ΧΑΡΟΚΟΠΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΓΡΑΦΙΑΣ



ΚΙΝΔΥΝΟΣ ΤΗΣ ΠΑΡΑΚΤΙΑΣ ΖΩΝΗΣ ΤΟΥ ΔΗΜΟΥ ΑΙΓΙΑΛΕΙΑΣ ΣΤΑ ΘΑΛΑΣΣΙΑ ΚΥΜΑΤΑ ΒΑΡΥΤΗΤΑΣ (TSUNAMI)

Πτυχιακή Εργασία

Σχίζας Κωνσταντίνος

ΑΘΗΝΑ, ΙΟΥΛΙΟΣ 2014

ΧΑΡΟΚΟΠΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΓΡΑΦΙΑΣ

ΚΙΝΔΥΝΟΣ ΤΗΣ ΠΑΡΑΚΤΙΑΣ ΖΩΝΗΣ ΤΟΥ ΔΗΜΟΥ ΑΙΓΙΑΛΕΙΑΣ ΣΤΑ ΘΑΛΑΣΣΙΑ ΚΥΜΑΤΑ ΒΑΡΥΤΗΤΑΣ (TSUNAMI)

Πτυχιακή Εργασία

Σχίζας Κωνσταντίνος

Α.Μ: 209102

Επιβλέπων Καθηγητής: Καρύμπαλης Ευθύμιος
(Αναπληρωτής Καθηγητής Τμήματος Γεωγραφίας)

Τριμελής επιτροπή εξέτασης

Καρύμπαλης Ευθύμιος
(Αναπληρωτής Καθηγητής Τμήματος Γεωγραφίας)

Σαπουτζάκη Καλλιόπη
(Καθηγήτρια Τμήματος Γεωγραφίας)

Παρχαρίδης Ισαάκ
(Αναπληρωτής Καθηγητής Τμήματος Γεωγραφίας)

ΑΘΗΝΑ, ΙΟΥΛΙΟΣ 2014

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ .....σελ 5

1: Περίληψη (Abstract) ……σελ 5-6
1.1: Γενικά για τον Κορινθιακό κόλπο .....σελ 7
1.2:Γεωγραφική τοποθέτηση της περιοχής μελέτης …….σελ 11

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2. ΔΗΜΟΓΡΑΦΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ .....σελ 12

2.1: Διοικητική οργάνωση του Δήμου Αιγιαλείας…….. σελ 12
2.2: Δημογραφικά Χαρακτηριστικά του Δήμου Αιγιαλείας…… σελ 13
2.2.1: Πραγματικός Πληθυσμός , Μέσος Ετήσιος Ρυθμός Μεταβολής και Πληθυσμιακή Πυκνότητα Δήμου Αιγιαλείας …….. σελ 13

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3. ΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ...σελ 17

3.1: Το κλίμα της Ελλάδας..... σελ 17
3.2: Μετεωρολογικά δεδομένα ……..... σελ 21

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4. ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΚΑΙ ΤΕΚΤΟΝΙΣΜΟΣ .....σελ 24

4.1: Η δομή της Γης ..... σελ 24
4.2:Η θεωρία των λιθοσφαιρικών πλακών..... σελ 25
4.3:Σεισμικότητα Ελληνικού χώρου..... σελ 26
4.4: Σεισμικότητα στη περιοχή του Κορινθιακού κόλπου …….. σελ 29
4.5: Γεωλογία του νομού Αχαίας …… σελ32
4.5.1: Γεωλογία περιοχής Βουραικου ……. σελ 35
4.5.2: Παλαιογεωγραφική εξέλιξη …….. σελ38
4.5.4: Γεωμορφολογία του νομού Αχαίας ……... σελ 45
4.6: Ανθρωπογενείς δραστηριότητες ...……..... σελ 48

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5. ΦΥΣΙΚΕΣ ΚΑΤΑΣΤΡΟΦΕΣ .....σελ 49

5.1: Γενικά.....σελ 49
5.2: Άνοδος θαλάσσιας στάθμης..... σελ 49
5.3: Η συμπεριφορά των ακτών στις μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης..... σελ 50
5.4: Αίτια μεταβολής θαλάσσιας στάθμης..... σελ 50
5.5: Μεταβολές θαλάσσιας στάθμης κατά το Ολόκαινο σελ51
5.6: Κλιματικά μοντέλα και σενάρια ανόδου της θαλάσσιας στάθμης έως το 2100..... σελ 52
5.7: Γενικά για τα tsunami ..... σελ 55
5.8: Γενεσιουργά αίτια των τσουνάμι ..... σελ 56
5.9: Τα κυματικά χαρακτηριστικά των τσουνάμι …….. σελ 63
5.10: Υψόμετρο διείσδυσης των πλημμυρικών ροών (run-up heights)..... σελ 64
5.11: Επικινδυνότητα των τσουνάμι στην Ελλάδα .....σελ 65
5.12: Μελέτη περίπτωσης: Μελέτη παλαιοτσουνάμι στον Κορινθιακό κόλπο..... σελ 69

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6. ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ ΚΑΙ ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΕΠΙΠΤΩΣΕΩΝ ΑΠΟ ΤΗΝ ΠΙΘΑΝΟΤΗΤΑ ΕΜΦΑΝΙΣΗΣ ΕΝΟΣ ΓΕΓΟΝΟΤΟΣ ΤΣΟΥΝΑΜ..σελ 70

6.1: Μεθοδολογίες που ακολουθούνται παγκοσμίως .....σελ 70
6.2: Δεδομένα …….....σελ 70
6.3: Μεθοδολογία …….. σελ 71
6.4: Ερμηνεία αποτελεσμάτων ……...σελ 77

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ.....σελ 90
7.1: Συμπεράσματα ……. σελ 90
7.2: Προτάσεις …… σελ 92
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ .....σελ 93

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1: ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Σκοπός της πτυχιακής αυτής εργασίας είναι ο καθορισμός των περιοχών τηςπαράκτιας ζώνης, σε τμήματα της περιοχής της Αιγιαλείας, που ενδέχεται να αντιμετωπίσουν πρόβλημα από ένα ενδεχόμενο κύμα tsunami. Τα κύματα αυτά αποτελούν μια από τις πιο καταστρεπτικές φυσικές παράκτιες διεργασίες που απειλούν τις χαμηλές παράκτιες περιοχές
Για τους σκοπούς της εργασίας χρησιμοποιήθηκε η τεχνολογία των Γεωγραφικών Συστημάτων Πληροφοριών και συγκεκριμένα το λογισμικό ArcGIS
10.1.2 Δημιουργήθηκε μια ψηφιακή βάση δεδομένων από τη τεχνολογία των Γεωγραφικών Συστημάτων Πληροφοριών με αναλογικούς χάρτες διαφόρων ειδών και κλιμάκων. Συγκεκριμένα τα πρωτογενή δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν ήταν 10 τοπογραφικά διαγράμματα των περιοχών μελέτης κλίμακας 1:5.000 της Γ.Υ.Σ, ένας γεωλογικός χάρτης της Ελλάδας, του Ι.Γ.Μ.Ε. κλίμακας 1:50.000 καθώς και ένας χάρτης χρήσεων γης, κλίμακας 1:100.000 του Ο.Κ.Χ.Ε. Ο δήμος Αιγιαλείας έχοντας μια χαμηλή παράκτια περιοχή ήπιας μορφολογίας είναι εκτεθειμένος σε παράκτιους φυσικούς κινδύνους , μεταξύ των οποίων και τα κύματα τσουνάμι. Η μεγάλη σε έκταση παράκτια ζώνη του που είναι εκτεθειμένη σε φαινόμενα ανύψωσης της θαλάσσιας στάθμης καθώς επίσης και σε τσουνάμι ,όπως επίσης και η θέση του μαζί με τις ιστορικές καταγραφές που αφορούν στην περιοχή ,συντέλεσαν στο να επιλεγεί αυτός ο χώρος σαν περιοχή μελέτης.
Διακρίθηκαν οι περιοχές χαμηλού υψομέτρου, εκτιμήθηκαν οι εκτάσεις που καταλαμβάνουν οι χαμηλές αυτές περιοχές των υψομετρικών ζωνών 0–4m, των 4–8m και των 8–20m καθώς και οι αντίστοιχες καλύψεις γης και τέλος εκτιμήθηκε το ποσοστό τους στο σύνολο της περιοχής που μελετήθηκε. Οι καλύψεις γης σε συνδυασμό με το υψόμετρο αποτέλεσαν τα κριτήρια για τον καθορισμό της επικινδυνότητας.
Τέλος έγιναν προτάσεις για τη λήψη μέτρων πρόληψης και αντιμετώπισης των πιθανών μελλοντικών αρνητικών επιπτώσεων από παρόμοιες παράκτιες ακραίες διεργασίες.

