαιρικής πίεσης των τελευταίων 500 χρόνων δείχνουν ότι η Μεσόγειος χωρίζεται κλιματικά σε υποπεριοχές με πιο ξεκάθαρη αυτήν της Ανατολικής Μεσογείου από την Δυτική και Κεντρική Μεσόγειο (Luterbacher and Xoplaki, 2003). Έτσι, η θερμοκρασία της Ανατολικής Μεσογείου φαίνεται να συσχετίζεται αρνητικά με τον NAO ενώ η Δυτική και Κεντρική Μεσόγειος εμφανίζουν ασήμαντο συσχετισμό.



Εικόνα 4.1.4.1: Θερμοκρασίες επιφανειακών υδάτων από αλκενόνες α) στην ανατολική και β) δυτική Μεσόγειο. Almogi-Labin et al.(2009).

Η συνδυαστική ανάλυση δεδομένων από απολιθωμένα κορράλια της βορειοδυτικής Ερυθράς θάλασσας και προσομοιώσεις με μοντέλα ατμόσφαιρας-ωκεανού (ECHO-G) έδειξαν επίδραση του NAO ενδοετήσια αλλά και συνολικά στις μέσες τιμές κλίματος κατά το Ανώτερο Ολόκαινο (885 π.Χ.) και στην προηγούμενη μεσοπαγετώδη περίοδο (119.985 π.Χ.) στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου και Μέσης Ανατολής (Felis et al., 2004).

Αυτές οι διαφοροποιήσεις πιστοποιούνται και στο γεωλογικό παρελθόν όπου οι θερμοκρασίες επιφανειακών υδάτων τα τελευταία 300 χιλιάδες χρόνια κυμαίνονται μεταξύ 9 και 21°C για την δυτική και μεταξύ 17 και 25 °C για την ανατολική Μεσόγειο σύμφωνα με τον Emeis et al. (2003). Στην Εικόνα 4.1.4.1 φαίνονται παρόμοιες αναλογίες για τα τελευταία 90 χιλιάδες χρόνια (Almogi-Labin et al.(2009).

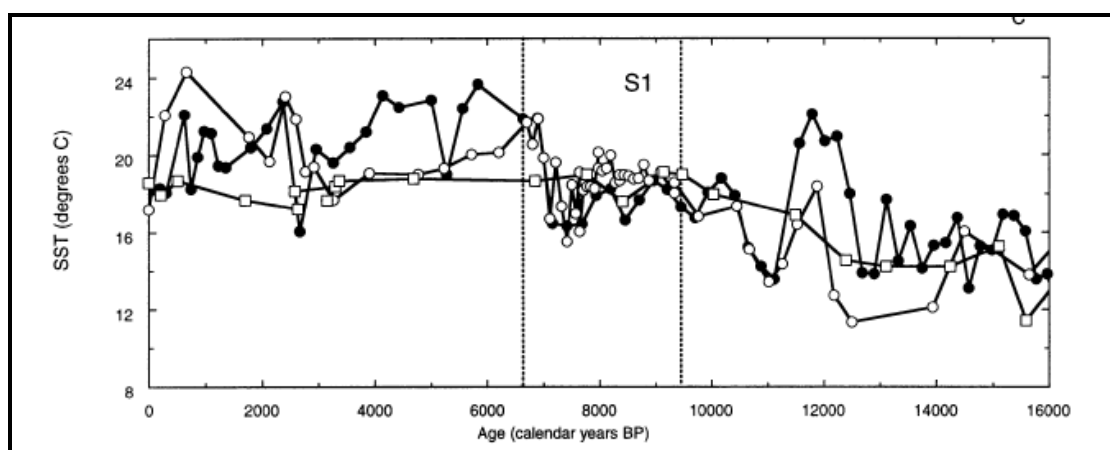
#### 4.1.5 Χρονικό θερμοκρασιακών μεταβολών

Η έναρξη του Ολοκαίνου περίπου το 10.000 π.Χ. ακολουθήθηκε από μια ενίσχυση της έντασης της προσπίπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας στον εποχικό κύκλο του Βορείου ημισφαιρίου προκαλώντας μία μετατόπιση των μουσώνων προς βορειότερες περιοχές (Jolly et al., 1998). Αυτό είχε ως αποτέλεσμα την περιοδική κορύφωση του Αφρικανικού θερινού μουσώνα στη Μεσόγειο, με αύξηση των κατακρημνισμάτων πάνω από την Ισημερινή Αφρική και πιθανή αύξηση της εκροής του ποταμού Νείλου (Rossignol-Strick, 1985; Rohling et al., 2002). Παράλληλα, αύξηση των κατακρημνισμάτων ενδέχεται να δημιουργήθηκε και στο βόρειο τμήμα της Μεσογείου, ως συνέπεια αυξημένης δραστηριότητας των ατμοσφαιρικών πιέσεων πάνω από την περιοχή (Duplessy et al., 2007). Το προκαλούμενο αυξημένο απόθεμα γλυκού ύδατος στη λεκάνη της Ανατολικής Μεσογείου δημιούργησε μεταβολές στην θαλάσσια κυκλοφορία με αποτέλεσμα μια έντονη στασιμότητα των βαθιών υδάτων η οποία σε συνδυασμό με την αυξημένη παραγωγικότητα και εναπόθεση οργανικού υλικού στους πυθμένες οδήγησε στην απόθεση του πλέον πρόσφατου σαπροπηλού S1 (Rohling & Hilgen, 1991; Rohling, 1994). Στην περιοχή του Αιγαίου η έναρξη της απόθεσης αυτού του σαπροπηλικού στρώματος καταγράφεται περίπου στα 7.985-7.585 π.Χ. (Perissoratis & Piper, 1992, Aksu et al., 1995, Zachariasse et al., 1997, De Rijk et al., 1999, De Lange et al., 2008) και διαρκεί μέχρι και τα 4.485 π.Χ. περίπου με ένα διάστημα διακοπής μεταξύ 5.885-5.285 π.Χ. (Εικόνα 4.1.5.3).

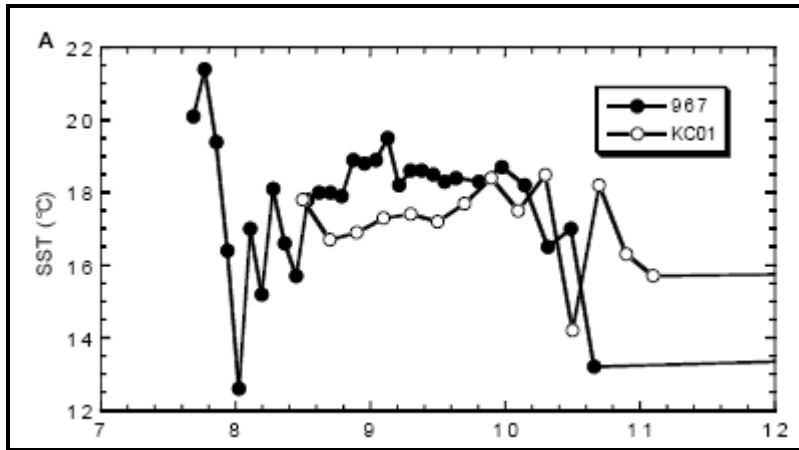
Κατά το χρονικό διάστημα που προηγείται της απόθεσης του σαπροπηλού S1 λαμβάνουν χώρα χαμηλές SST και συγκεκριμένα το 8.985 π.Χ. καταγράφεται θερμοκρασία 13-14°C στην Ιόνια λεκάνη (Emeis et al., 2000), το 8.785 και το 7.685 π.Χ. θερμοκρασία 17°C στο ΝΑ Αιγαίο (Triantaphyllou et al., 2009) και το 8.485 π.Χ. περίπου 16°C στο βόρειο Αιγαίο (Gogou et al., 2007) (Εικόνα 4.1.5.3). Οι θερμοκρασίες κατά την απόθεση του σαπροπηλού S1 (7.485-4.585 π.Χ.) ανέρχονται στους 16-19°C σύμφωνα με τρεις θέσεις της Μεσογείου (Δυτική, Κεντρική και Ανατολική) (Emeis et al., 2000) (Εικόνα 4.1.5.1, 4.1.5.2) και 17.5°C με 22.9°C στο βόρειο Αιγαίο (Gogou et al., 2007) (Εικόνα 4.1.5.2). Η διακοπή της απόθεσης του σαπροπηλού S1 σηματοδοτείται με το παγκόσμιο ψυχρό γεγονός του 6.185 π.Χ. το οποίο καταγράφεται με σημαντική πτώση της θερμοκρασίας των θαλάσσιων

επιφανειακών υδάτων (Geraga et al., 2008) στην Ανατολική Μεσόγειο (de Rijk et al., 1999; Geraga et al., 2000, 2005) και την εγκαθύδριση ξηρών συνθηκών σύμφωνα με δεδομένα από τη θάλασσα του Αιγαίου (π.χ. Rohling et al., 2002; Triantaphyllou et al., 2009a,b). Το ψυχρό και ξηρό αυτό γεγονός αποτυπώνεται και σε αρχαιολογικές θέσεις όπως για παράδειγμα στην περιοχή της Κρήτης, όπου ενώ Νεολιθικά κεραμικά στην Κνωσό δηλώνουν εποικισμό της περιοχής κατά το 7.785 έως 5.985 π.Χ., για το χρονικό διάστημα μεταξύ 6.985 και 5.485 π.Χ. υπάρχουν ενδείξεις ότι ο οικισμός είχε μερικώς εγκαταληφθεί (Efstratiou et al., 2004). Επιπλέον, απώλεια ανθρώπινων αποθέσεων για αυτό το χρονικό διάστημα έχει παρατηρηθεί και σε μια σειρά άλλων θέσεων όπως στην σπηλιά του Κύκλωπα στις Σποράδες, στην σπηλιά της Θεοπέτρας, στα κεραμικά ευρήματα στο Σιδάρι Κέρκυρας (Berger & Guilaine, 2009) και σε άλλες θέσεις της Μεσογείου.

Μετά την απόθεση του S1 (νεότερα του 4.585 π.Χ.) η θερμοκρασία των υδάτων αυξήθηκε και διακυμάνθηκε γύρω από τους 20 °C στις λεκάνες της Ιόνιας και Λεβαντίνης με μέγιστη τους 24°C (Emeis et al., 2000) το 3.985 π.Χ. και μέση τιμή τους 19°C στο βορείο Αιγαίο (Gogou et al., 2007), όμοια με την σημερινή ετήσια θερμοκρασία επιφανειακών υδάτων (Worley et al., 2005) στην ίδια θέση. Κατά το 2.885 π.Χ. σημειώνεται η ανώτατη θερμοκρασία SST για το νοτιοανατολικό Αιγαίο στους 25°C (Triantaphyllou et al., 2009).



Εικόνα 4.1.5.1: Εκτιμήσεις θερμοκρασίας επιφανειακών θαλάσσιων υδάτων από αλκενόνες. Η γραμμή με τετράγωνο σύμβολο αντιπροσωπεύει τον πυρήνα KS80 (Alboran Sea), με μαύρο κύκλο τον πυρήνα RL11 (Ionian Sea), με άσπρο κύκλο τον πυρήνα 967 (Levantine Sea) (Emeis et al., 2000).



Εικόνα 4.1.5.2: Θερμοκρασίες επιφανειακών υδάτων από αλκενόνες στους πυρήνες ODP 967 στην θάλασσα της Λεβαντίνης και KC01 στην Ιόνια λεκάνη. Ο οριζόντιος άξονας αναφέρεται σε χιλιάδες χρόνια πριν. (Emeis et al., 1998).

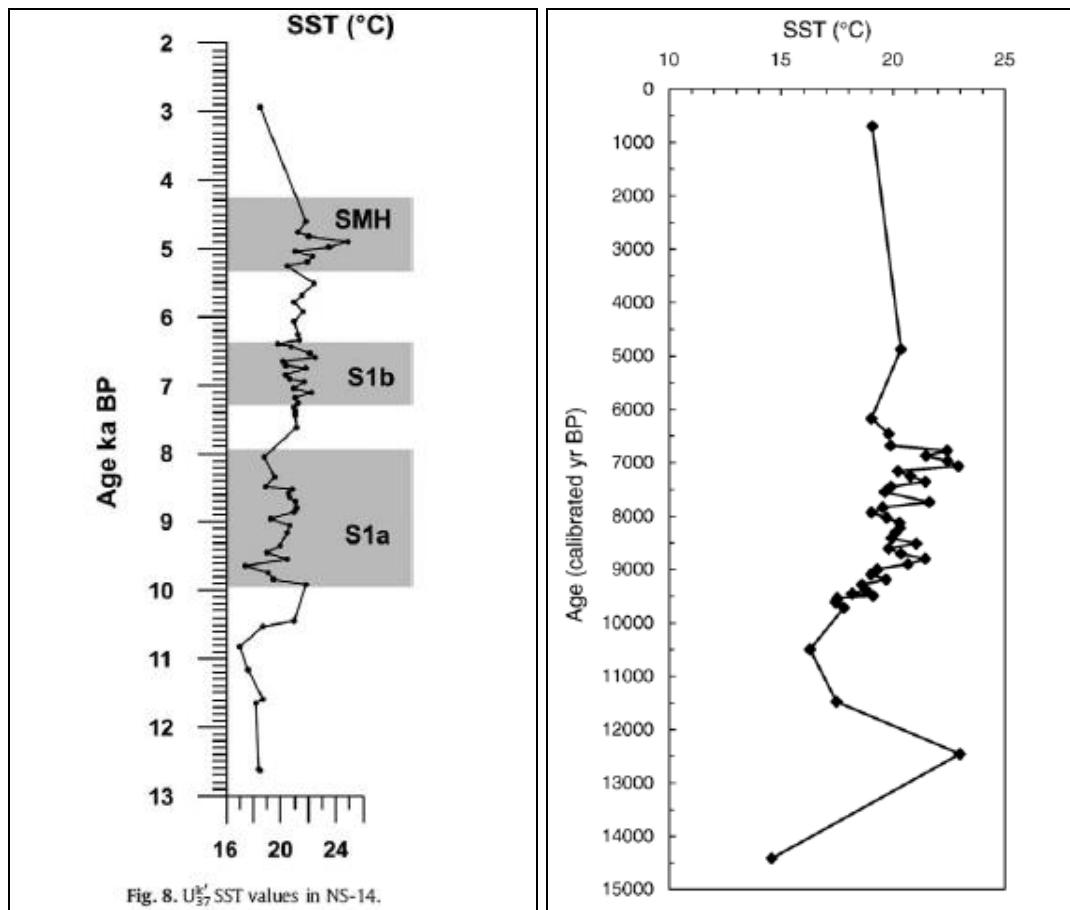


Fig. 8.  $U_{57}^{235}$  SST values in NS-14.

Εικόνα 4.1.5.3: (Αριστερά) Θερμοκρασίες επιφανειακών υδάτων (SST) προερχόμενες από αλκενόνες στον πυρήνα NS-14, νότια της Νισύρου (Triantaphyllou et al., 2009). (Δεξιά) Θερμοκρασίες επιφανειακών υδάτων από τον πυρήνα MNB3 στο βόρειο Αιγαίο (Gogou et al., 2007).

#### 4.1.6 Απότομες μεταβολές θερμοκρασίας επιφανειακών θαλάσσιων υδάτων στην Ανατολική Μεσόγειο.

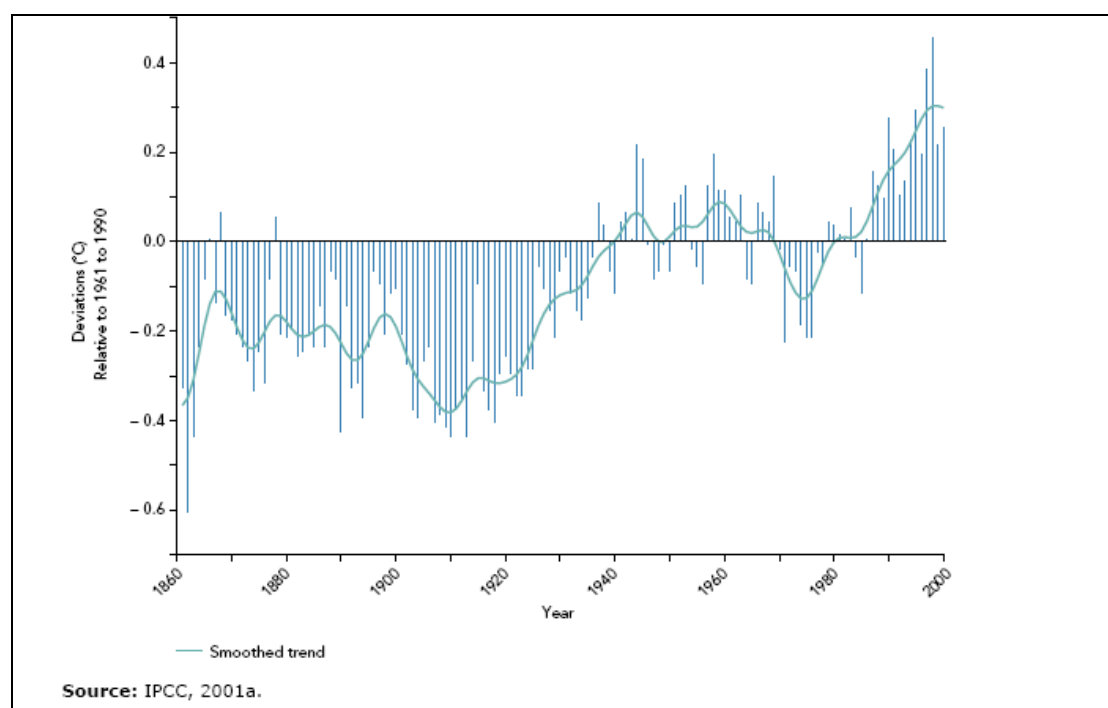
Σε αυτό το υποκεφάλαιο απαριθμούνται, οι απότομες μεταβολές της θερμοκρασίας των επιφανειακών θαλάσσιων υδάτων (SST) της Ανατολικής Μεσογείου κατά την περίοδο του Ολοκαίνου. Στον πυρήνα της Ιόνιας λεκάνης RL11 (Emeis et al., 2000) παρατηρείται μια απότομη θέρμανση των επιφανειακών υδάτων (δείκτη  $U^{K}37$  αλκενονών) από τους 14 στους 22 °C σε λιγότερο από 1000 χρόνια κατά την περίοδο του Allerød (10.985 π.Χ.) με ακόλουθη μείωση της θερμοκρασίας στα επόμενα 1.000 χρόνια κατά το Younger Dryas (Εικόνα 3.5.1). Αυτή η διακύμανση μπορεί να σχετίζεται με μια αλλαγή της δομής των θαλάσσιων υδάτινωνμαζών με μεταφορά της δημιουργίας ενδιάμεσων και βαθέων υδάτων κατά το Younger Dryas στην Ιόνια λεκάνη. Στον πυρήνα NS-14 του ΝΑ Αιγαίου (Εικόνα 3.5.3) παρατηρείται μια μείωση θερμοκρασίας επιφανειακών υδάτων (δείκτη  $U^{K}37$  αλκενονών) της τάξης των 1.6 °C μέσα σε 91 χρόνια (7.785 π.Χ.) και ακολούθως αύξηση 3°C μέσα σε 92 χρόνια (7.685 π.Χ.). Αυτές οι μεγάλης έντασης και απότομες αλλαγές δεν παρατηρούνται σε όλο το Αιγαίο κάτι που φανερώνει την σημασία των τοπικών υδρολογικών και βαθυμετρικών συνθηκών κάθε περιοχής.

Ακολούθως, κατά το ψυχρό και ξηρό «φαινόμενο του 6.185π.Χ.» εκτιμάται από έμμεσες μεθόδους (ισότοπα οξυγόνου και συγκεντρώσεις τριημιτοφύρων) 2 °C μείωση θερμοκρασίας μέσα σε περίπου 50 χρόνια στον πυρήνα LC21 (Rohling et al., 2007) στο νότιο Αιγαίο κάτι το οποίο συνδέεται με την επικράτηση σφοδρών πολικών βορειοδυτικών ανέμων. Σύμφωνα με τα δεδομένα του συγκεκριμένου πυρήνα η μείωση της θερμοκρασίας διατηρείται για περίπου 150-250 χρόνια ενώ μεσολαμβάνουν αρκετοί αιώνες για να επέλθει σταδιακή αύξηση της θερμοκρασίας. Οι Rohling and Pölike (2005) σημείωσαν ότι σε πολλά δεδομένα από την Ασία, το 6.185 π.Χ. ψυχρό γεγονός ήταν μέρος μιας μεγάλης ανωμαλίας που διήρκεσε 400 με 600 χρόνια, ενώ στην Γροιλανδία καταγράφηκε ως ένα απότομο συμβάν διάρκειας 150 χρόνων.

Περίπου 2900-2800 χρόνια πριν (885-785 π.Χ.) καταγράφεται στον πυρήνα της Ιονίου RL11 (Emeis et al., 2000) απότομη μείωση των SST από τους 20 στους 16°C και ακολούθως θέρμανση των επιφανειακών υδάτων από τους 16 στους 22°C

σε λιγότερο από 500 χρόνια. Πτώση θερμοκρασίας των SST (από 21-24°C σε 18,5°C) καταγράφουν και οι αλκενόνες στον πυρήνα του νότιου Αιγαίου (Triantaphyllou et al., 2009) την ίδια χρονική περίοδο.

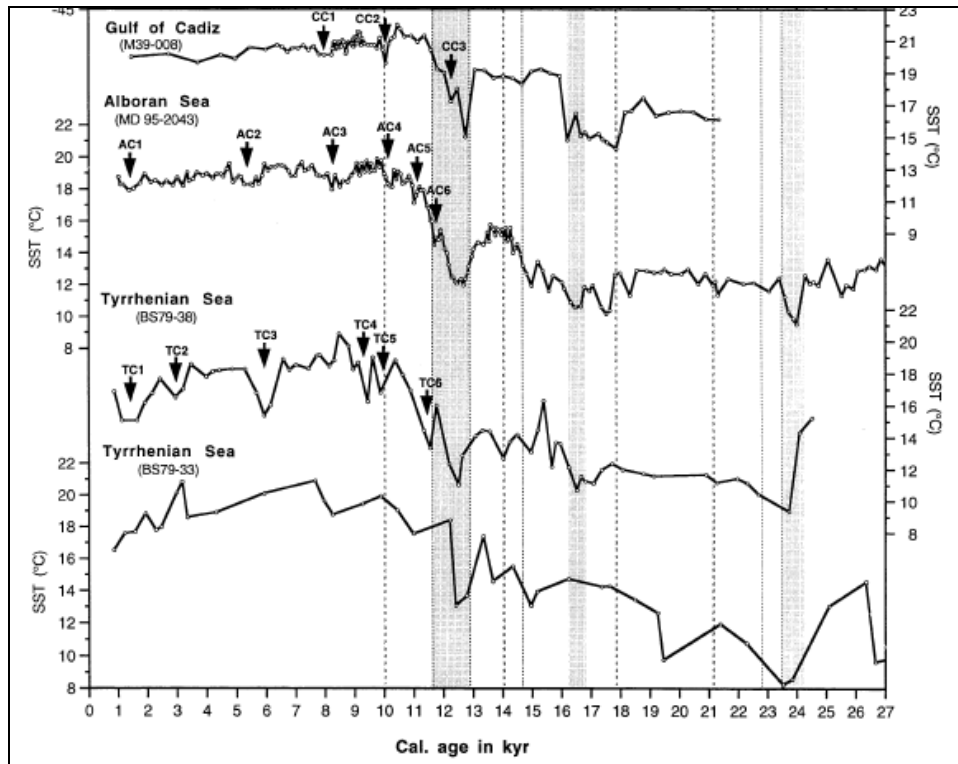
Επομένως, σύμφωνα με το διάγραμμα της Εικόνας 4.1.6.1 των ετήσιων αποκλίσεων από το επίπεδο αναφοράς της περιόδου 1961-1990 των μέσων τιμών SST του βόρειου ημισφαιρίου, η εξομαλυμένη καμπύλη τάσης των ετήσιων τιμών καταγράφει μια συνολική μεταβολή στην απόκλιση θερμοκρασίας της τάξης των 0,9 °C μέσα σε 90 χρόνια. Αυτός ο ρυθμός μεταβολής φαίνεται να μην ξεπερνάει τις εκτιμήσεις παλαιοθερμοκρασιακών μεταβολών SST (πτώση 2-3°C σε 70 χρόνια, το 7.685 π.Χ., ή άνοδος από 21 σε 23,4°C μέσα σε 72 χρόνια, το 2.985 π.Χ. Triantaphyllou et al., 2009) προερχόμενες από την επεξεργασία αλκενονών στην περιοχή του Αιγαίου για συγκεκριμένα χρονικά διαστήματα.



Εικόνα 4.1.6.1: Ετήσιες αποκλίσεις θερμοκρασίας επιφανειακών υδάτων από την περίοδο αναφοράς 1961-1990 για το βόρειο ημισφαίριο.

Συνοπτικά, οι κλιματικές μεταβολές καταγράφονται με μεταβολές της θαλάσσιας επιφανειακής θερμοκρασίας της τάξεως των 2-6°C στην Ανατολική Μεσόγειο (Emeis et al., 2000, 2003; Triantaphyllou et al., 2009), έως 8°C στο Βόρειο Αιγαίο (Gogou et al., 2007), 4-12°C στην νότια Ανατολική Μεσόγειο

βόρεια του Νείλου (Castarpeda et al., 2010), 4°C στη Δυτική Μεσόγειο (Cacho et al., 2001) (Εικόνα 4.1.6.2) και περίπου 5°C (Sbaffi et al., 2001) στο Τυρρήνιο.



Εικόνα 4.1.6.2: Θερμοκρασίες θαλάσσιων επιφανειακών υδάτων στη δυτική και κεντρική Μεσόγειο. (Cacho et al., 2001).

Υπάρχουν ενδείξεις ότι η περιοδικότητα των μεταβολών αυτών ήταν 2300 χρόνια για το Αιγαίο (Rohling et al., 2002) και περίπου 730 χρόνια για τη Δυτική Μεσόγειο (Cacho et al., 2001).



