



ΤΡΑΠΕΖΑ ΤΗΣ ΕΛΛΑΔΟΣ

ΕΥΡΩΣΥΣΤΗΜΑ



# ΕΠΙΤΡΟΠΗ ΜΕΛΕΤΗΣ ΕΠΙΠΤΩΣΕΩΝ ΚΛΙΜΑΤΙΚΗΣ ΑΛΛΑΓΗΣ

## ΜΕΤΑΒΟΛΕΣ ΤΗΣ ΣΤΑΘΜΗΣ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΑΣ ΚΑΙ ΕΠΙΠΤΩΣΕΙΣ ΣΤΙΣ ΑΚΤΕΣ

ΣΥΝΤΕΛΕΣΤΕΣ

ΜΑΡΙΑ ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ, ΔΡ. ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ, ΠΑΝ/ΜΙΟ CAMBRIDGE

ΔΗΜΗΤΡΗΣ ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ, ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ ΕΚΠΑ

ΕΜΜΑΝΟΥΗΛ ΒΑΣΙΛΑΚΗΣ, ΔΡ. ΔΥΝΑΜΙΚΗΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ, ΕΚΠΑ

ΙΟΥΝΙΟΣ 2011

## ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

<b>1. Παγκόσμια μεταβολή στάθμης θάλασσας.....</b>	<b>2</b>
1.1 Εισαγωγή .....	2
1.2 Μεταβολή της στάθμης της θάλασσας παγκόσμια.....	3
<b>2. Μεταβολή της στάθμης της θάλασσας στη Μεσόγειο και στο Αιγαίο .....</b>	<b>10</b>
2.1 Εισαγωγή .....	10
2.2. Μεταβολή στάθμης θάλασσας στην Μεσόγειο .....	11
<b>3. Σύγκριση αναμενόμενης μεταβολής στάθμης θάλασσας με μεταβολές παλαιοκλιματικών δεδομένων.....</b>	<b>16</b>
<b>4. Επεξεργασία νέων δεδομένων ακτογραμμών σε γεωγραφικά συστήματα πληροφοριών και διάκριση ακτών σε γεωμορφολογικές – γεωδυναμικές κατηγορίες και αποτύπωση σε χάρτες.....</b>	<b>19</b>
<b>5. Επιπτώσεις της μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης σε Ελληνικές παράκτιες περιοχές .....</b>	<b>25</b>
<b>BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ .....</b>	<b>31</b>

## ΜΕΤΑΒΟΛΕΣ ΣΤΑΘΜΗΣ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΑΣ ΚΑΙ ΕΠΙΠΤΩΣΕΙΣ ΣΤΙΣ ΑΚΤΕΣ

### 1. Παγκόσμια μεταβολή στάθμης θάλασσας

#### 1.1 Εισαγωγή

Η στάθμη της θάλασσας καθορίζεται από το μέσο επίπεδο του εύρους της παλίρροιας (χαμηλής και υψηλής στάθμης) η οποία είναι αποτέλεσμα της βαρυτικής αλληλεπίδρασης Γης-Ήλιου-Σελήνης. Η στάθμη της θάλασσας όμως μεταβάλλεται προσωρινά (για ώρες, μέρες ή και μερικά έτη) και από μετεωρολογικά και υδρολογικά αίτια, όπως καταιγίδες και εκφορτίσεις ποταμών. Το μέσο επίπεδο αναφοράς της στάθμης των ωκεανών καλείται γεωειδές το οποίο είναι η ισοδυναμική επιφάνεια του πεδίου βαρύτητας της Γης και το οποίο θεωρητικά συμπίπτει με το μέσο επίπεδο της στάθμης της θάλασσας (Mean Sea Level). Η μέση στάθμη της θάλασσας όμως αποκλίνει από το γεωειδές δημιουργώντας την λεγόμενη τοπογραφία της επιφάνειας της θάλασσας (sea surface topography). Στο γεωειδές υπάρχουν υψώματα και ταπεινώσεις της στάθμης της θάλασσας σε σχέση με το κέντρο της Γης της τάξης των μερικών δεκάδων μέτρων. Αυτές είναι συνάρτηση των ανωμαλιών βαρύτητας εξαιτίας της ανισοκατανομής της γήινης μάζας. Θα πρέπει να τονιστεί ότι οι διάφορες αναπαραστάσεις της μεταβολής της στάθμης της θάλασσας στο παρελθόν δεν λαμβάνουν υπόψη την εκάστοτε μορφή του γεωειδούς όπως μεταβαλλόταν από την ανακατανομή της γήινης μάζας.

Ο όρος ευστατισμός αναφέρεται στις παγκόσμιες και μακροχρόνιες (εκατοντάδες έως χιλιάδες χρόνια) μεταβολές του επιπέδου της στάθμης, με την άνοδο αυτού να καλείται επίκλυση και την πτώση αυτού απόσυρση. Οι βασικότερες αιτίες του ευστατισμού είναι η μεταβολή του όγκου των ωκεάνιων υδάτων, κυρίως λόγω της μεταβολής του όγκου των παγετώνων, και η μεταβολή του μεγέθους των ωκεάνιων λεκανών κυρίως μέσα από την ισοστατική τροποποίηση της λιθόσφαιρας ως αντίδραση στην μεταβολή του όγκου των παγετώνων και μέσα από βραδείς γεωδυναμικές διεργασίες (ορογένεση) ή και από την συσσώρευση ιζήματος. Θεωρητικά, η μεταβολή της στάθμης της θάλασσας θα αναμενόταν να είναι παγκόσμια και ταυτόχρονη δεδομένου ότι οι ωκεανοί συνδέονται μεταξύ τους. Η σύγκριση όμως καμπυλών μεταβολής της στάθμης της θάλασσας από διαφορετικές περιοχές δείχνει ότι αυτό δεν ισχύει αποδεικνύοντας ότι οι ευστατικές μεταβολές δεν είναι ομοιόμορφες παγκόσμια. Αυτή η διαφορική απόκριση της στάθμης ερμηνεύεται σε μεγάλο ποσοστό με την προσαρμοστική ικανότητα της Γης (μέσω της ελαστικής παραμόρφωσης) απέναντι στην μεταβολή επιφανειακών φορτίων πάγου και νερού τήξης (Chappell, 1974; Clark *et al.*, 1978).

Κατά την τήξη των πάγων η ισοστατική παραμόρφωση συντελεί στην ανύψωση της χέρσου που αποφορτίζεται από το επιφανειακό φορτίο των πάγων ενώ το νερό της τήξης

επιφορτίζει τις ωκεάνιες λεκάνες. Εξαιτίας της ιξώδους φύσης του εσωτερικού της Γης, η ισοστατική παραμόρφωση συνεχίζεται και μετά (μερικά χιλιάδες χρόνια) την τήξη των πάγων (Walcott, 1972; Clark *et al.*, 1978).

### 1.1.1 Μέτρηση της στάθμης της θάλασσας

Οι μετρήσεις της **σημερινής** μεταβολής της στάθμης της θάλασσας βασίζονται σε δύο τεχνικές: α) στους παλιρροιογράφους, οι οποίοι καταγράφουν μεταβολές της στάθμης σε σχέση με την ξηρά στην οποία τοποθετούνται. Παρόλο που η απομάκρυνση των ηπειρωτικών κινήσεων είναι δύσκολο να εφαρμόζεται συστηματικά με γεωδαιτικές μεθόδους, ο συνδυασμός της επιλογής τεκτονικά σταθερών θέσεων παλιρροιογράφων και η εξαγωγή μέσου όρου καταγραφών από πολυάριθμους σταθμούς καταλήγει σε εκτιμήσεις παγκόσμιας στάθμης της θάλασσας με πολύ χαμηλή αβεβαιότητα. β) στην δορυφορική υψομετρία η οποία μετράται αναφορικά με το κέντρο της μάζας της Γης.

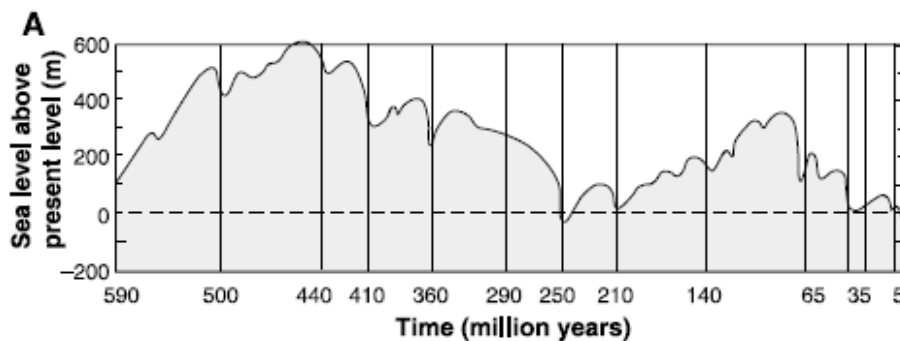
Η κατασκευή καμπύλης μεταβολής της παγκόσμιας στάθμης της θάλασσας για το **παρελθόν** μπορεί να προκύψει από τον λόγο  $\delta^{18}\text{O}$ , βασισμένο στα ασβεστιτικά μέρη βενθονικών ή πλαγκτονικών τρηματοφόρων. Στον λόγο  $\delta^{18}\text{O}$  θεωρείται ότι το 0.1% αντιστοιχεί σε μεταβολή της στάθμης της θάλασσας της τάξης των 10 m (Shackleton & Opdyke, 1973; Chappell & Shackleton, 1986; Labeyrie *et al.*, 1987; Shackleton 2000; Lea *et al.*, 2002). Ένας δεύτερος τρόπος κατασκευής καμπύλης στάθμης της θάλασσας είναι ο συνδυασμός του απόλυτου υψομέτρου και της απόλυτης ηλικίας μιας σειράς αναβαθμίδων (π.χ. Bard *et al.*, 1990; Chappell *et al.*, 1996; Dumas *et al.*, 2005) με την προϋπόθεση όμως ότι ο ρυθμός τεκτονικής ή ισοστατικής ανύψωσης της περιοχής που μελετάται είναι γνωστός (Chappell & Shackleton, 1986; Pirazzoli 1996).

### 1.2 Μεταβολή της στάθμης της θάλασσας παγκόσμια

Η παγκόσμια μέση στάθμη της θάλασσας έχει ακολουθήσει δραματικές μεταβολές στο βάθος του γεωλογικού χρόνου, καθοριζόμενη κατά πολύ από την ανακατανομή ηπείρων και ωκεανών μέσα από ορογενετικές διαδικασίες όπως και από τις κλιματικές μεταβολές (θερμοκρασία). Η αναπαράσταση επομένως της σχετικής μεταβολής της μέσης θαλάσσιας στάθμης άγγιζε περίπου τα 600 m ψηλότερα από σήμερα 450 εκατομμύρια χρόνια πριν για να φτάσει περίπου τα 300 m ψηλότερα στα 90 εκατομμύρια χρόνια πριν (**Εικ. 1**). Στην συνέχεια, στα 34 εκατομμύρια έτη πριν δημιουργήθηκαν οι παγετώνες της Ανταρκτικής (Barret 1996), ενώ 2,6 εκατομμύρια έτη πριν αναπτύχθηκαν και οι παγετώνες του βορείου ημισφαιρίου (π.χ. Maslin *et al.*, 1998). Από τότε αρχίζει και η τελευταία γεωλογική περίοδος του Τεταρτογενούς, το λεγόμενο Ice Age, με τις χαρακτηριστικές εναλλαγές των σχετικά σύντομων (10–30 χιλιάδες χρόνια) μεσοπαγετωδών και παρατεταμένων παγετωδών περιόδων, όπου η στάθμη της θάλασσας πέφτει σε επίπεδα χαμηλότερα των σημερινών με εξαίρεση τις θερμές μεσοπαγετώδεις περιόδους κατά τις οποίες τα επίπεδα στάθμης πλησιάζουν τα σημερινά. Οι εναλλαγές των μεσοπαγετωδών και παγετωδών περιόδων συνοδεύόμενες από τις μεταβολές της

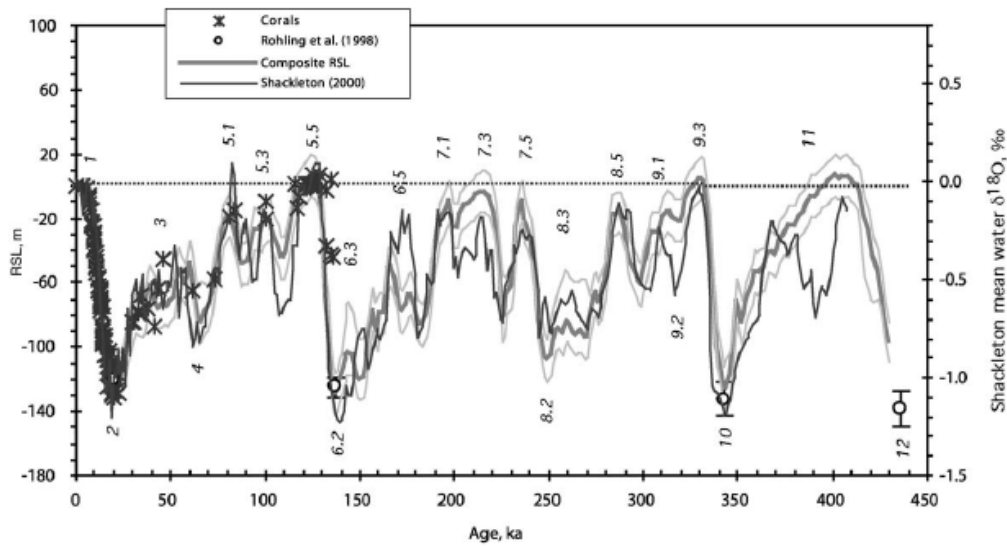
στάθμης της θάλασσας απέκτησαν αισθητά μεγαλύτερη ένταση και μικρότερη συχνότητα κατά το τελευταίο 1 εκατομμύριο χρόνια και πολύ περισσότερο τα τελευταία 600 χιλιάδες χρόνια.