1: Abstract

Aim of this final work is the determination of regions of coastal area, in departments of region of Aigialeias, that face probably problem from a potential wave tsunami. This waves constitute one from the most calamitous natural coastal activities that threaten the low coastal regions.

For the aims of work were used the technology of Geographic Systems of Information and concretely computational ArcGIS 10.1.2. Were created a digital base of data from proportional maps of various types and scales. Concrete the primary data that were used they were 10 topographic diagrams of regions of study of scale 1:5.000 of G.Y.S, a geological map of Greece, Institute of Geological and Mineral Research. scale 1:50.000 as well as a map of uses of ground, scale 1:100.000 of O.K.CH.E. The municipality Aigialeias having a low coastal region of soft morphology is exposed in coastal natural dangers, between which also the waves tsounami. His big in extent coastal area that is his exposed in phenomena of elevation of marine level as well as in tsounami, as also and his place with the historical recordings that concern in the region, they contributed in is selected this space as region of study.

Were distinguished the regions of low altitude, were appreciated the extents that occupy this low regions of hypsometric areas 0-4m, 4-8m and 8-20m as well as the corresponding uses of ground and finally was appreciated their percentage of in its entirety region that was studied. The uses of ground in combination with the altitude constituted the criteria for the determination of venturousness.

Finally became proposals for the reception of metres of prevention and confrontation of likely future negative repercussions from similar coastal extreme activities.

1.1: ΓΕΝΙΚΑ ΓΙΑ ΤΟΝ ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟ ΚΟΛΠΟ

Η Ανατολική Μεσόγειος είναι γεωτεκτονικά μία από τις πιο πολύπλοκες περιοχές της υδρογείου όπου συναντώνται τρεις λιθοσφαιρικές πλάκες: η Ευρασιατική, η Αφρικανική και η πλάκα της Σαουδικής Αραβίας. Η πλάκα της Αφρικής κινείται προς Βορρά, δηλαδή προς την Ευρασιατική. Η πλάκα της Σαουδικής Αραβίας κινείται επίσης προς Βορρά αλλά με μεγαλύτερη ταχύτητα και συγκρούεται με την Ευρασιατική πλάκα. Η σύγκρουση αυτή αναγκάζει την ηπειρωτική μικρο-πλάκα της Τουρκίας να κινηθεί προς τα δυτικά, κατά μήκος του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας. Η κίνηση αυτή της Τουρκίας πιέζει τον ηπειρωτικό φλοιό του Αιγαίου από ανατολικά, το οποίο όμως είναι μπλοκαρισμένο από την δυτική πλευρά του. Ο ηπειρωτικός φλοιός του Αιγαίου, αφού δεν μπορεί να κινηθεί προς Βορρά, Δύση και Ανατολή, παραμορφώνεται και αναγκάζεται να «ξεφύγει» προς Νότο. Στη διαδικασία της διαφυγής της μικρο-πλάκας του Αιγαίου προς Νότο, ο λιθοσφαιρικός φλοιός σπάει σε διάφορες ζώνες, οι οποίες σε γενικές γραμμές είναι παράλληλες με το Ελληνικό Τόξο, δηλαδή το νοητό τόξο που περιλαμβάνει τα Ιόνια νησιά, την Κρήτη, την Κάρπαθο και τη Ρόδο. Το Ελληνικό Τόξο αποτελεί το όριο μεταξύ της μικρο-πλάκας του Αιγαίου και της Αφρικανικής πλάκας, η οποία βυθίζεται κάτω από αυτό. Όλες αυτές οι κινήσεις και οι παραμορφώσεις των λιθοσφαιρικών πλακών και μικρο-πλακών γίνονται αντιληπτές με τους συχνούς, μικρούς και μεγάλους σεισμούς που εκδηλώνονται στην περιοχή.

Μία από τις ζώνες παραμόρφωσης του ηπειρωτικού φλοιού του Αιγαίου είναι και ο Κορινθιακός Κόλπος. Είναι μια σχετικά πρόσφατη γεωλογική δομή που άρχισε να δημιουργείται πριν από 4-5 εκατομμύρια χρόνια και κόβει σχεδόν κάθετα την ορεινή ραχοκοκαλιά της Ελλάδας . Πριν τη δημιουργία του Κορινθιακού, η Πελοπόννησος ήταν ενωμένη με την Κεντρική Ελλάδα και οι οροσειρές της Κεντρικής Ελλάδας συνεχίζονταν στην Πελοπόννησο. **(Πηγή: http://www.hcmr.gr/)**

