

ΕΘΝΙΚΟ ΜΕΤΣΟΒΙΟ ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ
ΣΧΟΛΗ ΝΑΥΠΗΓΩΝ
ΜΗΧΑΝΟΛΟΓΩΝ-ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ



ΔΙΑΤΜΗΜΑΤΙΚΟ ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΟ
ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΣΠΟΥΔΩΝ
“ ΝΑΥΤΙΚΗ & ΘΑΛΑΣΣΙΑ ΤΕΧΝΟΛΟΓΙΑ & ΕΠΙΣΤΗΜΗ ”

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ
ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ
ΕΡΓΑΣΙΑ ΜΕ ΘΕΜΑ:

«ΣΥΝΘΗΚΕΣ ΚΑΙ ΠΑΡΑΓΟΝΤΕΣ
ΙΖΗΜΑΤΟΓΕΝΕΣΗΣ ΣΤΟ ΒΟΡΕΙΟ ΑΙΓΑΙΟ»

ΦΟΙΤΗΤΡΙΑ: ΖΕΡΒΑ ΕΛΕΝΗ
ΕΠΙΒΛΕΠΟΝΤΕΣ ΚΑΘΗΓΗΤΕΣ:
ΝΙΚΟΛΑΟΣ ΚΟΝΙΣΠΟΛΙΑΤΗΣ
ΒΑΣΙΛΕΙΟΣ ΛΥΚΟΥΣΗΣ

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΠΡΟΛΟΓΟΣ: ΣΚΟΠΟΣ ΤΗΣ ΕΡΓΑΣΙΑΣ	4
--	----------

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1: ΕΙΣΑΓΩΓΗ

-1.1. Η ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ.....	5
-1.2. ΓΕΩΔΥΝΑΜΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΟΥ ΒΟΡΕΙΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ.....	8
-1.3. ΠΡΟΕΛΕΥΣΗ ΤΩΝ ΧΕΡΣΟΓΕΝΩΝ ΙΖΗΜΑΤΩΝ.....	12
-1.4. ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΕΣ ΕΝΟΤΗΤΕΣ ΤΗΣ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΥΣΑΣ ΧΕΡΣΟΥ	15
-1.5. ΥΠΟΘΑΛΑΣΣΙΑ ΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ.....	22
-1.6. ΕΠΙΠΤΩΣΕΙΣ ΤΩΝ ΑΛΛΑΓΩΝ ΤΗΣ ΣΤΑΘΜΗΣ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΑΣ ΣΤΗΝ ΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ ΤΟΥ ΒΟΡΕΙΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ	28

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2 : ΠΑΡΑΓΟΝΤΕΣ ΙΖΗΜΑΤΟΓΕΝΕΣΗΣ ΣΤΟ ΒΟΡΕΙΟ ΑΙΓΑΙΟ

-2.1. ΕΥΣΤΑΤΙΚΕΣ ΚΙΝΗΣΕΙΣ ΤΗΣ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΣ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΑΣ..	33
-2.2. ΠΟΤΑΜΟΙ ΤΟΥ ΒΟΡΕΙΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ.....	36
-2.3. ΑΝΕΜΟΛΟΓΙΚΟ ΚΑΙ ΚΥΜΑΤΙΚΟ ΚΑΘΕΣΤΟΣ ΤΟΥ ΒΟΡΕΙΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ.....	38
-2.4. ΠΑΛΙΡΡΟΙΕΣ.....	41
-2.5. ΥΔΑΤΙΝΕΣ ΜΑΖΕΣ.....	43
-2.6. ΚΥΚΛΟΦΟΡΙΑ ΤΩΝ ΝΕΡΩΝ ΣΤΟ ΒΟΡΕΙΟ ΑΙΓΑΙΟ.....	44
-2.7. ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ ΒΟΡΕΙΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ.....	52

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3: Η ΙΖΗΜΑΤΟΓΕΝΕΣΗ ΣΤΟ ΒΟΡΕΙΟ ΑΙΓΑΙΟ

-3.1. ΠΑΛΑΙΟΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΙΑ.....	59
-3.2. ΣΑΠΡΟΠΗΛΙΚΑ ΙΖΗΜΑΤΑ ΒΟΡΕΙΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ	65
-3.3. ΔΙΑΔΙΚΑΣΙΕΣ ΚΑΙ ΤΑΧΥΤΗΤΕΣ ΙΖΗΜΑΤΟΓΕΝΕΣΗΣ ΣΤΟ ΒΟΡΕΙΟ ΑΙΓΑΙΟ.....	67
-3.4. ΤΕΤΑΡΤΟΓΕΝΗ ΙΖΗΜΑΤΑ ΤΟΥ ΒΟΡΕΙΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ	70
-3.5. ΚΥΡΙΑ ΟΡΥΚΤΑ ΤΩΝ ΙΖΗΜΑΤΩΝ ΤΟΥ ΒΟΡΕΙΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ ...	80
-3.6. ΧΩΡΟΤΑΞΙΚΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΩΝ ΧΕΡΣΟΓΕΝΩΝ ΙΖΗΜΑΤΩΝ (ΕΝΑΝΤΙ ΤΩΝ ΒΙΟΓΕΝΩΝ).....	85
-3.7. ΑΠΟΘΕΣΗ ΣΩΜΑΤΙΔΙΩΝ.....	89
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4: ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ.....	91
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....	96

ΠΡΟΛΟΓΟΣ: ΣΚΟΠΟΣ ΤΗΣ ΕΡΓΑΣΙΑΣ

Κατά τις τελευταίες δεκαετίες, ένας μεγάλος αριθμός ιζηματολογικών μελετών έχουν πραγματοποιηθεί και αφορούν στις διαδικασίες καθίζησης που λαμβάνουν χώρα στο εσωτερικό της λεκάνης του Βορείου Αιγαίου, με έμφαση στην υφαλοκρηπίδα, στους μεγάλους κόλπους, στους όρμους και στις προδελταικές εκβολές των ποταμών (π.χ. Θερμαϊκός, Καβάλα, Αλεξανδρούπολη, Σμύρνη), αλλά και στις βαθιές λεκάνες (π.χ. Τάφος Βορείου Αιγαίου, Σποράδες, κ.ά.). Οι μελέτες αυτές μπορούν να διακριθούν περαιτέρω σε αυτές που αναφέρονται στη στρωματογραφία, στην παλαιογεωγραφία και στους σχετικούς μηχανισμούς απόθεσης των ιζημάτων, κυρίως κατά τη διάρκεια του Ανώτατου Τεταρτογενούς και σε εκείνες που αφορούν στα χαρακτηριστικά (προέλευση και διανομή) των επιφανειακών ιζημάτων του βυθού, σε συνεργασία με τις ισχύουσες διαδικασίες διασποράς και καθίζησης των αιωρούμενων σωματιδίων.

Η παρούσα εργασία, βασίζεται σε μια σύνθεση των δημοσιευμένων επιστημονικών εργασιών και ιζηματολογικών χαρτών και στοχεύει στην παροχή μιας τεκμηριωμένης εικόνας της προέλευσης και της χωρικής κατανομής των χερσογενών υλικών, των θαλασσιών ιζημάτων, κατά μήκος του βυθού του Βόρειου Αιγαίου. Για το λόγο αυτό μελετώνται:

- (i) η μορφολογία του πυθμένα, η υδρολογία και η κυκλοφορία που επικρατούν στα επιφανειακά ύδατα, οι συγκεντρώσεις των σωματιδίων και η βιολογική πρωτογενής παραγωγή στο Αιγαίο,
- (ii) οι επίγειες ροές ιζημάτων (από ποτάμια ή από τις παρακείμενες θαλάσσιες λεκάνες), που έχουν ερευνηθεί ποσοτικά και ποιοτικά,
- (iii) η διασπορά των χερσογενών, σε σχέση με αυτή των βιογενών υλικών, η οποία σχετίζεται, περαιτέρω, με την επικρατούσα κυκλοφορία του νερού και τη βιολογική παραγωγικότητα,
- (iv) η δομή και η αφθονία των αργυλικών ορυκτών στις ακολουθίες ιζημάτων στο Βόρειο Αιγαίο, προκειμένου να παρασχεθούν πρόσθετες πληροφορίες, σχετικά με την προέλευση και τη διανομή του λεπτόκοκκου χερσογενούς κλαστικού υλικού και
- (v) τα κύρια χαρακτηριστικά της υφής των επιφανειακών θαλάσσιων ιζημάτων, που σχετίζονται με τη θαλάσσια μορφολογία του βυθού, τις ροές των παραποτάμων, τις συγκεντρώσεις των σχετικών σωματιδίων και το μηχανισμό μεταφοράς και απόθεσης των ιζημάτων.

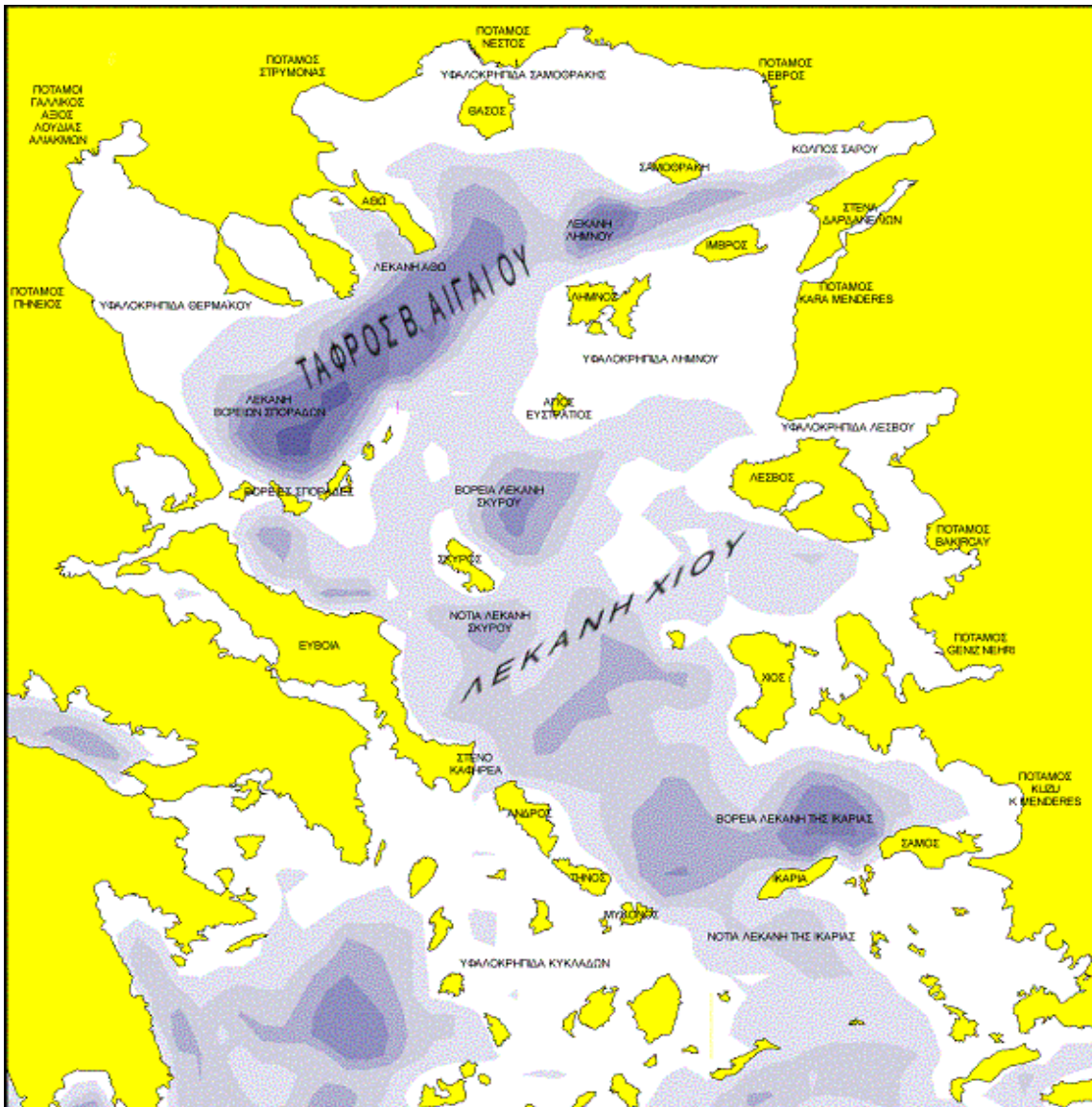
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1: ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1. Η ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ

Το Αιγαίο έχει έκταση περίπου $160 \times 10^3 \text{ km}^2$ και λαμβάνει ροές ιζημάτων από μια ορεινή λεκάνη απορροής $>200 \times 10^3 \text{ km}^2$. Το Βόρειο Αιγαίο είναι μία επιμήκης περιοχή, που περιλαμβάνει πολλές εκτεταμένες λεκάνες και την Τάφρου του Β.Αιγαίου.

Το Αιγαίο αποτελεί το ΒΑ τμήμα της ανατολικής λεκάνης της Μεσογείου, που βρίσκεται ανάμεσα στα τουρκικά παράλια προς τα ανατολικά, την ελληνική ηπειρωτική χώρα, προς τα βόρεια και δυτικά και οριοθετείται στα νότια από το νησί της Κρήτης. Προς τα βορειοανατολικά, είναι συνδεδεμένο με τη θάλασσα του Μαρμαρά και τη Μαύρη Θάλασσα, μέσω των Στενών των Δαρδανελίων (μήκους 62 km, πλάτους 0,45-7,4 km και μέσου βάρους 55 m) και με τα Στενά του Βοσπόρου.

Έτσι το Βόρειο Αιγαίο αποτελεί ένα σύνθετο σύστημα, που επιρρεάζεται από εισροές υδάτων από ποταμούς και υδάτινες μάζες από τη Μαύρη Θάλασσα. Η υδρολογική και γεωλογική πολυπλοκότητα της περιοχής μελέτης, οφείλεται στα εξαιρετικά ασταθή περιθώρια του Βορείου Αιγαίου και στα συχνά σεισμικά γεγονότα. Οι εκδηλώσεις αυτές είναι ικανές να οδηγήσουν στην μεταφορά ιζημάτων, από τις ανώτερες πλαγιές, με αποτέλεσμα την γενικότερη αλλαγή του συνολικού ιζηματολογικού προφίλ. Τα δεδομένα δείχνουν πως τα ιζήματα του Β.Αιγαίου δεν είναι καθόλου ομοιογενείς και μπορεί καλύτερα να περιγραφούν ως ένα μωσαϊκό, που ελέγχεται από πολλούς τοπικούς και περιφερειακούς περιβαλλοντικούς παράγοντες.



Εικ.1. Χάρτης με τη μορφολογία του πυθμένα του Αιγαίου. Ξεχωρίζουν οι σημαντικότερες λεκάνες (τάφροι) και τα ρηχά τμήματα (Karageorgis, 1995).

Το Αιγαίο είναι μια επι-ηπειρωτική (Stanley and Perissoratis, 1977), μικροπαλιρροιακή (Tsimplis, 1994), θαλάσσια λεκάνη, που χαρακτηρίζεται από μια πολύπλοκη τοπογραφική δομή. Αποτελείται από μια ακανόνιστη βυθομετρία (με μέγιστο βάθος 2561 m), μια εκτεταμένη ακτογραμμή και περιλαμβάνει πάνω από 2000 μικρά και μεγάλα νησιά. Η υφαλοκρηπίδα της εκτείνεται (25 έως 95 km) κατά μήκος των βορείων και ανατολικών ακτών της Ελλάδας, με μια μάλλον ομαλή μορφολογία και σαφές υφαλοόριο, που βρίσκεται σε βάθος 120 έως 140 m (Perissoratis and Conispoliatis, 2003).

Ο σχηματισμός του συνδέεται με την θαλάσσια επέκταση Τεταρτοταγενών, παράκτιων, αλλουβιακών πεδιάδων, όπου οι μεγάλοι ποταμοί εκβάλλουν μεγάλες ποσότητες κλαστικών, χερσογενών ιζημάτων. Σχετικά στενά (<10Km) κυριαρχούν στα περισσότερα δυτικά περιθώρια του Αιγαίου, με το υφαλοόριο να ελέγχεται κυρίως από σημαντικά ρήγματα βάθους 130-150 m, ενώ συνδέεται συνήθως, με πολύ απότομες κλίσεις (1:20)(Aksu et al., 1995).

Το Βόρειο Αιγαίο χαρακτηρίζεται από μια εκτεταμένη υφαλοκρηπίδα, που σχηματίζεται από τα ιζήματα, που προσκομίζουν έξι μεγάλα ποτάμια (Αξιός, Αλιάκμονας, Πηνειός, Στρυμόνας, Νέστος και Έβρος) (Lykousis and Chronis, 1989). Αυτά τα ποτάμια, σε συνδυασμό με την εισροή του νερού της Μαύρης Θάλασσας, καθώς και τις αναπόφευκτες διαδικασίες ανταλλαγής μεταξύ αέρα-θάλασσας, δημιουργούν μέσα στο Αιγαίο ένα πολύπλοκο σύστημα, όσον αφορά στην υδρολογία, στη βιολογία, στη χημεία και στην ιζηματολογία (Zervakis et al., 2000, Lykousis et al., 2002). Λόγω της μεγάλης ροής από τα ποτάμια, στα επιφανειακά ιζήματα του Βορείου Αιγαίου, δεσπόζουν τα χερσογενή (από 50% έως και > 90%). Το Βόρειο Αιγαίο χαρακτηρίζεται από διαδικασίες καθίζησης, παρόμοιες με αυτές του «ηπειρωτικού περιθωρίου», κατά κύριο λόγο νηριτικές (απόθεση σε μικρά βάθη) και δευτερευόντως ημιπελαγικές (απόθεση σε μεγαλύτερα βάθη).

Πρόκειται λοιπόν για μία περιοχή που πλήττεται από ισχυρές χερσογενής εισροές (παραποτάμιες μεταφορές και εκροή υδάτων από τη Μαύρη Θάλασσα, μέσω του Βοσπόρου και των στενών των Δαρδανελίων). Ακόμα φυσικές διαδικασίες και ανθρωπογενείς διαταράξεις, συνδυάζονται για να δημιουργήσουν μια μοναδική σειρά περιβαλλοντικών συνθηκών, που διαμορφώνουν το βενθικό οικοσύστημα του Βόρειου Αιγαίου. Πρόσθετα στοιχεία σχετικά με τα ποσοστά συσσώρευσης ιζήματος, που επιτρέπουν την ποσοτικοποίηση της απόδοσης, ανακύκλωσης και ταφής του οργανικού άνθρακα (Rabouille et al., 2001), σε συνδυασμό με τη βακτηριακή δραστηριότητα και την βιοποικιλότητα, συνθέτουν την πολύπλοκη μορφή του συγκεκριμένου οικοσυστήματος.

1.2. ΓΕΩΔΥΝΑΜΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΟΥ ΒΟΡΕΙΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ

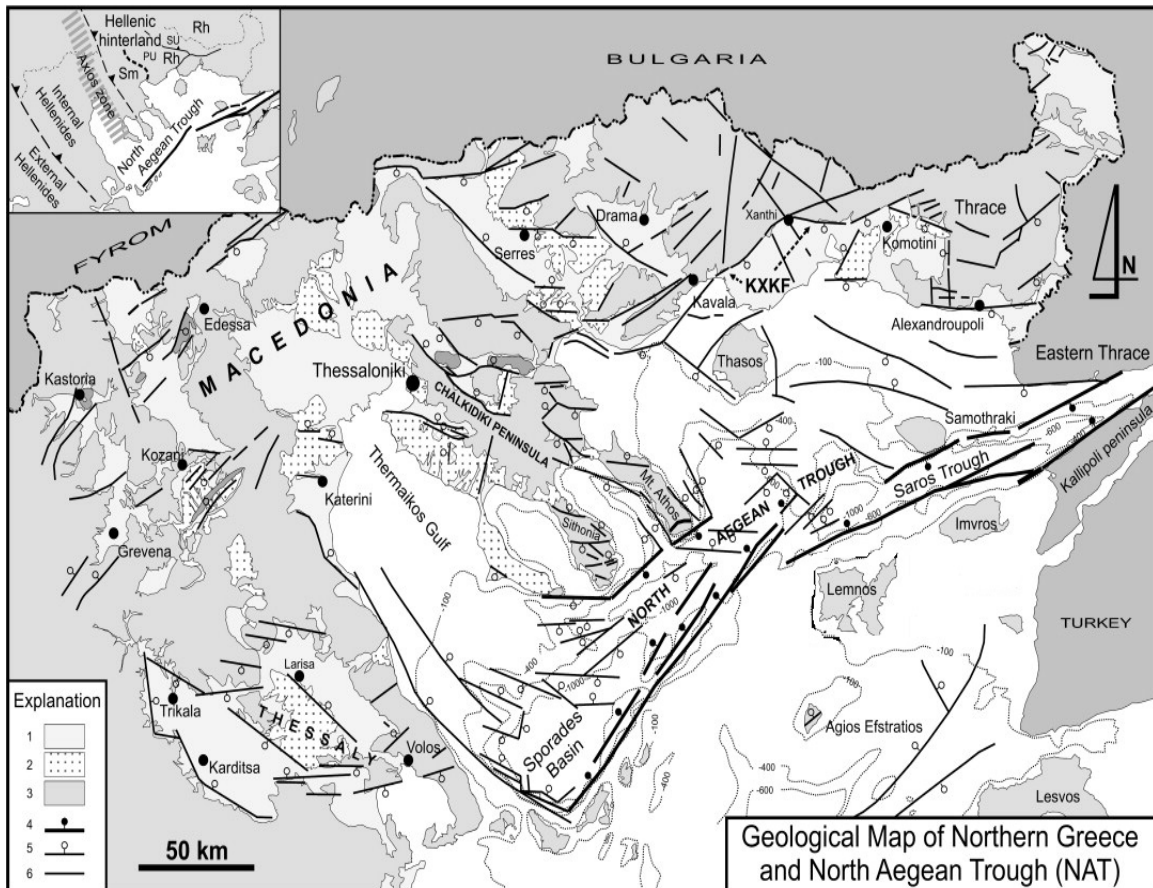
Ο ελλαδικός χώρος αποτελεί τμήμα της αλπικής Ευρώπης, με ιδιαίτερα γεωλογικά χαρακτηριστικά, τόσο σε ευρωπαϊκή όσο και σε παγκόσμια κλίμακα. Οι γεωλογικές ιδιαιτερότητες της Ελλάδας οφείλονται στη μετωπική της θέση στο πιο δραστήριο γεωλογικό τμήμα, του ενεργού νότιου ηπειρωτικού περιθωρίου, της ευρωπαϊκής πλάκας που προελαύνει προς Νότο, κάτω από το οποίο υποβυθίζονται τα ακραία και αρχαιότερα υπολείμματα ωκεάνιας λιθόσφαιρας της αφρικανικής πλάκας (δηλαδή του ωκεανού της Τηθύος), που κινείται προς Βορρά (Papanikolaou, 2005). Η ανατολική λεκάνη της Μεσογείου (Ιονίου και Λεβαντίνης) είναι το μοναδικό αληθινό απομεινάρι του παλαιότερου ωκεανού της Τηθύος, ο οποίος χάνεται καθώς κινείται προς Βορρά.

Η σημερινή μορφή, τοπογραφία και βαθυμετρία του ελληνικού χώρου είναι το αποτέλεσμα τριών κυρίως γεωτεκτονικών διεργασιών, που εξελίσσονται τα τελευταία 10-15 εκατομμύρια χρόνια:

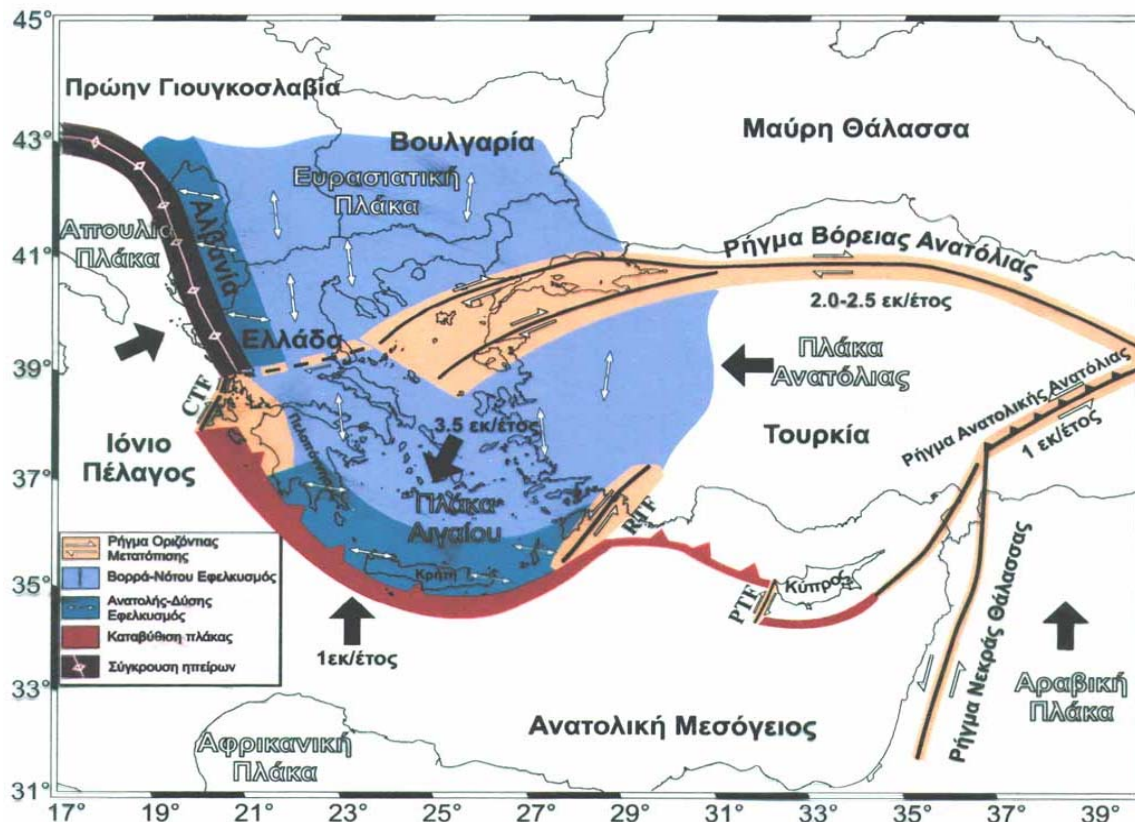
- της μεταορογενετικής επέκτασης της αλπικής ζώνης κατά το Μειόκαινο
- της μετάβασης του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας (North Anatolian Fault-NAF), δυτικά στο Βόρειο Αιγαίο, κατά το Μειόκαινο-Πλειόκαινο και της δυτικής κίνησης της ηπειρωτικής Ανατολίας, προς τα δυτικά, καθώς και
- της καταβύθισης του βορρείου κομματιού της ανατολικής Μεσογείου, κάτω από τη μικροπλάκα του Αιγαίου και το άνοιγμα αυτού σε μια Β-ΒΑ-Ν-ΝΔ κατεύθυνση.

Η έναρξη της δυτικής κυκλοφορία της πλάκας της Ανατολίας, κατά μήκος του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας είχε ως αποτέλεσμα την αναδιοργάνωση της μικροπλάκας του Αιγαίου. Η κίνηση αυτή, σε συνδυασμό με τη συνεχιζόμενη σύγκρουση μεταξύ των μικροπλακών Αιγαίου και Αδριατικής, στη περιοχή του Ιονίου, βόρεια της περιοχή της Κεφαλλονιάς, ανάγκασε τη μικροπλάκα του Αιγαίου να τεντώσει προς τα νότια (Dewey & Sengor, 1979, Jackson and McKenzie, 1988). Η ανάδυση και ανύψωση της Σερβομακεδονικής και της μεταμορφωμένης μάζας της Ροδόπης, σε πολλές φάσεις κατά τα διαστήματα Μειόκαινο-Πλειόκαινο-Τεταρτογενές, μέσω της ενεργοποίησης μεγάλων ρηγμάτων αποκόλλησης (της Καβάλας-Ξάνθης, του Στρυμόνα και του Β. Αιγαίου), δημιούργησε πολλές ρηξιγενείς λεκάνες (Θερμαϊκός-Σποράδες, Καβάλα-Θάσος), στις οποίες αποτέθηκαν ιζηματολογικές ενότητες μεγάλου πάχους (εώς και 6000 m).

Η προς τα δυτικά μετατόπιση της ρηξιγενούς ζώνης της Βόρειας Ανατολίας, (τέλος Μειόκαινου-αρχές Πλειόκαινου), παραμόρφωσε τεκτονικά το χώρο του Αιγαίου, κατά μήκος μιας ζώνης παράλληλης με το ίχνος του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας, δημιουργώντας τη σημερινή μορφή της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου (North Aegean Trough, NAT), η οποία αποτελεί την κύρια μορφολογική και σεισμοτεκτονική (Parazachos et al., 1998, Papanikolaou, 2007) δομή (διεύθυνσης ΑΒΑ-ΔΝΔ) του Βορείου Αιγαίου. Η Τάφος του Βορείου Αιγαίου περιλαμβάνει μία σειρά από επιμήκεις ξεχωριστές λεκάνες (καταβυθίσεις), αποτελούμενες από μεγάλα βάθη και απότομα πρανή, οι οποίες έχουν δημιουργηθεί κατά μήκος ενεργών ρηγμάτων (από ανατολικά προς δυτικά, υπολεκάνη της Σάρου (1061 m), της Λήμνου (1590 m), του Άθω (1149 m), των Σποράδων (1470 m) και λεκάνη της Βόρειας Σκύρου (800 m)).



Εικ.2. Γενικευμένος γεωλογικός χάρτης της περιοχής της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου όπου φαίνονται τα κύρια υποθαλάσσια ρήγματα (Papanikolaou et al., 2002).



Εικ.3. Τα σημαντικότερα γεωτεκτονικά χαρακτηριστικά της περιοχής του Αιγαίου. Τα βέλη δείχνουν την κίνηση των πλακών και την σχετική τους ταχύτητα (Parazachos et al., 2005).

Διεπιστημονικές μελέτες κατά τη διάρκεια των τελευταίων δεκαετιών έχουν δείξει ότι η μικροπλάκα του Αιγαίου υφίσταται σημαντικές λιθοσφαιρικές παραμορφώσεις σε Β-ΒΑ-Ν-ΝΔ κατεύθυνση. Εκτιμάται ότι η Κρήνη, που αποτελεί την αιχμή της επεκτεινόμενης μικροπλάκας του Αιγαίου, κινείται Ν-ΝΔ πάνω από την υποβυθιζόμενη πλάκα της ανατολικής Μεσογείου, με ταχύτητα περίπου 4 cm/έτος σε σχέση με τη σταθερή Ευρασιατική ήπειρο (η περιοχή βόρεια της Τάφρου του Β.Αιγαίου θεωρείται μέρος της σταθερής Ευρασίας)(Jackson et al., 1994, Le Pichon and Angelier, 1979). Έτσι η παραμόρφωση της μικροπλάκας του Αιγαίου εστιάζεται κυρίως μεταξύ της Τάφρου του Β.Αιγαίου, προς τα βόρεια και του άκρου της Ανατολικής Μεσογείου, προς το νότο. Η κινηματική κατάσταση του Αιγαίου χαρακτηρίζεται από τη σταδιακή αύξηση των ταχυτήτων παραμόρφωσης, σε σχέση με την Ευρώπη, από 10 mm/yr στη Τάφρο του Β.Αιγαίου, μέχρι 35-40 mm/yr στο Νότιο Ελληνικό Τόξο (McKenzie, 1978, Le Pichon and Angelier, 1979, Jackson and McKenzie, 1988).



Εικ.4. Ανάγλυφος χάρτης του χερσαίου και θαλάσσιου ελληνικού χώρου, όπου φαίνεται ο διαχωρισμός του Αιγαίου σε τρεις υποπεριοχές (Parathanassiou and Zenetos, 2005, State of the Hellenic Marine Environment).

Τα μορφολογικά χαρακτηριστικά της λεκάνης του Αιγαίου, συνδέονται με δύο βασικές (παγκόσμιες) γεωδυναμικές διεργασίες:

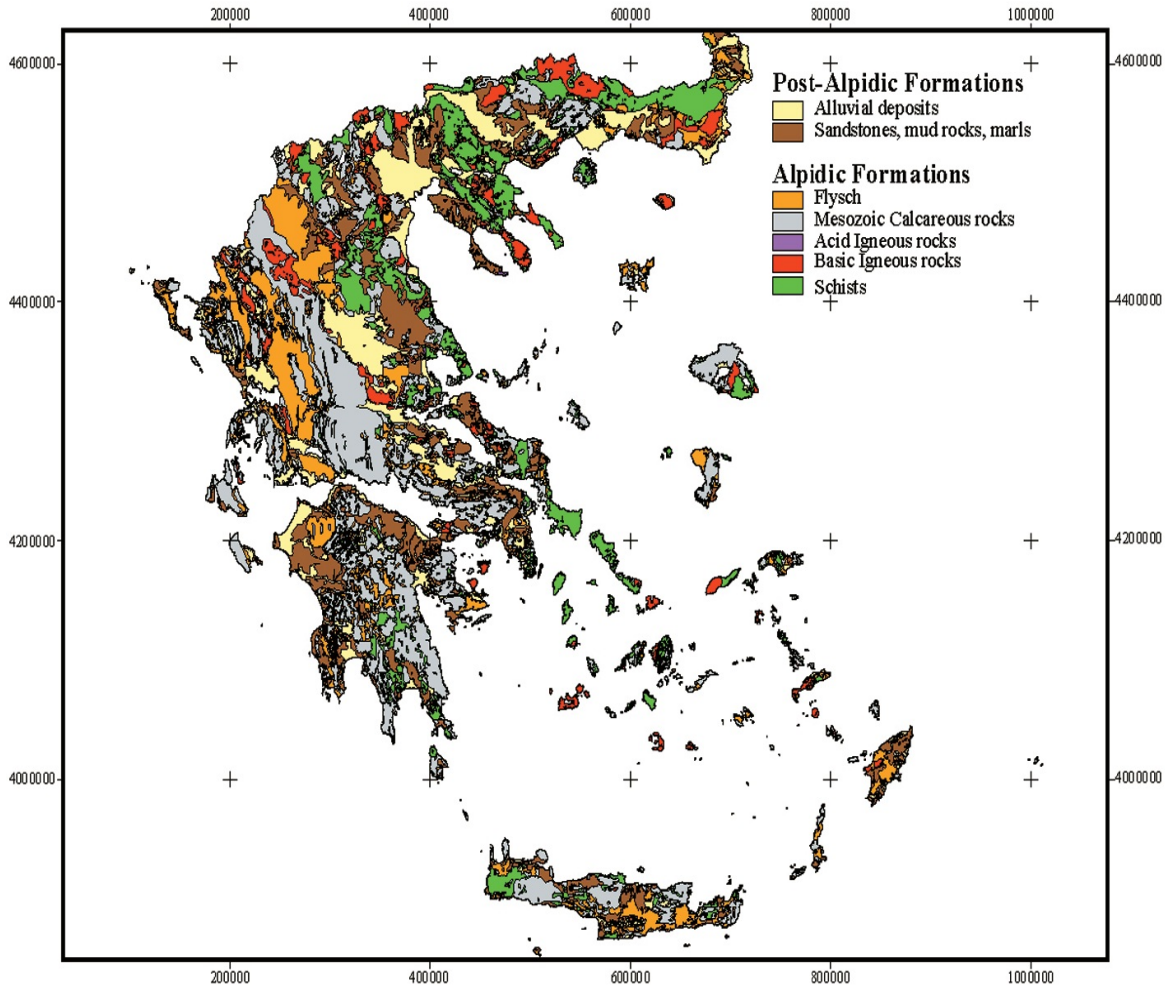
(i) την τεκτονική κίνηση Βορρά-Νότου της καταβύθισης της Αφρικανικής πλάκας κάτω από την Ευρασιατική (και κυρίως κάτω από την μικροπλάκα του Αιγαίου) και

(ii) την μετακίνηση ΔΝΔ της Ανατολίας, λόγω της βορειοανατολικής κίνησης και σύγκρουσης της Αραβικής πλάκας με την Ευρασιατική.

Με βάση τα γεωγραφικά, μορφολογικά και γεωδυναμικά χαρακτηριστικά του, το Αιγαίο θα μπορούσε να υποδιαιρεθεί σε Βόρειο, Κεντρικό και Νότιο Αιγαίο (Stanley and Perissoratis, 1977, Mascle and Martin, 1990, Sakellariou et al., 2005)

1.3. ΠΡΟΕΛΕΥΣΗ ΤΩΝ ΧΕΡΣΟΓΕΝΩΝ ΙΖΗΜΑΤΩΝ

Το Αιγαίο δέχεται εισροές γλυκού νερού και ιζημάτων από ένα χερσαίο χώρο (περίπου $226,4 \times 10^3 \text{ km}^2$), που είναι μεγαλύτερος από την επιφάνεια της θάλασσας (περίπου $156,5 \times 10^3 \text{ km}^2$). Γεωγραφικά, τα δύο τρίτα (2/3) αυτής της περιοχής ανήκουν στα νότια Βαλκάνια και το υπόλοιπο ένα τρίτο (1/3) στη Μικρά Ασία. Χαρακτηρίζεται από ορεινή τοπογραφία με υψόμετρο $>2000 \text{ m}$, και περιλαμβάνει 12 μεγάλους ποταμούς (λεκάνες απορροής $>1000 \text{ km}^2$), που διαρρέουν σχεδόν το 80% του συνόλου της λεκάνης απορροής, με το υπόλοιπο 20% να αντιπροσωπεύει τις πεδινές παράκτιες πεδιάδες και τα πάνω από 2000 νησιά του Αιγαίου.



Εικ.5. Γεωλογικές δομές και κύριες λιθολογικές ενότητες του Ελλαδικού χώρου (Papanikolaou, 1997).

Οι χερσέες μάζες υλικού, που καταλίγουν στο Αιγαίο, παρουσιάζουν μια εξαιρετικά μεταβλητή επιφανειακή λιθολογία. Προς τη Δύση, χαρακτηρίζονται από την κυριαρχία (>60%) των κλαστικών υλικών (φλύσχης, μόλασσα και αλλούβιες αποθέσεις), με τα ανθρακικά άλατα (ασβεστόλιθους και δολομίτες) να αποτελούν λιγότερο από 20%, ενώ η υπόλοιπη επιφάνεια αποτελείται από πυριγενή και μεταμορφωμένα πετρώματα (Poulos et al., 1996). Το βόρειο τμήμα της λεκάνης του Αιγαίου, αποτελείται κυρίως από πυριγενή-μεταμορφωμένα πετρώματα (>35%) και κλαστικούς σχηματισμούς (<30%) και δευτερευόντως από ανθρακικά και μερικά ορυκτά ηφαιστειακής προέλευσης (Poulos et al., 2000, Skoulikidis, 1993, Kanellorou et al., 2007). Το ανατολικό τμήμα (Μικρά Ασία), ανάμεσα στα βουνά Ποντίδες, στο βορρά, και στα βουνά Ταυρίδες, στο νότο, διαμορφώνεται κυρίως από μεταμορφωμένα πετρώματα (>40%), εν μέρει μαγματικής προέλευσης (Evans, 1971, Ergin et al., 2007), που κυριαρχούν στο νότιο, καθώς και ηφαιστειακά ($\approx 30\%$), κυρίως στο βόρειο τμήμα, με κλαστικούς σχηματισμούς (νεογενείς σχηματισμοί και αλλουβιακές αποθέσεις), ενώ η υπόλοιπη περιοχή καλύπτεται από πυριγενή (πλουτωνικά) πετρώματα.

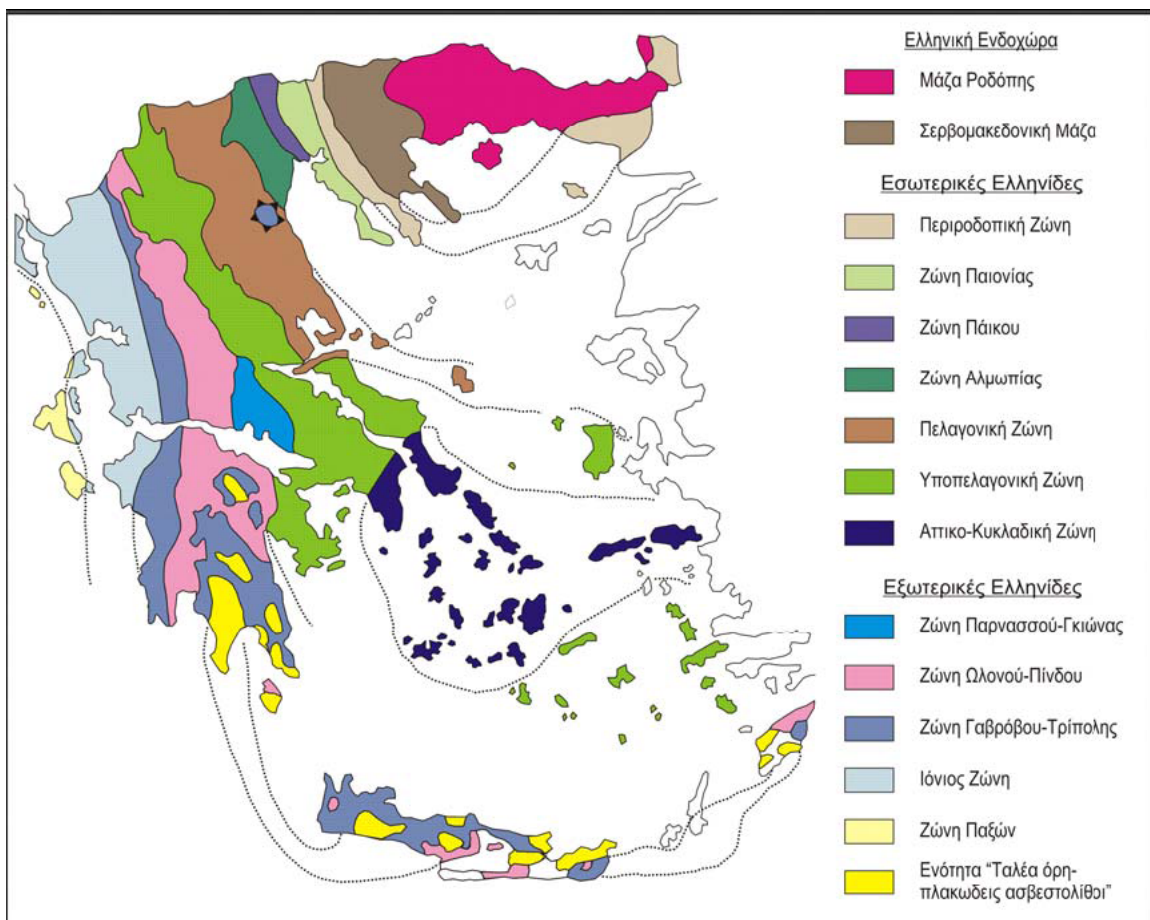
Από τις μέσες ετήσιες ποσότητες αιωρούμενων ιζημάτων (Ertmann et al., 2007), υπολογίζεται πως ο υδροκρίτης του Αιγαίου ($226,4 \times 10^3 \text{ km}^2$), παρέχει περίπου 50 έως 57.000.000 τόνους αιωρούμενων φορτίων ιζημάτων (SSL, Suspended Sediment Loads), ενώ από έρευνες σχετικά με τις παραποτάμιες ροές στη λεκάνη της Μεσογείου, προκύπτουν οι αντίστοιχες ετήσιες παροχές 220-250 t/km² (Woodward, 1995 (<250 t/km²), Poulos and Collins, 2002 (315 t/km²)). Επιπλέον, περίπου τα δύο τρίτα (2/3) της συνολικής ποσότητας του φορτίου των ιζημάτων (SSL), προέρχονται από τα νότια Βαλκάνια και το ένα τρίτο (1/3) από τη Μικρά Ασία, με τα κύρια ποτάμια (>1000 km²) να παρέχουν σχεδόν το 80%. Φυσικά, το συνολικό φορτίο των ιζημάτων θα είναι μεγαλύτερο, εάν το ίζημα μεταφέρεται σε διάλυμα, γεγονός που μπορεί να ευθύνεται για ένα επιπλέον 25% (περίπου 12 έως 15×10^6 τόνους), με βάση τα διαθέσιμα δεδομένα.

Τις τελευταίες δεκαετίες, οι παραποτάμιες ροές ιζημάτων, έχουν μειωθεί δραστικά (>70% Poulos and Collins, Vörösmarty et al., 2003), λόγω της παρουσίας των φραγμάτων. Αυτό δεν επηρεάζει (ελαχιστοποιεί ή και αναστρέφει) μόνο τη δελταϊκή παροχή, αλλά έχει επίσης αρχίσει να αλλάζει και τα ιζηματολογικά χαρακτηριστικά του εσωτερικού των περιοχών, που επιρεάζονται από ποταμούς, όπως έχει παρατηρηθεί στο εσωτερικό του Θερμαϊκού κόλπου (Kapsimalis et al., 2005).

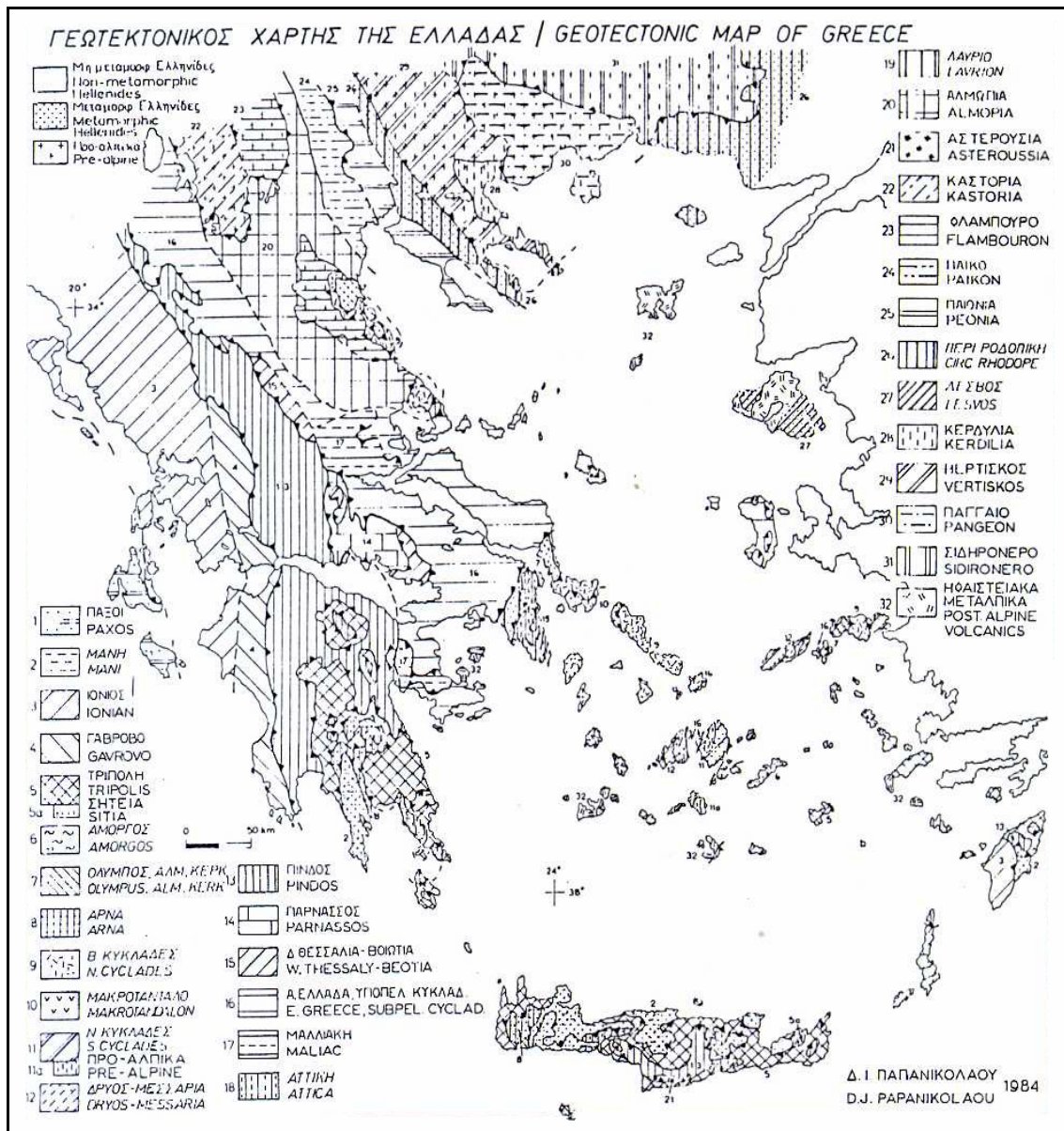
Η δραματική μείωση των ποτάμιων ροών, λόγω της παρουσίας πολλών φραγμάτων, μειώνει δραστικά την χερσογενή συνιστώσα, η οποία με τη σειρά της αναμένεται να: (i) ενισχύσει το βιογενή χαρακτήρα των επιφανειακών ιζημάτων του Αιγαίου (ii) μετατρέψει τη κοκκομετρία τους προς μια πιο χονδρόκοκκη υφή, λόγω του μειωμένου φορτίου λεπτόκοκκων υλικών, που συνδέονται με την παράκτια μεταφορά και απόθεση ιζημάτων στις κοίτες των ποταμών (iii) αυξήσει τη σημασία των λεπτόκοκκων ιζημάτων (π.χ. αργιλικά ορυκτά), που είτε σχετίζονται με αιολικές εισροές, ή με την κυκλοφορία του νερού.