Επομένως, παρατηρώντας την εξέλιξη της παγκόσμιας στάθμης της θάλασσας κατά τα τελευταία 500 χιλιάδες χρόνια, εκτιμάται ότι κατά την μεσοπαγετώδη περίοδο των **400 ka** (MIS 11) η στάθμη της θάλασσας είχε φτάσει ενδεχομένως **τα σημερινά επίπεδα** (π.χ. Bowen 2009; Rohling *et al.*, 2010). Παρόμοιες εκτιμήσεις πιθανολογούνται και για τις νεότερες μεσοπαγετώδεις περιόδους των 320 ka (MIS 9c), 237 ka και 197 ka (MIS 7e και MIS 7a αντίστοιχα) (**Εικ. 2**) (π.χ. Siddall *et al.*, 2003; Rabineau *et al.*, 2006). Στην προηγούμενη μεσοπαγετώδη περίοδο, στο MIS 5 (**120–125 ka**), αυτή βρισκόταν **4–9 m ψηλότερα** (**Εικ. 2**) από την σημερινή (π.χ. Stirling *et al.*, 1998; McCulloch and Esat, 2000; Kopp *et al.*, 2009), όταν η θερμοκρασία στους πόλους ήταν 4–6°C ψηλότερα (Otto-Bliesner *et al.*, 2006) από την σημερινή. Ο ρυθμός αύξησης της στάθμης για την προηγούμενη μεσοπαγετώδη περίοδο εκτιμάται στα **1.0–1.6 m/100 y (16 mm/year)** σύμφωνα με αναλύσεις τρηματοφόρων στην Ερυθρά θάλασσα (Rohling *et al.*, 2008) (**Εικ. 3**), ενώ παρόμοιοι ρυθμοί, δηλαδή **10 – 20 mm/y**, εκτιμήθηκαν τόσο για την μακρά μεσοπαγετώδη περίοδο του MIS 11 (**400 ka**) όσο και για την σημερινή μεσοπαγετώδη περίοδο (αλλά για την χρονική περίοδο πριν τα 6 ka) (Rohling *et al.*, 2010). Παρόμοιοι ρυθμοί ανόδου της στάθμης της θάλασσας προκύπτουν και κατά τις τέσσερις θερμές διακυμάνσεις του MIS 3 (60-25 ka) (Siddall *et al.*, 2008).

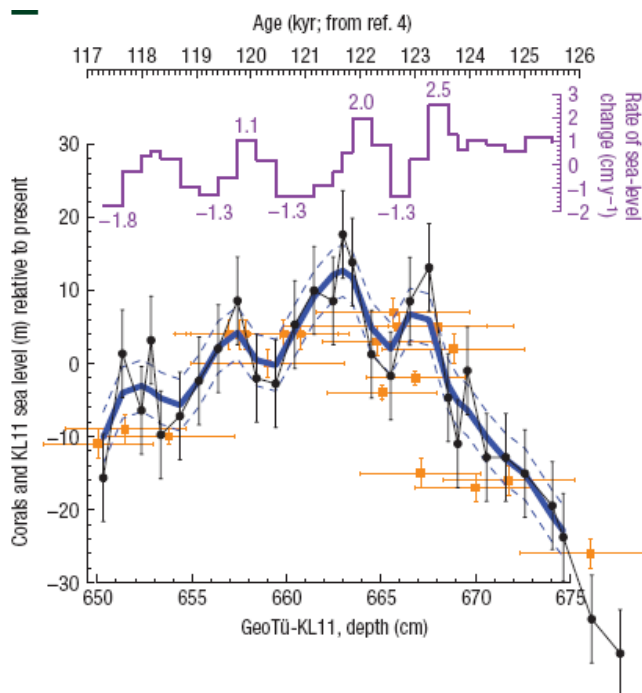


**Εικ. 1** Αναπαράσταση παγκόσμιας μεταβολής της στάθμης της θάλασσας σε χρονική κλίμακα εκατομμυρίων χρόνων πριν, βασισμένη σε σεισμικής ακολουθίας στρωματογραφία (Hallam 1984; Vail *et al.*, 1984). Οι μεταβολές σχετίζονται κυρίως με την δημιουργία /καταστροφή ηπειρών και τον σχηματισμό νέων συστημάτων μεσοωκεάνιων ράχων. (Σχήμα από Lambeck and Chappell, 2001).

Κατά την διάρκεια μιας θερμής διακύμανσης της τελευταίας παγετώδους περιόδου πριν από **40 με 41 χιλιάδες** χρόνια εκτιμήθηκε **μέγιστος** ρυθμός αύξησης της στάθμης **20 mm/year** μέσα σε **1000 χρόνια** σύμφωνα με δεδομένα ισοτόπων οξυγόνου και κοραλλιών της Ερυθράς θάλασσας (Siddall *et al.*, 2003).



**Εικ. 2** Συνθετική σχετική στάθμη της θάλασσας για τα τελευταία 450 χιλιάδες χρόνια. Οι σταυροί αποτελούν δεδομένα σχετικής στάθμης της θάλασσας από κοράλλια. Οι άσπροι κύκλοι αφορούν κατώτατα επίπεδα στάθμης θάλασσας (lowstands) σύμφωνα με Rohling *et al.* (1998). Ο δεξιός άξονας αντιπροσωπεύει διακυμάνσεις μέσης τιμή ωκεάνιου νερού  $^{18}\text{O}$  προερχόμενο από Shackleton (2000) από ατμοσφαιρικό  $^{18}\text{O}$ . Τα νούμερα πάνω από τις καμπύλες στάθμης θάλασσας αντιπροσωπεύουν ισοτοπικά στάδια (MIS). (Σχήμα από Waelbroeck *et al.*, 2002).



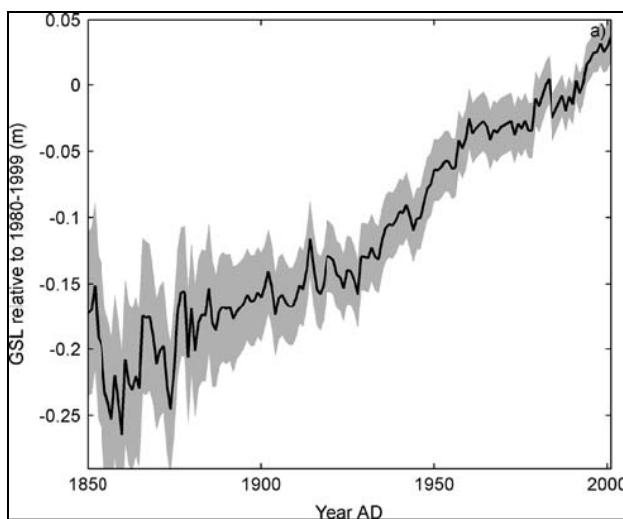
**Εικ. 3** Υψηλής ανάλυσης αναπαράσταση στάθμης της θάλασσας κατά την προηγούμενη θερμή περίοδο πριν από 120.000 χρόνια από την περιοχή της Ερυθράς Θάλασσας, βασισμένη σε σταθερά ισότοπα πλαγκτονικών τρηματοφόρων του πυρήνα KL11, συγκρινόμενη με δεδομένα

κοραλλιών (πορτοκαλί κύκλοι με σταυρούς που αντιπροσωπεύουν αναλογία υψόμετρο/ηλικία λάθους). Η διακεκομμένη γραμμή αντιπροσωπεύει το στατιστικό standard λάθος της (μπλε) καμπύλης. Η μωβ γραμμή δείχνει μέγιστες τιμές ρυθμού μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης (Rohling *et al.*, 2008).

Η παγκόσμια μέση στάθμη της θάλασσας θεωρείται ότι έχει ανέλθει **120 μέτρα** από την τελευταία παγετώδη περίοδο (περίπου **21 ka**) μέχρι την μέγιστη στάθμη της Ολοκαινικής θερμής περιόδου (**2–3 ka**) (π.χ. Shackleton, 2000; Waelbroeck *et al.* 2002; Siddall *et al.*, 2003; Peltier and Fairbanks, 2006). Ο ρυθμός αύξησης της στάθμης κατά την αποπαγοποίηση, από τα **14 έως τα 7 ka**, εκτιμάται σε μια μέση τιμή των **11 mm/y** (Bard *et al.*, 1996). Από τα **6 μέχρι τα 2-3 ka** η άνοδος της στάθμης έπεσε σε μία μέση τιμή **1 mm/y** (Lambek 1995), ενώ από τα 2–3 χιλιάδες χρόνια πριν μέχρι τον 19<sup>ο</sup> αιώνα η στάθμη παρουσίασε μικρές μεταβολές.

### Σύγχρονες μεταβολές και προβλέψεις

Από το τέλος του **19<sup>ου</sup>-αρχές 20<sup>ου</sup> αιώνα μέχρι σήμερα**, ενόργανες μετρήσεις (παλιρροιογράφοι και δορυφορική υψομετρία) δείχνουν αύξηση της στάθμης με έναν ρυθμό **1.8 mm/year** (Bindoff *et al.*, 2007). Μια αναπαράσταση της παγκόσμιας στάθμης της θάλασσας από το 1850 μέχρι το 2000 δίνεται στην **Εικ. 4** (Jevrejeva *et al.* 2006). Δορυφορικές μετρήσεις των **τελευταίων 15 χρόνων** δίνουν αύξηση του ρυθμού στα **3 mm/year** (Bindoff *et al.*, 2007). Η μεταβολή της στάθμης της θάλασσας τα τελευταία 5.000 χρόνια θεωρείται ότι επηρεάζεται κυρίως από θερμική διαστολή και από την μείωση της μάζας των παγετώνων.



**Εικ. 4** Αναπαράσταση παγκόσμιας στάθμης θάλασσας από τους Jevrejeva *et al.* (2006) για την χρονική περίοδο 1850–2000.

Χρονική περίοδος	Θέση ΘΣ	Ρυθμός αύξησης ΘΣ	Πηγή προέλευσης δεδομένων
120 ka (προηγούμενη μεσοπαγετώδης)	+ 4–9 m		Stirling <i>et al.</i> , 1998; McCulloch and Esat, 2000; Kopp <i>et al.</i> , 2009
120 ka (προηγούμενη μεσοπαγετώδης)		1.6 m/100y 16 mm/y	Rohling <i>et al.</i> , 2008
40–41 ka (θερμή περίοδος κατά την τελευταία παγετώδη)		20 mm/y (μέγιστος μέσα σε 1000y)	Siddall <i>et al.</i> , 2003
21–3 ka	- 120 m		Waelbroeck <i>et al.</i> 2002; Siddall <i>et al.</i> , 2003; Peltier and Fairbanks, 2006
1900–σήμερα		1.8 mm/y	Bindoff <i>et al.</i> , 2007
τελευταία 15 χρόνια		3 mm/y	Bindoff <i>et al.</i> , 2007
σήμερα		1-2 mm/y	Bindoff <i>et al.</i> , 2007
πρόβλεψη επόμενων 100 χρόνων	0.2–2 m		IPCC 2007, Pfeffer <i>et al.</i> , 2008

**Πίνακας 1.** Στοιχεία θέσης της θαλάσσιας στάθμης (ΘΣ) και του ρυθμού αύξησής της όπως προκύπτουν από γεωλογικά στοιχεία του παρελθόντος, εκτιμήσεις και ενόργανες μετρήσεις των τελευταίων δεκαετιών.

Η σημερινή μέση τιμή ανόδου της μέσης παγκόσμιας στάθμης εκτιμάται στα **1–2 mm/year** (Bindoff *et al.*, 2007) αλλά στο μέλλον αναμένεται να αυξηθεί, καθώς η μάζα των ωκεανών θα αυξηθεί από το λιώσιμο των παγετώνων εν όψει της αναμενόμενης κλιματικής αλλαγής (Church *et al.*, 2001). Στον **Πίνακα 1** παρουσιάζονται συνοπτικά τα επίπεδα της θαλάσσιας στάθμης (ΘΣ) και ο ρυθμός ανόδου της σε διαφορετικά χρονικά διαστήματα του παρελθόντος σύμφωνα με όσα αναφέρθηκαν παραπάνω.