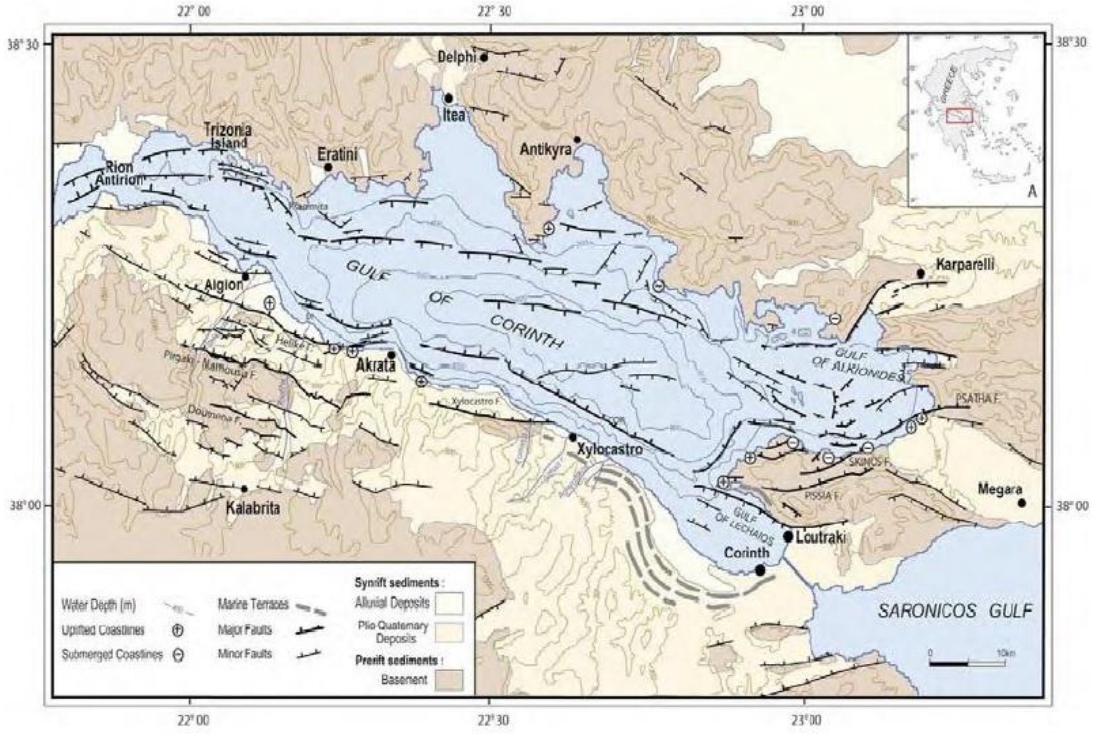
Ο Κορινθιακός κόλπος αποτελεί ένα ευρύ τεκτονικό βύθισμα με υψηλούς ρυθμούς απομάκρυνσης, μεταξύ των δυο τεμαχών, της Πελοποννήσου και της Στερεάς Ελλάδας. Το μήκος του είναι περίπου 100 Km και το μέγιστο πλάτος 40 Km, χωρίζοντας την ηπειρωτική Ελλάδα από την Πελοπόννησο (Doutsos, 1990). Η ρηξιγενής τεκτονική της Κορινθιακής τάφρου επηρεάζει άμεσα την περιοχή μελέτης, αφού είναι ενεργή μέχρι και σήμερα. Μέσα σε αυτό το τεκτονικό πλαίσιο, ο Κορινθιακός κόλπος θεωρείται ότι είναι αποτέλεσμα είτε της οπισθοχώρησης της καταβυθιζόμενης Αφρικανικής πλάκας είτε ότι διαμορφώθηκε στην απόληξη του ρήγματος μετασχηματισμού της Ανατολίας που προελαύνει προς την Ελληνική ηπειρωτική μάζα τα τελευταία 5 εκ. χρόνια, λόγω της προς δυσμάς εξώθηση της πλάκας της Ανατολίας, ή ότι οφείλεται σε ένα συνδυασμό αυτών των δυο κύριων μηχανισμών (Doutsos and Kokkalas, 2001). Η Κορινθιακή τάφρος διαχωρίζεται σε

επιμέρους λεκάνες, οι οποίες παρουσιάζουν διαφορετική βύθιση και τα εστιακά βάθη των σεισμών δεν ξεπερνούν τα 15 km. Αυτός ο διαχωρισμός οφείλεται στην ασυμμετρία (graben) της τάφρου (Brooks & Ferentinos 1984). Η απόθεση των Πλειοκαινικών ιζημάτων της τάφρου της Κορίνθου ελέγχεται και τροποποιείται από δύο διακριτά συστήματα ρηγμάτων (Doutsos et al., 1988) (Εικόνα 1):

α) ένα κύριο σύστημα ΔΒΔ κανονικών ρηγμάτων, συνοδευόμενο από ΒΒΑ διεύθυνσης ρήγματα μεταβίβασης.

β) ένα δευτερεύον σύστημα ΑΒΑ κανονικών ρηγμάτων και ΒΒΔ ρηγμάτων

μεταβίβασης (Zelilidis et al. 1988, Doutsos and Kokkalas 2001).



Εικόνα 1 : Γενικός τεκτονικός χάρτης της περιοχής του Κορινθιακού Κόλπου (Armijo et al., 1996).

Τα ΔΒΔ-ρήγματα που είναι και τα πιο σημαντικά ελέγχουν την εξέλιξη μιας σειράς σχεδόν παράλληλων ασύμμετρων τάφρων από νοτιοδυτικά προς βορειοανατολικά. Τα πρανή αυτών των ρηγμάτων διαμορφώνουν σημαντικό τμήμα του αναγλύφου και παρουσιάζουν συχνά διαφορετικές διευθύνσεις γραμμών ολίσθησης κατά μήκος τους, υποδηλώνοντας διαφορετικές φάσεις παραμόρφωσης και στροφές του πεδίου τάσεων στην περιοχή. Επίσης χαρακτηριστική ιδιότητα των ρηγμάτων αυτών είναι η

κατάτμησή τους σε τμήματα, η οποία προκαλεί πολύπλοκη αλληλεπίδραση μεταξύ διαφορετικών ρηγμάτων και υποδηλώνει έντονη σεισμική δραστηριότητα στην περιοχή (Κουκουβέλας et al. 2010). Τέλος, η τεκτονική δράση διαμορφώνει το ανάγλυφο στο φαράγγι του Βουραϊκού και τα ρήγματα τα οποία επηρεάζουν το φαράγγι έχουν ΔΒΔ – ΑΝΑ διεύθυνση, παράλληλη με το σύστημα ρηγμάτων του Κορινθιακού κόλπου.

Πολλοί ερευνητές, διαφόρων ειδικοτήτων, από ελληνικά, ευρωπαϊκά και αμερικανικά ερευνητικά ιδρύματα και πανεπιστήμια ασχολήθηκαν με την μελέτη των γεωλογικών διεργασιών στον Κορινθιακό Κόλπο τα τελευταία 20-25 χρόνια και ιδιαίτερα μετά τον καταστροφικό σεισμό του Αιγίου το 1995**.** Το γεγονός αυτό κάθε άπαρά τυχαίο είναι, αφού ο Κορινθιακός Κόλπος είναι μία από τις πιο σεισμικές περιοχές, με ενεργά ρήγματα, μεγάλες κατακόρυφες και οριζόντιες παραμορφώσεις, χερσαίες και υποθαλάσσιες κατολισθήσεις, τσουνάμι κλπ.
Από τις μελέτες που έχουν γίνει έχει διαπιστωθεί ότι οι δύο ακτές του Κόλπου (της Πελοποννήσου και της Στερεάς Ελλάδας) απομακρύνονται με μέσο ρυθμό 1-1,5 μέτρο ανα 1000 έτη**.**

Ταυτόχρονα, η Βόρεια Πελοπόννησος ανυψώνεται με μέσο ρυθμό 1-1,3 μέτρα ανά 1000 έτη ενώ οι ακτές της Στερεάς Ελλάδας βυθίζονται με τον ίδιο περίπου ρυθμό. Ενδεικτικά αναφέρεται ότι με γεωδαιτικές μεθόδους διαπιστώθηκε ότι ο σεισμός του Αιγίου το 1995 προκάλεσε 12 χιλιοστά βύθιση στο Ακρωτήριο Ψαρομύτα.

Η δράση των υποθαλάσσιων ρηγμάτων έχει σαν αποτέλεσμα τη συνεχή βύθιση του πυθμένα του Κορινθιακού Κόλπου με ρυθμό 3,6 μέτρα ανά 1000 έτη. Ταυτόχρονα όμως στον βυθό αποτίθενται τα φερτά υλικά, που μεταφέρονται από τα ποτάμια που αποστραγγίζουν την περιξ του κόλπου περιοχή. Τα υλικά αυτά αποτίθενται στον βυθό του Κόλπου με ρυθμό 2,5 μέτρα στα χίλια χρόνια περίπου. Έτσι τελικά ο κόλπος βαθαίνει με ρυθμό 1-1,5 μέτρο στα χίλια χρόνια. Στον βυθό του Κορινθιακού Κόλπου έχουν αποτεθεί ιζήματα συνολικού πάχους 2.200 μέτρων. Αν υπολογισθεί και το βάθος των 870 μέτρων του βυθού, τότε η συνολική βύθιση της λεκάνης είναι περίπου 3000 μέτρα στα τελευταία 1-1,5 εκατομμύρια χρόνια.
Οι απότομες υποθαλάσσιες πλαγιές του κόλπου ευνοούν την εκδήλωση υποθαλάσσιων κατολισθήσεων και αυτές με τη σειρά τους την δημιουργία κύματα τσουνάμι. Πολλές υποθαλάσσιες κατολισθήσεις έχουν χαρτογραφηθεί και πολλά τσουνάμι έχουν καταγραφεί από τους ιστορικούς χρόνους μέχρι πρόσφατα.