1.4. ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΕΣ ΕΝΟΤΗΤΕΣ ΤΗΣ ΠΕΡΙΒΑΛΟΥΣΑΣ ΧΕΡΣΟΥ

Επειδή, η κύρια πηγή προέλευσης των χερσογενών ιζημάτων, είναι τα κλαστικά υλικά, που καταλίγουν στη λεκάνη του Βορείου Αιγαίου, παρουσιάζεται συνοπτικά η γεωλογία των χερσαίων περιοχών, που περιβάλλουν την περιοχή μελέτης. Ακόμα παρουσιάζονται οι γεωτεκτονικές ενότητες και οι κύριοι λιθολογικοί σχηματισμοί (Παπανικολάου, Γεωλογία της Ελλάδας, 1986), που εμφανίζονται στην Κεντρική και Ανατολική Μακεδονία, την Θάσο, την Θράκη, τις Βόρειες Σποράδες και τη Λήμνο.



Εικ.6. Σχήμα Οι γεωτεκτονικές ζώνες της Ελλάδας (Mountrakis, 1985).



Εικ.7. Γεωτεκτονικός Χάρτης της Ελλάδας (Papanikolaou, 1986).

Η περιοχή της Μακεδονίας και της Θράκης, δομείται κατά κύριο λόγο από μεταμορφωμένους σχηματισμούς, που ανήκουν από δυτικά προς ανατολικά στις ενότητες Παιονίας, Περιροδοπική, στη Σερβομακεδονική Μάζα, με τις ενότητες Βερτίσκου και Κερδυλίων, και την Μάζα της Ροδόπης με τις ενότητες Παγγαίου και Σιδηρόνερου. Στη γεωλογική δομή της περιοχής συμμετέχουν επίσης οφιολιθικά σώματα, γρανιτικές και γρανοδιοριτικές διεισδύσεις και μεταλλικοί σχηματισμοί.

Κεντρική Μακεδονία-Χαλκιδική

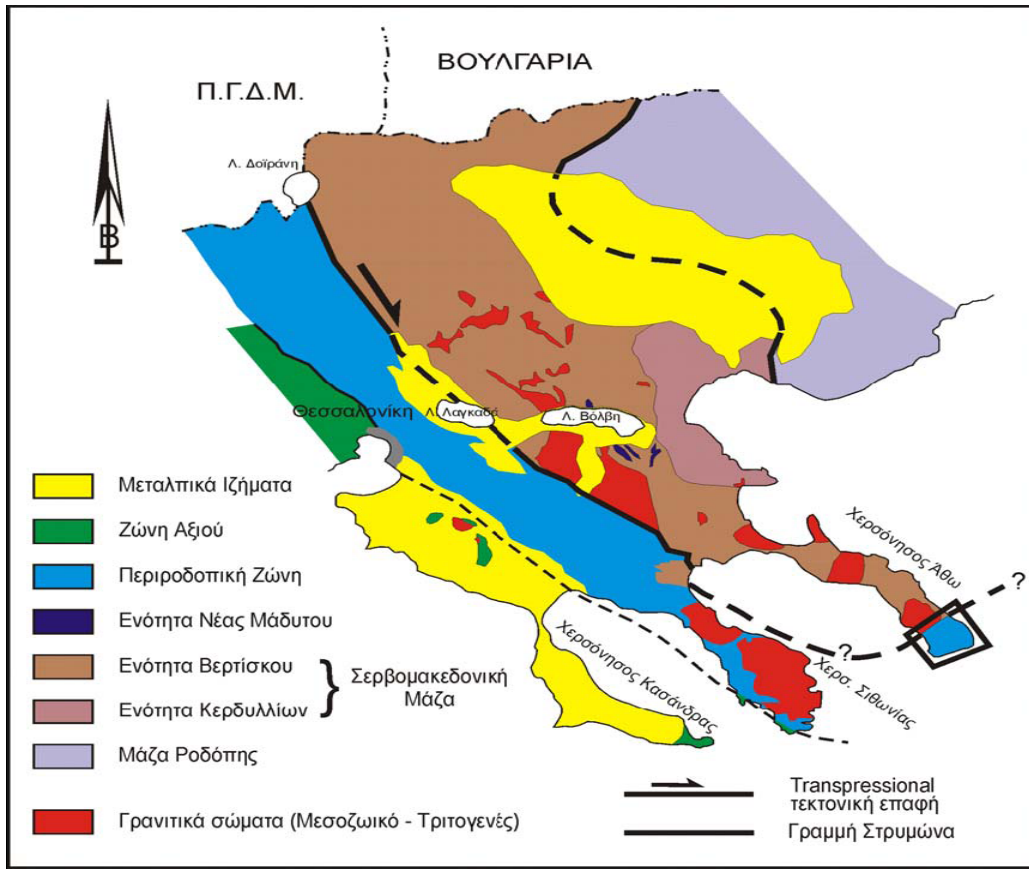
Στο δυτικό τμήμα της Χαλκιδικής, συμπεριλαμβανομένης της χερσονήσου της Κασσάνδρας, εμφανίζονται μάρμαρα και αργιλικόι σχιστόλιθοι, ή φυλλίτες ηλικίας Τριαδικού-Ιουρασικού της ενότητας Παιονίας. Πάνω σε αυτούς τους σχηματισμούς παρατηρούνται οφιόλιθοι, με χαρακτηριστικά περιθωριακής λεκάνης, οι οποίοι καλύπτονται ασύμφωνα από κροκαλοπαγή επίκλυση του Αν. Ιουρασικού (Κιμμερίδιο-Τιθώνιο).



Εικ.8. Απλοποιημένος γεωλογικός χάρτης της Βόρειας Χαλκιδικής. 1: μεταλλικά, 2: Παιανία, 3: Περιοδοπική, 4: Μεσοζωϊκοί σχηματισμοί πιθανά αντίστοιχοι της Περιοδοπικής σε σύγκλινα στον Βερτίσκο, 5: γρανίτες συχνά σχιστοποιημένοι, 6: γενέσιοι Βερτίσκου, 7: μετα-οφιολιθικό σύμπλεγμα Βερτίσκου, 8: Μάρμαρα Κερδυλίων, 9: γενέσιοι, αμφιβολίτες, μγματιτες Κερδυλίων, 10: Ροδοπική ενότητα Παγγαίου. (Kockel and Mollat, 1979)

Ανατολικά της ενότητας Παιονίας, εμφανίζεται η Περιοδοπική ενότητα, ένα σύνολο υποενοτήτων, με μικρές διαφορές στη στρωματογραφική στήλη τους. Η ηλικία τους κυμαίνεται από το Πέρμιο-Σκύθιο, μέχρι το Ιουρασικό. Η Περιοδοπική ενότητα χαρακτηρίζεται από την παρουσία τυπικών οφιολίθων Ιουρασικής ηλικίας, οι οποίοι σχηματίζουν τη ζώνη Θεσσαλονίκης-Σιθωνίας με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ. Σε αυτήν ανήκει και η μαγματική ακολουθία του Χορτιάτη, η οποία αποτελεί τα όξινα προϊόντα του οφιολιθικού συμπλέγματος. Η Περιοδοπική ενότητα, στην περιοχή της Χαλκιδικής, περιλαμβάνει μεταμορφωμένους σχηματισμούς, χαμηλού κυρίως βαθμού μεταμόρφωσης. Χαλαζίτες, μετακροκαλοπαγή και μεταρυόλιθοι εμφανίζονται στο Αν.Πέρμιο-Κατ.Τριαδικό και καλύπτονται από μάρμαρα Τριαδικής ηλικίας. Η στρωματογραφική στήλη της Περιοδοπικής Ενότητας συμπληρώνεται από μια Ιουρασικής ηλικίας μεταφλυσχική ακολουθία μεγάλου πάχους, η οποία συχνά αναφέρεται σαν ακολουθία φυλλιτών-χαλαζιτών με μαρμαρυγιακούς και γρανιτικούς σχιστολίθους και ενστρώσεις πελαγικών ασβεστόλιθων μαρμάρων.

Η Περιοδοπική ενότητα υπόκειται τεκτονικά στην ενότητα Βερτίσκου, η οποία είναι η πιο εκτεταμένη ενότητα της Σερβομακεδονικής Μάζας. Η ενότητα Βερτίσκου περιλαμβάνει προαλπικούς σχηματισμούς, μέσου βαθμού μεταμόρφωσης, οι οποίοι μαζί με αυτούς της ενότητας Κερδυλίων, έχουν υποστεί σημαντικές επιδράσεις από τις αλληπάλληλες ορογενετικές φάσεις του αλπικού κύκλου. Μοσχοβιτικοί, βιοτιτικοί, αμφιβολιτικοί γνεύσιοι και αμφιβολίτες, συνιστούν τις κύριες λιθολογικές φάσεις της ενότητας, η οποία χαρακτηρίζεται από την απουσία μαρμάρων. Σημαντικές εμφανίσεις μετα-οφιολιθικών συμπλεγμάτων, όπως αυτό βόρεια της λίμνης Βόλβης συμπληρώνουν την λιθολογία της ενότητας Βερτίσκου. Η ενότητα Κερδυλίων εμφανίζεται μόνο στην ΒΑ Χαλκιδική και σε αντίθεση με την ενότητα Βερτίσκου, περιλαμβάνει αξιοσημείωτες εμφανίσεις μαρμάρων, μαρμαρυγιακούς και βιοτιτικούς γνεύσιους, οφθαλμώδεις γνεύσιους και αμφιβολίτες, ενώ εμφανίζονται επίσης και μιγματίτες.



Εικ.9. Οι γεωτεκτονικές ζώνες στην Κεντρική Μακεδονία (Kockel et al. 1977, Dixon and Dimitriadis 1984, Mountrakis, 1985).

Διάφορα γρανιτικά-γρανοδιοριτικά σώματα έχουν διεισδύσει στην Σερβομακεδονική Μάζα και καταλαμβάνουν σημαντική επιφανειακή εξάπλωση. Ο γρανίτης της Αρναίας, ηλικίας 150Ma, παρουσιάζει σημαντική παραμόρφωση και έχει διεισδύσει κατά μήκος της επαφής της ενότητας Βερτίσκου, με την Περιοδοπική ενότητα. Ο γρανοδιορίτης της Σιθωνίας, ηλικίας 50Ma, καταλαμβάνει το μεγαλύτερο τμήμα της χερσονήσου της Σιθωνίας και τμήματα της χερσονήσου του Άθω. Μικρότερες μαγματικές διεισδύσεις εμφανίζονται επίσης διάσπαρτες βόρεια της Χαλκιδικής και σχετίζονται με την μαγματική δραστηριότητα, που δημιούργησε τον γρανίτη της Αρναίας.

Η εξάπλωση της Σερβομακεδονικής Μάζας προς ανατολικά οριοθετείται από την μεταλλική λεκάνη του Στρυμόνα, η οποία φιλοξενεί ηπειρωτικά (χερσαία, λιμναία), κατά κύριο λόγο ιζήματα Ανω Μειοκαινικής-Πλειοκαινικής ηλικίας.

Ανατολική Μακεδονία - Θάσος - Θράκη - Σαμοθράκη

Το μεγαλύτερο ορεινό τμήμα της περιοχής της Ανατολικής Μακεδονίας και Θράκης, συμπεριλαμβανομένης της Θάσου, δομείται από έντονα μεταμορφωμένους σχηματισμούς, της Μάζας της Ροδόπης. Δύο βασικές λιθοστρωματογραφικές ενότητες διακρίνονται στη Μάζα αυτή: η υποκείμενη ενότητα Παγγαίου και η υπερκείμενη ενότητα Σιδηρόνερου. Στη περιοχή της Θράκης, μεταξύ Κομοτηνής και Αλεξανδρούπολης, εμφανίζονται επίσης μεταμορφωμένοι σχηματισμοί της Περιοδοπικής ενότητας, παρόμοιοι με τους σχηματισμούς της ίδιας ενότητας στη Δυτική Χαλκιδική. Η γεωλογία της περιοχής συμπληρώνεται από εμφανίσεις σημαντικών μαγματικών σωμάτων, καθώς επίσης από εκτεταμένες λεκάνες μεταλλικής ιζηματογένεσης, κατά μήκος του νότιου περιθωρίου της Ροδόπης.

Η ενότητα Παγγαίου χαρακτηρίζεται από μάρμαρα μεγάλου πάχους, τα οποία εμφανίζονται στα όρη Παγγαίο, Μενίκιο, Φαλακρό και Λεκάνης, καθώς επίσης στη Θάσο και εξελίσσονται προς τα ανώτερα στρώματα σε μία ακολουθία σχιστόλιθων, χαλαζιτών και λεπτών ενστρώσεων μαρμάρων, η οποία αποτελεί τον μετα-φλύσχη της ενότητας. Κάτω από τα μάρμαρα εμφανίζονται διαφόρων ειδών γνεύσιοι και αμφιβολίτες. Η ενότητα Σιδηρόνερου, εμφανίζεται κυρίως στο βόρειο και ανατολικό τμήμα της Ροδόπης και περιλαμβάνει έντονα μεταμορφωμένα πετρώματα όπως μοσχοβιτικούς και βιοτιτικούς γνεύσιους, οφθαλμώδεις γνεύσιους, αμφιβολίτες, ενστρώσεις μαρμάρων, μιγματίτες και εκλογίτες ενώ παρατηρούνται και γρανιτικά σώματα από ανάτηξη των πετρωμάτων της ενότητας.

Μεγάλα γρανιτικά-γρανοδιοριτικά σώματα, Παλαιοζωικής και Μεσοζωικής ηλικίας, διατρέχουν την Μάζα της Ροδόπης, όπως ο γρανίτης του όρους Σύμβολο, ο γρανοδιορίτης της Καβάλας, ο γρανίτης της Βροντούς, της Σκαλωτής κ.α.

Σχηματισμοί της Περιοδοπικής Ενότητας εμφανίζονται κυρίως μεταξύ Κομοτηνής-Αλεξανδρούπολης, ΒΒΑ της Αλεξανδρούπολης και στη Σαμοθράκη. Πρόκειται κυρίως για χαμηλού βαθμού μεταμόρφωσης κλαστικά ιζήματα (μετα-κροκαλοπαγή, μετα-ψαμίτες/χαλαζίτες, αργιλικούς σχιστόλιθους) και μάρμαρα ηλικίας Τριαδικού-Ιουρασικού. Οφιολιθικοί σχηματισμοί εμφανίζονται στη Σαμοθράκη και ΒΑ της Αλεξανδρούπολης.

Η ευρύτερη πεδινή ή λοφώδης περιοχή, η οποία εκτείνεται από το δέλτα του ποταμού Νέστου μέχρι τις εκβολές του Έβρου και συνεχίζεται στην ανατολική Θράκη, αποτελεί περιοχή μεταλπικής, Νεογενούς-Πλειοκαινικής ιζηματογένεσης, με ηπειρωτικά κατά κύριο λόγο ιζήματα (χερσαία και λιμναία).

Βόρειες Σποράδες –Λήμνος

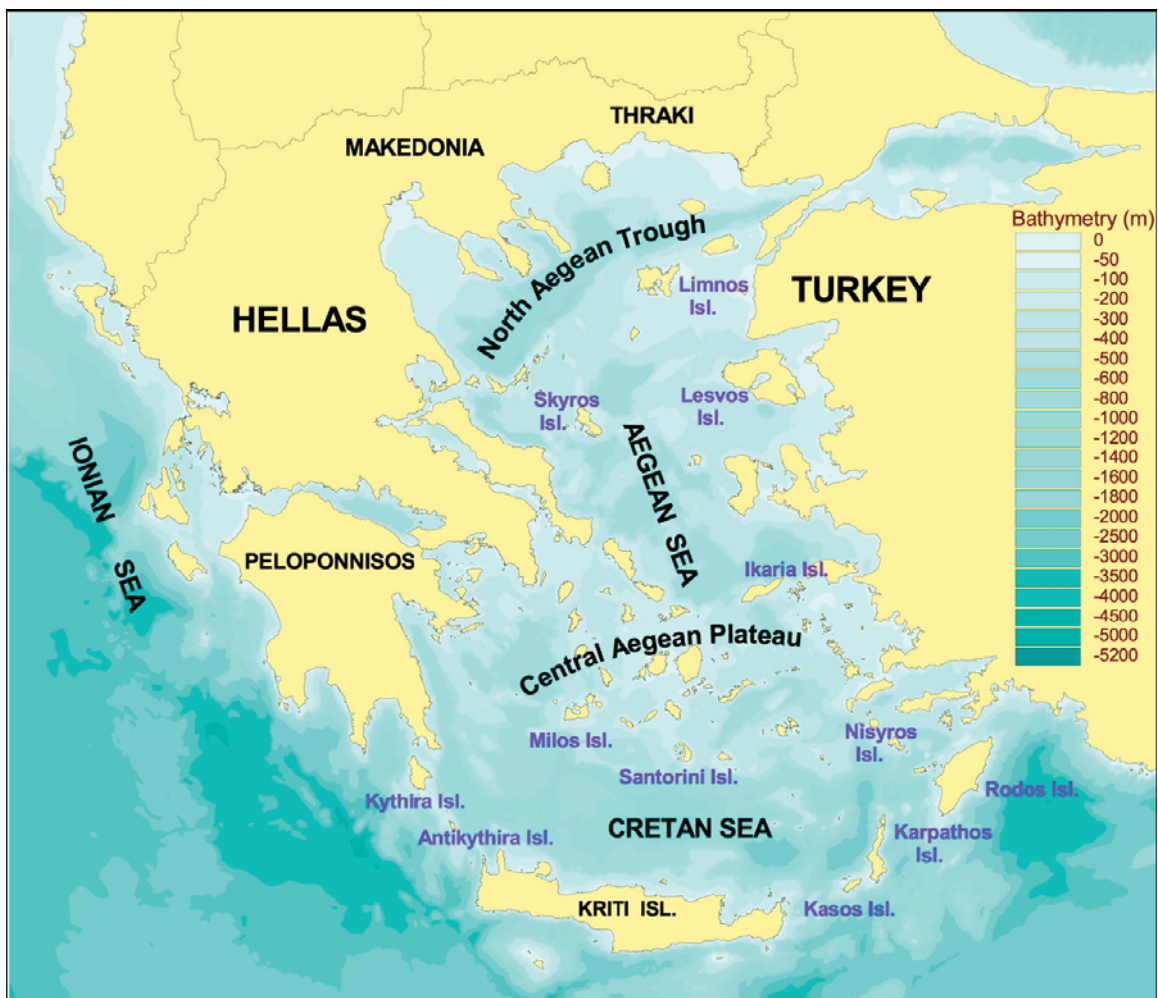
Το νότιο περιθώριο της Τάφρου του Β.Αιγαίου αποτελεί μία αβαθή σχετικά θαλάσσια περιοχή (με εξαίρεση τις Βόρειες Σποράδες και την Λήμνο), με αποτέλεσμα να υστερεί σε σχέση με το βόρειο, ως προς την προσφορά υλικού.

Το σύμπλεγμα των Βορείων Σποράδων ανήκει γεωτεκτονικά στην ενότητα της Ανατολικής Ελλάδας και δομείται κατά κύριο λόγο από μεταμορφωμένους σχηματισμούς, ηλικίας Τριαδικού-Ιουρασικού της Ενδιάμεσης Μεταμορφικής Ζώνης των Ελληνίδων. Σημαντική έκταση, ιδιαίτερα στη Σκιάθο, καταλαμβάνουν μετα-κλαστικά ιζήματα, όπως αργυλικοί σχιστόλυθοι, μετα-κροκαλοπαγή, μετα-ψαμίτες και γραφιτικοί ορίζοντες ηλικίας Ανωτ.Παλαιοζωικού-Κατ.Τριαδικού. Στο κατώτερο τμήμα εμφανίζονται επίσης έντονα μεταμορφωμένοι σχηματισμοί, όπως οφθαλμώδεις γνεύσιοι. Πάνω από τα μετα-ιζήματα μολασσικού χαρακτήρα, παρουσιάζονται μεταμορφωμένοι σχηματισμοί Τριαδικής-Ιουρασικής ηλικίας και ένα εκτεταμένο κάλυμμα σερπεντινιτών. Μεταλπικοί σχηματισμοί Μειοκαινικής ηλικίας συμπληρώνουν τη γεωλογική δομή των Βορείων Σποράδων.

Τέλος, στο ανατολικό τμήμα του νότιου περιθωρίου της περιοχής, στη Λήμνο και στον Αγ.Ευστράτιο, κυριαρχούν ηφαιστειακοί σχηματισμοί Μειοκαινικής ηλικίας.

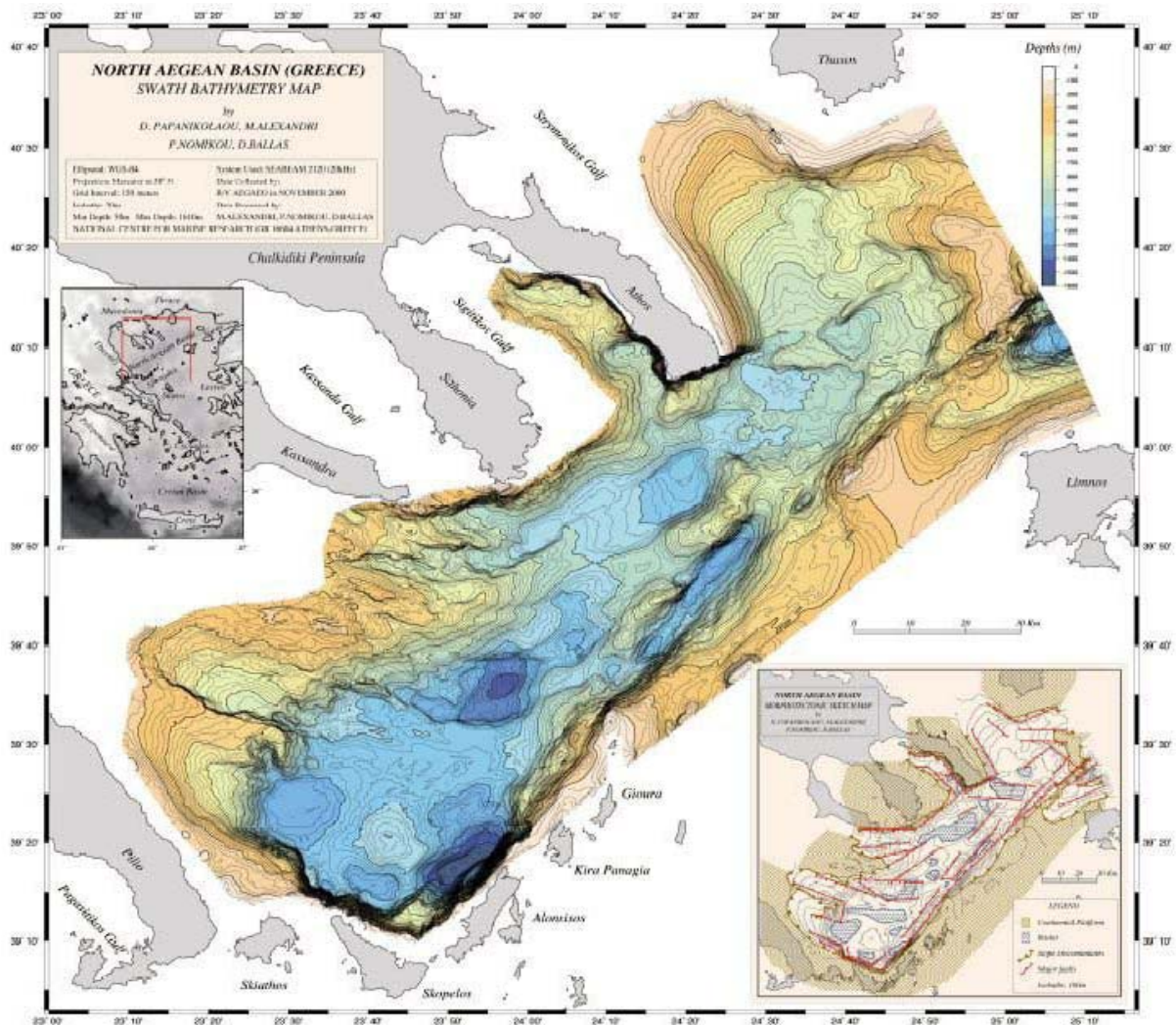
1.5. ΥΠΟΘΑΛΑΣΣΙΑ ΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ

Από την υποθαλάσσια περιοχή του Βορείου Αιγαίου, ιδιαίτερο επιστημονικό ενδιαφέρον παρουσιάζουν κυρίως οι βαθιές λεκάνες και τα πρανή τους. Η προς μελέτη περιοχή, περιλαμβάνει όλες τις βαθιές λεκάνες του Β.Αιγαίου και εκτείνεται, από την περιοχή της βαθιάς λεκάνης νότια του ακρωτηρίου του Άθω στα δυτικά, έως την βαθιά λεκάνη βόρεια της Λήμνου, στα ανατολικά. Στα βόρεια, εκτείνεται έως το ανώτερο πρανές της Σαμοθράκης, ενώ στα νότια μέχρι την βαθιά λεκάνη, βόρεια της Σκύρου και τα νότια πρανή της.



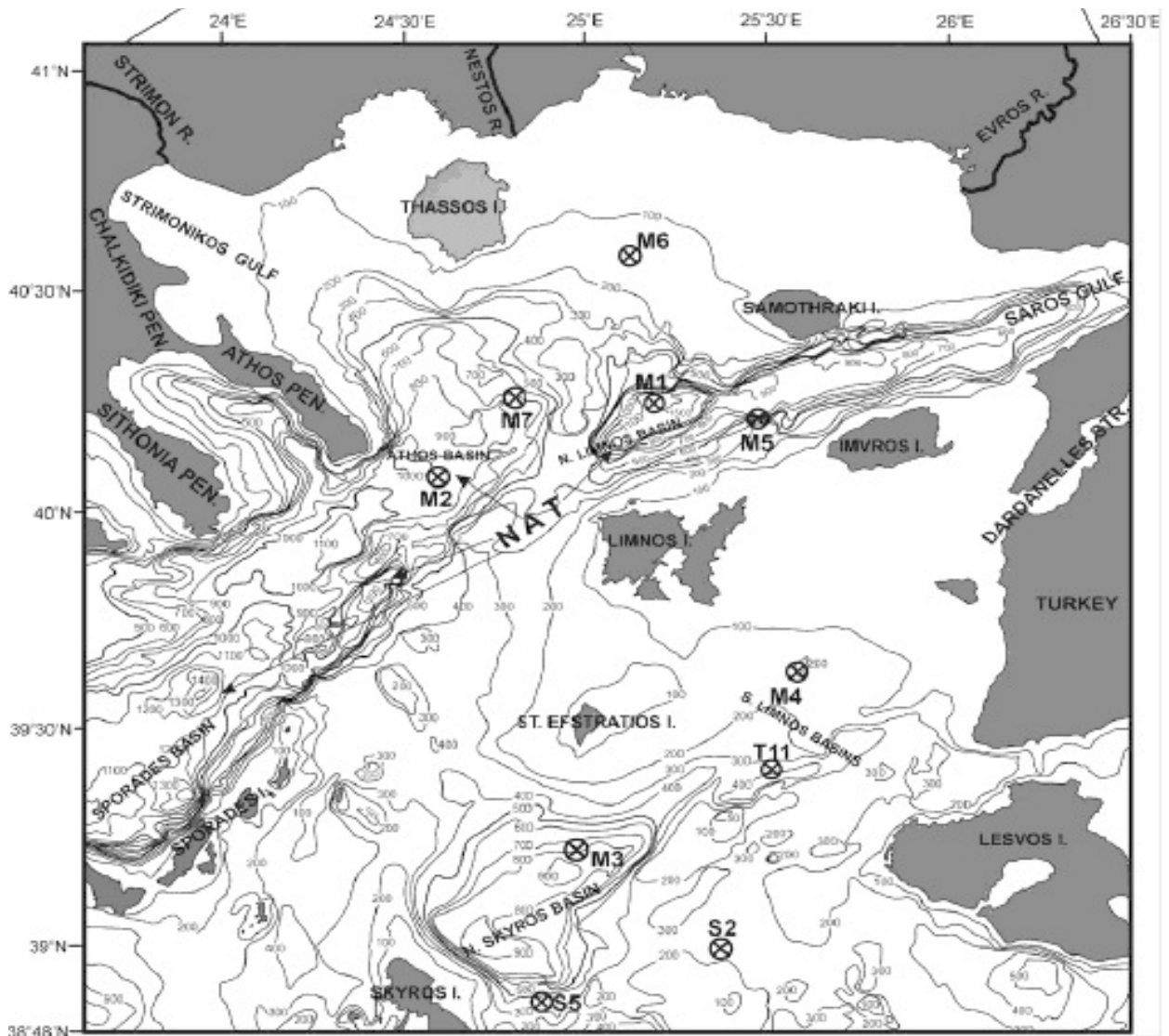
Εικ.10. Βαθυμετρικός χάρτης των Ελληνικών θαλάσσιων περιοχών (Parathanassiou and Zenetos, 2005, State of the Hellenic Marine Environment).

Το Βόρειο Αιγαίο αποτελείται από μία σειρά βαθιών και απότομων λεκανών, σχήματος "U", που όπως φαίνεται και από τον βαθυμετρικό χάρτη της περιοχής, διαχωρίζονται μεταξύ τους, από εκτεταμένα ρηχά υβώματα. Οι λεκάνες αυτές διατάσσονται κατά διεύθυνση ΒΒΑ-ΝΝΔ. Αυτή η αλληλουχία λεκανών συνιστά την Τάφρο του Βορείου Αιγαίου. Η ρηξιγενής δημιουργία της Τάφρου, είναι ο λόγος ύπαρξης των απότομων πρανών των λεκανών, το 3,2% των οποίων, παρουσιάζουν κλίσεις πάνω από 20%. (Paranikolaou et al., 2002).



Εικ.11. Βυθομετρικός χάρτης του δυτικού τμήματος (λεκάνη των Σποράδων) της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου (Paranikolaou et al. 2002).

Βορειοανατολικά της Τάφρου βρίσκεται η βαθιά λεκάνη, μεταξύ Λήμνου και Σαμοθράκης, μέγιστου βάρους 1580 m, με πολύ απότομα πρανή, ειδικά προς τα νότια και τα βόρεια (οι κλίσεις των κατώτερων πρανών στα βόρεια και στα νότια της λεκάνης κυμαίνονται από 10% έως και περισσότερο από 20%). Το βάθος της λεκάνης αυτής μειώνεται, προς τα ανατολικά, στα 800m, με ένα ύψωμα ήπιας κλίσης, ενώ βορειοανατολικότερα καταλήγει στη γειτονική λεκάνη της Σάρου, με βάθος που φθάνει τα 900 m.



Εικ.12. Βυθομετρικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου (Roussakis, Karageorgis, Conispoliatis, Lykousis, 2004).

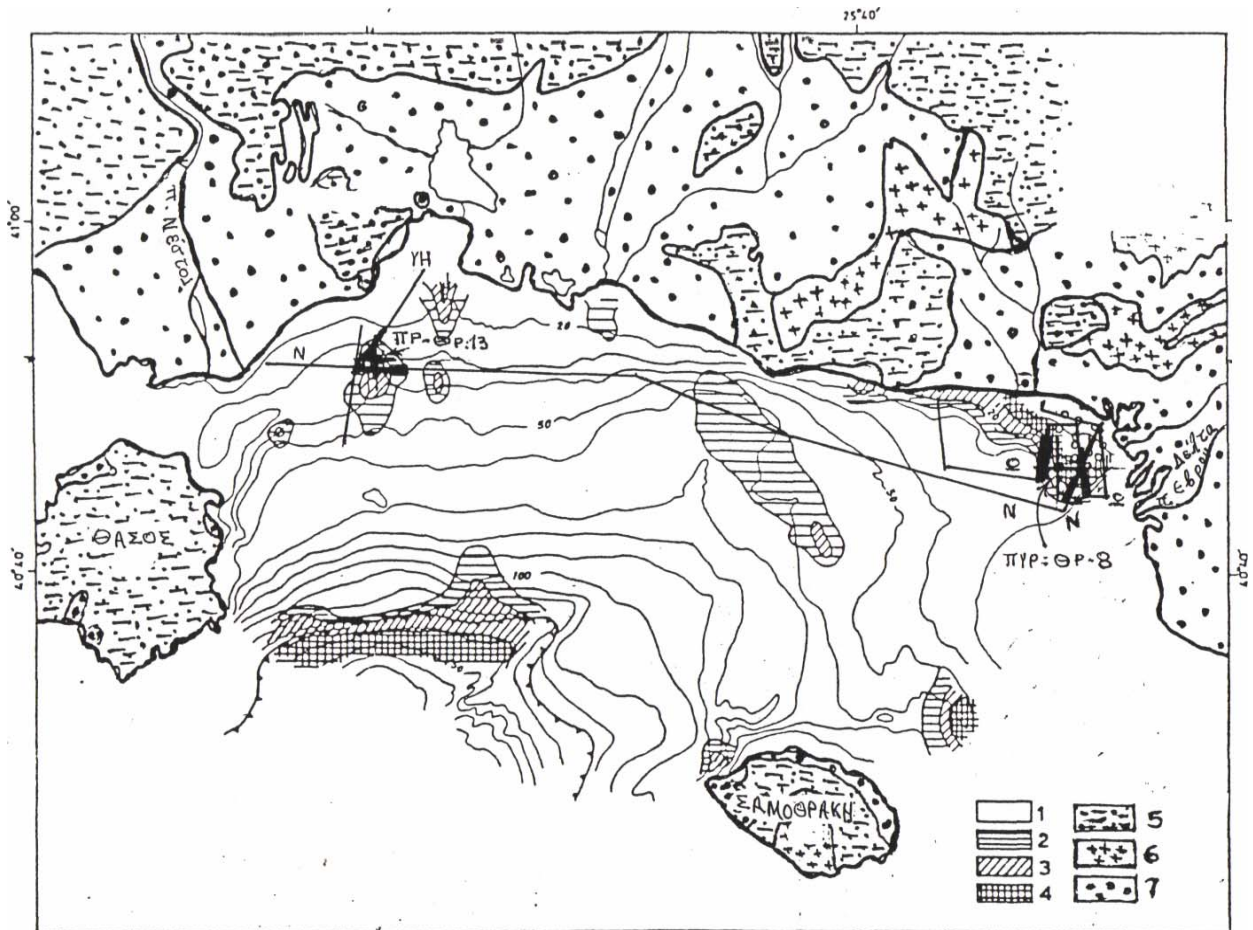
Προς τα δυτικά, βρίσκεται η βαθιά λεκάνη του Άθω. Τουλάχιστον τρεις μικρές υπολεκάνες περιλαμβάνονται στη λεκάνη αυτή, με το μέγιστο βάθος τους να φτάνει τα 1000 m, 1100 m και 1200 m αντίστοιχα. Η λεκάνη του Άθω, διαχωρίζεται εμφανώς από την προηγούμενη, με ένα εκτεταμένο ύψωμα μεταξύ Λήμνου και Θάσου, μικρού βάθους περίπου 300 m. Η λεκάνη αυτή χαρακτηρίζεται από απότομα νότια και βόρεια πρανή, με μεγάλες κλίσεις (έως και περισσότερο από 20%).

Νοτιότερα και δυτικά, βρίσκεται η βόρεια λεκάνη των Σποράδων, με χαρακτηριστικό της, τα πολύ απότομα νότια πρανή (κλίσεις από 5% έως και >20%) και βάθη που φτάνουν τα 1610 m. Τα βόρεια πρανή της λεκάνης αυτής εμφανίζονται με μικρότερες κλίσεις και με πολλές χαραδρώσεις.

Στο νότιο τμήμα του Β. Αιγαίου, μεταξύ Αγ.Ευστράτιου και Σκύρου, εντοπίζεται η βαθιά βόρεια λεκάνη της Σκύρου. Αυτή φαίνεται να είναι απομονωμένη από τις υπόλοιπες. Τα νότια και ανατολικά πρανή της λεκάνης παρουσιάζουν σχετικά απότομες κλίσεις (5-10%), ενώ τα βόρεια πρανή μικρότερες κλίσεις (1%-5%), καταλήγοντας στην περιοχή της υφαλοκρηπίδας, νότια των Αγ.Ευστράτιου και Λήμνου. Η λεκάνη αυτή έχει μέγιστο βάθος 900 m. Ο πυθμένας της παρουσιάζεται πιο εκτεταμένος και ομαλότερος, σε σχέση με την υποθαλάσσια περιοχή των αντίστοιχων λεκανών της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου. Μεταξύ Λήμνου και Σποράδων, ο πυθμένας παρουσιάζει μικρότερα βάθη, από 200 έως 400m και αποτελεί ένα νοητό όριο διαχωρισμού της Τάφρου με την νοτιότερη λεκάνη βόρεια της Σκύρου.

Μία χαρακτηριστική μορφολογία στη περιοχή του Β.Αιγαίου είναι τα λεγόμενα «πλατώ». Πρόκειται για εκτεταμένες παράκτιες περιοχές, με ελάχιστες κλίσεις (βάθη μέχρι 100 m περίπου). Τέτοιες περιοχές συναντώνται στον Θερμαϊκό κόλπο, στον Στρυμονικό και στον κόλπο της Καβάλας, καθώς και στις περιοχές μεταξύ Θάσου και Σαμοθράκης.

Το πλατώ του Στρυμονικού, που φτάνει ως το τέλος του ηπειρωτικού περιθωρίου, έχει κανονικές ομαλές κλίσεις, με εξαίρεση μία ρηξιγενή απότομη αναβαθμίδα, που εκτείνεται από τα δυτικά της Θάσου μέχρι τα Λουτρά Ελευθερών, με απότομες κλίσεις μεταξύ των ισοβαθών 70-100m και διεύθυνση κλίσης προς τα νοτιοδυτικά.



Εικ.13. Βαθυμετρικός χάρτης του πλατώ Θάσου-Σαμοθράκης (Rousakis, 2005).

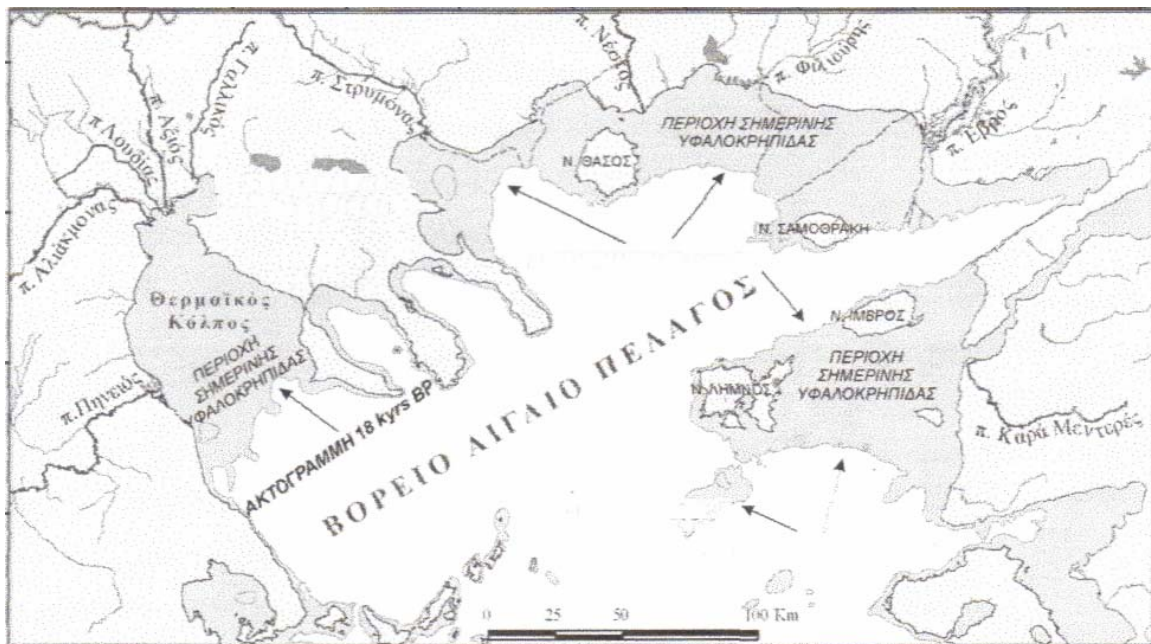
Το πλατώ της Σαμοθράκης εκτείνεται από την Θάσο μέχρι την Σαμοθράκη και βορειοανατολικά μέχρι την Αλεξανδρούπολη. Οι κλίσεις του πλατώ είναι γενικά ήπιες. Μεταξύ Σαμοθράκης και Αλεξανδρούπολης γίνονται ακόμη πιο ήπιες. Ο πυθμένας του πλατώ, μεταξύ των ισοβαθών 50-70m, γίνεται σχεδόν επίπεδος, ενώ στην συνέχεια η κλίση αυξάνεται μέχρι το υφαλοόριο, με γενική διεύθυνση προς τα νότια. (Perissoratis and Mitropoulos, 1989).

Γνωστό επίσης είναι το νοτιότερο πλατώ της Λήμνου, η περιοχή μεταξύ Λήμνου, Ίμβρου και Μικράς Ασίας, που χαρακτηρίζεται από μικρά βάθη (μέχρι 100m) και πολύ μικρές κλίσεις.

Ο Στρυμονικός κόλπος έχει σχήμα τετραγωνικό με απότομα πρανή κοντά στη ακτή, στην περιοχή του στομίου του δέλτα του ποταμού. Το κεντρικό μέρος του κόλπου, χαρακτηρίζεται βόρεια, από μία λεκάνη, η οποία ενώνεται με την ανοικτή πλαγιά μέσω ενός καναλιού (2 Km πλάτους και 8 m βάθος). Βορειανατολικότερα βρίσκεται ο κόλπος της Καβάλας, κυκλικού σχήματος, με μικρές κλίσεις από τις ακτές μέχρι το κέντρο του (Perissoratis and Mitropoulos, 1989). Τέλος ο κόλπος της Ιερισσού έχει ελλειπτικό σχήμα, με απότομα πρανή (έως 50m βάθος), με το μεγαλύτερο βάθος (80m) να εντοπίζεται κοντά στις εκβολές του Στρυμόνα.

1.6. ΕΠΙΠΤΩΣΕΙΣ ΤΩΝ ΑΛΛΑΓΩΝ ΤΗΣ ΣΤΑΘΜΗΣ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΑΣ ΣΤΗ ΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ ΤΟΥ ΒΟΡΕΙΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ

Κατά τη διάρκεια των κύριων παγετωδών φάσεων και των μεσοπαγετωδών φάσεων του μέσου Πλειστόκαινου, η χερσαία έκταση εξαπλώθηκε, η θαλάσσια επιφάνεια περιορίστηκε και ήταν εκτεθειμένη σε εναέριες συνθήκες, με εκτενή συστήματα απορροής, πεδιάδων, δέλτα και ανάπτυξη λιμνών κατά τη διάρκεια μεγάλων χρονικών περιόδων. Η περιοχή που επηρεάστηκε περισσότερο ήταν το Κεντρικό και Βόρειο Αιγαίο.



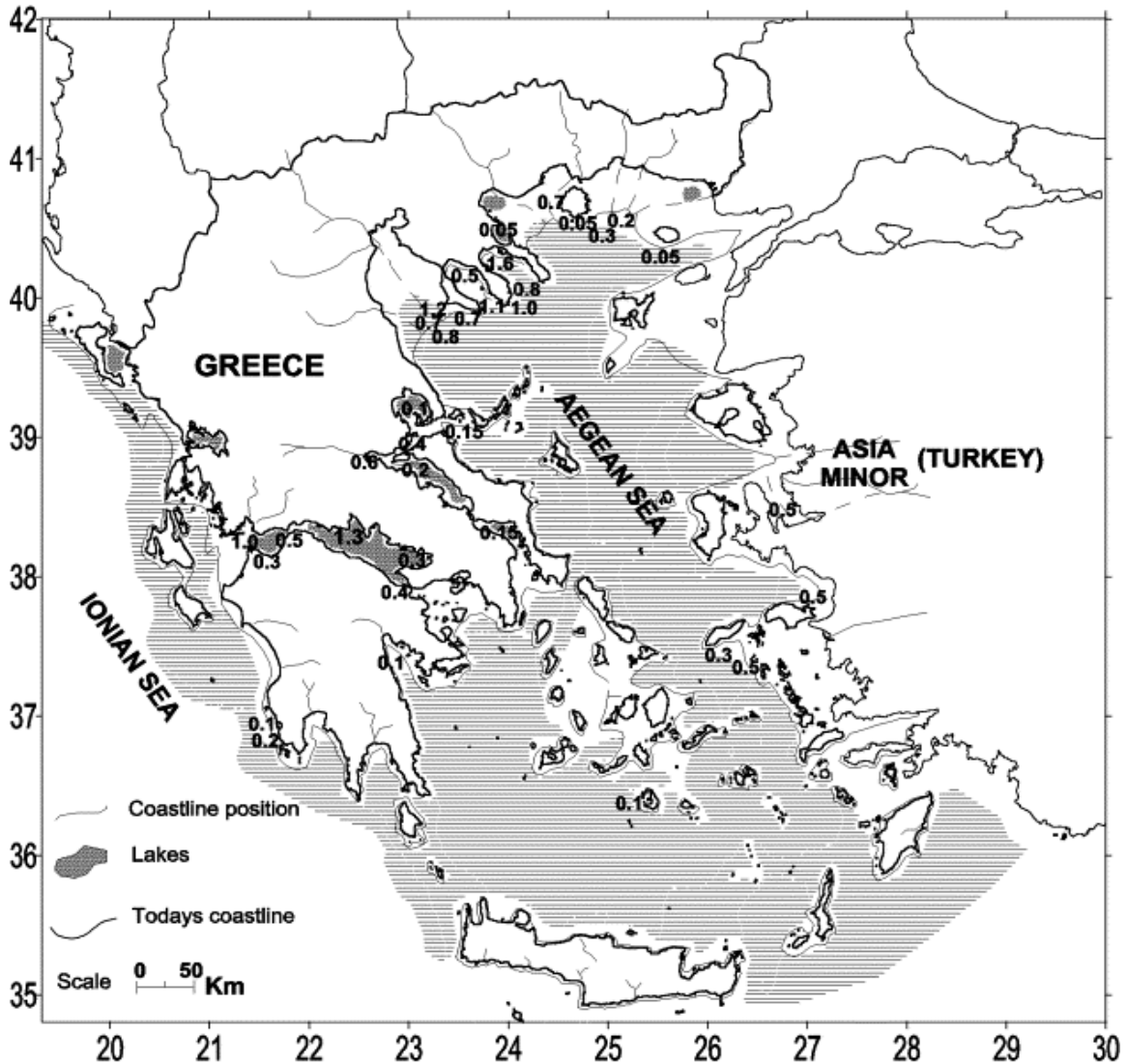
Εικ.14. Χάρτης μειωμένης στάθμης του Β.Αιγαίου όπου φαίνεται η περιοχή της σημερινής υφαλοκρηπίδας, η οποία είχε χερσεύσει και η ακτογραμμή βρισκόταν -120m κάτω από το σημερινό επίπεδο (18 kyrs BP) (Kapsimalis et al., 2005).

Οι παράκτιες περιοχές του Αιγαίου, από το τέλος του Πλειστόκαινου μέχρι σήμερα έχουν υποστεί εκτεταμένες μεταβολές λόγω της διαδοχικής απόσυρσης και επίκλυσης της θάλασσας. Κατά το τέλος της τελευταίας παγετώδους περιόδου (18 kyrs BP), όταν το επίπεδο της επιφάνειας της θάλασσας βρισκόταν στο χαμηλότερο σημείο, περίπου -120 m, κάτω από το αντίστοιχο σημερινό, οι ακτές του Β. Αιγαίου είχαν μετατοπιστεί 20-40 Km

προς την θάλασσα (νοτιότερα). Ολόκληρη η περιοχή της υφαλοκρηπίδας (περίπου 5300 Km²), είχε χερσεύσει υποκείμενη στις διαδικασίες της διάβρωσης από τα βόρεια ποτάμια, των οποίων οι κοίτες είχαν μετατοπιστεί (Perissoratis and Conispoliatis, 2003). Την περίοδο εκείνη, όλα τα κύρια ποτάμια, που εκβάλλουν σήμερα στο Θερμαϊκό Κόλπο (Ανθεμούντας, Γαλλικός, Αξιός, Λουδίας, Αλιάκμονας, Πηνειός), καθώς και διάφοροι χείμαρροι (Μαυρονέρι, Ενιπέας), αποτελούσαν τους παραπόταμους ενός μεγάλου ποταμού, ο οποίος είχε σχηματίσει τις εκβολές του νοτιοδυτικά της χερσονήσου της Κασσάνδρας, στο βόρειο τμήμα της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου (Lykousis et al., 2005). Στο Στρυμονικό κόλπο και το κόλπο της Ιερισσού, είχαν δημιουργηθεί δύο λίμνες, ενώ τα νησιά Θάσος και Σαμοθράκη, με όρη ύψους 1225-1731 m, αποτελούσαν μέρος της χέρσου. Η περιοχή αποστραγγιζόταν από τις προεκτάσεις των σημερινών ποταμών Νέστου και Στρυμόνα και από άλλους μικρότερους ποταμούς. Το πλατώ της Σαμοθράκης ήταν επίπεδη χέρσος, η οποία απόστραγγιζόταν μόνο από εποχιακούς χειμάρους, όπως γίνεται και σήμερα στην παράκτια ζώνη της Θράκης. Στα ανατολικά της Σαμοθράκης είχαν προωθηθεί οι εκβολές του ποταμού Έβρου, όπου είχε σχηματιστεί ένα κανονικό δέλτα του ποταμού.