Η ένταση της ανόδου της στάθμης της θάλασσας θα εξαρτηθεί από το ποσό των αερίων του θερμοκηπίου και επομένως από την αντίστοιχη αύξηση της θερμοκρασίας. Για την εκτίμηση της κύμανσης της ατμοσφαιρικής θερμοκρασίας κατά τον 21<sup>ο</sup> αιώνα (μέχρι το 2099), η Διακυβερνητική Επιτροπή για την Κλιματική Αλλαγή (IPCC: Intergovernmental Panel on Climatic Change) έχει διαμορφώσει στην ειδική αναφορά της τα διαφορετικά σενάρια εκπομπών (SRES: Special Report on Emissions Scenarios) των αερίων του θερμοκηπίου, τα οποία συνοπτικά παραθέτονται στον **Πίνακα 2**. Τα σενάρια αυτά διαμορφώνονται με βάση διαφορετικές παραδοχές όσον αφορά τη χρήση ενέργειας, αύξηση του πληθυσμού, οικονομική δραστηριότητα αλλά με την κοινή παραδοχή ότι δεν θα υπάρξει κοινή παγκόσμια συμφωνία για τη δραστική μείωση των εκπεμπόμενων αερίων που προκαλούν την κλιματική αλλαγή. Το A1 αναφέρεται σε μια γρήγορη παγκόσμια οικονομική ανάπτυξη μέχρι το 2050 η οποία στην συνέχεια μειώνεται. Τα



επιμέρους σενάρια του A1 αφορούν το είδος της ενέργειας που θα χρησιμοποιηθεί και συγκεκριμένα το A1B (Balanced energy) αναφέρεται στην υιοθέτηση ισορροπίας μεταξύ της χρήσης ορυκτών πρώτων υλών και των υπόλοιπων πηγών ενέργειας, το A1F1 (Fossil-fuel Intensive) αντιπροσωπεύει την αποκλειστική χρήση ορυκτών πρώτων υλών (πετρέλαιο, κάρβουνο, φυσικό αέριο) στην παραγωγή ενέργειας, και το A1T (highTech-renewables) αντιπροσωπεύει την χρήση ανανεώσιμων πηγών ενέργειας εις βάρος των ορυκτών πρώτων υλών. Το σενάριο A2 αναφέρεται σε μια ετερογενή οικονομική και τεχνολογική ανάπτυξη σε τοπικό και όχι παγκόσμιο και ομοιογενές επίπεδο όπως στο A1. Το σενάριο B αντιπροσωπεύει μια συγκλίνουσα παγκόσμια οικονομία η οποία υποστηρίζει την προστασία του περιβάλλοντος με την εισαγωγή καθαρών πηγών ενέργειας και μειώνει την κατασκευαστική βιομηχανία.

	Παγκόσμια Ολοκλήρωση (Global interaction) (1)	Περιοχικότητα (Regionalism) (2)
Οικονομία (A)	<b>A1B, A1FI, A1T</b>	A2
Περιβάλλον (B)	B1	B2

**Πίνακας 2.** Τα διαφορετικά σενάρια εκπομπών των αερίων του θερμοκηπίου χωρικά για παγκόσμια και περιοχική διάσταση και ανάλογα με την οικονομική ή περιβαλλοντική τους έμφαση, βάση των οποίων γίνονται οι προβλέψεις της κλιματικής αλλαγής (IPCC, 2007).

Συγκεκριμένα στον **Πίνακα 3** φαίνονται οι εκτιμήσεις της αναφοράς της διακυβερνητικής επιτροπής (IPCC) του 2007 (Bindoff *et al.*, 2007) όσον αφορά την συμβολή επιμέρους κλιματικών συνιστωσών στο ρυθμό μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης σε δύο διαφορετικές χρονικές περιόδους, το 1961–2003 και 1993–2003.

	Ρυθμός αύξησης θαλάσσιας στάθμης (mm/year)	
	<b>1961-2003</b>	<b>1993-2003</b>
Θερμική διαστολή	0,42±0,12	1,60±0,50
Παγετώνες και παγετώδη καλύμματα	0,50±0,18	0,77±0,22
Παγετώδες κάλυμμα Γροιλανδίας	0,05±0,12	0,21±0,07
Παγετώδες κάλυμμα Ανταρκτικής	0,14±0,41	0,21±0,35
Σύνολο κλιματικών συνιστωσών	<b>1,10±0,55</b>	<b>2,80±0,70</b>
Παρατηρούμενος (ενόργανος)	<b>1,80±0,50</b>	<b>3,10±0,70</b>

**Πίνακας 3.** Οι επιμέρους κλιματικές συνιστώσες (σε mm) του ρυθμού μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης και οι αντίστοιχες τιμές από παρατηρήσεις για τις περιόδους 1961-2003 και 1993-2003 με βάση την αναφορά του IPCC το 2007 (Bindoff *et al.*, 2007).

Σύμφωνα με τις παραπάνω εκτιμήσεις ο ρυθμός ανόδου της θαλάσσιας στάθμης (ως σύνολο των επιμέρους κλιματικών συνιστωσών) έχει υπερδιπλασιαστεί για το πιο πρόσφατο διάστημα 1993-2003, σε σχέση με το διάστημα 1961-2003. Ακόμη προκύπτει

ότι η συνεισφορά της κλιματικής συνιστώσας της θερμικής διαστολής σχεδόν τετραπλασιάζεται, ενώ σχεδόν διπλασιάζεται και η συνεισφορά από το λιώσιμο των πάγων κατά τη πιο πρόσφατη χρονική περίοδο 1993-2003.

Σενάρια	Αλλαγή ατμοσφαιρικής θερμοκρασίας (°C)		Ανόψωση θαλάσσιας στάθμης (μέτρα)
	Καλύτερη πρόβλεψη	Εύρος κύμανσης	Εύρος κύμανσης
<b>A1B</b>	2,8	1,7 – 4,4	0,21 – 0,48
<b>A1FI</b>	4,0	2,4 – 6,4	0,26 – 0,59
<b>A1T</b>	2,4	1,4 – 3,8	0,20 – 0,45
<b>A2</b>	3,4	2,0 – 5,4	0,23 – 0,51
<b>B1</b>	1,8	1,1 – 2,9	0,18 – 0,38
<b>B2</b>	2,4	1,4 – 3,8	0,20 – 0,43
<b>Pfeffer et al., 2008</b>			0,8–2

**Πίνακας 4.** Εκτιμήσεις για την αύξηση της ατμοσφαιρικής θερμοκρασίας και της ανόψωσης της θαλάσσιας στάθμης για τη περίοδο 2090-99 σε σχέση με τη περίοδο 1980-99, για τα διαφορετικά σενάρια εκπομπών (SRES) των αερίων του θερμοκηπίου (IPCC, 2007).

Σύμφωνα λοιπόν με το πιο συντηρητικό σενάριο (B1), η θερμοκρασία του αέρα θα αυξηθεί από 1.1 °C έως και 2.9 °C στα επόμενα 90 χρόνια, ενώ με βάση το δυσμενέστερο σενάριο A1FI, η αύξηση πιθανόν να είναι 2.4–6.4°C (**Πίνακας 4**). Αντίστοιχα, η προβλεπόμενη άνοδος της θαλάσσιας στάθμης για το 2090-2099, σε σχέση με αυτήν της περιόδου 1980-1999, σύμφωνα με το σενάριο B1 αναμένεται να κυμανθεί μεταξύ 0.18 και 0.38 m και για το A1FI σενάριο στα 0.26–0.59 m.

Μεταγενέστερες μελέτες της αναφοράς της διακυβερνητικής επιτροπής (IPCC 2007) αναφέρουν ακόμη μεγαλύτερη αύξηση της θαλάσσιας στάθμης για το 2100, η οποία **ξεπερνά το 1.5 m** (Pfeffer *et al.*, 2008). Σύμφωνα λοιπόν με την ημι-εμπειρική σχέση μεταξύ της ανόδου της ατμοσφαιρικής θερμοκρασίας και της αντίστοιχης της θαλάσσιας στάθμης του Rahmstorf (2007), προκύπτει ότι για κάθε 1°C, ή άνοδος της θαλάσσιας στάθμης είναι της τάξης των 10–30 cm. Έτσι, υιοθετώντας τις προβλέψεις των SRES σεναρίων (IPCC, 2007) για την ατμοσφαιρική θερμοκρασία (1.4–5.8 °C), η άνοδος της θαλάσσιας στάθμης ανέρχεται σε **0.5–1.4 m**. Η δυσμενέστερη εξέλιξη προβλέπεται από την μελέτη των Pfeffer *et al.* (2008) με πιθανή άνοδο μεταξύ **0.8 m και 2 m**, υποστηρίζοντας ότι στην αναφορά του IPCC (2007) δεν έχει επιτυχώς προσομοιωθεί (modeled) η δυναμική εξέλιξη (η μείωση) των παγετώνων της Γροιλανδίας και Ανταρκτικής, άποψη η οποία υποστηρίζεται και από άλλους ερευνητές (Rohling *et al.*, 2009; Grinsted *et al.*, 2010).

Επομένως, οι προβλέψεις της τέταρτης έκθεσης αξιολόγησης της διακρατικής επιτροπής της κλιματικής αλλαγής (IPCC) και ερευνητών μεταγενέστερα αυτής όσον αφορά την κατασκευή σεναρίων ανόδου στάθμης της θάλασσας αναφέρονται σε ένα εύρος από 0.2 έως 2 μέτρα στα επόμενα 100 χρόνια. Το πολύ μεγάλο εύρος που εμπεριέχεται στην

πρόβλεψη καθιστά την χρησιμότητά της από τους υπεύθυνους φορείς πρόληψης και αντιμετώπισης της ενδεχόμενης ανόδου της στάθμης της θάλασσας πολύ δύσκολη. Επιπλέον, όπως αναφέρεται και στη συνέχεια, η έννοια και η εφαρμογή μιας παγκόσμιας μέσης τιμής στάθμης της θάλασσας δεν μπορεί παρά να είναι περιορισμένης σημασίας διότι αυτή παρουσιάζει πολλές διαφοροποιήσεις ανά περιοχή. Επομένως, τόσο η αναπαράσταση όσο και η πρόβλεψη της μεταβολής της στάθμης της θάλασσας είναι χρήσιμη και δυνατή σε τοπική και όχι σε παγκόσμια κλίμακα. Η σχέση της παγκόσμιας με την τοπική μεταβολή της στάθμης της θάλασσας αποτελεί ένα σημαντικό ζήτημα διερεύνησης.

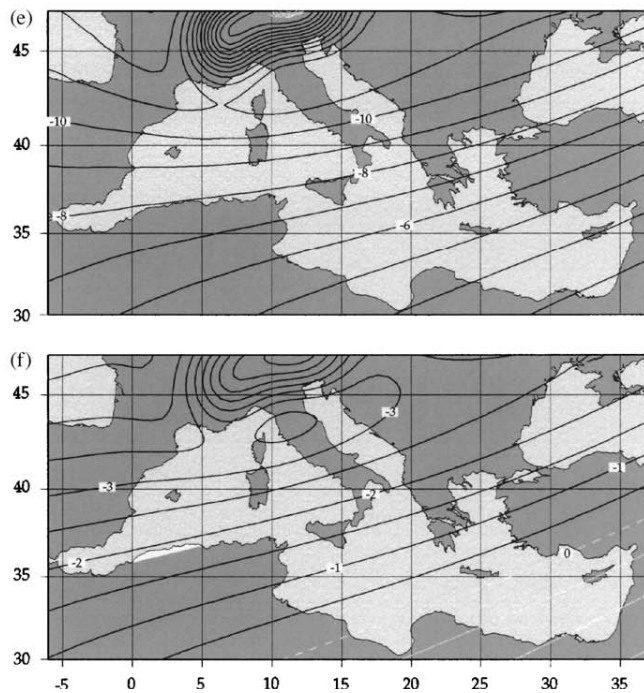
## 2. Μεταβολή της στάθμης της θάλασσας στη Μεσόγειο και στο Αιγαίο

### 2.1 Εισαγωγή

Η μελέτη της μεταβολής της στάθμης της θάλασσας στην Μεσόγειο ευνοείται από: α) το μικρό εύρος παλίρροιας το οποίο καθιστά τις ενόργανες μετρήσεις περίπου αντίστοιχες με την μέση τιμή στάθμης της θάλασσας, και β) την πληθώρα γεωλογικών και αρχαιολογικών δεδομένων που βοηθούν στην μελέτη της θαλάσσιας παλαιοστάθμης. Η διακύμανση του γεωειδούς (συνάρτηση της ανισοκατανομής της γήινης μάζας) στην Ανατολική Μεσόγειο μεταξύ του ΒΔ Ιονίου (Κέρκυρα) και ΝΑ Αιγαίου (Ρόδος) είναι της τάξης των 20 μέτρων (Limpach *et al.*, 2006). Παράλληλα όμως δυσχεραίνεται από την έντονη ενεργό τεκτονική, η οποία διαφοροποιείται χωρικά και επομένως η διάκριση και η ποσοτικοποίηση των αιτιών της σχετικής μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης μεταξύ του ευστατισμού και της τεκτονικής είναι μια από τις συνήθεις δυσκολίες στην μελέτη της παλαιοστάθμης.

Η κατασκευή των πιο πρόσφατων μοντέλων αναπαράστασης της σχετικής μεταβολής της στάθμης της θάλασσας για την Μεσόγειο (Lambeck & Purcell 2005) χρησιμοποιεί τον τύπο  $\Delta\zeta_{rsl}(\varphi, t) = \Delta\zeta_{est}(\varphi, t) + \Delta\zeta_I(\varphi, t) + \Delta\zeta_T(\varphi, t)$  όπου ο πρώτος όρος  $\Delta\zeta_{est}$  αντιπροσωπεύει την συμβολή του ισοδύναμου όγκου πάγων στην στάθμη της θάλασσας την δεδομένη χρονική στιγμή  $t$  (λαμβάνει υπόψη την επιφάνεια του ωκεανού και την πυκνότητα του ωκεάνιου νερού και του πάγου), ο δεύτερος όρος  $\Delta\zeta_I$  αντιπροσωπεύει την ισοστατική συμβολή (λαμβάνει υπόψη την παγετωνο-ισοστατική και υδρο-ισοστατική συμβολή) και ο τρίτος  $\Delta\zeta_T$  είναι η τεκτονική συμβολή.

Η κατασκευή μοντέλων της στάθμης της θάλασσας για την Μεσόγειο λαμβάνει υπόψη την ως κυρίαρχα παγετικά καλύμματα εμπλεκόμενα στην ισοστατική συνιστώσα της μεταβολής της στάθμης της θάλασσας τα Ευρωπαϊκά παγετικά καλύμματα (Εικ. 5) (Σκανδιναβίας, Barrents-Kara και Ευρασίας) και του δυτικού ημισφαιρίου (Λαυρεντίας, Κορδιλλιέρες, Αρκτικού Καναδά και Γροιλανδία). Η παγετωνο-ισοστατική επίδραση του καλύμματος της Ανταρκτικής είναι μικρή και η κύρια συμβολή της αναφέρεται στην φόρτιση από το νερό.