#### 4.1.7 Μεταβολές βροχοπτώσεων στην Ανατολική Μεσόγειο.

Εκτιμήσεις των μεταβολών θερμοκρασίας και της ποσότητας βροχοπτώσεων κατά το Ολόκαινο έχουν προκύψει από την κατασκευή σταθερών ισοτόπων οξυγόνου  $\delta^{18}\text{O}$  και άνθρακα  $\delta^{13}\text{C}$  προερχόμενες από αναλύσεις ασβεστίτη των καρστικών σπηλαίων της Ανατολικής Μεσογείου. Το καρστικό σπήλαιο Soreq Cave στο κεντρικό Ισραήλ (40-50 m κάτω από την επιφάνεια στα 400 m υψόμετρο) συγκεντρώνει έντονο ενδιαφέρον από την επιστημονική κοινότητα με σημαντικές μελέτες όπως των Bar-Matthews et al., (2003,2009). Η μελέτη αυτή έδειξε ότι υπάρχει ομοιότητα μεταξύ των θερμοκρασιών των επιφανειακών υδάτων (Emeis et al., 2000, McGarry et al., 2004) και του ατμοσφαιρικού αέρα ενώ μια εκτίμηση παλαιοβροχοπτώσεων τα τελευταία 10.000 χρόνια δείχνει τουλάχιστον 50 % περισσότερη βροχόπτωση στις αρχές του Ολοκαίνου από ότι σήμερα. Το ψυχρό γεγονός των 8,2 χιλιάδων χρόνων πριν (το 6.185 π.Χ.) ισοδυναμεί για τις περιοχές χαμηλών γεωγραφικών πλατών με περίοδο ξηρότητας σε μια πάραυτα υγρή περίοδο (African humid period 12.985-2.985 π.Χ.) (deMenocal et al., 2000a, b). Μέγιστες τιμές επικρατούν μέχρι το 4.985 π.Χ. ενώ από το 3.985-2.985 π.Χ. σηματοδοτείται το τέλος της υγρής περιόδου στην τροπική Αφρική (African humid period) (Gasse 2000, 2001) με καταγραφή σταδιακής μείωσης της κατακρήμνισης στην Ανατολική Μεσόγειο κατά το 4.185 με 3.785 π.Χ. (Bar-Matthews et al., 1997; 2003, Frisia et al., 2006) και αύξηση ξηρότητας στο Αιγαίο (Rohling et al., 2002). Ακολουθεί ένα διάστημα αυξημένων κατακρημνίσεων μεταξύ του 2.985-1.985 π.Χ. αποτυπωμένο σε έναν πιθανά νεότερο σαπροπηλό του S1, τον επονομαζόμενο SMH (sapropel mid Holocene) εντοπισμένο στο νότιο Αιγαίο (Triantaphyllou et al., 2009).

Ακολούθως, μεταξύ του διαστήματος 2.585-2.185 π.Χ. παρατηρείται στην βόρεια Ιταλία (Drysedale et al., 2006), στην Λεβαντίνη (Bar Matthews et al., 1997; Enzel et al., 2003), και στη βόρεια Ερυθρά θάλασσα (Arz et al., 2006) σημαντική μείωση στην βροχόπτωση από τα 600 στα 400 χιλιοστά η οποία διατηρείται σε χαμηλότερα επίπεδα από τα σημερινά για μεγάλο χρονικό διάστημα. Το ανώτερο Ολόκαινο (4.000-0 χρόνια πριν από σήμερα) εμφανίζει μία γενική, ελαφρά τάση ψύχρανης με προοδευτική ξήρανση (Cacho et al., 2001; Sbaffi et al., 2001; Marchal et al., 2002; Rohling et al., 2002). Αυτή η περίοδος ξηρότητας συμφωνεί με μια γενική προτεινόμενη τάση ξηρότητας στην Βόρεια Αφρική και Μέση Ανατολή,

πιθανόν σχετιζόμενη με αλλαγές των παραμέτρων της τροχιάς της γης (deMenocal et al., 2000).

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5

### 5.1 Οι κλιματικές μεταβολές στην αρχαιότητα

#### 5.1.1 Οι μεγάλοι κατακλυσμοί στην αρχαιότητα

##### 5.1.1.1 Κατακλυσμός Ωγύγου

Ο κατακλυσμός του Ωγύγου χρονολογείται γύρω στο 15.000 π.Χ.-10.000 π.Χ. . Οι Ορφικοί σύγχρονοί μας υποστηρίζουν ότι ο κατακλυσμός έγινε το 11.835 π.Χ. βάσει αστρονομικών εξισώσεων οι οποίες προκύπτουν από τον Απολλώνιο ύμνο (στ.21). αυτός ο στίχος γράφει "μίξας χειμώνος θέρεός τ' ίσον αμφοτέροισιν". Σε πολλά αρχαία κείμενα λέγεται πως η Ωγύγια πλημμύρα κάλυψε ολόκληρο τον κόσμο και ήταν τόσο καταστροφική ώστε άφησε ένα μεγάλο ιστορικό κενό 189 ετών, μέχρι την εποχή του Κέκροπα .Ο Πλάτων στους Νόμους του, υπολογίζει πως η πλημμύρα συνέβη 10.000 χρόνια πριν από την εποχή του. Επίσης, στον Κριτία, περιγράφει την πλημμύρα ως "την μεγαλύτερη όλων".

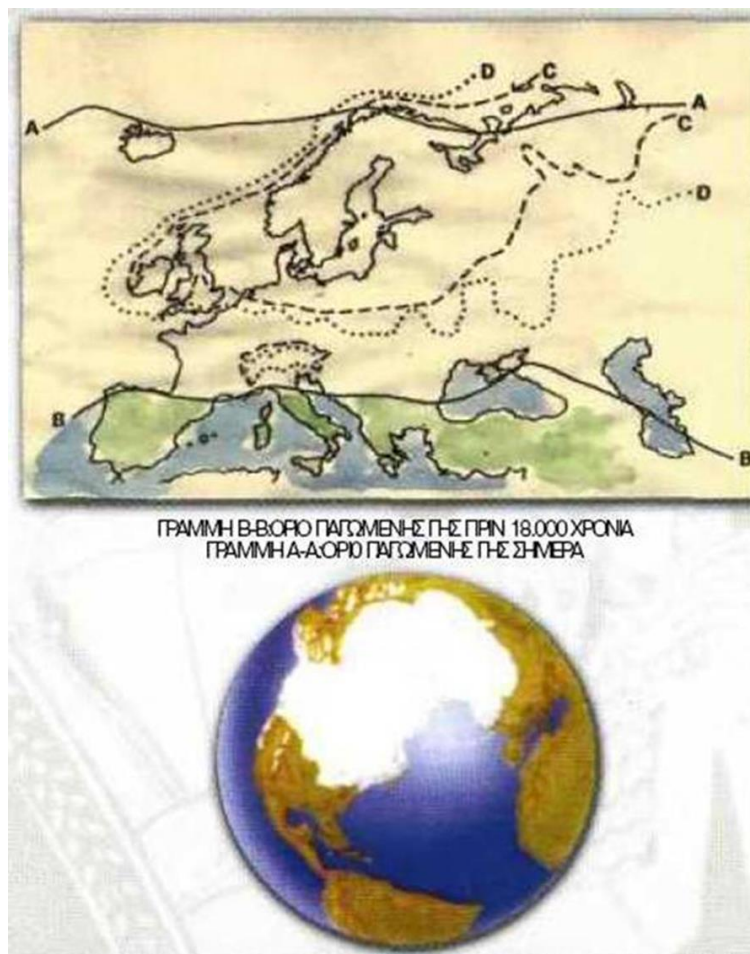
##### 5.1.1.2 Κατακλυσμός Δαρδάνου

Σύμφωνα με το Διόνυσο τον Αλικαρνασσέα, ο Δάρδανος έφυγε απ' την Αρκαδία για να ιδρύσει μια αποικία στο βορειοανατολικό Αιγαίο πέλαγος. Όταν άρχισε ο κατακλυσμός, το έδαφος πλημμύρισε και το βουνό στο οποίο κατέφυγε μαζί με την οικογένεια του για να επιβιώσει, βρισκόταν στο νησί της Σαμοθράκης. Μέχρι το τέλος της πλημμύρας, ο Δάρδανος έφυγε απ' την Σαμοθράκη και πήγε στην Μικρά Ασία .Φοβούμενος για νέα πλημμύρα δεν έχτισε νέα πόλη, αλλά περιφερόταν για τα επόμενα πενήντα χρόνια. Οεγγονός του, ο Τρως, τελικά έχτισε μια πόλη η οποία πήρε το όνομα του.

Ο καθηγητής Γεωλογίας του πανεπιστημίου Αθηνών Ηλίας Μαριολάκος, έδειξε ότι αυτός κατακλυσμός, μπορεί να έχει συμβεί μόνο στο χρονικό διάστημα από 12.500 έως 14.500 χρόνια πριν από σήμερα. Αυτό προκύπτει από τα χαρακτηριστικά των φυσικογεωγραφικών συστημάτων της περιοχής, σε συνδυασμό με τις κλιματολογικές συνθήκες που επικρατούσαν τότε, και με το πώς αυτές μεταβλήθηκαν.

Πριν 18.000 χρόνια υπήρχαν παγετώνες στο βόρειο ημισφαίριο της γης και η στάθμη της θάλασσας ήταν πολύ χαμηλότερα σε σχέση με τη σημερινή (125 έως 150 μέτρα χαμηλότερα). Τεράστιες ποσότητες νερού ήταν δεσμευμένες σε μορφή πάγου, σε παγετώνες ύψους 3 χιλιομέτρων. Πριν 18.000 χρόνια, όταν άρχισαν να λιώνουν οι πάγοι, ο Εύξεινος Πόντος, η Προποντίδα και το βορειοανατολικό Αιγαίο δεν επικοινωνούσαν μεταξύ τους, επειδή οι σημερινοί θαλάσσιοι δίαυλοι του Βοσπόρου και των Δαρδανελίων (Ελλάσποντος) ήταν τότε ξηρά.

Τα μεγάλα ποτάμια της βορειοανατολικής Ευρώπης και της δυτικής Ασίας, που εκβάλουν στον Εύξεινο Πόντο, τον τροφοδότησαν με το νερό των πάγων που έλιωναν στο βορρά, η στάθμη της θάλασσας στον Εύξεινο Πόντο (που ήταν τότε μια κλειστή λεκάνη με γλυκό νερό), ανέβηκε γρηγορότερα από την αντίστοιχη της παγκόσμιας θάλασσας, υπερχείλισε τον Βόσπορο και από την Προποντίδα μέσω των Δαρδανελίων έφθασε στο βορειοανατολικό Αιγαίο.



Εικόνα 5.1.1.2.1: Απεικονίζεται η κατάσταση που επικρατούσε στην παγωμένη Ευρώπη πριν 18000 χρόνια: η καμπύλη D-D οριοθετεί τις περιοχές που ήταν καλυμμένες από

τους παγετώνες, η B-B αντιστοιχεί στο τότε όριο δενδρώδους βλάστησης ενώ η A-A αντιστοιχεί στο σημερινό όριο των μόνιμα παγωμένων εδαφών.

Πριν από 14.500 χρόνια παρατηρήθηκε αύξηση της θερμοκρασίας με επακόλουθα: Το απότομο λιώσιμο των παγετώνων, είχε σαν αποτέλεσμα την απότομη υπερπλήρωση των εσωτερικών λιμνών. Τα νερά από τις λίμνες μέσω των ποταμών έρεαν προς την Αράλη, την Κασπία και τον Εύξεινο Πόντο (Μαύρη Θάλασσα).

Τα νερά εξαιτίας της υπερχειλίσης από την Αράλη, άρχισαν να ρέουν προς την Κασπία και από κει προς τον Εύξεινο Πόντο μέσω του ποταμού Βόλγα και Ντον. (Την περίοδο αυτή οι λίμνες είχαν πενταπλάσια επιφάνεια απ' ό,τι σήμερα). Η Μαύρη Θάλασσα δεχόταν επί πλέον και τα νερά του Δούναβη και του Δνειστερου που προέρχονταν από την τήξη των παγετώνων των Άλπεων και των Καρπαθίων.

#### **5.1.1.3 Μια αντίθετη θεώρηση του δόκτωρα Liviu Giosan το 2009 για τον κατακλυσμό του Δαρδάνου**

Ο δόκτωρας πιστεύει ότι η χρονολόγηση συμπίπτει αλλά η πλημμυρίδα άρχισε από το Αιγαίο προς την Μάυρη Θάλασσα. Ο Κατακλυσμός άρχισε από το Αιγαίο αλλά ήταν λιγότερο καταστροφικός απ' ό,τι θεωρείται μέχρι σήμερα, λένε στα «NEA» Αμερικανοί επιστήμονες του φημισμένου ωκεανογραφικού ινστιτούτου Woods Hole, που διαπίστωσαν με καινούργια έρευνά τους ότι νερά του ελληνικού Αρχιπελάγους κάλυψαν μια έκταση 2.000 τετραγωνικών χιλιομέτρων στην παράκτια ζώνη της Μαύρης Θάλασσας, πριν από 9.500 χρόνια.

Ήταν μια εποχή γνωστή ως η Τελευταία Παγετώδης Περίοδος. Οι τεράστιοι όγκοι πάγου που είχαν καλύψει το Βόρειο Ημισφαίριο- άρα και την Ευρώπη- μέχρι και πριν από 11.000 χρόνια, άρχισαν σιγά σιγά να λειώνουν και η στάθμη της θάλασσας να ανεβαίνει. Ο μεγάλος Κατακλυσμός που ακολουθήσε θα βύθιζε το επόμενο διάστημα μιαν απέραντη έκταση όπου υπήρχαν διάσπαρτοι νεολιθικοί οικισμοί, αναγκάζοντας έτσι τους ανθρώπους να εγκαταλείψουν τις εστίες τους και να διαδώσουν έτσι την ιστορία του. «Ίσως ήταν ένας μεγάλος σεισμός ή η θραύση ενός φυσικού φράγματος στον Βόσπορο η αιτία που τα νερά “όρμησαν” στην κλειστή έως τότε Μαύρη Θάλασσα, με αποτέλεσμα μέσα σε λίγα μόλις χρόνια η στάθμη της να αυξηθεί έως και κατά 10 μέτρα», αναφέρει στα «NEA» ο δόκτωρας Liviu Giosan

Associate Scientist-Geology & Geophysics Woods Hole Oceanographic Institution που είναι θαλάσσιος γεωλόγος στο αμερικανικό ινστιτούτο που εδρεύει στη Μασαχουσέτη (L. Giosan et al, 2004). Τα τελευταία χρόνια μαζί με τους συνεργάτες του έχει επικεντρώσει τις έρευνές του στον μεγάλο Κατακλυσμό. Έτσι το 2007 η ομάδα του εγκαταστάθηκε στο Δέλτα του ποταμού Δούναβη, που εκβάλλει στη Μαύρη Θάλασσα, για να υπολογίσει τη διαφορά της στάθμης των υδάτων της, από το 10.000 π.Χ. μέχρι σήμερα.

Οι εκβολές του Δούναβη θεωρούνται ως η ιδανικότερη θέση προκειμένου να αποσπάσουν αυτήν τη σημαντική πληροφορία. Όταν άρχισε ο Κατακλυσμός, οι εκβολές καλύφθηκαν από τη θάλασσα και με το πέρασμα του χρόνου ο ποταμός απέκτησε ένα καινούργιο Δέλτα, το σημερινό, μερικά μέτρα ψηλότερα. Σκάβοντας λοιπόν στο σημείο αυτό για να βρουν τις αρχαίες εκβολές του Δούναβη, θα μπορούσαν ευκολότερα να προσδιορίσουν κατά πόσον αυξήθηκε η στάθμη των υδάτων στη Μαύρη Θάλασσα μετά τον Κατακλυσμό. «Η στάθμη της, όπως διαπιστώσαμε από την εξέταση των ιζημάτων που λάβαμε από τις εκβολές του Δούναβη, ήταν περίπου 30 μέτρα κάτω από τη σημερινή και όχι 70 ή 80 μέτρα όπως υποστήριζαν παλαιότερα άλλοι ειδικοί. Ο Κατακλυσμός άρχισε όταν η στάθμη των υδάτων του Αιγαίου έφθασε το ύψος των Στενών του Βοσπόρου και μέσα σε λίγα χρόνια “ξεχύθηκαν” στη Μαύρη Θάλασσα. Αυτό σημαίνει ότι για κάθε χρόνο που ο Κατακλυσμός βρισκόταν σε εξέλιξη, καλύπτονταν από τα νερά του Αιγαίου- μέσω της Θάλασσας του Μαρμαρά- μερικές δεκάδες τετραγωνικά χιλιόμετρα ενδοχώρας στην περιοχή της της Μαύρης Θάλασσας».

Οι Αμερικανοί ειδικοί του ωκεανογραφικού ινστιτούτου «Woods Hole», που δημοσίευσαν τα αποτελέσματα των ερευνών τους στο τεύχος Ιανουαρίου της επιστημονικής επιθεώρησης «Quaternary Science Reviews», έσκαψαν τις εκβολές του Δούναβη σε βάθος 42 μέτρων, λαμβάνοντας δείγματα ιζημάτων από διάφορα στρώματα του υπεδάφους. Η μεγαλύτερη ήταν να χρησιμοποιήσουν ως οδηγό την ηλικία των ιζημάτων για να μπορέσουν να εξακριβώσουν πότε ακριβώς το Δέλτα του Δούναβη σκεπάστηκε και αυτό από τα νερά του Αρχιπελάγους. Κανονικά θα μπορούσαν να χρησιμοποιήσουν τη μέθοδο του ραδιενεργού άνθρακα για να προσδιορίσουν την ηλικία απολιθωμένων οργανισμών όπως τα οστρακοειδή, τα δίθυρα μαλάκια ή οι κοχλίες. Όμως σε μια περιοχή με έντονη κυματική δράση θα υπήρχε το ενδεχόμενο παλαιότερα απολιθώματα να μεταφερθούν σε πρόσφατης

ηλικίας στρώματα, με αποτέλεσμα οι ειδικοί να έχουν μια διαστρεβλωμένη εικόνα της πραγματικότητας. Για τον λόγο αυτόν, οι επιστήμονες κατέφυγαν σε μια τεχνική που λέγεται «Φασματογραφία μαζών με χρήση επιταχυντών» και κατάφεραν να «ανασυνθέσουν» την εικόνα των εκβολών του Δούναβη πριν από τον Κατακλυσμό.

Έτσι, διαπίστωσαν ότι ο μεγάλος αυτός ποταμός εξέβαλλε στη Μαύρη Θάλασσα όταν η στάθμη της βρισκόταν 30 μέτρα χαμηλότερα από τη σημερινή και ο υδάτινος όγκος που προστέθηκε κάλυψε μια έκταση 2.000 τετραγωνικών χιλιομέτρων.

#### **5.1.1.4 Ο κατακλυσμός του Δευκαλίωνα**

Ο Κατακλυσμός του Δευκαλίωνα είναι η αρχαία Ελληνική εκδοχή του κατακλυσμού που αναφέρεται σε παραδόσεις πολλών αρχαίων πολιτισμών και αναφέρεται ότι πραγματοποιήθηκε μεταξύ του 3.305-2.105 π.Χ.

Ο θρύλος του Δευκαλίωνα, όπως ειπώθηκε από τον Απολλόδωρο στη βιβλιοθήκη του, έχει αρκετές ομοιότητες με το μύθο του κατακλυσμού του Νώε. Σύμφωνα με τον Μύθο, ο Προμηθέας, συμβούλεψε το γιο του Δευκαλίωνα, να φτιάξει ένα πλοiάριο επειδή ο Δίας είχε αποφασίσει να καταστρέψει ολόκληρο τον κόσμο και κάλυψε ολόκληρο τον κόσμο και αφάνισε το ανθρώπινο είδος, εκτός από το Δευκαλίωνα και τη γυναίκα του, την Πύρρα. Το πλοiάριο του Δευκαλίωνα περιφερόταν για εννέα ημέρες και εννέα νύχτες, μέχρι που προσάραξε, τη δέκατη μέρα, στον Παρνασσό. Όταν σταμάτησε η καταιγίδα και υποχώρησαν τα νερά, ο Δευκαλίωνας και η Πύρρα κατέβηκαν στην ξηρά και έκαναν θυσία στο Φύζιο Δία (προστάτη των φυγάδων). Ο Θεός που επικαλέστηκε ο θεοσεβούμενος Δευκαλίωνας, έστειλε τον Ερμή για να τους μεταφέρει την υπόσχεση ότι ο Δίας θα πραγματοποιούσε την πρώτη ευχή τους. Η πρώτη ευχή του Δευκαλίωνα και της Πύρρας δεν ήταν άλλη από το να δώσει και πάλι ζωή ο Δίας στο ανθρώπινο γένος.

Έτσι, ο Δευκαλίων και η Πύρρα άρχισαν να πετάνε πέτρες πίσω τους, οι οποίες μετατρέπονται σε άντρες και γυναίκες αντίστοιχα.

### 5.1.2 Η σύγχρονη επιστήμη επιβεβαιώνει τους μεγάλους κατακλυσμούς

Στη σύγχρονη επιστήμη και ειδικά στο χώρο των φυσικών επιστημών όπου ανήκει και η Μετεωρολογία, το πιο σημαντικό στοιχείο της έρευνας είναι αυτό που προκύπτει από την παρατήρηση, αλλά και της ενόργανες μετρήσεις. Επειδή όμως οι ενόργανες μετρήσεις δεν υπερβαίνουν χρονικά τη μισή χιλιετηρίδα, βοηθός σε αυτό το μακρινό ταξίδι στο παρελθόν, είναι η παλαιοκλιματολογία. Η παλαιοκλιματολογία είναι η επιστήμη που μελετά τις κλιματικές συνθήκες που επικρατούσαν στη Γη, κατά τις παλαιότερες γεωλογικές περιόδους. Τα συμπεράσματα της βασίζονται στη γεωλογία, δηλαδή στη μελέτη των παλαιότερων στρωμάτων του εδάφους και στην παλαιοντολογία δηλαδή στη μελέτη των υπολειμμάτων των οργανισμών, που με τον θάνατο τους έπαθαν μεταβολές χημικής υφής και απολιθώθηκαν τα σκληρά τους μέρη, τα οστά, τα κελύφη κλπ.

Τα γεωλογικά στρώματα παρέχουν πολύτιμες πληροφορίες για της συνθήκες σχηματισμού τους και για το περιβάλλον που υπήρχε όταν δημιουργήθηκαν. Παραδείγματος χάριν, τα στρώματα του γύψου και του αλατιού δημιουργήθηκαν με την εξάτμιση και επομένως, η παρουσία τους σημαίνει ότι κατά τον σχηματισμό τους το κλίμα ήταν ζεστό. Οι παγετώνες, τα απολιθώματα της γύρης των φυτών, τα ισότοπα των στοιχείων, όπως άνθρακας και το οξυγόνο, τα ορυκτά και η αύξηση (καλές κλιματικές συνθήκες) ή μείωση (άσχημες κλιματικές σθήκες) του πάχους των ετησίων δακτυλίων των κορμών των δέντρων, μας δίνουν σημαντικές πληροφορίες. Τα ζώα και τα φυτά δίνουν επίσης ακριβείς πληροφορίες για το κλίμα μιας περιόδου, γιατί η ζωή τους είναι συνυφασμένη με ορισμένες κλιματικές συνθήκες. Η σύγχρονη επιστήμη, μας αναφέρει ότι η αλλαγή της στάθμης της θάλασσας επηρεάζεται από πολλούς παράγοντες, όπως είναι οι γεωλογικοί, οι γεωμορφολογικοί, οι μετεωρολογικοί, οι ωκεανογραφικοί, ακόμα και οι αστρονομικοί.

Είναι γνωστό ότι κατά τη διάρκεια των παγετώνων, τεράστιες μάζες νερού δεσμεύονται στους πάγους και απελευθερώνεται κατά τη διάρκεια των θερμών μεσοστυλίων, κατά τις μεσοπαγετώδεις περιόδους. Το φαινόμενο έχει ως αποτέλεσμα την διακύμανση της στάθμης της θάλασσας σε παγκόσμιο επίπεδο. Συγκεκριμένα,



παρατηρείται πτώση της στάθμης κατά την περίοδο των Παγετώνων και άνοδος κατά τις Μεσοπαγετώδεις περιόδους.

Με το τέλος λοιπόν της τελευταίας Παγετώδους περιόδου και την υποχώρηση των παγετώνων, η στάθμη της θάλασσας ανέβαινε με γρήγορο ρυθμό, 12 χιλιοστά περίπου το χρόνο μέχρι και το 6.000 π.Χ. και στη συνέχεια ο ρυθμός ανύψωσης ελαττώθηκε στα 2 χιλιοστά ανά έτος. Κατά τη διάρκεια αυτής της περιόδου, καθώς η θάλασσα ανέβηκε απότομα περίπου 100 m, σταδιακά κάλυψε μεγάλη έκταση της ξηράς και οι ακτογραμμές μετατυπώθηκαν σημαντικά προς το εσωτερικό. Έτσι, οι πληθυσμοί που ήταν εγκατεστημένοι στις ακτές, αφού οι οικισμοί τους καταποντίστηκαν, αποτραβήχτηκαν στα ενδότερα. Είναι λοιπόν πολύ πιθανό, ο μύθος του κατακλυσμού να απηχεί το πραγματικό κοσμογονικό αυτό γεγονός.

Η εκτίμηση για άλλες υγρές εισβολές μπορεί να γίνει στη σύγχρονη επιστήμη με τις θαλασσιές πυρηνοληψίες, τα ραδιενεργά ισότοπα και τη μελέτη της ακτογραμμής. Από το 12.000 π.Χ., η πτώση στη ποσότητα των αργιλικών ορυκτών (μοντμοριλλονιτών) συμπίπτει με την εισαγωγή νερού στη μεσόγειο, προερχόμενου από λιώσιμο πάγων της μαύρης θαλάσσης. η αύξηση μοντμοριλλονιτών γύρω στο 6.700 π.Χ. υποδεικνύει το τέλος της εισροής νερού. Η πτώση της αλατότητας που εμφανίζεται γύρω στα 9.000 με 10.000 χρονιά πριν, μπορεί και να δικαιολογεί την αυξημένη βροχόπτωση στην κοιλάδα του Νείλου. Μετρήσεις ισοτοπικού οξυγόνου σε μαλάκια στις ακτές του Ισραήλ απέδειξαν την ύπαρξη μιας υγρής φάσης από την εποχή του Πρωίμου Ολόκαινου μέχρι το 3.000 π.Χ. υπολογίζεται ότι κατά τη διάρκεια του, τα θαλάσσια ύδατα της Μεσόγειου κατέκλυζαν τον Βόσπορο, δημιουργήθηκε το στενό θαλάσσιο πέρασμα και επομένως εξασφαλίστηκε η επικοινωνία ανάμεσα στη Μαύρη Θάλασσα, τη θάλασσα του Μαρμαρά και το Αιγαίο Πέλαγος. Συνεπώς, μπορούμε να θεωρήσουμε ότι τα στενά του Ελλάσποντου και του Βοσπόρου λειτουργούσαν πλήρως κατά τη διάρκεια της 6 χιλιετίας ή λίγο αργότερα, γύρω στο 5.500π.Χ. κατά τη διάρκεια της Ύστερης Νεολιθικής Περιόδου, η άνοδος της θαλασσιάς στάθμης σταθεροποιήθηκε γύρω στα 4.000 π.Χ. και περιορίστηκε σε χαμηλούς ρυθμούς ανόδου (1 mm ανά έτος). Έτσι οι ακτογραμμές απέκτησαν το σημερινό τους περίγραμμα. Παρά το γεγονός ότι η αυτογραφία στην περιοχή του Αιγαίου, από την Ύστερη Νεολιθική Εποχή έως τη σημερινή δε διέφερε ουσιαστικά, η εξέλιξη των ακτογραμμών συνεχίστηκε εξαιτίας της δράσης άλλων γεωμορφολογικών παραγόντων, όπως οι προσχώσεις κτλ.

Με τα σύγχρονα δεδομένα της επιστήμης καταλήγουμε λοιπόν στα συμπεράσμα, ότι οι κατακλυσμοί που αναφέρονται στη θρησκεία ή στην αρχαία ιστορία, έχουν επαληθευτεί σε μεγάλο βαθμό. (Θ. Ν. Κολυδάς, 2004)

### 5.1.3 Ο καιρός ως «πολεμική μηχανή»

Σε όλες τις εξερευνήσεις ή τις εκστρατείες των λαών, ο παράγοντας καιρός άλλοτε ήταν σύμμαχος και άλλοτε εχθρός. Αυτοί που γνώριζαν τις καιρικές συνθήκες κάθε τόπου ή τα θαλασσιά ρεύματα, τα εκμεταλλεύονται όχι μόνο αλλά και σε αμυντικές ή επιθετικές επιχειρήσεις. (Θ. Ν. Κολυδάς, 2004)

❖ Η «εξαφάνιση» των 50.000 Περσών του Καμβύση το 525 π.Χ.