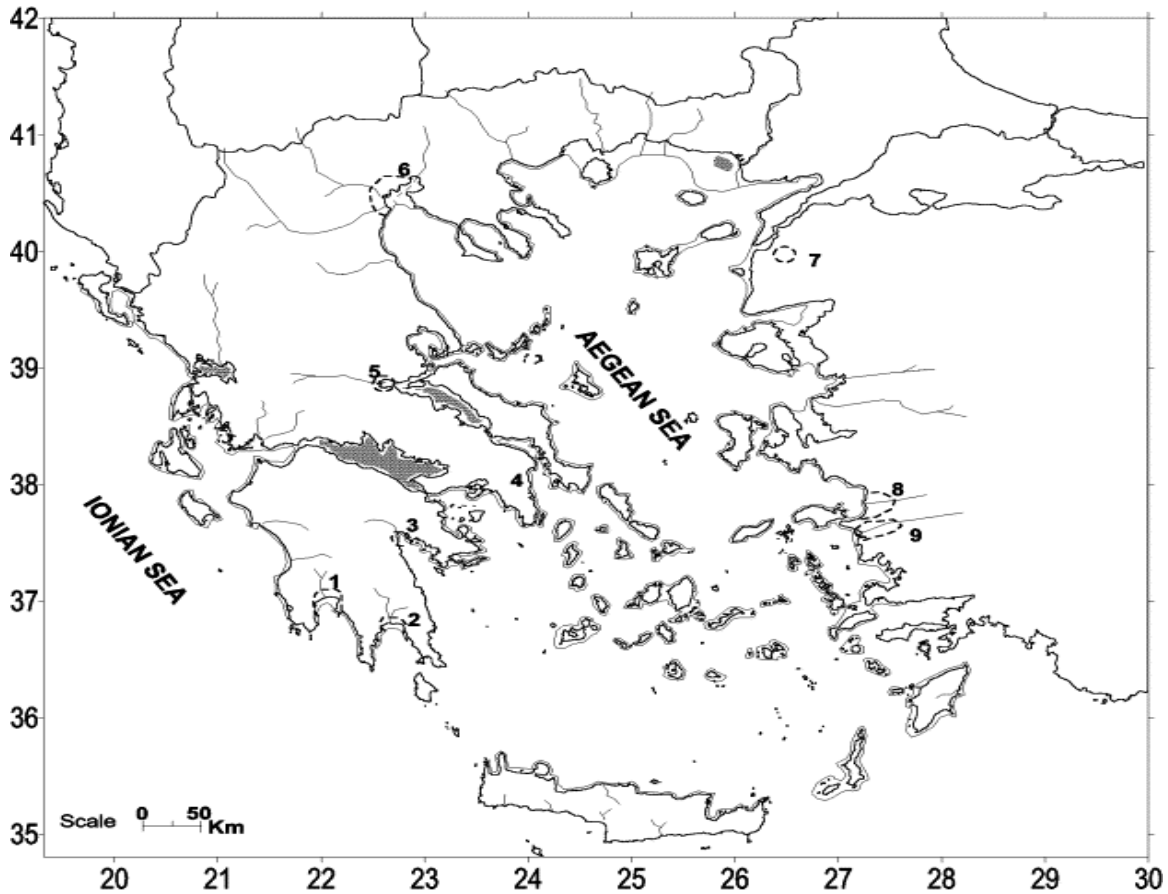
Νοτιότερα οι νήσοι Λήμνος, Αγ.Ευστράτιος και Ίμβρος, ήταν ενωμένες με την χέρσο της Μικράς Ασίας, γεγονός που συνέβαινε και νοτιότερα με τη Λέσβο. Το Βόρειο Αιγαίο δεν επικοινωνούσε με το Βόσπορο, και κατ' επέκταση με την Μαύρη Θάλασσα. Στο κεντρικό Αιγαίο, οι Βόρειες Σποράδες συνδέονταν με τη στεριά, ενώ ακόμα νοτιότερα, μια ημι-ήπειρος σχηματιζόταν από την αλληλοσύνδεση των περισσότερων νησιών των Κυκλάδων. Οι προβολές ξηράς που βρίσκονταν και στις δύο πλευρές του Αιγαίου, σχημάτιζαν ένα είδος γεφυρών που συνέδεαν την Ελλάδα και τη Μικρά Ασία, διαχωριζόμενες μόνο από θαλάσσια κανάλια.

Την περίοδο αυτή, τα φορτία των ποταμών αποτείθεντο κοντά στην υφαλοκρηπίδα ή στις λίμνες που είχαν σχηματιστεί, ενώ ένα μέρος του φορτίου κατέληγε απευθείας στις παρακείμενες λεκάνες.



Εικ.15. Μορφολογία των παράκτιων περιοχών και θέση της ακτογραμμής κατά τη δεύτερη περίοδο χαμηλής στάθμης (21,5 kyr BP). Οι οριζόντιες γραμμές απεικονίζουν τις περιοχές που σήμερα είναι πιο βαθιά από 200 m. Οι αριθμοί αντιπροσωπεύουν ποσοστά καθίζησης (mm/έτος) (Perissoratis and Conispoliatis, 2003).

Με την τήξη των πάγων η επιφάνεια της θάλασσας άρχισε να ανεβαίνει και ειδικά στις επίπεδες περιοχές των πλατών, η ταχύτητα μετατόπισης της ακτογραμμής ήταν μεγάλη, ακόμη και σε περιόδους χαμηλής ταχύτητας επίκλυσης. Έτσι, στις περιοχές αυτές αποτέθηκαν άμμοι στο κύριο μέρος τους, ενώ πάνω από αυτές αποτέθηκε λεπτό στρώμα ιλυαργίλων με την δράση των ρευμάτων (Perissoratis and Mitropoulos, 1989).



Εικ.16. Ενδεικτική θέση της ακτογραμμής στα 11500 γρ BP. Η διακεκομμένη γραμμή απεικονίζει την υποτιθέμενη θέση της ακτογραμμής σε ιστορικούς οικισμούς στα 3800 γρ BP. 1. Κοιλιάδα του ποταμού Πάμισου (Μεσσηνία), 2. κοιλάδα Έλους (Λακωνία), 3. Τίρυνθα (Αργολίδα), 4. Μαραθώνας (Αττική), 5. Θερμοπύλες (Θεσσαλία), 6. Πέλλα (Μακεδονία), 7. Τροία (Δαρδανέλια), 8. Έφεσος (Μικρά Ασία), 9. Μίλητος (Μικρά Ασία) (Perissoratis and Conispoliatis, 2003).

Στα 11,5 kyrs BP περίπου, η στάθμη της θάλασσας έφθασε τα -60 m κάτω από τα σημερινά της επίπεδα και η χερσευμένη περιοχή της υφαλοκρηπίδας περιορίστηκε κατά πολύ (Perissoratis and Conispoliatis, 2003). Η Σαμοθράκη απομονώθηκε από τη στεριά με ένα μικρό κανάλι, ενώ η Θάσος ήταν ακόμα συνδεδεμένη με την ηπειρωτική χώρα. Οι λίμνες που είχαν σχηματιστεί στη προηγούμενη φάση στο Βόρειο Αιγαίο, πλημμύρισαν από τη θάλασσα (εκτός από τον βόρειο και νότιο Ευβοϊκό, που αποτελείτο κυρίως από μια λίμνη υψηλής περιεκτικότητας σε αλάτι, αφού το όριο εισόδου του ήταν περίπου στα -60m). Στο υπόλοιπο Αιγαίο, τα περισσότερα νησιά αποσυνδέθηκαν το ένα από το άλλο και από τη στεριά. Μια χερσαία γέφυρα, παρ' όλα αυτά, εξακολουθούσε να υπάρχει ανάμεσα στην κεντρική

Ελλάδα και το δυτικό τμήμα των Βορείων Σποράδων και μεταξύ λίγων νησιών του ανατολικού Αιγαίου (Σάμος, Λέσβος) και τη Μικρά Ασία. Την ίδια περίπου περίοδο (11 kys BP), τα νερά της θάλασσας του Αιγαίου εισείλθαν μέσω των Δαρδανελίων στη θάλασσα του Μαρμαρά.

Κατά την περίοδο που ακολούθησε η άνοδος της στάθμης ήταν ραγδαία και περίπου στα 8 kys BP, έφτασε στα 15m κάτω από την σημερινή της στάθμη. Κατά την περίοδο αυτή η ευρύτερη περιοχή του Θερμαϊκού άρχισε να κατακλύζεται σταδιακά από την επίκλυση της θάλασσας, με αποτέλεσμα τη μεταβολή του μέχρι τότε χερσαίου περιβάλλοντος, σε παράκτιο και στη συνέχεια σε θαλάσσιο. Η ακτογραμμή έφτασε στην σημερινή της περίπου θέση, τα νησιά πήραν την σημερινή τους μορφή, ενώ την περίοδο αυτή χοντρόκοκκα υλικά μεταφέρθηκαν από τους ποταμούς, κοντά στην ακτογραμμή. Έτσι τα χοντρόκοκκα υλικά γέμισαν τις παλιές κοιλάδες και τα παλαιοκανάλια και επικάθησαν στις λεπτόκοκκες θαλάσσιες ιλυαργίλους.

Στις πεδινές παράκτιες περιοχές εναποτέθηκαν ιζήματα του Ύστερου Ολόκαινου, με πάχος δεκάδων μέτρων, επικαλύπτοντας ρηχά θαλάσσια ή βραχώδη αποθέματα του Πρώιμου Ολόκαινου ή παλαιότερων εποχών. Συνεπώς, από αυτή τη χρονική στιγμή και έπειτα, η θάλασσα σταδιακά εισέβαλε σε όλες τις πεδιάδες και τους κόλπους και σε αρκετές περιπτώσεις αρκετά πιο βαθιά στην ενδοχώρα (σε σχέση με σήμερα). Σταδιακά, παρ' όλα αυτά, αυτές οι πεδινές εκτάσεις των ποταμών της Ελλάδας και της Μικράς Ασίας, γέμισαν από τα χερσαία ιζήματα και η μορφολογία τους μεταβλήθηκε σημαντικά. Για παράδειγμα, είναι γνωστό πως η Πέλλα στα 3500 yrs BP, ήτανε λιμάνι, επομένως στη πεδιάδα του Αξιού η θάλασσα εκτεινόταν 35Km στο εσωτερικό της ξηράς. Επίσης, στην πεδιάδα του Σπερχειού, την περίοδο της μάχης των Θερμοπυλών (2500 yrs BP), η ακτογραμμή ήταν 5 Km προς τη στεριά. Πλήθος αρχαίων πόλεων, που ήταν παράκτιες εγκαταστάσεις στην Ύστερη Ελλαδική (3000 yrs BP) ή στην Κλασική περίοδο (2500 yrs BP), βρίσκονται τώρα στην ενδοχώρα, σε διαφορετικές αποστάσεις από την ακτή. Μία παράμετρος που μπορεί να ληφθεί υπόψη, στις μορφολογικές αλλαγές, στις αρχαίες παράκτιες εγκαταστάσεις και στην υποχώρηση της θάλασσας, είναι ο ρόλος του ανθρωπογενούς παράγοντα. Οι άνθρωποι, αντιδρώντας στο γέμισμα των εγκαταστάσεων τους με ιζήματα, έχτισαν φράγματα ή άλλαξαν την πορεία των ποταμών, με στόχο να προστατεύσουν τις εγκαταστάσεις τους. Αυτές οι κατασκευές, θα μπορούσαν να ανακόψουν προσωρινά τη σταδιακά χερσαία διαδικασία ιζηματογενούς πρόσχωσης των πεδιάδων, προκαλώντας ιζηματικές “κρίσεις” στις παράκτιες πεδινές περιοχές.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2 : ΠΑΡΑΓΟΝΤΕΣ ΙΖΗΜΑΤΟΓΕΝΕΣΗΣ ΣΤΟ ΒΟΡΕΙΟ ΑΙΓΑΙΟ

2.1. ΕΥΣΤΑΤΙΚΕΣ ΚΙΝΗΣΕΙΣ ΤΗΣ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΣ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΑΣ

Η μεταβολή της στάθμης της θάλασσας, αποτελεί έναν από τους κυριότερους παράγοντες που επηρέασαν τις αποθέσεις των ιζημάτων, τόσο στα ηπειρωτικά περιθώρια (άμεσα), όσο και στις βαθιές λεκάνες. Όπως προαναφέρθηκε, κατά την διάρκεια των παγετωδών περιόδων, οι οποίες σχετίζονται με τις ταπεινώσεις της στάθμης της θάλασσας, εκτεταμένες ηπειρωτικές τράπεζες χέρσευσαν και εκτέθηκαν σε διαβρωτικές διεργασίες, κυρίως ποταμών και ανέμων, με αποτέλεσμα την τροφοδοσία των βαθύτερων πρανών και των παρακείμενων λεκανών, με πιο χονδροκλαστικού χαρακτήρα υλικά, τα οποία προέρχονται από την διάβρωση παλαιότερων αποθέσεων της υφαλοκρηπίδας. Οι παροχές των ποταμών, κατά τις περιόδους αυτές, ήταν μειωμένες, λόγω της μείωσης των βροχοπτώσεων, εξαιτίας του ψυχρού κλίματος που επικρατούσε. Τροφοδοτούσαν όμως απευθείας τις βαθύτερες λεκάνες με ιζήματα, κυρίως τουρβιδιτικού χαρακτήρα, με έντονη στρωματοποίηση, προερχόμενα από τα ανώτερα περιθώρια τους.

Κατά την περίοδο χαμηλής στάθμης της θάλασσας, οι εκτεταμένες ηπειρωτικές τράπεζες που χέρσευσαν, μετατράπηκαν σε τμήματα της ξηράς, ενώ ταυτόχρονα υφίσταντο διαδικασίες διάβρωσης, από τα διάφορα ποτάμια, που μετέφεραν και απέθεταν κοντά στο υφαλοόριο, τα υδρομερέστερα χερσογενή υλικά. Την ίδια περίοδο, κατά την οποία η θάλασσα βρισκόταν στο χαμηλότερο επίπεδο απόσυρσης, η δράση των κυμάτων και οι τεκτονικές κινήσεις, άνοδου ή καθόδου του υποβάθρου, δημιούργησαν μία χαρακτηριστική μορφολογία του πυθμένα, με απότομες κλίσεις, το γνωστό «υφαλοόριο» (shelf brake) (Southrand and Stanley, 1976).

Την περίοδο της ανόδου της στάθμης της θάλασσας, οι ηπειρωτικές τράπεζες προσχώνονταν με τις κύριες αποθέσεις της υφαλοκρηπίδας, από τις κύριες πηγές τροφοδοσίας τους (ποτάμια και χείμαρροι). Ανάλογα με την διάρκεια των εναλλαγών της στάθμης, αλλά και τη ταχύτητα ανόδου του υποβάθρου, διαμορφώθηκε το πάχος και η στρωματογραφική ποικιλία των ιζηματογενών αποθέσεων. Σε περιπτώσεις υψηλού ρυθμού επίκλησης της

θάλασσας και χαμηλού φορτίου, από τις πηγές τροφοδοσίας, ολόκληρες περιοχές δεν πρόλαβαν να καλυφθούν με προσχώσεις («νεωτερικά» ιζήματα, neoteric sediments) και στον πυθμένα τους παρέμειναν ιζήματα από παλαιότερες αποθέσεις, που ονομάζονται «υπολειμματικά» ιζήματα (relict sediments) (Swift et al., 1971). Η άνοδος της στάθμης της θάλασσας προκάλεσε διαδικασίες διάβρωσης-επαναπόθεσης στα παραπάνω ιζήματα, με αποτέλεσμα τη δημιουργία των «παλίμψηστων» ιζημάτων.

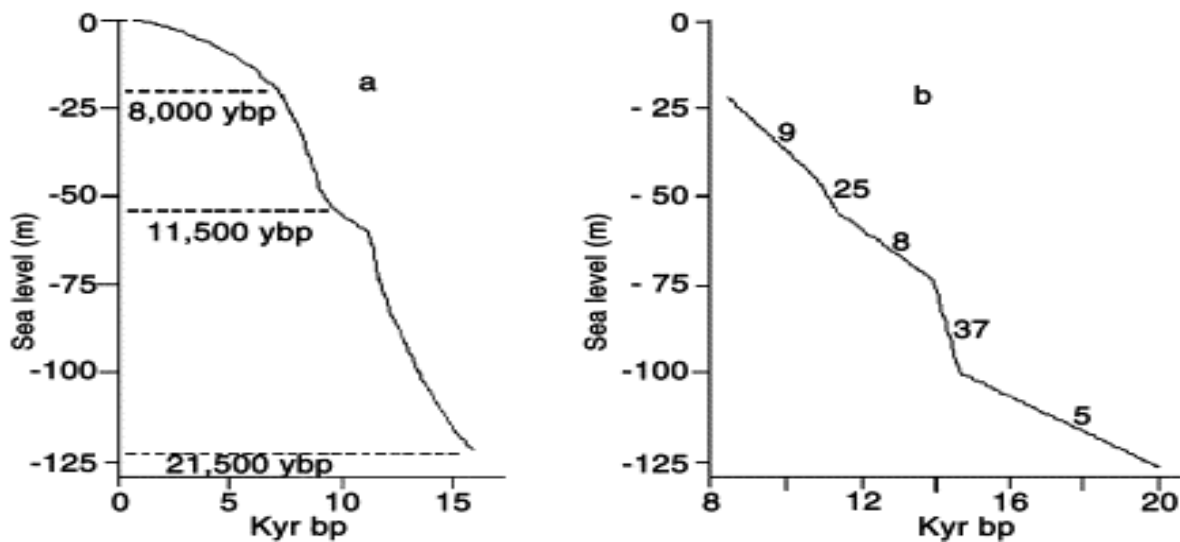
Η περίοδος του Πλειστοκαίνου χαρακτηρίζεται από σημαντικές μεταβολές του όγκου των ηπειρωτικών παγετωδών καλυμμάτων και των αλπικών παγετώνων, τόσο στη Βόρεια Αμερική, όσο και στην Ευρώπη. Τις μεταβολές αυτές ακολούθησαν ισοστατικές κινήσεις, ως αποτέλεσμα της κατακόρυφης προσαρμογής του φλοιού, στην αυξομείωση του βάρους των παγετώνων, αλλά και ευστατικές μεταβολές της στάθμης της θάλασσας, λόγω της τήξης των παγετώνων. Η πιο πρόσφατη μεταβολή της στάθμης της θάλασσας, ακολούθησε τη Βούρμιο παγετώδη περίοδο, η οποία τοποθετείται χρονικά στο Ανώτερο Πλειστόκαινο. Το επίπεδο της επιφάνειας της θάλασσας κατά την διάρκεια του Ανώτερου Πλειστόκαινου, και ιδιαίτερα τα τελευταία 240.000 χρόνια, παρουσίασε διαδοχικές ταπεινώσεις και ανυψώσεις κατά την διάρκεια, των παγετωδών και μεσοπαγετωδών περιόδων αντίστοιχα (Shackleton and Opdyke, 1976).

Κατά το χρονικό διάστημα της τελευταία παγετώδους περιόδου, 45-18 kyrs BP, όπου επικρατούσαν παγετώδεις συνθήκες, έλαβε χώρα μία μεγάλης έκτασης σταδιακή ταπείνωση του επιπέδου της επιφάνειας της θάλασσας. Κατά την περίοδο της μέγιστης εξάπλωσης των παγετώνων (24-18 kyrs BP), η στάθμη της θάλασσας στο χώρο του Αιγαίου, έφτασε 120 m κάτω από τη σημερινή της θέση (Van Andel and Lianos, 1984).

Στην επόμενη μεταπαγετώδη περίοδο, τα τελευταία 18 kyrs, οι κλιματικές αλλαγές σε συνδυασμό με την τήξη των παγετώνων, συντέλεσαν σε μία σταδιακή άνοδο της στάθμης της θάλασσας (μεταπαγετώδης περίοδος). Αυτή συνεχίστηκε και κατά τη διάρκεια του Ολόκαινου, για να φθάσει στα 5m περίπου, κάτω από το σημερινό της επίπεδο (5500 kyrs BP). Η περίοδος αυτή είναι γνωστή ως Φλάνδρια επίκλυση. Κατά την διάρκειά της, η άνοδος της στάθμης δεν συντελέστηκε με την ίδια ταχύτητα. Ξεκίνησε με ήπιους ρυθμούς (0,5m/kyrs), ενώ στην συνέχεια έγινε ταχεία, παρουσιάζοντας δύο μεσοδιαστήματα, στα 14 kyrs BP και στα 11,5 kyrs BP, όπου η ταχύτητα ανόδου της στάθμης αυξήθηκε ραγδαία και έφθασε τα 3,7m/kyrs και 2,5 m/kyrs αντίστοιχα (Bard et al., 1990).

Η σταδιακή τήξη των παγετώνων και η επακόλουθη άνοδος της στάθμης της θάλασσας ξεκίνησε όπως είδαμε στα 18 kyr BP, όμως το μεγαλύτερο μέρος της τήξης των παγετωδών καλυμμάτων και των αλπικών παγετώνων έλαβε χώρα μεταξύ 16 kyr BP και 8 kyr BP (Lambeck, 1996). Πριν από 6000 χρόνια περίπου, αναφέρεται μία επιβράδυνση του ρυθμού ανόδου της στάθμης της θάλασσας (Stanley and Wayne, 1994) και η εξέλιξη προς τη σύγχρονη στάθμη έγινε με σταδιακές κινήσεις (Lykousis et al., 2005, Perissoratis and Conispoliatis, 2003, Vouvalidis et al., 2005).

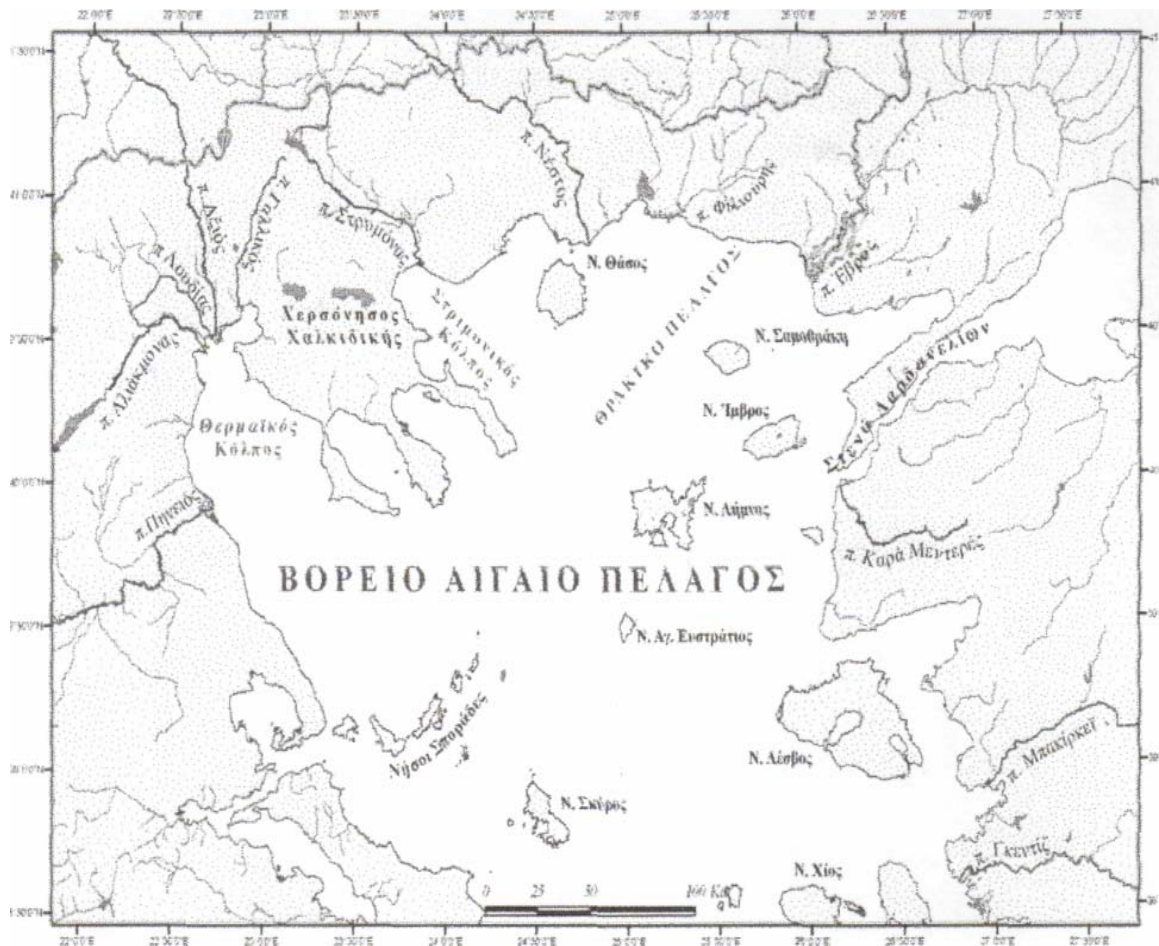
Οι επιπτώσεις της ανόδου της στάθμης της θάλασσας, στο παράκτιο περιβάλλον, εξετάστηκε από διάφορους επιστήμονες (Warrick et al, 1993, Bird, 1993, Nicholls and Leatherman, 1994), που τόνισαν τις σημαντικές συνέπειες της αύξησης της στάθμης της θάλασσας. Κατά το Ύστερο Πλειστόκαινο, το επίπεδο της θάλασσας διέφερε σημαντικά, καθώς μειώνονταν κατά τα παγετώδη και αυξάνονταν κατά τα μεσοπαγετωδη στάδια. Η κύρια πηγή δεδομένων για το παρελθόν των αλλαγών της στάθμης της θάλασσας είναι γεωλογικά και αρχαιολογικά στοιχεία και παρατηρήσεις. Ωστόσο, τα αρχαιολογικά δεδομένα είναι αξιόπιστα μόνο για τα τελευταία 4000 έτη. Για τη διόρθωση και την πρόβλεψη των παλαιότερων θέσεων των ακτών σε διάφορες τοποθεσίες, χρησιμοποιείται η παγκόσμια καμπύλη των Bard et al., που δίνει στοιχεία για τη στάθμη της θάλασσας και τις μεταβολές της.



Εικ.17. Καμπύλη της στάθμης της θάλασσας κατά (α) Fairbanks (1989) και (β) Bard (1990). Οι αριθμοί στις (β) αναφέρουν το ρυθμό αύξησης της στάθμης της θάλασσας (mm/έτος).

2.2. ΠΟΤΑΜΟΙ ΤΟΥ ΒΟΡΕΙΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ

Το Βόρειο Αιγαίο δέχεται μεγάλες ποσότητες νερών, από μεγάλα ποτάμια, που αποστραγγίζουν μεγάλες περιοχές, κυρίως της Μακεδονίας και της Θράκης. Η συνολική ετήσια απορροή των κύριων ποταμών της περιβάλλουσας χέρσου, που εκβάλλουν στο Αιγαίο ανέρχεται περίπου στα $2 \times 10^{10} \text{ m}^3/\text{yr}$, συμπεριλαμβανομένης και της απορροής εφήμερων ποταμών και χειμάρρων (Roulos et al., 1997). Κύριες πηγές τροφοδοσίας του Βορείου Αιγαίου θεωρούνται τα ποτάμια που αποστραγγίζουν σε μεγάλες υδρογραφικές λεκάνες και είναι από τα ανατολικά προς τα δυτικά ο Έβρος, ο Νέστος και ο Στρυμόνας.



Εικ.18. Οι κυριότεροι ποταμοί της περιβάλλουσας χέρσου του Β.Αιγαίου (Kapsimalis et al., 2005)

Ο Έβρος είναι ο μεγαλύτερος ποταμός που εκβάλλει στο ΒΑ.Αιγαίο. Αποστραγγίζει την περιοχή της Ανατολικής Θράκης, με λεκάνη απορροής 27465 Km² και μέση ετήσια παροχή 3250x10⁶ m³. Ο Νέστος εκβάλλει στα βόρεια της περιοχής μελέτης, ανατολικά του κόλπου της Καβάλας. Έχει λεκάνη απορροής 4374 Km² και μέση ετήσια παροχή 1819x10⁶ m³. Στο ΒΔ.Αιγαίο, στο ανατολικό άκρο του Στρυμονικού κόλπου, εκβάλλει ο ποταμός Στρυμόνας, με λεκάνη απορροής 10937 Km² και μέση ετήσια παροχή 3440x10⁶ m³ (Therianos, 1974).

Στις ανατολικές ακτές του Αιγαίου, δηλαδή στην Μικρά Ασία, υπάρχουν μικρότεροι ποταμοί όπως ο Καρά Μεντερές, με λεκάνη απορροής 1586 Km² και μέση ετήσια παροχή 345x10⁶ m³ και ο Μπακίρκεϋ, με λεκάνη απορροής 16463 Km² και μέση ετήσια παροχή 204x10⁶ m³.

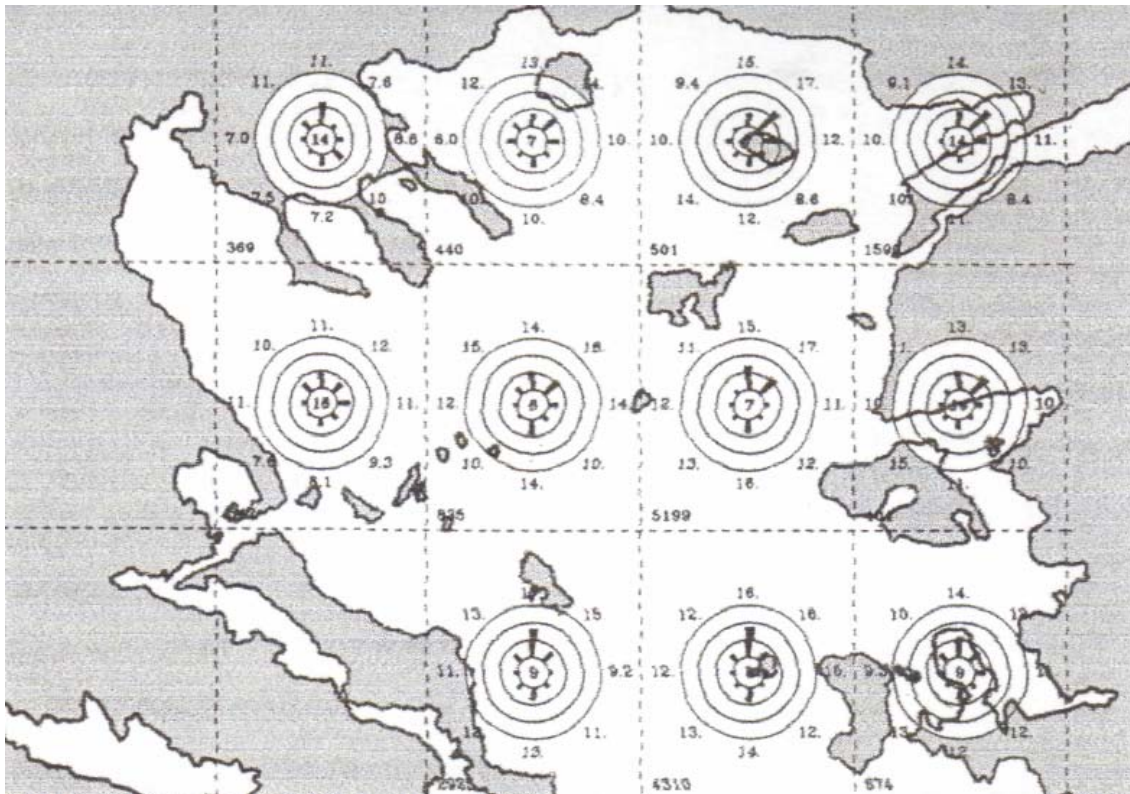
Στις δυτικές ακτές του Αιγαίου, εκβάλλουν άλλα μεγάλα ποτάμια, όπως είναι ο Αξιός, ο Αλιάκμονας και ο Πηνειός, με ετήσιες παροχές 503x10⁶ m³, 2292x10⁶ m³ και 2529x10⁶ m³ αντίστοιχα (Therianos, 1974). Το υδατικό φορτίο τους καταλήγει κυρίως στην ευρύτερη περιοχή των περιθωρίων του Θερμαϊκού κόλπου και της λεκάνη των Σποράδων.



Εικ.19. Λεκάνη απορροής της περιοχής του Αιγαίου. Οι αριθμοί αναφέρονται στις εκβολές των μεγάλων ποταμών 1: Σπερχειός, 2: Πηνειός, 3: Αλιάκμονας, 4: Αξιός, 5: Στρυμόνας, 6: Νέστος, 7: Έβρος, (Meric) 8: Karamenderes, 9: Bakircay, 10: Gediz, 11: Kujuk Menderes, 12: Buyuk Menderes (Poulos, 2008).

2.3. ΑΝΕΜΟΛΟΓΙΚΟ ΚΑΙ ΚΥΜΑΤΙΚΟ ΚΑΘΕΣΤΟΣ ΤΟΥ ΒΟΡΕΙΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ

Στο Βόρειο Αιγαίο επικρατούν άνεμοι με βόρειες διευθύνσεις (B και BA) καθ' όλη την διάρκεια του έτους, με μέσες ετήσιες συχνότητες που κυμαίνονται από 18% έως και 38% (Athanasoulis, 1992). Με μικρότερη μέση ετήσια συχνότητα, από 7% έως και 20%, ακολουθούν οι άνεμοι που πνέουν από νότιες διευθύνσεις, ενώ συχνά (6%-16%) εμφανίζονται και άνεμοι ακανόνιστης διευθύνσης.



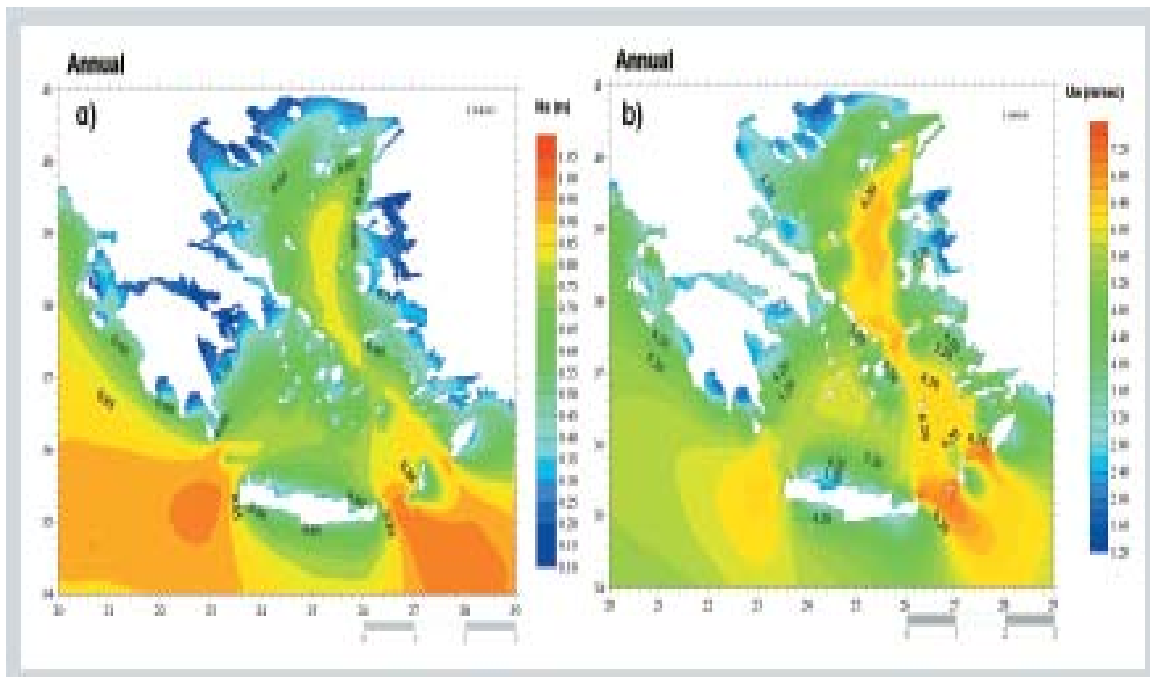
Εικ.20. Χάρτης μέσης ετήσιας συχνότητας, διεύθυνσης και έντασης του ανέμου στο Β.Αιγαίο (Ατλαντας ανέμου-κύματος, Athanasoulis, 1992). Οι τρεις κύκλοι των ιστοδιαγραμμάτων αντιπροσωπεύουν ποσοστά συχνότητας 20, 40, 60% αντίστοιχα (από το κέντρο προς την περιφέρεια), οι μαύρες μπάρες δείχνουν την διεύθυνση, ενώ οι αριθμοί στο κέντρο τον κύκλου δείχνουν την ετήσια συχνότητα του ανέμου (%). Οι αριθμοί έξω από τον εξωτερικό κύκλο των ιστογραμμάτων δείχνουν την μέση ένταση των ανέμων σε κόμβους

Οι μεγαλύτερες ετήσιες συχνότητες (35-38%) ανέμων, που πνέουν από βόρειες διευθύνσεις, σε όλη την περιοχή του Β.Αιγαίου, εντοπίζονται στην περιοχή μεταξύ Σκύρου και Χίου. Η έντασή τους φθάνει τους 16 κόμβους. Στην ίδια περιοχή, εμφανίζονται και άνεμοι νότιων διευθύνσεων, με ιδιαίτερα μεγάλη συχνότητα (20%) και μέση ετήσια ένταση 14 κόμβων.

Στην περιοχή του Θρακικού Πελάγους κυριαρχούν άνεμοι ΒΑ διεύθυνσης, με μέση ετήσια συχνότητα 25-30% και μέση ένταση που φθάνει τους 17 κόμβους, στην περιοχή νότια της κοιλάδας του Έβρου. Πρόκειται για ξηρούς-ψυχρούς ανέμους μεγάλης σταθερότητας, που είναι γνωστοί ως «Ετησίες» και πνέουν κύριως από τον Μάιο έως τον Οκτώβριο (Poulos et al., 1997).

Ανατολικότερα, στην περιοχή νότια της Λήμνου, επικρατούν Βόρειοι άνεμοι, με συχνότητα 26% και ένταση 15 κόμβων. Στην ίδια περιοχή, συχνοί (20%) είναι και οι ΒΑ άνεμοι, έντασης 17 κόμβων. Δυτικότερα, στην περιοχή της χερσονήσου της Χαλκιδικής, επικρατούν Βόρειοι άνεμοι (Βαρδάρης, με συχνότητα >20%). Βόρειοι άνεμοι επικρατούν και στην νοτιότερη περιοχή της λεκάνης των Σποράδων, με μεγάλη ένταση 14 κόμβων και συχνότητα 18%. Ακόμα μεγαλύτερες ετήσιες συχνότητες (20%) παρουσιάζουν, στην ίδια περιοχή, άνεμοι που πνέουν από νότιες και βόρειο-ανατολικές διευθύνσεις, με μέση ένταση 14 κόμβους.

Είναι προφανές ότι, σε μέση ετήσια βάση, η κυματική συμπεριφορά καθορίζεται από αυτό το σύστημα ανέμων, που κάνει πολύπλοκα τα κύματα στο Αιγαίο. Οι κυρίαρχοι άνεμοι πάνω από το Αιγαίο πλήττον από τα Βόρεια. Δεύτεροι σε συχνότητα είναι οι Νότιοι άνεμοι, ενώ οι Ανατολικοί και οι Δυτικοί άνεμοι έχουν πολύ χαμηλότερη συχνότητα εμφάνισής. Κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού, οι Ετησίες, που είναι σύστημα ανέμων μεγάλης κλίμακας και ανοικτής θάλασσας, πλήττον από το βορρά και η επίδρασή τους στο κύμα είναι εμφανής, ιδιαίτερα κατά τους μήνες Ιούλιο και Αυγούστου. Στα τέλη του φθινοπώρου, οι Ετησίες μειώνονται και το Αιγαίο έρχεται υπό την επιρροή βίαιων υφεσιακών καταιγίδων. Ήρεμες συνθήκες κύματος επικρατούν κατά τη διάρκεια του Μαΐου και κυρίως του Σεπτεμβρίου και Οκτωβρίου. Ο Οκτωβρίος είναι προφανώς ένας μεταβατικός μήνας, δεδομένου ότι από Νοέμβριο μέχρι Φεβρουάριο οι προϋποθέσεις κύματος γίνονται ολοένα και πιο έντονες..

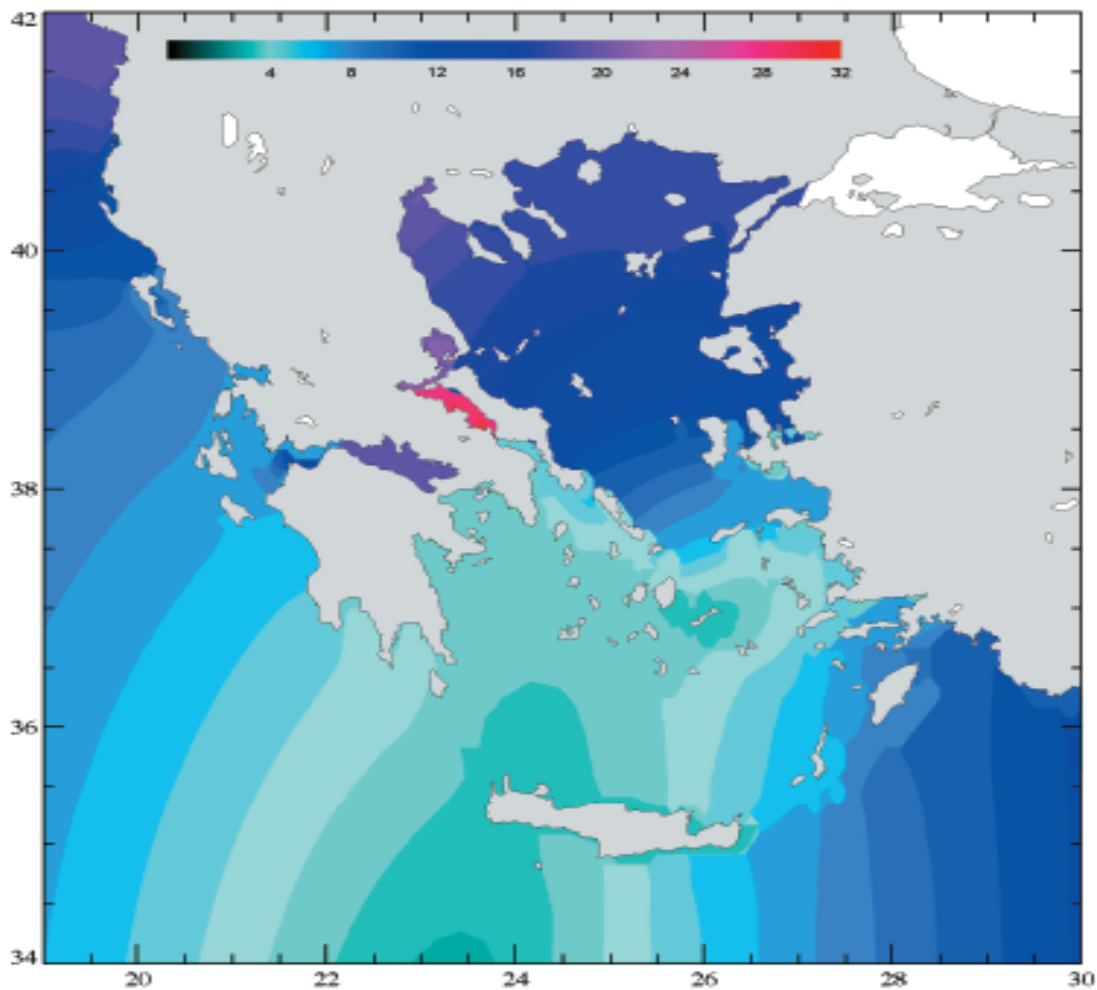


Εικ.21. Μέση ετήσια χωρική κατανομή α) του ύψος κύματος (m) και β) της ταχύτητας του ανέμου (m/sec) (Papathanassiou and Zenetos, 2005, State of the Hellenic Marine Environment).

Έτσι, όσον αφορά στο κυματικό καθεστώς της περιοχής του Β.Αιγαίου, κυριαρχούν ανεμογενή κύματα, μέσου ύψους 0.6-1.5 m, που προέρχονται κυρίως από Βόρειες και Βορειοανατολικές διευθύνσεις, σε ποσοστό 25-30% κατά την διάρκεια του έτους (Athanasoulis, 1992). Παρόμοια μέσα ύψη κυματισμού (0.5-1.7m), προέρχεται από νότιες διευθύνσεις, αλλά με μικρότερη συχνότητα εμφάνισης 18%. Σε περιόδους που πνέουν ισχυροί άνεμοι (κυρίως μεταξύ Απριλίου-Σεπτεμβρίου), το ύψος των Β και ΒΑ ανεμογενών κυμάτων μπορεί να φθάσει επεισοδιακά σε περισσότερο από 4m, με μικρό βέβαια ποσοστό (0.1-1%), λόγω των ισχυρών Βόρειων ανέμων, που πνέουν στη περιοχή τη περίοδο αυτή. Όταν πνέουν ισχυροί Βόρειοι άνεμοι, έντασης 18-20 κόμβων, κύματα μεγάλου ύψους Βόρειας και Νότιας διεύθυνσης εμφανίζονται στην περιοχή μεταξύ Σκύρου, Αγ.Ευστράτιου και Σποράδων (σε μικρό ποσοστό 7%). Αντίστοιχα μεγάλα μεγέθη κύματος παρατηρούνται, όταν πνέουν στην περιοχή ισχυροί νότιοι άνεμοι, με συχνότητα εμφάνισης 22% και ένταση 15-17 κόμβων, κατά την περίοδο Φεβρουαρίου-Μαρτίου.

2.4. ΠΑΛΙΡΡΟΙΕΣ

Οι παλίρροιες της Μεσογείου παράγονται από την αλληλεπίδραση μεταξύ της άμεσης δράσης των τοπικών αστρονομικών δυνάμεων, με το τμήμα του παλιρροϊκού κύματος του Ατλαντικού, που μπορεί να διεισδύσει, μέσω των Στενών του Γιβραλτάρ. Αυτό παράγει παλιρροϊκά συστατικά, τα οποία υπερβαίνουν τις τιμές των 10 εκατοστών, σε ορισμένες μόνο περιοχές εντός της Μεσογείου. Μία από αυτές είναι και το Β.Αιγαίο.



Εικ.22. Τα τέσσερα μεγάλα παλιρροϊκά συστήματα των Ελληνικών θαλασσών από το παλιρροϊκό μοντέλο Tsimplis et al., (1995).

Το Αιγαίο βέβαια, χαρακτηρίζεται από ασθενείς γενικά παλίρροιες. Τα παλιρροιακά εύρη δύσκολα υπερβαίνουν τα 12 εκατοστά, έχουν παρατηρηθεί όμως εύρη ως και 50 εκατοστά. Οι αλλαγές στη στάθμη της θάλασσας είναι ημι-ημερήσιες, χωρίς όμως να λείπουν και οι διακυμάνσεις μεγάλης περιόδου, που οφείλονται κυρίως στο ανεμολογικό καθεστώς και συγκεκριμένα σε εμμονή θυελλωδών βόρειων ή νότιων ανέμων για αρκετές ημέρες. Τα παλιρροιακά ρεύματα φαίνεται ότι συντελούν ελάχιστα ή και καθόλου στη διαμόρφωση της γενικής κυκλοφορίας του Αιγαίου.

Συγκεκριμένα στο Β.Αιγαίο, οι παλίρροιες σε ολόκληρη την περιοχή, είναι ιδιαίτερα χαμηλές, με μέσο εύρος 0.25m στην περιοχή της Καβάλας, 0.20m στην περιοχή του Θερμαϊκού κόλπου, 0.13m στην περιοχή της Αλεξανδρούπολης, 0.11m στην περιοχή του λιμένα της Μύρινας, στη Λήμνο (οι μετρήσεις του μέσου εύρους της παλίρροιας προέρχονται από στοιχεία της Υδρογραφικής Υπηρεσίας Στρατού (Α. Ζώη-Μώρου, 1981)).

2.5. ΥΔΑΤΙΝΕΣ ΜΑΖΕΣ

Το ανώτερο στρώμα 50-100 m του Αιγαίου, αποτελείται από τις ακόλουθες υδάτινες μάζες (Lykousis et al., 2002, Georgopoulos et al., 2000, Zervakis et al., 2000, Malanotte-Rizzoli et al., 1999, Theocharis et al., 1993): (i) τα υδάτα που εισέρχονται από τη Μαύρη Θάλασσα (BSW: Black Sea Waters), μέσω του στενού των Δαρδανελίων (ii) τα Επιφανειακά Ύδατα Λεβαντίνης (LSW: Levantine Surface Waters), που σχηματίζονται στην λεκάνη της Λεβαντίνης και εισέρχονται στο Αιγαίο ανατολικά, από το πέρασμα της Κρήτης (iii) τα Τροποποιημένα Ύδατα του Ατλαντικού (MAW: Mid Atlantic Waters), που προέρχονται από το παρακείμενο Ιόνιο Πέλαγος και εισέρχονται στο νότιο Αιγαίο, μέσω του δυτικού στενού της Κρήτης και (iv) τα Επιφανειακά Κρητικά Ύδατα (CSW: Cretan Surface Waters), στα βόρεια του νησιού της Κρήτης, που είναι πιο κρύα και ελαφρώς μικρότερης αλατότητας από αυτά της Λεβαντίνης.