**Εικ. 5** Οι χάρτες απεικονίζουν την παγετονο-ισοστατική συμβολή στην μεταβολή της στάθμης της θάλασσας ε) κατά την διάρκεια των 12 ka BP, λαμβάνοντας υπόψη τα παγκόσμια παγετικά καλύμματα συμπεριλαμβανομένων αυτών της Ανταρκτικής και των παγετώνων (όπως π.χ. των Άλπεων) και f) κατά την διάρκεια των 6 ka. Στα μοντέλα αυτά θεωρείται ότι το λιώσιμο των καλυμμάτων σταμάτησε στα 6.8 ka. Οι άσπρες γραμμές αντιπροσωπεύουν θετικές τιμές, οι μαύρες αρνητικές και η διακεκομμένη μηδενική τιμή (Lambeck & Purcell, 2005).

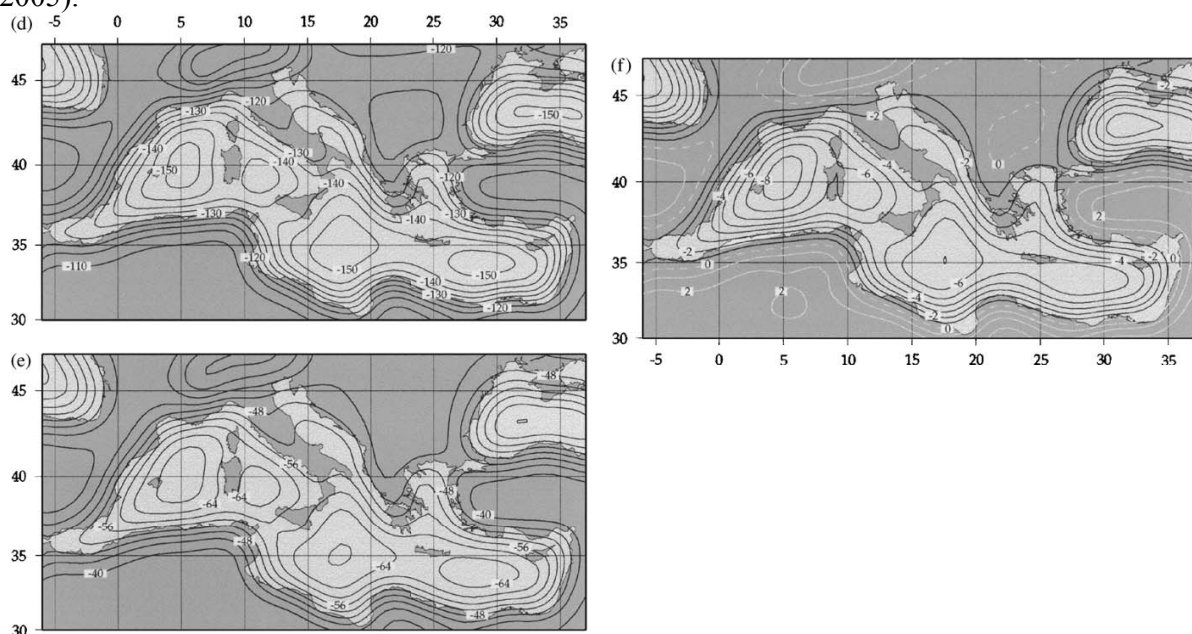
## 2.2. Μεταβολή στάθμης θάλασσας στην Μεσόγειο

Στην Μεσόγειο υποστηρίζεται ότι από την αρχή του Ολοκαίνου (11.5 ka) μέχρι τα 6000 χρόνια BP η στάθμη της θάλασσας χαρακτηρίζεται από μια ανοδική πορεία οφειλόμενη σε παγετονοευστατικούς παράγοντες (Möner, 1996, 2005; Lambeck, 1995; Lambeck and Bard, 2000). Στα τελευταία όμως 5000 και 3000 χρόνια η μεταβολή της στάθμης της θάλασσας ακολουθεί μια σχεδόν οριζόντια έως μικρής ανοδικής κλίσης καμπύλη καθώς κυριαρχείται από μια ανακατανομή του θαλάσσιου νερού ενώ το λιώσιμο των πάγων συμβάλει ελάχιστα (~1 μέτρο) στην άνοδο της στάθμης. Πάντως, είναι κοινώς αποδεκτό ότι το διάστημα αυτό των τελευταίων 6000 χρόνων η στάθμη της θάλασσας ποτέ δεν ξεπέρασε τα σημερινά επίπεδα.

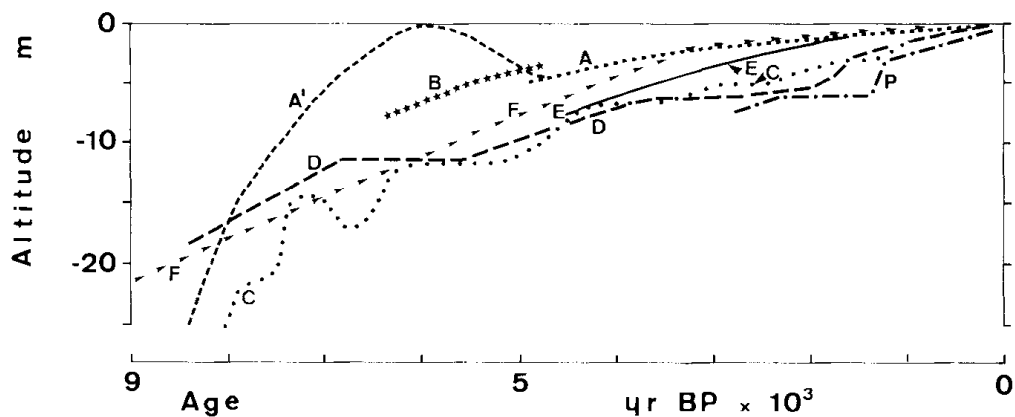
Η στάθμη της θάλασσας πριν από **18–21** χιλιάδες χρόνια (τελευταία παγετική περίοδος) όπως καταγράφεται στην Μεσόγειο κυμαίνεται μεταξύ 120 και 105 μέτρων χαμηλότερα (π.χ. Pirazzoli & Pluett, 1991; Lambeck & Bard, 2000). Κατά την διάρκεια του Ολοκαίνου ο ρυθμός αύξησης της στάθμης της θάλασσας μεταξύ του ψυχρού γεγονότος

8.000 χρόνια πριν και της θερμής περιόδου 6.000 χρόνια πριν εκτιμάται ότι ήταν της τάξης των **8.5 mm/year** στην περιοχή της Εύβοιας (Kambouroglou *et al.*, 1988). Στοιχεία από την περιοχή της Θεσσαλονίκης αποδίδουν αύξηση της τάξης των **4 mm/year** μεταξύ των 10 και 5 χιλιάδων χρόνων πριν, ενώ τα τελευταία 4.000 χρόνια ο ρυθμός αύξησης της στάθμης μειώνεται στο **1 mm/year** (Vouvalidis *et al.*, 2005). Ενδεικτικά, αναφέρεται ότι η στάθμη της θάλασσας 8.360±130 χρόνια πριν στην περιοχή της Επανωμής (Θεσσαλονίκη) βρισκόταν 28 μέτρα χαμηλότερα (Chronis, 1986), ενώ 7,6–6,2 χιλιάδες χρόνια πριν η στάθμη της θάλασσας εκτιμήθηκε στα 11 μέτρα χαμηλότερα της σημερινής στην περιοχή του νότιου Αργολικού πεδίου (Jacobsen and Farrand 1987; van Andel 1987).

Συγκεκριμένα, οι Lambeck (1995) και Lambeck & Purcell (2005) εκτίμησαν ότι η στάθμη της θάλασσας 6 χιλιάδες χρόνια πριν βρισκόταν μεταξύ **2 μέτρα** (Βόρεια Ελλάδα) **έως 6 μέτρα** (Νότιο Αιγαίο) χαμηλότερα από τα σημερινά επίπεδα (**Εικ. 6**). Η καμπύλη παλαιοστάθμης των Kambouroglou *et al.*, (1988, 1989) (**Εικ. 7**) για την Ερέτρια, η οποία παρουσιάζει αύξηση της στάθμης σχεδόν μέχρι τα σημερινά επίπεδα στα 6 ka (με ακόλουθη προσωρινή μείωση μέχρι τα 5 ka και στη συνέχεια ομαλή αύξηση μέχρι σήμερα) θεωρήθηκε από τους Pirazzoli & Pluet (1991) χαρακτηριστικό παράδειγμα επίδρασης της ενεργού τεκτονικής με ενδείξεις σεισμοτεκτονικής ανύψωσης και διαφορικές κινήσεις της τάξης των 3 μέτρων. Παρόμοια μορφή παρουσιάζει η καμπύλη μεταβολής της στάθμης της θάλασσας από την περιοχή του Γυθίου (Kelletat, 2005).

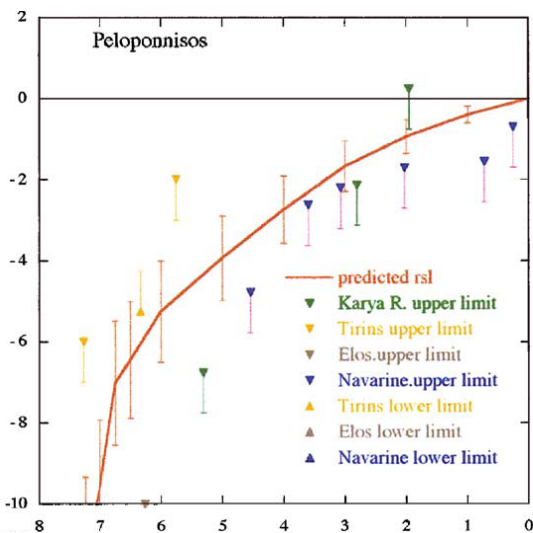


**Εικ. 6** Χάρτης συνολικής προγνωστικής σχετικής μεταβολής της στάθμης της θάλασσας κατά την διάρκεια των 20 ka (d), 12 ka (e) και 6 ka (f) με μέσα επίπεδα στάθμης θάλασσας -142, -54 και 0 m αντίστοιχα (Lambeck & Purcell, 2005).

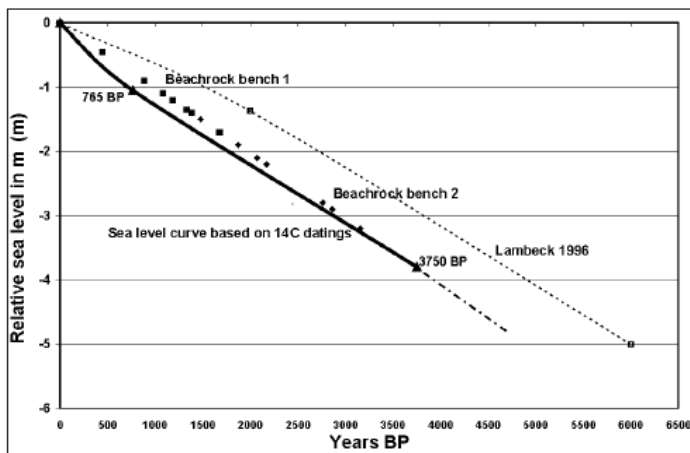


**Εικ. 7** Καμπύλες μεταβολής της στάθμης τα τελευταία 9 χιλιάδες χρόνια (από Pirazzoli & Pluett, 1991) (καμπύλη A-A από Kambouroglou *et al.*, 1988, Kambouroglou 1989; καμπύλη B από Kraft *et al.*, 1977, 1980a; καμπύλη C από Van Andel & Lianos, 1983; καμπύλη D Van Andel & Lianos, 1984; καμπύλη E Kraft *et al.*, 1975, καμπύλη F Kraft *et al.*, 1980a; καμπύλη P Parageorgiou & Stiros, 1990).

Η εκτιμώμενη καμπύλη μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης για την Πελοπόννησο (Lambeck & Purcell 2005) (**Εικ. 8**) παρουσιάζει αύξηση περίπου 1 μέτρο/χίλια χρόνια (**1mm/y**) για τα **τελευταία 6 χιλιάδες χρόνια**, όμοια περίπου με την καμπύλη θαλάσσιας στάθμης από την περιοχή της Σκύρου (Pavliopoulos *et al.*, 2007) (**Εικ. 9**) βασισμένη σε ραδιοχρονολογήσεις  $^{14}\text{C}$ . Για ηλικίες αρχαιότερες των 6 χιλιάδων χρόνων, δηλαδή από τα **7 στα 6.5 ka**, η αύξηση ανέρχεται στα 3 μέτρα (δηλ. **6mm/y**) σύμφωνα με την καμπύλη της Πελοποννήσου (Lambeck & Purcell 2005) (**Εικ. 8**).