Το μεγαλύτερο τσουνάμι στον Κορινθιακό Κόλπο ήταν αυτό που ακολούθησε τον σεισμό του 373 π.Χ. και κατέστρεψε την Αρχαία Ελίκη στην περιοχή μεταξύ Αιγίου και Διακοφτού. Υποθαλάσσιες κατολισθήσεις και παράκτιες ολισθήσεις έγιναν και με

τον σεισμό του Αιγίου, τόσο στην περιοχή του Ελαιώνα - Αιγίου όσο και στην Ερατεινή στην απέναντι ακτή της Στερεάς.

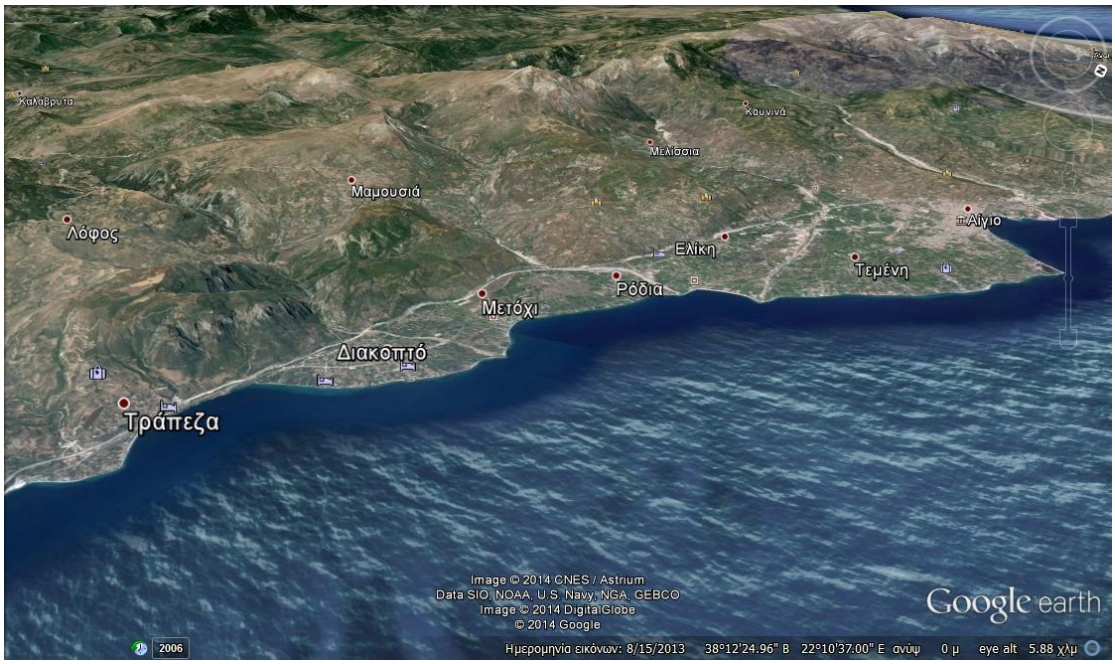
Στη διάρκεια της τελευταίας παγετώδους περιόδου η στάθμη της θάλασσας ήταν 120-125 μέτρα χαμηλότερα από την σημερινή στάθμη. Η αντίστοιχη στάθμη του νερού στον Κορινθιακό Κόλπο την ίδια εποχή ήταν 77-78 μέτρα χαμηλότερα από την σημερινή. Το βάθος στο στενό Ρίου-Αντίρριου είναι 60 μέτρα. Επομένως ο Κορινθιακός κατά την τελευταία παγετώδη περίοδο είχε μετατραπεί σε λίμνη αποκλεισμένη από την θάλασσα. Ο Κόλπος ενώθηκε με το Ιόνιο Πέλαγος πριν από 12-13 χιλιάδες χρόνια, όταν η άνοδος της στάθμης της θάλασσας κάλυψε τον «ισθμό» Ρίου-Αντιρρίου και τα νερά εισχώρησαν στον Κορινθιακό. **(Πηγή: http://politesfokidas.blogspot.gr/2010/03/blog-post_28.html)**

1.2: ΑΙΓΙΑΛΕΙΑ

Ο Δήμος Αιγιαλείας είναι δήμος της Περιφέρειας Δυτικής Ελλάδας που συστάθηκε με το Πρόγραμμα Καλλικράτης από την συνένωση των προϋπαρχόντων δήμων Αιγείρας, Ερινεού, Διακοπτού, Συμπολιτείας, Ακράτας και Αιγίου. Τα όριά του συμπίπτουν με την παλαιότερη Επαρχία Αιγιαλείας.(Πρόγραμμα Καλλικράτης - ΦΕΚ Α87 της 07/06/2010)

Ο Δήμος Αιγιάλειας καταλαμβάνει το βορειοανατολικό τμήμα του νομού Αχαΐας. Συνορεύει στα βόρειο-δυτικά με το νομό Πατρεών, νότια με τους δήμους Ερυμάνθου και Καλαβρύτων, δυτικά με το νομό Κορινθίας (δήμοι Ξυλοκάστρου και Συκιωνίων), ενώ ολόκληρη η βόρεια πλευρά βρέχεται από τη θάλασσα του Κορινθιακού Κόλπου.

Η έκταση του δήμου είναι 729,42 τ.χλμ. και ο πληθυσμός 49.872 κάτοικοι, σύμφωνα με την απογραφή του 2011. Ως έδρα έχει οριστεί το Αίγιο.



Δορυφορική εικόνα όπου απεικονίζεται η παράκτια ζώνη της Αιγιάλειας, Πηγή: Google Earth

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2. ΔΗΜΟΓΡΑΦΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

Δεδομένου ότι ένα ενδεχόμενο κύμα tsounami αναμένεται να έχει αρνητικές συνέπειες στην παράκτια ζώνη του δήμου, όπου η ανθρώπινη παρουσία και δραστηριότητα είναι έντονη, κρίθηκε σκόπιμη η αναφορά στα πληθυσμιακά χαρακτηριστικά του δήμου.