Στο τρίτο βιβλίο το επονομασθέν «Θάλεια» ο Ηρόδοτος διηγείται πως ο γιος του Κύρου του μεγάλου, ο Καμβύσης, ξεκίνησε να καταλάβει μετά την Αίγυπτο, την υπόλοιπη Αφρική το 525 π.Χ. σχεδίασε τρεις εκστρατείες, μια προς την Καρχηδόνα, μια προς τη Σίβα και μια προς την Αιθιοπία. Από τη Θήβα όπου είχε καταλύσει, διέταξε στο στόλο του να κινηθεί προς την Καρχηδόνα και έστειλε ένα εκστρατευτικό σώμα 50.000 ανδρών στη Σίβα, με διαταγές να αιχμαλωτίσουν τον απείθαρχο λαό της και να κάψουν τον ναό του Άμμωνα Δία. «Αλλά όταν οι Πέρσες ξεκίνησαν από την πόλη Όαση εναντίον των Αμμωνίων διασχίζοντας την έρημο και ενώ ήταν περίπου στα μισά της διαδρομής, μεταξύ της πόλης τους και της Όασης, κατά τη διάρκεια του φαγητού φύσηξε ένας δυνατός αέρας και τους έθαψε όλους. Έτσι χάθηκαν». Αυτά έγραψε ο Ηρόδοτος αλλά κανείς μεταγενέστερος ιστορικός δεν τον πίστεψε. Πως γίνεται να αφανιστεί ένας στρατός 50.000 ανδρών χωρίς κανείς άλλος να το αναφέρει εκτός από τον «μη αυτόπτη μαρτύρα» Ηρόδοτο; Πάρα το «ανιστόρητο» του θέματος, τον Απρίλιο του 1874, ο περίφημος Γερμανός αιγυπτιολόγος Heinrich Bey προέδρευσε μιας σύσκεψης στο Institute Egyptian, όπου κυριάρχησε το θέμα η «φανταστική» κατάληξη του στρατού του Καμβύση. Από τότε κανείς αρχαιολόγος δεν φαινόταν να ασχολείται με το θέμα. Κανείς, εκτός από δυο Ιταλούς σκηνοθέτες ντοκιμαντέρ, τους δίδυμους Αντζελο και Αλφρέντο Καστιλιόνι. Άρχισαν να καταπιάνονται με αυτό το θέμα από το 1996, όταν βρεθήκαν κοντά στη Σίβα ψάχνοντας για υπολείμματα σιδηρούχων μετεωριτών. Βρήκαν μια μισοθαμμένη πήλινη σταμνά και υπολείμματα ανθρώπου, σε κάτι που έμοιαζε με καταφύγιο από αμμοθύελλα. Ο ανιχνευτής μετάλλων του συνεργάτη τους από το πανεπιστήμιο του

Κάιρου είχε αρχίσει να κτυπάει επίμονα και ξέθαψαν ένα ασημένιο βραχιόλι, ένα σκουλαρίκι, χάντρες από περιδέραιο, τη λαβή από ένα χάλκινο σπαθί και αρκετές αιχμές από βέλη. Όλα αναλύθηκαν με σύγχρονες μεθόδους και βρεθήκαν να ανήκουν στην εποχή του Καμβύση. Οι αδελφοί Καστιλιόνι ενημέρωσαν επίσημα τη Γεωλογική Υπηρεσία της Αιγύπτου για τα ευρήματα τους αλλά δεν πήραν απάντηση.

Κατά το σκεπτικό τους, η «πόλη Όαση» του Ηρόδοτου είναι η τωρινή Χάργκα. Από εκεί ο στρατός του Καμβύση επέλεξε να ακολουθήσει την ξεχασμένη νοτιά διαδρομή, προκειμένου να επιτεθούν στη Σίβα από την αφύλαχτη πλευρά της. Έπειτα από επταήμερη πορεία στην έρημο, έφτασαν στο σημείο που ο χάρτης έδειχνε τη Σίβα, αλλά δεν γνώριζαν ότι βρισκόταν ακόμη 100 χιλιόμετρα νοτιά της. Τότε, το μεσημέρι, σηκώθηκε ο φοβερός άνεμος νοτιοανατολικός άνεμος της ερήμου, ο Χαμσί, που κάλυψε τον ουρανό με άμμο. Οι στρατιώτες προσπάθησαν απεγνωσμένα να βρουν ένα καταφύγιο, αλλά οι περισσότεροι θαφτήκαν ζωντανοί. Επέζησαν για λίγο, όσοι βρήκαν κάποιο απάγκιο σε κάποιο βράχο, όπως εκείνος που οι Καστιλιόνι βρήκαν το 1996. Η έρημος και οι αιφνιδιαστικές προσβολές των αντιπάλων του Καμβύση αποδεκάτισαν το στρατό του. Ύστερα από την εξέλιξη αυτή, ο Καμβύσης παραφρόνησε, σκότωσε όλους τους στήνουν συγγενείς του και αυτοκτόνησε.

❖ Η εκστρατεία του Μαρδονίου στην Ελλάδα το 492 π.Χ.

Μετά την ανακήρυξη του Μαρδονίου από τον Δαρείο ως στρατηγό και μετά την Ιωνική Επανάσταση, τον έστειλε να τιμωρήσει τους Έλληνες που υποστήριξαν τους Ίωνες. Ο Μαρδόνιος στην πορεία του προς την Αθηνά, χρησιμοποίησε τον στρατό του για να καθαιρέσει τους Πέρσες σατράπες που κυβερνούσαν τις ιωνικές πόλεις και να τους αντικαταστήσει με δημοκρατικά πολιτεύματα. Ο στόλος και ο στρατός του πέρασαν τον Ελλήσποντο, ακλούθησε η κατάληψη της Θάσου, νήσου με πλούσια μεταλλεύματα. Στη συνέχεια, υποτάθηκε η Μακεδονία. Η εκστρατεία αυτή τερματίστηκε άδοξα, καθώς ο στόλος του καταστράφηκε σε καταιγίδα κοντά στο Άγιο Όρος στο ακρωτήριο του Άθω. Σύμφωνα με τον Ηρόδοτο, οι Πέρσες έχασαν 300 πλοία και 20.000 άντρες.

❖ Η ναυμαχία της Σαλαμίνας στις 22 Σεπτεμβρίου του 480 π.Χ.

Σε όλους είναι γνωστή και αποτελεί ένα από τα διασημότερα παραδείγματα της πολεμικής εκμετάλλευσης του ανέμου. Ο Ξέρξης με τα πολυάριθμα πελώρια και δυσκίνητα πλοία, αποκλείει τον ολιγάριθμο αθηναϊκό στόλο του Θεμιστοκλή στα στενά της Σαλαμίνας. Τριακόσιες εβδομήντα οκτώ τριήρεις, εναντίων χιλίων διακοσίων περίπου περσικών πλοίων. Οι Έλληνες πλοίαρχοι ήθελαν να αποτραβηχτούν στον αργολικό κόλπο φοβούμενη την ισχύ του Ξέρξη, αλλά ο Θεμιστοκλής τους πείσε να παραμείνουν στη θέση που τους έρευσε. Ταυτόχρονα όμως, επιδεικνύοντας ευφυΐα στον ψυχολογικό πόλεμο και την αντικατασκοπεία φρόντισε να είναι ενήμερος ο Ξέρξης στο ότι οι Έλληνες ένιωθαν ανασφάλεια και διαφωνούσαν μεταξύ τους, με σκοπό να τον παγιδέψει. Ο Θεμιστοκλής γνώριζε τα χαρακτηριστικά των «ετησίων» ανέμων αλλά και της θαλασσιάς αύρας, της καλουμένης υπό των αρχαίων όρθιας. Ο Αισχύλος γραφεί ότι το πρωινό της ναυμαχίας είχε ηλιοφάνεια και με τη μαρτυρία αυτή αποκλείεται άλλος τύπος καιρού πλην εκείνου της θαλασσιάς αύρας και του ετήσια, του μελτεμιού δηλαδή, που παρατηρούνται με αίθριο ουρανό. Από την άλλη είναι βέβαιο ότι υπήρχε άνεμος, γιατί ο Ηρόδοτος σημειώνει ότι ο κορίνθιος Αδείμαντος στον πανικό του σήκωσε πανιά κι έφυγε βιάστηκα. Τη μέρα της ναυμαχίας όπου αρχικά τίποτα δεν κουνιόταν, ο Θεμιστοκλής στέλνει μερικά πλοία να παρενοχλήσουν την εμπροσθοφυλακή του περσικού στόλου από τους όρμους της Σαλαμίνας όπου κρυβόταν και ο Ξέρξης πέφτει στην παγίδα. Στέλνει τα πλοία του από τα βόρεια του πορθμού για να αποκόψουν της δυνάμεις των ελλήνων και από τα νοτιά ταυτόχρονα, κινήθηκε πιστεύοντας ότι θα παγίδευε τον αθηναϊκό στόλο ανάμεσα στην περσική μέγγενη. Και μέσα στο στενό γίνεται αυτό που σχεδίασε και περίμενε ο Θεμιστοκλής. Κατά το μεσημέρι ο περίφημος ετήσιος άνεμος το μελτέμι όπως το λεμέ σήμερα ήρθε και φύσηξε τόσο δυνατά που οι Περσες καταλειφθήκαν εξ απηνής. Τα πελώρια και δυσκίνητα πλοία των Περσών αδυνατούσαν να κάνουν μανούβρες λόγω της στενότητας του θαλασσιού πορθμού και οι μικρές και ευλύγιστες τριήρεις από τους δυτικούς ανέμους της Σαλαμίνας τα εμβόλιζαν συνεχώς, με αποτέλεσμα οι επίδοξοι κατακτητές να παγιδευτούν ανάμεσα στα ναυάγια που δημιουργούταν. Έτσι, από τα 1207 πλοία περσικά πλοία – σήμερα οι περισσότεροι ιστορικοί θεωρούν ότι ήταν 600-800 – χάθηκαν 200, καθώς και μεγάλος αριθμός πολεμιστών, πολλοί από τους

οποίους πνίγηκαν στη θάλασσα καθώς δε γνώριζαν κολύμπι, ενώ από τις 378 τριήρεις οι Έλληνες έχασαν τις 40.

❖ Η ναυμαχία Αργινουσών το 406 π.Χ.

Οι Αργινούσες είναι δυο μικρά νησάκια στα παράλια της μικρής Ασίας απέναντι από την Λέσβο. Εκεί στην ευρύτερη ανατολική μεριά του Αιγαίου μέχρι τον Ελλήσποντο, είχαν μεταφερθεί τα θέατρα των μαχών στα τελευταία χρόνια του Πελοποννησιακού πολέμου. Στη ναυμαχία των Αργινουσών, τη μεγαλύτερη που έγινε μέχρι τότε μεταξύ των Ελλήνων, οι Σπαρτιάτες έχασαν 69 πλοία και οι Αθηναίοι 25. Η ναυμαχία έγινε κάτω από δυσμενείς καιρικές συνθήκες και οι απώλειες ήταν μεγάλες, αφού λίγοι μονοί κατόρθωσαν να σωθούν, κολυμπώντας προς την ξέρα. Ωστόσο, οκτώ από τους στρατηγούς που οδήγησαν τον αθηναϊκό στόλο στη νίκη κατηγορηθήκαν ότι δεν φρόντισαν να περισυλλέξουν τους ναυαγούς. Οι έξι καταδικαστήκαν και εκτελεστήκαν ενώ οι δυο αυτοεξορίστηκαν πριν συλληφθέν. Την επομένη χρονιά, οι Αθηναίοι δεν μπόρεσαν να ανταποκριθούν στη ναυμαχία στους Αιγός ποταμούς το 404 π.Χ. πολιορκημένοι από τους Σπαρτιάτες αναγκαστήκαν να συνθηκολογήσουν.

❖ Η εκστρατεία του μεγάλου Αλέξανδρου 333 – 323 π.Χ.

Η κατάκτηση της Ινδίας από τον μέγα Αλέξανδρο θα μπορούσε να επιτευχτεί αν έκανε υπομονή ο στρατηλάτης λίγες εβδομάδες μέχρι να φυσήξει ο βορειοανατολικός μουσώνας. Τότε, ο Νέαρχος με τα καράβια μπορούσε να κάνει τον περίπλου της Ινδίας. Τα κατάφερε τελικά αργότερα ένας πριν πλοηγός του μακεδόνα στρατηλάτη, ο ιππαλος, που με την βοήθεια του νοτιοδυτικού μουσώνα, εγκαινίασε το εμπόριο με την Αφρική, την Υεμένη και την Ινδία. Ο Πλίνιος προς τιμή του, έδωσε το όνομα του ιππαλου σε αυτόν τον άνεμο, ονομασία που έπειτα χρησιμοποίησαν συστηματικά οι ρωμαίοι και οι άραβες (Ιπάλιοι άνεμοι).

❖ Οι εκστρατείες του Ιουλίου Καίσαρα το 55 μ.Χ.

Ο Ιούλιος Καίσαρας έκανε το σφάλμα να μην λάβει υπόψη του την πολύ γνωστή στον καιρό του πραγματεία του Πυθέα, περί ωκεανού η γης περίοδος και έτσι είδε τα καράβια του να συντρίβονται άδοξα στο στενό της Μάγχης από τους ισχυρούς άνεμους και από το φαινόμενο της παλίρροιας, καθυστερώντας την πολυπόθητη κατάκτηση της βρετανικής νήσου. Και η ρωμαϊκή επικυριαρχία, όταν τα κατάφερε

τελικά, δεν μπορούσε να αντέξει πολύ, διότι οι άνεμοι στο στενό της Μάγλης ανέκοπταν συνεχώς την στρατιωτική επικοινωνία των ρωμαίων από την Ευρώπη.

❖ Οι Λεγεώνες της «Αστραπής» του Μάρκου Αυρηλίου το 172 μ.Χ.

Οι πρώτες σημαντικές επιθέσεις των Γερμανών πραγματοποιήθηκαν την εποχή του Μάρκου Αυρηλίου, το 166, όταν οι Κουάδοι και οι Μαρκομάνοι διέσχισαν τον Δούναβη και στη συνέχεια πολιορκήσαν την Ακυληία. Ο Μάρκος Αυρήλιος παρέμεινε στα σύνορα καθ' όλη τη διάρκεια της ηγεμονίας του για να τους αντιμετωπίσει. Οι Μαρκομάνοι συνεχώς μετά το 166 μ.Χ. προσπαθούσαν να εισβάλλουν από τον Δούναβη. Το 172 μ.Χ. οι λεγεώνες του Μάρκου Αυρηλίου είναι παρατεταγμένες σε μάχη εναντίον των Γερμανικών και Σαρματινών ορδών. Όμως το στράτευμα του πιέζεται σφοδρά από διψά και ο ίδιος από βασανιστικότερη αμηχανία. Τότε, οι στρατιώτες της Μελιτηνής Λεγεώνας ( οι λεγεωνάριοι αυτοί λέγεται ότι δεν ήταν ειδωλολάτρες αλλά χριστιανοί), των όποιων η συνοχή και η ανδρεία στις μάχες ήταν ξακουστή εξαιτίας της κοινής τους πίστης, γονάτισαν, κατά την χριστιανική συνήθεια, και επιδόθηκαν σε ικεσία προς το Θεό. Αυτό το θέαμα φάνηκε παράδοξο προς τους εχθρούς, όμως αμέσως πρόβαλε ένα ακόμη παραδοξολόγο συμβάν. Μια σφοδρή ανεμοθύελλα κατέστρεψε τα στρατεύματα τους και τους ανάγκασε σε άτακτη φυγή. Αντίθετα, μια ευεργετική βροχή έπεσε στον τόπο της ρωμαϊκής στρατιάς και την αναζωογόνησε τη στιγμή που επρόκειτο να υποκύψει από τη διψά.

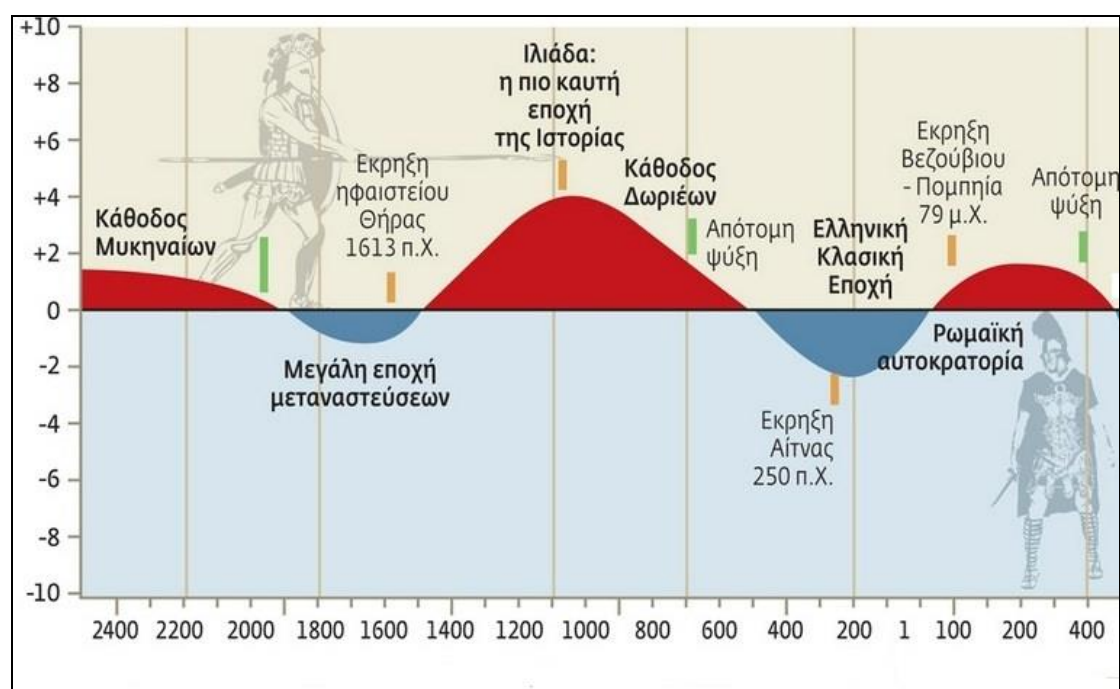
❖ Η μάχη του Φρίδου στις 5 Σεπτεμβρίου 394 μ.Χ.

Κατά τη διάρκεια της Αυτοκρατορίας του Θεοδόσιου (379-395 μ.Χ.) υπήρξαν μεγάλες θρησκευτικές αλλά και πολιτικές αντιθέσεις με τους συναυτοκράτορες της Δυτικής Ρώμης. Μεγάλη όξυνση υπήρξε μετά το 392 μ.Χ. όταν στη δύση ο Φλάβιος ο Ευγένιος και πολλοί αριστοκράτες εθνικοί με προεξέχοντα τον στρατηγό Αρβογάστη, στήριξαν στην υποψηφιότητα για τον αυτοκρατορικό θρόνο, τον πρώην έμπιστο του Θεοδόσιου και εθνικό, Νικόμαχο Φλαβιανό ο οποίος αγωνίστηκε με πάθος για την αναβίωση της παλαιάς θρησκείας (της ειδωλολατρικής).

Η αντιπαράθεση αυτή έφτασε σε πολεμική σύρραξη στον ποταμό Φρίγδο (Frigidus, στη σημερινή Σλοβενία, κοντά στα σύνορα με την Ιταλία), με αποτέλεσμα τη συντριβή των δυνάμεων του Αρβογάστη, του Βίριου, του Φλαβιανού και του Νικόμαχου. Κατά πολλούς ιστορικούς ο μέγας Θεοδόσιος οφείλει αυτή τη νίκη

ενάντια στον αυτοκράτορα της δυτικής Ρώμης, τον Ευγένιο, χάρη σε μια καταιγίδα ή στην πνοή του δυνατού ανέμου Bora. Οι αρχαιότερες πηγές που αναφέρουν για τη μάχη αλλά και για το δυνατό bora, είναι οι αναφορές του Αμβρόσιου των Μεδιολάνων (Μιλάνο) και του σύγχρονου του μοναχού Ρουφίνου.

#### 5.1.4 Σύγκριση των κλιματικών μεταβολών με την ιστορία του ανθρώπου



Εικόνα 5.1.4.1: Απεικονίζονται οι χρονολογίες σε συνάρτηση με την μεταβολή της θερμοκρασίας

Μετά το 9.000 π.Χ. εδραιώνονται οι σημερινές κλιματικές συνθήκες με τις ανάλογες μεταβολές στις ωκεανογραφικές παραμέτρους και τη βλάστηση. Πέρα όμως από αυτή τη γενική τάση, συστηματικές μελέτες των τελευταίων χρόνων έδειξαν ότι το Ολόκαινο, όπως και η τελευταία παγετώδης περίοδο, χαρακτηρίζονται από κλιματική αστάθεια.

Οι μελέτες έχουν δείξει ότι από το 8.200-4.200 π.Χ., εποχή λίθου, έχουν καταγραφεί υγρά και ξηρά στάδια τα οποία έχουν πιστοποιηθεί ως παγκόσμιας εμβέλειας γεγονότα με επιπτώσεις στους ελληνικούς τοπικούς πολιτισμούς. Όπως αναφέρθηκε και στο προηγούμενο κεφάλαιο, το 6.185 π.Χ. έλαβαν χώρα ξηρά και ψυχρά καιρικά φαινόμενα που οδήγησαν στον επικοισμό όπου επιβεβαιώνονται απ’

τα νεολιθικά κεραμικά στην Κνωσσό. Εκτιμάται από έμμεσες μεθόδους μια μείωση θερμοκρασίας κατά 2°C μέσα σε περίοδο 50 ετών στον πυρήνα LC21 στο νότιο Αιγαίο κάτι το οποίο συνδέεται με την επικράτηση σφοδρών πολικών βορειοδυτικών ανέμων.

Μελέτες γεωτρήσεων στο Βόρειο Ατλαντικό, έδειξαν ότι υπάρχει μια περιοδική κλιματική μεταβολή ανά 1500+/- 500 χρόνια, με ψυχρά μέγιστα στο 9400 π.Χ., 6100 π.Χ., 3900 π.Χ., 800 π.Χ., 600 μ.Χ. Νεότερα στοιχεία δείχνουν ότι υπάρχει μια περιοδική μεταβολή κάθε περίπου 2500 χρόνια. Έτσι, καταγράφονται απότομες κλιματικές αλλαγές κατά τα διαστήματα 7000-6000 π.Χ., 4000-3000 π.Χ., 2200-1800 π.Χ., 1500-500 π.Χ. (Θ. Ν. Κολυδάς, 2004)

Σύμφωνα με τον μαθηματικό-μετεωρολόγο Θ. Ν. Κολυδά, όπως αναφέρει στο σύγγραμμα του «Μετεωρολογική περιπλάνηση, Η ιστορία μιας πεταλούδας» κατά τη διάρκεια του μέσου Ολόκαινου (περίπου 5000-3000 π.Χ.) οι θερμοκρασίες ήταν υψηλότερες από τις σημερινές, τουλάχιστον κατά 2°C και η υγρασία ήταν αισθητά μεγαλύτερη. Η θερμοκρασία και η υγρασία ενίσχυσαν την βλάστηση. Η πιο αξιοσημείωτη διαφορά της φάσης αυτής, σε σχέση με την σημερινή εποχή, ήταν η επικράτηση πολύ μεγαλύτερης υγρασίας στην ερημική ζώνη. Είναι ενδεικτικό ότι στη Σαχάρα υπήρχαν ακόμη και μόνιμοι ποταμοί, άγρια ζώα και εγκαταστάσεις κτηνοτρόφων, κατά την περίοδο αυτή. Γενικά οι κλιματικές συνθήκες που συνοδεύονταν με την υψηλότερη θερμοκρασία, επικράτησαν περίπου πριν από 6.000 χρόνια, δηλαδή γύρω στο 4.000 π.Χ.

#### ❖ Μινωικός πολιτισμός

Σύμφωνα με τον Θ. Ν. Κολυδά κατά την διάρκεια του ύστερου Ολόκαινου (περίπου 3.000-1.000 π.Χ.), παρατηρείται ξηρασία σε σχέση με την προηγούμενη περίοδο (την εποχή του λίθου), και μεγάλες θερμοκρασίες, ιδιαίτερα κατά το καλοκαίρι. Με τα πρώτα ψυχρά επεισόδια στα μεγάλα γεωγραφικά πλάτη, τα οποία σημειώθηκαν μετά το 3.500 π.Χ. και κυρίως μετά το 2.800 π.Χ., η υγρασία περιορίστηκε σημαντικά, τότε όπως παρατηρείται ήταν το τέλος της εποχής του λίθου και η αρχή της εποχής του χαλκού, αρχές Μινωικού πολιτισμού. Αυτό είχε ως αποτέλεσμα, τα ζώα και οι άνθρωποι να καταφύγουν από τις ερημικές περιοχές, στις οάσεις και στις κοιλάδες ποταμών, όπως συνέβη στο Νείλο και στους ποταμούς της Μεσοποταμίας.



Σύμφωνα με το διάγραμμα (Εικόνα 5.1.4.1) παρατηρούμε μια κλιματική μεταβολή από το 2.500 έως το 1.900 π.Χ. Σ' αυτό το διάστημα έχουμε μία θερμή περίοδο, και αύξηση της θερμοκρασίας και ξηρασίας στο διάστημα 2.500-2.200 π.Χ. κατά 1,5 °C παραπάνω από ότι σήμερα. Από το 3.000 π.Χ. έως περίπου το 1.420 π.Χ. άκμασε ο Μινωικός πολιτισμός. Σ' αυτή την περίοδο έχουμε ακόμη έναν πολιτισμό που δημιουργείται τον Αιγαιακό (1.600-1.420 π.Χ.). Όπως απεικονίζεται στο διάγραμμα ο Μινωικός πολιτισμός όπου αρχίζει μετά από το κατακλυσμό του Δευκαλίωνα περίπου το 3.000 π.Χ. βρίσκεται σε μια θερμή περίοδο το 2.600-2.100 π.Χ. περίπου 1,5°C παραπάνω από ότι σήμερα (15°C θερμοκρασία πλανήτη σήμερα), συνεχίζει με μία ψυχρή περίοδο το 1.800-1.600 π.Χ. με μείωση θερμοκρασίας κατά 1°C, όπου όπως παρατηρείται έχουμε εκείνη την περίοδο πολλές μεταναστεύσεις από λαούς, όπως η κάθοδος των Ινδοευρωπαίων.

Όπως αναφέρθηκε και στο προηγούμενο κεφάλαιο, από το 1980 π.Χ. και μετά εμφανίζεται μία γενική, ελαφρά τάση ψύχρανσης με προοδευτική ξήρανση (Cacho et al., 2001; Sbaffi et al., 2001; Marchal et al., 2002; Rohling et al., 2002). Αυτή η περίοδος ξηρότητας συμφωνεί με μια γενική προτεινόμενη τάση ξηρότητας στην Βόρεια Αφρική και Μέση Ανατολή, πιθανόν σχετιζόμενη με αλλαγές των παραμέτρων της τροχιάς της γης (deMenocal et al., 2000).