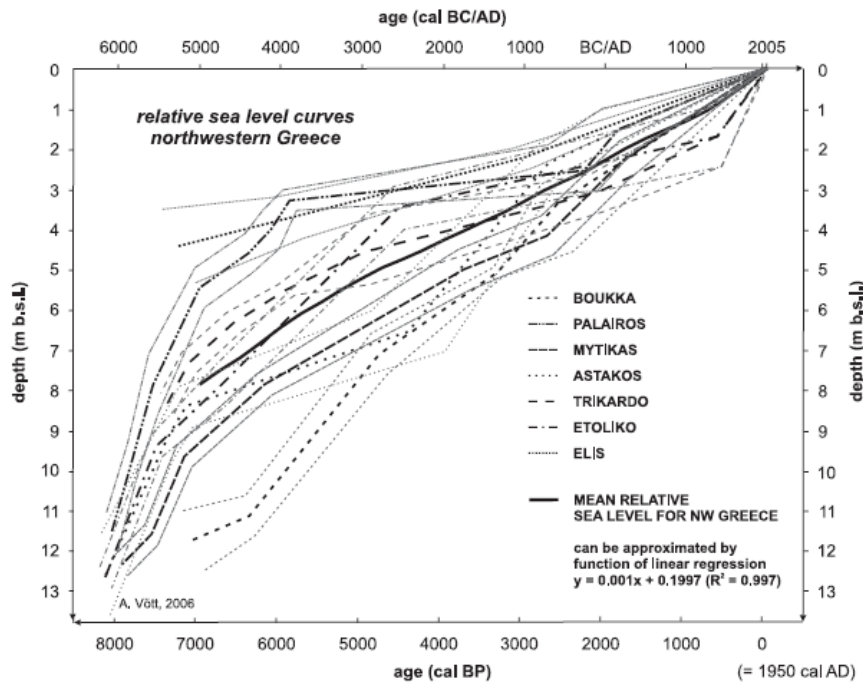


**Εικ. 8** Καμπύλη μεταβολής στάθμης τα τελευταία 8 χιλιάδες χρόνια από συνδυασμό παρατηρήσεων σε πολλές θέσεις (Lambeck and Purcell, 2005).



**Εικ. 9** Καμπύλη μεταβολής στάθμης της θάλασσας για την περιοχή της Σκύρου στηριζόμενη σε ραδιοχρονολογήσεις  $^{14}\text{C}$  (Pavlopoulos *et al.*, 2007).

Μια παρόμοια μέση τιμή του ρυθμού μεταβολής της στάθμης της θάλασσας, δηλαδή **1 mm/yr**, για τα τελευταία **8 χιλιάδες χρόνια** προκύπτει και από την συνθετική των επιμέρους αναπαραστάσεων στάθμης της θάλασσας από την ευρύτερη περιοχή της Ακαρνανίας στην ΒΔ Ελλάδα (**Εικ. 10**). Οι καμπύλες θαλάσσιας στάθμης των επιμέρους



**Εικ. 10** Αναπαραστάσεις των επιμέρους θέσεων και της μέσης σχετικής καμπύλης στάθμης της θάλασσας της ευρύτερης περιοχής της Ακαρνανίας στην ΒΔ Ελλάδα. Οι καμπύλες βασίστηκαν σε ιζηματολογικά δεδομένα και γεωαρχαιολογικές ενδείξεις στάθμης θάλασσας (Vött, 2007).

θέσεων της περιοχής παρουσιάζουν σημαντικές διαφοροποιήσεις μεταξύ τους, αναδεικνύοντας τον σημαντικό ρόλο της ενεργού τεκτονικής, η οποία διαφοροποιείται τόσο χωρικά όσο και χρονικά. Συγκεκριμένα, ο ρυθμός ανόδου της στάθμης εκτιμήθηκε μέχρι **12.3 mm/yr** για το χρονικό διάστημα **8 με 7 ka**, ενώ για το χρονικό διάστημα **6 με 2.5 ka** μειώθηκε στα **0.2 – 1.4 mm/yr**, και **από τα 2.5 ka** ο ρυθμός αυξήθηκε στα **0.7 – 2.7 mm/yr** αναλόγως με την θέση (Vött, 2007).

Η σχετική αύξηση της στάθμης της θάλασσας από τα **5500 έως τα 1300 BP cal** στην περιοχή του Μαραθώνα εκτιμάται να μην υπερβαίνει τα 2,5 μέτρα (**1.68 mm/yr**) (Pavlopoulos *et al.*, 2006). Ο ρυθμός ανόδου της στάθμης που υπολογίστηκε για την Λάρνακα, ΝΑ Κύπρο (Gifford 1980), είναι της τάξης των **2.5 mm/yr** για το χρονικό διάστημα από τα 6000 χρόνια πριν μέχρι 0 B.C. Αρχαιολογικές ενδείξεις από Ρωμαϊκά – Βυζαντινά πηγάδια (Sivan *et al.*, 2004) δείχνουν ότι από 2000 χρόνια μέχρι 100 χρόνια πριν οι διακυμάνσεις της θαλάσσιας στάθμης δεν ξεπέρασαν τα 0.25 m. Οι Lambeck *et al.* (2004) ουσιαστικά θεωρούν ότι η σημαντικότερη σημερινή άνοδος της στάθμης της θάλασσας επήλθε μεταξύ του 1850 και 1950.

Όλα τα παραπάνω στοιχεία της θέσης και ρυθμού ανόδου της θαλάσσιας στάθμης παραθέτονται συγκεντρωτικά στον **Πίνακα 5**.

<u>Χρονική περίοδος</u>	<u>Θέση ΘΣ</u>	<u>Ρυθμός αύξησης ΘΣ</u>	<u>Περιοχή προέλευσης δεδομένων</u>
18-21 ka	105–120 m		
Από 8 ka μέχρι 6 ka		8.5 mm/y	Εύβοια
Από 10 ka μέχρι 5 ka		4 mm/y	Θεσσαλονίκη
8.3 ka	- 28 m		Θεσσαλονίκη
Από 8 μέχρι 7 ka		12.3 mm/y	Ακαρνανία
Από 7.6 μέχρι 6.2 ka	- 11 m		Αργολικό πεδίο
Από 7 ka μέχρι 6.5 ka		3 m/1500y 6mm/y	Πελοπόννησος
Τελευταία 6 ky	- 2 m		Βόρεια Ελλάδα
Τελευταία 6 ky	- 6 m		Νότιο Αιγαίο
από 6 ka μέχρι 0 BC		2.5 mm/y	Κύπρο
Τελευταία 6 ky		1 m/1000y	Πελοπόννησος
Από 6 μέχρι 2.5 ka		0.2–1.4 mm/y	Ακαρνανία
Τελευταία 4 ky		1 mm/y	Θεσσαλονίκη
Από 5.5 ka μέχρι 1.3 ka		2.5 m 1.68 mm/y	Μαραθώνα
Από 2000 μέχρι BP 100 BP	< +/-0.25 m		Ρωμαϊκά, Βυζαντινά πηγάδια

**Πίνακας 5.** Απεικονίζει την θέση της θαλάσσιας στάθμης (ΘΣ), τον ρυθμό αύξησης της ΘΣ για διάφορα χρονικά διαστήματα του παρελθόντος και τις περιοχές προέλευσης των δεδομένων που αναγράφονται.



Μελέτες μεταβολής της στάθμης της θάλασσας σε χρονικές κλίμακες αιώνων – δεκαετιών δείχνουν ότι αυτή διαφοροποιείται από περιοχή σε περιοχή και επομένως το ίδιο παρατηρείται και κατά τις συγκριτικές μελέτες της Μεσογείου (π.χ. Tsimplis, 2005; Mörner, 2005) με άλλες περιοχές της υδρογείου. Ακόμα και στην ίδια την Μεσόγειο παρατηρούνται διαφοροποιήσεις μεταξύ της Δυτικής (όπως και της κεντρικής Ιονίου θάλασσας) και Ανατολικής Μεσογείου, όπως αυτές καταγράφονται από δορυφορική υψομετρία καθώς η Ανατολική Μεσόγειος, σε αντίθεση με την Δυτική η οποία επηρεάζεται περισσότερο από την ανταλλαγή θαλάσσιων μαζών με τον Ατλαντικό, καταγράφει άνοδο της στάθμης πιθανότατα εξαιτίας αυξημένων κατακρημνίσεων από την Ανατολική Ευρώπη και της σύνδεσης της με την Μαύρη Θάλασσα. Η Ανατολική Μεσόγειος θεωρείται ότι επηρεάζεται κυρίως από μεταβολές στις κατακρημνίσεις και στην εξάτμιση.

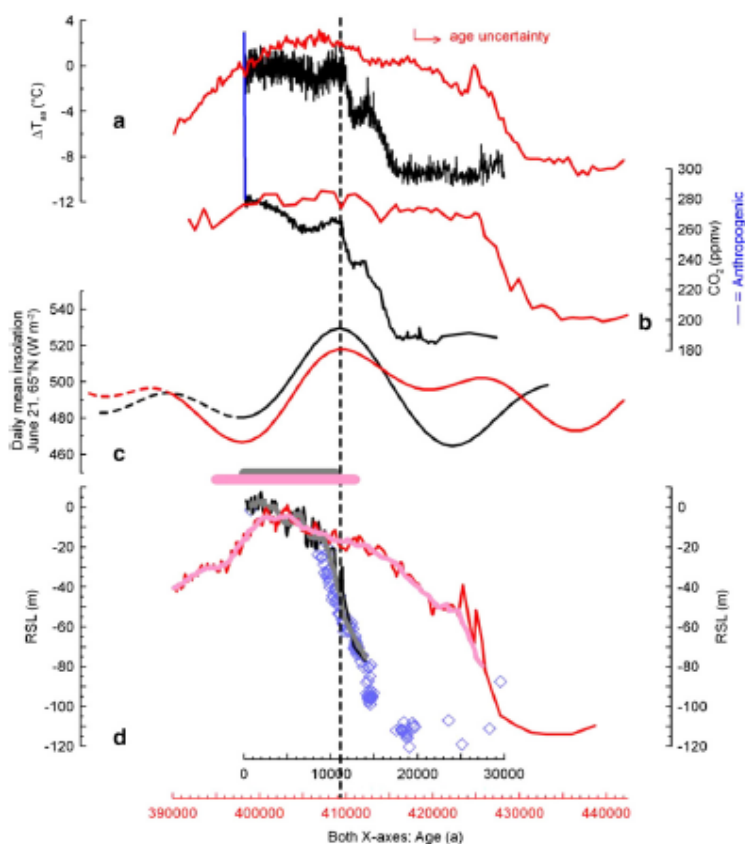
Ειδικά στην Ελλάδα, μια χώρα γνωστή για την έντονη επίδραση της ενεργού τεκτονικής, παρατηρούνται τοπικές συνθήκες ανύψωσης-βύθισης λόγω τεκτονισμού σε συγκεκριμένα ρηξιτεμάχη-περιοχές. Χαρακτηριστικό είναι ότι πριν και μετά από μεγάλους σεισμούς έχουμε συν/πλην ένα μέτρο κατακόρυφες κινήσεις, οι οποίες φυσικά παρατηρούνται και στις ακτές π.χ. σεισμοί Περαχώρας 1981, Κοζάνης 1995, κτλ. Επομένως, κατά τις εκτιμήσεις μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης απαιτείται ιδιαίτερη προσοχή διότι η ευστατική μεταβολή μπορεί να υπερκαλύπτεται από την τεκτονική μεταβολή. Αυτό παρατηρείται κυρίως στο μέτωπο του τόξου στο Ιόνιο, την Κρήτη, τα Δωδεκάνησα και λιγότερο στο Βόρειο Αιγαίο.

### **3. Σύγκριση αναμενόμενης μεταβολής στάθμης θάλασσας με μεταβολές παλαιοκλιματικών δεδομένων**

Η εκτίμηση της πρόσφατης αλλά και της μελλοντικής εξέλιξης της στάθμης της θάλασσας αποτελεί ερευνητικό αντικείμενο της επιστημονικής κοινότητας το οποίο προσεγγίζεται, εκτός των άλλων, και μέσα από την σύγκριση της θαλάσσιας στάθμης, των αστρονομικών παραμέτρων (ηλιακή προσπίπτουσα ακτινοβολία, λοξότητα του άξονα, μετάπτωση των ισημεριών), των αερίων του θερμοκηπίου, και των παγετώνων του Ολοκαίνου με αυτά των προηγούμενων μεσοπαγετωδών περιόδων του Πλειοστοκαίνου. Αυτή η διερεύνηση αποσκοπεί στην κατανόηση του εάν η εξέλιξη της Ολοκαινικής στάθμης της θάλασσας καθορίζεται από φυσικές κλιματικές παραμέτρους (αστρονομικοί παράγοντες, πατετώνες κτλ) ή από ανθρωπογενείς επιδράσεις (π.χ. CO<sup>2</sup>), και πως ανταποκρίνεται σε αυτές.

Η σύγκριση επομένως της σημερινής μεσοπαγετώδους περιόδου με αυτήν του MIS 11 (400 ka) (πιθανό ανάλογο της σημερινής θερμής περιόδου), δείχνει ότι το μέγιστο της στάθμης της θάλασσας (highstand) της σημερινής μεσοπαγετώδους περιόδου έχει ήδη καθυστερήσει κατά περίπου 2–2,5 χιλιάδες χρόνια να μειωθεί μετά την μείωση του μέγιστου της μέσης ηλιακής προσπίπτουσας ακτινοβολίας (της 21 Ιουνίου στους 65° N) σύμφωνα με ένα σενάριο προσομοίωσης των αστρονομικών παραμέτρων των δύο θερμών περιόδων (Rohling *et al.*, 2010) (**Εικ. 11**). Σε παρόμοιο συμπέρασμα καταλήγει

και η προσομοίωση με άλλους αστρονομικούς δείκτες (Ruddiman, 2007). Εάν όμως χρησιμοποιηθεί ως καθοριστική παράμετρος σύγκρισης (ευθυγράμμισης) των δύο περιόδων μια ενιαία καλοκαιρινή προσπίπτουσα ηλιακή ακτινοβολία στους 65° N με οριακή τιμή πάνω από 325 Wm<sup>-2</sup> (π.χ. θερμοκρασία πάνω από ~0° C) (Huybers, 2006) τότε προκύπτει ότι το σημερινό μέγιστο της στάθμης της θάλασσας μπορεί να διατηρηθεί για ακόμα 2–2,5 χιλιάδες χρόνια πριν αρχίσει να μειώνεται (Rohling *et al.*, 2010). Δεδομένης επομένως της αβεβαιότητας του ρόλου των αστρονομικών παραγόντων στην εξέλιξη της στάθμης της θάλασσας και στην ενδεχόμενη καθυστέρηση της απόκρισής της κατά 2–2,5 χιλιάδες χρόνια οι ερευνητές εξετάζουν το ενδεχόμενο αυτή η καθυστέρηση να οφείλεται στην ανατρεπτική δράση των αερίων του θερμοκηπίου (μέσα από την πρώιμη ανθρωπογενή επίδραση αποψίλωσης δασών και εκπομπής CH<sub>4</sub> και CO<sub>2</sub>) ως προς την έναρξη της αναμενόμενης επόμενης παγετώδους περιόδου (Vanvus *et al.*, 2008; Kutzbach *et al.*, 2009).