2.1: Διοικητική οργάνωση του Δήμου Αιγιάλειας

Ο Δήμος Αιγιάλειας αποτελεί το δεύτερο μεγαλύτερο σε πληθυσμό δήμο από τους πέντε δήμους της περιφερειακής ενότητας Αχαΐας. Ο πληθυσμός και η έκταση των πέντε δήμων της Αχαΐας παρουσιάζονται στον ακόλουθο πίνακα:

Πίνακας 1: Πρόγραμμα Καλλικράτης –Πληθυσμός και έκταση των νέων δήμων του νομού Αχαΐας

Δήμος	Πραγματικός πληθυσμός	% επί του πληθυσμού του Νομού	Έκταση (τ.χμ.)	% επί της έκτασης του Νομού
Πατρέων	202.757	62,81	334,858	10,24
Ερυμάνθου	13.162	4,08	582,139	17,79
Δυτικής Αχαΐας	31.275	9,69	573,300	17,52
Καλαβρύτων	17.602	5,45	1.058,147	32,34
Αιγιαλείας	57.993	17,97	723,063	22,10

Πηγή: Νόμος 3852/2010 (Πρόγραμμα Καλλικράτης) και ΕΛ.ΣΤΑΤ.(απογραφή 2001)

Σύμφωνα με τα προσωρινά αποτελέσματα της απογραφής πληθυσμού 2011, ο Μόνιμος πληθυσμός(είναι ο αριθμός των ατόμων που έχουν τη συνήθη διαμονή τους σε κάθε περιφέρεια, νομό, δήμο/κοινότητα, δημοτικό/κοινοτικό διαμέρισμα και αυτοτελή οικισμό) του Δήμου Αιγιαλείας έχει μειωθεί κατά 7,2%. Η μείωση αυτή προήλθε από τη μείωση του ανδρικού πληθυσμού, η οποία είναι κατά 9,5% και του γυναικείου πληθυσμού κατά 4,8%.

Πίνακας 2: Μεταβολή του Μόνιμου Πληθυσμού του Δήμου Αιγιάλειας μεταξύ των απογραφών 2001 και 2011

Απογραφή	Άνδρες	Γυναίκες	Σύνολο
2001	27.085	26.500	53.585
2011	24.520	25.220	49.740
Ποσοστιαία (%) Μεταβολή	-9,5	-4,8	-7,2

Πηγή: ΕΛ.ΣΤΑΤ

2.2: Δημογραφικά Χαρακτηριστικά του Δήμου Αιγιάλειας

2.2.1: Πραγματικός Πληθυσμός , Μέσος Ετήσιος Ρυθμός Μεταβολής και Πληθυσμιακή Πυκνότητα Δήμου Αιγιάλειας

Τα πληθυσμιακά και δημογραφικά χαρακτηριστικά του Δήμου Αιγιάλειας βασίζονται στην ανάλυση των δεδομένων της Απογραφής του Πληθυσμού(είναι ο αριθμός των ατόμων που βρέθηκαν παρόντα κατά την ημέρα της απογραφής, σε κάθε περιφέρεια, νομό δήμο/κοινότητα, δημοτικό/κοινοτικό διαμέρισμα και αυτοτελή οικισμό) των ετών 1991 και 2001 που διενέργησε η Εθνική Στατιστική Υπηρεσία Ελλάδος(ΕΣΥΕ). Παράλληλα γίνεται συγκριτική αναφορά της εξέλιξης της πληθυσμιακής κατανομής του Δήμου με αυτήν της ευρύτερης περιοχής του, σε νομαρχιακό και περιφερειακό επίπεδο.

Σύμφωνα με τα στοιχεία της ΕΣΥΕ, κατά τη διάρκεια της δεκαετίας 1991 και 2001 σημειώθηκε μικρή αύξηση του πληθυσμού του Δήμου Αιγιάλειας κατά 2,4%(από 56.638 κατοίκους το 1991 σε 57.993 κατοίκους το 2001). Ο πληθυσμός του δήμου αντιστοιχεί (το 2001) στο 18% του πληθυσμού της Περιφερειακής Ενότητας Αχαΐας (σε σύνολο 322.789 ατόμων) και στο 7,8% της Περιφέρειας Δυτικής Ελλάδας (σε σύνολο 740.506 ατόμων).

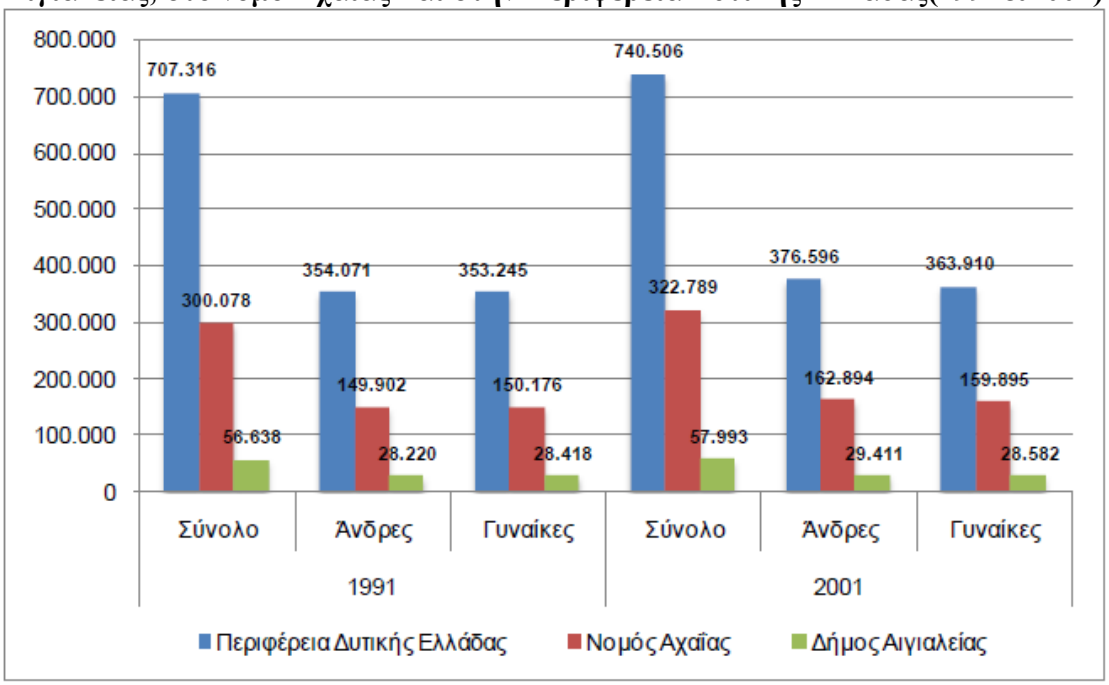
Ανά φύλλο η αύξηση του πληθυσμού κυμάνθηκε στο 4,2% για τους άνδρες και στο 0,6%για τις γυναίκες, καθώς το 2001 ο ανδρικός πληθυσμός ανήλθε στους 29.411 κατοίκους και ο γυναικείος στις 28.582 κατοίκους. Θα πρέπει να σημειωθεί ως η ποσοστιαία αύξηση του πληθυσμού του Δήμου Αιγιάλειας (αύξηση 2,4%) είναι αρκετά μικρότερη από την αντίστοιχη αύξηση σε επίπεδο Περιφέρειας Δυτικής Ελλάδας (αύξηση 4,7%), πολύ περισσότερο δε από την αντίστοιχη αύξηση σε επίπεδο Περιφερειακής Ενότητας Αχαΐας.