Η γενική εικόνα που απορρέει από τα κοινωνικά δεδομένα της Μεσοελλαδικής εποχής είναι ότι επικρατούσε ένα καθεστώς ένδειας και κοινωνικής ανασφάλειας που οφειλόταν σε οικονομικούς παράγοντες ή σε κοινωνικές ανακατατάξεις. Οι κάτοικοι της Στερεάς Ελλάδας κατέβαλλαν επίπονες προσπάθειες επιβίωσης, οι οποίες δεν τους επέτρεπαν να δημιουργήσουν αξιοσημείωτα τεχνολογικά επιτεύγματα ή μορφές υψηλής τέχνης. Από όλες τις πτυχές του μεσοελλαδικού πολιτισμού, τα ταφικά έθιμα, τα οποία είναι αρκετά καλά γνωστά από τις αναρίθμητες ταφές αυτής της εποχής, δίνουν την καλύτερη εικόνα της μεσοελλαδικής κοινωνίας και αντικατοπτρίζουν τις συνθήκες κάτω από τις οποίες επιβίωνε ο πληθυσμός. Τα δημογραφικά στοιχεία που προκύπτουν από τους τάφους αλλά και η πυκνότητα της κατοίκησης παραπέμπουν σε μια σημαντική αύξηση του πληθυσμού σε σύγκριση με την Πρώιμη Χαλκοκρατία και σε μια ελαφρά αύξηση του μέσου όρου ζωής παρόλο που η θνησιμότητα, ειδικότερα η παιδική, ήταν ιδιαίτερα υψηλή. Το τέλος των δύο σπουδαίων εποχών παρακμάζει το 1.420 π.Χ.

#### ❖ Μυκηναϊκός πολιτισμός

Ο Μυκηναϊκός πολιτισμός ξεκινάει το 1.600 π.Χ. και συνεχίζει σε μια πολύ θερμή και ξηρή περίοδο με αύξηση θερμοκρασίας έως και 4°C το 1.100 π.Χ. όπου και τότε παρακμάζει ο πολιτισμός. (Εικόνα 5.1.4.1)

Με την άνθιση του Μυκηναϊκού πολιτισμού είχε παρατηρηθεί μια αιφνίδια συσσώρευση πλούτου, η οποία οφειλόταν στις επιτυχείς εμπορικές δραστηριότητες μιας κοινωνικά ανερχόμενης τάξης. Με την ίδρυση των μυκηναϊκών ανακτόρων κατά το 14ο αιώνα π.Χ. η οικονομία άλλαξε χαρακτήρα και έγινε αυστηρά συγκεντρωτική. Τα μυκηναϊκά ανάκτορα απέκτησαν γρήγορα οικονομική ισχύ και διεθνή ακτινοβολία, περιορίζοντας σταδιακά τη μινωική θαλασσοκρατορία.

Κατά το 14ο και 13ο αιώνα π.Χ. η εξέλιξη της μυκηναϊκής ναυσιπλοΐας και η άνθηση του εμπορίου συντέλεσαν αποφασιστικά στην πλήρη επάρκεια των αγαθών. Την ανάπτυξη της ναυτιλίας και του εμπορίου βοήθησαν και οι διεθνείς συγκυρίες, κυρίως η οικονομική ευημερία της Συρίας και της Παλαιστίνης, με τις οποίες οι Μυκηναίοι ανέπτυξαν από νωρίς εμπορικές σχέσεις και η περίοδος ειρήνης στη Μεσόγειο που εξασφαλιζόταν από το βασίλειο της Αιγύπτου, το οποίο ήταν απασχολημένο εκείνη την εποχή με εσωτερικές μεταρρυθμίσεις.

Από το 1500-1200π.Χ. υπήρχαν οι Μινύες. Οι Μινύες ήταν προϊστορικό ελληνικό έθνος που κατοικούσε στη Βοιωτία και μάλιστα στον Ορχομενό της Βοιωτίας. Γενάρχης και επώνυμος ήρωας των Μινύων, όπως επίσης σημειώνει ο Πανσανίας (IX 37, 7), ήταν ο Μινύας.

Είναι δυνατόν να εξαχθούν εμμέσως συμπεράσματα για τις επιστημονικές γνώσεις που πρέπει να είχαν οι προϊστορικοί κάτοικοι αυτού του τόπου που, στη περίπτωση των αντιπλημμυρικών έργων των Μινυών στην Κωπαΐδα. Στην περιοχή από το σημερινό χωριό Κάστρο (αρχαίες Κώπες) μέχρι το Στροβίκι, που βρίσκονται στο βόρειο περιθώριο της Κωπαΐδας, υφίστανται τμήματα από τα αντιπλημμυρικά και αποστραγγιστικά έργα των Μινυών, τα αρχαιότερα στην Ευρώπη, αφού άρχισαν να κατασκευάζονται, σύμφωνα με τις απόψεις του H. Knauss, κατά τον 16<sup>ο</sup> αιώνα π.Χ., ενώ σύμφωνα με τις απόψεις άλλων υπάρχουν πολλές ενδείξεις ότι τα έργα για την αποστράγγιση πρέπει να άρχισαν πολύ νωρίτερα και συγκεκριμένα πολύ πριν από τον 20<sup>ο</sup> αιώνα π.Χ. Ο χώρος της Κωπαΐδας και ειδικότερα τα υπολείμματα των

αποστραγγιστικών έργων θα μπορούσαν να χαρακτηριστούν ως γεωμυθότοποι γεωαρχαιολογικοί γεώτοποι και όχι απλώς γεώτοποι, γιατί συνδέουν αφενός μεν το φυσικογεωγραφικό σύστημα της λεκάνης της Κωπαΐδας με τους Μινύες και τα αντιπλημμυρικά και αποστραγγιστικά έργα τους και αφετέρου τη δράση του μυθικού Ηρακλή με γεωλογικά φαινόμενα.

Από γεωλογική άποψη, το φυσικογεωγραφικό σύστημα της λεκάνης της Κωπαΐδας αποτελεί ένα νεοτεκτονικό βύθισμα σεισμικά ενεργό. Πρόκειται για ένα κλειστό γεωμορφολογικά και υδρολογικά σύστημα αλλά μερικώς ανοικτό υδρογεωλογικά. Καρστικοποιημένα ανθρακικά πετρώματα που εμφανίζονται στα περιθώρια εκτείνονται και κάτω από τις νεότερες αποθέσεις, στον πυθμένα της λεκάνης.

Μεταξύ 16ου και 13ου αιώνα π.Χ. οι Μινύες, λοιπόν, σταδιακά προφανώς, αποξήραναν την λίμνη της Κωπαΐδας με την κατασκευή αποστραγγιστικής αύλακας (καναλιού) μήκους 27 χιλιομέτρων, το βόρειο τοίχωμα της οποίας συμπίπτει κατά θέσεις με τα αλπικής ηλικίας ανθρακικά περιθώρια της λεκάνης, ενώ κατά τμήματα αποτελεί χωματουργικό έργο. Το νότιο τοίχωμα αποτελεί χωμάτινο φράγμα ύψους 3,5 - 4 μέτρων, πλάτους βάσης περίπου 35 μέτρων και πλάτους κορυφής περίπου 30 μέτρων. Στο κανάλι αυτό συγκεντρώνονται τα νερά του Μέλανα ποταμού, που προέρχονται από καρστικές πηγές του Ορχομενού με σημερινή μέση ετήσια παροχή της τάξης των  $108 \times 10^6$  κυβικά μέτρα/έτος (3,4 κυβικά μέτρα το δευτερόλεπτο) και τα νερά του Βοιωτικού Κηφισού, με σύγχρονη μέση ετήσια παροχή της τάξης των  $200 \times 10^6$  κυβικά μέτρα/έτος. Με τα έργα αυτά επιτεύχθηκε βαθμιαία αποξήρανση ολόκληρης της Κωπαΐδας, ενώ κατασκευάστηκε και το μεγαλύτερο πλωτό κανάλι συνολικού μήκους 27 χιλιομέτρων.

Αξιοσημείωτο είναι το γεγονός ότι η στάθμη στο κανάλι (σύμφωνα με τον H. Knauss et al. 1984, Knauss 1987, Knauss 1990) ήταν 1,5-2 μέτρα υψηλότερα από τον πυθμένα της αποξηραμένης λίμνης, δηλαδή υψηλότερα από την επιφάνεια του εδάφους που καλλιεργούσαν, αλλά και την επιφάνεια όπου είχαν αναπτυχθεί ολόκληρες πόλεις, ενώ η στεγανότητα των έργων ήταν απόλυτη (Εικόνα 4.4). Το κανάλι χρησιμοποιούνταν για αντιπλημμυρική προστασία, για άρδευση, για ύδρευση αλλά πιθανότατα και για μεταφορές. Η όλη φιλοσοφία στο σχεδιασμό της αποστράγγισης κατά την εποχή των Μινυών είναι εντελώς διαφορετική από εκείνη

που εφαρμόστηκε από την κατασκευάστρια ξένη εταιρεία στα τέλη του παρελθόντα αιώνα, δηλαδή 3500 χρόνια μετά και η οποία τεχνικά μειονεκτεί με αποτέλεσμα να έχουν δημιουργηθεί πολλά προβλήματα.

Η εξαφάνιση των Μινυών και του πολιτισμού τους, σύμφωνα με την Ελληνική Μυθολογία, συνδέεται με την καταστροφή των έργων τους από το Θηβαίο Ηρακλή, ο οποίος σύμφωνα με μύθο, σφράγισε την είσοδο της καταβόθρας κοντά στο Νέο Κόκκινο με έναν ογκόλιθο και εμπόδισε την απομάκρυνση του νερού, με αποτέλεσμα να γίνει υπερχειλίση, να καταστραφούν οι αντιπλημμυρικές κατασκευές, να κατακλυστεί η λεκάνη και να καταστραφούν, όχι μόνο οι καλλιέργειες, αλλά και οι πόλεις που είχαν εν τω μεταξύ κατασκευαστεί στις περιοχές της πεδιάδας. Ο μυθικός Ηρακλής και η καταστροφή που προκάλεσε πρέπει να συνδέεται με κάποια σεισμική δραστηριότητα της εποχής, που οδήγησε στην κατάρρευση της οροφής της εισόδου του σπηλαίου και την πτώση τεράστιων ογκολίθων, που είναι ακόμα και σήμερα ορατοί, με αποτέλεσμα το σφράγισμα της εισόδου του σπηλαίου, την υπερχειλίση και την κατάκλυση της πεδινής έκτασης πιθανότατα κατά τον 13<sup>ο</sup> π.Χ. αιώνα.

Από τη μελέτη της ιστορίας και της γεωλογίας της περιοχής, καταλήγουμε σε συμπεράσματα που αφορούν το παλαιοπεριβάλλον, τη παλαιογεωγραφική μεταβολή της περιοχής από ξηρά σε λίμνη, εξαιτίας τεκτονικής δραστηριότητας, την παλαιοσεισμολογία, αλλά και άλλα φυσικά φαινόμενα με πολύ μεγάλο τεχνικό - γεωλογικό ενδιαφέρον. Άρα το κλίμα της περιόδου ήταν τροπικό, αφού συνδύαζε πολλές βροχές και πολύ υψηλές θερμοκρασίες.

Μετά το 1.200 π.Χ. αρχίζει η παρακμή του Μυκηναϊκού πολιτισμού με υψηλές θερμοκρασίες και καταστροφική ξηρασία που οδηγεί σε έλλειψη τροφίμων. Η Τίρυνθα, οι Μυκήνες και η Μιδέα καταστρέφονται από ισχυρό σεισμό, ενώ η Πύλος και η Θήβα καίγονται και σχεδόν εγκαταλείπονται. Εγκαταλείπονται επίσης οικισμοί στην Τσούγγιζα της Κορινθίας και στα Νιχώρια της Μεσσηνίας, αν και δεν φανερώνουν ίχνη καταστροφής. Ο πληθυσμός μειώνεται δραματικά, η κατοίκηση όμως συνεχίζεται σε οχυρούς οικισμούς στην Τίρυνθα, τις Μυκήνες, τη Μιδέα και την Ασίνη της Αργολίδας, την Αθήνα, την Αχαΐα, τη Βοιωτία, την Εύβοια, τη Φωκίδα και τις Κυκλάδες. Ο διοικητικός μηχανισμός των ανακτόρων καταρρέει και η Γραμμική Β γραφή εγκαταλείπεται και ξεχνιέται.

Τρεις κυρίως εξηγήσεις έχουν προταθεί για την κατάρρευση των μυκηναϊκών βασιλείων και τη συνακόλουθη παρακμή Μυκηναϊκού Πολιτισμού: η φυσική καταστροφή, η εξωτερική εισβολή και οι εσωτερικές διαμάχες. Φυσικές καταστροφές (σεισμοί, πυρκαγιές και οι κλιματικές αλλαγές) έχουν πιστοποιηθεί αρχαιολογικά.

Η κατάρρευση του Μυκηναϊκού και άλλων σημαντικών πολιτισμών της Ανατολικής Μεσογείου πριν από περίπου 3.200 χρόνια δεν είναι εμφανής, διάφορες εξηγήσεις έχουν προταθεί γι' αυτή την εξαφάνιση, μεταξύ των οποίων οι αλλαγές στο κλίμα και το περιβάλλον. Μια νέα επιστημονική γαλλο-βελγική έρευνα υποστηρίζει την άποψη ότι η κλιματική αλλαγή και συγκεκριμένα μια παρατεταμένη ξηρασία διάρκειας περίπου 300 ετών ήταν κυρίως υπεύθυνη για την κατάρρευση των Μυκηναίων, των Χετταίων της Ανατολίας και άλλων πολιτισμών της Ύστερης Εποχής του Χαλκού. Οι ερευνητές, με επικεφαλής τον αρχαιολόγο David Kaniewski του Πανεπιστημίου Paul Sabatier της Τουλούζης, που έκαναν τη σχετική δημοσίευση στο περιοδικό «Plos one» (Kaniewski D. et al, 2013), μελέτησαν υπολείμματα γύρης και πλαγκτού, που βρέθηκαν σε διαδοχικά ιζήματα του βυθού μιας αρχαίας λίμνης στη Λάρνακα της Κύπρου, η οποία κάποτε ήταν λιμάνι, αλλά μετά (γύρω στο 1350 πΧ) περικλείστηκε από την ξηρά.

Μέσω της ανάλυσης των στοιχείων που βρήκαν στη λίμνη, οι ερευνητές δημιούργησαν μια εικόνα για τις διαχρονικές μεταβολές του κλίματος που συνέβησαν στην ευρύτερη περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου και της Μέσης Ανατολής. Το βασικό συμπέρασμά τους είναι ότι η κλιματική αλλαγή και κυρίως η χρόνια ξηρασία μετά τον 13ο αιώνα πΧ προκάλεσαν μια σειρά από πολέμους, λιμούς και εσωτερικές αναταραχές, που με τη σειρά τους επέφεραν την κατάρρευση κάποτε ισχυρών και ένδοξων πολιτισμών, μεταξύ των οποίων αυτού που ανθούσε στην προϊστορική Ελλάδα, του Μυκηναϊκού.

Οι μεταβολές στα ισότοπα άνθρακα και στα είδη φυτών που βρέθηκαν στη λίμνη, δείχνουν ότι βαθμιαία το κλίμα έγινε ολοένα πιο ξηρό και άνυδρο λόγω της σημαντικής μείωσης των βροχών, με συνέπεια οι γεωργικές καλλιέργειες να καταστραφούν. Αυτή η εξέλιξη εκτιμάται ότι οδήγησε τους πληθυσμούς της ευρύτερης περιοχής σε αδυναμία διατροφής, σε πολιτικοοικονομικές κρίσεις, μαζικές μεταναστεύσεις, πολέμους και επιδρομές (όπως των αιγιματικών «λαών της θάλασσας» κατά της Αιγύπτου περίπου το 1300 πΧ). Η μελέτη της κυπριακής λίμνης

δείχνει ότι η γεωργία στην περιοχή είχε εισέλθει σε περίοδο κρίσης έως το 1200 πΧ και δεν κατάφερε να ανακάμψει πριν το 850 πΧ.

Συνδυάζοντας στοιχεία από τη μελέτη των πινακίδων με σφηνοειδή γραφή, καθώς και την αλληλογραφία μεταξύ βασιλιάδων της περιοχής, οι ερευνητές τεκμηριώνουν ότι η κρίση της Ύστερης Εποχής του Χαλκού (που ονομάστηκε και «σκοτεινή εποχή») ήταν μια πολύπλοκη διαδικασία, η οποία αρχικά «πυροδοτήθηκε» από την κλιματική αλλαγή και τελικά οδήγησε στο κάψιμο των μεγάλων πόλεων και στον αφανισμό ή το ξερίζωμα πολλών πληθυσμών.

Ξηρασία επικράτησε και σε πολλές περιοχές της Β. Αφρικής, της Ελλάδας και της Μ. Ασίας και η βλάστηση περιορίστηκε. Επίσης, καθορίστηκε αυστηρά η διαδοχή των εποχών και η εναλλαγή της υγρασίας και της ξηρασίας. Χαρακτηριστικά αναφέρεται ότι έχουν καταγραφεί ξηρασίες και κατά την Αιάκειο περίοδο.

Είναι φανερό λοιπόν, ότι ο μυκηναϊκός πολιτισμός παράκμασε για πολλούς λόγους όπως αναφέρθηκαν αλλά κυρίως λόγω των αντίξοων κλιματικών συνθηκών που επικρατούσαν εκείνη την περίοδο ώστε να ονομαστεί η περίοδος εκείνη για κάποια χρόνια «σκοτεινή εποχή». Ακόμη οι εσωτερικές διαμάχες δημιουργήθηκαν λόγω των αντίξοων συνθηκών που επικρατούσαν ώστε να δημιουργηθεί η έριδα μεταξύ των λαών. Όπως παρατηρείται ο καιρός διαδραματίζει μεγάλο ρόλο σε έναν πολιτισμό καθώς επηρεάζει τα συναισθήματα των ανθρώπων και τα στρέφει σε διαμάχες.

#### ❖ Γεωμετρική εποχή

Η Γεωμετρική εποχή ξεκινάει περίπου το 1.100 π.Χ. και τελειώνει το 700 π.Χ., στα τέλη της ξεκινάει η εποχή των «σκοτεινών χρόνων». Η περίοδος αυτή αναγνωρίζεται από την εκτενής ξηρασία και τις υψηλές θερμοκρασίες.

Ως αρχή της ορίζεται συμβατικά το έτος 1.125 π.Χ., εποχή κατά την οποία, σύμφωνα με την άποψη πολλών ερευνητών, ξεκίνησαν οι μεταναστεύσεις των ελληνικών φύλων από μεγάλα τμήματα της ηπειρωτικής Ελλάδας προς τα περισσότερα νησιά του Αιγαίου, τα δυτικά παράλια της Μικράς Ασίας και την Κύπρο. Οι μετακινήσεις αυτές μεγάλων πληθυσμών που διήρκεσαν περίπου μέχρι το 800 π.Χ. προκάλεσαν πολιτικές και κοινωνικές ανακατατάξεις, οι οποίες χαρακτήρισαν και ως ένα βαθμό καθόρισαν την ιστορική πορεία των ελληνικών

πληθυσμών μέχρι τη ρωμαϊκή κατάκτηση. Όπως είναι φανερό οι μεταναστεύσεις αυτές αρχίζουν όταν το κλίμα δεν είναι ευνοϊκό, και σταματούν όταν οι κλιματικές συνθήκες βελτιώνονται.

Οι περισσότερες προσπάθειες ανασύνθεσης της ελληνικής κοινωνίας των «Σκοτεινών χρόνων» βασίστηκαν κυρίως στον Όμηρο και εν μέρει στον Ησίοδο. Τα έπη φαίνεται να αντανakλούν την κοινωνική πραγματικότητα της εποχής αυτής, και συγκεκριμένα εστιάζουν στον κόσμο των ευγενών, τον τρόπο ζωής και τις αντιλήψεις τους.

Κατά τον 11<sup>ο</sup>, 10<sup>ο</sup> ακόμη και τον 9<sup>ο</sup> αιώνα π.Χ. παρατηρείται σημαντική απουσία υλικών καταλοίπων από το μεγαλύτερο μέρος του ελλαδικού χώρου, γεγονός που οδήγησε αρκετούς μελετητές να θεωρήσουν ότι οφείλεται σε ερήμωση και δημογραφικό μαρασμό.

Οι περισσότερες πληροφορίες προέρχονται από αρχαιολογικές πηγές, ιδιαίτερα τα νεκροταφεία, αφού οι οικισμοί είναι σχεδόν ανύπαρκτοι και τα ίχνη ζωής σπανίζουν στις περισσότερες τοποθεσίες. Σύμφωνα με τους υπολογισμούς αρκετών αρχαιολόγων, ο πληθυσμός της ηπειρωτικής Ελλάδας πιθανότατα να μειώθηκε κατά τρία τέταρτα.

Έχει διατυπωθεί η άποψη ότι η κτηνοτροφία αποτελούσε τη βασική πηγή διατροφής κατά τα «Σκοτεινά χρόνια», ενώ η καλλιέργεια της γης ήταν απρογραμματίστη και σποραδική, έγινε όμως πολύ πιο εντατική και συστηματική κατά τη διάρκεια της Γεωμετρικής περιόδου, μια και ήταν πιο αποτελεσματικός τρόπος για να τραφεί ο ταχύτατα αυξανόμενος πληθυσμός.

Κατά τη Γεωμετρική περίοδο παρατηρούνται, όπως αναφέρθηκε, πολλαπλές μεταναστεύσεις ελληνικών φύλων ή τμημάτων τους από τις περισσότερο άγονες και δυσπρόσιτες περιοχές της ηπειρωτικής ελληνικής ενδοχώρας προς τα πεδινότερα και ευφορότερα παράλια του ελλαδικού κορμού, των νησιών, των μικρασιατικών παραλίων και της Κύπρου. Για τη γνώση και τη χρονολόγηση των μετακινήσεων αυτών οι ερευνητές της περιόδου καταφεύγουν κυρίως στις ιστοριογραφικές μαρτυρίες, στις ποιητικές δημιουργίες, στις μυθολογικές παραδόσεις και στα αρχεία των πόλεων, τα οποία συνήθως διασώζονται ως κατάλογοι αρχόντων, ιερέων, νικητών σε αγώνες κλπ., καθώς και στα αρχαιολογικά ευρήματα, τα οποία άλλοτε

έρχονται σε αντίθεση και άλλοτε επιβεβαιώνουν τα παραπάνω δεδομένα. Για παράδειγμα η κάθοδος των Δωριέων στην Πελοπόννησο χρονολογείται με βάση τους καταλόγους των βασιλέων στη Σπάρτη το 1148 π.Χ. ή το 1104 π.Χ. σύμφωνα με δύο διαφορετικούς υπολογισμούς, οι οποίοι όμως ελάχιστα απέχουν από τις χρονολογίες 1125 π.Χ. ή 1120 π.Χ. που προσφέρουν οι αρχαιολογικές παρατηρήσεις για το ίδιο γεγονός.

Η σημαντικότερη μεταναστευτική κίνηση σύμφωνα με αρκετούς μελετητές ήταν των Δωριέων και πραγματοποιήθηκε στα τέλη της 2ης χιλιετίας π.Χ. Από τα αρχαιολογικά ευρήματα προκύπτει ότι ο ιωνικός αποικισμός άρχισε αμέσως μετά τη δωρική μετανάστευση πιθανόν γύρω στα 1000 π.Χ. ή λίγο νωρίτερα, ενώ η κατάκτηση των Κυκλάδων προηγήθηκε του αποικισμού ή έγινε παράλληλα με αυτόν.

Η μετανάστευση των ελληνικών φύλων σύμφωνα με νεότερες έρευνες πρέπει να ξεκίνησε στα τέλη της μυκηναϊκής εποχής όπως αποδεικνύουν αρκετές καταστροφές και εγκαταλείψεις οικισμών που χρονολογούνται στο τέλος της Μυκηναϊκής εποχής, περίπου στα 1125 π.Χ. Πολλοί ιστορικοί συνδέουν τη σαφή μείωση του αριθμού των οικισμών σε σχέση με την Ύστερη εποχή χαλκού (1.600-1.100 π.Χ.) με τις συνέπειες των εισβολών των νέων επιδρομέων.

Τον 8<sup>ο</sup> αιώνα π.Χ. παρατηρείται αύξηση του πληθυσμού ως αποτέλεσμα εκτενών μεταναστεύσεων στην ύπαιθρο. Αυτή η δημογραφική ανάπτυξη πιθανόν να συνοδευόταν από αντίστοιχη αύξηση της αγροτικής παραγωγής. Ωστόσο, δεν είναι δυνατόν να καθοριστεί το κατά πόσο η πληθυσμιακή αύξηση προηγήθηκε και οδήγησε σε μεγαλύτερη αγροτική παραγωγή, ή εάν οι βελτιώσεις στη γεωργική τεχνολογία και η καλλιέργεια περισσότερων γαιών απέφεραν την αύξηση του πληθυσμού στο βαθμό που θα μπορούσε να τον συντηρήσει η γη. Οι δύο παραπάνω εξελίξεις επέδρασαν η μία στην άλλη: καθώς παραγόταν περισσότερη τροφή ο καλύτερα σιτιζόμενος πληθυσμός αναπαραγόταν γρηγορότερα και καθώς αυξανόταν ο πληθυσμός περισσότεροι άνθρωποι μπορούσαν να παράγουν μεγαλύτερη ποσότητα τροφής.

Σύμφωνα με αναφορά του προηγούμενου κεφαλαίου εκείνη την περίοδο ο καιρός είχε αρχίσει να ψυχραίνει από τον 9<sup>ο</sup> αιώνα καθώς η θερμοκρασία στα επιφανειακά ύδατα στο Ιόνιο δείχνει ότι από το 885 π.Χ. έως το 785 π.Χ. έχει μία κάθοδο από 20 °C σε 16 °C.



Η αληθινή αναγέννηση, ωστόσο, ξεκίνησε από το δεύτερο τέταρτο του 8ου αιώνα π.Χ. με την αύξηση του πληθυσμού, που πυροδότησε μία σειρά κοινωνικών και οικονομικών αλλαγών, όπως τη μεγαλύτερη εξειδίκευση της εργασίας και την ανάγκη για νέες καλλιεργήσιμες εκτάσεις.

Όπως παρατηρείται στα γεωμετρικά χρόνια έως το 800 π.Χ. υπάρχει μία καμπή στην ιστορία, στον πολιτισμό. Οι γεωργία βρίσκεται σε παρακμή λόγω της εκτενής ξηρασίας που έχει λάβει θέση. Πόλεμοι, εσωτερικές διαμάχες, και συρρίκνωση πληθυσμού βρίσκονται στο προσκήνιο καθώς και μεταναστεύσεις για καλύτερες συνθήκες ζωής. Είναι φανερό ότι ο καιρός διαδραματίζει μεγάλο ρόλο καθώς και από το 800-700 π.Χ. που δημιουργείται ανάπτυξη και ακμή του πολιτισμού όπου είναι εμφανές από την αύξηση πληθυσμού, την δημιουργία του ελληνικού αλφαβήτου και η ανάπτυξη των τεχνών δίνουν φως σε καλύτερες κλιματολογικές συνθήκες διαβίωσης (Εικόνα 5.1.4.1).

#### ❖ Αρχαϊκή εποχή

Η Αρχαϊκή εποχή ξεκινά περίπου το 700 π.Χ. και τελειώνει το 500 π.Χ. Εκείνη την εποχή έχουμε απότομη ψύξη και αυτός ίσως είναι ένας λόγος για την κάθοδο των Δωριέων, όπως παρατηρούμε και στο σχήμα απεικονίζεται μία συνεχή μείωση θερμοκρασίας (Εικόνα 5.1.4.1).