**Εικ. 11** Ένα από τα τέσσερα σενάρια ευθυγράμμισης της Ολοκαινικής μεσοπαγετώδους περιόδου με αυτήν του MIS 11 (400 ka). Στο συγκεκριμένο σενάριο η ευθυγράμμιση γίνεται με βάση το μέγιστο (διακεκομμένη γραμμή) της ηλιακής προσπίπτουσας ακτινοβολίας (Σχήμα από Rohling *et al.*, 2010). a) θερμοκρασιακή ανωμαλία του πυρήνα πάγου της Ανταρκτικής σε σχέση με την μέση θερμοκρασία των τελευταίων 1000 χρόνων (Jouzel *et al.*, 2007). b) CO<sub>2</sub> συγκεντρώσεις του πάγου της Ανταρκτικής (Siegenthaler *et al.*, 2005). c) Μέση προσπίπτουσα ηλιακή ακτινοβολία για την 21 Ιουνίου στους 65°N (Laskar *et al.*, 2004) για την Ολοκαινική (μαύρη γραμμή) και του MIS 11 (κόκκινη γραμμή) περίοδο. d) σχετική στάθμη της θάλασσας

κατά το MIS 11 (κόκκινη γραμμή, ροζ γραμμή μακρυπρόθεσμη μέση τιμή) και κατά το Ολόκαινο (μαύρη γραμμή, δεδομένα κοραλλιών με μπλε τετράγωνα) (από Rohling *et al.*, 2009).

Συνοψίζοντας τα δεδομένα των προηγούμενων υποκεφαλαίων συμπεραίνουμε ότι στα τελευταία 500 χιλιάδες χρόνια η στάθμη της θάλασσας έχει υπάρξει σε υψηλότερα επίπεδα από τα σημερινά στην προηγούμενη μεσοπαγετώδη περίοδο MIS 5e (~120 ka) κατά 4–9 m ενώ στις άλλες μεσοπαγετώδεις περιόδους των MIS 11, 7, και 3 θεωρείται ότι βρισκόταν κοντά στα σημερινά επίπεδα.

Σύμφωνα με αναπαραστάσεις των μεταβολών της στάθμης θάλασσας, ο ρυθμός ανόδου της έχει υπάρξει σημαντικά μεγαλύτερος από τον σημερινό, αφού έχουν εκτιμηθεί τιμές της τάξης των 16 mm/y πριν από 117–126 ka (προηγούμενη μεσοπαγετώδης περίοδος) ή ακόμα και 20mm/y για ένα σύντομο χρονικό διάστημα 40–41 χιλιάδες χρόνια πριν (σε μια θερμή διακύμανση της προηγούμενης παγετώδους περιόδου), όταν ο ρυθμός για την Ολοκαινική περίοδο έχει φτάσει τα 11 mm/y (στα πρώτα της στάδια) με σταδιακή μείωση στα 1–2 mm/y στα τελικά της στάδια (ή και 3 mm/y τα τελευταία 15 χρόνια).

Ο ρυθμός ανόδου της στάθμης της θάλασσας είναι υψηλός κατά την μετάβαση από την τελευταία παγετώδη περίοδο στην σημερινή μεσοπαγετώδη, λόγω της τήξης των παγετώνων του βορείου ημισφαιρίου, με τιμή 11 mm/y για το χρονικό διάστημα 14–11 ka. Ο ρυθμός ανόδου της στάθμης στην Ελλάδα συνεχίζεται με ανεβασμένες τιμές μέχρι τα 6 ka, και συγκεκριμένα ο ρυθμός ανέρχεται στα 8.5 mm/y (Εύβοια) από τα 8 έως τα 6 ka, στα 4 mm/y (Θεσσαλονίκη) από τα 10 ως τα 5 ka, ενώ από τα 6 ka μειώνεται σε έναν μέσο ρυθμό της τάξης του 1mm/y, με παράδειγμα την περιοχή του Μαραθώνα με ρυθμό που δεν υπερβαίνει τα 1.68 mm/y μεταξύ των 5500 έως των 1300 BP cal.

Συμπερασματικά, η σημερινή στάθμη της θάλασσας φαίνεται να έχει ξεπεραστεί για λίγα μέτρα μόνο σε μια αντίστοιχη μεσοπαγετώδη περίοδο με την σημερινή 120 χιλιάδες χρόνια πριν. Οι σημερινοί όμως ρυθμοί ανόδου της στάθμης της θάλασσας είναι αισθητά μικρότεροι συγκρινόμενοι τόσο με αντίστοιχες μεσοπαγετώδεις περιόδους του παρελθόντος (π.χ. 120 ka) όσο και με κάποιες θερμές διακυμάνσεις της προηγούμενης παγετώδους περιόδου (40-41 ka), αλλά φυσικά και με την έναρξη της σημερινής μεσοπαγετώδους περιόδου (14–8 ka). Παρακολουθώντας επομένως την πορεία της Ολοκαινικής στάθμης της θάλασσας φαίνεται ότι αυτή πρέπει να βρίσκεται στις ανώτατες τιμές της εξέλιξής της δεδομένου των υψηλών επιπέδων στάθμης (highstand) που έχει καταγράψει από την έναρξη της θερμής περιόδου (όμοιες με άλλων παλαιότερων θερμών περιόδων) και με την μείωση του ρυθμού ανόδου της τα τελευταία 2-3 χιλιάδες χρόνια. Παρόλο αυτά, η εξέλιξη της πορείας της στάθμης της θάλασσας είναι αβέβαιη. Η αύξηση του ρυθμού ανόδου της στάθμης τα τελευταία 15 χρόνια σε συνδυασμό με την επιβαρυντική επίδραση των αερίων του θερμοκηπίου στην αύξηση της θερμοκρασίας και την μείωση των παγετώνων, οδηγεί στο συμπέρασμα ότι ο σημερινός ρυθμός ανόδου της στάθμης, 1–3 mm/y, είναι πολύ πιθανόν να αυξηθεί σε τιμές που ούτως ή άλλως το κλιματικό σύστημα της Γης έχει καταγράψει στο γεωλογικό παρελθόν. Από την άλλη, θα πρέπει να συνεκτιμηθεί και ο ρόλος των αστρονομικών παραγόντων στην εξέλιξη του κλιματικού κύκλου που διανύουμε, οι οποίοι υποδεικνύουν ότι η έναρξη της επόμενης παγετώδους περιόδου αναμένεται ή ίσως και να έπρεπε ήδη να συμβαίνει.

#### 4. Επεξεργασία νέων δεδομένων ακτογραμμών σε γεωγραφικά συστήματα πληροφοριών και διάκριση ακτών σε γεωμορφολογικές – γεωδυναμικές κατηγορίες και αποτύπωση σε χάρτες

Λαμβάνοντας υπόψη την ανοδική τάση της θαλάσσιας στάθμης τις τελευταίες δεκαετίες σε συνδυασμό με τις προβλέψεις, που κυμαίνονται από 0.2 έως και 2 μέτρα άνοδο της στάθμης μέχρι το 2100 (υποκεφάλαιο 1.2), καθίσταται επιτακτική η ανάγκη να ερευνηθούν οι παράκτιες περιοχές που παρουσιάζουν υψηλή επικινδυνότητα κατακλυσμού. Στην **Εικ. 12** απεικονίζονται ενδεικτικά στον χάρτη της Ελλάδας (βασισμένος σε χάρτες κλίμακας 1:50.000) με κόκκινο οι παράκτιες εκείνες περιοχές που θα πληγούν από μια υποθετική άνοδο της θαλάσσιας στάθμης κατά 2 μέτρα (η μέγιστη από τις παραδοχές που εικάζονται) ενώ στην **Εικ. 13** με υποθετική άνοδο 1 μέτρο.

Η ασφαλής όμως εκτίμηση της επικινδυνότητας μιας περιοχής από την άνοδο της στάθμης της θάλασσας δεν καθορίζεται μόνο από τον ρυθμό και το εύρος άνοδο της στάθμης αλλά και:

α) από την **αλληλεπίδραση μεταξύ του τεκτονισμού** της συγκεκριμένης περιοχής και του **ευστατισμού**. Αυτό σημαίνει ότι περιοχές που εντάσσονται σε τεκτονικά ενεργές ζώνες μπορεί να εξουδετερώνουν την σχετική άνοδο της στάθμης της θάλασσας εάν βρίσκονται σε σχετικά ανερχόμενα τεμάχια ενεργών ρηγμάτων ή αντιθέτως να ενδυναμώνουν την σχετική άνοδο της στάθμης της θάλασσας εάν βρίσκονται σε σχετικά κατερχόμενα τεμάχια ενεργών ρηγμάτων. Χαρακτηριστικά παραδείγματα αποτελούν η παράκτια ζώνη της Βόρειας Πελοποννήσου, από την Κόρινθο μέχρι την Πάτρα, η οποία εκτιμάται ότι καταγράφει ρυθμούς τεκτονικής ανύψωσης που κυμαίνονται μεταξύ 1.5 mm/y στο Ξυλόκαστρο (Armiijo *et al.*, 1996), 0.7 mm/y στον Ψαθόπυργο (Houghton *et al.*, 2003), 0.6–0.7 και 0.3–0.4 mm/y στην Περαχώρα (Collier *et al.*, 1992; Roberts *et al.*, 2009), η περιοχή του Κυπαρισσιακού κόλπου με 0.18-0.50 mm/y (Papanikolaou *et al.*, 2007), οι δυτικές ακτές της Κρήτης με 0.9–4.0 mm/y, οι ανατολικές ακτές της Κρήτης με 0.7–2 mm/y, και οι ανατολικές ακτές της Ρόδου με 1.2–1.9 mm/y (Lambeck 1995). Αντίθετα, οι περιοχές της νότιας Πελοποννήσου στο νότιο άκρο της Αργολικής Χερσονήσου και οι ανατολικές και δυτικές πλευρές του Λακωνικού Κόλπου είναι περιοχές που, μετά από την ισοστατική διόρθωση των παρατηρούμενων (με γεωλογικές ενδείξεις) κατακόρυφων κινήσεων, εμφανίζουν στατιστικά σημαντικούς ρυθμούς τεκτονικής καθίζησης της τάξης των 0.8 έως 1.5 mm/y (Lambeck 1995). Μια ακόμα περιοχή που καταγράφει καθοδικές κινήσεις, από το Μέσο Ολόκαινο και μετά, είναι η Ακαρνανία (ΒΔ Στερεά Ελλάδα), και συγκεκριμένα οι περιοχές Μπούκα, Μύτικας και Αστακός (Vott 2007). Οι ρυθμοί τεκτονικής ανύψωσης του Lambeck (1995) προέκυψαν από την διόρθωση υπαίθριων γεωλογικών παρατηρήσεων μεταβολής της στάθμης της θάλασσας με τα ισοστατικά-ευστατικά μοντέλα (στηριζόμενα σε μοντέλα-Γης και παραμέτρους παγετικών καλυμμάτων). Οι απόλυτες τιμές των τεκτονικών κινήσεων μπορεί να αποκλίνουν ελαφρώς από τις πραγματικές αναλόγως με το είδος των

παραμέτρων και των μοντέλων-Γης που χρησιμοποιούνται αλλά και την αξιοπιστία των γεω-αρχαιολογικών παρατηρήσεων και δεδομένων μεταβολής της στάθμης της θάλασσας των επιμέρους περιοχών. Η χρηστικότητα όμως των τιμών αυτών αναφέρεται στην γενικότερη σύγκριση των ρυθμών ανόδου της στάθμης της θάλασσας με αυτούς των τεκτονικών κινήσεων.



**Εικ. 12** Χάρτης απεικόνισης των παράκτιων περιοχών που θα κατακλυστούν (κόκκινο χρώμα) από ενδεχόμενη άνοδο της θαλάσσιας στάθμης κατά **2 μέτρα**.



**Εικ. 13** Χάρτης απεικόνισης των παράκτιων περιοχών που θα κατακλυστούν (κόκκινο χρώμα) από ενδεχόμενη άνοδο της θαλάσσιας στάθμης κατά **1 μέτρο**.

Οι προβλέψεις ανόδου της στάθμης της θάλασσας (**πίνακας 4**) μέχρι το 2099 κυμαίνονται από 0.2 m έως 0.59 m ενώ πιο ακραίες προβλέψεις φτάνουν τα 1.5 και 2 m. Αυτές οι προβλέψεις ισοδυναμούν αντίστοιχα με 2.2 mm/y έως 6.5 mm/y και οι πιο ακραίες προβλέψεις, οι οποίες δεν ανήκουν στην έκθεση του IPCC (2007), με 16 και 22 mm/y. Συγκρίνοντας επομένως τους ρυθμούς τεκτονικής ανύψωσης με τους πιθανούς ρυθμούς ανόδου της θαλάσσιας στάθμης προκύπτει ότι οι δεύτεροι υπερτερούν των πρώτων και άρα στις συγκεκριμένες περιοχές θα παρατηρηθεί σχετική άνοδος της στάθμης της θάλασσας αλλά λόγω της αφαιρετικής επίδρασης της τεκτονικής αυτή θα

είναι ηπιότερη αναλόγως την περιοχή. Έτσι, για παράδειγμα μια μέση τιμή ανόδου της στάθμης της θάλασσας της τάξης των 4.3 mm/y θα μειωθεί στα 3.5 mm/y με την αφαιρετική δράση μιας μέσης τιμής τεκτονικής ανύψωσης 0.8 mm/y.