Πίνακας 3: Πληθυσμιακή Κατανομή συνολικά και ανά φύλλο στο Δήμο Αιγιάλειας, στο Νομό Αχαΐας και στη Περιφέρεια Δυτικής Ελλάδας (1991,2001)

Πραγματικός πληθυσμός	1991			2001			Ποσοστιαία Μεταβολή 2001/1991		
	Σύνολο	Άνδρες	Γυναίκες	Σύνολο	Άνδρες	Γυναίκες	Σύνολο	Άνδρες	Γυναίκες
Περιφέρεια Δυτικής Ελλάδας	707.316	354.071	353.245	740.506	376.596	363.910	4,7	6,4	3,0
Νομός Αχαΐας	300.078	149.902	150.176	322.789	162.894	159.895	7,6	8,7	6,5
Δήμος Αιγιαλείας	56.638	28.220	28.418	57.993	29.411	28.582	2,4	4,2	0,6

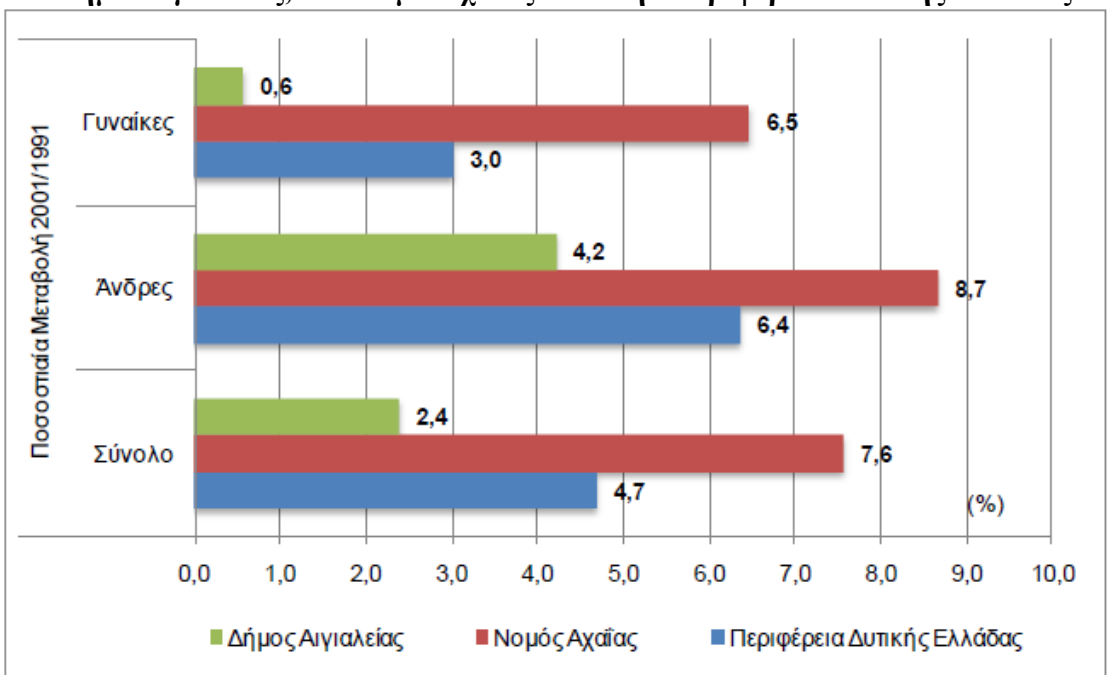
Πηγή: ΕΣΥΕ- Απογραφές 1991&2001

Γράφημα 1: Πληθυσμιακή κατανομή συνολικά και ανά φύλλο στο Δήμο Αιγιάλειας, στο νομό Αχαΐας και στην Περιφέρεια Δυτικής Ελλάδας(1991&2001)



Πηγή: ΕΣΥΕ-Απογραφές 1991&2001

Γράφημα 2: Ποσοστιαία πληθυσμιακή μεταβολή 2001/1991 συνολικά ανά φύλο στο Δήμο Αιγιάλειας, στο Νομό Αχαΐας και στην Περιφέρεια Δυτικής Ελλάδας



Πηγή: ΕΣΥΕ-Απογραφές 1991&2001

Εξετάζοντας ανά Δημοτική Ενότητα την πληθυσμιακή εξέλιξη ανάμεσα στις Απογραφές 1991 και 2001, παρατηρείται σημαντική αύξηση κατά 1.564(ή κατά 28,5%) καταγράφηκε στη Δ.Ε Ακράτας. Στη συγκεκριμένη Δ.Ε ο ρυθμός αύξησης του ανδρικού πληθυσμού (32,1%)ήταν μεγαλύτερος από το ρυθμό αύξησης του γυναικείου πληθυσμού (24,8%). Από την άλλη πλευρά, σημαντική μείωση του πραγματικού πληθυσμού καταγράφηκε στη Δ.Ε Αιγίου , ο πληθυσμός της οποίας μειώθηκε κατά 4% και ο γυναικείος πληθυσμός κατά 3.6%.
Η Δ.Ε Αιγίου είναι η πολυπληθέστερη κατά τα απογραφικά έτη 1991 και 2001, καθώς το 1991οι κάτοικοι της αποτελούσαν το 51% του συνολικού πληθυσμού των έξι πρώην δήμων (νυν Δημοτικές Ενότητες), ποσοστό το οποίο, το 2001 έπεσε στο 48%. Επίσης, το 2001, το 13,5% του συνολικού πληθυσμού του νέου Δήμου ανήκε στη Δ.Ε Συμπολιτείας, το 12,2% στη Δ.Ε Ακράτας , το 12,1% στη Δ.Ε Διακοπτού, το 7,8% στη Δ.Ε Αιγείρας και το 6,5% στη Δ.Ε Ερινεού.

Πίνακας 4: Πληθυσμιακή κατανομή και μεταβολές συνολικά και ανά φύλο στο Δήμο Αιγιάλειας ανά Δημοτική Ενότητα(1991&2001)

Πραγματικός πληθυσμός		1991			2001		
		Σύνολο	Άνδρες	Γυναίκες	Σύνολο	Άνδρες	Γυναίκες
ΔΗΜΟΣ ΑΙΓΙΑΛΕΙΑΣ		56.638	28.220	28.418	57.993	29.411	28.582
ΔΗΜΟΤΙΚΗ ΕΝΟΤΗΤΑ	Αιγίου	28.903	14.307	14.596	27.812	13.735	14.077
	Συμπολιτείας	7.326	3.636	3.690	7.840	4.045	3.795
	Ερινεού	3.683	1.833	1.850	3.768	1.886	1.882
	Διακοπτού	7.023	3.580	3.443	7.005	3.640	3.365
	Ακράτας	5.492	2.767	2.725	7.056	3.656	3.400
	Αιγείρας	4.211	2.097	2.114	4.512	2.449	2.063
ΜΕΤΑΒΟΛΗ 1991-2001		ΣΕ ΑΠΟΛΥΤΟΥΣ ΑΡΙΘΜΟΥΣ:			ΠΟΣΟΣΤΙΑΙΑ (%):		
ΔΗΜΟΣ ΑΙΓΙΑΛΕΙΑΣ		1.355	1.191	164	2,4	4,2	0,6
ΔΗΜΟΤΙΚΗ ΕΝΟΤΗΤΑ	Αιγίου	-1.091	-572	-519	-3,8	-4,0	-3,6
	Συμπολιτείας	514	409	105	7,0	11,2	2,8
	Ερινεού	85	53	32	2,3	2,9	1,7
	Διακοπτού	-18	60	-78	-0,3	1,7	-2,3
	Ακράτας	1.564	889	675	28,5	32,1	24,8
	Αιγείρας	301	352	-51	7,1	16,8	-2,4

Πηγή: ΕΣΥΕ-Απογραφές 1991&2001

Γράφημα 3: Ποσοστιαία κατανομή συνολικά και ανά φύλλο στις Δημοτικές Ενότητες του Δήμου Αιγιάλειας(1991&2001)