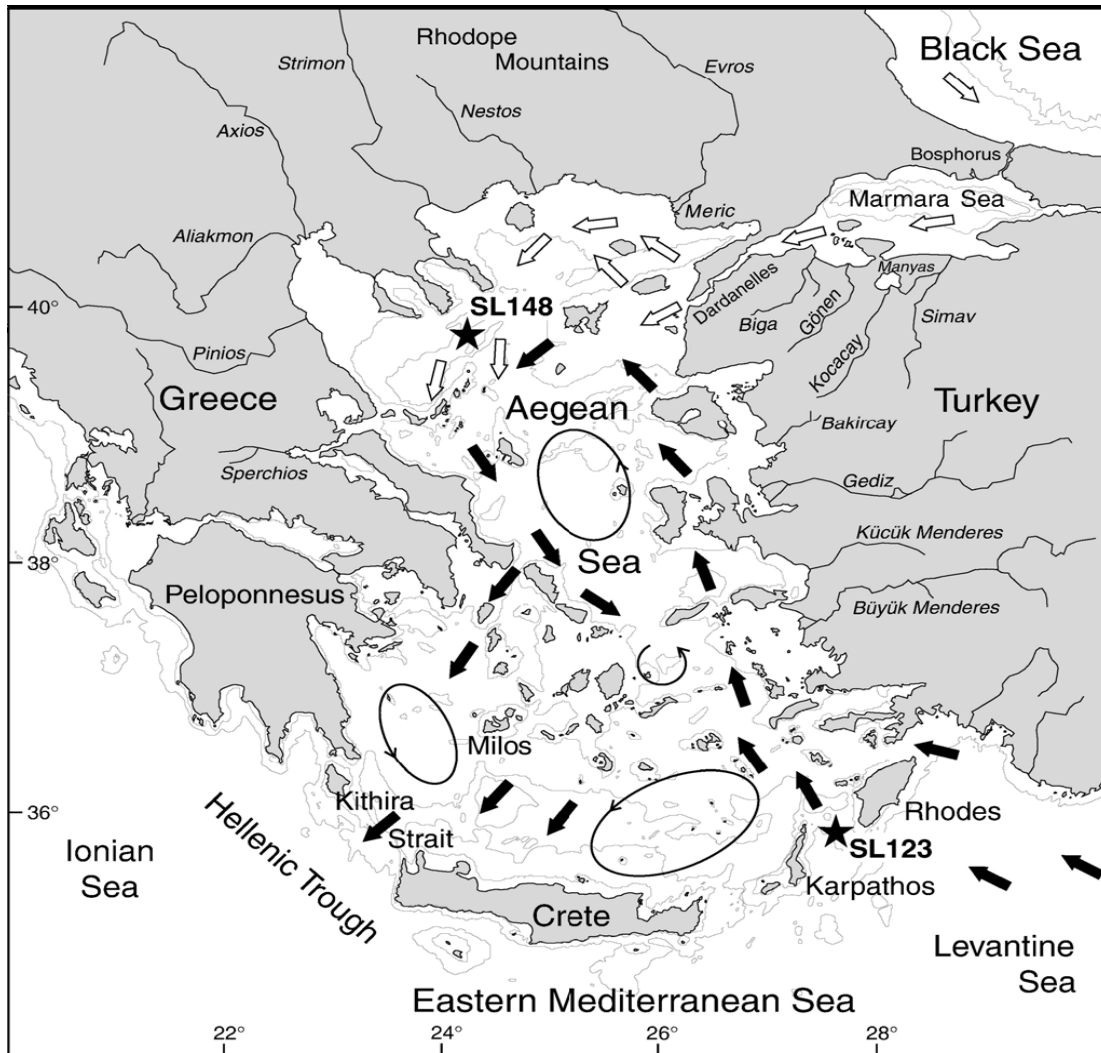
Η Μαύρη Θάλασσα είναι η κύρια πηγή υφάλμυρων υδάτων (περίπου 1250 km³ / a) (Unluata et al, 1990) για το Βόρειο Αιγαίο. Αυτές οι υδάτινες μάζες (BSW), καταλαμβάνουν το μεγαλύτερο μέρος της έκτασής του Β.Αιγαίου και κινούνται προς τα νότια κατά μήκος των δυτικών ακτών του Αιγαίου, φτάνοντας ως το στενό των Κυθήρων. Από την άλλη πλευρά, η υδάτινη μάζα από την Λεβαντίνη (LSW), καταλαμβάνει την ΝΑ περιοχή του Αιγαίου και κινείται βόρεια κατά μήκος των τουρκικών ακτών, φτάνοντας ως το νότιο άκρο του πλατώ της Λήμνου. Κάτω από τις επιφανειακές υδάτινες μάζες, σε βάθος τουλάχιστον 350-400 m, στο Βόρειο και Κεντρικό Αιγαίο, είναι τα ενδιάμεσα ύδατα Λεβαντίνης (LIW: Levantine Intermediate Waters) (που αρχικά σχηματίζονται στη λεκάνη της Λεβαντίνης). Αυτά τα ύδατα είναι περισσότερο οξυγονωμένα και με υψηλότερη περιεκτικότητα σε αλάτι (πριν από την είσοδό τους στο Αιγαίο), από ότι τα ύδατα της Λεβαντίνης (LIW), στη λεκάνη της Κρήτης, γνωστά και ως Κρητικά Ενδιάμεσα Ύδατα (CIW: Cretan Intermediate Waters). Τα βαθύτερα τμήματα (βάθος νερού >350-400 m), του Βόρειου και Κεντρικού Αιγαίου καταλαμβάνονται από τα Βαθιά Ύδατα του Βορείου Αιγαίου (NADW: North Aegean Deep Waters).

2.6. ΚΥΚΛΟΦΟΡΙΑ ΤΩΝ ΝΕΡΩΝ ΣΤΟ ΒΟΡΕΙΟ ΑΙΓΑΙΟ

Οι γνώσεις μας για την κυκλοφορία στις Ελληνικές παράκτιες περιοχές είναι σχετικά περιορισμένη και έχει συναχθεί έμμεσα, μέσω της κατανομής των αντίστοιχων υδρολογικών χαρακτηριστικών και σε κάποιες περιπτώσεις μέσω της κατανομής των ιζημάτων του βυθού. Υπάρχουν μόνο μερικές παράκτιες περιοχές, στις οποίες η κυκλοφορία έχει ερευνηθεί με άμεσες πρόσφατες μετρήσεις, μεγάλης γεωγραφικής κάλυψης και ικανές να χαρτογραφήσουν επαρκώς την υφιστάμενη ροή.

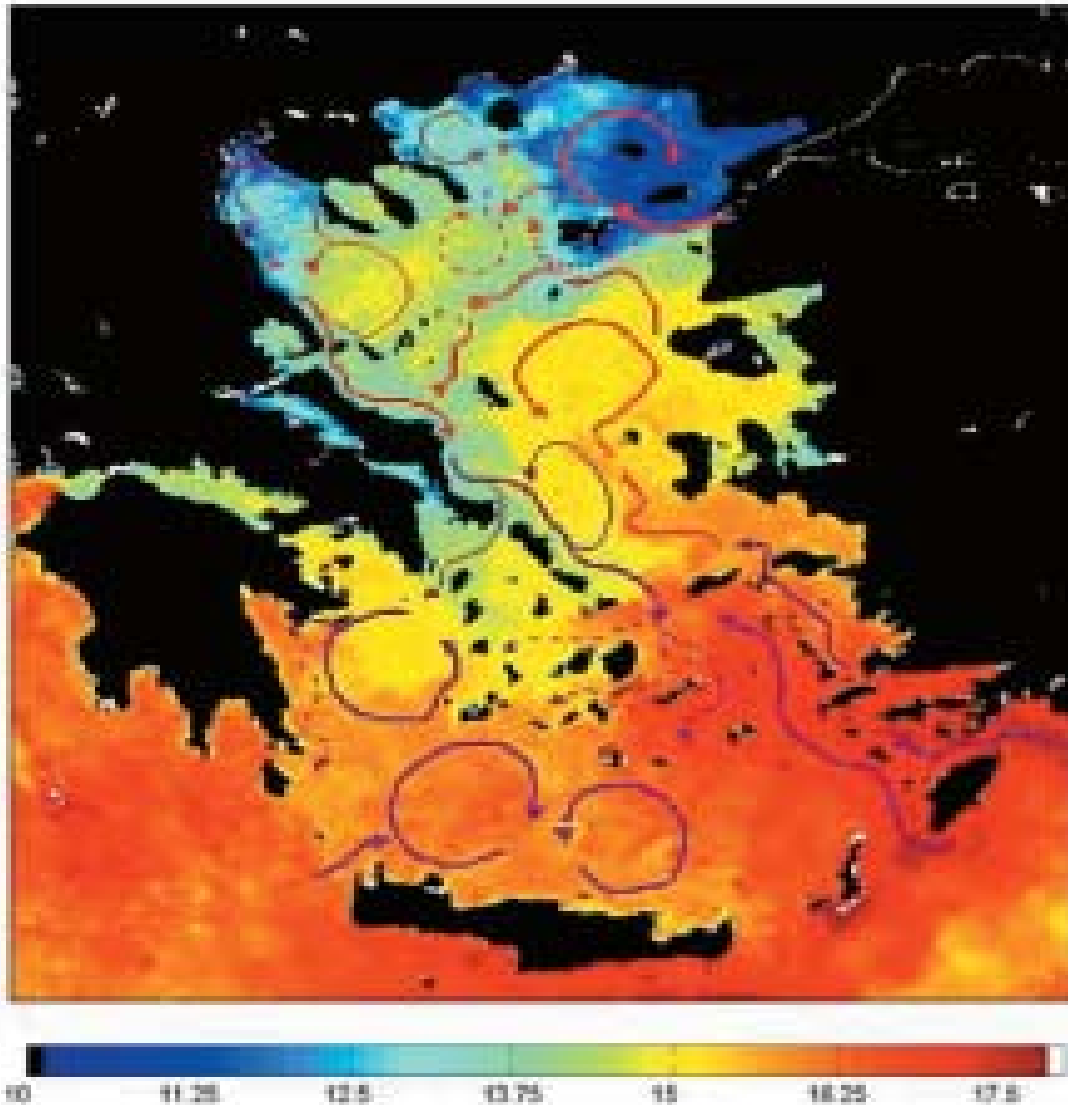
Μια επιπλέον δυσκολία του καθορισμού της κυκλοφορίας των υδάτων προκύπτει από το ότι πρόκειται για μία μάλλον σύνθετη και μεταβλητή διαδικασία. Αυτό οφείλεται σε πολλούς παράγοντες, όπως η κατανομή των διάφορων νησιών και των στενών, η ανώμαλη τοπογραφία του βυθού, οι σχηματισμοί των βαθέων υδάτων, η εποχιακή μεταβλητότητα της ατμοσφαιρικής πίεσης, η μεταβλητότητα στην κυκλοφορία των υδάτων, η παρουσία πολλών διαφορετικών μαζών ύδατος, η εισροή υδάτων από τη Μαύρη Θάλασσα και από την απορροή των ποταμών, η παρουσία ισχυρών μετεωρολογικών φαινομένων που μπορούν να μεταβάλουν τα τοπικά συστήματα κυκλοφορίας των υδάτων. Οι ατμοσφαιρικές συνθήκες καθώς και η χωρική και χρονική μεταβλητότητά τους, παίζουν επίσης σημαντικό ρόλο, στον προσδιορισμό των παράκτιων περιοχών, όπου παρατηρείται αξιοσημείωτη άνοδος της στάθμης των υδάτων, η οποία συνδέεται συνήθως με τους ισχυρούς ετήσιους ανέμους.

Η επιφανειακή κυκλοφορία των υδάτων επηρεάζεται κυρίως, από τους θερινούς Ετήσιους ανέμους και την εισροή χαμηλής αλατότητας υδάτων από τη Μαύρη Θάλασσα. Οι άνεμοι προκαλούν την άνοδο των υδάτων, κατά μήκος των δυτικών ακτών, των νησιών του ανατολικού Αιγαίου, με αποτέλεσμα τη δημιουργία μιας κρύας ζώνης στην επιφάνεια, με θερμοκρασίες 2-3°C χαμηλότερες απ' ό,τι στο Βόρειο και Δυτικό Αιγαίο. Κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού, αυτό το πιο κρύο νερό εμφανίζεται στο Ανατολικό Αιγαίο, από το νησί της Ρόδου ως το πλατώ της Λήμνου. Το χειμώνα, τα θερμότερα ύδατα, που προέρχονται από τα νότια βρίσκονται, στην ίδια περιοχή, ενώ τα κρύα νερά, που φθάνουν από τα Στενά των Δαρδανελίων, εξαπλώνονται στο πλατώ της Σαμοθράκης.



Εικ.23. Επιφανειακή κυκλοφορία στο Αιγαίο (Aksu et al, 1995, Lykousis et al, 2002). Τα άσπρα βέλη δείχνουν τα χαμηλής αλατότητας ύδατα της Μαύρης Θάλασσας, ενώ τα μαύρα βέλη δείχνουν τα θερμά και υψηλής αλατότητας ύδατα της Μεσογείου.

Η κυκλοφορία των επιφανειακών νερών στο Αιγαίο είναι γενικά κυκλωνική, εξαιτίας της εισόδου νερών από τα νοτιοανατολικά στενά του Αιγαίου, που προέρχονται από την θάλασσα της Λεβαντίνης στην Ανατολική Μεσόγειο. Τα νερά αυτά εισερχόμενα στο Αιγαίο, κινούνται προς τα βόρεια κοντά στα ανατολικά παράλια, μεταφερόμενα από το ρεύμα της Μικράς Ασίας, (Theocharis et al., 1993), στρέφονται στην συνέχεια, προς τα δυτικά, για να εξέλθουν τελικά κινούμενα προς τα νότια, δια μέσου των νοτιοδυτικών στενών Κρήτης-Κυθήρων.



Εικ.24. Κυκλοφορία του Αιγαίου σε χάρτη επιφανειακής θερμοκρασίας (οι συνεχείς γραμμές δείχνουν τους σχηματισμούς μόνιμου, ενώ οι διακεκομμένες παροδικού χαρακτήρα)(Papathanassiou and Zenetos, 2005, State of the Hellenic Marine Environment).

Υπάρχει λοιπόν, μια γενική κυκλική κυκλοφορία στο Αιγαίο. Εντούτοις, τα πιο ενεργά δυναμικά χαρακτηριστικά γνωρίσματα είναι οι κυκλωνικοί και αντικυκλωνικοί στρόβιλοι μεσαίας κλίμακας. Η χωρική και χρονική μεταβλητότητα αυτών των χαρακτηριστικών γνωρισμάτων δεν είναι πραγματικά γνωστή. Μερικά από αυτά τα χαρακτηριστικά γνωρίσματα εμφανίζονται να είναι μόνιμα (πχ. ο κυκλωνικός στρόβιλος στη λεκάνη της νότιας Χίου), ενώ άλλα έχουν έναν παροδικό χαρακτήρα.

Στα επιφανειακά στρώματα η κυκλοφορία του νερού είναι γενικά κυκλωνική (αριστερόστροφη). Χαρακτηρίζεται γενικά σαν θερμόαλη, αλλά συχνά ο άνεμος παίζει εξίσου σημαντικό ρόλο. Η ένταση των ρευμάτων, για βάθη μικρότερα των 100 m, είναι μεγαλύτερη από αυτή των βαθύτερων στρωμάτων. Στη διαμόρφωση της επιφανειακής κυκλοφορίας ουσιαστικό ρόλο παίζουν η είσοδος και η έξοδος μαζών νερού από τα Δαρδανέλια και τα στενά του Κρητικού τόξου. Μάζες ψυχρού και υφάλμυρου νερού από τη Μαύρη Θάλασσα, εισέρχονται από τα Δαρδανέλια στο βορειοανατολικό Αιγαίο και κατευθύνονται δυτικά, αναμειγνυόμενες με τα πολύ πιο αλμυρά και θερμά επιφανειακά νερά, που προέρχονται από τα νοτιοανατολικά. Τα τελευταία μπαίνουν στο Αιγαίο από το νοτιοανατολικό άκρο του και φθάνουν ως τα βορειοδυτικά της Λήμνου. Τα νερά της Μαύρης Θάλασσας στρέφονται κατόπιν προς νότο ακολουθώντας την ακτογραμμή της ανατολικής ηπειρωτικής Ελλάδας, φθάνοντας ως και τα στενά των Κυθήρων και των Αντικυθήρων, από όπου εξέρχονται προς το Ιόνιο.

Στο Βόρειο Αιγαίο ειδικότερα, η κυκλοφορία των επιφανειακών νερών επηρεάζεται από την είσοδο νερών, προερχόμενων από την Μαύρη Θάλασσα, δια μέσου των στενών του Βοσπόρου, της Θάλασσας του Μαρμαρά και των Στενών των Δαρδανελίων. Η Μαύρη Θάλασσα αποτελεί μιά δεξαμενή νερών χαμηλής αλατότητας (υφάλμυρη) και θερμοκρασίας, καθώς δέχεται γλυκά νερά, από πολλούς ποταμούς της Βόρειας Ευρώπης και της Ρωσίας. Ένα επιφανειακό στρώμα νερού, χαμηλής αλατότητας προερχόμενο από την Μαύρη Θάλασσα, εισέρχεται στο Αιγαίο, ενώ ταυτόχρονα, ένα υποεπιφανειακό στρώμα υδάτων του Αιγαίου εισέρχεται στη Θάλασσα του Μαρμαρά, μέσω των Δαρδανελίων και καταλήγει τελικά στην Μαύρη Θάλασσα (Unluata et al., 1990). Δηλαδή η Μεσόγειος, ανταλλάσσει νερό με την Μαύρη Θάλασσα, μέσω ροής διπλού στρώματος, στα Στενά των Δαρδανελίων. Το ισοζύγιο της διπλής αυτής κίνησης είναι θετικό για το Αιγαίο, διότι μέσα από διαδικασίες ανάμειξης και κατακόρυφων κινήσεων, ένα μεγάλο μέρος της ροής ξαναγυρίζει στο Αιγαίο. Η μέγιστη καθαρή ροή των νερών προς το Αιγαίο, είναι περίπου 300 Km³/yr, με εποχιακές διακυμάνσεις και μέγιστες τιμές κατά τους καλοκαιρινούς μήνες (Unluata et al., 1990). Τα χαμηλής αλατότητας νερά, που εισερχόμενα στο Αιγαίο, από τη Μαύρη Θάλασσα, αναμειγνύονται με τα νερά που προέρχονται από την Λεβαντίνη, τα οποία στην συνέχεια βυθίζονται σε κατώτερα στρώματα. Έτσι δημιουργείται ένα λεπτό, επιφανειακό στρώμα νερού (περίπου 20m), χαμηλής αλατότητας, που καλύπτει το μεγαλύτερο μέρος του Βορείου Αιγαίου (Zodiatis, 1994, Georgopoulos, 2002).



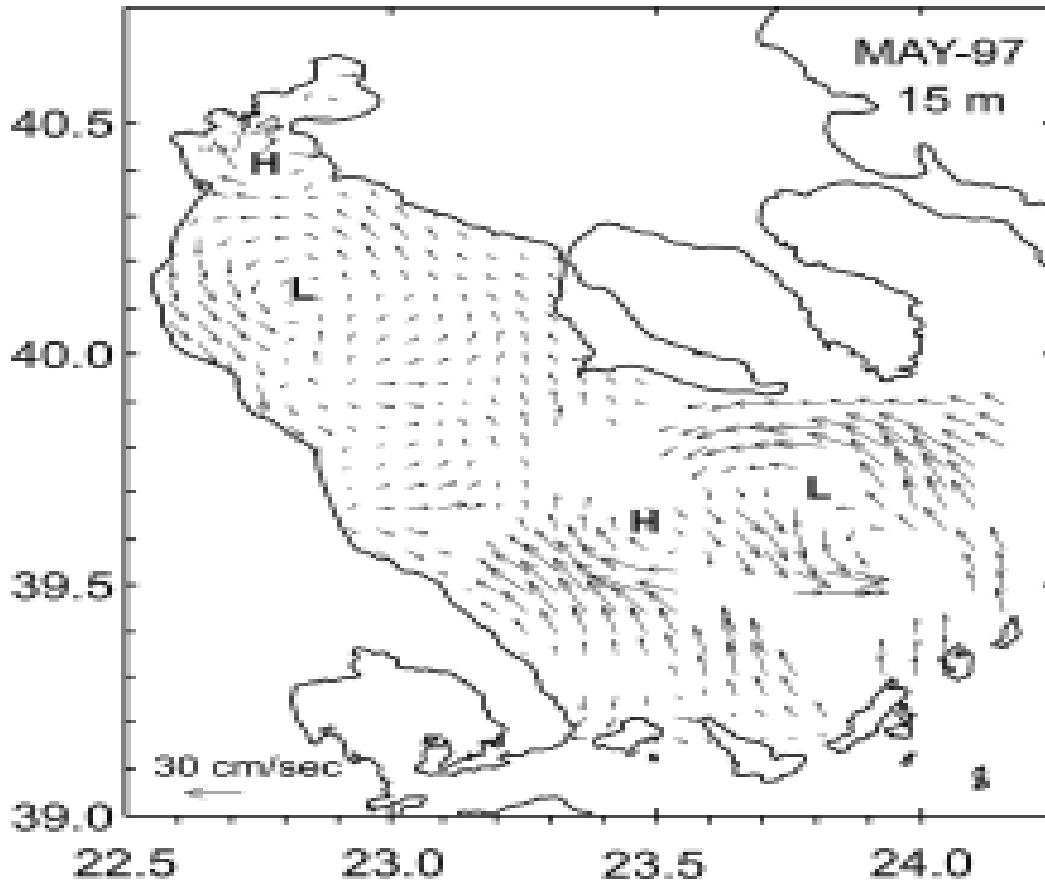
Εικ.25. Δορυφορική απεικόνιση του Βορείου Αιγαίου, όπου φαίνεται και η πορεία των υδάτων από τα Δαρδανέλια. Όπως εμφανίζεται χαρακτηριστικά, ένα σημαντικό τμήμα της ροής κατευθύνεται βόρεια από τη Λήμνο (λόγω της επίδρασης της δύναμης Coriolis, εξαιτίας της περιστροφής της γης) (Hatzikonstantinou, Angelidis, Kotsovinos, 2005).

Η κύρια μάζα των νερών της Μαύρης Θάλασσας, μετά την είσοδο της στο Αιγαίο, διακλαδίζεται σε δύο ρεύματα (Lykousis et al.,2002). Το ένα κατευθύνεται προς τα ΒΔ, διερχόμενο ανάμεσα σε Λήμνο και Ίμβρο, κατευθυνόμενο στην συνέχεια προς τα δυτικά, και το δεύτερο προς τα ΝΔ, διερχόμενο από τα δυτικά-νότια της Λήμνου, στρέφεται προς τα δυτικά, ενώ στη συνέχεια μέρος του ρεύματος αυτού κατευθύνεται προς τα βόρεια και ανιχνεύεται μέχρι την περιοχή της λεκάνης του Άθω.



Εικ.26. Γενικευμένο μοτίβο της επιφανειακής κυκλοφορίας των υδάτων του Βορείου Αιγαίου (Zervakis et al., 2005, Lykousis et al., 2002).

Εκτός από τη γενική κυκλωνική κυκλοφορία του Βορείου Αιγαίου, υπάρχει μία αντικυκλωνική κίνηση στη Σαμοθράκη, που παρατηρείται στο βορειοανατολικό τμήμα του Β.Αιγαίου και ένας αντικυκλώνας κοντά στη χερσόνησο του Άθω. Ο αντικυκλώνας της Σαμοθράκης εγκλωβίζει τα νερά του ΒΔ ρεύματος των νερών της Μαύρης Θάλασσας και τα κατευθύνει προς τα Ανατολικά της Σαμοθράκης. Η αντικυκλωνική αυτή κυκλοφορία, που δεσπόζει στην περιοχή βόρεια της Λήμνου, της Ίμβρου και γύρω από την Σαμοθράκη, συνδέεται με το φαινόμενο της παραμόρφωσης του ριπιδίου του ποταμού Έβρου προς τα ανατολικά (Georgoroulos, 2002).

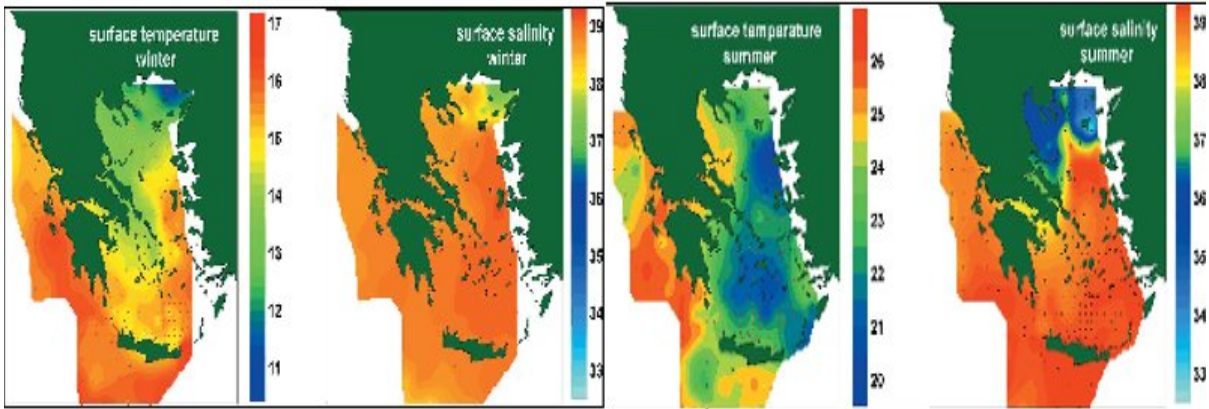


Εικ.27. Η επιφανειακή κυκλοφορία (στα 15m), κατά τη διάρκεια του Μαΐου 1997, στον Θερμαϊκό κόλπο και τη λεκάνη των Σποράδων (Kontoyannis et al., 2003).

Στις περιοχές μεταξύ της νήσου Αγ.Ευστράτιος και Σκύρου (Βόρεια λεκάνη Σκύρου), η επιφανειακή κυκλοφορία είναι κυκλωνική, όπως επίσης και στην περιοχή της λεκάνης των Σποράδων και του Θερμαϊκού κόλπου.

Η κατακόρυφη κατανομή της κολόνας του νερού στο Βόρειο Αιγαίο, αποτελείται γενικά από τρεις θαλάσσιες μάζες κατά βάθος. Η επιφανειακή μάζα αποτελείται κυρίως από τα χαμηλής αλατότητας νερά της Μαύρης Θάλασσας. Η υποεπιφανειακή μάζα εντοπίζεται κυρίως σε βάθη 100-400 m, και αποτελείται από νερά υψηλότερης αλατότητας και θερμοκρασίας, που προέρχονται από την Λεβαντίνη. Τέλος οι βαθιές θαλάσσιες μάζες, οι οποίες κυριαρχούν στις λεκάνες του Βορείου Αιγαίου, αποτελούνται από πυκνά νερά υψηλής αλατότητας (Zervakis et al., 2000, Lykousis et al., 2002).

Το Βόρειο Αιγαίο είναι η κύρια περιοχή δημιουργίας βαθιών νερών στην Ανατολική Μεσόγειο. Μετά από εποχιακές κλιματικές συνθήκες, χαμηλών θερμοκρασιών, λόγω ισχυρών Βόρειων ανέμων, που πνέουν πάνω από την Βαλκανική χερσόνησο (Zervakis and Georgopoulos, 2000), προκαλείται έντονη ανταλλαγή (εξάτμιση), μεταξύ του επιφανειακού νερού και της ατμόσφαιρας, με αποτέλεσμα την δημιουργία πυκνών νερών (αυξημένης αλατότητας), στα ενδιάμεσα στρώματα της περιοχής. Τα πυκνά αυτά νερά καθώς καταδύονται προκαλούν την ανάδυση παλαιότερων βαθιών νερών, που είναι εγκλωβισμένα στις βαθιές λεκάνες του Βορείου Αιγαίου, σε μεγάλα βάθη. Όταν αυτά αναδύονται, καταλαμβάνουν τα ενδιάμεσα βάθη και όταν ξεπεράσουν τα υψώματα της περιοχής (<400m βάθος), ακολουθούν την γενική κυκλοφορία, που τα οδηγεί νοτιότερα να εξέλθουν από το Βόρειο Αιγαίο (Georgopoulos, 2002).

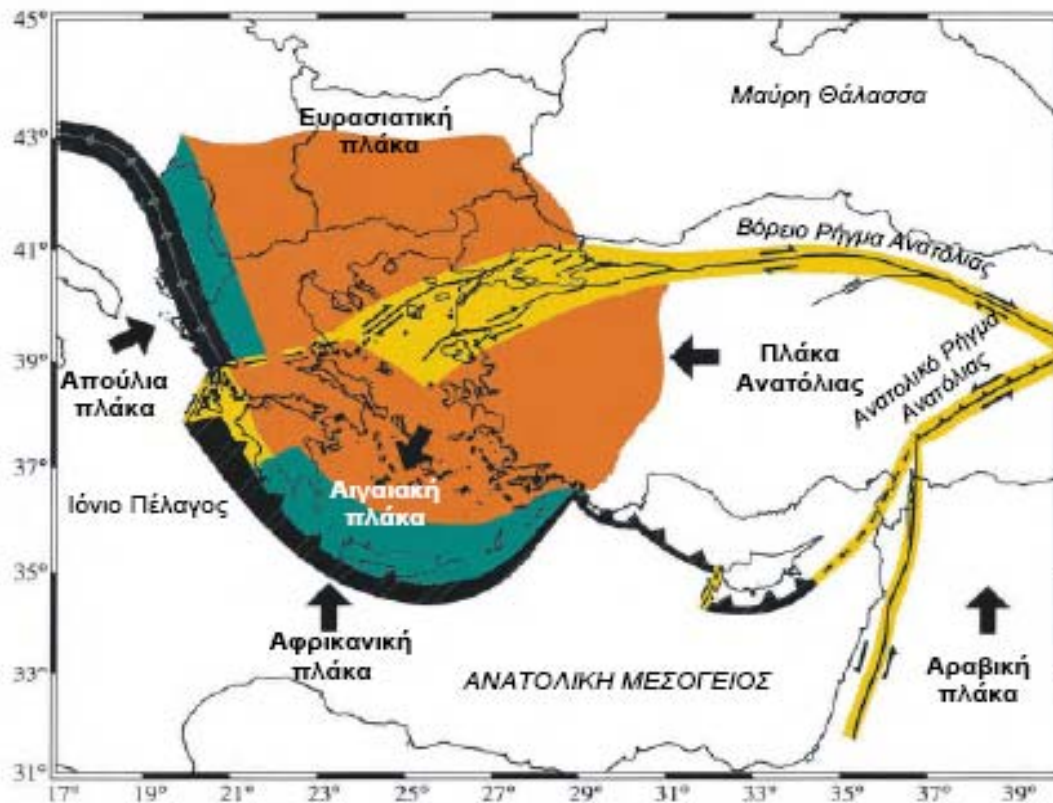


Εικ.28. Τυπικές τιμές θερμοκρασίας και αλατότητας το χειμώνα (αριστερά) και το καλοκαίρι (δεξιά), όπως καταγράφονται από το πρόγραμμα POEM. (Parathanassiou and Zenetos, 2005, State of the Hellenic Marine Environment).

Η δημιουργία βαθιών νερών στο Βόρειο Αιγαίο, οφείλεται στο συνδυασμό εποχιακής εμφάνισης κλιματικών συνθηκών, χαμηλών θερμοκρασιών, λόγω Βόρειων ανέμων, μειωμένης βροχόπτωσης και περιόδων μειωμένης εισροής από τη Μαύρη Θάλασσα, οπότε το επιφανειακό στρώμα του Βορείου Αιγαίου, που προέρχεται από την Μαύρη Θάλασσα, γίνεται λεπτότερο. Επειδή το επιφανειακό στρώμα νερού, λειτουργεί σαν μονωτής θερμοκρασίας και εξάτμισης, μεταξύ υδάτινων στρωμάτων και ατμόσφαιρας, αύξηση του πάχους του έχει ως αποτέλεσμα την επιβράδυνση της δημιουργίας βαθιών νερών (Zervakis and Georgopoulos, 2000).

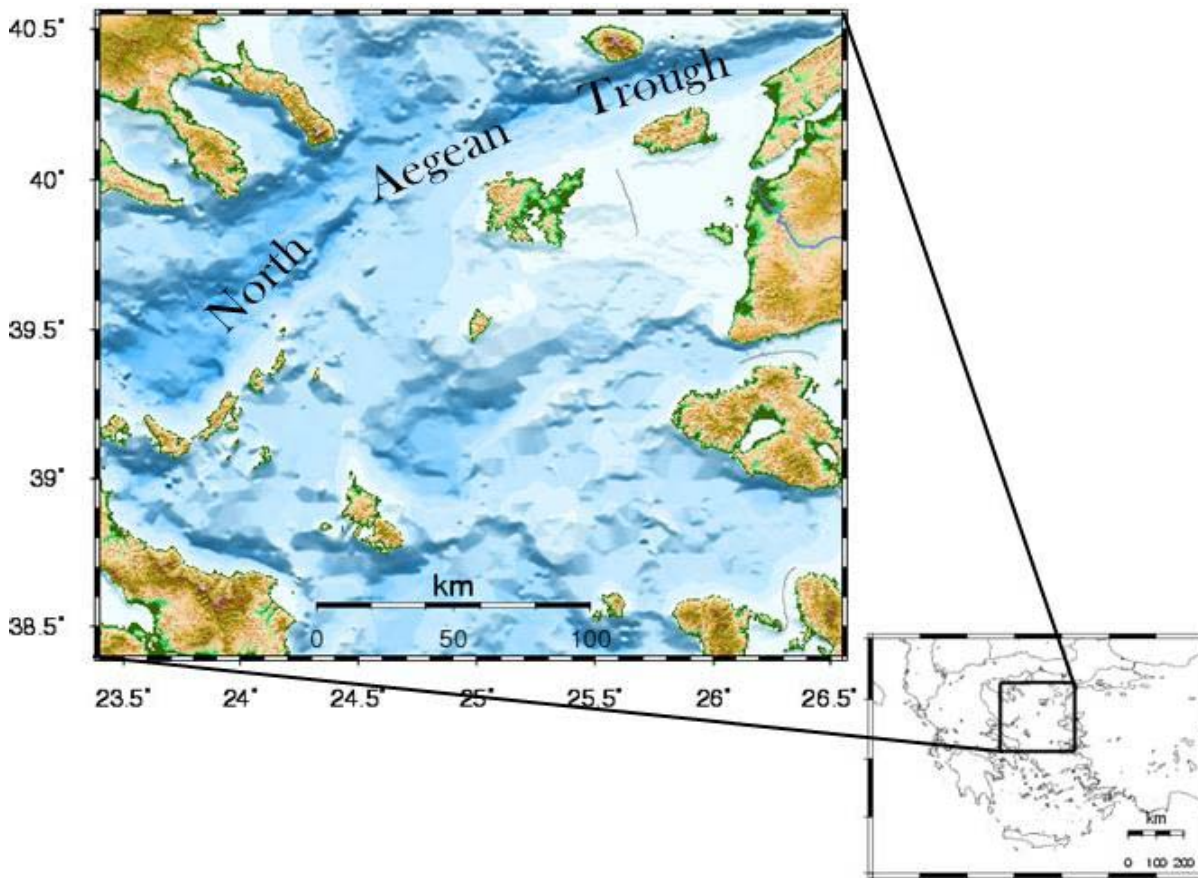
2.7. ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ Β.ΑΙΓΑΙΟΥ

Η Ελλάδα αποτελεί μια ιδιαίτερα ενεργή σεισμοτεκτονική περιοχή, καθώς βρίσκεται στο όριο σύγκλισης δύο κύριων λιθοσφαιρικών πλακών, της Αφρικανικής και της Ευρασιατικής. Η περιοχή αυτή δέχεται, τόσο την επίδραση της κατάδυσης της ωκεάνιας λιθοσφαιρικής πλάκας της Ανατολικής Μεσογείου, κάτω από την Ευρασιατική, όσο και εμμέσως της σύγκρουσης της Αραβικής πλάκας με την Ευρασιατική, η οποία προκαλεί την προς τα δυτικά κίνηση της μικροπλάκας της Ανατολίας, καθώς και της αριστερόστροφης κίνησης της μικροπλάκας της Απουλίας.



Εικ.29. Γενικός χάρτης της Ανατολικής Μεσογείου, όπου φαίνονται οι δύο κύριες τεκτονικές πλάκες της Ευρασίας και της Αφρικής και οι τρεις μικροπλάκες του Αιγαίου, της Ανατολίας και η Απουλία (Parazachos et al., 2005).

Η περιοχή του Βορείου Αιγαίου, επηρεάζεται άμεσα από τις παραπάνω επιδράσεις, στο συνδυασμό των οποίων οφείλονται η εξέλιξη και η γεωδυναμική συμπεριφορά της περιοχής. Το πλέον ενδιαφέρον σεισμοτεκτονικό χαρακτηριστικό, είναι η Τάφρος του Βορείου Αιγαίου (North Aegean Trough, NAT), μια θαλάσσια επιμήκης λεκάνη με μέγιστο βάθος 1600 m. Συνέχεια αυτής, προς τα ανατολικά, αποτελούν οι μικρές λεκάνες στη θάλασσα του Μαρμαρά. Στο βορρά βρίσκεται η σταθερότερη γεωδυναμικά περιοχή της Ροδόπης, η οποία φαίνεται να αποτελεί μεταβατική ζώνη, μεταξύ της σχεδόν σταθερής τεκτονικά περιοχής προς βορρά και της τεκτονικά ενεργού προς νότο περιοχής του Αιγαίου (Gautier et al., 1999). Στα δυτικά παρατηρείται ο τερματισμός του ρήγματος της βόρειας Ανατολίας (North Anatolian Fault, NAF), στην περιοχή των Βορείων Σποράδων.



Εικ.30. Μορφολογικός χάρτης της περιοχής μελέτης όπου διακρίνεται η τάφρος του Βορείου Αιγαίου, η οποία αποτελεί την προέκταση προς τα δυτικά του ρήγματος της βόρειας Ανατολίας (Paradimitriou, 2008).

Έτσι ο χώρος του Βορείου Αιγαίου και ειδικότερα της Τάφρου, αποτελούν ζώνες, με την υψηλότερη σεισμικότητα στον Ελληνικό χώρο. Στις περιοχές αυτές παρατηρείται συχνή εκδήλωση επιφανειακών σεισμών και σεισμών μεσαίου εστιακού βάθους (McKenzie 1972, Taymaz et al., 1991). Ο έντονος εφελκυσμός που παρατηρείται σε ολόκληρο το Αιγαίο, διαδραματίζοντας το σημαντικότερο ρόλο στη διαμόρφωση των τεκτονικών χαρακτηριστικών της περιοχής, είναι αποτέλεσμα της επίδρασης της κατάδυσης της Αφρικανικής λιθοσφαιρικής πλάκας κάτω από το Αιγαίο (Parazachos and Comninakis, 1971), ενώ η κίνηση προς βορρά της Αραβικής πλάκας, ωθεί τη μικροπλάκα της Ανατολίας προς τα δυτικά, η οποία με τη σειρά της προκαλεί την κίνηση προς τα νοτιοδυτικά του Αιγαίου, σε σχέση με την Ευρασιατική πλάκα (McKenzie, 1972). Ο λόγος επομένως, της έντονης σεισμικής δραστηριότητας, είναι η στενή γεωλογική-τεκτονική σχέση της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου, με τη Ρηξιγενή Ζώνη της Βόρειας Ανατολίας. Οποιαδήποτε σεισμική δραστηριότητα της Ρηξιγενούς Ζώνης, επιρρεάζει άμεσα ή έμμεσα, τη σεισμικότητα της Τάφρου.

Γεωλογικά η παραμόρφωση της περιοχής του Β.Αιγαίου κυριαρχείται από δύο διαδικασίες:

- 1) τον εφελκυσμό, που επικρατεί στην οπισθότοξη περιοχή του Αιγαίου, με διεύθυνση Βορρά-Νότο και
- 2) την προς τα δυτικά διάδοση του ρήγματος της βόρειας Ανατολίας, που σχετίζεται με την εξώθηση της μικροπλάκας της Ανατολίας.

Η κατάσταση και το πεδίο των τάσεων στην περιοχή δεν είχαν πάντα τη σημερινή μορφή, αλλά εξελύχθηκαν χρονικά στις εξής φάσεις (Armijo et al., 2003)

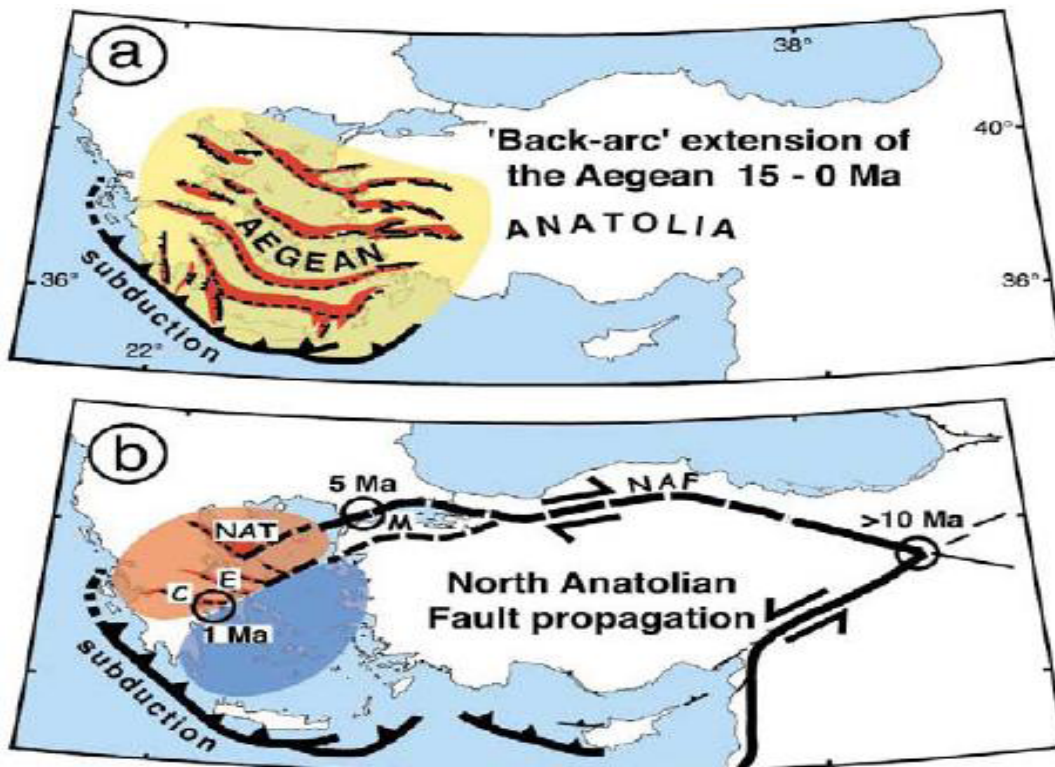
15-21 Ma: Έναρξη εφελκυσμού στο Αιγαίο.

10-13 Ma: Γέννηση του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας στην Ανατολική Τουρκία και επέκταση του προς δυμάς.

5 Ma: Μετακίνηση του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας στη σημερινή θέση της θάλασσας του Μαρμαρά και αρχή αλληλεπίδρασης με το εφελκυστικό πεδίο στο Αιγαίο.

Στο σχήμα που ακολουθεί, παρουσιάζεται η επίδραση του εφελκυσμού στο Αιγαίο, εξαιτίας της κατάδυσης της πλάκας της Ανατολικής Μεσογείου και της διάδοσης του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας, στο πεδίο των τάσεων στην περιοχή. Η επίδραση του εφελκυσμού, λόγω της κατάδυσης της πλάκας της Ανατολικής Μεσογείου, ενισχύεται στο Βόρειο Αιγαίο, από τη διάδοση του Ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας. Ο εφελκυσμός ξεκίνησε πριν περίπου 15-20Ma και συνεχίζει να ασκεί μέχρι σήμερα τη σημαντικότερη επίδραση στην περιοχή. Η είσοδος του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας στο Αιγαίο, πριν περίπου 5Ma, είχε ως συνέπεια την μείωση του εφελκυσμού, στο Κεντρικό και Νότιο Αιγαίο και την αύξηση του στο Βόρειο.

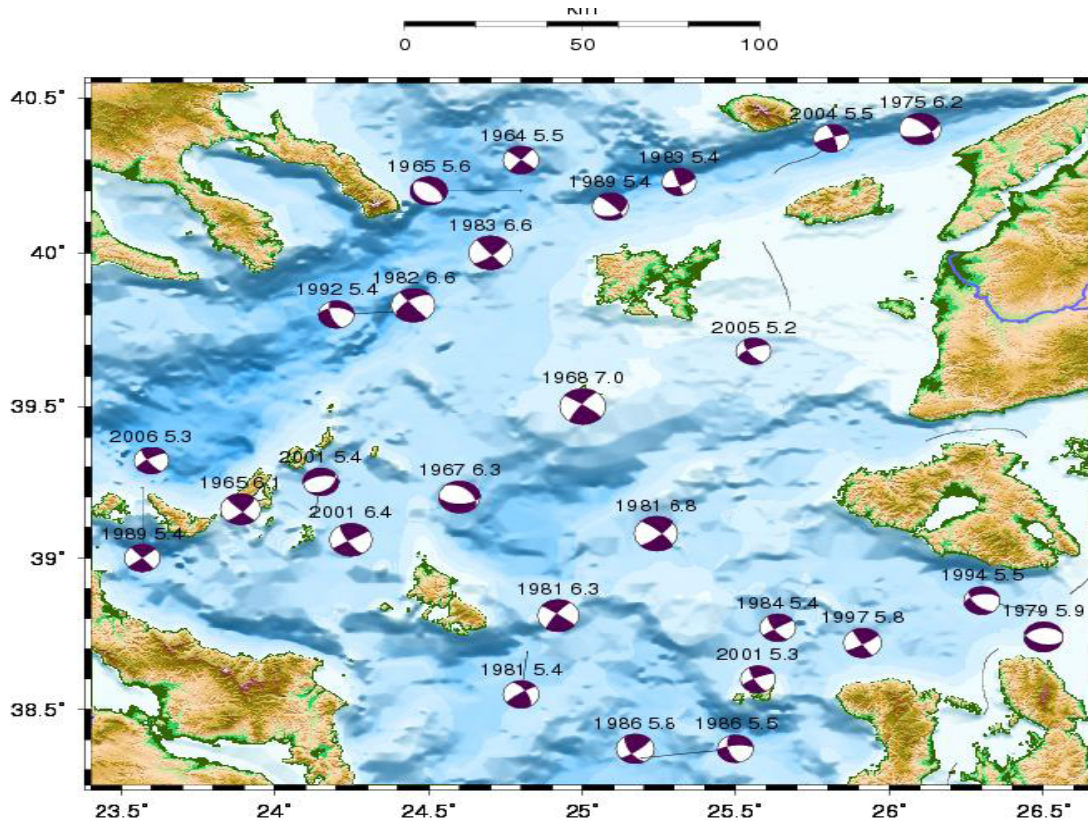
Ο επικρατέστερος τύπος ολίσθησης, στα ρήγματα της περιοχής, είναι επίσης αποτέλεσμα της επίδρασης του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας στην περιοχή. Τα ρήγματα αυτά παρουσιάζουν συνήθως δεξιόστροφες ολισθήσεις, με μικρότερες κανονικές συνιστώσες, όπως έχει προκύψει από την ερμηνεία μηχανισμών γένεσης πρόσφατων ισχυρών σεισμών.



Εικ.31. Οι επιμέρους επιδράσεις των δύο παραγόντων α) εφελκυσμός του Αιγαίου λόγω της κατάδυσης πλάκας της Ανατολικής Μεσογείου β) είσοδος του ρήγματος της βόρειας Ανατολίας στο Β.Αιγαίο (κόκκινη περιοχή εφελκυσμός, μπλε περιοχή σε συμπίεση) (Armijo et al., 2003).

Στις συνιστώσες αυτές οφείλεται η ύπαρξη των λεκανών διάνοιξης (pull-apart basins), ιδιαίτερα κατά μήκος της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου. Τα ρήγματα αυτά έχουν παρατάξεις ΑΒΑ-ΔΝΔ, ή ΒΑ-ΝΔ. Μια ομάδα αριστερόστροφων ρηγμάτων επιβεβαιώθηκε από γεωδαιτικές παρατηρήσεις (Reilinger et al., 2006), στο νότιο και δυτικό τμήμα της περιοχής. Τα ρήγματα αυτά έχουν παράταξη ΒΔ - ΝΑ.

Στο σχήμα που ακολουθεί, φαίνονται οι μηχανισμοί γένεσης σεισμών με $M > 5.3$, που έλαβαν χώρα στην περιοχή μελέτης, από το 1964 έως 2008. Παρατηρείται υψηλή συγκέντρωση ισχυρών σεισμών, κατά μήκος της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου και στην περιοχή των Βορείων Σποράδων. Αρκετοί σεισμοί με μέγεθος $M < 6.0$ έχουν παρατηρηθεί επίσης στο νοτιοανατολικό τμήμα της περιοχής.



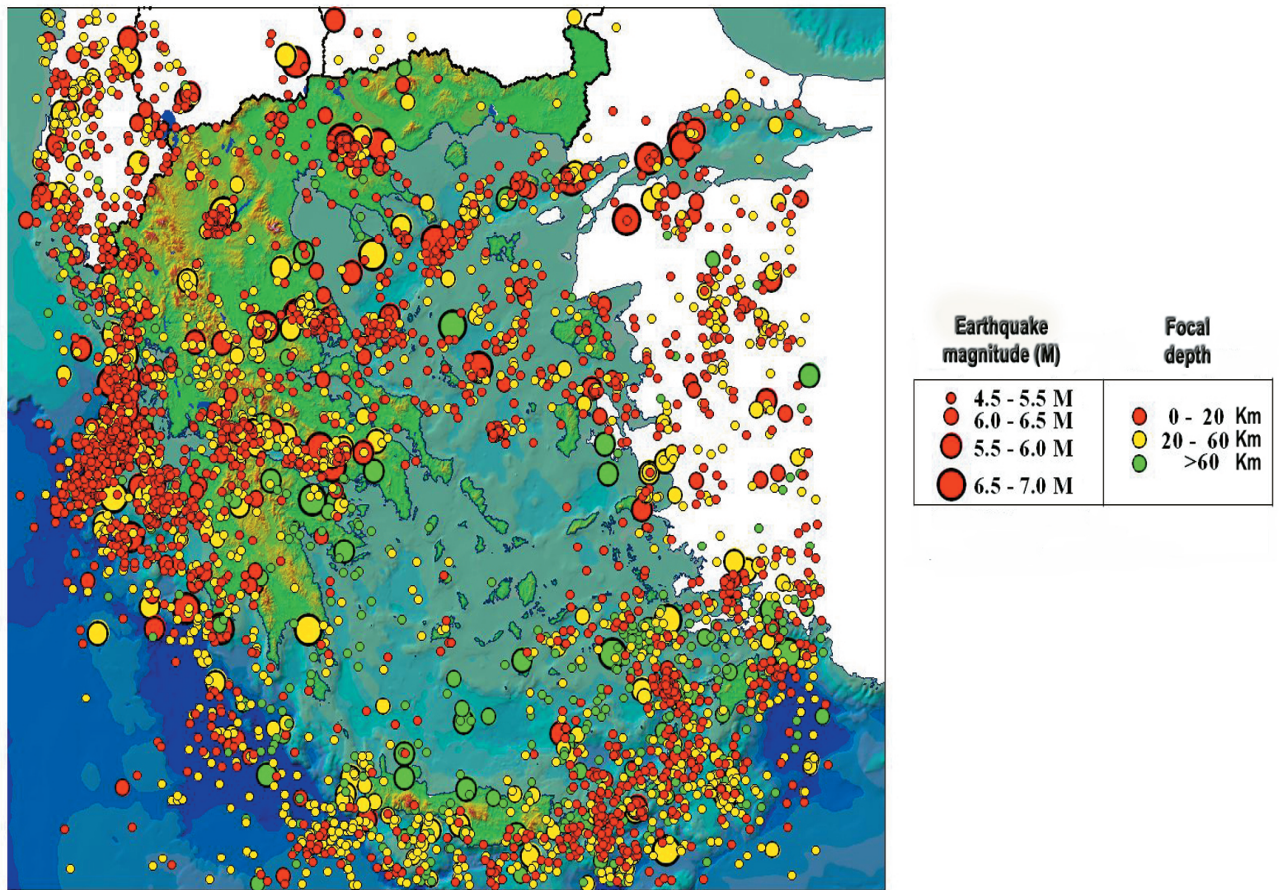
Εικ.32. Χάρτης με τους μηχανισμούς γένεσης σεισμών με $M > 5.3$, στην περιοχή του Βορείου Αιγαίου κατά το χρονικό διάστημα 1964-2008 (Papadimitriou, 2008).