Εδώ αξίζει να σημειωθεί ότι ένα μεγάλο σεισμικό γεγονός μπορεί να προκαλέσει άνοδο της ακτογραμμής κατά 1–2 μέτρα, με χαρακτηριστικό παράδειγμα τις ανορθωμένες γραμμές ακτών στην Κρήτη και την Ρόδο (Εικ. 14).



**Εικ. 14** Ανορθωμένη γραμμή ακτής κατά περίπου δύο μέτρα στην περιοχή της Σούγιας στην Νότια Κρήτη λόγω τεκτονικής ανύψωσης με σεισμική δράση πριν από μερικούς αιώνες.

β) από την δυναμική σχέση μεταξύ ανόδου της στάθμης της θάλασσας και τη μεταβολή των στερεοπαροχών. Είναι γνωστό ότι σε περιοχές εκβολών μεγάλων ποταμών δημιουργούνται δέλτα, τα οποία προωθούνται προς την θάλασσα και σταδιακά τροποποιούν την υφιστάμενη παράκτια ζώνη. Χαρακτηριστικό παράδειγμα αποτελεί το δέλτα του Σπερχειού, το οποίο από την εποχή της μάχης των Θερμοπυλών μέχρι σήμερα προσαύξησε την παράκτια ζώνη του Μαλλιακού Κόλπου κατά 2–3 χιλιόμετρα (Maroukian & Lagios, 1987; Ψωμιάδης, 2010). Επομένως, η ανύψωση της στάθμης της θάλασσας λόγω κλιματικής αλλαγής μπορεί να αμβλυνθεί από την απόθεση νέου κλαστικού υλικού στην δελταϊκή–παράκτια ζώνη. Αντίθετα, εάν η στερεοπαροχή μειωθεί θα αυξήσει την επίκλυση της θάλασσας προς την παράκτια περιοχή. Η μεταβολή της στερεοπαροχής μπορεί να είναι αποτέλεσμα μιας κλιματικής μεταβολής (ανθρωπογενούς ή φυσικής) μέσα από την οποία θα επηρεαστεί ο ρυθμός διάβρωσης, ως αποτέλεσμα της μεταβολής βροχόπτωσης και φυτοκάλυψης, ή ανθρωπογενούς παρέμβασης όπως για παράδειγμα η κατασκευή φραγμάτων, οι αμμοληψίες, οι πυρκαγιές κτλ.

γ) επιπλέον η τρωτότητα μιας περιοχής λόγω της ανόδου της στάθμης της θάλασσας καθορίζεται από την μορφολογία και το υψόμετρο της ακτής καθώς και από την **σύσταση των πετρωμάτων της**. Το τελευταίο, καθορίζει τους ρυθμούς διάβρωσης καθώς αυτοί κυμαίνονται από πολύ υψηλοί σε αργιλικά μαλακά εδάφη έως χαμηλοί σε ασβεστολιθικά και άλλα συμπαγή πετρώματα. Χαρακτηριστικό παράδειγμα αποτελεί η

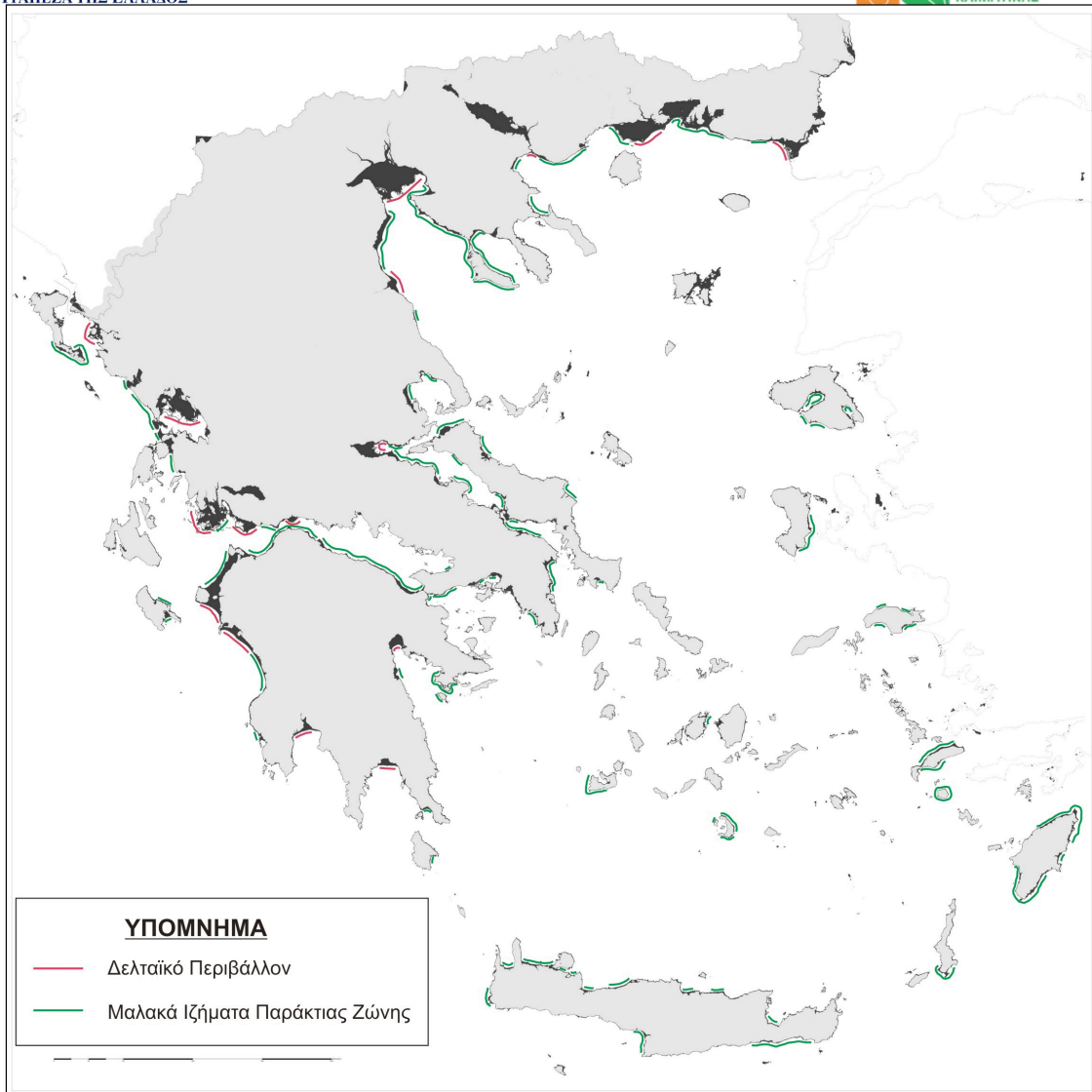
Πελοπόννησος, στην οποία ανεξάρτητα από τους ρυθμούς τεκτονικής ανύψωσης, υπάρχει ουσιαστική διαφοροποίηση στην διάβρωση των ακτών της βόρειας και δυτικής της πλευράς, δηλαδή στον Κορινθιακό και Κυπαρισσιακό Κόλπο, οι οποίοι συνίστανται από μεταλλικά μαλακά ιζήματα Νεογενούς και Τεταρτογενούς ηλικίας, από την διάβρωση των ακτών της ανατολικής πλευράς, οι οποίες συνίστανται από συμπαγείς σκληρούς ασβεστολίθους Μεσοζωικής ηλικίας.

Λαμβάνοντας υπόψη τους παραπάνω παράγοντες οι παράκτιες περιοχές της Ελλάδας (χάρτης κλίμακας 1:50.000) κατηγοριοποιήθηκαν σε 3 ζώνες (**Εικ. 15**):

- 1) **Δελταϊκές.** Συμβολίζονται με χρώμα κόκκινο και αφορούν παράκτιες περιοχές απόθεσης με χαλαρά μη συνεκτικά ιζήματα, χαμηλού απόλυτου υψόμετρου και υψηλής τρωτότητας στην άνοδο της στάθμης της θάλασσας.
- 2) **Νεογενών και Τεταρτογενών μαλακών ιζημάτων.** Συμβολίζονται με πράσινο χρώμα και αφορούν ζώνες οπισθοδρομούσας διάβρωσης των ακτών. Πρόκειται για παράκτιες περιοχές με συνήθως χαμηλό υψόμετρο στις οποίες αναμένονται μέτριες επιπτώσεις με χαρακτηρισμό μέτριας τρωτότητας.
- 3) **Βραχώδεις.** Αφορούν κυρίως αλπικά πετρώματα χαμηλής τρωτότητας στην διάβρωση και στην κατάκλυση από την άνοδο της στάθμης της θάλασσας και εκτείνονται στις υπόλοιπες ακτογραμμές χωρίς ιδιαίτερη χρωματική διαγράμμιση.

Η υποδιαίρεση των παράκτιων περιοχών ως προς την τρωτότητά τους στην άνοδο της στάθμης της θάλασσας στην **Εικ. 15** δείχνει ότι οι περιοχές υψηλής επικινδυνότητας είναι οι δελταϊκές περιοχές : του Εύηνου στο Μεσολόγγι, του Καλαμά στην Ηγουμενίτσα, του Αχελώου, του Μόρνου στον Κορινθιακό (κοντά στην Ναύπακτο), του Πηνειού και του Αλφειού στην Ηλεία, του Αλιάκμονα και του Αξιού στον Θερμαϊκό, του Πηνειού στο Βόρειο Αιγαίο (κοντά στον Πλαταμόνα), του Στρυμόνα στην Αμφίπολη, του Νέστου (προς τα Άβδηρα), του Έβρου, όπως επίσης και οι δελταϊκές περιοχές στους κόλπους του Μαλλιακού, του Αμβρακικού, του Λακωνικού, του Μεσσηνιακού και Αργολικού.





**Εικ. 15** Χάρτης υποδιαίρεσης των παράκτιων ζωνών σε αυτές που χαρακτηρίζονται ως μέτριας τρωτότητας (πράσινο χρώμα) στην άνοδο της στάθμης της θάλασσας και συνίστανται από μαλακά ιζήματα Νεογενούς-Τεταρτογενούς ηλικίας συνήθως χαμηλού υψομέτρου και σε αυτές που χαρακτηρίζονται ως υψηλής τρωτότητας και αποτελούν δελταϊκές αποθέσεις χαμηλού υψομέτρου (ερυθρό χρώμα). Οι υπόλοιπες παράκτιες ζώνες χαρακτηρίζονται ως περιοχές χαμηλής τρωτότητας και αποτελούν συνήθως βραχώδεις και υψηλού υψομέτρου παράκτιες περιοχές. Πάνω στο χερσαίο χώρο οι μαύρες περιοχές σημειώνουν τα υψόμετρα κάτω των 20 μέτρων, όπου κατά κανόνα απαντούν χαλαρές ιζηματογενείς αποθέσεις.