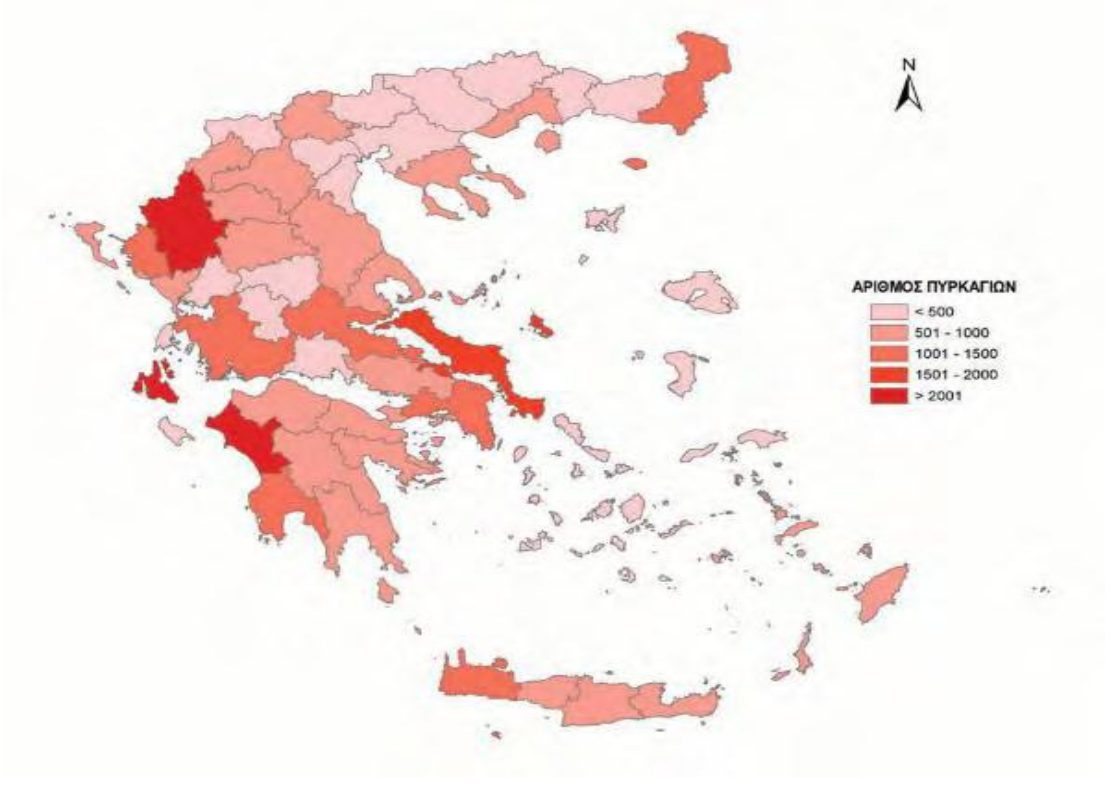
Πηγή: ΕΣΥΕ-Απογραφές 1991&2001

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3. ΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ

Το κλίμα της Ελλάδας

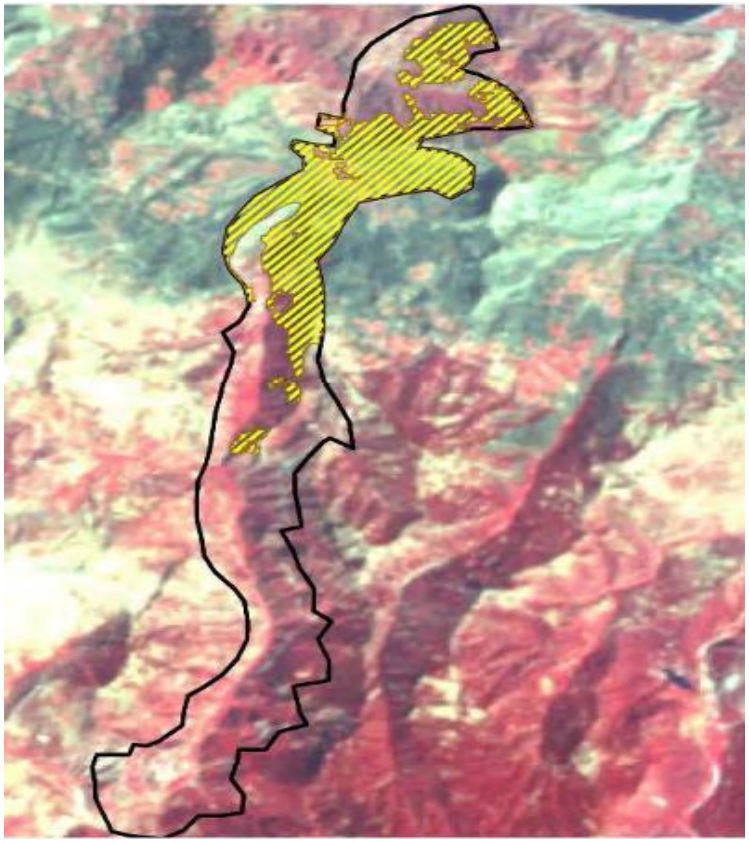
Το κλίμα της Ελλάδας, σύμφωνα με όλες τις κλιματικές ταξινομήσεις από πλευράς μακροκλίματος, είναι μεσογειακό-εύκρατο, με κύρια χαρακτηριστικά γνωρίσματα τη μεγάλη ηλιοφάνεια και την ξηρασία, ιδίως κατά τους θερινούς μήνες, την περιορισμένη εποχή των βροχών και τους ήπιους χειμώνες. Έτσι, δεν υπάρχουν εξαιρετικά υψηλές θερμοκρασίες ούτε όμως και ιδιαίτερα χαμηλές.
Η Ελλάδα επομένως αποτελεί μια περιοχή με πολλές διαφοροποιήσεις στο κλίμα της, λόγω φυσικογεωγραφικών και δυναμικών παραγόντων (Παυλόπουλος Κ., 1997). Οι κυριότεροι παράγοντες διαμόρφωσης του κλίματος της χώρας είναι η ηλιακή ακτινοβολία που δέχεται, η κυκλοφορία των αέριων μαζών, η μορφολογία του αναγλύφου, οι εποχιακοί και τοπικοί άνεμοι που πνέουν σε μια περιοχή, η απόσταση από τις θαλάσσιες μάζες, η διαφοροποίηση του υψομέτρου και η βλάστηση.
Εξαιτίας του ποικιλόμορφου αναγλύφου της, το κλίμα της Ελλάδας ποικίλει από περιοχή σε περιοχή. Σημαντικότατο ρόλο στη διαμόρφωση του κλίματος της χώρας παίζει η οροσειρά της Πίνδου. Ο ορεινός αυτός όγκος έχοντας διεύθυνση Β.Δ.-Ν.Α. αποτελεί ένα φυσικό φράγμα που εμποδίζει τους υετοφόρους δυτικούς και νοτιοδυτικούς ανέμους να διασχίσουν την Ανατολική Ελλάδα, οπότε ανεβαίνουν ψηλά, ψύχονται, υγροποιούνται και προκαλούν πολλές βροχές στην δυτική Ελλάδα. Στη συνέχεια κατεβαίνουν θερμοί και ξηροί στην Ανατολική Ελλάδα. Επιπλέον στην Ανατολική Ελλάδα φτάνουν οι βόρειοι και βορειοανατολικοί άνεμοι, με αποτέλεσμα κατά τη χειμερινή περίοδο να επικρατούν χαμηλές θερμοκρασίες και παγετός. Οι άνεμοι αυτοί δεν επηρεάζουν τη Δυτική Ελλάδα, που προστατεύεται από την οροσειρά της Πίνδου (Εγκυκλοπαίδεια «Grand Larousse», τόμος 5ος, 2001, σελ.134).
Σημαντικό ρόλο στη διαμόρφωση του κλίματος της Ελλάδας παίζει το μικρό πλάτος του ηπειρωτικού της κορμού και ο μεγάλος θαλάσσιος διαμελισμός της. Όλα σχεδόν τα σημεία της βρίσκονται κοντά στη θάλασσα κι έτσι από το νοτιότερο άκρο της μέχρι τις βόρειες ακτές οι χειμώνες είναι ήπιοι και τα καλοκαίρια δροσερά ενώ οι χιονοπτώσεις είναι περιορισμένες σε σύγκριση με άλλες χώρες της Ευρώπης.
Τέλος, εξαιτίας του πλούσιου κάθετου και οριζόντιου διαμελισμού της διακρίνουμε μια ποικιλία κλιματικών τύπων όπως: κλίμα ορεινό (συναντάται σε περιοχές με μεγάλο υψόμετρο), κλίμα ηπειρωτικό (συναντάται στη βόρεια Ελλάδα Κεφάλαιο 4ο Κλιματολογικά Χαρακτηριστικά και στο εσωτερικό της Ηπείρου και της Θεσσαλίας), κλίμα εύκρατο θαλάσσιο (συναντάται στα Νησιά του Αιγαίου, Αττική, Εύβοια, ανατολική Θεσσαλία, Κρήτη) και κλίμα μεσογειακό θαλάσσιο (Ιόνια νησιά, Δυτική Ελλάδα και βορειοδυτική Πελοπόννησος).
Αξίζει να σημειωθεί πως οι γεωμορφολογικές διεργασίες που διαδραματίζουν σημαντικό ρόλο στη διαμόρφωση του αναγλύφου σε ένα τόπο συνδέονται άμεσα με τις κλιματολογικές συνθήκες. Η θερμοκρασία του αέρα και τα ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα αποτελούν δύο από τους κυριότερους παράγοντες καθορισμού του είδους (χημική, μηχανική) και της ταχύτητας αποσάθρωσης των πετρωμάτων. Η ένταση, η συχνότητα και η διεύθυνση του ανέμου αποτελούν στοιχεία που επηρεάζουν την ένταση, το ύψος και τη διεύθυνση πρόσπτωσης του κυματισμού στις παράκτιες περιοχές (Pethic J., 1984).
Η κατανομή της κυματικής ενέργειας κατά μήκος της ακτογραμμής αποτελεί