Οι τεκτονικές κινήσεις οριζόντιας ολίσθησης, σε συνδυασμό με τις κινήσεις εφελκυστικού τύπου, που απελευθερώνονται με την δημιουργία κανονικών ρηγμάτων, συνθέτουν το καθεστώς των τάσεων της περιοχής και φαίνεται να είναι ο επικρατέστερος μηχανισμός γένεσης σεισμών, στην ευρύτερη περιοχή της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου (Papazachos, 1989).

Η περιοχή χαρακτηρίζεται από τη συχνή γένεση ισχυρών ($M > 6.0$) σεισμών, όπως προκύπτει από ιστορικές πληροφορίες και ενόργανες καταγραφές. Μεγάλοι σεισμοί, με μεγέθη μεγαλύτερα από $M = 6.5R$, που φθάνουν έως και $M = 7.3R$, έχουν λάβει χώρα στην περιοχή, όχι μόνο κατά τους ιστορικούς χρόνους, αλλά και κατά την πρόσφατη περίοδο του τελευταίου αιώνα (Papazachos, 1989). Κατά την διάρκεια των τελευταίων τριάντα ετών έχουν καταγραφεί τέσσερα σεισμικά γεγονότα, με μέγεθος μεγαλύτερο από $M = 6.0R$ και με επίκεντρο την κεντρική περιοχή της Τάφρου του Β.Αιγαίου (Jackson and McKenzie, 1988, Taymaz et al., 1991), ενώ την περίοδο 1980-1988, άλλοι εννέα σεισμοί, με πολύ μικρό εστιακό βάθος και μέσο μέγεθος $M = 4.0-5.0R$, έχουν καταγραφεί στην ίδια περιοχή. Τέτοιοι μικροί επιφανειακοί σεισμοί, είναι δυνατόν να προξενήσουν μεγάλες τοπικές οριζόντιες εδαφικές επιταχύνσεις και να δημιουργήσουν αστάθεια και κατάρρευση στα ιζήματα των απότομων πρανών της περιοχής (Lykousis et al., 2002).

Στο χώρο του Βορείου Αιγαίου, τα επίκεντρα των σεισμών κατανέμονται, κυρίως στη θαλάσσια περιοχή της Τάφρου, αλλά και στις γειτονικές χερσαίες περιοχές. Όπως έχει παρατηρηθεί και σε άλλες ενεργές περιοχές του Αιγαίου και της Ανατολικής Μεσογείου γενικότερα, έτσι και στην περιοχή του Βορείου Αιγαίου, υπήρξαν κατά το παρελθόν φαινόμενα εκδήλωσης υποθαλάσσιων κυμάτων βαρύτητας (Tsunami), τα οποία προκλήθηκαν από σεισμοτεκτονικά γεγονότα ή κατολισθήσεις και έπληξαν τις παράκτιες περιοχές του Β.Αιγαίου (Papadopoulos and Chalkis, 1984).

Seismic activity from 1964 to 2003

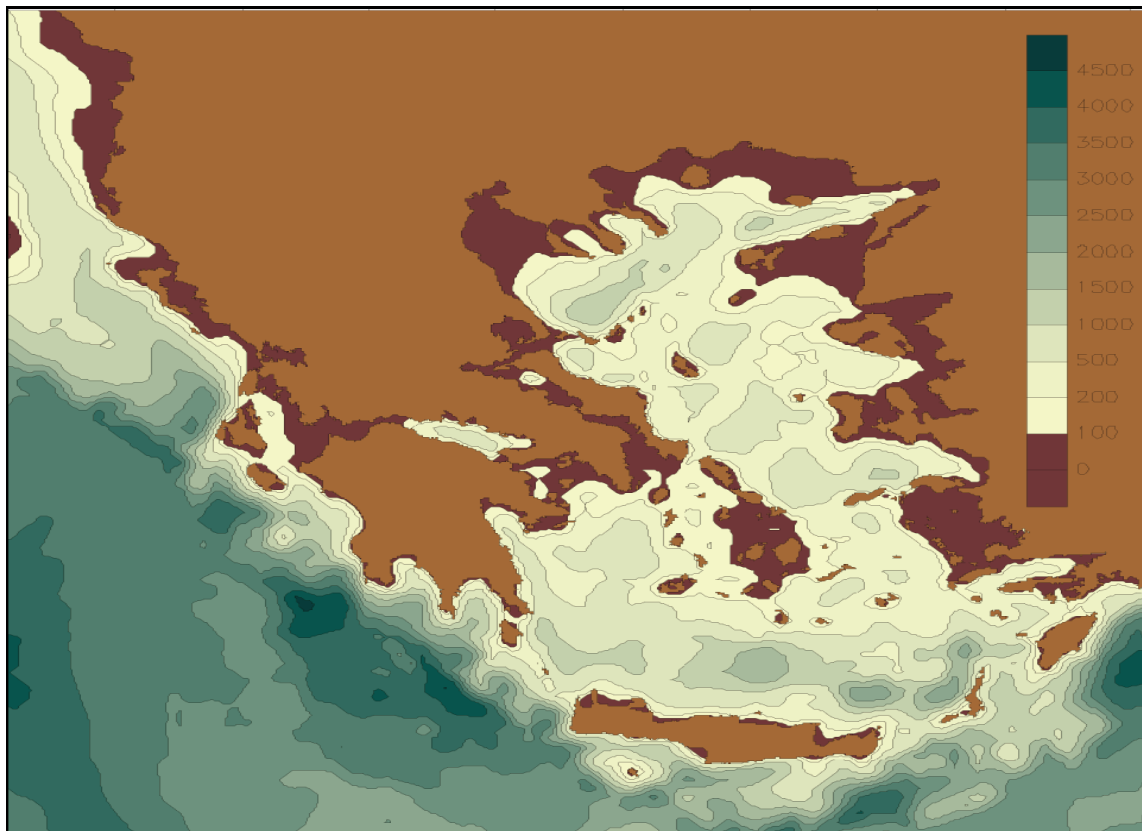


Εικ.33. Η κατανομή των επικέντρων και του εστιακού βάθους των σεισμών στο Αιγαίο και τη γύρω περιοχή δημιουργεί διάφορες σεισμικές ζώνες (δεδομένα από το γεωδυναμικό ινστιτούτο NOA) (Papathanassiou and Zenetos, 2005, State of the Hellenic Marine Environment).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3: Η ΙΖΗΜΑΤΟΓΕΝΕΣΗ ΣΤΟ ΒΟΡΕΙΟ ΑΙΓΑΙΟ

3.1. ΠΑΛΑΙΟΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΙΑ

Το Αιγαίο, όντας μια ημίκλειστη περιθωριακή λεκάνη, με σχετικά μικρό όγκο (σε σχέση με τον ανοιχτό ωκεανό), δείχνει ταχύτερη ανταπόκριση στις κλιματικές αλλαγές. Κατά συνέπεια, τα σημάδια κλίματος είναι καλά εκφρασμένα στο Αιγαίο. Επιπλέον, το Βόρειο Αιγαίο, παρουσιάζει γενικά, αυξημένα ποσοστά καθίζησης και μειωμένη ανάμειξη ιζημάτων, σε σχέση με τον ανοιχτό ωκεανό, ειδικά κατά τη διάρκεια περιόδων στο παρελθόν, που ο βυθός των θαλασσών έγινε ανοξικός. Αυτές οι ιδιότητες καθιστούν το Αιγαίο μια εξαιρετική τοποθεσία για την διερεύνηση των μεταβολών του κλίματος και της υδρογραφίας, σε μεγάλη χρονική κλίμακα (δεκαετιών ή εκατονταετιών).



Εικ.34. Η στάθμη της θάλασσας και γενίκευση της παλαιομορφολογίας της περιοχής του Αιγαίου στα τέλη του Παγόμορφου (~18-20 kyr BP) (Lykousis, 2003).

Η τήξη των παγετώνων δεν είχε μόνο ως αποτέλεσμα την άνοδο της στάθμης της θάλασσας, αλλά και μια σειρά επακόλουθων ισοστατικών προσαρμογών του φλοιού και του μανδύα της Γης (Lambeck and Chappell, 2001). Για τις περιοχές που βρίσκονται μακριά από τα σημεία εξάπλωσης των παγετώνων, όπως η Μεσόγειος, οι ισοστατικές αυτές προσαρμογές είναι το αποτέλεσμα της επιπλέον φόρτισης των θαλάσσιων λεκανών, από τον προστιθέμενο όγκο του νερού, που προέρχεται από την τήξη των παγετώνων. Απεναντίας, στις περιοχές που αποτελούν τα επίκεντρα εξάπλωσης των παγετώνων οι ισοστατικές προσαρμογές προέρχονται από την μείωση της φόρτισης του φλοιού, λόγω συρρίκνωσης της μάζας των παγετώνων. Αντίστοιχες υδρο-ισοστατικές κινήσεις έχουν λάβει χώρα και στον ελλαδικό χώρο, όπως προκύπτει από την εφαρμογή παγετο-υδρο-ισοστατικών μοντέλων (Lambeck et al., 2003).

Η περίοδος του Ανώτερου Πλειστοκαίνου έχει επίσης χαρακτηριστεί από έντονες κλιματικές μεταβολές (Dansgaard et al., 1993). Οι μεταβολές αυτές έχουν μελετηθεί εκτενέστατα για το χώρο της Μεσογείου και της Μέσης Ανατολής και έχουν συσχετισθεί με κλιματικές μεταβολές, που έλαβαν χώρα στον Βόρειο Ατλαντικό (Nebout et al., 2002), όπως τα ξαφνικά ψυχρά γεγονότα Heinrich (Broecker, 1992, Bartov et al., 2003) και οι βίαιες μεταβολές μεταξύ θερμού-υγρού και ψυχρού-ξηρού κλίματος, οι οποίες χαρακτηρίζονται και ως επεισόδια Dansgaard-Oeschger (D-O events). Η περίοδος των επεισοδίων αυτών είναι γνωστή και πολύ καλά καταγραμμένη (1000-1500 χρόνια για τα γεγονότα D-O, 16 kyr BP αναφέρεται το τελευταίο γεγονός τύπου Heinrich). Οι ξαφνικές αυτές μεταβολές, προέρχονται από μεταβολές τις ηλιακής ακτινοβολίας, της εκκεντρότητας της Γης, καθώς και από άλλους εξωγενείς παράγοντες και έχουν ως αποτέλεσμα τις σημαντικές μεταβολές του όγκου των ηπειρωτικών παγετωδών καλυμμάτων και τη δημιουργία παγόβουνων στο χώρο του βορειοανατολικού Ατλαντικού (Broecker, 1992).

Οι υψηλής συχνότητας μεταβολές του κλίματος, στο χώρο της Ευρώπης, συνεχίστηκαν και κατά το Ανώτερο Ολόκαινο, μέχρι και τους ιστορικούς χρόνους, με την πιο πρόσφατη να συμβαίνει κατά το Μεσαίωνα, όπου μετά από μια θερμή περίοδο (Medieval Warm) διάρκειας περίπου 400 χρόνων (1000-1400 μ.Χ.), επικράτησε μία σχετικά ψυχρή και υγρή περίοδος (Little Ice Age), μέχρι περίπου τα τέλη του 19ου αιώνα (Nesje et al., 2000). Στην περιοχή της Μεσογείου, η τελευταία αυτή κλιματική ταλάντωση, είχε ως συνέπεια σημαντικές μεταβολές, τόσο στο υδρολογικό, όσο και στο ιζηματολογικό καθεστώς των δελταϊκών συστημάτων. Η κλιματική αυτή

διαταραχή είχε άμεσο αντίκτυπο στους κατοίκους παραποτάμιων οικισμών, με αποτέλεσμα τις πρώτες δυναμικές ανθρωπογενείς παρεμβάσεις στα δελταϊκά αυτά συστήματα (Fernandez-Salas et al., 2003, Corregiari et al., 2005).

Παλαιοκλιματικές μελέτες στην Ανατολική Μεσόγειο και το Αιγαίο έχουν δείξει ότι, οι κλιματικές μεταβολές είναι συχνά περίοδοι μεγάλης αστάθειας, που χαρακτηρίζονται από απότομες μεταβολές περιβαλλοντικών παραμέτρων. Την περίοδο σχηματισμού του σαπροπηλού (~ 9500-6500 BP), ισχυρή υγρασία και αύξηση της απορροής, επηρέασαν τη λεκάνη της Μεσογείου, προκαλώντας σοβαρή μείωση στην εξάτμιση. Οι αλλαγές στη σύνθεση των σταθερών ισοτόπων, οδήγησαν σε σημαντική μεταβλητότητα της ποσότητας γλυκού νερού της Μεσογείου. Μια αύξηση 20-30% στην ποσότητα γλυκού νερού, ήταν αρκετή για να επιτρέψει τη διακοπή παραγωγής βαθέων υδάτων στο Αιγαίο, ενώ η αύξηση των θρεπτικών συστατικών στην λεκάνη, οδήγησε σε ενίσχυση της παραγωγικότητας των επιφανειακών υδάτων. Η βιολογική ύλη, που γρήγορα βυθίστηκε στο βυθό της θάλασσας, στα παλιά βαθιά υδάτα, διατηρήθηκε καθώς θάφτηκε στα ιζήματα. Βενθικές πανίδες και ισοτοπικά κλάσματα σε πυρήνες ιζημάτων, προσθέτουν αποδείξεις στην υπόθεση ότι, το μεγαλύτερο μέρος της στήλης του νερού (τουλάχιστον κάτω των 2000 m), δεν ήταν ποτέ εντελώς ανοξικό κατά τη διάρκεια σχηματισμού σαπροπηλού S1, αλλά ότι η αληθινή ανοξία (όπως αντικατοπτρίζεται στα ιζήματα), περιορίστηκε σε ένα λεπτό στρώμα νερού, πάνω από την επιφάνεια των ιζημάτων. Άλλωστε κάθε αύξηση εξαερισμού, θα μπορούσε προσωρινά να ξανα-οξυγονώσει τα βαθιά νερά, αφήνοντας επαρκή βιοδιαθέσιμο οξυγόνο, για την υποστήριξη βενθικών οργανισμών.

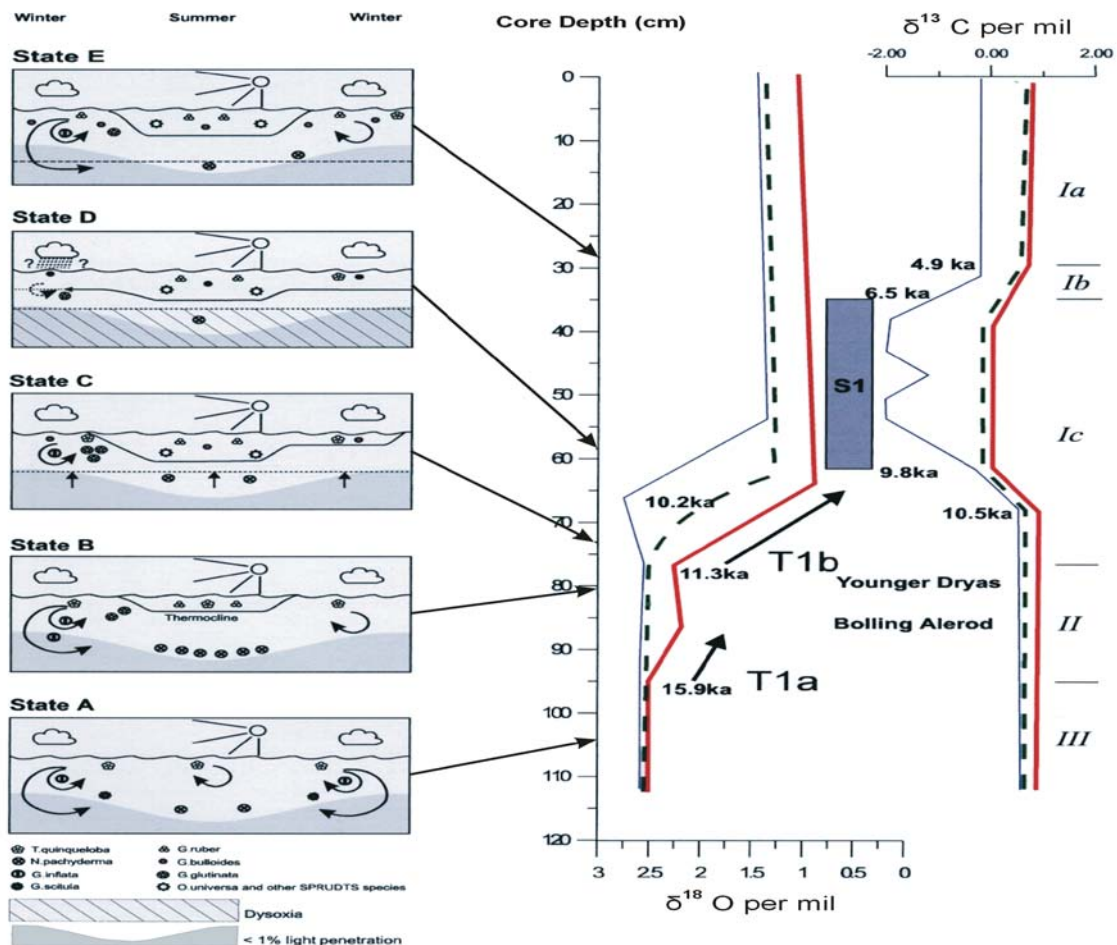
Μελέτες μικρο-πανίδας (πλαγκτονικών και βενθικών τρηματοφόρων), σε πυρήνες του Αιγαίου, δείχνουν μια μείωση στα επιφανειακά ύδατα της αλατότητας, σε όλο το Αιγαίο, κατά τη διάρκεια της απόθεσης του σαπροπηλού S1 και αυξημένη εισροή επίγειων οργανικών υλών, από μεγάλα ποτάμια, που καταλήγουν στο Βόρειο Αιγαίο. Οι παρατηρήσεις αυτές, δείχνουν υψηλές συγκεντρώσεις χερσογενών και πλαγκτονικών οργανικών βιοδεικτών κατά τη διάρκεια της απόθεσης του σαπροπηλού. Η παροχή θρεπτικών ουσιών και η παραγωγικότητα οργανικού άνθρακα ήταν πολύ βελτιωμένη κατά την απόθεση του σαπροπηλού, σε σύγκριση με τη σημερινή (Gogou et al., 2004).

Μεταξύ 9800-6500 yrs BP, το Αιγαίο δέχθηκε μια σημαντική φάση μείωσης θερμοάλου εξαερισμού, που έχει αποδοθεί στην ενίσχυση του γλυκού νερού από εισροές και αποθέσεις των ανοξικών, πλούσιων σε οργανικό άνθρακα ιζημάτων (σαπροπηλού S1), (Rohling, 1994). Πολλές πηγές προτείνουν για την αυξημένη εισροή γλυκού νερού στη Μεσόγειο Θάλασσα: (1) εισροή παγετώδων υδάτων στη Μεσόγειο μέσω της Αδριατικής και του Αιγαίου, κατά την μετάβαση από παγωτώδη σε μεσοπαγετώδη περίοδο, (2) αύξηση απορροών από τον Νείλο, λόγω των ενισχυμένων Αφρικανικών μουσώνων, (3) αυξημένες βροχοπτώσεις και ποτάμιες εκροές, κατά μήκος της βόρειας παραμεθορίου της Ανατολικής Μεσογείου, (4) το άνοιγμα των στενών του Βοσπόρου και των Δαρδανελίων και την εισροή των υδάτων της Μαύρης Θάλασσας στο Αιγαίο, μετά την τελευταία ανύψωση της στάθμης της θάλασσας. Η αυξημένη εισροή γλυκού νερού ενίσχυσε τις συγκεντρώσεις των θρεπτικών ουσιών στη λεκάνη, που ενίσχυσαν με τη σειρά τους την παραγωγικότητα.

Δύο βασικές θεωρίες έχουν προταθεί για τον σχηματισμό σαπροπηλού. Η ανοξική θεωρία προτείνει ότι σε περιόδους υπερβολικής εισροής γλυκού νερού στη Μεσόγειο Θάλασσα, η στήλη του νερού έγινε έντονα στρωματοποιημένη, αποτρέποντας την κάθετη ανάμιξη και παροχή οξυγόνου προς τα βαθύτερα ύδατα, διατηρώντας έτσι τα υψηλότερα ποσοστά του συνολικού οργανικού άνθρακα και των σαπροπηλικών αποθέσεων. Σαπροπηλικές απόθεσεις περατώθηκαν, όταν η κατακόρυφη ανάμιξη και ο αερισμός του βυθού των θαλασσών αποκαταστάθηκαν, μετά την παύση της μεγάλης εισροής γλυκού νερού. Κατά τη διάρκεια αυτών των χρόνων, βιοκλαστικά ιζήματα κατατέθηκαν, γενικά με λιγότερο από 0,5% οργανικό άνθρακα. Επειδή οι σαπροπηλοί περιέχουν συνήθως 5-10% οργανικό άνθρακα, η ανοξία μόνη της δεν μπορεί να εξηγήσει τον σχηματισμό σαπροπηλού.

Εκτός από τη θεωρία της ανοξίας, ο σχηματισμός σαπροπηλού έχει συσχετισθεί και με αυξήσεις παραγωγικότητας των εξαγωγών. Η υπόθεση της υψηλής παραγωγικότητας υποστηρίζει ότι η σημερινή βιολογική παραγωγή οργανικής ύλης στη Μεσόγειο, είναι ανεπαρκής για να παράγει περισσότερο από ένα μικρό ποσοστό οργανικού άνθρακα στα ιζήματα, ακόμη και αν η διατήρηση της οργανικής ύλης ήταν τέλεια. Ως εκ τούτου, έχει προταθεί ότι οι αποθέσεις σαπροπηλού προκλήθηκαν από την αύξηση της ροής οργανικής ύλης.

Πρόσφατες μελέτες έδειξαν ότι οι θεωρίες της στασιμότητας της ανοξίας και της αυξημένης βιολογικής παραγωγικότητας, δεν αλληλοαποκλείονται, αφού η αύξηση της παραγωγικότητας ενισχύει την εξαγωγή του οργανικού άνθρακα των επιφάνειακων ιζήματων και θα μπορούσε να αξιοποιήσει όλο το διαθέσιμο οξυγόνο, οδηγώντας σε ανοξία. Έτσι, μια ενισχυμένη πρωτογενής παραγωγή θα μπορούσε να έχει προκληθεί με τις αυξημένες εισροές θρεπτικών, μέσω ποταμών, ή με την αυξημένη αλλαγή στα πρότυπα κυκλοφορίας του νερού και θα μπορούσε να αξιοποιήσει όλο το διαθέσιμο οξυγόνο, παράγοντας ανοξία σε εκείνους τους χρόνους. Μελέτες που βασίζονται σε χημικές αναλύσεις, υποστηρίζουν ότι αποθέσεις σαπροπηλού σχετίζονται με διεργασίες σχηματισμού βαθιών λιμνών.



Εικ.35. Αναπαράσταση της ιστορίας της κυκλοφορίας του Αιγαίου που δείχνει τις αλλαγές στην ανάμειξη των βαθέων υδάτων μαζί με τις σημαντικότερες αλλαγές στα ισότοπα των διαφορετικών βενθικών τρηματοφόρων. (Parathanassiou and Zenetos, 2005, State of the Hellenic Marine Environment).

Το χρονοδιάγραμμα των αλλαγών κυκλοφορίας, κατα την τελευταία παγετώδη και μεσοπαγετώδη περίοδο στο Αιγαίο, χωρίζεται στις εξής φάσεις: (Α) Η περίοδος αυτή χαρακτηρίζεται από μια ενιαία και καλά αναμεμειγμένη μάζα νερού, με μια μικρή διαφορά πυκνότητας στη στήλη του νερού. Η βαθιά ανάμιξη και ομογενοποίηση της υδάτινης στήλης είναι ενδεικτική της μίξης καθόλο το χρόνο. Η παγετώδης κυκλοφορία φαίνεται να μεταβάλλεται με τον τερματισμό του ισοτοπικού σταδίου, οπότε παρατηρείται μια στροφή στο περιβάλλον, τόσο στην πανίδα όσο και στα ισοτοπικά δεδομένα. Η έναρξη της παρούσας αλλαγής υπολογίζεται περίπου στα 15900 yrs B.P. (Β) Η φάση αυτή είναι χαρακτηριστική του καθεστώτος που φαίνεται να σηματοδότησε την εμφάνιση των ευδιάκριτων εποχιακών διαστρωμάτωσεων, στο μετά-παγόμορφο Αιγαίο. Κατά τη διάρκειά της, παρατηρήθηκε η πρώτη ουσιαστική εμφάνιση θερμού στρώματος μίξης, γεγονός που υποδηλώνει μια γενική αύξηση της θερμοκρασίας στην επιφάνεια της θάλασσας και οδήγησε στην ανάπτυξη και ενίσχυση ενός σταθερού καλοκαίρινου θερμοκλινούς, σε ένα γενικά καλά οξυγονωμένο περιβάλλον στο Αιγαίο (Cadford et al., 2002). Μελέτες των επιπέδων των λίμνων της Αφρικής και της εισροής αιολικής σκόνης, δείχνουν ότι την περίοδο αυτή έγινε η αρχή μιας περιφερειακής αύξησης της υγρασίας (Αφρικανική υγρή φάση, African Humid Phase AHP). Αύξηση της ποσότητας του γλυκού νερού, οδήγησε σε αύξηση της επιφανειακής άνωσης, συμβάλλοντας στην δημιουργία εποχικής διαστρωμάτωσης. Η περίοδος αυτή διήρκεσε περίπου έως 12500 yrs BP και ακολούθησε η περίοδος της Νεότερης Δρυάς (Younger Dryas, YD), όπου από κοινού με τον βόρειο Ατλαντικό, εμφανίστηκε και στο Αιγαίο, ένα δροσερό και ξηρό καιρικό φαινόμενο. Οι συνθήκες αυτές εξακολούθησαν μέχρι περίπου 11300 yrs BP πριν από σήμερα. Με τον τερματισμό της περιόδου αυτής, ξανάρχισε η Αφρικανική υγρή φάση, στα περίπου 10500 yrs BP και συνεχίστηκε μέχρι 5500 yrs BP στο Αιγαίο. Αυτή ερμηνεύεται ως αποτέλεσμα της αύξησης της υγρασίας στο Αιγαίο, καθώς η αυξημένη εισροή γλυκού νερού, μείωσε την ανάμειξη. Η έναρξη της παραγωγής σαπροπηλού, που συνέβει περίπου 1500 χρόνια μετά την απομόνωση των βαθιών-ενδιάμεσων υδάτων, σηματοδοτεί τη φάση (D), περίπου 9800 yrs BP. Η απομόνωση των υπόγειων υδάτων επέτρεψε την υπόγεια συσσώρευση προϊόντων επαναμεταλλοποίησης, για ένα διάστημα πάνω από 1500 χρόνια. Αυτή η μακροπρόθεσμη συσσώρευση παρείχε μια σημαντική πηγή θρεπτικών ουσιών, που διατήρησαν ενισχυμένη την παραγωγικότητα, κατά τη διάρκεια εναπόθεσης του σαπροπηλού (Casford et al., 2002). Η περίοδος αυτή τελείωσε με την επανεμφάνιση χειμερινής μίξης σε περίπου 6500 yrs BP, ενώ η επιστροφή στη σύγχρονη πανίδα ολοκληρώθηκε περίπου 4900 yrs BP (φάση E).

3.2. ΣΑΠΡΟΠΗΛΙΚΑ ΙΖΗΜΑΤΑ ΤΟΥ ΒΟΡΕΙΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ

Ο κατώτερος σαπροπηλός άρχισε να αποτίθεται 9,2 kyrs BP, (Perissoratis and Piper, 1992) και η απόθεση του ολοκληρώθηκε 7.84 kyrs BP, ή μπορεί να συνεχίστηκε για τουλάχιστον 1 kyr αργότερα και να ολοκληρώθηκε 6,4 kyrs BP (Perissoratis and Piper, 1992).

Τα σαπροπηλικά ιζήματα αποτελούνται από λεπτόκοκκη ιλύαργίλο, με αυξημένη περιεκτικότητα σε οργανικό άνθρακα και αποτελούν την απόθεση του σαπροπηλού στο Βόρειο Αιγαίο. Σαπροπηλικές ενότητες εντοπίστηκαν στα ιζήματα των βαθιών λεκανών (βόρεια της Σκύρου, λεκάνη Άθω), της ρηχής λεκάνης νότια του πλατώ της Λήμνου και στα ιζήματα των πρανών της λεκάνης βόρεια της Σκύρου. Υπολείμματα σαπροπηλού εντοπίστηκαν στα ιζήματα της διαταραγμένης δεύτερης ενότητας, τα οποία αποτέθηκαν κάτω από τις έντονες διεργασίες που προκάλεσε εκτεταμένη κατολίσθηση στα βορειοανατολικά πρανή της λεκάνης του Άθω (Lykousis, 2002). Στα πρανή της Τάφρου του Β.Αιγαίου, οι έντονες διεργασίες απόθεσης (ροές μαζών) των ιζημάτων που επικρατούσαν, δεν επέτρεψαν τον σχηματισμό των σαπροπηλικών ιζημάτων στις περιοχές αυτές.

Στους σαπροπηλούς του Β.Αιγαίου το φαινόμενο της απόθεσής του, έχει παρατηρηθεί ως ένας διπλός ορίζοντας, με έναν ενδιάμεσο λεπτό ορίζοντα (λίγων cm), ημιπελαγικού σαπροπηλικού ιζήματος, με χαμηλότερη περιεκτικότητα σε οργανικό άνθρακα (Perissoratis and Piper, 1992, Gasford et al., 2002). Στο τέλος της περιόδου απόθεσης του κατώτερου σαπροπηλού, μία πρόσκαιρη (μικρή χρονική) ψυχρή-ξηρή περίοδος προκάλεσε την επεισοδιακή πτώση της επιφανειακής θερμοκρασίας των υδάτων, με αποτέλεσμα να προκληθεί η δημιουργία πυκνών νερών (υψηλής αλατότητας, χαμηλής θερμοκρασίας) και κατακόρυφη κυκλοφορία των νερών, η καταβύθιση των οποίων προκάλεσε μία πρόσκαιρη καλύτερη οξυγόνωση των νερών του πυθμένα. Κατά την περίοδο αυτή (διακοπής της απόθεσης του σαπροπηλού), αποτέθηκαν ιζήματα με χαμηλότερο ποσοστό οργανικού άνθρακα. Μια δεύτερη περίοδος ανοξίας-δισοξίας επήλθε με την επάνοδο των κλιματολογικών συνθηκών (αυξημένες βροχοπτώσεις, θερμό κλίμα) και αποτέθηκε ο ανώτερος σαπροπηλός (Rohling et al., 1977, De Rijk et al., 1999, Geraga et al., 2000, Mercione, 2000, Gasford et al., 2002). Η διαδικασία αυτή αποτυπώθηκε στους σαπροπηλούς που εντοπίστηκαν στην βαθιά λεκάνη βόρεια της Σκύρου, την λεκάνη του Άθω και στην ρηχή λεκάνη νότια του πλατώ της Λήμνου, όπου ο σαπροπηλός είχε την μορφή

διπλού ορίζοντα. Οι σαπροπηλικές ενότητες στα ιζήματα των πρανών της λεκάνης βόρεια της Σκύρου είχαν μορφή ενιαίας ενότητας (ενιαίου ορίζοντα), φαινόμενο που έχει παρατηρηθεί στα ανώτερα πρανή (βάθος < 250 m) των περιοχών της Τάφρου του Β.Αιγαίου (Perissoratis and Piper, 1992). Οι έντονες διαδικασίες επαναιώρησης ιζημάτων, που επικρατούν στα πρανή, από ισχυρά ρεύματα βυθού και χαμηλής ενέργειας τουρβιδιτικές ροές, δεν επιτρέπουν να αποτυπωθεί στα ιζήματα το φαινόμενο της διακοπής απόθεσης του σαπροπηλού (ενδιάμεσος ορίζοντας).

3.3. ΔΙΑΔΙΚΑΣΙΕΣ ΚΑΙ ΤΑΧΥΤΗΤΕΣ ΙΖΗΜΑΤΟΓΕΝΕΣΗΣ ΣΤΟ ΒΟΡΕΙΟ ΑΙΓΑΙΟ

Οι κυριότεροι παράγοντες που ελέγχουν την ιζηματογένεση φαίνεται να είναι οι σχετικές ευστατικές κινήσεις της στάθμης της θάλασσας, η εγγύτητα των λεκανών προς τις κύριες πηγές προσφοράς ιζημάτων (κυρίως τα ποτάμια της Αν. Μακεδονίας και Θράκης), η μορφολογία και η κλίση των πρηνών των λεκανών και πιθανών η σεισμική δραστηριότητα της περιοχής.

Κατά την διάρκεια της τελευταίας παγετώδους περιόδου (45-18 kyrs BP), που η στάθμη της θάλασσας ήταν χαμηλή και της μεταπαγετώδους περιόδου (18 -10 kyrs BP) που ακολούθησε, ο κυρίαρχος μηχανισμός ιζηματογένεσης υπήρξε η βαρυντική ροή ιζημάτων. Κατά την περίοδο χαμηλής στάθμης της θάλασσας, που η παροχή των χερσογενών υλικών ήταν αυξημένη, βαρυντικές ροές ενεργοποιούνταν στα απότομα πρηνή των απομονωμένων λεκανών, όταν οι συνθήκες ήταν κατάλληλες (αύξηση βάρους των υπερκειμένων ιζημάτων), από σεισμικά γεγονότα, που ήταν συχνά στην περιοχή του Βορείου Αιγαίου.

Τέτοιου είδους βαρυντικές ροές υπήρξαν οι κύριες διαδικασίες μετακίνησης μαζών στα απότομα πρηνή της λεκάνης βόρεια της Λήμνου, κατά την διάρκεια της τελευταίας παγετώδους περιόδου. Μικρότερης έντασης ροές κορημάτων, πιθανόν να επικρατούσαν κατά την παγετώδη περίοδο, στα λιγότερο απότομα ανώτερα πρηνή του πλατώ της Σαμοθράκης, κοντά στο υφαλοόριο. Τα κατώτερα ιζήματα της περιοχής, που αποτελούν τις παράκτιες αποθέσεις της παγετώδους περιόδου, περιλαμβάνουν αμμώδεις ιλυαργίλους, με διάσπαρτους στρογγυλοποιημένους από τον κυματισμό χάλικες (προερχόμενα από παράκτια περιβάλλοντα) και μεταφέρθηκαν από ποταμούς, οι οποίοι διέβρωναν την χερσευμένη περιοχή της σημερινής υφαλοκρηπίδας.

Στις κατώτερες ιζηματολογικές ενότητες, αποτέθηκαν τουρβιδιτικοί ιλυάργιλοι και αμμώδεις ιλυάργιλοι, κατά την τελευταία παγετώδη-μεταπαγετώδη περίοδο. Οι τουρβιδιτικές αυτές στρώσεις παρουσιάζουν απότομα όρια και οφείλονται σε τουρβιδιτικές ροές κοντά στον πυθμένα και όχι σε βιοαναμόχλευση (δεν εντοπίστηκαν ίχνη). Τουρβιδιτικές ροές προκαλούνται από επαναιώρηση των ιζημάτων, λόγω ισχυρών ρευμάτων βυθού ή λόγω έντονης σεισμικής δραστηριότητας του Βορείου Αιγαίου.

Για τα ιζήματα της λεκάνης βόρεια της Σκύρου, υπολογίστηκε μια σχετικά υψηλή ταχύτητα ιζηματογένεσης (30 cm/kyr) για την τελευταία παγετώδη περίοδο, (24-18 Kyr BP), με πιθανότερο μηχανισμό απόθεσης τις τουρβιδιτικές ροές. Για τις βαθιές λεκάνες, οι μέσες ταχύτητες ιζηματογένεσης, που υπολογίστηκαν για την περίοδο απόθεσης του σαπροπηλού (9,2-6,4 Kyr BP, Perissoratis and Piper, 1992), υπολογίζονται στα 15,4 cm/kyr-15,7 cm/kyr, ενώ για τα πρηνή της λεκάνης βόρεια της Σκύρου έχουν αρκετά χαμηλότερες τιμές μέσης ταχύτητας, 5,4 cm/kyr-8,9 cm/kyr. Στα πρηνή η μέση ταχύτητα παρουσιάζεται μειωμένη, πιθανόν λόγω επαναιώρησης των σαπροπηλικών ιζημάτων, από ισχυρά ρεύματα βυθού και από χαμηλής ενέργειας τουρβιδιτικές ροές, που απομακρύνουν τα λεπτόκοκκα ιζήματα προς τα κατώτερα πρηνή και τις λεκάνες. Η υψηλότερη ταχύτητα ιζηματογένεσης (32,8 cm/kyr) υπολογίστηκε για τη ρηχή λεκάνη, νότια του πλατώ της Δήμνου, μάλλον λόγω αυξημένης παροχής χερσογενούς υλικού (αυξημένες βροχοπτώσεις, αυξημένες παροχές ποταμοχειμάρρων).

Τα επιφανειακά ιζήματα των βαθιών λεκανών, που αποτέθηκαν κατά τα τέλη του Ολόκαινου, αποτελούνται από εναλλαγές τουρβιδιτικής ιλυαργίλου με ημιπελαγική ιλυαργίλο (αν και όπως είδαμε οι τουρβιδιτικές στρώσεις στα επιφανειακά ιζήματα της βαθιάς λεκάνης βόρεια της Σκύρου είναι λίγες σε σχέση με την ημιπελαγική ιλυαργίλο). Στις βαθιές λεκάνες της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου (λεκάνη του Άθω και βόρεια λεκάνη Δήμνου), τα επιφανειακά ιζήματα, περιέχουν λεπτές τουρβιδιτικές στρώσεις, πάχους λίγων εκατοστών, με ασθενή όρια, που δημιουργούνται κυρίως από την απόθεση αιωρούμενων ιζημάτων, από έντονες εποχιακές νεφελοειδείς στρώσεις, παρά από τουρβιδιτικές ροές που ενεργοποιούνται στα πρηνή. Τέτοιες νεφελοειδείς στρώσεις δημιουργούνται, κυρίως το χειμώνα στην περιοχή του Βορείου Αιγαίου, με πυκνότητα που εξαρτάται από την ένταση και την διάρκεια των βροχοπτώσεων (Lykousis et al., 2002).

Τα επιφανειακά ιζήματα των πρηνών, αποτελούνται κυρίως από αμμώδεις ιλυαργίλους (πχ. πρηνή βόρειας λεκανης Σκύρου) και ιλυαργιλώδεις άμμους (πχ. πρηνή βόρειας λεκάνης Δήμνου). Οι τουρβιδιτικές στρώσεις φανερώνουν τις έντονες διαδικασίες ιζηματογένεσης στα απότομα πρηνή της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου, με τουρβιδιτικές ροές που ενεργοποιούνται πιθανόν από ισχυρά ρεύματα βυθού και από την σεισμική δραστηριότητα της περιοχής. Στα πρηνή μικρότερης κλίσης, στα βόρεια της λεκάνης της Σκύρου, τα ισχυρά ρεύματα βυθού και οι χαμηλής ενέργειας τουρβιδιτικές ροές, μπορούν να προκαλέσουν την επαναιώρηση

λεπτόκοκκων ιζημάτων και εναπόθεσή τους στα κατώτερα πρηνή και την βαθιά λεκάνη. Οι μηχανισμοί αυτοί δεν επιτρέπουν την απόθεση μεγάλων ποσοτήτων ιζημάτων στα πρηνή, γιατί και οι μέσες ταχύτητες ιζηματογένεσης για τα πρηνή των λεκανών βόρεια της Σκύρου και της Λήμνου είναι ιδιαίτερα χαμηλές (2,7 cm/kyr-4,7 cm/kyr).

Από την διαφορά των μέσων ταχυτήτων ιζηματογένεσης, στο τέλος του Ολόκαινου (μετά το τέλος της απόθεσης του σαπροπηλού), γίνεται φανερή η αντίστοιχη διαφορά των διαδικασιών ιζηματογένεσης στις διαφορετικές λεκάνες. Στην βαθιά λεκάνη βόρεια της Λήμνου υπολογίστηκε η υψηλότερη ταχύτητα ιζηματογένεσης (34,7 cm/kyr), λόγω της μικρής απόστασης της λεκάνης από τις κύριες πηγές προσφοράς ιζημάτων (ποτάμια Αν. Μακεδονίας και Θράκης). Με την χρήση ιζηματοπαγίδων βρέθηκε πως η κατακόρυφη ροή λιθογενούς αιωρούμενου υλικού (990 mg/m² τη μέρα), στη περιοχή αυτή, είναι τρεις φορές μεγαλύτερη, από την αντίστοιχη κατακόρυφη ροή στις λεκάνες του Άθω και βόρεια της Σκύρου (350-250 mg/m² τη μέρα, αντίστοιχα), (Lykousis et al., 2002). Επίσης η ροή οργανικού υλικού στα ιζήματα του Β.Αιγαίου είναι ιδιαίτερα αυξημένη (τριπλάσια), σε σχέση με την αντίστοιχη του Ν.Αιγαίου, γεγονός που εξηγεί το υψηλό ποσοστό οργανικού άνθρακα (0,6 %-0,7 %), στα επιφανειακά ιζήματα των βαθιών λεκανών του Β. Αιγαίου. Γενικά, όσο κινούμαστε νότια, μειώνεται η ταχύτητα ιζηματογένεσης, διότι απομακρυνόμαστε από τις πηγές προσφοράς φορτίου, οπότε μειώνεται και η παροχή ιζημάτων. Έτσι τα Ολοκαινικά ιζήματα της λεκάνης του Άθω, παρουσιάζουν μειωμένη ταχύτητα ιζηματογένεσης (18,9-21,8 cm/kyr) και ακόμη χαμηλότερη τα ιζήματα της λεκάνης βόρεια της Σκύρου (14,9 cm/kyr).

Στα βορειοδυτικά πρηνή της λεκάνης του Άθω, υπάρχουν στοιχεία μεγάλης κατολίσθησης, η οποία ενεργοποιήθηκε κατά την περίοδο 5-8 kyrs BP (Lykousis et al., 2002). Η σεισμική δραστηριότητα στην περιοχή, φαίνεται να προξένησε μεγάλες τοπικές οριζόντιες εδαφικές επιταχύνσεις (25-35% g) και να δημιουργήσει αστάθεια και κατάρρευση στα ιζήματα των απότομων πρηνών της περιοχής του Β.Αιγαίου (Lykousis et al., 2002). Η ραδιοχρονολόγηση έδειξε μεγάλη χρονολογική διαφορά σε ιζήματα που απείχαν μικρή απόσταση μεταξύ τους και δεδομένης της υψηλής ταχύτητας ιζηματογένεσης, στην περιοχή της λεκάνης του Άθω, συμπεραίνεται πως μια μεγάλη στρωματογραφική ακολουθία ιζημάτων έχει ολισθήσει προς την βαθύτερη λεκάνη. Επομένως γίνεται φανερό πως η κύρια διαδικασία ιζηματοπόθεσης στα πρηνή και στις λεκάνες της Τάφρου του Β.Αιγαίου είναι η ροή μαζών λόγω έντονης σεισμικής δραστηριότητας της περιοχής.

3.4. ΤΕΤΑΡΤΟΓΕΝΗ ΙΖΗΜΑΤΑ ΤΟΥ ΒΟΡΕΙΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ

Η διαδικασία βαρυτικής ροής, σε συνδυασμό με την εποχιακή απόθεση από νεφελοειδή στρώματα, είναι σε γενικές γραμμές οι κυρίαρχοι μηχανισμοί ιζηματογένεσης στο Βόρειο Αιγαίο. Οι κυριότεροι παράγοντες που ελέγχουν την ιζηματογένεση στα ηπειρωτικά περιθώρια, στα πρανή των λεκανών και στις λεκάνες του Βορείου Αιγαίου, είναι η προσφορά χερσογενούς υλικού από γειτονικά ποτάμια, τα ισχυρά ρεύματα βυθού, η μεταβολή της στάθμης της θάλασσας, η μορφολογία των λεκανών (απομονωμένες, μικρές διαστάσεις, απότομες κλίσεις), η σεισμική δραστηριότητα και η τεκτονική καταβύθιση των λεκανών, που είναι αποτέλεσμα των εφελκυστικών τάσεων που επικρατούν στο Βόρειο Αιγαίο.

Η επικρατούσα διαδικασία ιζηματογένεσης, κατά τη διάρκεια της τελευταίας παγετώδους περιόδου, ήταν μέσω των ροών βαρύτητας. Στις απομονωμένες λεκάνες, λόγω της χαμηλότερης θέσης της στάθμης της θάλασσας και ενδεχομένως λόγω κάποιων σεισμικών γεγονότων, δημιουργήθηκαν συνθήκες κατάλληλες για την έναρξη των ροών των ιζημάτων. Τεράστιες ροές κατακρημνίσεων κυριάρχησαν στις απόκρημνες πλαγιές της λεκάνης της Λήμνου, κατά τη διάρκεια της παγετώδους περιόδου. Αυτή η υπόθεση υποστηρίζεται από την παρουσία βιοκλαστικού υλικού, ηπειρωτικής προέλευσης (θραύσματα κελυφών και κελύφη οργανισμών), καθώς και από χάλικες και κροκάλες παράκτιας προέλευσης. Μικρής κλίμακας κατακρημνίσεις, συχνά παρατηρούνται εντός των τελευταίων παγετώνων, με αμμώδη ιζήματα λάσπης, ειδικά στη κατωφέρεια της Σαμοθράκης.

Στα πρανή του Βορείου Αιγαίου τρεις κύριες λιθοφάσεις διαχωρίζουν τα επιφανειακά ιζήματα. Η τουρβιδιτική ιλύαργίλος, η ημιπελαγική ιλύαργίλος και η ασβεστολιθική ιλύαργίλος (Collins et al., 1981). Αυτές οι διαφορετικές λιθοφάσεις αντιπροσωπεύουν τις διαφορετικές συνθήκες απόθεσης, λόγω της αλλαγής κλίματος, της μεταβολής στη στάθμη της θάλασσας και της τεκτονικής δραστηριότητας, στο τέλος του Τεταρτογενούς. Παρόμοια δομή επιφανειακών ιζημάτων παρατηρείται στα πρανή και στη λεκάνη των Σποράδων, με μία ενότητα σαπροπηλικής ιλύώδους άργιλου, διαφορετικών ιδιοτήτων, σε σχέση με τις υπόλοιπες τρεις λιθοφάσεις.

Στην ευρύτερη περιοχή του Βορείου Αιγαίου, σε περίοδο παρατεταμένης χαμηλής στάθμης της θάλασσας, τα ποτάμια διέβρωναν την υφαλοκρηπίδα, με αποτέλεσμα να αποτεθούν δελταϊκές αποθέσεις και αποθέσεις άμμου,

απευθείας στο σημερινό υφαλόριο. Ταυτόχρονα, λεπτόκοκκοι άμμοι, ιλυοαργιλώδεις άμμοι και αμμώδεις ιλυάργιλοι, μεταφέρθηκαν με την μορφή τουρβιδιτών και κατολισθήσεων, στις βαθύτερες περιοχές γεμίζοντας τις παρακείμενες λεκάνες. Αντίθετα, σε περιόδους υψηλής στάθμης, οι κοιλάδες και οι αύλακες γέμισαν με αδρομερές υλικό, που παγιδεύτηκε στην υφαλοκρηπίδα και μόνο τα λεπτόκοκκα υλικά εναποτέθηκαν στις βαθιές λεκάνες (Perissoratis and Piper, 1990).