Από τα μέσα του 8ου αιώνα π.Χ. περίπου μέχρι και τον 5ο αιώνα π.Χ. πολλές από τις πόλεις-κράτη του νότιου ελλαδικού χώρου και της δυτικής Μικράς Ασίας ίδρυσαν περισσότερες από 100 αποικίες και εμπορικούς σταθμούς σ' όλες τις ακτές της Μεσογείου και του Εύξεινου Πόντου.

Τα αίτια εξάπλωσης του αποικισμού ήταν η αναζήτηση μεταλλευμάτων, οι κοινωνικές και πολιτικές αναταραχές, η συνεχής αύξηση του πληθυσμού, οι φυσικές καταστροφές (σεισμοί, πυρκαγιές) και η ανεπάρκεια καλλιεργήσιμης γης. Ο τομέας της γεωργίας μπορεί με τον καιρό να άκμαζε αλλά όχι σε τόσο μεγάλο βαθμό καθώς υπέφερε από τα προηγούμενα χρόνια της γεωμετρικής εποχής λόγω της ξηρασίας που υπήρχε και χρειάζονταν χρόνια μέχρι να επανέλθει στα φυσιολογικά του επίπεδα.

Αν και με τον αποικισμό οι άνθρωποι έλυσαν πολλά προβλήματα, η κοινωνία άρχισε από τον 7ο αιώνα π.Χ. να περνάει μια κρίση. Πάντως η αγροτική κρίση, η δημιουργία της οπλιτικής φάλαγγας και η ανάπτυξη του εμπορίου είχαν σχέση με

αυτή την κρίση. Η έλλειψη γης ήταν ο κύριος λόγος που έγιναν πολλοί πόλεμοι στα σύνορα.

Ακόμη και μετά την αποικιακή εξάπλωση η γη δεν έφτανε. Ο κάθε αγρότης μοίραζε τη γη στα παιδιά του και έτσι κάποιοι πολίτες βρέθηκαν με τόσο λίγη γη που δεν μπορούσαν να ζήσουν. Πολλοί, για να πληρώσουν τα χρέη τους, πούλησαν στους αριστοκράτες όχι μόνο τη γη αλλά και την ίδια τους την ελευθερία. Η κατάσταση αυτή έκανε τους ανθρώπους να οργίζονται με τους αριστοκράτες. Με την κρίση μπορεί να είχαν σχέση και όσοι είχαν αποκτήσει περιουσία ως τεχνίτες ή έμποροι και ήθελαν να καλυτερέψουν τη θέση τους στην κοινωνία. Η κρίση στην πόλη-κράτος έφερε αλλαγές. Οι αλλαγές αυτές δεν έγιναν χωρίς προβλήματα ούτε έγιναν με τον ίδιο τρόπο και την ίδια στιγμή σε κάθε πόλη-κράτος. Σε ορισμένες μάλιστα περιοχές οι αλλαγές αυτές δεν έγιναν ποτέ και οι βασιλιάδες διατήρησαν την εξουσία. Σε ορισμένες περιπτώσεις την κρίση προσπάθησαν να λύσουν οι νομοθέτες.

Τον 7ο και τον 6ο αιώνα π.Χ. σε πολλές ελληνικές πόλεις-κράτη η πολιτική εξουσία πέρασε, άλλοτε για λίγο και άλλοτε για περισσότερο, στα χέρια ενός μόνο ανθρώπου, του τυράννου. Το πολίτευμα που τότε καθιερωνόταν το ονόμαζαν τυραννίδα ή τυραννία.

Όπως είπαμε, οι πόλεις-κράτη είχαν πρόβλημα, γιατί τους έλειπε καλλιεργήσιμη γη. Οι Σπαρτιάτες έλυσαν το πρόβλημα διαφορετικά από τις άλλες πόλεις-κράτη: αντί να ιδρύσουν αποικίες στο εξωτερικό, κατέλαβαν τη γειτονική Μεσσηνία, υποδούλωσαν τους Μεσσήνιους, που έγιναν είλωτες, και έτσι βρήκαν καλλιεργήσιμη γη.

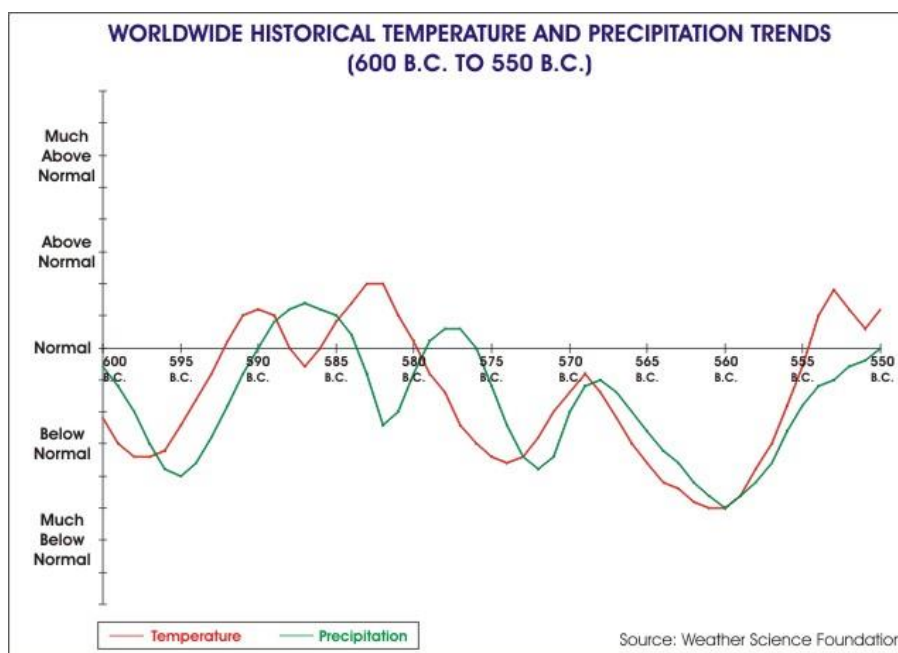
Οι αλλαγές αυτές σχετίζονται με το όνομα του Λυκούργου. Οργάνωσε επίσης το πολίτευμά της που ήταν ολιγαρχικό, με ιδιαίτερα όμως χαρακτηριστικά. Οι Σπαρτιάτες προσπάθησαν να επιβάλουν το πολίτευμά τους και σε άλλες πόλεις-κράτη. Στα μέσα του 6<sup>ου</sup> αιώνα π.Χ. δημιούργησαν την Πελοποννησιακή Συμμαχία, για να αποκτήσουν περισσότερη δύναμη. Στις αρχές του 5<sup>ου</sup> αιώνα π.Χ. η Σπάρτη είχε γίνει η μεγαλύτερη στρατιωτική δύναμη του ελληνικού κόσμου.

Από το 508 π.Χ. άρχισε να υπάρχει μία πορεία προς την δημοκρατία που υπεύθυνος ήταν ο Κλεισθένης. Από τον 6<sup>ο</sup> αιώνα και μετά υπήρχε μία άνθιση στις επιστήμες, η οποία συνδέεται με την ευχέρεια λόγω που υπήρχε χάρη στην

δημοκρατία. Εκείνη την εποχή υπήρχαν φιλόσοφοι όπως ο Θαλής, ο Πυθαγόρας και ο Ηράκλειτος.

Από το 492 π.Χ. μέχρι το 480 π.Χ. υπήρχαν οι περσικές εκστρατείες, όπου έγιναν τρεις εκστρατείες από τον Πέρση βασιλιά, για να κατακτήσει τις πόλεις-κράτη του νότιου ελλαδικού χώρου. Αυτές οι εκστρατείες ονομάστηκαν Περσικοί Πόλεμοι ή Μηδικά ή Περσικά. Η πρώτη εκστρατεία ήταν η εκστρατεία του Μαρδόνιου (492 π.Χ.), η δεύτερη εκστρατεία ήταν η εκστρατεία του Δάτη και του Αρταφέρνη (490 π.Χ.) και η τρίτη εκστρατεία ήταν η εκστρατεία του Ξέρξη (480-479 π.Χ.), όπου αναφορά γίνεται στο κεφάλαιο 4.3.

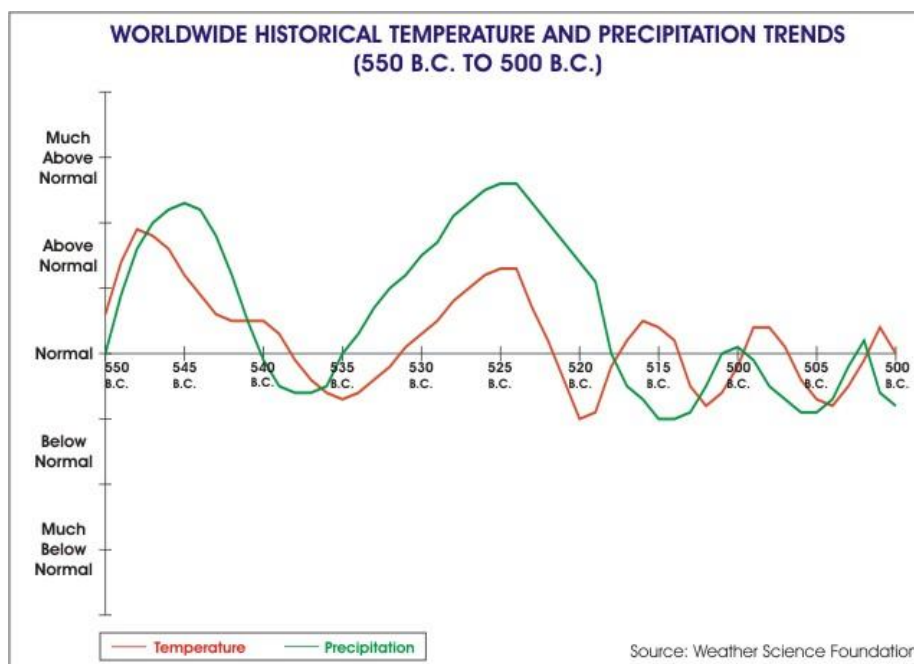
Στα παρακάτω σχήματα παρατηρούμε τις θερμοκρασίες και τον υετό από το 600 π.Χ. έως το 500 π.Χ.



Εικόνα 5.1.4.2: Διάγραμμα θερμοκρασίας-υετού από το 600 π.Χ. έως το 550 π.Χ.

Όπως παρατηρούμε στο διάγραμμα (Εικόνα 5.1.4.2) έχουμε πιο χαμηλές θερμοκρασίες σχετικά με την γεωμετρική εποχή και υψηλό υετό. Ήταν μια ψυχρή περίοδος με πολλές μεταναστεύσεις πληθυσμών όπως αναφέρθηκε και τυραννία. Σύμφωνα με το διάγραμμα μπορεί να εξηγηθεί μία τέτοια κρίση καθώς η κακοκαιρία οδηγεί σε διχασμό και εσωτερικές διαμάχες ακόμα και σε μεταναστεύσεις όπως έχει

ξανααναφερθεί. Όπως φαίνεται πάνω από 25 χρόνια ήταν εμφανές το κρύο και η ασταμάτητη βροχή (575-550 π.Χ.)



Εικόνα 5.1.4.3: Διάγραμμα θερμοκρασίας-υετού από το 550 π.Χ. έως το 500 π.Χ.

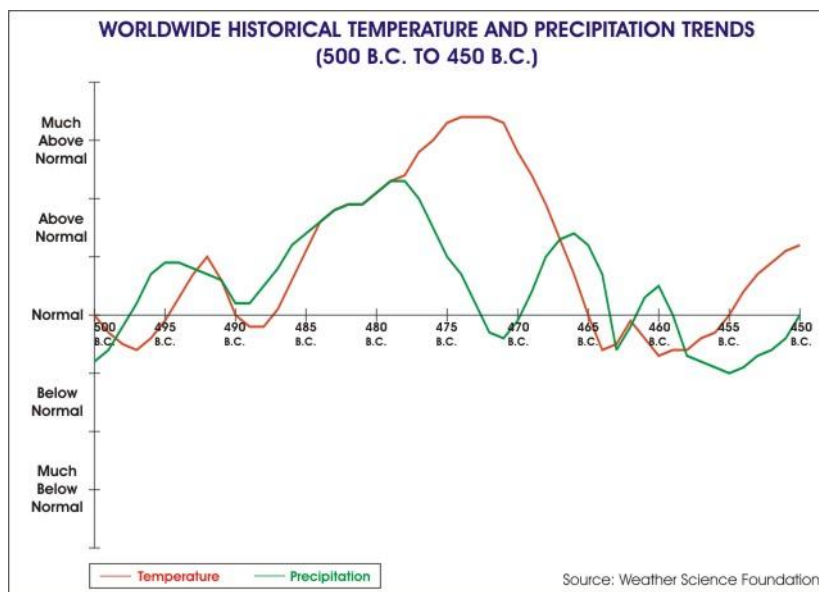
Στο διάγραμμα (Εικόνα 5.1.4.3) παρατηρούμε ότι το 550-520 π.Χ. υπήρχε μία αύξηση στην θερμοκρασία και στον υετό, ενώ το 520-500 π.Χ. η θερμοκρασία και ο υετός βρίσκεται σε φυσιολογικά επίπεδα και δημιουργούν την βάση για το ξεκίνημα της δημοκρατίας και την άνθιση στις επιστήμες. Πλέον ο άνθρωπος μπορεί να καλλιεργηθεί διότι οι κλιματικές συνθήκες είναι ευνοϊκές, ενώ τα προηγούμενα χρόνια τον απασχολούσε η επιβίωση του και δεν μπορούσε να ασχοληθεί με περαιτέρω.

#### ❖ Κλασσική περίοδος

Η Κλασσική εποχή (500 π.Χ.-323 π.Χ.) είναι χρονική περίοδος της αρχαίας ελληνικής ιστορίας και ονομάστηκε έτσι λόγω των υψηλών επιτευγμάτων που σημειώθηκαν κατά την περίοδο αυτή στο χώρο του πολιτισμού.

Ο 5ος και ο 4ος αιώνας π.Χ. είναι η εποχή της ακμής ορισμένων πόλεων-κρατών και της μετέπειτα επικράτησης της Μακεδονίας. Ο 5ος αιώνας είναι ο αιώνας της σταθερότητας, καθώς όλος ο ελληνικός κόσμος οργανώνεται σε συμμαχίες γύρω από το δίπολο Αθήνα-Σπάρτη. Ο 4ος αιώνας είναι ο αιώνας της πολυδιάσπασης των

δυνάμεων του ελληνικού κόσμου (με τη σπαρτιατική, έπειτα τη θηβαϊκή ηγεμονία και στη συνέχεια τη Β' αθηναϊκή συμμαχία), με αποτέλεσμα την αστάθεια, τις συχνές περσικές παρεμβάσεις αλλά και τη διαμόρφωση της πανελλήνιας ιδέας, με κύριο εκπρόσωπο τον Ισοκράτη, ο οποίος αναζητούσε έναν ισχυρό ηγεμόνα για να συνενώσει τους Έλληνες εναντίον των Περσών. Τότε διατυπώθηκε και η άποψη περί μίας εξέχουσας προσωπικότητας που άνοιξε το δρόμο για την επικράτηση της μοναρχίας επί του συστήματος πολιτικής οργάνωσης των πόλεων-κρατών.

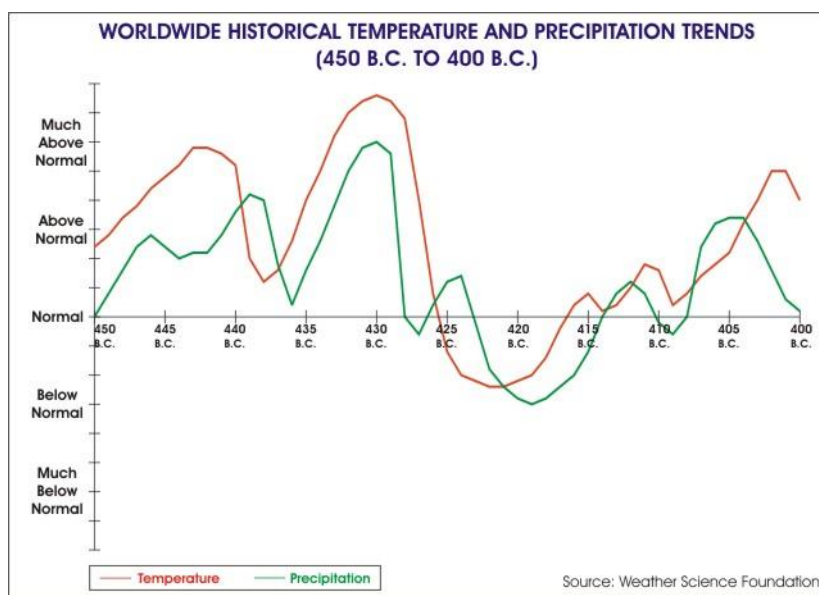


Εικόνα 5.1.4.4: Διάγραμμα θερμοκρασίας-υετού από το 500 π.Χ. έως το 450 π.Χ.

Μετά το 500 π.Χ. παίρνει θέση μία ζεστή-υγρή περίοδος που έχει σημειωθεί μετά το 600 π.Χ. (Εικόνα 5.1.4.4) Τα επόμενα 200 χρόνια κυριαρχούσε η ζέστη. Υπήρχε μόνο μια μικρή κρύα περίοδος που κράτησε μόνο 10 χρόνια 465-455 π.Χ. Όλη η Ευρώπη είχε μεγάλα ποσοστά υετού.

Εκείνη την περίοδο έγινε η Ιωνική Επανάσταση εναντίον των Περσών και έδωσε την αφορμή για τους Περσικούς Πολέμους, δηλαδή την εμπλοκή της Ελλάδας σε πόλεμο με την Περσία. Οι περισσότερες ιωνικές πόλεις ανήκαν σε σατραπεία της περσικής αυτοκρατορίας ήδη από το 545 π.Χ. Το 499 π.Χ. ξεκίνησε η εξέγερση των ιωνικών πόλεων με αφετηρία τη Μίλητο και τον τύραννο της πόλης Αρισταγόρα.

Οι δυνάμεις αυτές ηττήθηκαν το 498 π.Χ. στην Έφεσο και όσοι επέζησαν επέστρεψαν στην Ελλάδα. Το 494 π.Χ. η Μίλητος αλώθηκε από τους Πέρσες και εντός του 493 π.Χ. η περσική κυριαρχία αποκαταστάθηκε.



Εικόνα 5.1.4.5: Διάγραμμα θερμοκρασίας-υετού από το 450 π.Χ. έως το 400 π.Χ.

Στις αρχές των 50 χρόνων και πάλι ο υετός έχει υψηλές τιμές, αλλά όπως περνούσε ο καιρός το κλίμα γινόταν όλο και πιο ξηρό μέχρι να πάρει θέση μία κρύα περίοδος (Εικόνα 5.1.4.5). Καμιά μεγάλη κρύα περίοδος δεν υπήρχε από το 450-400 π.Χ. Δεν υπάρχει καμιά ένδειξη για ξηρασία εκείνη την περίοδο. Όλα τα στοιχεία δείχνουν ότι υπήρχαν υψηλές βροχοπτώσεις τον περισσότερο καιρό, και μόνο μια πολύ μικρή κρύα φάση έκλεισε τον κύκλο των 100 χρόνων το 420 π.Χ. Έχει παρατηρηθεί ότι όταν το κλίμα ήταν ζεστό η Αθήνα του Περικλή γινόταν σοσιαλιστική και αντιδραστική και η πολιτική τάση φασιστική και ολιγαρχική. Τότε ήταν οι μέρες των μεγάλων δημόσιων έργων, άκμαζε η παραγωγή και το εμπόριο.

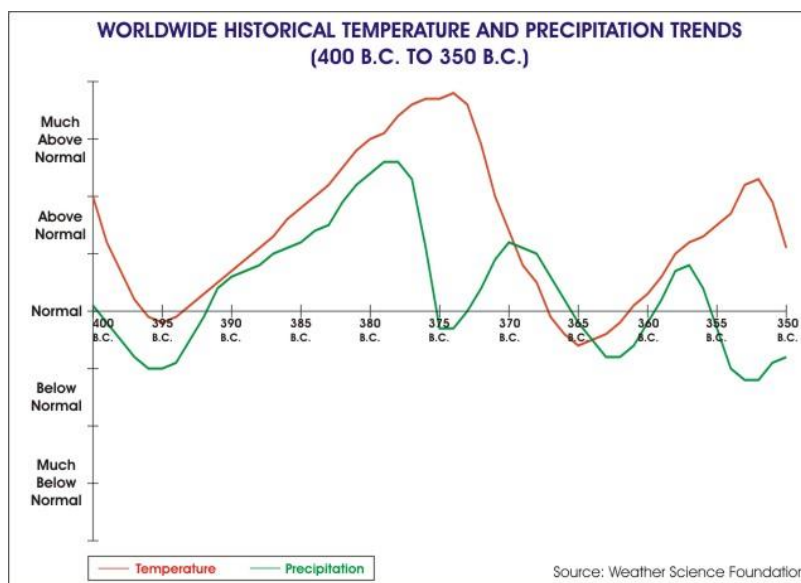
Το 420 π.Χ. υπήρχε μία ψυχρή περίοδος όπως αναφέρθηκε. Ήταν μικρή η διάρκειά της, αλλά επαναστάτησε η Αίγυπτος. Ακόμη το 431-404 π.Χ. έγινε ο Πελοποννησιακός πόλεμος, ανάμεσα Αθήνας και Σπάρτης.

Η ιστορική εξέλιξη της Σπάρτης επηρέασε την στρατιωτική ικανότητα της πόλης.

Αριθμός Πολιτών	Έτος	Πηγή
8000	480 π.Χ.	Ηρόδοτος
περίπου 3500	418 π.Χ.	Θουκυδίδης
περίπου 2500	394 π.Χ.	Ξενοφών
1500	371 π.Χ.	Ξενοφών
700	μέσα 3ου αιώνα π.Χ	Άγις Δ'

Εικόνα 5.1.4.6: Πληθυσμός στη Σπάρτη κατά έτη

Το αίτιο της μείωσης του αριθμού των πολιτών κατά την κλασική εποχή δεν είναι γνωστό (Εικόνα 4.4.6). Ίσως, η εξέλιξη αυτή να σχετίζεται με τον τρόπο μεταβίβασης της γης εκτός του πλαισίου του κληρονομικού νόμου. Φαίνεται ότι κάποια στιγμή (άγνωστο πότε) κατέστη δυνατή και με άλλους τρόπους, πέραν του κληρονομικού, η μεταβίβαση γης. Οι αλλαγές οδήγησαν σε απώλεια γης και σε αδυναμία συμμετοχής στα συσσίτια και απώλεια της ιδιότητας του πολίτη. Φαίνεται πως η μείωση του πληθυσμού είχε σχέση με τους πολέμους καθώς και με τις κλιματικές αλλαγές γιατί καθώς μειώνεται ο πληθυσμός θα παρατηρηθεί παρακάτω ότι μειώνεται και η θερμοκρασία και παρακμάζει η γεωργία που οδηγεί σε έλλειψη τροφίμων.

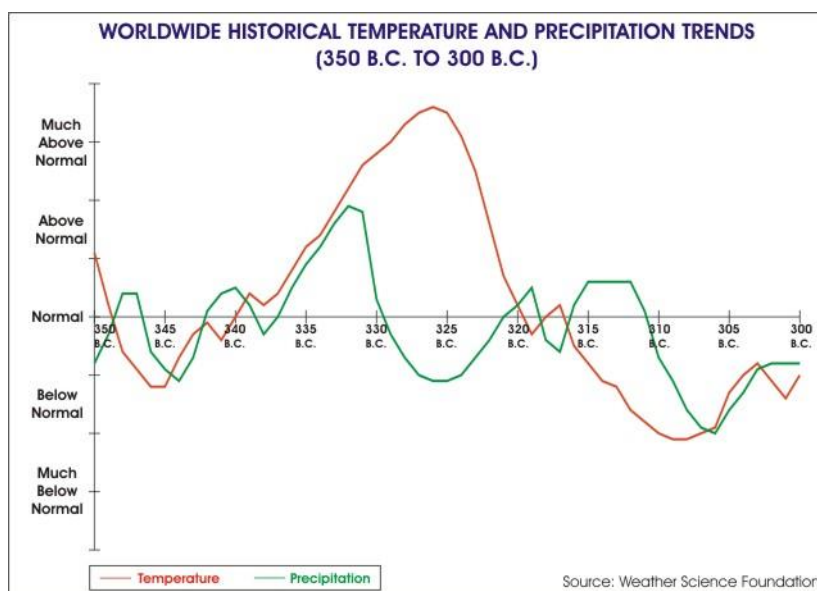


Εικόνα 5.1.4.7: Διάγραμμα θερμοκρασίας-υετού από το 400 π.Χ. έως το 350 π.Χ.

Μεταξύ του 400-350 π.Χ. υπάρχει μία ζεστή-υγρή περίοδος. Πλέον υπάρχει απόδειξη ότι υπήρχαν ξηρασίες. Η πρώτη ξηρασία εμφανίζεται όταν η θερμοκρασία φτάσει στο μέγιστό της και η δεύτερη όταν παίρνει θέση η κρύα περίοδος, και ξανά όταν αυξηθεί και πάλι η θερμοκρασία.

Η αθηναϊκή δημοκρατία αποκαταστάθηκε κιόλας το 403 π.Χ.· Μέσα σε λίγα χρόνια η Αθήνα απέκτησε πάλι ισχυρό ναυτικό, τα μακρά τείχη ξαναχτίστηκαν, και το 378 π.Χ. συγκροτήθηκε η δεύτερη Αθηναϊκή Συμμαχία. Ωστόσο, σε ολόκληρη την Ελλάδα τίποτα δεν ήταν όπως παλιά: τα πολιτεύματα, δημοκρατικά και ολιγαρχικά, λειτουργούσαν με συνέπεια αλλά χωρίς την αρχική τους δυναμική· οι συμμαχίες σχηματίζονταν και διαλύονταν με το παραμικρό, τα πλήθη αδιαφορούσαν, οι ηγετικές προσωπικότητες σπάνιζαν - και ουσιαστικός ρυθμιστής των πολιτικών πραγμάτων ήταν οι Πέρσες, που υποδαύλιζαν τον ανταγωνισμό ανάμεσα στις ελληνικές πόλεις, χρηματοδοτούσαν τους πολέμους, καθόριζαν τους νικητές και υπαγόρευαν τους όρους της ειρήνης. Μέσα από όλα αυτά αναδύθηκε, ως εθνική αναγκαιότητα, η ιδέα του πανελληνισμού, το όραμα μιας Ελλάδας που, ενωμένη κάτω από ισχυρή ηγεσία, θα πολεμούσε τους Πέρσες για να απαλλαγεί από την κηδεμονία τους,

- ❖ Μετάβαση από την κλασική εποχή (500-323 π.Χ.) στην ελληνιστική (323-146 π.Χ.)



Εικόνα 5.1.4.8: Διάγραμμα θερμοκρασίας-υετού από το 350 π.Χ. έως το 300 π.Χ.



Παρατηρώντας το διάγραμμα (Εικόνα 5.1.4.8) φαίνεται ότι τριάντα από τα πενήντα χρόνια έκανε κρύο. Αυτό συμβαίνει διότι κοντεύει να τελειώσει ο κύκλος των 100χρόνων. Η θερμή περίοδος που είχε αρχίσει το 415 π.Χ. τελείωσε το 320 π.Χ. Όπως φαίνεται το 350-340 υπήρχε μία κρύα-ξηρή περίοδος που αντικαταστήθηκε το 340-330 π.Χ. από μία θερμή-υγρή περίοδο, στην συνέχεια 330-320 π.Χ. από θερμή-ξηρή περίοδο και τέλος 320-300 π.Χ. από ψυχρή-ξηρή περίοδο.