## 5. Επιπτώσεις της μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης σε Ελληνικές παράκτιες περιοχές

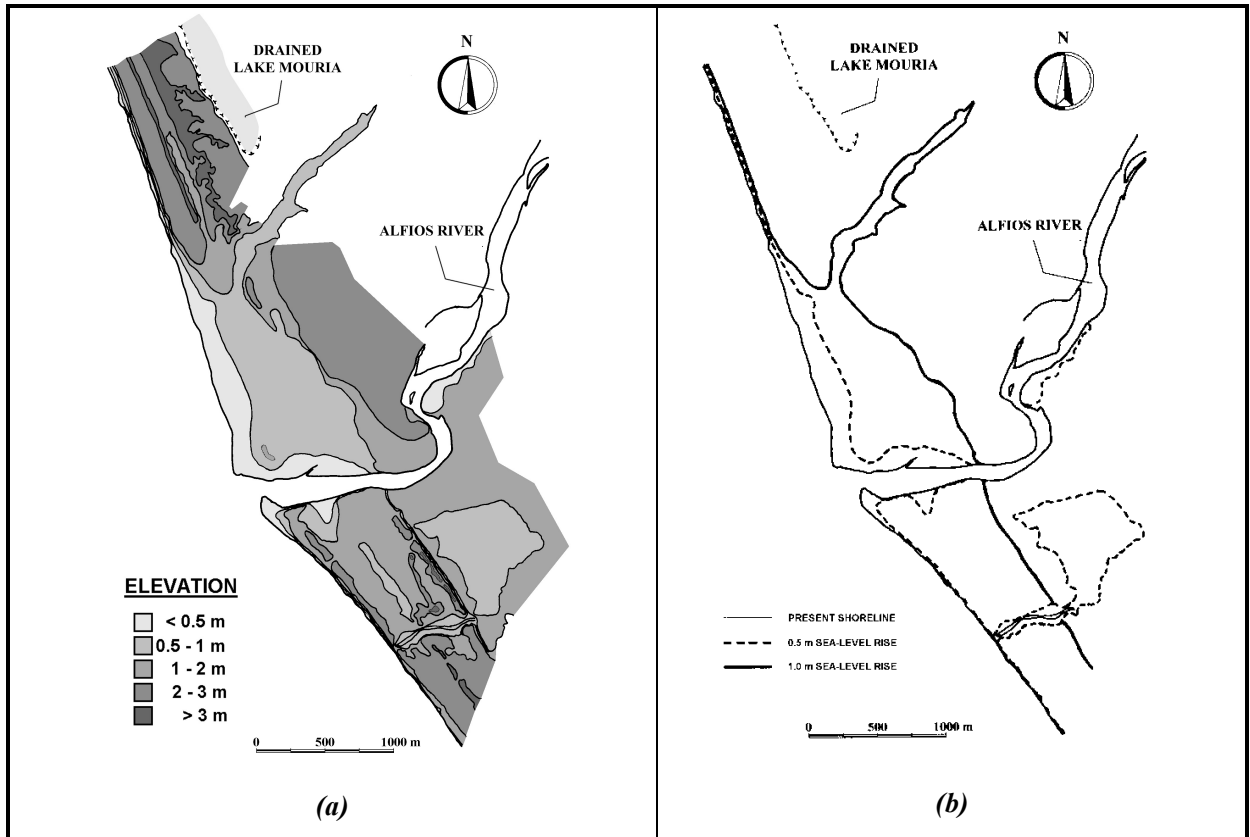
Οι επιπτώσεις της ανόδου της θαλάσσιας στάθμης καθορίζονται από την συνολική επιφάνεια των παράκτιων περιοχών που κατακλύζονται, πλήττοντας έτσι παραλίες τουριστικής χρήσης, κατοικίες, οδικά και σιδηροδρομικά δίκτυα, εκτάσεις φυτικής και ζωικής παραγωγής (φυσικής ή ανθρωπογενούς φύσεως), ιχθυοκαλλιέργειες, κτλ. Μια εκτίμηση της υπό διάβρωση ακτογραμμής και των υπό απειλή παράκτιων οικοσυστημάτων κατά την άνοδο της στάθμης της θάλασσας φαίνεται στον **πίνακα 6**. Είναι χαρακτηριστικό ότι από τις τέσσερις περιοχές της Ελλάδας, η Κρήτη εμφανίζει ένα συντριπτικό ποσοστό του μήκους της ακτογραμμής της να κινδυνεύει από διάβρωση κάτι το οποίο μπορεί να αποδίδεται στον σχετικά μεγάλο ρυθμό ανύψωσης που υπόκειται.

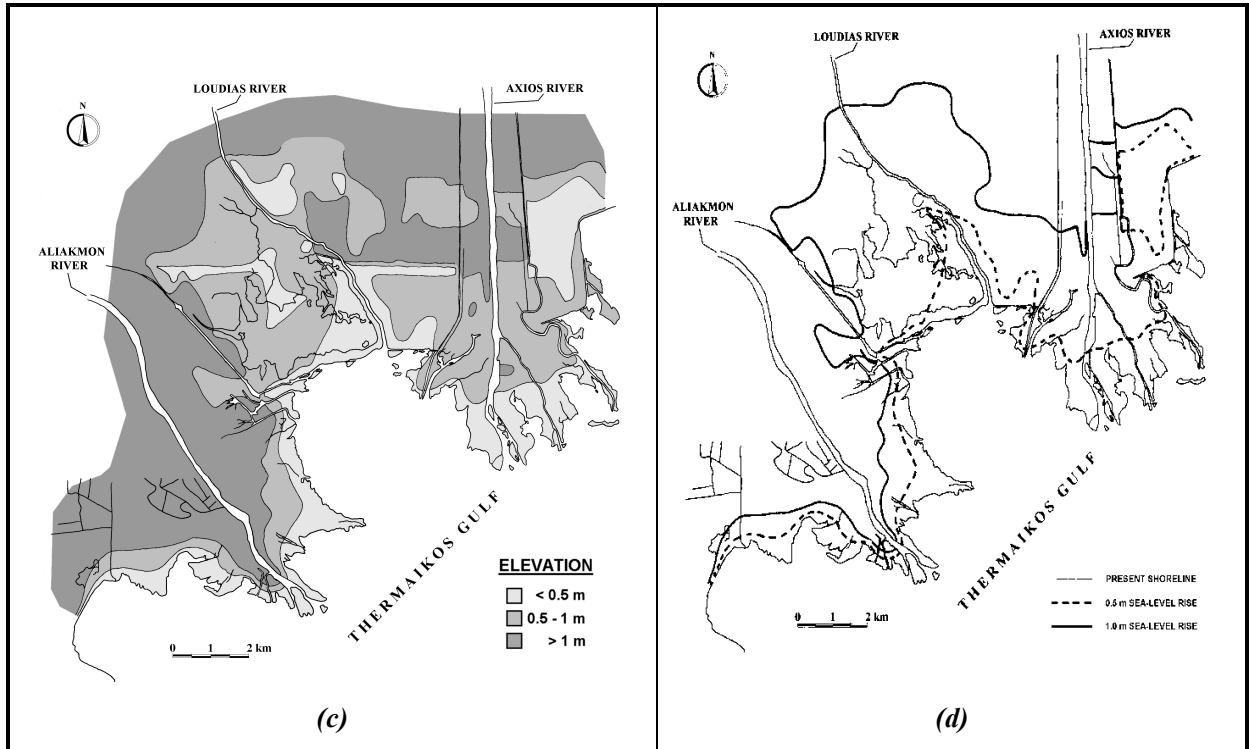
Περιοχή	Μήκος ακτο- γραμμής, km)	Μήκος ακτογραμμής (km)  υπό διάβρωση	Έκταση παράκτιων οικοσυστημάτων υπό απειλή (km <sup>2</sup> )
<b>Β. Αιγαίο</b>	1311	231 (17.6%)	349
<b>Ν. Αιγαίο</b>	3423	503 (14.7%)	929
<b>Ιόνιο</b>	1056	260 (24.6%)	356
<b>Κρήτη</b>	1148	756 (65.8%)	355
<b>Σύνολο</b>	6938	1750 (25.2%)	1989

**Πίνακας 6** Διάβρωση Μεσογειακής Ακτογραμμής. Εκτιμήσεις του ποσοστού και του μήκους των ακτογραμμών τεσσάρων ευρύτερων νησιωτικών περιοχών της Ελλάδας που κινδυνεύουν από διάβρωση κατά την άνοδο της στάθμης της θάλασσας και εκτιμήσεις των εκτάσεων όπου τα οικοσυστήματα απειλούνται (EUROSION 2000).

Ακολουθώς, παρουσιάζονται περιπτώσεις δελταϊκών περιοχών υψηλής επικινδυνότητας όπου σε τοπογραφικούς χάρτες μεγάλης κλίμακας απεικονίζεται η υποχώρηση της ακτογραμμής ανάλογα με την παραδοχή ανόδου της στάθμης που υιοθετείται. Επομένως, συγκεκριμένα για τις περιοχές του Αξιού-Αλιάκμονα και Αλφειού (**Εικ. 16**) (Poulos *et al.*, 2008) απεικονίζεται στους χάρτες η ενδεχόμενη υποχώρηση της ακτογραμμής σε πιθανή άνοδο της θαλάσσιας στάθμης κατά 0.5 και 1 m. Παράλληλα, στον **πίνακα 7** παρουσιάζονται οι εκτιμήσεις όσον αφορά τις επιφάνειες των παράκτιων ζωνών που θα κατακλυστούν όπως και η υποχώρηση της ακτογραμμής (σε μέτρα) σε ενδεχόμενη άνοδο της στάθμης της θάλασσας κατά 0.5 και 1 m. Το εύρος της υποχώρησης της

ακτογραμμής για υποθετική άνοδο 0.5 m κυμαίνεται μεταξύ 30 έως 2750 m ενώ το αντίστοιχο εύρος για υποθετική άνοδο 1 m κυμαίνεται μεταξύ 400 έως 6500 m.



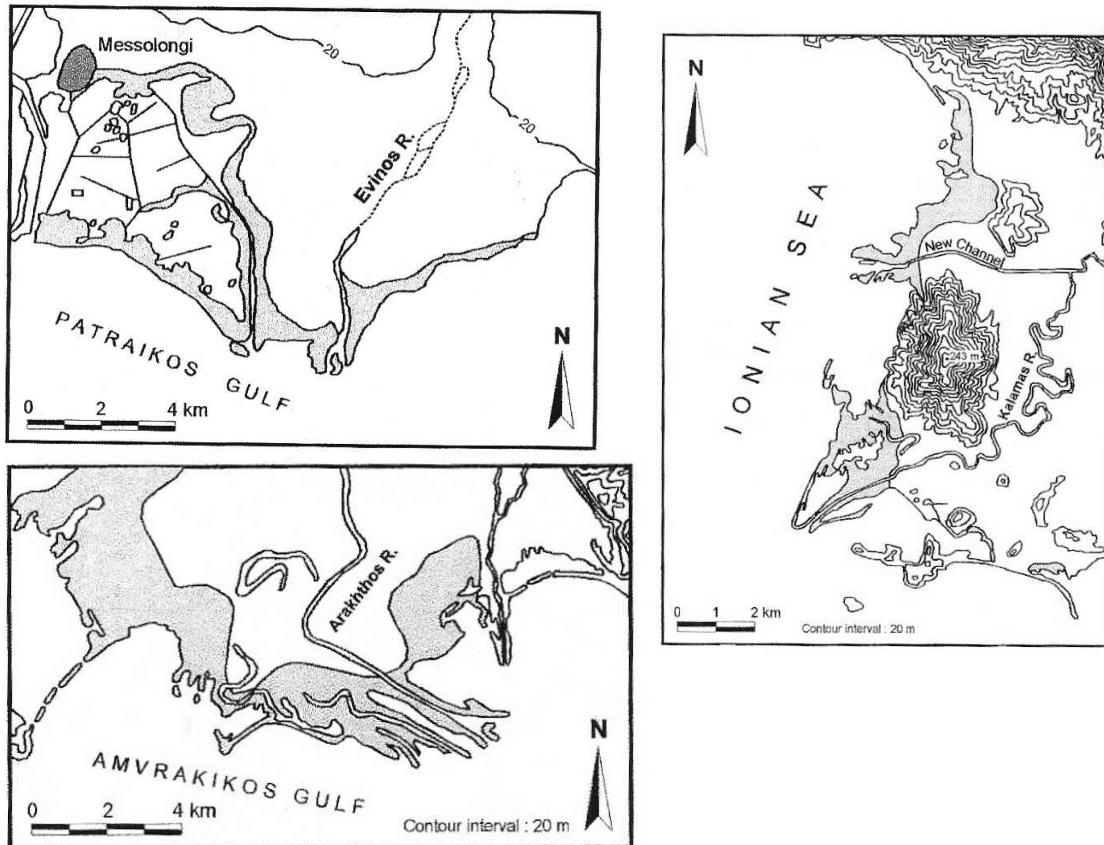


**Εικ. 16** Τοπογραφικοί χάρτες των δελταϊκών περιοχών των Αλιάκμονα-Αξιού (c) και Αλφειού (a) και υποχωρήσεις των ακτογραμμών (d) και (b) αντίστοιχα στην περίπτωση 0.5 και 1 m ανόδου της θαλάσσιας στάθμης (Poulos *et al.*, 2008).

Coastal area	Sea level rise (m)	Shoreline retreat Bruun's model (m)	Shoreline retreat due to		Total shore line retreat (m)	Inundated area (m <sup>2</sup> )
			Sea-level rise (m)	Coastal erosion (m)		
Alfios delta (north side)	0.5	51.1	175	15	190	224.100·10 <sup>3</sup>
	1.0	102.2	810	-110	700	682.925·10 <sup>3</sup>
Alfios delta (south side)	0.5	54.5	15-30	0-15	30	34.500·10 <sup>3</sup>
	1.0	109.0	10-100	400	400-450	343.500·10 <sup>3</sup>
Axios delta	0.5	52.7	250-2000	0	250-2000	10.825·10 <sup>6</sup>
	1.0	213.6	2000-2500	0	2000-2500	28.482·10 <sup>6</sup>
Aliakmon delta	0.5	63.6	50-1750	0	50-1750	4.875·10 <sup>6</sup>
	1.0	195.4	250-2500	0	250-2500	8.950·10 <sup>6</sup>
Loudias-Aliakmon Deltaic plain	0.5		500-2750	0	500-2750	8.900·10 <sup>6</sup>
	1.0		5000-6500	0	5000-6500	25.575·10 <sup>6</sup>

**Πίνακας 6** Υπολογισμοί της υποχώρησης της ακτογραμμής (σε μέτρα) και της επιφάνειας που θα κατακλυστεί σε ενδεχόμενη άνοδο της στάθμης της θάλασσας κατά 0.5 και 1 μέτρο, για διάφορες δελταϊκές περιοχές του Θερμαϊκού και Κυπαρισσιακού Κόλπου (Poulos *et al.*, 2008).

Παρομοίως, απεικονίζεται η νέα θέση της ακτογραμμής στις δελταϊκές περιοχές του Εύηνου, Αραχθού και Καλαμά (Εικ. 17) (Maroukian *et al.*, 2004) σε πιθανή άνοδο της στάθμης της θάλασσας 0.5 m. Τέλος, στην Εικ. 18 παρουσιάζεται η διαμόρφωση της κοίτης και γενικά της δελταϊκής περιοχής του Σπερχειού ποταμού κατά το 2100 και το 2500 εν οψει της ανοδικής πορείας της θαλάσσιας στάθμης (Ψωμιάδης 2010).



Εικ. 17 Θέσεις νέων ακτογραμμών για τις δελταϊκές περιοχές του Εύηνου, Καλαμά και Αραχθού σε περίπτωση άνοδου της θαλάσσιας στάθμης κατά **0.5 m** (Maroukian *et al.*, 2004).