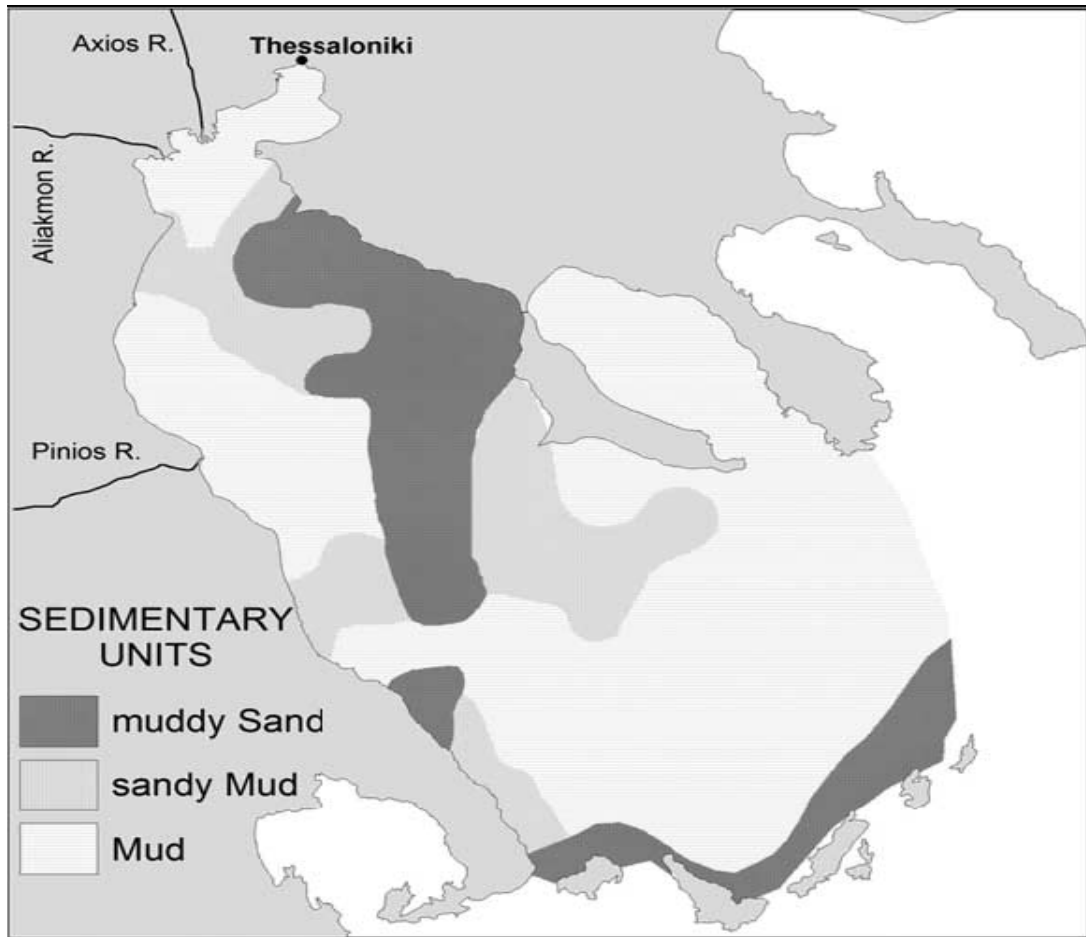
Στις λέκανες του Βορείου Αιγαίου φαίνεται ότι έχουν αποτεθεί ιζήματα πάχους 0,8Km, από τα οποία τα ανώτερα 400m είναι τουρβιδιτικές ακολουθίες, ιζημάτων Τεταρτογενούς ηλικίας (Brooks and Ferentinos, 1980). Μεταξύ των πρικών του ηπειρωτικού περιθωρίου και του υφαλοορίου, τα τεταρτογενή ιζήματα αναπτύσσονται σε μια αλληλοδιαδοχή, πέντε ξεχωριστών ακολουθιών, συνολικού πάχους 700m (Lykousis, 1991). Οι πέντε ασυνέχειες στα 120, 240 430 540 και 700m, κάτω από την σημερινή στάθμη της θάλασσας, αντιπροσωπεύουν τις πλάγιες ακολουθίες προώθησης των δέλτα, κατά την διάρκεια χαμηλής στάθμης θάλασσας, στις πέντε αντίστοιχες κύριες παγετώδεις περιόδους, κατά την διάρκεια του Ανώτερου Πλειστοκαίνου (400 kyrs BP) και υποδηλώνουν μία συνεχή καταβύθιση της περιοχής, με ταχύτητα $0,93 \pm 0,16$ m/kyrs, στο τέλος Πλειστοκαίνου.

Η ταχύτητα ιζηματογένεσης στις βαθιές λεκάνες της τάφρου του Βορείου Αιγαίου κυμαίνονται στα 20-30 cm/kyrs (Emelyanov and Shimkus, 1986). Το πάχος των ιζημάτων που αποτέθηκαν κατά το τέλος του Τεταρτογενούς, τα τελευταία 150 kyrs, στο κεντρικό κομμάτι της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου, κυμαίνεται στα 30-50 m, ενώ η τεκτονική καταβύθιση των λεκανών της Τάφρου, είχε ταχύτητα κατά μέσο όρο 0,8 m/kyrs (0,3 m/kyrs-1,5 m/kyrs) την ίδια περίοδο (Piper and Perissoratis, 1991). Τέσσερις λιθολογικές ενότητες ιζήματος διακρίθηκαν στην περιοχή της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου και στη λεκάνη βόρεια της Σκύρου. Ιλυάργιλος, και άργιλος, που αποτελούν το χερσογενές υλικό (χάλικες-χονδρόκοκκη άμμο), από τις γειτονικές πηγές τροφοδοσίας (βόρεια ποτάμια), ασβεστολιθικά συσσωματώματα (βιογενές υλικό) και ηφαιστειακά κατακρημνίσματα, μεγέθους άμμου-ιλύος, που μεταφέρθηκαν μέσω του αέρα. Για το τέλος του Ολόκαινου(τελευταία 3370 yrs), η ταχύτητα ιζηματογένεσης στην περιοχή της Τάφρου εκτιμήθηκε στα 8,2 cm/kyrs και στην περιοχή της βόρειας λεκάνης της Σκύρου σε 9,2 cm/kyrs. Οι ρυθμοί ιζηματογένεσης ποικίλλουν σημαντικά, αντανakλώντας σε μεγάλο βαθμό, τις διαφορετικές διεργασίες ιζηματογένεσης στις διάφορες λεκάνες. Υψηλός ρυθμός ιζηματογένεσης

εκτιμάται στη βαθιά λεκάνη της Λήμνου όπως φανερώνει η υψηλή λιθογενής ροή των σωματιδίων (Lykousis et al., 2002).

Εξασθενημένη πλαστικοποίηση, παρατηρείται στις βαθιές λεκάνες της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου (του Άθω και ειδικότερα της Λήμνου), εμφανίζοντας μη επαρκώς καθορισμένες επαφές, που φθάνουν αρκετά εκατοστά σε πάχος. Αυτή η ανοδική διαδοχή, σημαίνει εναπόθεση από βενθικά νεφελωειδή στρώματα, αντί για προς τα κάτω ροή θολότητας. Αυτή η υπόθεση υποστηρίζεται από τις πρόσφατες παρατηρήσεις, που υποδηλώνουν την παρουσία βενθικών νεφελωειδών στρώματων, που κυρίως σχηματίζονται κατά τη διάρκεια του χειμώνα στις λεκάνες του Βορείου Αιγαίου (Lykousis et al., 2002). Η παρουσία ενός διακριτικού στρώματος τέφρας, έχει αναφερθεί σε Ανώ-Ολοκαινικά ιζημάτα, στις λεκάνες του Β.Αιγαίου (Aksu et al., 1995). Τα ίχνη τέφρας, τυχαία διασκορπισμένα, υποστηρίζουν την ερμηνεία της επεισοδιακής επαναιώρησης, λόγω ισχυρών ρεύματων βυθού.

Στα πρηνή και στις λεκάνες του πλατώ του Θερμαϊκού κόλπου, αποτέθηκαν κατά το Ολόκαινο χερσογενή λεπτόκοκκα ιζήματα, προερχόμενα κυρίως από τους μεγάλους ποταμούς της περιοχής (Lykousis et al., 2005). Οι δελταϊκές αποθέσεις των ποταμών και οι προωθήσεις των δέλτα, κυριαρχούν στο εσωτερικό πλατώ του κόλπου, με πάχος 25-30m και ταχύτητα ιζηματογένεσης 3m/kyrs (για την περίοδο του Ολόκαινου). Στα πρηνή και στην λεκάνη των Σποράδων, τα Ολοκαινικά ιζήματα έχουν πολύ μικρότερο πάχος, που κυμαίνεται στα 0,5-1,5m, ενώ η ταχύτητα ιζηματογένεσης μειώνεται στα 5-15cm/kyrs, καθώς πολύ μικρότερο ποσοστό λεπτόκοκκων ιζημάτων υπερέβει το υφολόριο, μέσω αιώρησης για να καταλήξει στα πρηνή και στις λεκάνες, σαν αργή ημιπελαγική καθίζηση. Στο ΒΔ Αιγαίο το χερσογενές φορτίο, που προέρχεται κυρίως από τον Αξιό και τον Αλιάκμονα, παγιδύτηκε κατά το μεγαλύτερο ποσοστό (93%) στο ηπειρωτικό περιθώριο της περιοχής, ενώ το υπόλοιπο φορτίο (7%) μεταφέρθηκε στις παρακείμενες λεκάνες, κατά την περίοδο των τελευταίων 6 kyrs (Lykousis et al., 2005). Την περίοδο 6-18 kyrs BP μεγαλύτερο ποσοστό (16%) χερσογενούς υλικού κατέληξε στα πρηνή και στις λεκάνες (16%), ενώ και η ροή του βιογενούς υλικού κατά την ίδια ήταν 2,5 φορές υψηλότερη.



Εικ.36. Ιζηματογενείς περιοχές στο ΒΔ Αιγαίο (Karageorgis and Anagnostou, 2001)

Στο δυτικό τμήμα του Θερμαϊκού κόλπου, ο οποίος καλύπτεται κυρίως από ιλύαργιλο, σε βάθη από 50 έως 1000 m και κυρίως κοντά στον πυθμένα, εντοπίζονται μεγάλες ποσότητες αιωρούμενου λεπτόκοκκου ιζήματος, με τη μορφή νεφελοειδούς στρώσης. Το εξωτερικό πλατώ του Θερμαϊκού κόλπου και οι γύρω βαθύτερες περιοχές, χαρακτηρίζονται ως περιοχές ήρεμης ιζηματογένεσης, καθώς εντοπίστηκαν σε αυτές αναμοχλεύσεις των επιφανειακών ιζημάτων, από βενθική δραστηριότητα, χωρίς όμως αιωρούμενα ιζήματα κοντά στο βυθό. Το εξωτερικό ηπειρωτικό περιθώριο, χαρακτηρίζεται από χαμηλές ταχύτητες ρευμάτων και ιζηματογένεση χαμηλής ενέργειας, λόγω παρουσίας δομών βιοαναμόχλευσης, ενώ ο βυθός παρουσιάζεται χωρίς αιωρούμενο υλικό. Το εξωτερικό μέρος της υφαλοκρηπίδας, καλύπτεται από υπολειμματικές άμμους, ενώ υπάρχουν περιοχές με έντονη διάβρωση, στις απότομες πλευρές των υποθαλάσσιων χαράδρων.

Στο ΒΔ τμήμα του Θερμαϊκού κόλπου, η διασπορά των ιζημάτων από τους ποταμούς, χαρακτηρίζεται από αιωρούμενες ποσότητες κοντά στον πυθμένα. Η μεταφορά του υλικού αυτού στο εξωτερικό του κόλπου εμποδίζεται από την είσοδο πυκνών θαλάσσιων μαζών. Η χερσαία απορροή των ποταμών, είναι η κύρια πηγή αιωρούμενου υλικού στη θαλάσσια περιοχή του ΒΔ Αιγαίου. Η ποσότητα του φορτίου αυξάνεται κατά την περίοδο του χειμώνα και της άνοιξης, καθώς η ποτάμια απορροή είναι μεγαλύτερη (Karageorgis and Anagnostou, 2001). Κατά την περίοδο χειμώνας-άνοιξη, η κατακόρυφη κατανομή του αιωρούμενου υλικού (λεπτόκοκκο ίζημα), χαμηλής πυκνότητας, ελέγχεται από την επικρατούσα επιφανειακή κυκλοφορία των υδάτων στην περιοχή και από το βάθος της επιφάνειας του πυκνοκλινούς. Η συνολική ποσότητα αιωρούμενου υλικού, κυμαίνεται στους 484000-830000 τόνους, κατά την διάρκεια του χειμώνα και της άνοιξης, ενώ η πλειονότητα του αιωρούμενου υλικού κατά την διάρκεια του καλοκαιριού και του φθινοπώρου (περίοδος μειωμένης απορροής ποταμών), προέρχεται από επαναιώρηση λεπτόκοκκων ιζημάτων των πρηνών (Karageorgis and Anagnostou, 2003).

Το αιωρούμενο υλικό κατανέμεται κατακόρυφα στη στήλη του νερού, σε καλά διαχωρισμένες νεφελοειδείς στρώσεις (επιφανειακή, ενδιάμεση και πυθμενική νεφελοειδή στρώση). Η πυθμενική νεφελοειδής στρώση είναι μόνιμη καθόλη την διάρκεια του έτους και δημιουργείται κυρίως από την επαναιώρηση λεπτόκοκκων ιζημάτων, που αποτίθενται στα πρηνή, λόγω της επίδρασης υψηλής ταχύτητας ρευμάτων βυθού. Η ενδιάμεση νεφελοειδής στρώση δημιουργείται από την αποκόλληση της πυθμενικής νεφελοειδούς στρώσης στην περιοχή του υφαλοορπίου. Ενδιάμεση νεφελοειδής στρώση εντοπίστηκε στη λεκάνη βόρεια των Σποράδων στα 400m βάθος και φαίνεται ότι είναι ένας σημαντικός μηχανισμός μεταφοράς λεπτόκοκκων ιζημάτων, από τα ανώτερα πρηνή προς την βαθιά λεκάνη.

Τουρβιδιτικοί πηλοί και πηλώδεις άμμοι κατανεμήθηκαν ευρέως στα τέλη του Ολόκαινου. Η απουσία βιοτουρβιδιτών φανερώνει επεισοδιακή εναπόθεση από ροές θολότητας, με πιθανούς μηχανισμούς ενεργοποίησης κάποιες σεισμικές δραστηριότητες, που είναι ιδιαίτερα διαδεδομένες στην περιοχή του Β.Αιγαίου και επαναιώρηση λόγω ρευμάτων ή κυματικών δραστηριοτήτων στην γύρω παράκτια ζώνη. Στη λεκάνη της Σκύρου τέτοιες διαδικασίες δεν είναι έντονες, όπως φαίνεται από τη μικρή ποσότητα βιοτουρβιδιτών. Στο Άνω Ολοκαινο παρατηρούνται εναλλαγές πυλούχων τουρβιδιτών και ημιπελαγικών καθιζήσεων στην Σκύρο, αν και δυσδιάκριτη τουρβιδιτική λάσπη εμφανίστηκε εντός των ημιπελαγικών ιζημάτων.

Για την περιοχή του Στρυμονικού κόλπου οι κύριες πηγές τροφοδοσίας είναι ο ποταμός Στρυμόνας και οι χείμαρροι που μεταφέρουν υλικά διάβρωσης από τη γειτονική χέρσο (Konispoliatis, 1984). Το φορτίο του ποταμού ανέρχεται σε 150000 τόνους το χρόνο και είναι κυρίως λεπτόκοκκο υλικό πλούσιο σε ιλλίτη, προϊόν διάβρωσης των μεταμορφωμένων σχηματισμών της χέρσου. Το πλατώ του Στρυμωνικού κόλπου, καλύπτεται κυρίως από λεπτόκοκκα ιζήματα, όπως ιλυαργίλους και αργιλώδεις ιλείς, ενώ αμμώδοι ιζήματα καλύπτουν τις περιοχές κατά μήκος της ακτογραμμής και τα εξωτερικά μέρη του κόλπου, λίγο πριν το υφαλοόριο και προς τη ξηρά (Perissoratis et al., 1988). Οι συγκεντρώσεις των αργιλικών ορυκτών του σμεκτίτη, καολινίτη και χλωρίτη στα ιζήματα του κόλπου, είναι σημαντικά μικρότερες. Στο κλάσμα της άμμου παρατηρήθηκαν τα ορυκτά χαλαζίας, άστριοι, μαρμαρυγίες, βαρέα ορυκτά (άφθονα μέχρι 26%), ανθρακικά σκελετικά στοιχεία, τμήματα πετρωμάτων (γνεύσιων, σχιστόλιθων και μαρμάρων) αλλά και αυθυγενή γλαυκονίτη (Konispoliatis, 1984). Τα λεπτόκοκκα ιζήματα αποτέθηκαν στην βαθύτερη περιοχή του υφαλορίου, κατά τις μεσοπαγετώδεις περιόδους, από το αιωρούμενο φορτίο των ποταμών, ενώ τα πιο χονδρόκοκκα ιζήματα είναι αποτέλεσμα διάβρωσης των ακτών, ή διάβρωσης-επαναπόθεσης υπολειμματικών ιζημάτων (παλίμψηστα ιζήματα).

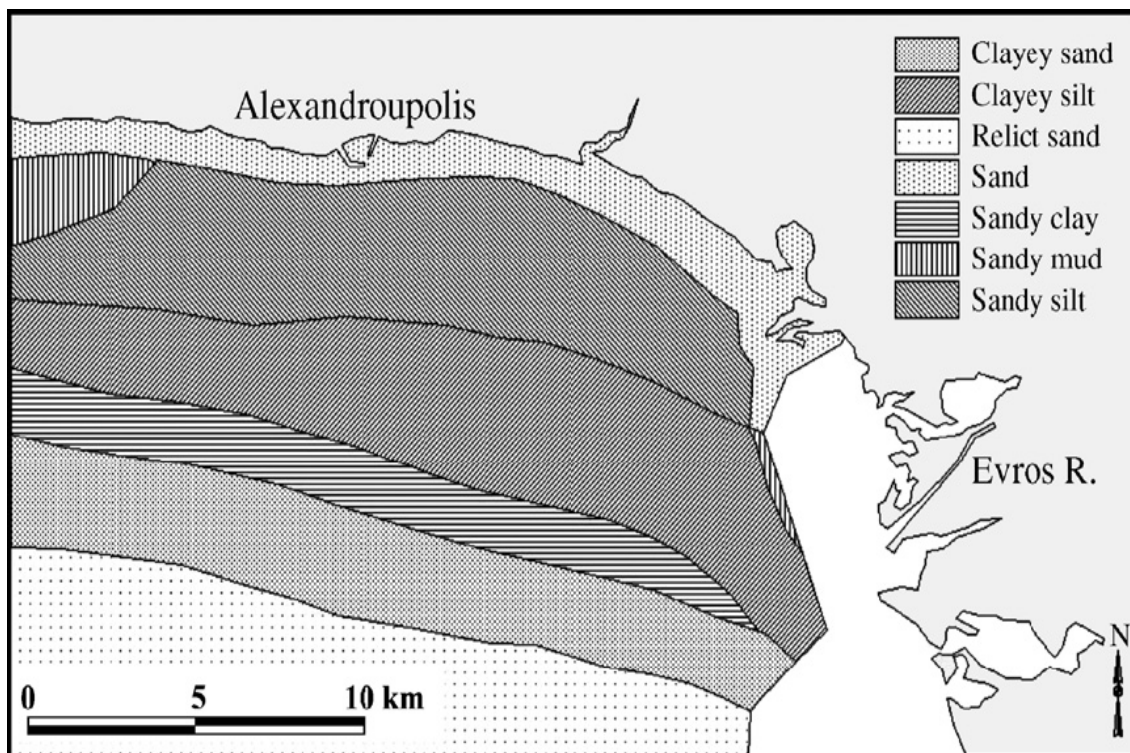
Στον ποταμό Έβρο, το σύνολο του δελταϊκού μετώπου και μεγάλο μέρος του προδέλτα, καλύπτεται από λεπτόκοκκο χερσογενές υλικό (Kanelopoulos, 2001). Ο σημερινός ρυθμός ιζηματογένεσης μπροστά από τις εκβολές εκτιμάται πάνω από 2cm/yr. Για τις Ολοκαινικές δελταϊκές αποθέσεις (τελευταία 10 kyrs), η μέση ταχύτητα ιζηματογένεσης υπολογίζεται (από το συνολικό πάχος της ακολουθίας των Ολοκαινικών αποθέσεων του ποταμού, το οποίο κυμαίνεται στα 25-29 m και φθάνει τα 31 m κοντά στις εκβολές) σε 40-90 cm/kyrs, ενώ οι τιμές αυτές αυξάνονται σε 140 cm/kyrs μπροστά στον ποταμό (Alpar, 2001). Το αμμώδες στρώμα, που καλύπτει την νοτιοδυτική πλευρά του κόλπου της Αλεξανδρούπολης, αντιπροσωπεύει ιζήματα, που αποτέθηκαν πριν την τελευταία επίκληση της θάλασσας (υπολειμματικά ιζήματα) και δεν καλύφθηκαν με νεώτερα.

Υπολειμματικά ιζήματα εντοπίζονται σε πολλά σημεία της περιοχής του ηπειρωτικού περιθωρίου του Βορείου Αιγαίου, όπως στον κόλπο της Ιερισσού, στο δυτικό τμήμα του Στρυμονικού κόλπου και στον κόλπο της Καβάλας. Σε όλη την έκταση του κόλπου της Καβάλας, εντοπίστηκε κάτω από τις Ολοκαινικές αποθέσεις, μιά διαβρωσιγενής επιφάνεια ασυμφωνίας, κάτω από ένα στρώμα ιζημάτων (ηλικίας τέλους της τελευταίας παγετώδους

περιόδου), πάχους από 1 έως 15 m. Η ασυμφωνία αυτή προέρχεται από τη διακοπή της απόθεσης των ιζημάτων και περιλαμβάνει ιζήματα που μοιάζουν με αποθέσεις επιφάνειας χέρσου, κατά την διάρκεια του τέλους του Πλειστοκαίνου, σε περίοδο χαμηλής στάθμης της θάλασσας. Τέτοιες αποθέσεις αποτελούν τον κύριο ανακλαστήρα στις υφαλοκρηπίδες του Αιγαίου, κάτω από νεότερες αποθέσεις και αντιπροσωπεύουν την επιφάνεια της χέρσου στις υφαλοκρηπίδες (Van Andel and Lianos, 1984).

Τα επιφανειακά ιζήματα του κόλπου της Καβάλας αποτελούνται κυρίως από άμμο και άργιλο, που μεταφέρονται κυρίως από τον Νέστο και μικρότερους τοπικούς χειμάρρους (Conispoliatis and Lykousis, 1986). Τα αμμώδη ιζήματα του ανατολικού μέρους του κόλπου, είναι πλούσια σε χαλαζία, άστριους, μίκες και αμφίβολους. Αυτή η συσσώρευση αμμωδών ιζημάτων αποτελεί επαναδουλεμένες αποθέσεις στις εκβολές του Νέστου, από κύματα και ισχυρά ρεύματα κατά μήκος της ακτής. Στα επιφανειακά ιζήματα της περιοχής, ο ιλλίτης και ο σμεκτίτης είναι τα κύρια αργιλικά ορυκτά, με ποσοστά που φθάνουν το 70% και το 14% αντίστοιχα. Σε μικρότερες τιμές κυμαίνονται οι συγκεντρώσεις καολινίτη (5-16%) και χλωρίτη (5-12,4%). Ο Νέστος είναι η κύρια πηγή αργιλικών ορυκτών. Η επιφανειακή κατανομή τους ελέγχεται από την επιφανειακή κυκλοφορία του κόλπου και από τα ρεύματα βυθού (Conispoliatis and Lykousis, 1986).

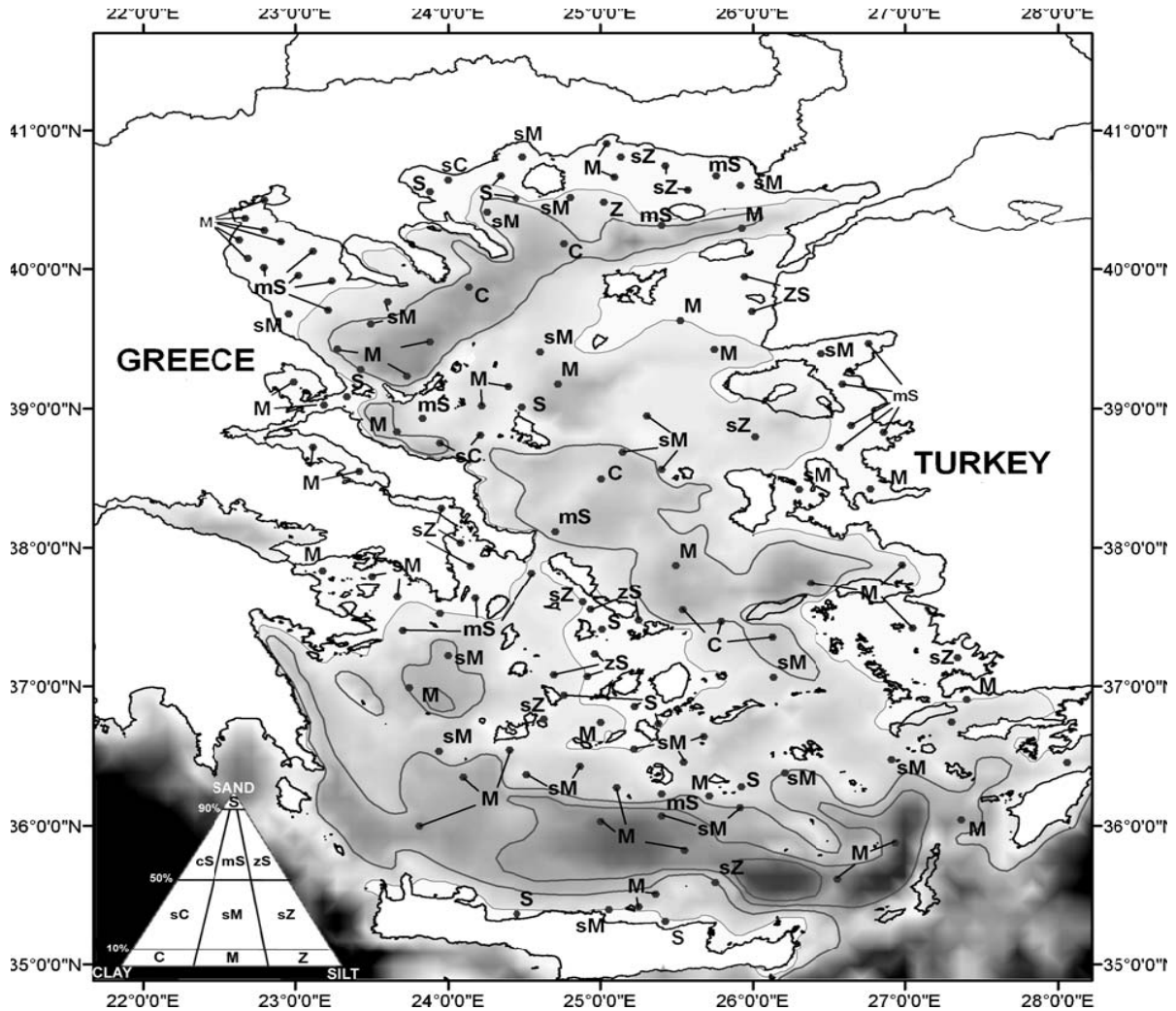
Στο κεντρικό και εξωτερικό μέρος του πλατώ της Σαμοθράκης, τα ιζήματα αποτελούνται κυρίως από άμμο και ιλυαργιλώδη άμμο, με ασθενή διαβάθμιση και με σημαντικό ποσοστό θραυσμάτων κελυφών (Perissoratis, 1986). Αντίθετα, τα σύγχρονα ιζήματα, που αποτίθενται κυρίως στις εκβολές των ποταμών και στην παράκτια περιοχή, είναι πιο λεπτοκοκκα, αποτελούνται κυρίως από λεπτόκοκκη άμμο, αμμούχο ιλύαργιλο και αργιλώδη ιλύαργιλο. Είναι καλύτερα διαβαθμισμένα και έχουν χαμηλά ποσοστά θραυσμάτων κελυφών, ενώ περιέχουν πολλά τρηματοφόρα. Τα αμμώδη ιζήματα του πλατώ της Σαμοθράκης αποτελούνται κυρίως από χαλαζία (υψηλά ποσοστά στο κεντρικό τμήμα του πλατώ, χαμηλά ποσοστά στις παράκτιες περιοχές), τμήματα πετρωμάτων, μαρμαρυγίες, βαρέα ορυκτά (πυρόξενοι, αμφίβολοι), και βιογενή υλικά (Perissoratis, 1986). Το μεγαλύτερο μέρος του πλατώ της Σαμοθράκης καλύπτεται από ιλυαργιλώδεις άμμους, οι οποίες αποτέθηκαν σε περιόδους πριν την τελευταία επίκλυση και μικρότερο μέρος από ιλυαργιλούχο άργιλο, που αποτέθηκε αργότερα, με τη δράση των ρευμάτων της περιοχής (δηλαδή καλύπτεται κυρίως από παλίμψηστα ιζήματα).



Εικ.37. Κατανομή των επιφανειακών ιζημάτων ανάλογα με το μέγεθος των κόκκων στην περιοχή του κόλπου της Αλεξανδρούπολης (Pehlivanoglou, 1989).

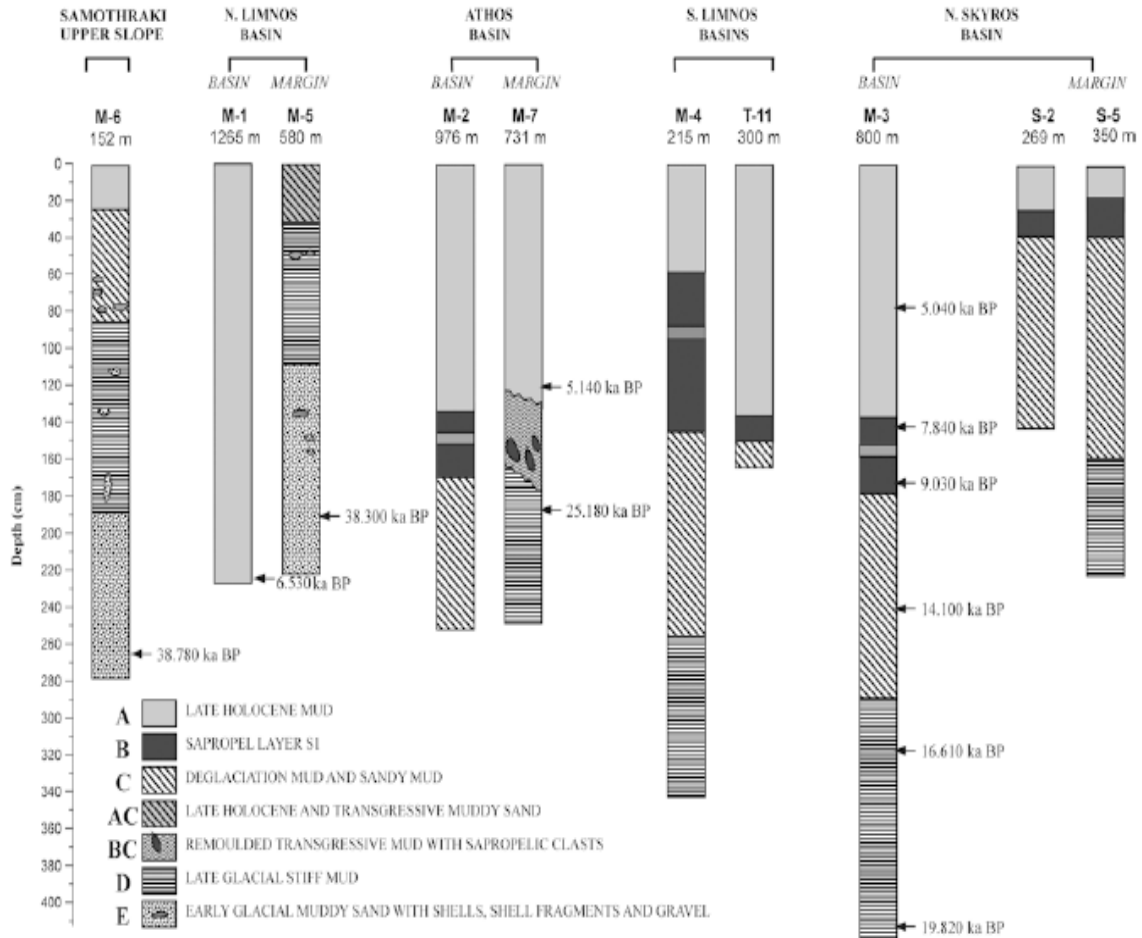
Η περιοχή μεταξύ Αλεξανδρούπολης και Σαμοθράκης καλύπτεται από υπολειμματική άμμο, διότι τα λεπτοκοκκα ιζήματα που μεταφέρονται από τον Έβρο μετακινούνται από τη δράση των ρευμάτων δυτικότερα ή και πέρα από το υφαλοόριο (Perissoratis, 1986).

Στην περιοχή της Χαλκιδικής αναγνωρίστηκαν δύο κύρια περιβάλλοντα ιζηματογένεσης, των αβαθών περιοχών και των βαθιών περιοχών. Στο πρώτο τα επιφανειακά ιζήματα είναι κυρίως άμμοι, ιλυαργιλώδεις άμμοι και αμμούχοι ιλυάργιλοι. Το μεγαλύτερο μέρος των αβαθών περιοχών καλύπτεται από άμμους, που αποτέθηκαν σε παλαιότερες περιόδους (υπολειμματικές άμμοι). Στο περιβάλλον των βαθιών περιοχών του κόλπου συναντώνται κυρίως ιζήματα από αργιλούχους, ιλυαργίλους και ιλυαργιλώδεις αργίλους. Οι περιοχές αυτές χαρακτηρίζονται από ήρεμη ιζηματογένεση, με ταχύτητες 10-15 cm/kyrs, λόγω της χαμηλής προσφοράς ιζημάτων από την ξηρά, λόγω της έλλειψης μεγάλων ποταμών.



Εικ.38 Κατανομή των επιφανειακών ιζημάτων του Αιγαίου ανάλογα με τα χαρακτηριστικά της υφής τους (ονοματολογία κατά Folk, 1974). (M/mud: πηλός, Z/silt: ιλύς, C/clay: άργιλος, mS/muddy sand: πηλούχος άμμος, sM/sandy mud: αμμώδης πηλός) (Poulos, 2008).

Στα ιζήματα βάθους μεγαλύτερων από 250m, σε διάφορες περιοχές του Βορείου Αιγαίου (Δυτικά της Τάφρου, κόλπος Κασσάνδρας, κόλπος του Άθω, πλατώ Στρυμονικού κόλπου και πλατώ Σαμοθράκης), διαπιστώθηκε η παρουσία σαπροπηλού, με την μορφή διπλού στρώματος και ένα μικρό ενδιάμεσο στρώμα ημιπελαγικού ιζήματος (Perissoratis and Piper, 1992). Σε μικρότερα βάθη ο σαπροπηλός έχει την μορφή μονού στρώματος ή απουσιάζει τελείως, λόγω μικρής ταχύτητας απόθεσης και αυξημένης βιοαναμόχλευσης.



Εικ.39. Περιγραφή των λιθολογικών μονάδων από δέκα πυρήνες βαρύτητας. Επίσης, παρουσιάζονται οι ηλικίες (και τα αντίστοιχα βάθη) για τις διάφορες μονάδες σε πέντε από αυτούς. (Roussakis, Karageorgis, Conispoliatis, Lykousis, 2004)

Στα ιζήματα της περιοχής του Βορείου Αιγαίου κυριαρχεί ο σμεκτίτης (με ποσοστό 40%-50%), ενώ ακολουθούν ο ιλλίτης (25-35%) και ο καολινίτης μαζί με τον χλωρίτη (10-20%). Στα σαπροπηλικά ιζήματα, το κυρίαρχο ορυκτό είναι ο ιλλίτης (35-40%), εμφανίζοντας μια τάση μείωσης από βορρά προς νότο και ακολουθεί ο σμεκτίτης (35-40%). Εκτός από την αύξηση της περιεκτικότητας του ιλλίτη και της μείωσης του σμεκτίτη, παρατηρείται και μικρή αύξηση της συγκέντρωσης του χλωρίτη. Τόσο ο ιλλίτης, όσο και ο σμεκτίτης, είναι ορυκτά με χερσογενή καταγωγή. Η εμφάνιση σμεκτίτη είναι μεγαλύτερη σε λεκάνες απορροής που βρίσκονται κοντά στη Λήμνο, όπου κυριαρχούν ηφαιστειακοί σχηματισμοί. Η υψηλή περιεκτικότητα σε ιλλίτη (ασύνηθη για την Ανατολική Μεσόγειο), αποδίδεται στην εγγύτητα της λεκάνης απορροής του Βορείου Αιγαίου με τα Βαλκάνια και τη Τουρκία, που αποτελούν τις χερσαίες πηγές.

3.5. ΚΥΡΙΑ ΟΡΥΚΤΑ ΤΩΝ ΙΖΗΜΑΤΩΝ ΤΟΥ Β. ΑΙΓΑΙΟΥ

Ο ιλλίτης και ο σμεκτίτης είναι τα πιο άφθονα, αργιλικά, ορυκτά του Βορείου Αιγαίου, με τον καολινίτη και τον χλωρίτη σε πολύ μικρότερα ποσοστά. Εκτός αυτού, ο ιλλίτης και ο σμεκτίτης έχουν αντίστροφη ποσοτική σχέση, έτσι ώστε περιοχές με υψηλή περιεκτικότητα σε ιλλίτη, έχουν χαμηλή περιεκτικότητα σε σμεκτίτη και αντίστροφα.

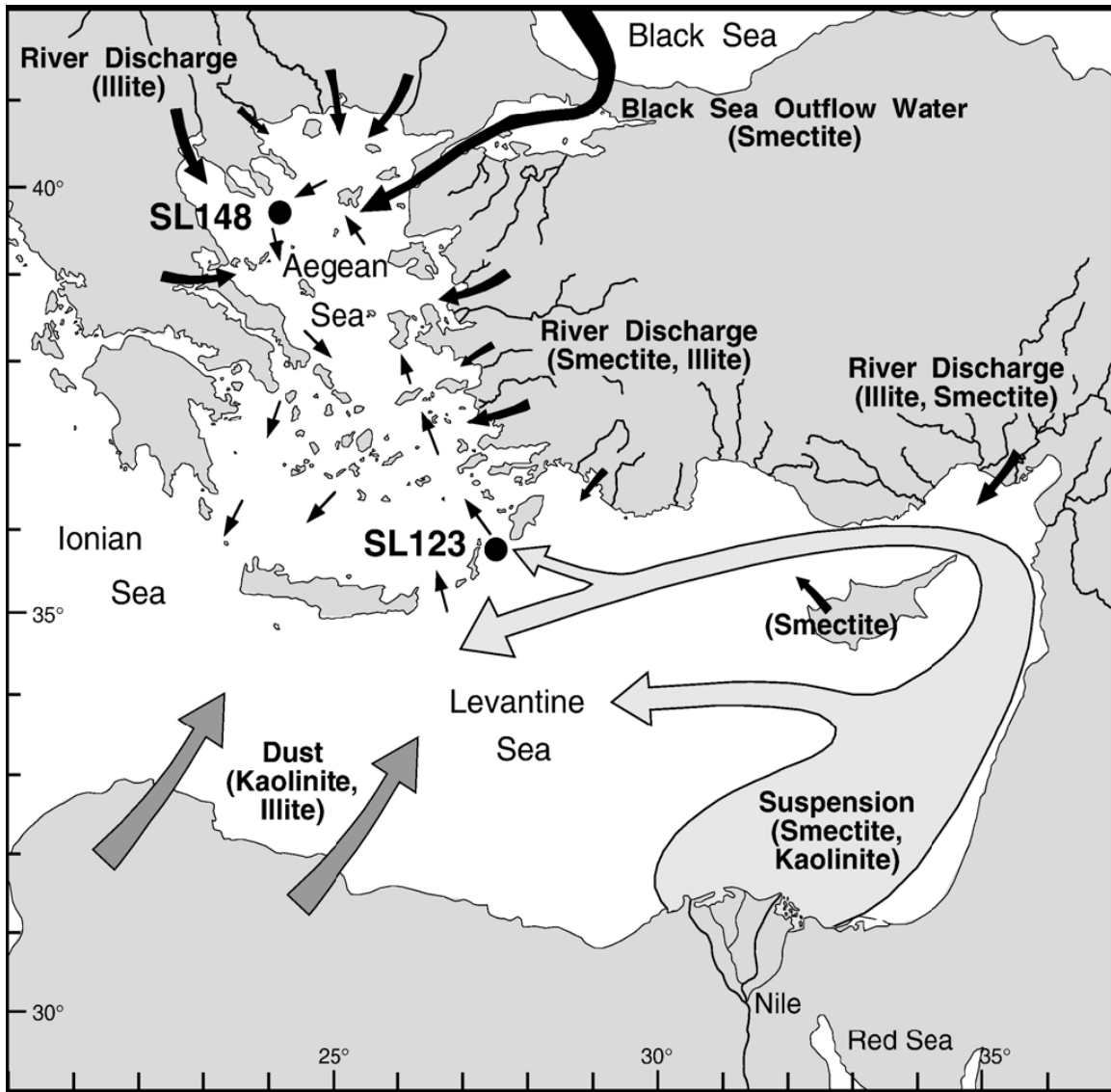
Στον πίνακα που ακολουθεί παρουσιάζονται τα διάφορα ποσοστά των κυρίαρχων αργιλικών ορυκτών (ιλλίτη, σμεκτίτη, καολινίτη και χλωρίτη), ως δείκτες της διασποράς των λεπτόκοκκων (αργιλώδους μεγέθους), χερσογενών ιζημάτων, από διάφορες θέσεις του Βορείου Αιγαίου.

No	Regions	Illite	Smectite	Kaolinite	Chlorite
<i>North Aegean</i>					
1	R. Axios Delta ¹	70	20	10	
2	Thermaikos Gulf ¹	45-60	30-35	8-14	
3	R. Pinos Delta ²	64-82	5-27	11-19	
4	Ierissos Bay ³	63	20	9	
5	Strimonikos Gulf ⁴	45-75	11-40	6-15	8
6	Kavala Bay ⁵	64-80	7-30	5-18	n.d.
7	Alexandroupolis Gulf ⁶	52	33	15	5-10
8	R. Evros Delta ^{5 6}	67-73	4-22	5-16	n.d.
9	Southern Samothraki Plateau ⁷	50	30.5	12	7
10	Margin of Athos basin ⁷	42	44	9	4.5
11	Athos Basin ⁷	45.5	43.5	6	5
12	N. Limnos Basin ⁷	49	35	9	7
13	Dardanelles Strait (entrance) ⁸	23	56	23	21
14	NE Margin of Limnos Basin ⁷	58	28	8.5	5.5
15	North Aegean Trough ⁹	36	42	12	10
16	Sporades Basin ¹⁰	50-65	20-30	14-18	
17	SW of Ag. Efstratios Isl. ¹¹	31	47	14	8
18	S. Limnos Plateau ⁸	48	40	8	4
19	S. Margin of Limnos Plateau	40.5	47	8	4.5
20	N. Skiros Basin ⁸	50	33	11	6
21	Maliakos Gulf ¹²	65-70	10-15	20-25	
22	Margin of N. Skiros basin ¹³	51	31	12	6
23	Skiros-Lesvos ridge ¹³	57	26.5	11	5.5

Εικ.40. Αργιλικά ποσοστά απο τις διάφορες περιοχές του Β.Αιγαίου (Poulos, 2008).

Όπως έχει ήδη αναφερθεί, το Βόρειο Αιγαίο παρουσιάζει υψηλότερες τιμές ιλλίτη, οι οποίες κυμαίνονται από 35% έως και πάνω του 60%. Εξαίρεση αποτελούν ο Αγ. Ευστράτιος και τα Στενά των Δαρδανελλίων, όπου οι τιμές είναι μεταξύ 20% και 30%. Οι υψηλότερες τιμές ιλλίτη (>60%) παρατηρήθηκαν σε προδελταικές περιοχές. Η αντίστροφη κατάσταση ισχύει για τον σμεκτίτη, με την χαμηλότερη τιμή (<30%) σε δελταϊκές περιοχές και την υψηλότερη για τις δύο αυτές θέσεις (Αγ.Ευστράτιος και Δαρδανέλια). Καολινίτης και χλωρίτης είναι εξίσου παρόντες, με ποσοστά <18% και με μέγιστη τιμή (>20%), επίσης κοντά στα Στενά των Δαρδανελλίων.

Η προέλευση των αργιλικών ορυκτών, συνδέεται κυρίως με τις χερσογενείς (ποτάμιες) εισροές, ενώ τα ελαφρώς αυξημένα ποσοστά σμεκτίτη, καολινίτη και χλωρίτη μπορεί να αποδοθούν στα εισρέοντα ύδατα της Μαύρης Θάλασσας, μέσω των Στενών των Δαρδανελλίων. Κατά συνέπεια, η υψηλή περιεκτικότητα ιλλίτη στα ιζήματα του Βορείου Αιγαίου έχει σχέση με την λιθολογία της ενδοχώρας (Ehrmann et al., 2007), η οποία αποτελείται κυρίως από μετα-αλπικά, κλαστικά υλικά (π.χ. φλύσχης, μόλασσα) και μεταμορφωμένα πετρώματα (γνεύσιοι, σχιστόλιθοι, φυλλίτες) (Poulos et al., 1996). Τα προς ανατολάς αυξανόμενα ποσοστά σμεκτίτη, πιο έντονα κοντά στα Στενά των Δαρδανελλίων, οφείλονται στην αυξημένη παρουσία των ηφαιστειακών σχηματισμών, εντός της λεκάνης απορροής του ποταμού Έβρου (Kanellopoulos, 2007, Skoulikides, 1993) και στα νησιά Ίμβρου και Τενέδου, ενώ αφθονεί κυρίως στην υδρολογική λεκάνη του Karamenderes (Evans, 1971, Bayhan et al., 2001) και σε κάποιο βαθμό στην παράκτια διάβρωση. Η είσοδος των αργιλικών ορυκτών από την εισροή των Δαρδανέλια είναι αμελητέα, όπως προκύπτει από τα ιζήματα της περιοχής (π.χ. νότια του Αγ.Ευστράτιου και της Λήμνου), κατά την τελευταία υπερβατική περίοδο (πριν από την ανταλλαγή υδάτων μεταξύ Μαύρης Θάλασσας και Αιγαίου), που χαρακτηρίζονται από υψηλή περιεκτικότητα σε σμεκτίτη (40%) (Rousakis et al., 2004).



Εικ.41. Οι σημερινές περιοχές προέλευσης, οι διαδικασίες μεταφοράς και οι διαδρομές μεταφοράς για τις μεγάλες ομάδες ορυκτών αργίλου στην Ανατολική Μεσόγειο (Ehrmann et al., 2007). Όπως φαίνεται τα αργιλικά ορυκτά του Βορείου Αιγαίου προέρχεται κυρίως από την απορροή των ποταμών, ενώ στο νοτιότερο Αιγαίο και στην Ανατολική Μεσόγειο κυρίως από το φορτίο του ποταμού Νείλου και από αιολική εισροή.

Από τα σημαντικότερα ορυκτά των ιζημάτων του Βορείου Αιγαίου, είναι ο ακόμα ο χαλαζίας, ο ασβεστίτης, ο μαγνησιούχος ασβεστίτης, ο δολομίτης, ενώ εντοπίστηκαν σποραδικά, σε μικρότερες ποσότητες, καλιούχοι άστριοι, αμφίβολοι, αραγονίτης και σιδηροπυρίτης.

Ο χαλαζίας και ο ασβεστίτης κυριαρχούν στα επιφανειακά ιζήματα και στα σαπροπηλικά ιζήματα του Βορείου Αιγαίου. Ο χαλαζίας επικρατεί στα ιζήματα των λεκανών με υψηλότερη ταχύτητα ιζηματογένεσης (λεκάνη Άθω, λεκάνη βόρεια της Λήμνου), ενώ ο ασβεστίτης στις λεκάνες με χαμηλή ταχύτητα ιζηματογένεσης (λεκάνη βόρεια της Σκυρού). Στα ιζήματα των πρανών της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου, όπου οι συνθήκες μεταφοράς των ιζημάτων είναι έντονες βαρυτικές ροές, οι οποίες αυξάνουν το χερσογενές χονδρόκοκκο υλικό, ο χαλαζίας εμφανίζεται περισσότερο από ότι ο ασβεστίτης και τα υπόλοιπα ορυκτά. Ομοίως και στα ιζήματα των βαθιών λεκανών, των πρανών και των ρηχότερων λεκανών, που αποτέθηκαν κατά την διάρκεια της μεταπαγετώδους και παγετώδους περιόδου, λόγω των έντονων διεργασιών απόθεσης που επικρατούσαν στις περιόδους αυτές και της τροφοδοσία των πρανών με χερσογενή υλικά διάβρωσης, εξαιτίας της εγγύτητας των λεκανών στις εκβολές των ποταμών.

Η συγκέντρωση του μαγνησιούχου ασβεστίτη στο θαλάσσιο περιβάλλον αυξάνεται με την αύξηση της θερμοκρασίας (Burton and Walter, 1987). Κατά την περίοδο απόθεσης του σαπροπηλού οι θαλάσσιες μάζες ήταν στρωματοποιημένες και στις βαθιές λεκάνες επικρατούσαν ψυχρές θαλάσσιες μάζες υψηλής αλατότητας. Παρόμοιες συνθήκες με ψυχρές μάζες στον πυθμένα, επικρατούσαν κατά την παγετώδη περίοδο, λόγω των χαμηλών θερμοκρασιών (ψυχρό κλίμα). Υπό τις συνθήκες αυτές δεν ευνοήτο ο σχηματισμός του μαγνησιούχου ασβεστίτη (Aksu et al., 1995) και έτσι το ορυκτό αυτό απουσιάζει από τα σαπροπηλικά ιζήματα των περιοχών και από τα ιζήματα που αποτέθηκαν κατά την παγετώδη περίοδο, ενώ εντοπίζεται στα επιφανειακά ιζήματα όλων των περιοχών του Βορείου Αιγαίου. (κυρίως στα πρανή της λεκάνης βόρεια της Σκύρου).

Ο δολομίτης εντοπίζεται στην πλειονότητα των ιζημάτων του Βορείου Αιγαίου, όλων των ενοτήτων. Θεωρείται αυθιγενής, διότι δεν φαίνεται δυνατή η μεταφορά του ως προϊόν διάβρωσης των ασβεστολιθικών σχηματισμών στα θαλάσσια ιζήματα μέσω των χερσογενών υλικών που μεταφέρουν οι ποταμοί.