Το βασίλειο της Μακεδονίας τον 4ο π.Χ. αιώνα γνώρισε τη μεγαλύτερή του ανάπτυξη. Έχοντας υποτάξει τους λαούς του Βορρά, ο Φίλιππος, που βασίλευσε από το 359 ως το 336 π.Χ., προχώρησε να επεκτείνει την εξουσία του ανατολικά προς τη Χαλκιδική και τη Θράκη, νότια προς τη Θεσσαλία και τη Στερεά και δυτικά προς την Ήπειρο. Προικισμένος με εξαιρετικές στρατηγικές και διπλωματικές ικανότητες, ο Φίλιππος κατόρθωσε, με σκληρούς αγώνες, να κυριαρχήσει. Το 337 π.Χ. στο συνέδριο της Κορίνθου υποχρέωσε τις πόλεις να υπογράψουν συμμαχία των Ελλήνων για κοινή ειρήνη και να τον αναγνωρίσουν στρατηγό αυτοκράτορα εναντίον των Περσών. Είχε αρχίσει να προετοιμάζει την εκστρατεία, όταν, για άγνωστο λόγο, δολοφονήθηκε στα τέλη της πρώτης ψυχρής περιόδου. Τα σχέδιά του ανάλαβε να πραγματοποιήσει, άξιος διάδοχος, ο Αλέξανδρος, που σε δώδεκα χρόνια (334-323 π.Χ.) κατάλυσε το Περσικό κράτος, κατάκτησε την Αίγυπτο και οδήγησε τα ελληνικά στρατεύματα νικηφόρα ως τις Ινδίες.

Η κατάκτηση της Ινδίας από τον Μέγα Αλέξανδρο θα μπορούσε να επιτευχθεί αν έκανε υπομονή ο στρατηλάτης λίγες εβδομάδες μέχρι να φυσήξει ο βορειοανατολικός μουσώνας. Τότε, ο Νέαρχος με τα καράβια θα μπορούσε να κάνει τον περίπλου της Ινδίας. Τα κατάφερε τελικά αργότερα ένας πριν πλοηγός του μακεδόνα στρατηλάτη, ο Ιππαλος, που με την βοήθεια του νοτιοδυτικού μουσώνα, εγκαινίασε το εμπόριο με την Αφρική, την Υεμένη και την Ινδία. Ο Πλίνιος προς τιμή του, έδωσε το όνομα του Ιππαλου σε αυτόν τον άνεμο, ονομασία που έπειτα χρησιμοποίησαν συστηματικά οι ρωμαίοι και οι άραβες (Ιπάλιοι άνεμοι). Παρατηρείται πως πάλι ο καιρός παίζει μεγάλο ρόλο στην ιστορία του πολιτισμού, και πως οι αρχαίοι Έλληνες γνώριζαν τις καιρικές συνθήκες της κάθε εποχής και τις χρησιμοποιούσαν προς όφελός τους.

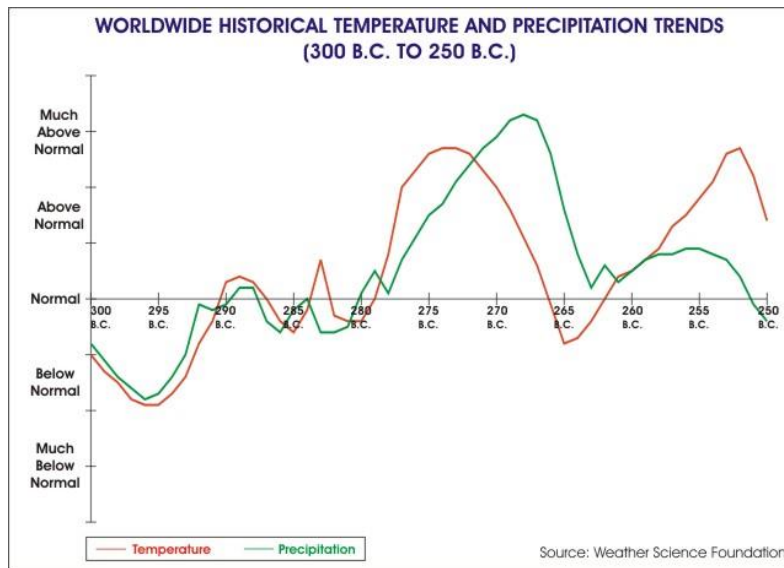
Η εκστρατεία του Μέγα Αλέξανδρου πήρε θέση στην θερμή περίοδο, ενώ ο θάνατος του (323 π.Χ.) στις αρχές της ψυχρής περιόδου όπου και τελειώνει η κλασσική περίοδος και αρχίζει η ελληνοιστική.

❖ Ελληνοιστική περίοδος

Το όνομα της εποχής αυτής δημιουργήθηκε από τον Ντρούζεν με βάση τον όρο 'ελληνοιστής', που χρησιμοποιείται στην Καινή Διαθήκη (Πράξεις 6,1) για να δηλώσει τους ελληνομαθείς Ιουδαίους, και δηλώνει την ευρεία εξάπλωση της ελληνικής γλώσσας και πολιτισμού.

Ασυμφωνία υπάρχει τόσο ως προς την έναρξη όσο και προς τη λήξη της περιόδου. Άλλοι ιστορικοί θέτουν ως έναρξη τη μάχη της Χαιρώνειας το 338 π.Χ. μετά την οποία οι Ελληνικές πόλεις απώλεσαν την ελευθερία και αυτονομία τους. Άλλοι θέτουν την αρχή της περιόδου λίγα έτη αργότερα με την έναρξη της εκστρατείας του Αλεξάνδρου. Οι πιο πολλοί θέτουν ως αρχή της περιόδου τον θάνατο του Μεγάλου στρατηλάτη το 323 π.Χ. μετά τον οποίο άρχισαν να ιδρύονται τα πολυπολιτισμικά ελληνοιστικά βασίλεια της Ανατολής. Αν και παλαιότερα θεωρούνταν ότι αλλοιώθηκε ο προγενέστερος πολιτισμός της κλασσικής περιόδου, αυτός αντικαταστάθηκε από τον ελληνοιστικό πολιτισμό. Ως προς τη λήξη της περιόδου άλλοι την τοποθετούν στο 146 π.Χ. και άλλοι στο 30 π.Χ. οπότε συμβαίνει η κατάλυση και του τελευταίου ελληνοιστικού βασιλείου, αυτού των Πτολεμαίων, από τους Ρωμαίους.

Εκείνη την περίοδο ζούσε ο Θεόφραστος, από την Ερεσό της Λέσβου, ήταν γνωστός στην ιστορία της Φιλοσοφίας ως ο διάδοχος του Αριστοτέλη στην Περιπατητική σχολή όπου υιοθέτησε και προώθησε τις θεωρίες του δασκάλου του για το σχηματισμό των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων εξαιτίας της συμπύκνωσης και της ψύξης υδρατμών. Ο Θεόφραστος έγραψε ένα βιβλίο για την πρόγνωση καιρού όπου αναφέρονται μέσα σ' αυτό 80 σημάδια εκδήλωσης βροχής, 45 αναφορές για την ισχύ ανέμων και τη διεύθυνσή τους, 50 σημάδια εκδήλωσης καταιγίδας, 24 σημάδια καλοκαιρίας και 7 σημάδια άλλων καιρικών καταστάσεων.

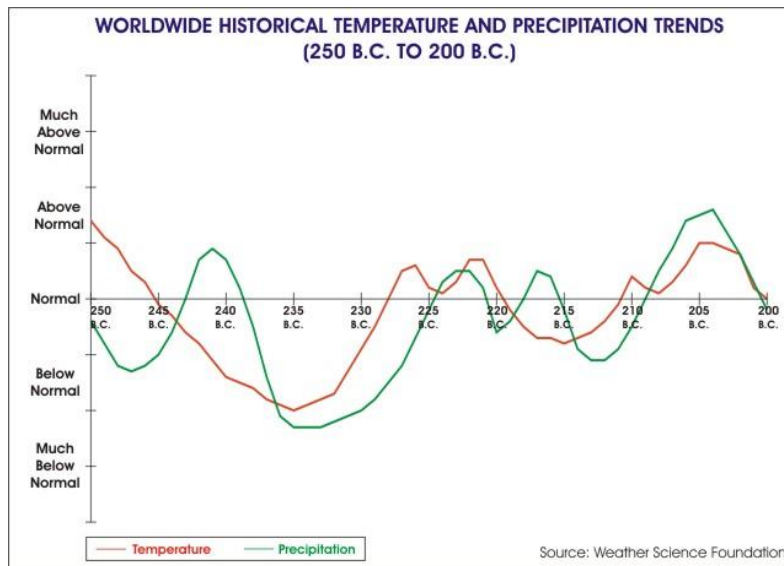


Εικόνα 5.1.4.9: Διάγραμμα θερμοκρασίας-υετού από το 300 π.Χ. έως το 250 π.Χ.

Το 300 π.Χ. έδωσε τέλος σε έναν ακόμη κύκλο 100χρόνων και βρίσκεται σε μία κρύα περίοδο 30 χρόνων. Το 280 π.Χ. υπήρχε μόνο μία αύξηση στην θερμοκρασία και στον υετό που κράτησε περίπου 10 χρόνια και ακολούθησε μία θερμή ξηρασία.

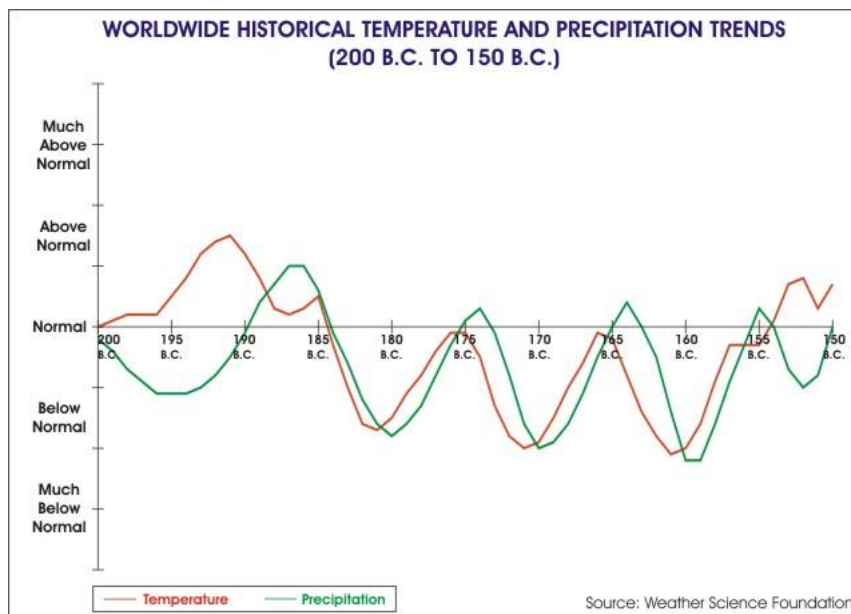
Κατά τη διάρκεια αυτής της περιόδου, η αντίδραση του κλίματος σε μία τόσο κρύα περίοδο ήταν έντονη όσο λαμπρή ήταν και η εποχή.

Τα 50 χρόνια μετά το θάνατο του Μεγάλου Αλεξάνδρου (από το 323 π.Χ. έως το 281 π.Χ.) γίνονταν συνέχεια πόλεμοι ανάμεσα στους Διαδόχους του. Στους πολέμους αυτούς συμμετείχαν και οι πόλεις-κράτη από το νότιο ελλαδικό χώρο. Στην πρώτη φάση των πολέμων αυτών αντίπαλοι ήταν όσοι από τους Διαδόχους ήθελαν να κρατήσουν την αυτοκρατορία του Μεγάλου Αλεξάνδρου ενιαία και εκείνοι που ήθελαν να τη χωρίσουν σε βασιλίες. Η κατάσταση έγινε πιο ξεκάθαρη μετά τη μάχη στην Ισό το 301 π.Χ. Τότε νικήθηκαν οι τελευταίοι υποστηρικτές της ενιαίας αυτοκρατορίας. Η αυτοκρατορία του Μεγάλου Αλεξάνδρου διασπάστηκε σε τέσσερα μεγάλα βασιλίες και σε ένα πλήθος αυτόνομων πόλεων-κρατών. Οι πόλεμοι στην ελληνιστική Μεσόγειο ανάμεσα στους Διαδόχους όμως συνεχίστηκαν.



Εικόνα 5.1.4.10: Διάγραμμα θερμοκρασίας-υετού από το 250 π.Χ. έως το 200 π.Χ.

Στην εικόνα 5.1.4.10 παρατηρούμε μία ψυχρή-ξηρή περίοδο περίπου 40χρόνων το διάστημα 250-210 π.Χ.



Εικόνα 5.1.4.11: Διάγραμμα θερμοκρασίας-υετού από το 200 π.Χ. έως το 150 π.Χ.

Στην εικόνα 5.1.4.11 παρατηρείται ότι 40 χρόνια επικρατούσε μία κρύα ξηρή περίοδος το διάστημα 190-150 π.Χ. όπου άρχισε το 250 π.Χ. και φαίνεται ότι

συνεχίζεται έως το 150 π.Χ. Οι κλιματικές συνθήκες στο διάστημα αυτό φαίνεται ότι επηρεάζουν τον πολιτισμό, όπως φαίνεται πολλοί πόλεμοι έγιναν εκείνη την περίοδο.

Ο 2ος και ο 1ος π.Χ. αιώνας είναι η εποχή της κατάκτησης της Ανατολικής Μεσογείου από τους Ρωμαίους.

Η Ρώμη, για να κυριαρχήσει στον ελλαδικό χώρο, ήρθε σε σύγκρουση με το Βασίλειο της Μακεδονίας. Αφορμή στάθηκε η συμμαχία των βασιλιάδων της Μακεδονίας με την Καρχηδόνα, τον άλλο εχθρό της Ρώμης. Οι συγκρούσεις της Ρώμης με το Βασίλειο της Μακεδονίας (Μακεδονικοί Πόλεμοι) κράτησαν από το 215 έως και το 168 π.Χ. Με τους πολέμους αυτούς καταλύθηκε το Βασίλειο της Μακεδονίας και χωρίστηκε σε τέσσερα τμήματα. Με την υποταγή του Βασιλείου της Μακεδονίας και λίγο αργότερα του νότιου ελλαδικού χώρου, η Ρώμη κυριάρχησε σε ολόκληρο σχεδόν τον ελλαδικό χώρο (146 π.Χ.).

Ο Β΄ Μακεδονικός Πόλεμος ξεκίνησε το 200 π.Χ., επειδή ο Φίλιππος Ε΄ ήθελε να πάρει τις κτήσεις των Πτολεμαίων στο Αιγαίο. Ο Ρωμαίος στρατηγός Φλαμίνιος, έχοντας συμμαχήσει με πολλές πόλεις-κράτη και με τις συμπολιτείες, νίκησε το στρατό του Φίλιππου στη μάχη στις Κυνός Κεφαλές το 197 π.Χ., κοντά στα σημερινά Φάρσαλα.

Ο Γ΄ Μακεδονικός Πόλεμος ξεκίνησε το 172 π.Χ., όταν η ρωμαϊκή Σύγκλητος αποφάσισε να πολεμήσει ενάντια στο βασιλιά Περσέα, ο οποίος είχε διαδεχθεί το Φίλιππο Ε΄. Ο στρατός του Περσέα νικήθηκε ολοκληρωτικά στη μάχη που δόθηκε το 168 π.Χ. στην Πύδνα. Ο Περσέας αιχμαλωτίστηκε και πέθανε στη Ρώμη. Μετά τη μάχη της Πύδνας η Μακεδονία έγινε ρωμαϊκή επαρχία.

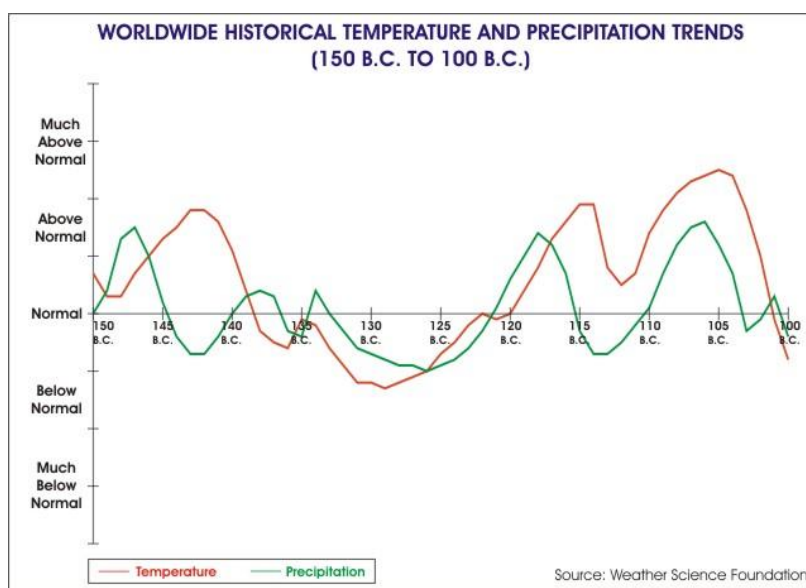
Είναι φανερό λοιπόν ότι κατά περιόδους έντονων κλιματικών μεταβολών ο άνθρωπος επηρεάζεται και στρέφεται σε διχόνοια και ξεσπά σε διαμάχες και πολέμους. Αυτή η περίοδος, η Ελληνιστική, θεωρείται από τις πιο κρίνες περιόδους της ιστορίας μετά το 3.000 π.Χ. όπου και διεξάχθηκαν όντως πολλοί πόλεμοι. Ακόμη παρατηρείται σύμφωνα με την εικόνα (μεγάλος χάρτης) η εποχή παρακμάζει στα τέλη της ψυχρής εποχής και υποδουλώνεται από τους Ρωμαίους.

#### ❖ Ρωμαϊκή αυτοκρατορία

Οι Ρωμαίοι καταλαμβάνουν τη Μακεδονία το 148 π.Χ. και συγκροτούν τη «Ρωμαϊκή επαρχία της Μακεδονίας». Εν συνεχεία συνεχίζουν την προέλασή τους

προς νότο. Το 147 π.Χ. η Ρώμη καταλαμβάνει την Κόρινθο και έτσι κάμπτεται οριστικά και η τελευταία αντίσταση των Ελλήνων απέναντι στη Ρώμη. Το 147 π.Χ. θεωρείται ως η χρονολογία έναρξης της ρωμαϊκής περιόδου για τον ελλαδικό χώρο. Διοικητικά η νότια Ελλάδα προσαρτήθηκε στη «Ρωμαϊκή επαρχία της Μακεδονίας».

Μόνο η Αθήνα και η Σπάρτη διατήρησαν την αυτονομία τους αλλά υπό την επίβλεψη του Ρωμαίου διοικητή της «Ρωμαϊκής Επαρχίας της Μακεδονίας». Οι Ρωμαίοι παραχώρησαν το δικαίωμα αυτονομίας στις δύο πόλεις ως ένδειξη σεβασμού προς τον πολιτισμό τους.



Εικόνα 5.1.4.12: Διάγραμμα θερμοκρασίας-υετού από το 150 π.Χ. έως το 100 π.Χ.

Σύμφωνα με την εικόνα 5.1.4.12, η θερμοκρασία με το πέρασμα του χρόνου επανέρχεται στα φυσιολογικά της επίπεδα και αυξάνεται.

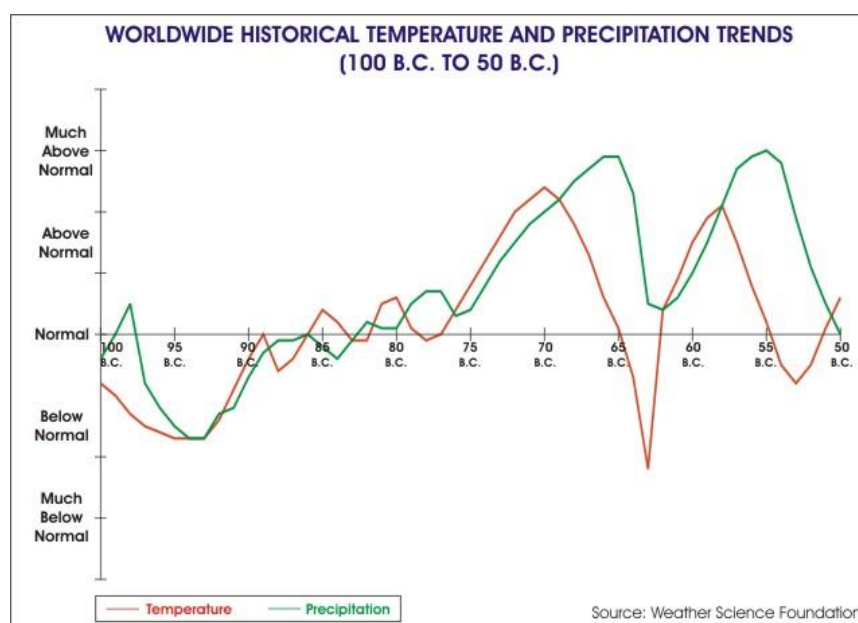
Κατά την διάρκεια της κρύας περιόδου οι πόλεμοι ήταν οργανωμένοι και αιματηροί. Στη Ρώμη υπήρχαν διαμάχες μεταξύ του Καίσαρα και του Πομπήιου, και μεταξύ του Οκτάβιου και του Αντώνιου.

Η ρωμαϊκή αυτοκρατορία 146 π.Χ. έως 330 μ.Χ. ήταν το κράτος των αρχαίων Ρωμαίων (imperium), μετεξέλιξη της Ρωμαϊκής Δημοκρατίας όταν και οι περισσότερες εξουσίες συγκεντρώθηκαν στα χέρια ενός ανθρώπου, του Καίσαρα ή αυτοκράτορα (imperator). Το κράτος που είχαν δημιουργήσει οι αρχαίοι Ρωμαίοι πέρασαν αρκετοί αιώνες μέχρι να αποκτήσει το πολίτευμα της αυτοκρατορίας, με το

οποίο το θυμούνται οι σημερινοί λαοί, αλλά έχει επικρατήσει να αναφερόμαστε με τον όρο «ρωμαϊκή αυτοκρατορία» για όλη την περίοδο της αρχαίας ρωμαϊκής ιστορίας.

Το 146 π.Χ., οι Ρωμαίοι νικούν την Αχαϊκή Συμπολιτεία στην μάχη της Λευκόπετρας και κάθε αντίσταση στον ελληνικό νότο εξουδετερώνεται, ενώ μία εξέγερση της Καρχηδόνας, τον ίδιο χρόνο, συντρίφτηκε. Το 189 π.Χ. νικούν το Σελευκίδη βασιλιά Αντίοχο Γ' στην Μικρά Ασία. Το 133 π.Χ., ο βασιλιάς της Περγάμου, ο Άτταλος Γ', κληροδοτεί το βασίλειό του στη Ρώμη.

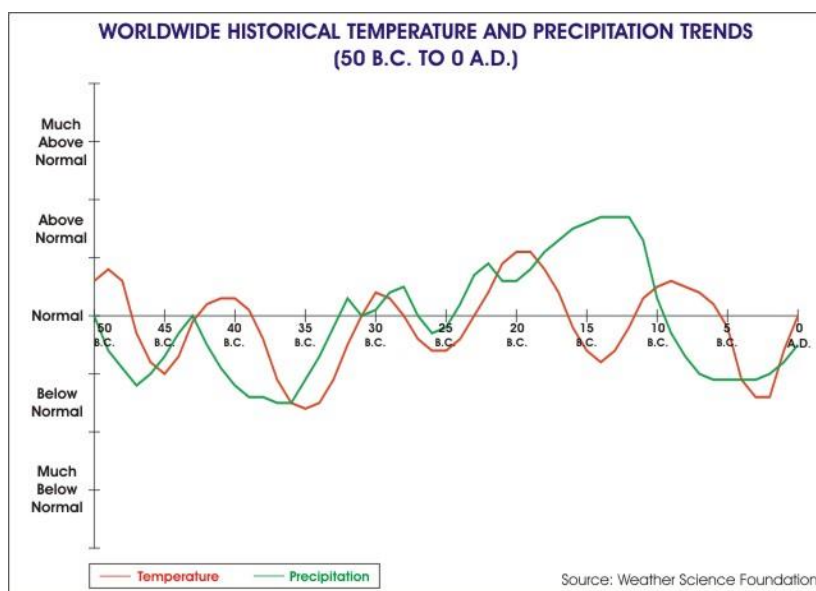
Εν τω μεταξύ το πολίτευμα της Ρώμης βυθιζόταν όλο και πιο πολύ στην ασυδοσία και τη διαφθορά, παρόλο που η Ρώμη συνέχιζε να επεκτείνεται κυρίως λόγω φιλόδοξων στρατηγών.



Εικόνα 5.1.4.13: Διάγραμμα θερμοκρασίας-υετού από το 100 π.Χ. έως το 50 π.Χ.

Η περίοδος ξεκινά με 15 χρόνια κρύα-ξηρή περίοδο όπου τα 100χρόνια κύκλου τελειώνουν. Το 75 π.Χ. ξεκινάει μία περίοδος με υψηλές θερμοκρασίες και υετό όπου διακόπτεται το 65-60 π.Χ. από μία ύφεση θερμοκρασιών και υετού. Αυτή η περίοδος των υψηλών θερμοκρασιών και υετού ήταν η πιο ισχυρή εδώ και 200 χρόνια, από το 280 π.Χ. Κατά τη διάρκεια της ξηρής περιόδου οι Γαλάτες ήταν τόσο ενοχλητικοί που τελικά ο Καίσαρας αποφάσισε να τους κατακτήσει, και έτσι παρατηρείται η επιρροή των κλιματολογικών συνθηκών στο λαό.

Σύμφωνα με τον Καίσαρα, το 56 π.Χ. υπήρχε μία μεγάλη καταιγίδα στην Αγγλία, όπου η Αγγλία σύμφωνα με τον Briton το 65-60 π.Χ. είχε ξηρασία. Τα επόμενα χρόνια φαινόταν ότι είχαν υψηλά ποσοστά υετού. Ο χειμώνας ήταν ήπιος χωρίς χαμηλές θερμοκρασίες όπως φαίνεται. Έτσι, στήθηκαν γερά θεμέλια για το ξεκίνημα της Ρωμαϊκής αυτοκρατορίας.