Ο σιδηροπυρίτης εμφανίζεται σποραδικά και μόνο στα σαπροπηλικά ιζήματα, προφανώς λόγω των αναγωγικών συνθηκών που επικρατούσαν κατά την περίοδο απόθεσης του σαπροπηλού, οι οποίες ευνοούσαν την αναγωγή των δισθενών και τρισθενών ιόντων του σιδήρου.

Στα Ολοκαινικά ιζήματα του Β.Αιγαίου δεν εντοπίστηκε κάποιος ορίζοντας τέφρας (Aksu et al., 1995), από την τελευταία έκρηξη του ηφαιστείου της Σαντορίνης (3,37 kyrs BP). Εντοπίστηκαν ελάχιστοι κρύσταλλοι ηφαιστειακού «γυαλιού», στα επιφανειακά ιζήματα της βόρειας λεκάνης της Σκύρου και της λεκάνης του Αθω. Η ελάχιστη αυτή παρουσία κρυστάλλων τέφρας, οφείλεται στην επαναιώρηση των κρυστάλλων της και στην διάβρωση-διάλυση των οριζόντων τέφρας, που βρίσκονται σε ρηχότερα περιβάλλοντα, ώστε μερικά μόνο υπολείμματα να καταλήγουν στα λεπτόκοκκα ιζήματα των βαθιών λεκανών.

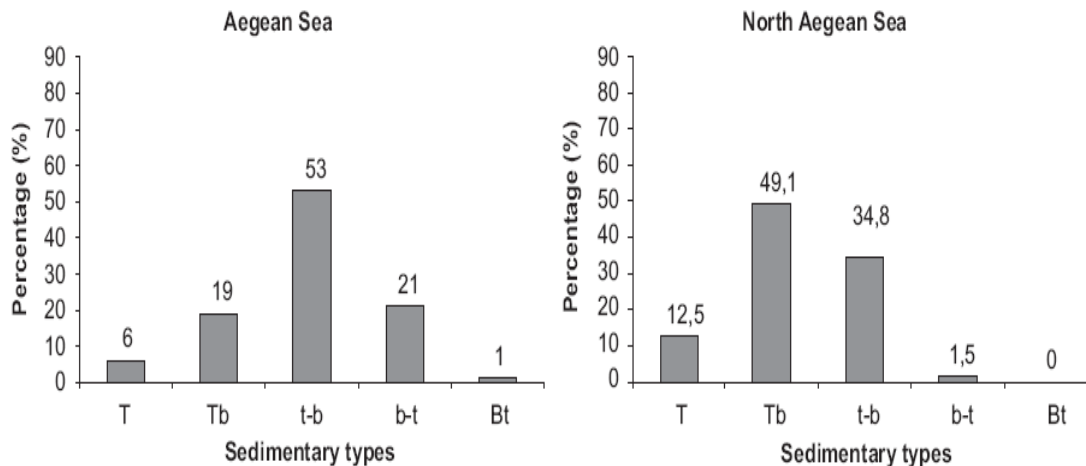
3.6. ΧΩΡΟΤΑΞΙΚΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΩΝ ΧΕΡΣΟΓΕΝΩΝ ΙΖΗΜΑΤΩΝ (ΕΝΑΝΤΙ ΤΩΝ ΒΙΟΓΕΝΩΝ)

Τα χερσογενή ιζήματα είναι πάντα παρόντα στα επιφανειακά ιζήματα του βυθού του Αιγαίου σε ποσοστά > 30%. Τα περισσότερα χερσογενή (> 90%) υλικά (ιζήματα τύπου T), καλύπτουν μόνο το 6% του Αιγαίου, που σχετίζεται με τις ποτάμιες κυρίως περιοχές του βορειοδυτικού τμήματός του. Εκτός αυτού, σχεδόν καθαρά βιογενή (τύπου B) ιζήματα, με χερσογενή στοιχεία <10%, δεν υπάρχουν στη λεκάνη του Αιγαίου, ακόμα και σε μεγάλες αποστάσεις από την ακτή, γεγονός που φανερώνει την διασπορά, από την κυκλοφορία των επιφανειακών υδάτων, τόσο στην (πρωτογενή) χερσαία παραγωγή, όσο και στη (δευτερογενή) αιολική κλαστική εισροή. Η πιο άφθονη κατηγορία ιζημάτων είναι η t-b (50% < κλαστικό υλικό < 70%) και ακολουθούν η b-t (30% < κλαστικό υλικό < 50%) και η Tb (70% < κλαστικό υλικό < 90%), που καλύπτουν το θαλάσσιο πυθμένα κατά 53%, 21% και 19%, αντίστοιχα. Αυτοί οι τύποι ιζημάτων που καλύπτουν συνολικά πάνω από δύο τρίτα (78%) της επιφάνειας του βυθού του Αιγαίου, αποκαλύπτουν για μια ακόμη φορά τη κυριαρχία του χερσογενούς, κλαστικού υλικού, σε σχέση με αυτό της βιογενούς προέλευσης.

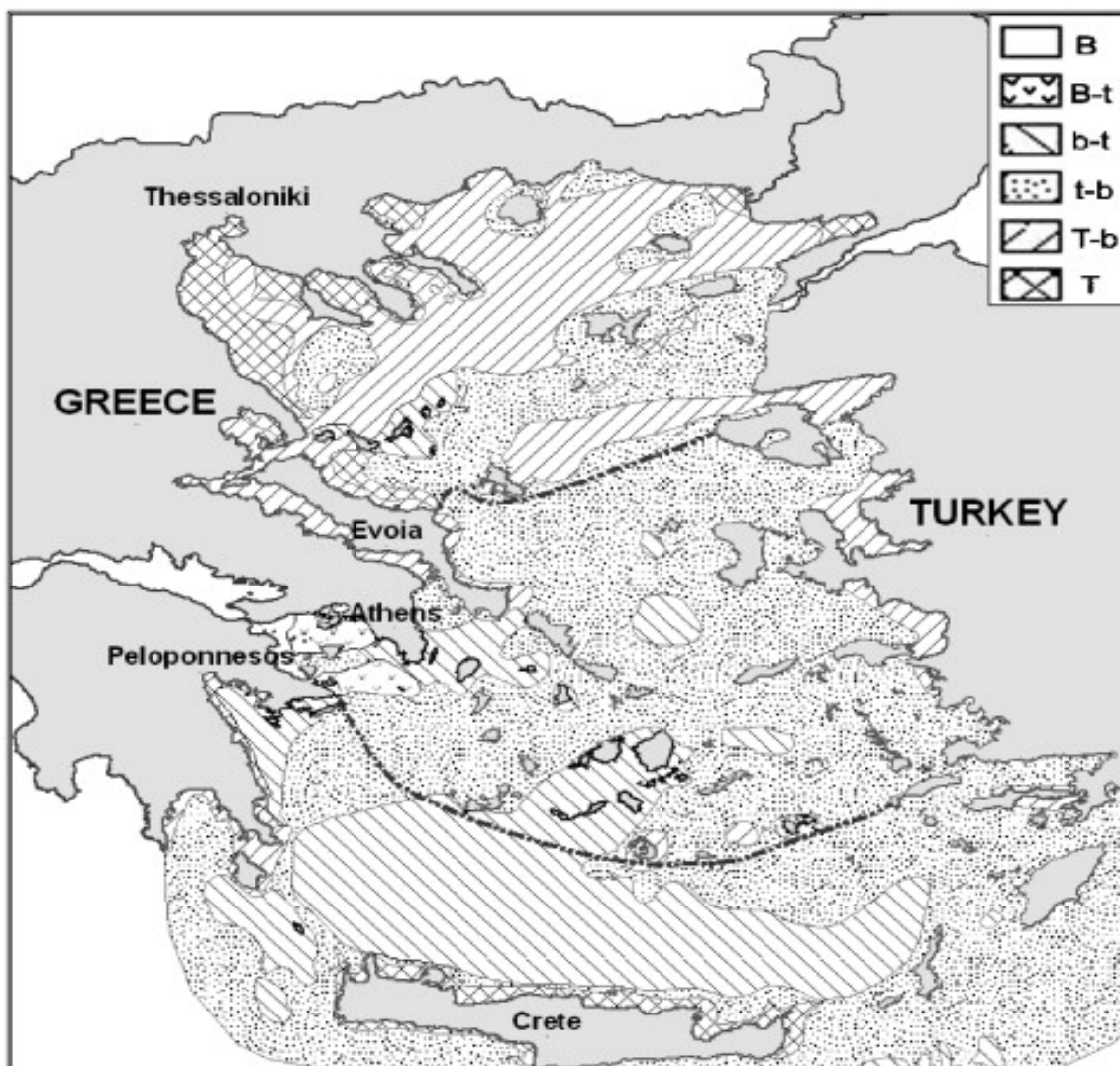
Sedimentary type	Terrigenous (%)	Carbonate (biogenic) (%)
Terrigenous (T)	>90	<10
Terrigenous-low calcareous (Tb)	70-90	10-30
Biogenic-terrigenous calcareous (t-b)	50-70	30-50
Terrigenous biogenic carbonate (b-t)	30-50	50-70
Biogenic carbonate-low terrigenous (Bt)	10-30	70-90
Biogenic high carbonate (B)	<10	>90

Εικ.42. Τύποι επιφανειακών ιζημάτων πυθμένα (Emelyanov et al., 1996).

Αυτή η εκτεταμένη παρουσία χερσογενών ιζημάτων οφείλεται στο συνδυασμό διαφόρων παραμέτρων, όπως είναι η μεγάλη εισροή υλικού χερσέας προέλευσης (περίπου 50 έως 60.000.000 τόνοι ετησίως), ο ολιγοτροφικός χαρακτήρας του Αιγαίου (Lykousis et al., 2002) και η κυκλοφορία των επιφανειακών υδάτων, η οποία θα μπορούσε να χαρακτηριστεί ως μάλλον εντατική, αν και μεταβλητή. Εξάλλου, η μειωμένη ποσότητα χερσογενών ιζημάτων, σε περιοχές με μεγάλο βάθος νερού, όπως στη λεκάνη των Σποράδων, σε σύγκριση με τις γύρω περιοχές, μπορεί να εξηγηθεί από την υφιστάμενη, μέσης κλίμακας κυκλωνική κυκλοφορία, όπου η επικρατούσα διαδικασία ανάβλυσης αυξάνει τις συγκεντρώσεις των βιογενών σωματιδίων (Price et al, 1999, Lykousis et al., 2002). Αντίθετα, η καταβύθιση επιφανειακών υδάτων, που προκαλείται από αντικυκλωνικούς στροβίλους, που υπάρχουν σε περιοχές με υψηλή συγκέντρωση σωματιδίων χερσογενούς προέλευσης, όπως στην περίπτωση του Αιγαίου, βοηθά στην συσσώρευση χερσογενών ιζημάτων. Η αυξημένη παρουσία του χερσογενούς κλαστικού υλικού, όπως εκείνη που παρατηρήθηκε στο πλατώ της Λήμνου, θα μπορούσε να αποδοθεί στις διαδικασίες σχηματισμού των πυκνών υδάτων, κατά την ανάμειξη υδάτων μεγαλύτερης αλατότητας, που προέρχονται από τη λεκάνη της Λεβαντίνης, με ψυχρότερα νερά της Μαύρης Θάλασσας, που εισέρχονται από τα Στενά των Δαρδανελλίων (Theocharis and Georgopoulos, 1993), και την επακόλουθη καταβύθισή τους.



Εικ.43. Ποσοστά (%) των διαφόρων τύπων ιζημάτων του πυθμένα του Αιγαίου και της υποπεριοχής του Β.Αιγαίου. (T: χερσογενή 90 %, Tb: χερσογενή με χαμηλό ποσοστό ασβεστολιθικών (χερσογενές ποσοστό: 70-90%), t-b: βιογενο-χερσογενή ασβεστολιθικά ιζήματα (χερσογενές ποσοστό: 50-70%), b-t: χερσο-βιογενή ανθρακικά ιζήματα (χερσογενές ποσοστό :30-50%), και Bt: βιογενή ανθρακικά ιζήματα (χερσογενές ποσοστό: 10-30%), (Poulos, 2008).



Εικ.44. Χωρική κατανομή των επιφανειακών ιζημάτων διαφορετικής προέλευσης (χερσογενούς ή βιογενούς) του πυθμένα του Αιγαίου (Poulos, 2008).

Όσον αφορά στη χωρική μεταβλητότητα, υπάρχει μια σαφής εικόνα μείωσης των χερσογενών συστατικών από Βορρά προς Νότο, που συνοδεύεται από αντίστοιχη αύξηση στα βιογενή ιζήματα (ασβεστολιθικής προέλευσης). Έτσι, σχεδόν τα δύο τρίτα (2/3) του πυθμένα του Βορείου Αιγαίου, καλύπτονται από τα ιζήματα T (12,5%) και Tb (49,1%) τύπου. Η κατάσταση αυτή, εξηγείται από τις εισροές ιζημάτων χερσογενούς προέλευσης, κυρίως κατά μήκος της ακτής του βόρειου τμήματος του Αιγαίου και δευτερευόντως κατά μήκος των ανατολικών (τουρκικών) ακτών του Κεντρικού Αιγαίου.

Η κυριαρχία της χερσογενούς συνιστώσας στο Βορείο Αιγαίο και των βιογενών συστατικών (οργανικού και ανόργανου άνθρακα), στο Νότιο Αιγαίο, αποδεικνύεται επίσης από τη μέτρηση των επιπέδων της συνολικής προς τα κάτω ροής (προς μεγαλύτερα βάθη) των υδάτων (Lykousis et al, 2002), η οποία στην περίπτωση του Βορείου Αιγαίου είναι τουλάχιστον μία τάξη μεγέθους μεγαλύτερη από εκείνη του Νοτίου Αιγαίου. Η αναλογία είναι ίδια για ύδατα μεσαίου βάθους (500m) και ύδατα κοντά στον πυθμένα (35m πάνω από πυθμένα), έστω και αν η συνολική ροή υδάτινων μαζών αυξάνει με το βάθος. Η εν λόγω αύξηση κοντά στον πυθμένα της συνολικής ροής των μαζών, είναι εντονότερη στις βαθιές λεκάνες, τόσο του Βορείου Αιγαίου (π.χ. λεκάνη της Λήμνου) όσο και στο Νότιο Αιγαίο (π.χ. λεκάνη της Καρπάθου) και αποδείχεται σε πλευρική μεταφορά, τυπική για περιθώρια περιβάλλοντα (Lykousis 2001, Rousakis et al., 2004, Giresse et al., 2003). Ακόμα για την περίπτωση του Βορείου Αιγαίου, ανέφερεται μία εποχιακή διακύμανση της συνολικής ροής μάζας, υψηλότερη το χειμώνα και χαμηλότερη το καλοκαίρι (Karageorgis and Stavrakakis, 2005), που ακολουθεί τον αντίστοιχο εποχιακό κύκλο των υδάτων των ποταμών και της ροής ιζημάτων.

3.7. ΑΠΟΘΕΣΗ ΣΩΜΑΤΙΔΙΩΝ

Η αφθονία των σωματιδίων στο Αιγαίο συνδέεται με: (i) τα χερσογενή κλαστικά υλικά, (ii) τη βιολογική παραγωγή, (iii) τις αιολικές εισροές και (iv) την κυκλοφορία του υλικού στις παρακείμενες θαλάσσιες λεκάνες. Σε γενικές γραμμές, οι παράκτιες περιοχές παρουσιάζουν αιωρούμενα σωματίδια με συγκεντρώσεις κάτω του 0,5 mg/l, ενώ σε περιοχές που επιρρεάζονται από ποτάμια η συγκέντρωση των αιωρούμενων σωματιδίων μπορεί να υπερβαίνει το 1 mg/l (Karageorgis et al 2008), φθάνοντας τις τιμές των 5-6 mg/l σε περιοχές κοντά σε εκβολές ποταμών, όπως στην περίπτωση του εσωτερικού του Θερμαϊκού Κόλπου (Karageorgis and Anagnostou, 2003).

Φαίνεται ότι η προσφορά των ποταμών ελέγχει τα επίπεδα συγκέντρωσης των σωματιδίων στο Αιγαίο (Lykousis et al, 2002). Το Βόρειο Αιγαίο, λαμβάνει σημαντικά μεγαλύτερες ποσότητες αιωρούμενων ιζημάτων, με την εισροή γλυκού νερού από διαφορετικούς μεγάλους ποταμούς, όπως ο Αξιός, ο Αλιάκμονας, ο Πηνειός, ο Στρυμόνας, ο Νέστος και ο Έβρος, σε σχέση με το Κεντρικό και το Νότιο Αιγαίο (Κρητικό Πέλαγος), όπου εμφανίζονται μόνο εφήμερα ρεύματα με μεγαλύτερη τιμή συγκέντρωσης ύλης (6mg/l), σε περιόδους υψηλής εκκένωσης (από τα τέλη του φθινοπώρου έως τα τέλη της άνοιξης). Επιπλέον, ο ετήσιος ρυθμός της αιολικής προσφοράς ιζημάτων (κυρίως της Σαχάρας σκόνης) για το Αιγαίο είναι της τάξης του 10-40 g/m² (Nihlen και Olsson, 1995).

Τα αιωρούμενα σωματίδια βιογενούς προέλευσης, σε περιοχές χωρίς έντονη επίδραση παραποτάμιων ροών, διαδραματίζουν σημαντικό ρόλο, παρά τον γενικά ολιγοτροφικό χαρακτήρα του Αιγαίου. Φαίνεται ότι 65-72% των αιωρούμενων σωματιδίων, στα ανώτερα 150 m της Ανατολικής Μεσογείου (των παράκτιων περιοχών), είναι βιολογικής προέλευσης παρά τον ολιγοτροφικό χαρακτήρα της περιοχής. Η μέση ετήσια πρωτογενής παραγωγή για την Ανατολική Μεσόγειο (συμπεριλαμβανομένου του Αιγαίου) ποικίλλει χωρικά και εποχιακά μεταξύ 15 και 60 g/C/m²/a (Karageorgis et al., 2008). Υψηλότερες συγκεντρώσεις παρουσιάζονται κατά τη διάρκεια τέλη χειμώνα-αρχές άνοιξης, στις αναβλύζουσες κυκλωνικές περιοχές, καθώς και σε περιοχές που επηρεάζονται από χερσαίες πηγές. Αυτό ισχύει και για το Αιγαίο (Psara, 2000, Lykousis et al, 2002).

Η βιογενής συνιστώσα, που ελέγχεται από πολυάριθμες και περίπλοκες βιογεωχημικές διεργασίες, μπορεί να περιλαμβάνει (Aksu et al, 1995, Lykousis et al, 2002): (I) CaCO_3 που προέρχεται από το φυτοπλαγκτόν, κελύφη ζωοπλαγκτού των πλαγκτονικών τρηματοφόρων, κελύφη αραγωνίτη πτερόποδων και (ii) βιογενές διοξείδιο του πυριτίου (οπάλιο), που αποτελείται κυρίως από όστρακα διατόμων.

Από την άποψη της χωρικής μεταβλητότητας, η βόρεια υπο-περιοχή του Αιγαίου είναι λιγότερο ολιγοτροφική από τις κεντρικές και νότιες περιοχές, όπως χαρακτηριστικά φαίνεται από τις τιμές της βιολογικής παραγωγικότητας στη στήλη του νερού (π.χ. σωματιδιακού οργανικού άνθρακα, χλωροφύλλης-α, φυτοπλαγκτού, μεσοζωοπλαγκτού, πρωτογενούς παραγωγής) και τη βενθική δραστηριότητα (βενθικής πανίδας).

Το υλικό στο Αιγαίο συνδέεται κυρίως με την εκροή των Δαρδανελίων και την εισροή επιφανειακών υδάτων από τη λεκάνη της Λεβαντίνης, μέσω του ανατολικού Κρητικού περάσματος. Οι ποσότητες εισροής από τα Δαρδανέλια φτάνουν τους $1,7 \times 10^6$ τόνους/έτος (Ergin et al., 1991) ή περίπου τους $0,9 \times 10^6$ τόνους/έτος, (Ehrmann et al., 2007). Από την άλλη, υλικό κινείται εκτός της λεκάνης του Αιγαίου, μέσω των Δαρδανελίων (περίπου 0,9 τόνους/έτος) (Ergin et al, 1991), σε βάθη νερού > 25 m και μέσω του στενού των Κυθήρων (Kontoyiannis et al, 1999).

Εναπόθεση σωματιδίων λαμβάνει χώρα, κυρίως γύρω από την περιοχή εκβολής των ποταμών και σε μικρή απόσταση (προδελταική περιοχή), αλλά πάντα εντός των ορίων της υφαλοκρηπίδας. Σε γενικές γραμμές, πολύ λίγο υλικό φτάνει, μετά από κύλιση, στις πλαγιές σε περιοχές βαθέων υδάτων (Karageorgis and Stavrakakis, 2005). Στην περίπτωση της Μεσογείου, τα δύο τρίτα (2/3) των ποτάμιων εισροών παραμένουν επί της υφαλοκρηπίδας (Guerzoni et al, 1997). Σύμφωνα με τα παραπάνω, το ύψος της συσσώρευσης των σύγχρονων ιζημάτων ποικίλλουν χωρικά, με αυξημένες μέγιστες τιμές (>3m/ka), κοντά στα δελταϊκά πρίσματα, όπως στην περίπτωση του Θερμαϊκού Κόλπου (Lykousis και Chronis, 1989). Τα σχετικά αυξημένα ποσοστά απόθεσης (>20cm/ka) που αναφέρθηκαν (Giresse et al., 2003) στις βαθιές λεκάνες του Αιγαίου (π.χ. Βόρεια Σκύρος: 21,8 cm/ka, Βόρεια Ικαρία: 23,7 cm/ka), έχουν αποδοθεί επιπροσθέτως στη βαρυτική διαδικασία μεταφοράς των ιζημάτων (π.χ. τουρβιδιτικές ροές υπολειμμάτων) (Lykousis 1991, Aksu et al., 1995, Perissoratis and Papadopoulos, 1999, Rousakis et al., 2004, Giresse et al., 2003).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4 : ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Το Αιγαίο δέχεται κάθε χρόνο 60×10^6 - 70×10^6 τόνους χερσογενούς κλαστικού υλικού, το οποίο παρέχεται κυρίως (>75%) από την λεκάνη απορροής (περίπου 225×10^3 km²), ενώ τα υπόλοιπα υλικά αποδίδονται με αιολική μεταφορά (σκόνη Σαχάρας) και με εισροές, κατά κύριο λόγο, μέσω των Στενών των Δαρδανελίων και του Κρητικού ανατολικού περάσματος.

Οι κυριότεροι μηχανισμοί ιζηματογένεσης στο Βόρειο Αιγαίο, κατά την διάρκεια της τελευταίας παγετώδους περιόδου και το Ολόκαινο, είναι η ημιπελαγική ιζηματογένεση, οι αποθέσεις από εποχιακές νεφελοειδείς στρώσεις, καθώς και οι βαρυτικές ροές μαζών. Αυτή η υποπεριοχή του Αιγαίου, μπορεί επομένως να χαρακτηριστεί, ως «ηπειρωτικό περιθώριο», με κυρίως νηριτικές και δευτερευόντως ημιπελαγικές συνθήκες.

Τα επιφανειακά ιζήματα του πυθμένα του Βορείου Αιγαίου που αποτέθηκαν στο τέλος του Ολοκαίνου, μετά την απόθεση του σαπροπηλού, αποτελούνται κυρίως από τουρβιδιτική ιλυάργιλο λόγω του μηχανισμού απόθεσής τους, μέσω εποχιακών νεφελοειδών στρώσεων.

Τα επιφανειακά ιζήματα των απότομων πρανών των λεκανών (κυρίως της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου) αποτελούνται κυρίως από αμμώδεις ιλυαργίλους και ιλυαργιλώδεις άμμους, οι οποίες υποδηλώνουν τις έντονες διαδικασίες ιζηματογένεσης στα απότομα πρανά της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου, από τουρβιδιτικές ροές που ενεργοποιούνται από ισχυρά ρεύματα βυθού και από την σεισμική δραστηριότητα στην περιοχή. Τα σαπροπηλικά ιζήματα των βαθέων λεκανών, που αποτέθηκαν 9,2-6,4 kyrs BP, έχουν την μορφή διπλού ορίζοντα με ενδιάμεση λεπτή στρώση ημιπελαγικού ιζήματος, ενώ τα αντίστοιχα των πρανών παρουσιάζονται ως ενιαίος σαπροπηλικός ορίζοντας.

Κατά την παγετώδη περίοδο και την μεταπαγετώδη που ακολούθησε αποτέθηκαν ιζήματα που αποτελούνται από τουρβιδιτικές ιλυαργίλους και αμμώδεις ιλυαργίλους, κυρίως μέσω μηχανισμών των τουρβιδιτικών ροών και επαναιώρησης. Οι μηχανισμοί αυτοί ενεργοποιούνται από ισχυρά ρεύματα βυθού κατά μήκος των ισοβαθών (ισοβαθίτες) ή από ρεύματα πυκνών ροών, που δημιουργούνται κατά την διάρκεια ιδιαίτερα έντονων πλυμμηρικών περιόδων ή από την έντονη σεισμική δραστηριότητα της περιοχής του Βορείου Αιγαίου.

Οι αυξημένες περιεκτικότητες σε οργανικό άνθρακα (έως και 0,7 %) στα επιφανειακά ιζήματα του Βορείου Αιγαίου, οφείλονται στην αυξημένη βιογενή παραγωγή και τη κατακόρυφη ροή βιογενούς οργανικού υλικού. Ο οργανικός άνθρακας είναι αυξημένος (έως και 2,32 %) στα σαπροπηλικά ιζήματα των βαθιών λεκανών, ενώ μειώνεται στα σαπροπηλικά ιζήματα των πρηνών και των ρηχών λεκανών, λόγω επαναιώρησης των σαπροπηλικών ιζημάτων, τα οποία αποτίθενται εκ νέου, αναμειγνυόμενα με ιζήματα από τα ανώτερα πρηνή.

Οι παράγοντες που ελέγχουν την ιζηματοπόθεση στις λεκάνες και τα πρηνή του Βορείου Αιγαίου είναι οι σχετικές ευστατικές κινήσεις της στάθμης της θάλασσας, η εγγύτητα των λεκανών προς τις κύριες πηγές προσφοράς ιζημάτων (κυρίως τα ποτάμια της Αν. Μακεδονίας και Θράκης), η μορφολογία και η κλίση των πρηνών των λεκανών, τα ισχυρά ρεύματα βυθού και πιθανόν η σεισμική δραστηριότητα της περιοχής.

Η μέση ταχύτητα ιζηματογένεσης, για τα ιζήματα που αποτέθηκαν στο τέλος του Ολόκαινου (5,5kyrs-0) στις βαθιές λεκάνες του Βορείου Αιγαίου, κυμαίνεται από 14,9cm/kyr έως 34,7cm/kyr, μειούμενη προς νότο, λόγω της αυξημένης απόστασης από τις κύριες πηγές τροφοδοσίας (κυρίως τα ποτάμια της Αν. Μακεδονίας και Θράκης). Μειωμένες τιμές ιζηματογένεσης (2,7 cm/kyr -4,7 cm/kyr) υπολογίστηκαν στα απότομα πρηνή των λεκανών, όπου επικρατούν συνθήκες ροής μαζών και επαναιώρηση, οι οποίες απομακρύνουν τα ιζήματα προς τα κατώτερα πρηνή και τις λεκάνες. Υψηλή ταχύτητα ιζηματογένεσης (30 cm/kyr) υπολογίστηκε για τη βαθιά λεκάνη βόρεια της Σκύρου, κατά την διάρκεια της τελευταίας παγετώδους περιόδου (24-18 kyrs BP), κυρίως λόγω του μηχανισμού απόθεσης με τουρβιδιτικές ροές.

Στα επιφανειακά ιζήματα του Βορείου Αιγαίου δεσπόζουν τα χερσογενή (από 50% έως και > 90%) λόγω της μεγάλης ροής από τα ποτάμια. Τα χοντρόκοκκα χερσογενή ιζήματα, έχουν κατατεθεί στην παράκτια ζώνη και ορισμένα χαρακτηρίζονται «υπολειμματικά», καθώς διαμορφώθηκαν σε περιόδους που η στάθμη της θάλασσας βρισκόταν σε χαμηλότερα επίπεδα. Τα χονδρόκοκκα υλικά, που βρίσκονται πέρα από το υφαλοόριο, είναι βιογενούς προέλευσης. Τα λεπτόκοκκα υλικά είναι διάσπαρτα σε όλο το Αιγαίο, λόγω της επιφανειακής κυκλοφορίας, αλλά είναι πιά άφθονα στο Βόρειο Αιγαίο, μια περιοχή η οποία δέχεται τις περισσότερες χερσογενείς ροές και είναι λιγότερο ολιγοτροφική.

Τα χονδρόκοκκα υλικά στα ρηγά, αποδίδονται σαν υπολειμματικές καταθέσεις, ενώ σε μεγάλα υδάτινα βάθη, αποτίθενται σχεδόν αποκλειστικά ως βιογενή προϊόντα. Η παράκτια κατανομή του λεπτόκοκκου υλικού των χερσογενών ιζημάτων, καθορίζεται από τη γενική κυκλοφορία, ενώ μέσης κλίμακας δίνες μπορούν, σε τοπικό επίπεδο, να ενισχύσουν (αντικυκλώνες) ή να μειώσουν (κυκλώνες) τα συνήθη ποσοστά τους.

Η χωρική κατανομή των χερσογενών ιζημάτων, έναντι των ανθρακικών (βιογενών), σχετίζεται κυρίως με τα ποσοστά των χερσογενών εισροών και την εγγύτητα σε περιοχές εκβολών ποταμών, αλλά και με τη πρωτογενή παραγωγή των επιφανειακών υδάτων και το πρότυπο της ισχύουσας επιφανειακής κυκλοφορίας, η οποία όσον αφορά το Βόρειο Αιγαίο, συνδέεται με την οριζόντια μεταφορά των αιωρούμενων σωματιδίων μέσω των Στενών των Δαρδανελίων.

Η μέσης κλίμακας κυκλοφορία επηρεάζει επίσης τη σχετική κατανομή των χερσογενών, έναντι των βιογενών ιζημάτων. Οι κυκλώνες ευνοούν την απόθεση των βιογενών υλικών, καθώς αυτοί συνδέονται με την αύξηση της παραγωγικότητας, που προκαλείται από τις αναβλύσεις. Οι αντικυκλώνες ενισχύουν την απόθεση των χερσογενών υλικών (στις περιοχές όπου είναι πιά άφθονα), καθώς η καταβύθιση αυξάνει την ταχύτητα καθίζησης των επιφανειακών υδάτων.

Τα πρόσφατα (Ολοκαινικά) ιζήματα του Βορείου Αιγαίου αποτελούνται κυρίως από ένα μείγμα χερσογενών σχηματισμών (μεγέθους μεταξύ άμμου και αργίλου), βιογενών υπολειμμάτων (μεγέθους μεταξύ άμμου και ιλύς) και ανθρακικών (μεγέθους μεταξύ αμμοχάλικου και ιλύος). Επιπλέον, τα πρόσφατα ιζήματα στις βαθιές (>1000 m) λεκάνες του Βορείου Αιγαίου αποτελούνται κυρίως από τουρβιδιτικά ιζήματα, μεγέθους μεταξύ αργίλου και ιλύος. Τα χερσογενή ιζήματα πηλούχου άμμου αποτελούνται κυρίως από χαλαζία και αστρίους και στοιχεία των αργιλικών ορυκτών, ενώ τα κλάσματα πηλού κυριαρχούνται κυρίως από ιλλίτη και σμεκτίτη και δευτερευόντως από χλωρίτη, καολινίτη.

Το επικρατέστερο αργιλικό ορυκτό στα ιζήματα του Βορείου Αιγαίου είναι ο ιλλίτης, ο οποίος προέρχεται κυρίως από τα ποτάμια της Αν. Μακεδονίας και της Θράκης, τα οποία διαβρώνουν μεταμορφωμένους σχηματισμούς. Η περιεκτικότητα του χονδρόκοκκου ιλλίτη (σχετικά με τον σμεκτίτη), μειώνεται προς νότο, όπου μειώνεται και η προσφορά ιζημάτων πλούσιων σε ιλλίτη, ενώ αυξάνεται η περιεκτικότητα του σμεκτίτη. Στα σαπροπηλικά ιζήματα ο ιλλίτης είναι πολύ αυξημένος, λόγω της αυξημένης παροχής των ποταμών σε χερσογενή υλικά, πλούσια σε ιλλίτη, κατά την περίοδο απόθεσης του σαπροπηλού (αυξημένες βροχοπτώσεις, αυξημένη διάβρωση).

Ο σμεκτίτης είναι αυξημένος στα επιφανειακά ιζήματα των νότιων λεκανών λόγω της αυξημένης προσφοράς του από την διαγένεση ηφαιστειακών σχηματισμών που επικρατούν στις γειτονικές νήσους (Λήμνο, Λέσβο και Αγ. Ευστράτιο).

Κύρια πηγή προέλευσης του καολινίτη στα ιζήματα είναι η αιολική μεταφορά από τα νότια (σκόνη της Σαχάρας) και η περιεκτικότητα του δείχνει να μειώνεται ελαφρά στα ιζήματα των βόρειων λεκανών του Βορείου Αιγαίου. Ο χλωρίτης εμφανίζεται με μικρές περιεκτικότητες στα ιζήματα του Βορείου Αιγαίου και παρουσιάζει μικρή αύξηση στα σαπροπηλικά ιζήματα, λόγω της αυξημένης παροχής των ποταμών κατά την περίοδο απόθεσής του (ίδιες πηγές προέλευσης με τον ιλλίτη).

Η χωροταξική κατανομή των κυρίαρχων αργιλικών ορυκτών, ιλλίτη και σμεκτίτη (με αντιστόφως ανάλογη σχέση) και καολινίτη και χλωρίτη, ως κύρια συστατικά των αργιλικών κλασμάτων των χερσογενών υλικών, υπαγορεύεται από την λιθολογία και την απόσταση των χερσαίων πηγών, τις κινήσεις των υδάτων, τη διαφοροποίηση εναπόθεσης των σωματιδίων διαφορετικού μεγέθους (π.χ. ο ιλλίτης είναι συνήθως πύο χονδροειδής από το σμεκτίτη) και από την διαδικασία της κροκίδωσης, ιδίως σε περιοχές με εκροές ποταμών, λόγω των διαφορών αλατότητας. Ειδικά για τον σμεκτίτη, η εισροή υδάτων από τη Μαύρη Θάλασσα, μέσω των Στενών των Δαρδανελίων και η είσοδος υδάτων από την Λεβαντίνη, μέσω του ανατολικού Κρητικού περάσματος, διαδραματίζουν σημαντικό ρόλο.

Στα επιφανειακά ιζήματα των βαθιών λεκανών επικρατεί ο ασβεστίτης, ενώ στα ιζήματα των πρηνών, καθώς και στα κατώτερα των βαθιών λεκανών, επικρατεί ο χαλαζίας, λόγω του αυξημένου χερσογενούς υλικού. Στα περισσότερα ιζήματα του Βορείου Αιγαίου αναγνωρίστηκε ο αυθιγενής δολομίτης. Ο μαγνησιούχος ασβεστίτης εντοπίστηκε μόνο στα επιφανειακά ιζήματα, ενώ απουσιάζει από τα σαπροπηλικά ιζήματα, καθώς και από εκείνα που αποτέθηκαν κατά την παγετώδη-μεταπαγετώδη περίοδο, επειδή δεν ευνοείται ο σχηματισμός του, κατά τις περιόδους απόθεσής τους (στρωματοποίηση θαλάσσιων μαζών, χαμηλή θερμοκρασία πυθμενικών υδάτων). Στα σαπροπηλικά ιζήματα εντοπίστηκε σιδηροπυρίτης, ο σχηματισμός του οποίου οφείλεται στις αναγωγικές συνθήκες που επικρατούσαν κατά την περίοδο απόθεσης του σαπροπηλού.

Ενιαίος ορίζοντας ηφαιστειακής τέφρας, από την τελευταία έκρηξη του ηφαιστείου της Σαντορίνης δεν εντοπίστηκε στα ιζήματα του Βορείου Αιγαίου, παρά μόνον ελάχιστοι κρύσταλλοι, στα επιφανειακά ιζήματα των βαθιών λεκανών. Οι έντονες διεργασίες απόθεσης, που επικρατούν στα πρηνή, επαναιωρούν και διαλύουν την τέφρα και μόνον λίγα υπολείμματά της (ελάχιστοι κρύσταλλοι) καταλήγουν στα ιζήματα των βαθιών λεκανών.

BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Adamson D.A., Gasse F., Street F.A., Williams M.A.J., 1980. *Late Quaternary history of the Nile*. Nature 288, 50-55.

Aksu et al., 1995a A.E. Aksu, D. Yasar and P.J. Mudie, *Origin of late Glacial-Holocene hemipelagic sediments in the Aegean Sea: clay mineralogy and carbonate cementation*, Marine Geology 123 (1995), pp. 33-59.

Aksu et al., 1995b A.E. Aksu, D. Yasar, P.J. Mudie and H. Gillespie, *Late Glacial-Holocene paleoclimatic and paleoceanographic evolution of the Aegean Sea: micropaleontological and stable isotopic evidence*, Marine Paleontology 25 (1995), pp. 1-28.

Aksu et al., 1987 A.E. Aksu, D.J.W. Piper and T. Konuk, *Quaternary growth patterns of Büyük Menderes and Küçük Menderes deltas, western Turkey*, Sedimentary Geology 52 (1987), pp. 227-250.

Aksu et al., 1987 A.E. Aksu, D.J.W. Piper and T. Konuk, *Late Quaternary tectonic and sedimentary history of outer Izmir and Çandarlı Bays, western Turkey*, Mar. Geol. 76 (1987), pp. 89-104.

Aksu et al., 1992a A.E. Aksu, A. Uluğ, D.J.W. Piper, Y.T. Konuk and S. Turgut, *Quaternary sedimentary history of Adana, Cilicia and Iskenderun Basins, Northeast Mediterranean Sea*, Mar. Geol. 104 (1992), pp. 55-71.

Aksu et al., 1992b A.E. Aksu, T.J. Calon, D.J.W. Piper, S. Turgut and E. Izdar, *Architecture of late orogenic Quaternary basins in northeastern Mediterranean Sea*, Tectonophysics 210 (1992), pp. 191-213.

Aksu et al., 1995b A.E. Aksu, D. Yaşar and P.J. Mudie, *Paleoclimatic and paleoceanographic circumstances leading to the development of sapropel layer S1 in the Aegean Sea Basins*, Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 116 (1995), pp. 71-101.

Aksu A.E., Abrajano T., Mudie P.J., Yasar D., 1999. *Organic geochemical and palynological evidence for terrigenous origin of the organic matter in Aegean sapropel S1*. Mar. Geol. 153, 303-318.

Aksu et al., 1999 A.E. Aksu, R.N. Hiscott and D. Yaşar, *Oscillating Quaternary water levels of the Marmara Sea and vigorous outflow into the Aegean Sea from the Marmara Sea-Black Sea drainage corridor*, Mar. Geol. 153 (1999), pp. 275-302.

Aksu et al., 2008 A.E. Aksu, G.A. Jenner, R.N. Hiscott and B. İşler, *Occurrence, stratigraphy and geochemistry of Late Quaternary tephra layers in the Aegean Sea and the Marmara, Sea*. Mar. Geol. 252 (2008), pp. 174-192.

Allen J.R.M., Brandt U., Brauer A., Hubberten H.-W., Huntley B., Keller J., Kraml M., Mackensen A., Mingram J., Negendank J.F.W., Nowaczyk N.R., Oberhänsli H., Watts W.A., Wulf S., Zolitschka B., 1999. *Rapid environmental changes in southern Europe during the last glacial period*. Nature 400, 740-742.

Anagnostou et al., 1993 Anagnostou Ch., Tsormbatzoglou G., Sioulas A., 1993. *The recent sedimentation in the central part of Cyclades*. In: Proceedings of the Fourth National Symposium on Oceanography and Fisheries, Rhodes Isl, 26-29 April 1993, pp.465-466.

Anagnostou et al., 1998 Ch. Anagnostou, D.K. Richter, D. Riedel and T. Trapp, *Recent sediments in the south Cyclades marine area, Aegean Sea*, Bulletin of the Geological Society of Greece XXXII/2 (1998), pp. 193-203.

Anastasakis et al., 2006 G. Anastasakis, D.J.W. Piper, M.D. Dermitzakis and V. Karakitsios, *Upper Cenozoic stratigraphy and paleogeographic evolution of Myrtoon and adjacent basins, Aegean Sea, Greece*, Marine and Petroleum Geology 23 (2006), pp. 353-369.

Angelopoulos J., Mitropoulos D., Perissoratis C., Zimianitis E., 1991. *Surficial sediment map of the Aegean Sea: Pagasitikos sheet* (scale 1:200.000). IGME Publ., Athens.

Ballard R.D., Coleman D.F., Rosenberg G.D., 2001. *Further evidence of abrupt Holocene drowning of the Black sea shelf*. Mar. Geol. 170, 253-261.

Bar-Matthews, M., Ayalon, A., Kaufman, A., 1997. *Late Quaternary paleoclimate in the Eastern Mediterranean region from stable isotope analysis of speleothems at Soreq Cave, Israel*. Quat. Res. 47, 155–168.

Bayhan et al., 2001 E. Bayhan, M. Ergin, A. Temel and Ş. Keskin, *Sedimentology and mineralogy of surficial bottom deposits from the Aegean-Canakkale-Marmara transition (Eastern Mediterranean): effects of marine and terrestrial factors*, Marine Geology 175 (2001), pp. 297-315.

Beck et al., 2001 J.W. Beck, D.A. Richards, R. Lawrence, R.L. Edwards, B.W. Silverman, P.L. Smart, D.J. Donahue, S. Hererra-Osterheld, G.S. Burr, L. Calsoyas, A.J.T. Jull and D. Biddulph, *Extremely large variations of atmospheric ^{14}C concentration during the last glacial period*, Science 292 (2001), pp. 2453-2458 10.1126/science.1056649.

Berger A and Loutre M.F., (1994). *Insolation values for the climate of the last 10 m.y.* Aquat. Sci. Rev., 10: 297-317.

Bethoux and Gentili, 1994 J.P. Bethoux and B. Gentili, *The Mediterranean Sea, a test area for marine and climatic interactions*. In: P. Malanotte-Rizzoli and A.R. Robinson, Editors, Ocean Processes in Climate Dynamics: Global and Mediterranean Examples, Nato ASI Series, Serie C: Mathematical and Physical Sciences Vol. 419, Kluwer Academic Publishers (1994), pp. 239-254.

Biscaye, P.E., 1964. *Distinction between kaolinite and chlorite in recent sediments by X-ray diffraction*. Am. Mineral. 49, 1281-1289.

Biscaye, P.E., 1965. *Mineralogy and sedimentation of recent deep sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans*. Geol. Soc. Amer. Bull. 76, 803-832.

Bolle H.-J., 2003. *Mediterranean Climate. Regional Climate Studies*. Springer, Berlin. 372 pp.

Bond G., Kromer B., Beer J., Muscheler R., Evans M.N., Showers W., Hoddmann S., Lotti-Bond R., Hajdas I., Bonani G., 2001. *Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene*. Science 294, 2130-2136.

Bottema S., 1995. *The Younger Dryas in the Eastern Mediterranean*. Quat. Sci. Rev. 14 (9), 883-891.

Brindley, G.W., Brown, G., 1980. *Crystal structures of clay minerals and their X-Ray identification*. Miner. Soc. Monogr., vol. 5. 495 pp.

Brooks M, Ferentinos G (1980) *Structure and evolution of the Sporadhes basin of the North Aegean Trough, Northern Aegean Sea*. *Tectonophysics* 68:15-30

Cacho I., Grimalt, J.O., Canals M., Sbaffi, L., Shackleton N.J., Schönfeld J., Zahn, R., 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.

Cacho I., Grimalt J.O., Canals M., 2002. *Response of the Western Mediterranean Sea to rapid climatic variability during the last 50,000 years: a molecular biomarker approach*. *J. Mar. Syst.* 33-34, 253-272.

Casford J.S.L., Rohling E.J., Abu-Zied R., Coole S., Fontanier C., Leng M., Lykousis V., 2002. *Circulation changes and nutrient concentrations in the late Quaternary Aegean Sea: a nonsteady state concept for sapropel formation*. *Paleoceanography* 17 127-149.

Casford J.S.L., Rohling E.J., Abu-Zied R.H., Jorissen F.J., Leng M., Schmiedl G., Thomson J., 2003. *A dynamic concept for eastern Mediterranean circulation and oxygenation during sapropel formation*. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 190, 103-119.

Chamley H. (1972) *The Mediterranean Sea—a sedimentation laboratory*. Downen, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, PA, pp 387–399

Chamley H., 1989. *Clay Sedimentology*. Springer, Berlin. 623 pp.

Chester R., Baxter G.G., Behairy A.K.A., Connor K.A., Cross D., Elderfield H., Padgham R.C., 1977. *Soil-sized eolian dusts from the lower troposphere of the Eastern Mediterranean Sea*. *Mar. Geol.* 24, 201-217.

Chronis, G. (1986). *Contemporary dynamic and Holocene sedimentation in the inner plateau of Thermaikos gulf. Thesis (PhD)*. University of Athens, 228 p.

Coe and Church, 2003 Coe, A.L., Church, K.D., 2003. *Sequence stratigraphy*. In: A.L. Coe (Ed.), *The Sedimentary Record of Sea-Level Change*. Cambridge University Press, p. 57-98, 288 pp.

Cohmap Members, 1988. *Climatic changes of the last 18,000 years: observations and model simulations*. Science 241, 1043-1052.

Collins et al., 1981 M.B. Collins, V. Lykousis and G. Ferentinos, *Temporal variations in sedimentation patterns: NW Aegean Sea*, Marine Geology 43 (1) (1981), pp. M39-M48.

Conispoliatis, N., 1979. *Sedimentology and mineralogy of Thermaikos Bay, N.W. Aegean Sea*. MSc Thesis, University of Wales, UK.

Conispoliatis, 1984 N. Conispoliatis, *Clay mineral distribution in the modern sediment of the Thermaikos Gulf*, Mineral Wealth 22 (1984), pp. 37–45.

Conispoliatis, N., 1984. *Study of the sediments of Strymonikos Gulf*. Ph.D. Thesis (in Greek), National Technical University of Athens, Greece.

Conispoliatis and Lykousis, 1986, *Mineralogy of the surficial sediments of Kavala Bay, Northern Aegean Sea*, Estuarine Coastal & Shelf Science 23 (1986), pp. 739-749.

Conispoliatis N., Perissoratis C., 1987. *Distribution and origin of clay minerals in the bottom sediments of Ierissos bay*. In: Proceedings of the Second Hellenic Symposium in Oceanography and Fishery, Athens, pp. 485-492.

Cramp A., Collins M., West R., 1988. *Late Pleistocene-Holocene sedimentation in the NW Aegean Sea: a palaeoclimatic palaeoceanographic reconstruction*. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 68, 61-77.

Cramp A, Collins MB (1988) *A Late Pleistocene-Holocene sapropelic layer in the northwest Aegean Sea, eastern Mediterranean*. Geo-Mar Lett 8:19–23

Cullen H.M., deMenocal P.B., Hemming, S., Hemming, G., Brown, F.H., Guilderson, T., Sirokko, F., 2000. *Climate change and the collapse of the Akkadian empire: evidence from the deep sea*. Geology 28 (4), 379-382.

Cullen, H.M., Kaplan, A., Arkin, P.A., deMenocal, P.B., 2002. *Impact of the North Atlantic oscillation on Middle Eastern climate and streamflow*. Clim. Change 55, 315–338.

Dalfes H.N., Kukla G., Weiss H. (Eds.), 1997. *Third Millennium BC Climate Change and Old World Collapse*. NATO ASI Series, Series I: Global Environmental Change, vol. 49. Springer, Berlin, Heidelberg. 728 pp.

Dansgaard W., Johnsen S.J., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Gundestrup N.S., Hammer C.U., Hvidberg C.S., Steffensen J.P., Sveinbjörnsdóttir A.E., Jouzel J., Bond G., 1993. *Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice core record*. Nature 364, 218-220.

Davis B.A.S., Brewer S., Stevenson A.C., Guiot J., 2003. *The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data*. Quat. Sci. Rev. 22, 1701-1716.

deMenocal P.B., 2001. *Cultural response to climate change during the late Holocene*. Science 292, 667-672.

deMenocal P., Ortiz J., Guilderson T., Adkins J., Sarnthein M., Baker L., Yarusinsky M., 2000. *Abrupt onset and termination of the African Humid Period: rapid climate responses to gradual insolation forcing*. Quat. Sci. Rev. 19, 347-361.

Dewey JF, Sengöç AMC (1979) *Aegean and surrounding regions: complex multiphase and continuum tectonics in a convergent zone*. Geol Soc Am Bull 90:84-92

Dinter DA, Royden L (1993) *Late Cenozoic extension in northeastern Greece: Strymon Valley detachment system and Rhodope metamorphic core complex*. Geology 21:45-48

Dominik J, Stoffers P (1979) *The influence of Late Quaternary stagnations on clay sedimentation in the eastern Mediterranean Sea*. Geol Rundsch 68:302-317

Duman et al., 2004 M. Duman, M. Avci, S. Dunam, E. Demirkurt and M.K. Duzbastilar, *Surficial sediment distribution and net sediment transport pattern in Izmir Bay, western Turkey*, Continental Shelf Research 24 (2004), pp. 965-981.

Ehrmann et al., 2007a W. Ehrmann, G. Schmiedl, Y. Hamann, T. Kuhnt, C. Hemleben and W. Siebel, *Clay minerals in late glacial and Holocene sediments of the northern and southern Aegean Sea*, *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology* 249 (2007), pp. 36-57.