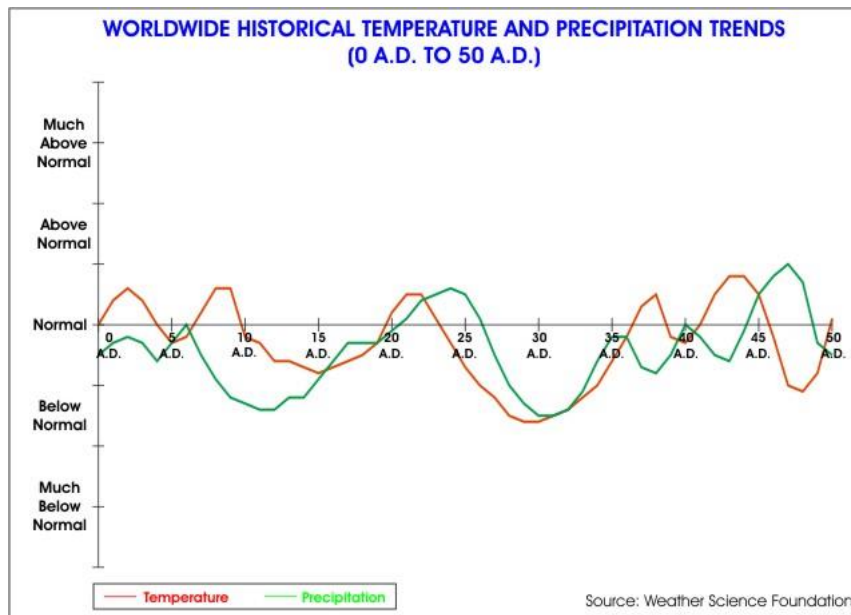


Εικόνα 5.1.4.14: Διάγραμμα θερμοκρασίας-υετού από το 50 π.Χ. έως το 0.

Όπως απεικονίζεται στο χάρτη από το 50 π.Χ. έως το 30 π.Χ. υπήρχε μία περίοδος ψύχους, όπου κατά τη διάρκεια της ξέσπασαν εμφύλιοι πόλεμοι στη Ρωμαϊκή αυτοκρατορία. Το 10 π.Χ. η περίοδος ψυχράνθηκε και παρέμεινε έτσι για τα περίπου επόμενα 75 χρόνια.

Κατά ενάμιση αιώνα, η ρωμαϊκή αυτοκρατορία βρισκόταν στο ζενίθ της πολιτικής και πολιτιστικής της ακμής. Ήταν μία περίοδος βραδέων εξελίξεων, Κάποιοι την αποκαλούν την "ευτυχέστερη περίοδο της ιστορίας του ανθρωπίνου γένους". Πίσω από την ευημερία της Παξ Ρομάνα, όμως, λάμβαναν χώρα αλλαγές που οδήγησαν προοδευτικά στην κρίση της αυτοκρατορίας τον 3ο αιώνα μ.Χ.(θερμή εποχή +2°C). Από πολιτική άποψη, η σταθερή διακυβέρνηση οφείλεται στο ότι ισχυρές δυναστείες κυριαρχούσαν, ώστε να μην υπάρχουν ουσιαστικές εσωτερικές ανωμαλίες (εξαιρουμένων των ετών 68-69 και 193).





Εικόνα 5.1.4.15: Διάγραμμα θερμοκρασίας-υετού από το 0 έως το 50 μ.Χ.

Στην εικόνα 5.1.4.15 φαίνεται ότι οι θερμοκρασίες και ο υετός βρίσκονταν κοντά στα φυσιολογικά επίπεδα εκτός από μία κρύα και ξηρή φάση που πήρε θέση το 25-35 μ.Χ.

Η Ρωμαϊκή Ειρήνη κυριάρχησε τον 1ο και 2ο μ.Χ. όπου όπως είναι φανερό έλαβε θέση μία θερμή περίοδος όπου την ευνόησε και τη διατήρησε για δύο αιώνες. Τον 3ο μ.Χ. αιώνα μεγάλα εξωτερικά και εσωτερικά προβλήματα κλονίζουν την αυτοκρατορία και κινδυνεύει να διαλυθεί. Ο αυτοκράτορας Διοκλητιανός, που τον ονόμασαν Αύγουστο, πήρε μέτρα για να αντιμετωπίσει τα προβλήματα: Αρχικά διαίρεσε την αυτοκρατορία σε ανατολικό και δυτικό τομέα. Για λίγο καιρό επικράτησε ηρεμία.

Μετά το θάνατο του Διοκλητιανού άρχισαν να συγκρούονται οι συνάρχοντες μεταξύ τους. Στην Ανατολή έμεινε μόνος ο Λικίνιος και στη Δύση ο Κωνσταντίνος. Αυτοί στα Μεδιόλανα (το σημερινό Μιλάνο) υπόγραψαν το 313 μ.Χ. το διάταγμα της Ανεξιθρησκίας. Το διάταγμα αυτό όριζε ότι κάθε πολίτης της αυτοκρατορίας μπορούσε να πιστεύει και να λατρεύει όποιο θεό ήθελε. Οι δύο συναυτοκράτορες λίγα χρόνια αργότερα ήρθαν σε σύγκρουση μεταξύ τους. Νικητής βγήκε ο Κωνσταντίνος που έμεινε πάλι μονοκράτορας .

Ο Κωνσταντίνος προχώρησε σε αλλαγές για την καλύτερη διοίκηση της αυτοκρατορίας. Μία από αυτές ήταν η απόφαση να μεταφερθεί η πρωτεύουσα της αυτοκρατορίας από τη Ρώμη στο Βυζάντιο.

Η θέση της νέας πρωτεύουσας έχει πολλά φυσικά και στρατηγικά πλεονεκτήματα. Ο Κωνσταντίνος διαπίστωσε ότι ήταν δύσκολο να κυβερνηθεί η αυτοκρατορία από τη Ρώμη, γι' αυτό αποφάσισε να μεταφέρει την πρωτεύουσα στη θέση Βυζάντιο.

Η Ρωμαϊκή αυτοκρατορία παράκμασε τον 4<sup>ο</sup> αιώνα μ.Χ και έλαβε τέλος το 476 μ.Χ. Η παρακμή αυτή συνδέεται με την κλιματική αλλαγή που έλαβε θέση εκείνη την περίοδο.

Μετά από εκτεταμένη μελέτη δακτυλίων δέντρων, Ελβετοί επιστήμονες πιστεύουν πως οι απότομες αλλαγές στο κλίμα της Ευρώπης ενδέχεται να συνδέονται με ιστορικά γεγονότα, ακόμη και με την άνοδο και την πτώση πολιτισμών. Στην πρώτη μελέτη του είδους, οι ερευνητές διαπίστωσαν ότι περίοδοι κατά τις οποίες ο καιρός ήταν σε γενικές γραμμές ζεστός και υγρός συνέπεσαν με την άνθηση και την ευημερία πολιτισμών, ενώ αντίθετα, σε περιόδους πολιτικής αναταραχής - π.χ. κατά την πτώση της Ρωμαϊκής Αυτοκρατορίας ή τον Τριαντακονταετή Πόλεμο- οι καιρικές συνθήκες χαρακτηρίζονταν από αστάθεια. «Εξετάζοντας 2.500 χρόνια (δεδομένων), βρίσκει κανείς παραδείγματα που καταδεικνύουν ότι η κλιματική αλλαγή επηρέασε την ανθρώπινη ιστορία», αναφέρει ο Ουλφ Μπούντγκεν του Ελβετικού Ομοσπονδιακού Ινστιτούτου Ερευνών Δασών, Χιονιού και Τοπιογραφίας, ο οποίος συμμετείχε στη μελέτη.

Χρησιμοποιώντας 9.000 ξύλινα αντικείμενα, οι ερευνητές ουσιαστικά «αναπαρέστησαν» τις καιρικές συνθήκες που επικρατούσαν κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού τα τελευταία 2.500 χρόνια. Τα αποτελέσματά τους βασίζονται στις μετρήσεις δακτυλίων από δείγματα απολιθωμένων αλλά και ζωντανών δέντρων από τη Γαλλία, την Ιταλία, την Αυστρία και τη Γερμανία.

Είδαν ότι σε περιόδους καλοκαιρίας, όταν τα δέντρα είχαν άφθονο νερό και θρεπτικά συστατικά, σχημάτιζαν παχύτερους δακτυλίους. Αντιθέτως, όταν οι καιρικές συνθήκες ήταν λιγότερο ευνοϊκές, σχηματίζονταν πιο λεπτοί και πυκνοί δακτύλιοι. «Η αυξημένη κλιματική μεταβλητότητα την περίοδο 250-600 μ.Χ.

συνέπεσε με την πτώση της Δυτικής Ρωμαϊκής Αυτοκρατορίας και την αναταραχή της περιόδου των μεταναστεύσεων των λαών», γράφουν μεταξύ άλλων οι ερευνητές στην ιστοσελίδα της επιθεώρησης Science. «Η ξηρασία κατά τον 3ο αιώνα ταυτίζεται με μια περίοδο σοβαρής κρίσης στη Δυτική Ρωμαϊκή Αυτοκρατορία, που χαρακτηρίστηκε από βαρβαρικές εισβολές, πολιτική αναταραχή και οικονομική παράλυση σε αρκετές επαρχίες της Γαλατίας».

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6

### 6.1 Συμπεράσματα

Όπως παρατηρήθηκε στα προηγούμενα κεφάλαια, οι κλιματικές μεταβολές συμπίπτουν χρονικά με κύριες αρχαιολογικές εποχές. Αυτό επιτρέπει να προσδιοριστούν οι κλιματικές μεταβολές που επικρατούσαν στα κύρια στάδια εξέλιξης του πολιτισμού του ανθρώπου.

Ας ξεκινήσουμε όμως πρώτα περιληπτικά να αναφέρουμε τις κλιματικές συνθήκες που υπήρχαν από την Κάμβριο περίοδο 600.000.000 π.Χ. έως τη Ρωμαϊκή περίοδο 476 μ.Χ.

Η Κάμβριος περίοδος ξεκινά με μια παγετώδη εποχή και τελειώνει με ένα κλίμα θερμότερο από αυτό που επικρατεί σήμερα στον πλανήτη. Η θέρμανση αυτή συνεχίστηκε μέχρι το μέσα της Ορδοβισίου περιόδου, όπου το κλίμα της Β. Αμερικής υπήρξε ηπιότερο από αυτό που επικρατεί σήμερα, ενώ υπάρχουν ενδείξεις ότι σε τμήματα αυτής της περιοχής το κλίμα υπήρξε ξηρό. Στη διάρκεια της *Σιλουρείου* περιόδου, το κλίμα υπήρξε θερμό σε όλη την έκταση της Β. Αμερικής, μέχρι και της Αρκτικής, με έντονη ξηρασία. Στη Δεβόνειο περίοδο το κλίμα υπήρξε γενικά θερμό με έντονες βροχοπτώσεις. Στη αρχή της Λιθανθρακοφόρου περιόδου, το κλίμα υπήρξε θερμό και υγρό, ενώ στο τέλος της ίδιας περιόδου υπήρξε πολύ ψυχρό. Στη Μισσισίπια περίοδο, το κλίμα γενικά στις περισσότερες περιοχές χαρακτηριζόταν από έντονες βροχοπτώσεις και ήταν θερμό ιδιαίτερα για την Βόρειο Αμερική. Στα τέλη της Πενσυλβανίας εποχής, το κλίμα έγινε ψυχρό και ξηρό, ενώ στην Ευρώπη επικράτησε ερημικό κλίμα σε πολλές ηπειρωτικές περιοχές. Στην Πέρμιο περίοδο, το κλίμα είναι ψυχρό και ερημικό στο νότιο ημισφαίριο, ενώ θερμό και ξηρό στο βόρειο ημισφαίριο. Στην Ιουράσιο περίοδο, το κλίμα που επικρατούσε ήταν γενικά θερμό με μέση θερμοκρασία 10°C, και με ασθενή βροχόπτωση. Στην Κρητιδική περίοδο, υπάρχει μία σαφή τάση μείωσης θερμοκρασίας με μέγιστη θερμοκρασία να μην ξεπερνά τους 20°C.

Στην Παλαιόκαινο εποχή, 66 εκατομύρια χρόνια πριν, το κλίμα υπήρξε θερμό με περισσότερες βροχοπτώσεις από ότι σήμερα. Στην Ηώκαινο εποχή, το κλίμα ήταν υγρό και θερμό με μέση ετήσια θερμοκρασία στην κεντρική Ευρώπη 15°C υψηλότερη. Στην Ολιγόκαινο εποχή, το κλίμα ξεκίνησε θερμό και υγρό, ενώ στο

μέσο της έγινε κρύο και ξηρό. Στην Μειόκαινο εποχή, παρατηρήθηκε βελτίωση του κλίματος, ενώ στην Πλειόκαινο, υπήρξε μια έντονη τάση μείωσης της θερμοκρασίας και των βροχοπτώσεων, με αποτέλεσμα στο τέλος της εποχής το κλίμα να είναι πιο ψυχρό και ξηρό από ότι σήμερα.

Όπως παρατηρούμε μέχρι στιγμής, οι γεωλογικές περίοδοι αλλάζουν κάθε φορά που αλλάζουν και οι κλιματικές συνθήκες. Με την αλλαγή του καιρού, διαμορφώνεται ταυτόχρονα και το κλίμα που γίνεται εύκρατο ή ξηρό θεμελιώνοντας διαφορετική μορφή ύπαρξης ζωής. Ας δούμε στη συνέχεια πώς επιδρά η αλλαγή των κλιματικών συνθηκών.

Στην Πλειστόκαινο εποχή 2.000.000-12.000 χρόνια πριν, το κλίμα είχε τέσσερα διαστήματα με παγετώνες με μέση πλανητική θερμοκρασία 6°C μικρότερη από σήμερα. Μεταξύ αυτών των ψυχρών διαστημάτων υπήρχαν τρία διαστήματα με μέση πλανητική θερμοκρασία 3°C μεγαλύτερη από ότι σήμερα.

Πολλές από τις παραπάνω κλιματικές μεταβολές συμπίπτουν χρονικά με κύριες αρχαιολογικές εποχές, όπως αυτές οριοθετήθηκαν από τη μελέτη αρχαιολογικών ευρημάτων στο σπήλαιο Φραγχθή, στην περιοχή του νομού Αργολίδας. Τούτο μας επιτρέπει να προσδιορίσουμε τις κλιματικές μεταβολές που επικρατούσαν στα κύρια στάδια εξέλιξης του πολιτισμού του ανθρώπου.

Η κατοίκηση του σπηλαίου Φραγχθή από τον άνθρωπο υπολογίζεται ότι άρχισε τουλάχιστον πριν 25 χιλιάδες χρόνια και η μελέτη του περιβάλλοντος διαβίωσης του σε αυτό καλύπτει όλη την περίοδο, εκτός από ένα μικρό διάστημα μεταξύ 14.985-10.985 π.Χ. (Hansen, 1991). Η πρώτη φάση κατοίκησης του σπηλαίου, διαπιστώνεται κατά τη διάρκεια της Νεότερης Παλαιολιθικής εποχής η οποία χρονολογείται μεταξύ 22.985-14.985 π.Χ. Σύμφωνα με τα αποτελέσματα της παρούσας διατριβής, η εποχή αυτή χαρακτηρίζεται από τις ψυχρές και ξηρές συνθήκες της τελευταίας παγετώδους περιόδου. Η τελική φάση της Παλαιολιθικής εποχής χρονολογείται μεταξύ 10.985-9.985 π.Χ. και 7.985 π.Χ. Η εποχή αυτή συμπίπτει χρονικά με την επικράτηση του γεγονότος Younger Dryas και το κλίμα χαρακτηρίζεται από επίσης σχετικά ψυχρές και ξηρές συνθήκες.

Η μετάβαση από την Παλαιολιθική στη Μεσολιθική εποχή (Μεσολιθική εποχή 10.000-6.500 π.Χ) είναι απότομη και μπορεί να ταυτιστεί με την απότομη λήξη του γεγονότος Younger Dryas (6.185 π.Χ.). Όπως αναφέραμε μια έντονη κλιματική

αλλαγή συμπίπτει με την αλλαγή γεωλογικής περιόδου, καθώς διαμορφώνονται διαφορετικές κλιματικές συνθήκες και περιστάσεις διαβίωσης. Η έναρξη της Μεσολιθικής εποχής ταυτίζεται με την έναρξη του θερμού Ολόκαινου. Η Κατώτερη Μεσολιθική εποχή, που χρονολογείται μεταξύ 7.985-6.985 π.Χ., χαρακτηρίζεται από σταδιακή βελτίωση του κλίματος. Θερμό και ιδιαίτερα υγρό κλίμα φαίνεται πως επικρατούσε κατά τη διάρκεια της Νεότερης Μεσολιθικής εποχής, η οποία χρονολογείται μεταξύ 6.985 και 5.985 π.Χ. Η εποχή αυτή συμπίπτει χρονικά με την απόθεση του S1a. Στο Μέσο Ολόκαινο (6.985-1.985 π.Χ.), έλαβε χώρα η κορύφωση της θερμής περιόδου η οποία εμφανίζεται να αντιστοιχεί σε 1-3 °C ψηλότερα από τις σημερινές τιμές. Στο διάστημα αυτό υπήρχε μια ψυχρή περίοδος, το διάστημα 6.985-5.985 π.Χ. όπου η πιο έντονη στιγμή του ήταν το 6.185 π.Χ. που το χαρακτήριζε και ξηρασία.

Η πρώτη φάση της Νεολιθικής εποχής, η οποία χρονολογείται μεταξύ 5.985 π.Χ. και 4.985 π.Χ., συμπίπτει χρονικά με τη διακοπή της σαπροπηλικής ιζηματογένεσης του S1 και χαρακτηρίζεται από ψυχρότερες και ξηρότερες κλιματικές συνθήκες, σε σχέση με την προηγούμενη περίοδο. Βελτίωση του κλίματος διαπιστώνεται κατά τη διάρκεια της Μέσης Νεολιθικής, η οποία χρονολογείται μεταξύ 4.985 π.Χ. και 4.485 π.Χ.. Η εποχή αυτή συμπίπτει χρονικά περίπου με την απόθεση του S1b. Σχετική μείωση της θερμοκρασίας και αύξηση της ξηρασίας θα πρέπει να χαρακτήριζαν την Ανώτερη Νεολιθική εποχή, η οποία χρονολογείται μεταξύ 4.485-3.985 π.Χ. Η εποχή αυτή συμπίπτει με τη λήξη της σαπροπηλικής ακολουθίας.

Το 3.000 π.Χ. ξεκινά ο Μινωϊκός πολιτισμός στην Πρώιμη Εποχή του Χαλκού με θερμό κλίμα. Ακολουθούν ψυχρά διαστήματα το 2.185-1.785 π.Χ., τα οποία είναι υψηλών γεωγραφικών πλατών του βορείου ημισφαιρίου και εκφράζονται με συνθήκες ξηρότητας στα χαμηλά γεωγραφικά πλάτη, όπως για παράδειγμα στην Μεσόγειο που συμπίπτει με την κατάρρευση της Πρώιμης Εποχής του Χαλκού. Το 2.000-1.600 π.Χ. παίρνει θέση μία ψυχρή περίοδος που αντικαθίσταται από την Ύστερη Εποχή του Χαλκού (1.600-1.100 π.Χ.) και η οποία χαρακτηρίζεται από μία συνεχή αύξηση της θερμοκρασίας και ξηρασίας. Η ξηρότητα αυτής της περιόδου (2185-1485 π.Χ) φαίνεται να είναι η αιτία της κατάρρευσης του Ακκαδικού και Μυκηναϊκού πολιτισμού (ο Μυκηναϊκός κατέρρευσε το 1.100 π.Χ.). Πάλι σηματοδοτείται αλλαγή γεωλογικών περιόδων λόγω έντονης κλιματικής

αλλαγής και παρατηρούμε ακόμη ότι η λήξη των περιόδων συμπίπτει και με τη κατάρρευση μεγάλων ιστορικών πολιτισμών.

Η Γεωμετρική Εποχή (1.100-700 π.Χ.) χαρακτηριζόταν από ξηρασία και υψηλές θερμοκρασίες αλλά και από μεταναστεύσεις ελληνικών φύλων από τις άγονες στις γόνιμες περιοχές. Ακολουθείται από την Αρχαϊκή Εποχή (700-500 π.Χ.) με κυρίαρχα στοιχεία τη μείωση θερμοκρασίας και ξηρασίας και την κάθοδο των Δωριέων. Παρατηρείται λοιπόν ότι οι κλιματικές συνθήκες συνδέονται με την ιστορία του πολιτισμού. Η κάθε περίοδος ερμηνεύεται από τις δικές της κλιματικές συνθήκες. Την Κλασσική Εποχή (500-323 π.Χ.), παρατηρούμε ότι η κυριαρχία του Μέγα Αλέξανδρου σηματοδοτείται από μια θερμή περίοδο που ευνόησε την εξάπλωση της κυριαρχίας του, ενώ δολοφονήθηκε όταν ξεκίνησε μείωση της θερμοκρασίας. Η Ελληνιστική Εποχή (323-146 π.Χ.) θεωρείται μία από τις πιο ψυχρές περιόδους της ιστορίας κατά την οποία διεξήχθησαν πολλοί πόλεμοι με παρακμή πολιτισμών και υποδούλωσή τους από τους Ρωμαίους. Τέλος, η Ρωμαϊκή Εποχή (146 π.Χ.-476 μ.Χ.) ξεκινάει με καλές κλιματικές συνθήκες και συνεχή αύξηση της θερμοκρασίας και καταρρέει μετά από μια καταστροφική ξηρασία που συνοδεύεται από πολιτικές αναταραχές και βαρβαρικές εισβολές.

Από τα παραπάνω, συμπεραίνουμε ότι το κλίμα είναι ένας σημαντικός παράγοντας στην εξέλιξη του ανθρώπου από τα πρώτα του βήματα και οι μεταβολές του σηματοδότησαν σημαντικούς σταθμούς του πολιτισμού. Ακόμη συμπεραίνεται στη διπλωματική μου εργασία ότι κάθε γεωλογική περίοδος ακολουθείται από μία άλλη με διαφορετικές κλιματικές συνθήκες. Επίσης, πολλές φορές το τέλος μίας περιόδου που ερμηνεύεται από έντονη κλιματική δραστηριότητα συμπίπτει με την κατάρρευση σημαντικών ιστορικών πολιτισμών. Τέλος, οι κλιματικές αλλαγές επηρεάζουν ψυχολογικά τον άνθρωπο με αποτέλεσμα να δημιουργηθεί εσωτερική διχόνοια που προκαλεί διαμάχες και σε συνδυασμό με τις δυσμενείς κλιματικές συνθήκες οδηγούν στην κατάρρευση ιστορικών πολιτισμών.

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7

### 7.1 Αναφορές

#### 7.1.1 Βιβλιογραφία

Gerard Bond, William Showers, Maziet Cheseby, Rusty Lotti, Peter Almasi, Peter deMenocal, Paul Priore, Heidi Cullen, Irka Hajdas, Georges Bonani (1997): A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates, *Science*, Vol. 278 no. 5341, doi: 10.1126/science.278.5341.1257

Aksu, A.E., Yaşar, D., Mudie, P.J., Gillespie, H., (1995) Late Glacial-Holocene palaeoclimatic and paleoceanographic evolution of the Aegean Sea: micropaleontological and stable isotopic evidence. *Marine Micropaleontology*, 25, 1-28.

Alexandra Gogou, Ioanna Bouloubassi, Vasilios Lykousis, Michela Arnaboldi, Praxia Gaitani, d, Philip A. Meyers (2007): Organic geochemical evidence of Late Glacial–Holocene climate instability in the North Aegean Sea, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* Volume 256, Issues 1–2, Pages 1–20 Elsevier doi:10.1016/j.palaeo.2007.08.002

Alley, R.B., Mayewski, P.A., Sowers, T., Stuiver, M., Taylor, K.C., Clark, P.U. (1997) Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8200 yr ago. *Geology*, 1997, 25, 6, 483-486. *Geology* doi: 10.1130/0091-7613

Almogi-Labin, A., Bar-Matthews, M., Shriki, D., Kolosovsky, E., Paterne, M., Schilman, B., Ayalon, A., Aizenshtat, Z., Matthews, A. (2009) Climatic variability during the last 90 ka of the southern and northern Levantine Basin as evident from marine records and speleothems. *Quaternary Science Reviews*, 28, 2882-2896.

Alpert, P., Baldi, M., Ilani, R., Krichak, S., Price, C., Rodo, X., Saaroni, H., Ziv, B., Kishcha, P., Barkan, J., Mariotti, A., & Xoplaki, E. (2005) Relations between climate variability in the Mediterranean region and the tropics: ENSO, the Indian and the African monsoons, hurricanes and Saharan dust, Elsevier book



Arz, H.W., Lamy, F., Pötzold, J., (2006) A pronounced dry event recorded around 4.2 kyr in brine sediments from the Northern Red Sea. *Holocene Climate and Cultural Evolution in Late Prehistoric-Early Historic West Asia, Quaternary Research*, Elsevier, 66, 432-441. doi:10.1016/j.yqres.2006.05.006

Asioli, A., Trincardi, F., Lowe, J. J., Ariztegui, D., Langone L., Oldfield, F. (2001) Sub-millennial scale climatic oscillations in the central Adriatic during the Lateglacial: palaeoceanographic implications. *Quaternary Science Reviews*, 20, 11, 1201-1221.

Atkinson, T.C., Briffa, K.R., Coope, G.R. (1987) Seasonal temperatures in Britain during the last 22,000 years, reconstructed using beetle remains. *Nature*, 325, 587-92.

Barber, D.C., Dyke, A., Hillaire-Marcel, C., Jennings, A.E., Andrews, J.T., Kerwin, M.W., Bilodeau, G., McNeely, R., Southon, J., Morehead, M.D, Gagnon, J.-M. (1999) Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. *Nature*, 400, 344-348.

Bard, E., Frank, M. (2006) Climate change and solar variability: What's new under the sun? *Frontiers. Earth and Planetary Science Letters*, 248, 1-14.

Bard, Edouard; Arnold, Maurice; Maurice, Pierre; Duprat, Josette; Moyes, Jean; Duplessy, Jean-Claude (1987): Retreat velocity of the North Atlantic polar front during the last deglaciation determined by <sup>14</sup>C accelerator mass spectrometry

Bar-Matthews, M., Ayalon, A., Gilmour, M., Matthews, A., Hawkesworth, C.J. (2003) Sea-land oxygen isotopic relationships from planktonic foraminifera and speleothems in the EasternMediterranean region and their implication for paleorainfall during i nterglacial intervals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67,3181-3199.

Bar-Matthews, M., Ayalon, A., Kaufman, A., (1997) Late Quaternary palaeoclimate in the easternMediterranean region from stable isotope analysis of speleothems at Soreq Cave, Israel. *Quaternary Research*, 47, 155-168.

Basil D. Katsoulis, Harry D. Kambetidis (1989): Analysis of the long-term precipitation series at Athens, Greece, Article Climatic Change, Volume 14, Issue 3, pp 263-290, Kluwer Academic Publishers, doi:10.1007/BF00134966

Baumann, K.-H., Lackschewitz, K. S., Mangerud, J., Spielhagen, R. F., Wolf-Welling, T. C. W., Henrich, R., and Kassens, H. (1995). Reflection of Scandinavian Ice Sheet fluctuations in Norwegian Sea sediments during the past 150,000 years. *Quaternary Research*, 43, 185 – 197

Behre K-E (1989) Biostratigraphy of the last glacial period in Europe. *Quat Sci Rev* 8:25–44

Berger, J-F., Guilaine, J. (2009) The 8200 cal BP abrupt environmental change and the Neolithic transition: A Mediterranean perspective. *Quaternary International*, 200, 1-2, 31-49.

Berman, T., Paldor, N., Brenner, S. (2003) Annual SST cycle in the Eastern Mediterranean, Red Sea and Gulf of Elat. *Geophysical Research Letters*, 30, 5, 1261, doi:10.1029/2002GL015860.

Boyle E.A., Keingwin L., (1987): North Atlantic thermohaline circulation during the last 20 years linked to high latitude surface temperature. *Nature* 330: 35-40.

Broecker W.S., André M., Wolfli W., Oeschger H., Bonani G, Kennett J., Peteet D., (1988): The chronology of the last déglaciation: implications to the cause of the Younger Dryas event *Paleoceanography* 3:1-19.

Broecker, W.S., D.M. Peteet, and D. Rind, (1985): Does the ocean-atmosphere system have more than one stable mode of operation? *Nature*, **315**, 21-26, doi:10.1038/315021a0.

C Emiliani, *The Journal of Geology*, (1955): Pleistocene temperatures, Vol. 63, No. 6 pp. 538-578 University of Chicago Press

C. Delmas, C. Fouassier, P. Hagenmuller (1980): Structural classification and properties of the layered oxides Volume 99, Issues 1–4 Pages 81–85 doi:10.1016/0378-4363(80)90214-4, *Physica B+C*, Elsevier

Cacho, I. et al (2001) Variability of the western Mediterranean Sea surface temperature during the last 25,000 years and its connection with the Northern Hemisphere climatic changes. *Paleoceanography*, 16, 1, 40-52.

Castapeda, I.S., Schefuél, E., Pötzol, J., Damsté, J.S.S., Weldeab, S., Schouten, S. (2010) Millennial-scale sea surface temperature changes in the Eastern Mediterranean (Nile River Delta Region) over the last 27,000 years. *Paleoceanography*, in press.

Dahl-Jensen, D., et al. (1998) Past temperature directly from the Greenland Ice Sheet. *Science*, Vol. 282 no. 5387 pp. 268-271, doi: 10.1126/science.282.5387.268

De Lange, G.J., Thomson, J., Reitz, A., Slomp, C.P., Principato, M.S., Erba, E., Corselli, C., (2008) Synchronous basin-wide formation and redox-controlled preservation of a Mediterranean sapropel. *Nature Geosciences*, 1, 606-610.

De Rijk, S., Hayes, A., Rohling, E.J., (1999) Eastern Mediterranean sapropel S1 interruption: an expression of the onset of climatic deterioration around 7 ka BP. *Marine Geology*, 153, 337-343.

deMenocal, P., Ortiz, J., Guilderson, T., Sarnthein, M. (2000b) Low-Latitude Climate, Variability During the Holocene Warm Period. *Science*, 288, 2198-2202.

deMenocal, P., Ortiz, J., Guilderson, T., Adkins, J., Sarnthein, M., Baker, L., Yarusinsky, M. (2000a) Abrupt onset and termination of the African Humid Period: rapid climate responses to gradual insolation forcing. *Quaternary Science Reviews*, 19, 1-5, 1, 347-361.

Dominik Fleitmann, Stephen J. Burns, Manfred Mudelsee, Ulrich Neff, Jan Kramers, Augusto Mangini, Albert Matter (2003): Holocene Forcing of the Indian Monsoon Recorded in a Stalagmite from Southern Oman

Drysdale, R., Zanchetta, G., Hellstrom, J., Maas, R., Fallick, A., Pickett, M., Cartwright, I., Piccini, L., (2006) Late Holocene drought responsible for the collapse of Old World civilizations is recorded in an Italian cave flowstone. *Geology*, 34, 101-104.

Edward J. Gerety, J. M. Wallace, and Christos S. Zerefos(1977):Sunspots, geomagnetic indices and the weather: A cross-spectral analysis between sunspots, geomagnetic activity and global weather data

Eelco J. Rohling (2007): Progress in paleosalinity: Overview and presentation of a new approach,PALEOCEANOGRAPHY, VOL. 22, PA3215, doi:10.1029/2007PA001437, Wiley Online Library

Efstratiou, N., Karetsou, A., Banou, E., Margomenou, D., (2004) The Neolithic settlement of Knossos: new light on an old picture. In: Cadogan, G. (Ed.), Knossos: Palace, City, State, vol. 12. British School at Athens Studies, London.

EG Mariolopoulos (1962):Fluctuation of rainfall in Attica during the years of the erection of the Parthenon, Geofisica pura e applicata, Birkhäuser-Verlag, Volume 51, Issue 1, pp 243-250, doi:10.1007/BF01992667

Emeis, K.-C., Richter, C., and Camerlenghi, A. (Eds.), (1998) Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Vol. 160. Emeis, K.C., Struck, U., Schulz, H-M., Rosenberg, R., Bernasconi, S., Erlenkeuser, H., Sakamoto, T., Martinez-Ruiz, F. (2000) Temperature and salinity variations of Mediterranean Sea surface waters over the last 16,000 years from records of planktonic stable oxygen isotopes and alkenone unsaturation ratios. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 158, 259-280.

Emeis, K-C, Schulz, H., Struck, U., Rossignol-Strick, M., Erlenkeuser, H., Howell, M.W., Kroon, D., Mackensen, A., Ishizuka, S., Oba, T. Sakamoto, T., Koizumi, I. (2003) Eastern Mediterranean surface water temperatures and  $\delta^{18}\text{O}$  composition during deposition of sapropels in the late Quaternary. *Paleoceanography*, 18, 1, 1005.

Enzel, Y., Bookman, R., Sharon, D., Gvirtzman, H., Dayan, U., Ziv, B., Stein, M. (2003) Late Holocene climates of the Near East deduced from Dead Sea level variations and modern regional winter rainfall. *Quaternary Research*, 60, 263-273.

Eysteijn Jansen, Jonathan Overpeck (2007): Paleoclimate

Felis, T., Lohmann, G., Kuhnert, H., Lorenz, S. J., Scholz, D., Pätzold, J., Al-Rousan, S. A., Al-Moghrabi, S.M. (2004) Increased seasonality in Middle East temperatures during the last interglacial period. *Nature*, 429, 164.

Frisia, S., Borsato, A., Mangini, A., Spötl, C., Madonia, G., Sauro, H. (2006) Holocene climate variability in Sicily from a discontinuous stalagmite record and the Mesolithic to Neolithic transition. *Quaternary Research*, 66, 388-400.

GC Bond, R Lotti (1995): Iceberg discharges into the North Atlantic on millennial time scales during the last glaciation, *Science*, Vol. 267 no. 5200 pp. 1005-1010, doi: 10.1126/science.267.5200.1005

Geraga, M., Mylona, G., Tsaila-Monopoli, St., Papatheodorou, G., Ferentinos, G. (2008) Northeastern Ionian Sea: Palaeoceanographic variability over the last 22 ka. *Journal of Marine Systems*, 74, 1-2, 623-638.

Geraga, M., Tsaila-Monopoli, St., Ioakim, Ch., Papatheodorou, G., Ferentinos, G., (2000) An evaluation of paleoenvironmental changes during the last 18000 yr BP in the Myrtoon Basin, S.W. Aegean Sea.. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 156, 1-17.

Geraga, M., Tsaila-Monopolis, St., Ioakim, Ch., Papatheodorou, G., Ferentinos, G., (2005) Short-term climate changes in the southern Aegean Sea over the last 48.000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 220, 311-332.

Gerard Bond, Hartmut Heinrich, Wallace Broecker, Laurent Labeyrie, Jerry McManus, John Andrews, Sylvain Huon, Ruediger Jantschik, Silke Clasen, Christine Simet, Kathy Tedesco, Mieczyslawa Klas, Georges Bonani & Susan Ivy (1992): Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period

Gert Jan Reichert, Maryke den Dulk, Hendrik Jan Visser, Cornelis H. van der Weijden, Willem J. Zachariasse (1997): A 225 kyr record of dust supply, paleoproductivity and the oxygen minimum zone from the Murray Ridge (northern Arabian Sea)

Hodell, D.A., Brenner, M., Curtis, J.H., Guilderson, T. (2001) Solar forcing of drought frequency in the Maya Lowlands. *Science*, 292, 1367-1370.

I. Aarseth, J. Mangerud (1974): Younger Dryas end moraines between Hardangerfjorden and Sognefjorden, Western Norway

Imbrie, J.; Hays, J. D.; Martinson, D. G.; McIntyre, A.; Mix, A. C.; Morley, J. J.; Pisias, N. G.; Prell, W. L.; Shackleton, N. J. (1984): The orbital theory of Pleistocene climate : support from a revised chronology of the marine  $\delta^{18}\text{O}$  record

J Fishman, JC Larsen (1987): Distribution of total ozone and stratospheric ozone in the tropics: Implications for the distribution of tropospheric ozone, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 92, NO. D6, PAGES 6627-6634, Wiley Online Library

J.C. Duplessy, G. Delibrias, J.L. Turon, C. Pujol, J. Duprat (1981): Deglacial warming of the northeastern Atlantic ocean: correlation with the paleoclimatic evolution of the european continent

Jan Backman , Nicholas J. Shackleton (1983): Quantitative biochronology of Pliocene and early Pleistocene calcareous nannofossils from the Atlantic, Indian and Pacific oceans, Marine Micropaleontology, Elsevier, Volume 8, Issue 2, Pages 141-170, doi:10.1016/0377-8398(83)90009-9

Jansen, E., Overpeck, J., Briffa, K.R., Duplessy, J.-C., Joos, F., Masson-Delmotte, V., Olago, D., Otto-Bliesner, B., Peltier, W.R., Rahmstorf, S., Ramesh, R., Raynaud, D., Rind, D., Solomina, O., Villalba, R., Zhang, D. (2007) Palaeoclimate. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press,

Jasper Kirkby /CERN (2009): Cosmic rays and climate, CERN Colloquium

Joël Guiot(1987): Late quaternary climatic change in France estimated from multivariate pollen time series, Quaternary Research Volume 28, Elsevier, Issue 1, Pages 100–118, doi:10.1016/0033-5894(87)90036-6

Jolly et al. (1998): Biome reconstruction from pollen and plant macrofossil data for Africa and the Arabian peninsula at 0 and 6000 years, Journal of Biogeography, Volume 25, Issue 6, pages 1007–1027, doi: 10.1046/j.1365-2699.1998.00238.x

Joseph Wang (2004): Carbon-nanotube based electrochemical biosensors: a review

Kaniewski D, Van Campo E, Guiot J, Le Burel S, Otto T, Baeteman C (2013) Environmental Roots of the Late Bronze Age Crisis. PLoS ONE 8(8): e71004. doi:10.1371/journal.pone.0071004

Karlun, W., Kuylenskierna, J. (1996) On solar forcing of Holocene climate: evidence from Scandinavia. *The Holocene*, 6, 359-365.

Kay-Christian Emeis, Ulrich Struck, Hans-Martin Schulz, Reinhild Rosenberg, Stefano Bernasconi, Helmut Erlenkeuser, Tatsuhiro Sakamoto, Francisca Martinez-Ruiz (2000): Temperature and salinity variations of Mediterranean Sea surface waters over the last 16,000 years from records of planktonic stable oxygen isotopes and alkenone unsaturation ratios

Knauss (1987): Knauss, J., Die Melioration des Kopaisbeckens durch die Minyer im 2. Jh. v. Chr: Kopais 2 - Wasserbau und Siedlungsbedingungen in Altertum, Munich: Technische Universität, 1987.

Knauss (1990): Knauss, J., Kopais 3: Wasserbau und Geschichte minische Epoche - Bayerische Zeit (vier Jahrhunderte - ein Jahrzehnt), Munich: Technische Universität, 1990.

Knauss et al. (1984): Knauss, J., B. Heinrich, and H. Kalcyk, Die Wasserbauten der Minyer in der Kopais: die älteste Flussregulierung Europas, Munich: Technische Universität, 1984.

L. Giosan, M. Siddall, Lawrence J. Pratt, Karl R. Helfrich (2004): Testing the physical oceanographic implications of the suggested sudden Black Sea infill 8400 years ago, *Paleoceanography*, American Geophysical Union

Libes, SM. (1991): An Introduction to Marine Biogeochemistry. John Wiley & sons Inc, New York

Lionello, P., Galati, M.B. (2008) Links of the significant wave height distribution in the Mediterranean sea with the Northern Hemisphere teleconnection patterns. *Advances in Geoscience.*, 17, 13-18.

Luterbacher, J., et al., (2006) (48 co-authors) Mediterranean climate variability over the last centuries: a review. *The Mediterranean climate : an overview of the main characteristics and issues*, 4, 27-148.

Luterbacher, J., Xoplaki, E. (2003) 500-Year Winter Temperature and Precipitation Variability over the Mediterranean Area and its Connection to the Large-Scale Atmospheric Circulation. *Mediterranean Climate. Variability and Trends*, H.-J. Bolle (ed.) Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, 133-153.

Lutgens, F.K. ; Tarbuck, E.J. (2004): *The atmosphere : an introduction to meteorology*, Upper Saddle River, NJ : Prentice Hall

M Rossignol-Strick (1995): Sea-land correlation of pollen records in the eastern Mediterranean for the glacial-interglacial transition: biostratigraphy versus radiometric time-scale

M Sperling, G Schmiedl, Ch Hemleben, K.C Emeis, H Erlenkeuser, P.M Grootes(2000): Black Sea impact on the formation of eastern Mediterranean sapropel S1? Evidence from the Marmara Sea

M. Bender, T. Sowers, M. L. Dickson, J. Orchardo, P. Grootes, P. A. Mayewski, D. A. Meese (1994) : Climate correlations between Greenland and Antarctica during the past 100,000 years

M.B. Chadwick, P. Obložinský, M. Herman, N.M. Greene, R.D. McKnight, D.L. Smith, P.G. Young, R.E. MacFarlane, G.M. Hale, S.C. Frankle, A.C. Kahler, T. Kawano, R.C. Little, D.G. Madland, P. Moller, R.D. Mosteller, P.R. Page, P. Talou, H. Trellue, M.C. White, W.B. Wilson, R. Arcilla, C.L. Dunford, S.F. Mughabghab, B. Pritychenko, D. Rochman, A.A. Sonzogni, C.R. Lubitz, T.H. Trumbull, J.P. Weinman, D.A. Brown, D.E. Cullen, D.P. Heinrichs, D.P. McNabb, H. Derrien, M.E. Dunn, N.M. Larson, L.C. Leal, A.D. Carlson, R.C. Block, J.B. Briggs, E.T. Cheng, H.C. Huria, M.L. Zerkle, K.S. Kozier, A. Courcelle, V. Pronyaev, S.C. van der Marck (2006): ENDF/B-VII.0: Next Generation Evaluated Nuclear Data Library for Nuclear Science and Technology, *Nuclear Data Sheets*, Volume 107, Issue 12, December 2006, Pages 2931–3060, Evaluated Nuclear Data File ENDF/B-VII.0, doi:10.1016/j.nds.2006.11.001, Elsevier



- Martin, J.H. (1990): Glacia-Interglacial CO<sub>2</sub> change: The iron hypothesis.
- Masson-Delmotte, V., Landais, A., Combourieu-Nebout, N., Grafenstein, U. v., Jouzel, J., Caillon, N., Chappellaz, J., Dahl- Jensen, D., Johnsen, S. J., Stenni, B. (2005) Rapid climate variability during warm and cold periods in polar regions and Europe. *C. R. Geosciences*, 337, 935-946.
- Mayewski, P.A., Rohling, E., Stager, J.C., Karlen, W., Maasch, K.A., Meeker, L.D., Meyerson, E.A., Gasse, F., van Kreveld, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R.R., Steig, E.J. (2004) Holocene climate variability. *Quaternary Research*, 62, 243-255.
- McCormack FG, Hogg AG, Blackwell PG, Buck CE, Higham TFG and Reimer PJ (2004) SHCal04 Southern Hemisphere calibration 0–1000 cal BP. *Radiocarbon* 46: 1087–1092. Scott Rutherford 2004: Milankovitch Cycles in Paleoclimate
- McGarry, S., Bar-Matthews, M., Matthews, A., Vaks, A., Schilman, B., Ayalon, A. (2004) Constraints on hydrological and paleotemperature variations in the Eastern Mediterranean region in the last 140 ka given by the δD values of speleothem fluid inclusions. *Quaternary Science Reviews*, 7-8, 919-993.
- Milankovitch, M. (1941). Canon of Insolation and the Ice Age Problem. Royal Serbian Sciences, Special Publication 132, Section of Mathematical and Natural Sciences, 33: p. 633, Belgrade.
- MR Fontugne, JC Duplessy (1986): Variations of the monsoon regime during the upper Quaternary: evidence from carbon isotopic record of organic matter in North Indian Ocean sediment cores
- N Scafetta, BJ West (2006): Phenomenological solar contribution to the 1900–2000 global surface warming, *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, VOL. 33, L05708, doi:10.1029/2005GL025539
- NJ Shackleton (1987): Oxygen isotopes, ice volume and sea level, *Quaternary Science Reviews* Volume 6, Issues 3–4, 1987, Pages 183-190, Elsevier, doi:10.1016/0277-3791(87)90003-5

Perissoratis, C., Piper, D.J.W. (1992) Age, regional variation and shallowest occurrence of S1 sapropel in the northern Aegean Sea. *Geomarine Letters*, 12, 49-53.

Photios P. Karapiperis (1960): Some characteristics of the Annual March of the Air Temperature at Athens, *Geofisica pura e applicata*, Springer

Ponel, P., Coope, G.R. (1990) Lateglacial and Early Flandrian Coleoptera from La Taphanel, Massif Central, France: Climatic and Ecological Implications. *Journal of Quaternary Science*, 5, 3, 235-149.

R Boom, C J Sol, M M Salimans, C L Jansen, P M Wertheim-van Dillen and J van der Noordaa (1990): Rapid and simple method for purification of nucleic acids, vol. 28 no. 3 495-503

RG Fairbanks (1989): A 17, 000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation, *Nature*

Richard B. Alley (2000) The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland, *Quaternary science reviews*, Elsevier, Volume 19, Issues 1–5 Pages 213–226, doi:10.1016/S0277-3791(99)00062-1

Rohling, E.J. (1994) Review and new aspects concerning the formation of Eastern Mediterranean sapropels. *Marine Geology*, 122, 1-28.

Rohling, E.J., Hilgen, F.J. (1991) The eastern Mediterranean climate at times of sapropel formation: a review. *Geologie & Mijnbouw* 70, 253-264.

Rohling, E.J., Mayewski, P.A., Abu-Zied, R.H., Casford, J.S.L., Hayes, A. (2002) Holocene atmosphere-ocean interactions: records from Greenland and The Aegean Sea. *Climate Dynamics*, 18, 587-593.

Rohling, E.J., Pölike, H. (2005) Centennial-scale climate cooling with a sudden cold event around 8,200 years ago, *Nature*, 434, 975-979.

Rosignol-Strick, M. (1985) Mediterranean Quaternary sapropels, an immediate response of the African monsoon to variations of insolation. *Palaeogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology*, 49, 237-263.

S. J. Johnsen, H. B. Clausen, W. Dansgaard, K. Fuhrer, N. Gundestrup, C. U. Hammer, P. Iversen, J. Jouzel, B. Stauffer, J. P. Steffensen (1992): Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core

Sbaffi, L., Wezel, F.C., Kallel, N., Paterne, M., Cacho, I., Ziveri, P., Shackleton, N. (2001) Response of the pelagic environment to palaeoclimatic changes in the central Mediterranean Sea during Late Quaternary. *Marine Geology*, 178, 39-62.

Scott Rutherford 2004: Milankovitch Cycles in Paleoclimate

Seki, O., Foster, G.L., Schmidt, D.N., Mackensen, A., Kawamura, K., Pancost, R.D. (2010) Alkenone and boron-based Pliocene pCO<sub>2</sub> records. *Earth and Planetary Science Letters*, 292, 1-2, 201-211.

Severinghaus, J.P., Sowers, T., Brook, E.J., Alley, R.B., Bender, M.L. (1998) Timing of abrupt climate change at the end of the Younger Dryas interval from thermally fractionated gases in polar ice. *Nature*, 391, 141-146.

Staubwasser, M., Weiss, H. (2006) Holocene climate and cultural evolution in late prehistorically historic West Asia. *Quaternary Research*, 66, 372-387.

Street-Perrott and Perrott, 1990, Abrupt climate fluctuations in the tropics: the influence of Atlantic Ocean circulation FA Street-Perrott, RA Perrott Nature Publishing Group 343 (6259), 607-612

Triantaphyllou, M.V., Ziveri, P., Gogou, A., Marino, G., Lykousis, V., Bouloubassi, I., Emeis, K.-C., Kouli, K., Dimiza, M., Rosell-Melt, A., Papanikolaou, M., Katsouras, G., Nunez, N. (2009) Late Glacial-Holocene climate variability at the south-eastern margin of the Aegean Sea. *Marine Geology*, 266, 1-4, 182-197.

Tritakis BP (1982) Etesians distribution within the Bartel rotations no.1938–2027 (1975–1981). *Geophys Res Lett* 9:1225–1226. doi:10.1029/GL009i011p01225

Tsimplis M., V. Zervakis, V., Josey, S., Peneva, E., Struglia, M.V., Stanev, E., Lionello, P., Malanotte-Rizzoli, P., Artale, V., Theocharis, A., Tragou, E., Oguz, T., (2006) Changes in the oceanography of the Mediterranean Sea and their link to climate variability.

Vergnaud-Grazzini, C., Devaux, M., Znaidi, J. (1986) Stable isotope anomalies in the Mediterranean Pleistocene records. *Marine Micropaleontology*, 10, 35-69.

Vonmoos, M., Beer, J. and Muscheler, R. (2006). Large variations in Holocene solar activity: Constraints from  $^{10}\text{Be}$  in the Greenland Ice Core Project ice core. *Journal of Geophysical Research* 111: doi: 10.1029/2005JA011500. issn: 0148-0227.

W Dansgaard, JWC White, SJ Johnsen (1989): The origin of Arctic precipitation under present and glacial conditions, *Tellus B*

W. Dansgaard, S. J. Johnsen, H. B. Clausen, D. Dahl-Jensen, N. S. Gundestrup, C. U. Hammer, C. S. Hvidberg, J. P. Steffensen, A.E. Sveinbjornsdottir, J. Jouzel, G. Bond (1993): Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record

W. E. N. Austin, D. Kroon (1996): Late glacial sedimentology, foraminifera and stable isotope stratigraphy of the Hebridean Continental Shelf, northwest Scotland, *Geological Society, London, Special Publications* , v. 111, p. 187-213, doi: 10.1144/GSL.SP.1996.111.01.13

Wallace S. Broecker\*, James P. Kennett†, Benjamin P. Flower‡, James T. Teller‡, Sue Trumbore§, Georges Bonani§ & Willy Wolfli (1989): Routing of meltwater from the Laurentide Ice Sheet during the Younger Dryas cold episode

Wang, Y.M., Lean, J.L., Sheeley, N.R. (2005) Modeling the sun's magnetic field and irradiance since 1713. *The Astrophysical Journal*, 625, 522-538.

Wanner, H., Beer, J., Bötikofer, J., Crowley, T.J., Cubasch, U., Flückiger, J., Goosse, H., Grosjean, M., Joos, F., Kaplan, J.O., Köttel, M., Möller, S.A., Prentice, I.C., Solomina, O., Stocker, T.F., Tarasov, P., Wagner, M., Widmann, M. (2008) Mid- to Late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Reviews*, 27, 1791-1828, doi:10.1016/j.quascirev. 2008.06.013.

Wegener Alfred (1912): Die Entstehung der Kontinente ,Volume 3, Issue 4, pp 276-292, *Geologische Vereinigung, Geologische Rundschau, Springer-Verlag, DOI: 10.1007/BF02202896,*

WF Ruddiman, A McIntyre (1981): The North Atlantic Ocean during the last deglaciation, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Volume 35, 1981, Pages 145–214, Elsevier, doi:10.1016/0031-0182(81)90097-3

Wibjörn Karlén, Johan Kuylenskierna (1996): On solar forcing of Holocene climate: evidence from Scandinavia, *The Holocene* vol.6 no.3 359-365, doi: 10.1177/095968369600600311

Worley, S.J., Woodruff, S.D., Reynolds, R.W., Lubker, S.J., Lott, N. (2005) ICOADS Release 2.1 data and products. *International Journal of Climatology*, (CLIMAR-II Special Issue), 25, 823-842.

Zachos, J.C., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., Billups, K. (2001) Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, 292, 686-693.

A.S. Goudie, N. J. Middleton (1992): The changing frequency of dust storms through time, *Climatic change*, Springer

Γέραγα Μαρία (2000): Παλαιοωκεανογραφικές και παλαιοκλιματολογικές συνθήκες στο νοτιοδυτικό Αιγαίο κατά το Ολόκαινο και ο σχηματισμός των σαπροπηλών Διδακτορική Διατριβή, doi:10.12681/eadd/12667

Θεοδωρής Ν. Κολυδάς (2014): Μετεωρολογική Περιπλάνηση «Η ιστορία μιας Πεταλούδας», Τόμος Ι, εκδόσεις: Παναγιώτης Θεοδ. Κολυδάς, ISBN: 978-960-93-5879-8

Μ Λαζαρίδης Εκδόσεις Σζιόλα (2005): Ατμοσφαιρική ρύπανση με στοιχεία μετεωρολογίας

Παπανικολάου Δ., Παπανικολάου Μ. Επιτροπή Μελέτης Επιπτώσεων Κλιματικής Αλλαγής (2011): Παλαιοκλιματικές Αλλαγές

Πλούμης Άγγελος (2009): Κλιματικές Αλλαγές με έμφαση στην επίδραση του CO<sub>2</sub> Διπλωματική εργασία

ΣΑΧΣΑΜΑΝΟΓΛΟΥ Χ. Σ., ΜΠΛΟΥΤΣΟΣ Α. Α., 1998, Φυσική Κλιματολογία, Εκδόσεις ΖΗΤΗ ΠΕΛΑΓΙΑ & ΣΙΑ Ο.Ε., σελ. 304, ISBN: 9604314955.

Συνδιοργάνωση Ελληνικός Οργανισμός Τουρισμού Σύλλογος Ελληνικών Γεωλόγων  
(2002): Γεωτουριστικά Γεωπολιτιστικά Μονοπάτια και Γεωμυθότοποι

### 7.1.2 Πηγές από διαδίκτυο

<http://www.meteo-news.gr/2013/08/ksirasia-300-eton-prokalese-tin-ptosi-toy-mikinaikoy-politismou.html>

<http://www.meteo-news.gr/2014/01/i-klimatiki-allagi-erikse-tin-romaike-ayrokratoria.html>

<http://www.longrangeweather.com/Long-Range-Weather-Trends.htm>

<http://www.ancient-greek-history.com/el/arhaia-elliniki-istoria-el/arxaiki-epoxi-el>

<http://www.ime.gr/chronos/>

<http://www.ancient-greek-history.com/el/>

[museduc.gr](http://museduc.gr)

<http://www.wikipedia.org>

<http://www.theacropolismuseum.gr/>

<http://squinchpix.blogspot.gr/2015/03/draining-lake-copais-and-bay-of-topolia.html>

[http://thesecretrealtruth.blogspot.com/2015/01/blog-post\\_7487.html](http://thesecretrealtruth.blogspot.com/2015/01/blog-post_7487.html)

<http://www.meteo-news.gr/2013/07/i-meteorologia-dieleykanei-istorika-mystika.html>

### 7.1.3 Ακρώνυμα

NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
Kyr-ka	χιλλιάδες χρόνια πριν από σήμερα
NADW	North Atlantic Deep Water
$^{14}\text{C}$	ασταθές ισότοπο άνθρακα
$^{10}\text{Be}$	ασταθές ισότοπο βηρυλλίου
$\text{O}^{16}$	σταθερό ισότοπο οξυγόνου
$\text{O}^{18}$	σταθερό ισότοπο οξυγόνου
$\text{CO}_2$	διοξείδιο του άνθρακα
IRD	Ice Rafting Debris
CERN	Chinese Ecological Research Network
SST	θερμοκρασία επιφανειακών θαλάσσιων υδάτων