Ehrmann et al., 2007b W. Ehrmann, G. Schmiedl, Y. Hamann and T. Kuhnt, *Distribution of clay minerals in surface sediments of the Aegean Sea: a compilation*, *International Journal of Earth Sciences* 96 (2007), pp. 769-780.

Emeis K.-C., Sakamoto T., Wehausen R., Brumsack H.-J., 2000. *The sapropel record of the eastern Mediterranean Sea-results of Ocean Drilling Program Leg 160*. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 158, 371-395.

Emelyanov EM, Shimkus KM (1986) *Geochemistry and sedimentology of the Mediterranean Sea*. Reidel. Publ. Co., 553 p.

Emelyanov et al., 1996 Emelyanov E.M., Shimkus K.M., Kuprin P.N., 1996. *Unconsolidated Bottom Surface Sediments of the Mediterranean and Black Seas*. Intergovernmental Oceanographic Commission(UNESCO). IBCM Geol.-Geoph. Series. Scale 1:1,000,000, sheets 4 and 9. St. Petesburg, Russia.

Ergin et al., 1991 M. Ergin, M.N. Bodur and V. Ediger, *Distribution of surficial shelf sediments in the northeastern and southwestern parts of the Sea of Marmara: Strai and canyon regimes of the Dardanelles and Bosphorous*, *Marine Geology* 96 (1991), pp. 313-340.

Ergin et al., 1998 M. Ergin, B. Kazan, F. Yucesoy-Eryilmaz, M. Eryilmaz and M. Okyar, *Hydrographic, deltaic and benthogenic controls of sediment dispersal in the Gulf of Iskenderum, SE Turkey (E. Mediterranean)*, *Estuarine Coastal & Shelf Science* 46 (1998), pp. 493-502.

Ergin et al., 2007 M. Ergin, S. Kadir, Ş. Keskin, N. Turhan-Akyüz and D. Yaşar, *Late Quaternary climate and sea level changes recorded in sediment composition off the Buyuk Menderes River Delta (eastern Aegean Sea, Turkey)*, *Quaternary International* 167-168 (2007), pp. 162-176.

EuroSION, 2004. *Living with coastal erosion in Europe: sediment and space for sustainability*. Part II-Maps and statistics. Directorate General Environment, European Commission, B4-3301/2001/329175/MAR/B3, 25pp.

Evans G., 1971. *The recent sedimentation of Turkey and the adjacent Mediterranean and Black seas: A review*. In: Cambell, A.S., (Ed.), *Geology and history of Turkey*, Petroleum Exploration Society of Libya, Tripoli, pp. 385-406.

Fairbanks R.O., 1989. *A 17000 year glacioeustatic sea-level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep ocean circulation*. *Nature* 342, pp. 637-642

Fairbanks G., Mortlock R.A., Chiu T.-C., Cao L., Kyrplana A., Guilderson T.P., Fairbanks T.W., Bloom A.L., Grootes P.M., Nadeau M.-J., 2005. *Radiocarbon calibration curve spanning 0 to 50,000 years BP based on paired $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ and ^{14}C dates on pristine corals*. *Quat. Sci. Rev.* 24, 1781-1796.

Felis T., Lohmann G., Kuhnert H., Lorenz S.J., Scholz D., Pätzold J., Al-Rousan S., Al-Moghrabi S., 2004. *Increased seasonality in Middle East temperatures during the last interglacial period*. *Nature* 429, 164-168.

Ferla and Azzaro, 2001, *Microbial respiration in the Levantine Sea: evolution of the oxidative processes in relation to the main Mediterranean water masses*, *Deep-Sea Research I* 48 (2001), pp. 2147-2159.

Flemming N.C., 1978. *Holocene eustatic changes and coastal tectonics in the northeast Mediterranean: implications for models of crustal consumption*. *Philos. Trans. R. Soc. London* 289, pp. 405-458.

Flemming N.C. and Webb, C.O., 1986. *Tectonic and eustatic coastal changes during the last 10000 years derived from archaeological data*. *J. Geom. N.F.* 62, pp. 1-29.

Folk, 1974, *Petrology of Sedimentary Rocks*, Hemphill Publishing Company, Austin, TX, 183pp.

Foucault A., Mélières F., 2000. *Palaeoclimatic cyclicity in central Mediterranean Pliocene sediments: the mineralogical signal*. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 158, 311-323.

Frumkin A., Stein M., 2004. *The Sahara-East Mediterranean dust and climate connection revealed by strontium and uranium isotopes in a Jerusalem speleothem*. *Earth Planet. Sci. Lett.* 217, 451-464.

Gasse F., 2000. *Hydrological changes in the African tropics since the Last Glacial Maximum*. *Quat. Sci. Rev.* 19, 189-211.

Gaultier P., Brun J.-P., Moriceau R., Sokoutsis D., Martinod J. & Jolivet L. (1999). *Timing, kinematics and cause of Aegean extension: a scenario based on a comparison with simple analogue experiments*. *Tectonophys.*, 315: 31-72.

Genç, 1998 Ö.C. Genç, *Evolution of Bayramiç magmatic complex, northwestern Anatolia*, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 85 (1998), pp. 233-249.

Geraga et al., 2000 M. Geraga, M.S. Tsaila, C. Ioakim, G. Papatheodorou and G. Ferentinos, *Evaluation of palaeoenvironmental changes during the last 18,000 years in the Myrtoon Basin, SW Aegean Sea*, *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology* 220 (2000), pp. 311-332.

Geraga M., Tsaila-Monopolis S., Ioakim C., Papatheodorou G., Ferentinos G., 2005. *Short-term climate changes in the southern Aegean Sea over the last 48,000 years*. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 220, 311-332.

Giresse et al., 2003 P. Giresse, R. Buscail and B. Charriere, *Late Holocene multisource material input into the Aegean Sea: depositional and post-depositional processes*, *Oceanologica Acta* 26 (2003), pp. 657-672.

Gogou A., Gaitani P., Bouloubassi I. & Lykousis V. (2004). *'Organic geochemical study of abrupt climate change of the Aegean Sea (Eastern Mediterranean) during the Holocene'*. In: 32nd Int. Geol. Conf. 20-28 Aug. 2004 Florence, Italy.

Gotsis-Skretas and Ignatiades, 2005 O. Gotsis-Skretas and L. Ignatiades, *Phytoplankton in pelagic and coastal waters*. In: E. Papathanasiou and A. Zenetos, Editors, State of the Hellenic Marine Environment, HCMR Publ, Athens (2005), pp. 187–193.

Gotsis-Skretas et al., 1996 Gotsis-Skretas, O., Pagou, K., Assimakopoulou, G., 1996. *Seasonal spatial and vertical variability of chlorophyll *a* and phytoplankton communities in the straits of the Cretan Arc, S. Aegean, Ionian and Levantine seas (1994–95)*. In: MAST-MTP, Project ‘PELAGOS, 2nd Annual Progress Report, (Sep. 1994–August 1995). Athens: NCMR, pp. 315–330.

Griffin, J.J., Windom, H., Goldberg, E.D., 1968. *The distribution of clay minerals in the World Ocean*. *Deep-Sea Res.* 15, 433-459.

Griggs GB, Hein JR (1980) *Sources, dispersal and clay mineral composition of fine-grained sediment off central and northern California*. *J Geol* 88:541-566

Guerzoni et al., 1997 S. Guerzoni, E. Molinaroli and R. Chester, *Saharan dust input to the western Mediterranean Sea: depositional patterns, geochemistry and sedimentology implications*, *Deep-Sea Research* 44 (1997), pp. 631-654.

Gupta, A.K., Das, M., Anderson, D.M., 2005. *Solar influence on the Indian summer monsoon during the Holocene*. *Geophys. Res. Lett.* 32, L17703. doi:10.1029/2005GL022685.

Hammer C.U., Clausen H.B., Friedrich W.L., Tauber H., 1987. *The Minoan eruption of Santorini in Greece dated to 1645 BC*, *Nature* 328, 517-519.

Hodkinson et al., 1994 R.A. Hodkinson, D.S. Cronan, S. Varnavas and C. Perissoratis, *Regional geochemistry of sediments from the Hellenic Volcanic Arc in regard to submarine hydrothermal activity*, *Marine Georesource and Geotechnology* 12 (1994), pp. 83-129.

Hoogakker B.A.A., Rothwell R.G., Rohling E.J., Paterne M., Stow D.A.V., Herrle J.O., Clayton T., 2004. *Variations in terrigenous dilution in western Mediterranean Sea pelagic sediments in response to climate change during the last glacial cycle*. *Mar. Geol.* 211, 21-43.

IGME (1983) Geological map of Greece 1:500,000. Institute of Geological and Mineral Exploration, Athens Kidd RB, Cita MB, Ryan WBF (1978) *Stratigraphy of eastern Mediterranean sapropel sequences recovered during DSDP 42A and their palaeoenvironmental significance*. Init Rep Deep Sea Drilling Proj 42(1):421-443

IGME (Institute of Geology and Mineral Exploration), 1986 IGME (Institute of Geology and Mineral Exploration), *Surficial Sediment Map of the Bottom of the Aegean Sea: Thassos-Samothraki Sheet* (1:2,00,000), IGME, Athens (1986).

IGME (Institute of Geology and Mineral Exploration), 1988 IGME (Institute of Geology and Mineral Exploration), *Surficial Sediment Map of the Bottom of the Aegean Sea: Ierissos-Kavala Sheet* (1:2,00,000), IGME, Athens (1988).

IGME (Institute of Geology and Mineral Exploration), 1991 IGME (Institute of Geology and Mineral Exploration), *Surficial Sediment Map of the Bottom of the Aegean Sea: Pagassitikos Sheet* (1:2,00,000), IGME, Athens (1991).

IGME (Institute of Geology and Mineral Exploration), 1994 IGME (Institute of Geology and Mineral Exploration), *Surficial sediment map of the bottom of the Aegean Sea: North Sporades sheet* (1:2,00,000), IGME, Athens (1994).

IGME (Institute of Geology and Mineral Exploration), 1995 IGME (Institute of Geology and Mineral Exploration), *Surficial sediment map of the bottom of the Aegean Sea: Santorini sheet* (1:2,00,000), IGME, Athens (1995).

Ignatiades, 1998 L. Ignatiades, *The productive and optical status of the oligotrophic waters of the Southern Aegean Sea (Cretan Sea)*, Eastern Mediterranean, Journal of Plankton Research 20 (5) (1998), pp. 955-985.

Ignatiades et al., 2002 L. Ignatiades, S. Psarra, V. Zervakis, K. Pagou, E. Souvermezoglou, G. Assimakopoulou and O. Gotsis-Skretas, *Phytoplankton size-based dynamics in the Aegean Sea (Eastern Mediterranean)*, Journal of Marine Systems 36 (2002), pp. 11-28.

Institute of Geology and Mineral Exploration (IGME), 1989 Institute of Geology and Mineral Exploration (IGME), 1989. 1:500,000 scale Seismotectonic Map Of Greece with Seismological Data, 4 sheets.

Intergovernmental Oceanographic Commission (IOC), 1981 Intergovernmental Oceanographic Commission (IOC), International Bathymetric Chart of the Mediterranean, Russia under the authority of IOC, 10 sheets, Head Department of Navigation and Oceanography (1981).

Işler, 2005 Işler, E.B., 2005. *Late Quaternary stratigraphy and tectonic evolution of the northeast Aegean Sea*. MSc Thesis, Memorial University of Newfoundland, 259 pp.

Jackson J. & McKenzie D. (1988). *Rates of active deformation in the Aegean Sea and surrounding regions*. Basin Res., 1: 121-128.

Jackson J., Haines J. & Holt W. (1994). *A comparison of satellite laser ranging and seismicity data in the Aegean region*. Geophys. J. Int., (21-25): 2849-2852.

Joussaume S., 1993. *Paleoclimatic tracers: an investigation using an atmospheric general circulation model under ice age conditions*. J. Geophys. Res. 98, 2767-2805.

Kambouroglou E., 1989. Eretria: *Palaeogeographic and geomorphological evolution during the Holocene, relationship between physical environment and ancient settlements*. Ph.D. Thesis (in Greek). University of Athens.

Kanellopoulos et al., 2007 Kanellopoulos T.D., Kapsimalis V., Poulos S.E., Angelidis M.O., Karageorgis A.P., Pavlopoulos K., 2007. *The influence of the Evros River on the recent sedimentation of the inner shelf of the NE Aegean Sea*. Environmental Geology, doi:10.1007/s00254-007-0754-2.

Kapsimalis et al., 2005 V. Kapsimalis, S.E. Poulos, A.P. Karageorgis, P. Pavlakis and M. Collins, *Recent evolution of a Mediterranean deltaic coastal zone: human impacts on the Inner Thermaikos Gulf, NW Aegean Sea*, Journal of the Geological Society, London 162 (2005), pp. 897-908.

Karageorgis et al., 1998 A.P. Karageorgis, C.L. Anagnostou, A. Sioulas, G. Chronis and E. Papathanasiou, *Sediment geochemistry and mineralogy in Milos Bay, SW Kyklades, Aegean Sea*, Continental Shelf Research 23 (1998), pp. 1787-1809.

Karageorgis and Anagnostou, 2001 A.P. Karageorgis and C.L. Anagnostou, *Particulate matter spatial-temporal distribution and associated sediment properties: Thermaikos Gulf and Sporades Basin, NW Aegean Sea*, Continental Shelf Research 21 (2001), pp. 2141-2153.

Karageorgis and Anagnostou, 2003 A.P. Karageorgis and C.L. Anagnostou, *Seasonal variation in the distribution of suspended particulate matter in the northwest Aegean Sea*, Journal of Geophysical Research 108 (C8) (2003), p. 3274 10.1029/2002JC001672.

Karageorgis, A.P., Kaberi, H.G., Tengberg, A., Zervakis, V., Hall, P.O.J., Anagnostou, C., 2003. *Comparison of particulate matter distribution, in relation to hydrography, in the mesotrophic Skagerrak and the oligotrophic northeastern Aegean Sea*. Cont. Shelf Res. 23, 1787–1809.

Karageorgis and Stavrakakis, 2005 A. Karageorgis and S. Stavrakakis, *Particulate matter dynamics and fluxes*. In: E. Papathanasiou and A. Zenetos, Editors, State of the Hellenic Marine Environment, HCMR Publication, Athens (2005), pp. 78-87.

Karageorgis et al., 2005 A.P. Karageorgis, C.L. Anagnostou and H. Kamberi, *Geochemistry and mineralogy of the NW Aegean Sea surface sediments: implications for river runoff and anthropogenic impact*, Applied Geochemistry 20 (2005), pp. 69-88.

Karageorgis et al., 2008 A.P. Karageorgis, G.D. Wilford, D. Georgopoulos, A.V. Mishonov, E. Krasakopoulou and C. Anagnostou, *Particle dynamics in the Eastern Mediterranean Sea: a synthesis based on light transmission, PMC and POC archives (1991-2001)*, Deep-Sea Research I 55 (2008), pp. 177-202.

Klein B., Roether W., Manca B.B., Bregant D., Beitzel V., Kovacevich V. & Luchetta A.(1999). *The large deep water transient in the Eastern Mediterranean*. Deep-Sea Res. I, 46: 371-414.

Kraft J.C., Aschenbrenner E.S. and Rapp G.Jr., 1977. *Paleogeographic reconstructions of coastal Aegean archaeological sites*. Science 195, pp. 941-947.

Kraft J.C., Belknap D.F., Kayan I., 1983. *Potentials of discovery of human occupation sites on the continental shelves and nearshore coastal zone*. In: Masters, P., Flemming, N.C. (Eds.), *Quaternary Coastlines and Marine Archaeology*. Academic Press, London, pp. 87-120.

Kraft, J.C. and Rapp, G.R. Jr., 1988. *Geological reconstruction of ancient coastal land-forms in Greece with predictions of future coastal changes*. In: Marinos, P., Koukis, G. (Eds.), *Eng. Geol. Anc. Works V.II*, Balkema, Rotterdam, pp. 1545-1556.

Krom M.D., Cliff R.A., Eijsink L.M., Herut B., Chester R., 1999. *The characterisation of Saharan dusts and Nile particulate matter in surface sediments from the Levantine basin using Sr isotopes*. Mar. Geol. 155, 319-330.

Krom M.D., Stanley J.D., Cliff R.A., Woodward J.C., 2002. *Nile River sediment fluctuations over the past 7000 years and their key role in sapropel development*. Geology 30 (1), 71-74.

Kubilay N.N., Sydam A.C., Yemenicioglu S., Kelling G., Kapur S., Karaman C., Akça E., 1997. *Seasonal chemical and mineralogical variability of atmospheric particles in the coastal region of the Northeastern Mediterranean*. Catena 28, 313-328.

Kukal, 1971 Z. Kukal, *Geology of Recent Sediments*, Academic Press, London (1971) 490 pp..

Kurt H, Demirbagç E, KusçE u I (2000) *Active submarine tectonism and formation of the Gulf of Saros, Northeast Aegean Sea, inferred from multi-channel seismic reflection data*. Mar Geol 165:13-26

Kutzbach J., Bonan G., Foley J., Harrison S.P., 1996. *Vegetation and soil feedbacks on the response of the African monsoon to orbital forcing in the early to middle Holocene*. Nature 384, 623-626.

Kraft, J.C., Belknap, D.F., Kayan, I., 1983. Potentials of discovery of human occupation sites on the continental shelves and nearshore coastal zone. In: Masters, P., Flemming, N.C. (Eds.), *Quaternary Coastlines and Marine Archaeology*. Academic Press, London, pp. 87–120.

Lambadariou and Tselepides, 2000 Lambadariou, N., Tselepides, A., 2000. *Deep Sea maiofauna from the Aegean Sea (eastern Mediterranean): spatial variability*. In: Proceedings of the Sixth Hellenic Symposium in Oceanography and Fisheries, Chios, Greece, Vol. 1, pp. 270–274.

Lambeck K. Lambeck, *Late Pleistocene and Holocene sea level change in Greece and South Western Turkey: A separation of eustatic isostatic and tectonic evolution*. Geophys. J. Int. 122 (1995), pp. 1022-1044.

Lambeck, K., 1996. *Sea level change and shoreline evolution in Aegean Greece since Paleolithic time*. Antiquity 70, pp. 588-610.

Lascaratos et al., 2005 A. Lascaratos, S. Sofianos, A. Theocharis and M. Tsimplis, *Long term water masses: time scales*. In: E. Papathanasiou and A. Zenetos, Editors, State of the Hellenic Marine Environment, HCMR Publications, Athens (2005), pp. 111–120.

Lautenschlager M., Herterich K., 1990. *Atmospheric response to ice age conditions: climatology near the Earth's surface*. J. Geophys. Res. 95, 22,547-22,557.

Le Pichon X. & Angelier J. (1979). *The Hellenic Arc and Trench system: A key to the neotectonic evolution of the Eastern Mediterranean area*. Tectonophys., 60: 1-42.

Le Pichon X. & Angelier J. (1981). *The Aegean Sea*. Phil. Trans. R. Soc. Land., A300: 357-372.

Lyberis N (1984) *Tectonic evolution of the North Aegean trough*. In: Dixon JE, Robertson AHF (eds) The geological evolution of the Eastern Mediterranean. Geol Soc Spec Publ 17:709-725

Lykousis et al., 1981 V. Lykousis, M.B. Collins and G. Ferentinos, *Modern sedimentation in the NW Aegean Sea*, Marine Geology 43 (1981), pp. 111-130.

Lykousis and Chronis, 1989, *Mechanisms of sediment transport and deposition: sediment sequences and accumulation during Holocene on the Thermaikos plateau, the continental slope and basin (Sporades basin), northwestern Aegean Sea, Greece*, Marine Geology 87 (1) (1989), pp. 15-26.

Lykousis, 1991, *Sea level changes and sedimentary evolution during the Quaternary in the Aegean continental margin, Greece*, Special Publication International Association Sedimentologists 12 (1991), pp. 123-131.

Lykousis V., Anagnostou C., 1992. *Late Quaternary sedimentation and palaeogeography of Saronikos gulf*. 6th Congr. Geol. Soc. Greece, Abstr. p. 63.

Lykousis et al., 1995 V. Lykousis, C. Anagnostou, P. Pavlakis, G. Rousakis and M. Alexandri, *Quaternary sedimentary history and neotectonic evolution of the eastern part of Central Aegean Sea, Greece*, Marine Geology 128 (1-2) (1995), pp. 59-71.

Lykousis, 2001 V. Lykousis, *Subaqueous bedforms on the Cyclades Plateau (NE Mediterranean)-evidence of Cretan deep water formation*, Continental Shelf Research 21 (5) (2001), pp. 495-507.

Lykousis V, Rousakis G, Alexandri M, Pavlakis P, Papoulia I (2002a) *Sliding and regional slope stability in active margins: North Aegean Trough (Mediterranean) Greece*. Mar Geol 186:281–298

Lykousis V, Chronis G, Tselepides A, Price B, Theocharis A, Siokou-Frangou, Van Wambeke F, Danovaro R, Stavrakakis S, Duineveld G, Georgopoulos D, Ignadiades L, Voutsinou - Taliadouri F, Souvermezoglou A (2002b) *Major outputs of the recent multidisciplinary biogeochemical researches in the Aegean Sea*. J Mar Syst 33/34:313–334

Lykousis V. (2003). 'Sea level changes and sediment sequences in the Aegean during the Late 500 KA: Subsidence rates and Paleogeography'. In: 7th Hel.Symp. Oceanogr. & Fish., 6-9 May 2003 Crete, 130-131.

Lykousis, Karageorgis and Chronis, *Delta progradation and sediment fluxes since the last glacial in the Thermaikos Gulf and the Sporades Basin, NW Aegean Sea, Greece*. Mar. Geol..

Malanotte-Rizzoli et al., 1999 P. Malanotte-Rizzoli, B. Manca, M. Riberad'Alcala, A. Theocharis, S. Brenner, G. Budillon and E. Ozsoy, *The Eastern Mediterranean in the 80s and in the 90s: the big transition in the intermediate and deep circulations*, *Dynamics of Atmospheres and Oceans* 29 (1999), pp. 365-395.

Maley and Johnson, 1971 T.S. Maley and L.G. Johnson, *Morphology and structure of the Aegean Sea*, *Deep-Sea Research* 18 (1971), pp. 109-122.

Martrat B., Grimalt J.O., Lopez-Martinez C., Cacho I., Sierro F.J., Flores, J.A., Zahn R., Canals M., Curtis J.H., Hodell D.A., 2004. *Abrupt temperature changes in the western Mediterranean over the past 250,000 years*. *Science* 306, 1762-1765.

Masclé and Martin, 1990 J. Masclé and L. Martin, *Shallow structure and recent evolution of the Aegean Sea: a synthesis based on continuous reflection profiles*, *Marine Geology* 94 (1990), pp. 271-299.

Mayewski P.A., Rohling E.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*. *Quat. Res.* 62, 243-255.

McKenzie D (1978) *Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions*. *Geophys J R Astron Soc* 55:217-254

McManus, D.A., 1975. *Modern vs relict sediments on the continental shelf*. *Geol. Soc. Am. Bull.* 86, pp. 1154-1160.

Morhange, C., Goiran, P.-J., Bourcier, M., Carbonel, P., Le Campion, J., Rouchy, J.M. and Yon, M., 2000. *Recent Holocene paleo-environmental evolution and coastline changes of Kition, Larnaka, Cyprus, Mediterranean Sea*. *Mar. Geol.* 170, pp. 205–230.

Mercone D, Thomson J, Abu-Zied RH, Croudace IW, Rohling EJ (2001) *High-resolution geochemical and micropalaeontological profiling of the most recent Mediterranean sapropel*. *Mar Geol* 177:25–44

Meyers P.A., 2006. *Paleoceanographic and paleoclimatic similarities between Mediterranean sapropels and Cretaceous black shales*. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 235, 305-320.

Milliman and Muller, 1973, *Precipitation and lithification of magnesium calcite in the deep-sea sediments of the eastern Mediterranean Sea*, Sedimentology 20 (1973), pp. 29-45.

Minoura K., Imamura F., Kuran U., Nakamura T., Papadopoulos G.A., Takahashi T., Yalciner A.C., 2000. *Discovery of Minoan tsunami deposits*. Geology 28, 59-62.

Mitchum et al., 1977 Mitchum R.M., Vail P.R., Thompson S., 1977. *Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 2: the depositional sequence as a basic unit of stratigraphic analysis*. In: C.E. Payton (Ed.), Seismic stratigraphy-application to hydrocarbon exploration. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 26: 53-62, 516 pp.

Moorby et al., 1990 S.A. Moorby, D.S. Cronan, C. Perissoratis and F. Sakellariadou, *A statistical analysis of geochemical data in regard to Placer Mineral Exploration in the Northern Aegean Sea*, Marine Mining 8 (1990), pp. 439-456.

Myers, P.G., Haines, K., Rohling, E.J., 1998. *Modeling the paleocirculation of the Mediterranean: the last glacial maximum and the Holocene with emphasis on the formation of sapropel S1*. Paleoceanography 13 (6), 586-606.

Nicholls R.J., Leatherman S.P., 1994. *Global sea-level rise*. In: Strzepek, K., Smith, J.B. (Eds.), As Climate Changes: Potential Impacts and Implications, Cambridge University Press, Cambridge.

Nielsen JN (1912) *Hydrography of the Mediterranean and adjacent waters*. In: Rep Danish Oceanographic Expedition 1908-1910 to the Mediterranean and adjacent waters 1:72-191, Copenhagen

Nihlen and Olsson, 1995, *Influence of Eolian dust on soil formation in the Aegean area*, Zeitschrift fur Geomorphologie 39 (3) (1995), pp. 341-361.

Papanikolaou et al., 2002 D. Papanikolaou, M. Alexandri, P. Nomikou and D. Ballas, *Morphotectonic structure of the western part of the North Aegean Basin based on swath bathymetry*, Marine Geology 190 (2002), pp. 465-492.

Papanikolaou et al., 2006 Papanikolaou D., Alexandri M., Nomikou P., 2006. *Active faulting in the north Aegean basin*. In: Dilek, Y., Pavlides, S., (Eds.), Postcollisional Tectonics and magmatism in the Mediterranean region and Asia. Geological Society of America Special Paper 409, pp. 189-209.

Papanikolaou and Papanikolaou, 2007 I. Papanikolaou and D. Papanikolaou, *Seismic hazard scenarios from the longest geologically constrained active fault of the Aegean*, Quaternary International 171-172 (2007), pp. 31-44.

Papathodorou G., Hasiotis T. and Ferentinos G., 1993. *Gas charged sediments in the Aegean and Ionian Seas, Greece*. Mar. Geol. 112, pp. 171-184.

Papazachos et al., 1998 B.C. Papazachos E.E. Papadimitriou A.A. Kiratzi C.B. Papazachos and E.K. Louvari, *Fault plane solutions in the Aegean Sea and the surrounding area and their tectonic implication*, Bollettino di Geophysica Teorica ed Applicata 39 (1998), pp. 199-218.

Perissoratis C., Moorby S.A., Papavasiliou C., Cronan D.S., Angelopoulos I., Mitropoulos D. and Sakelariadou F., 1987. *Geology and geochemistry of the surficial sediments off Thraki, Northern Greece*. Mar. Geol. 74, pp. 209-224.

Perissoratis C., (1986). *Sedimentology of the Samothraki Plateau, N. Aegean*. Bull. Geol. Soc. Greece XX, 341-351.

Perissoratis C., Moorby S.A., Angelopoulos I., Cronan D., Papavasiliou C., Konispoliatis N., Sakelariadou F., Mitropoulos D., 1988. *Mineral concentrations in the recent sediments of Eastern Macedonia, Northern Greece. Geological and geochemical considerations*. In: Boissonas, J., Omenetto, P. (Eds.), Mineral Deposits within the European Union. Springer, Berlin, pp. 530-552.

Perissoratis, C. and Van Andel, T.H., 1988. *A late Pleistocene unconformity at a gravity core taken at the Kavalla gulf Northern Aegean, Greece*. Mar. Geol. 81, pp. 53-61.

Perissoratis C. and Mitropoulos D., 1989. *Late Quaternary evolution of the North Aegean*. Cont. Shelf Res. 32, pp. 36-50.

Perissoratis and Piper, 1992, *Age, regional variation, and shallowest occurrence of the S1 Sapropel in the Northern Aegean Sea*, Geo-Marine Letters 1 (1992), pp. 49-53.

Perissoratis C., Zacharaki V., Michailidis S. & Zimianitis V. (1995). *Surficial sediment map of the Aegean Sea floor, Santorini (Thera) Sheet*. Inst. Geol. Miner. Expl. of Greece Athens.

Perissoratis and Papadopoulos, 1999, *Sediment Instability, occurrence of large sediment slumping in the Southern Aegean Sea, and the case history of the 1956 tsunami*, Marine Geology 161 (1999), pp. 287-305.

Perissoratis and Conispoliatis, 2003, *The impacts of sea level changes during Lates Pleistocene and Holocene times on the morphology of the Ionian and Aegean seas (SE Alpine Europe)*, Marine Geology 196 (2003), pp. 145-156.

Pehlivanoglou et al., 2000 K. Pehlivanoglou, A. Tsirabides and G. Trontsios, *Origin and distribution of clay minerals in the Alexandroupolis Gulf, Aegean Sea, Greece*, Estuarine Coastal & Shelf Science 51 (2000), pp. 61-73.

Petschick R., Kuhn G., Gingele F., 1996. *Clay mineral distribution in surface sediments of the South Atlantic: sources, transport, and relation to oceanography*. Mar. Geol. 130, 203-229.

Pickard G.L., Emery W.J., 1990. *Descriptive Physical Oceanography*. Pergamon Press. 320 pp.

Pinardi N., Masetti E., 2000. *Variability of the large scale general circulation of the Mediterranean Sea from observations and modelling: a review*. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 158, 153-173.

Piper D.J.W. and Panagos A.C., 1979. *Surficial sediments of the Gulf of Patras*. *Thalassographica* 3, pp. 5-20.

Piper DJ, Perissoratis C (1991) *Late Quaternary sedimentation on the North Aegean continental margin, Greece*. *Bull Am Assoc Petrol Geol* 75:46–61

Piper and Aksu, 1992, *Architecture of stacked Quaternary deltas correlated with global oxygen isotopic curve*, *Geology* 20 (1992), pp. 415-418

Piper and Perissoratis, 2003 D.J.W. Piper and C. Perissoratis, *Quaternary Neotectonics of the South Aegean Arc*, *Marine Geology* 198 (2003), pp. 259–288.

Pirazzoli, P.A., 1988. *Sea-level changes and crustal movements in the Hellenic Arc, Greece. The contribution of Archaeological and Historical data*. In: Raban, A. (Ed.), *Archaeology of Coastal Changes*. BAR Tnt. Ser. 404, no.2, pp. 157–184.

Plakhin YA (1972) *Vertical winter circulation in the Mediterranean*. *Oceanology* 12:344-351

POEM Group, 1992 POEM Group, *General circulation of the eastern Mediterranean Sea*, *Earth Science Reviews* 32 (1992), pp. 285–309.

Poulos, 1989 Poulos, S.E., 1989. *Subaqueous delatic sedimentation patterns in the microtidal environment of Greek waters*. Unpublished Ph.D. Thesis, University of Wales UK, 434pp.

Poulos et al., 1996 S.E. Poulos, M.B. Collins and H. Shaw, *Deltaic sedimentation, including clay mineral distribution patterns associated with small mountainous rivers and shallow marine embayments of Greece (SE Alpine Europe)*, *Journal of Coastal Research* 12 (1996), pp. 940-952.

Poulos and Chronis, 1997 Poulos, S., Chronis, G., 1997. *The Importance of the Greek River Systems in the Evolution of the Greek coastline*. In: Briand, F., Maldolado, A., (Eds.), *Transformations and evolution of the Mediterranean coastline*, CIESM Science Series no. 3, *Bulletin de l'Institut oceanographique*, Monaco, no. 18, pp. 75-96.

Poulos et al., 2000 S.E. Poulos, G.T. Chronis, M.B. Collins and V. Lykousis, *Thermaikos Gulf coastal system, NW Aegean Sea: an overview of water/sediment fluxes in relation to air-land-ocean interactions and human activities*, Journal of Marine Systems 25 (2000), pp. 47-76.

Poulos and Collins, 2002 Poulos, S.E., Collins, M.B., 2002. *Fluviatile sediments fluxes to the Mediterranean Sea: a quantitative approach and the influence of dams*. In: Jones, S.J., Frostick, L.E. (Eds.), *Sediment Flux to Basins: Causes, Controls and Consequences*, vol. 191. Geological Society Special Publications, London, pp. 227-245.

Psara et al., 2000 S. Psara, A. Tselepides and L. Ignatiades, *Primary productivity in the oligotrophic Aegean Sea (NE Mediterranean): seasonal and interannual variability*, Progress in Oceanography 46 (2-4) (2000), pp. 187-204.

Pye, 1992 K. Pye, *Aeolian dust transport and deposition over Crete and Adjacent parts of the Mediterranean Sea*, Earth Surface Processes and Landforms 17 (1992), pp. 271-288.

Pyle et al., 2006 D.M. Pyle, G.D. Ricketts, V. Margari, T. van Andel, A.A. Sinitsyn, N. Praslov and S. Lisitsyn, *Wide dispersal and deposition of distal tephra during the Pleistocene 'Campanian Ignimbrite/Y5' eruption, Italy*, Quat. Sci. Rev. 25 (2006), pp. 2713-2728.

Roether et al., 1996 W.B. Roether, B. Manca, B. Klein, D. Bregant, V. Georgopoulos, V. Beitzel, V. Kovacevic and A. Luchetta, *Recent changes in Eastern Mediterranean deep waters*, Science 271 (1996), pp. 333-335.

Rohling, E.J., Hilgen, F.J., 1991. *The eastern Mediterranean climate at times of sapropel formation: a review*. Geol. Mijnb. 70, 253-264.

Rohling EJ (1994) *Review and new aspects concerning the formation of eastern Mediterranean sapropels*. Mar Geol 122:1-28

Rohling EJ, Thunell RC (1999) *Five decades of Mediterranean palaeoclimate and sapropel studies*. Mar Geol 153:7-10

Rohling, E.J., Mayewski, P.A., Ramadan, H.A., Casford, J.S.L., Hayes, A., 2002. *Holocene atmosphere-ocean interactions; records from Greenland and the Aegean Sea*. *Clim. Dyn.* 18, 587–593.

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

Rosignol-Strick M., Nesteroff W., Olive P., Vergnaud-Grazzini C., 1982. *After the deluge: Mediterranean stagnation and sapropel formation*. *Nature* 295, 105-110.

Roussakis et al., 2004 G. Roussakis, A.P. Karageorgis, N. Conispoliatis and V. Lykousis, *Last glacial–Holocene sediment sequences in N. Aegean basins: structure, accumulation rates and clay mineral distribution*, *Geo Mar. Lett.* 24 (2004), pp. 97–111 10.1007/s00367-004-0167-0.

Rousakis, 2005 Rousakis, G., 2005. *An investigation of the sedimentological and geotechnical properties of the Upper Pleistocene-Holocene marine deposits in regions of the North Aegean Sea*. Unpublished Ph.D. Thesis, National Polytechnic University of Athens, 336pp.

Rowan et al., 2003 E.L. Rowan, D.O. Hayba, P.H. Nelson, W.M. Burns and D.W. Houseknecht, *Sandstone and shale compaction curves derived from sonic and gamma ray logs in offshore wells, North Slope, Alaska; parameters for basin modeling*, Open File Report OF 03-0329, 3 sheets, U.S. Geological Survey (2003).

Rutten et al., 2000 A. Rutten, G.D. De Lange, P. Ziveri, J. Thompson, P.J.M. van Santvoort and S. Colley, *Recent terrestrial and carbonate fluxes in the pelagic eastern Mediterranean; a comparison between sediment trap and surface sediment*, *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology* 158 (2000), pp. 197-213.

Ryan W.B.F., Pitman III W.C., Major C.O., Shimkus K., Moskalenko V., Jones G.A., Dimitrov P., Gorur N., Sakinc M., Yuce H., 1997. *An abrupt drowning of the Black Sea shelf*. *Mar. Geol.* 138, 119-126.

Sakellariou et al., 2005 D. Sakellariou, V. Lykousis, A. Karageorgis and Ch. Anagnostou, *Geomorphology and tectonic structure*. In: E. Papathanasiou and A. Zenetos, Editors, State of the Hellenic Marine Environment, HCMR Publications, Athens (2005), pp. 16-20.

Sari and Cagatay, 2001, *Distributions of heavy metals in the surface sediments of the Gulf of Saros, NE Aegean Sea*, Environment International 26 (3) (2001), pp. 169-173.

Schilman B., Bar-Matthews M., Almogi-Labin A., Luz B., 2001. *Global climate instability reflected by Eastern Mediterranean marine records during the late Holocene*. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 176, 157-176.

Schulz M., 2002. *On the 1470-year pacing of Dansgaard-Oeschger warm events*. Paleoceanography 17 (2). doi:10.1029/2000PA000571.

Schulz, M., Paul, A., 2002. *Holocene climate variability on centennial-to-millennial time scales: 1. Climate records from the North-Atlantic Realm*. In: Wefer, G., Berger, W., Behre, K.-E., Jansen, E. (Eds.), Climate Development and History of the North Atlantic Realm. Springer, Berlin, pp. 41-45.

Schulz M., Paul A., Timmermann A., 2004. *Glacial-interglacial contrast in climate variability at centennial-to-millennial timescales: observations and conceptual model*. Quat. Sci. Rev. 23, 2219-2230.

Seymour K.S., Christanis K., Bouzinos A., Papazisimou S., Papatheodorou G., Moran E., Dénès, G., 2004. *Tephrostratigraphy and tephrochronology in the Philippi peat basin, Macedonia, Northern Hellas (Greece)*. Quat. Int. 121, 53-65.

Shackleton N.J., 1987. *Oxygen isotopes ice volume and Sea level*. Quat. Sci. Rev. 6, pp. 183-190.

Shaw, 1978 H.F. Shaw, *The clay mineralogy of recent surface sediments from the Cilicia Basin, northeastern Mediterranean*, Marine Geology 26 (1978), pp. M51–M58.

Siani G., Paterne M., Michel E., Sulpizio R., Sbrana R., Arnold M., Haddad G., 2001. *Mediterranean Sea surface radiocarbon reservoir age changes since the Last Glacial Maximum*. *Science* 294, 1917-1920.

Siokou-Frangou et al., 2005 I. Siokou-Frangou, E.D. Christou and N. Fragopoulou, *Zooplankton communities in the Hellenic Seas*. In: E. Papatthanasiou and A. Zenetos, Editors, *State of the Hellenic Marine Environment*, HCMR Publication, Athens (2005), pp. 194–203.

Skoulikidis, 1993 N.T. Skoulikidis, *Significance evaluation of factors controlling river water composition*, *Environmental Geology* 22 (1993), pp. 178–185.

Sperling M., Schmiedl G., Hemleben Ch., Emeis K.-C., Erlenkeuser H., Grootes P.M., 2003. *Black sea impact on the formation of eastern Mediterranean sapropel S1, Evidence from the Marmara Sea*. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 190, 9-21.

Stanley and Perissoratis, 1977 D.J. Stanley and C. Perissoratis, *Aegean ridge and barrier sedimentation patterns*, *Marine Geology* 24 (1977), pp. 97-107.

Stanley J.D. and Blanpied C., 1980. *Late Quaternary water exchange between the eastern Mediterranean and the Black Sea*. *Nature* 285, pp. 537-541.

Stanley, D.J., Wingerath, J.G., 1996. *Clay mineral distributions to interpret Nile cell provenance and dispersal*, I. Lower River Nile to delta sector. *J. Coast. Res.* 12, 911–929.

Stratford, K., Williams, R.G., Myers, P.G., 2000. *Impact of the circulation on sapropel formation in the eastern Mediterranean*. *Glob. Biogeochem. Cycles* 14 (2), 683–695.

Swift, 1968 D.J.P. Swift, *Coastal erosion and transgressive stratigraphy*, *J. Geol.* 76 (1968), pp. 444-456.

Talbot M.R., Williams M.A.J., Adamson D.A., 2000. *Strontium isotope evidence for late Pleistocene reestablishment of an integrated Nile drainage network*. *Geology* 28, 343-346.

Taymaz T., Jackson J. & McKenzie D. (1991). *Active tectonics of the north and central Aegean Sea*. *Geophys. J. Int.*, 106: 433-490.

Theocharis and Georgopoulos, 1993 A. Theocharis and D. Georgopoulos, *Dense water formation over the Samothraki and Lemnos Plateaux in the north Aegean Sea (Eastern Mediterranean Sea)*, *Continental Shelf Research* 8/9 (1993), pp. 919-939.

Theocharis et al., 1993 A. Theocharis, D. Georgopoulos, A. Lascaratos and K. Nittis, *Water masses and circulation in the central region of the Eastern Mediterranean: Eastern Ionian, South Aegean and Northwest Levantine*, *Deep-Sea Research II* 40 (1993), pp. 1121-1142.

Theocharis et al., 1999 A. Theocharis, E. Balopoulos, S. Kioroglou, H. Kontoyiannis and A. Iona, *A synthesis of the circulation and hydrography of the South Aegean Sea and the Straits of the Cretan Arc* (March 1994-January 1995), *Progress in Oceanography* 44 (1-3) (1999), pp. 469-509.

Thiry M (2000) *Palaeoclimatic interpretation of clay minerals in marine deposits: an outlook from the continental origin*. *Earth-Sci Rev* 49:201-221

Thunell et al., 1979 R. Thunell, A. Federman, S. Sparks and D. Williams, *The age, origin and volcanological significance of the Y-5 ash layer in the Mediterranean*, *Quat. Res.* 12 (1979), pp. 241-253.

Tomadin L., Lenaz R., Landuzzi V., Mazzucotelli A., Vannucci R., 1984. *Wind-blown dust over the Central Mediterranean*. *Oceanol. Acta* 7 (1), 13-23.

Tsimplis, 1994 M.N. Tsimplis, *Tidal oscillations in the Aegean and Ionian Seas*, *Estuarine Coastal and Shelf Science* 3 (1994), pp. 201-208.

Tsimplis et al., 1999 M.N. Tsimplis, A.F. Velegrakis, P. Drakopoulos, A. Theocharis and M.B. Collins, *Cretan deep water outflow into Eastern Mediterranean*, *Progress in Oceanography* 44 (1999), pp. 531-551.

Underwood MB, Orr R, Pickering K, Taira A (1993) *Provenance and dispersal patterns of sediments in the turbidite wedge of Nankai Trough*. Proc Ocean Drilling Program, Sci Results 131:15-33

Unesco, 1985, *Recent Developments in Erosion and Sediment Yield Studies*, UNESCO Technical Documents in Hydrology, Paris (1985).

Unluata U, Oguz T, Latif MA, Ozsoy E (1990) *On the physical oceanography of the Turkish straits*. In: Pratt LJ (ed) *The physical oceanography of sea straits*. Kluwer, Dordrecht, pp 25-60

Van Andel T.H. and Shackleton J.C., 1982. *Late Paleolithic and Mesolithic coastlines of Greece and the Aegean*. J. Field Archaeol. 9, pp. 445-454.

Van Andel and Lianos, 1984 T.H. Van Andel and N. Lianos, *High-resolution seismic reflection profiles for the reconstruction of postglacial transgressive shorelines: an example from Greece*, Quaternary Research 22 (1984), pp. 31-45.

Van Andel T.H., 1989. *Late Quaternary sea-level changes and archaeology*. Antiquity 63, 733–745 and Addendum 64, 151-152.

Van Andel and Perissoratis, 2006 T.H. Van Andel and C. Perissoratis, *Late quaternary depositional history of the North Evvoikos Gulf, Aegean Sea*”, Greece, Marine Geology 232 (2006), pp. 157-172.

Venkatarathnam and Ryan, 1971, *Dispersal patterns of clay minerals in the sediments of the eastern Mediterranean Sea*, Marine Geology 11 (1971), pp. 261-282.

Verardo DJ, Froelich PN, McIntyre A (1990) *Determination of organic carbon and nitrogen in marine sediments using the Carlo Erba NA-1500 Analyzer*. Deep-Sea Res 37:157-165

Vita-Finzi C., 1972. *Supply of the fluvial sediment to the Mediterranean during the last 20,000 years*. In: Stanley, D.J. (Ed.), *The Mediterranean Sea-A Natural Sedimentation Laboratory*. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, pp. 43-46.

Volakis et al., 1993 Volakis S., Anagnostou Ch., 1993. *Modern sedimentation at the North part of the Cyclades Plateau*. Proceedings of the Fourth National Symposium on Oceanography and Fisheries, Rhodes Isl, 26-29-April 1993, pp. 101-104.

Vörösmarty et al., 2003 C.L. Vörösmarty, M. Meybeck, B. Fekete, K. Sharma, P. Green and P.M. Syvitski, *Anthropogenic sediment retention: major global impact from registered river impoundments*, Global and Planetary Change 39 (2003), pp. 169-190.

Waelbroeck et al., 2002 C. Waelbroeck, L. Labeyrie, E. Michel, J.C. Duplessy, J.F. McManus, K. Lambeck, E. Balbon and M. Labracherie, *Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic Foraminifera isotopic records*, Quat. Sci. Rev. 21 (2002), pp. 295-305.

Warrick R.A., Barrow E.M., Wigley T.M.L., 1993. *Climate and Sea Level Change: Observations, Projections, and Implications*. Cambridge University Press, Cambridge.

Weaver C.E., 1989. *Clays, muds and shales. Developments in Sedimentology*, vol. 44. Elsevier. 819 pp.

Wehausen R, Brumsack HJ (2000) *Chemical cycles in Pliocene sapropel-bearing and sapropel-barren eastern Mediterranean sediments*. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol 158:325–352

Weldeab S., Emeis K.-C., Hemleben C., Siebel W., 2002. *Provenance of lithogenic surface sediments and pathways of riverine suspended matter in the Eastern Mediterranean Sea: evidence from $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios*. Chem. Geol. 186, 139-149.

Weldeab S, Emeis KC, Hemleben C, Schulz H, Vennemann TW (2002) *Sr, Nd isotope composition of Late Pleistocene sapropels and non-sapropel sediments from the Eastern Mediterranean Sea: implications of detrital influx and climatic conditions in the source areas*. Geochim Cosmochim Acta 66:3584-3598

Weiss H., Courty M.-A., Wetterstrom W., Guichard F., Senior L., Meadow R., Curnow A., 1993. *The Genesis and collapse of third millennium North Mesopotamian civilization*. Science 261, 995-1004.

Windom H.L., 1976. *Lithogenous material in marine sediments*. In: Riley, J.P., Chester, R. (Eds.), *Chemical Oceanography*, vol. 5. Academic Press, New York, pp. 103-135.

Winn et al., 1998 R.D. Winn Jr., H.H. Roberts, B. Kohl, R.H. Fillon, J.A. Crux, A.H. Bouma and H.W. Spero, *Upper Quaternary strata of the upper continental slope, Northeast Gulf of Mexico—sequence stratigraphic model for terrigenous shelf edge*, *J. Sediment. Res.* 68 (1998), pp. 579-595.

Woodward, 1995 J.C. Woodward, *Patterns of Erosion and suspended Sediment Yield in Mediterranean River Basins*. In: I.D.L. Forster, A.M. Gurnell and B.W. Webb, Editors, *Sediment and Water Quality in River Catchment*, Wiley, Chichester (1995), pp. 365-389.

Woolfe et al., 1998 K.J. Woolfe, P. Larcombe, T. Naish and R.G. Purdon, *Lowstand rivers need not incise the shelf: an example from the Great Barrier Reef, Australia, with implications for sequence stratigraphic models*, *Geology* 26 (1998), pp. 75-78.

Wulf S., Kraml M., Kuhn T., Schwarz M., Inthorn M., Keller J., Kuscu I., Halbach P., 2002. *Marine tephra from the Cape Riva eruption (22 ka) of Santorini in the Sea of Marmara*. *Mar. Geol.* 183, 131-141.

Wüst G., 1961. *On the vertical circulation of the Mediterranean Sea*. *J. Geophys. Res.* 66, 3261-3271.

Yaltırak C, Alpar B, Yuce H (1998) *Tectonic elements controlling the evolution of the Gulf of Saros (northeastern Aegean Sea, Turkey)*. *Tectonophysics* 300:227-248

Yaltırak et al., 2002 C. Yaltırak, M. Sakıncı, A.E. Aksu, R.N. Hiscott, B. Galleb and U.B. Ülgen, *Global sea-level variations and raised coastal deposits along the southwestern Marmara Sea during the last 224,000 years*, *Mar. Geol.* 190 (2002), pp. 283-305.

Yılmaz and Karacık, 2001, *Geology of the northern side of the Gulf of Edremit and its tectonic significance for the development of the Aegean grabens*, *Geodin. Acta* 14 (2001), pp. 31-43.

Zenetos et al., 1991 A. Zenetos, E. Papathanasiou and J.J. Van Aartsen, *Analysis of benthic communities in the Cyclades plateau (Aegean Sea) using ecological and palaeoecological data sets*, P.S.Z.N.I. Marine Ecology 12 (2) (1991), pp. 123-137.

Zervakis V, Georgopoulos D, Drakopoulos PG (2000) *The role of the North Aegean in triggering the recent Eastern Mediterranean climatic changes*. J Geophys Res 105 C11:26103-26116

Zervakis et al., 2005a V. Zervakis, A.P. Karageorgis, H. Kontoyiannis, V. Papadopoulos and V. Lykousis, *Hydrology, circulation and distribution of particulate matter in Thermaikos Gulf (NW Aegean Sea)*, during September 2001-October 2001 and February 2002, Continental Shelf Research 25 (19-20) (2005), pp. 2332-2349.

Zervakis et al., 2005b V. Zervakis, A. Theocharis and D. Georgopoulos, *Circulation and hydrography of the open Seas*. In: E. Papathanasiou and A. Zenetos, Editors, State of the Hellenic Marine Environment, HCMR Publication, Athens (2005), pp. 104-110.

Zodiatis G (1994) *Advection of the Black Sea water in the North Aegean Sea*. Glob Atmos Ocean Syst 2:41-60.