έναν από τους κυριότερους παράγοντες διαμόρφωσης των ακτών. Η αλληλεπίδραση μεταξύ παραγόντων όπως η λιθολογία των σχηματισμών που δομούν την παράκτια ζώνη και η ανθεκτικότητα τους στη διάβρωση, η κυματική ενέργεια και τα παράκτια ρεύματα, η απόθεση φερτών υλικών από τους χείμαρρους και του κλιματικού καθεστώτος που επικρατεί, αποτελούν τις κύριες αιτίες διαμόρφωσης του σημερινού παράκτιου περιβάλλοντος της περιοχής μελέτης.
Η εκδήλωση κατολισθήσεων μπορεί να οφείλεται σε πολλά αίτια, τα οποία αναφέρονται κυρίως σε γεωλογικούς, γεωμορφολογικούς, κλιματικούς και ανθρωπογενείς παράγοντες. Επηρεάζουν τους τεχνικογεωλογικούς χαρακτήρες των γεωλογικών σχηματισμών μιας περιοχής και προτεραιότητα στην αστάθεια των πρανών καταλαμβάνει η τεκτονική καταπόνηση και η αποσάθρωση που προκαλείται από τον συνδυασμό των θερμοκρασιακών μεταβολών με την υγρασία. Το καταστροφικό έργο ολοκληρώνει η διάβρωση που οφείλεται στην επενέργεια των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων (νερού, χιονιού), όπως συμβαίνει και στην περιοχή του Βουραϊκού. Ο Βουραϊκός βρίσκεται στις περιοχές με σημαντικό κίνδυνο από την εκδήλωση πυρκαγιών και έχουν σημειωθεί αρκετές κατά μήκος του ποταμού με την πάροδο του χρόνου (Εικόνα 2). Από τις πλέον καταστροφικές πυρκαγιές για την περιοχή ήταν τον Αύγουστο του 2007, που αποτέφρωσε χιλιάδες στρέμματα γης, αλλά και σημαντικό μέρος της βόρειας περιοχής του Βουραϊκού.



Εικόνα 2 : Συνολικός αριθμός πυρκαγιών που καταγράφηκαν τη χρονική περίοδο 1983-2008 ανά νομό (Τσαγκάρη Κ., Γ. Καρέτσος και Ν. Προύτσος, 2011).

Συνολικά, ο απολογισμός των καταστροφικών πυρκαγιών του Αύγουστου 2007 περιλαμβάνει εντός της προστατευόμενης περιοχής Χελμού – Βουραϊκού έκταση 6.362 στρέμματα, δηλαδή το 29,2% του συνόλου της (Εικόνα 3).



Εικόνα 3: Οριοθέτηση καμένων εκτάσεων στην προστατευόμενη περιοχή του φαραγγιού Βουραϊκού (WWF Ελλάς, Α.Π.Θ. et al., 2007).



Εικόνα 4: Πτώση καμένων κορμών δέντρων στα πρανή του φαραγγιού από την πυρκαγιά του 2007 (Ημερομηνία λήψης: 2012).

Συνολικά εκτιμάται ότι κάηκαν 975.180 στρέμματα φυσικής φυτοκάλυψης, εκ των οποίων τα 768.544 στρέμματα (78,8%) δεν εντάσσονται στο σύστημα προστατευόμενων περιοχών Natura 2000 της περιοχής του Βουραϊκού.

3.2: ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ

Χαρακτηριστικά του κλίματος της περιοχής μελέτης
Στην πεδινή-ημιπεδινή περιοχή βόρεια της περιοχής μελέτης το μέσο ετήσιο ύψος βροχοπτώσεων είναι 600mm ενώ στην ορεινή ζώνη κυμαίνεται μεταξύ 1000-1200mm (Sigma & Γεωγνώση, 1995). Για την ευρύτερη περιοχή του νομού ο Δ. Ρόζος (1989) αναφέρει ότι το μέσο ετήσιο ύψος ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων πλησίον των ακτών κυμαίνεται από 600-1000mm ενώ στις ορεινές φτάνει τα 1600mm. Ο μέσος όγκος νερού όπως υπολογίστηκε με τη μέθοδο των ισοϋετών καμπυλών από τον Βουδούρη (1995) για τη λεκάνη του ποταμού Φοίνικα για την περίοδο 1975-1991, ισούται με 99,7*106m³ το οποίο αντιστοιχεί σε μέσο ετήσιο ύψος βροχόπτωσης 991,1mm για την εν λόγω λεκάνη. Ένα άλλο σημαντικό στοιχείο για την περιοχή είναι ότι κατά τη χειμερινή περίοδο περιοχές με υψόμετρο μεγαλύτερο των 600μ καλύπτονται από χιόνι. Επιπλέον το καλοκαίρι προκαλούνται καταιγίδες από ισχυρά ανοδικά ρεύματα που κινούνται από την πεδινή ζεστή περιοχή προς την ορεινή ψυχρότερη. Το μέσο μηνιαίο θερμοκρασιακό εύρος σύμφωνα με τον Δ. Ρόζο(1989) χαρακτηρίζεται μεγάλο και είναι για την παραλιακή ζώνη του νομού 7.2-13.2ο C και για την ορεινή 7,8- 14,3ο C.

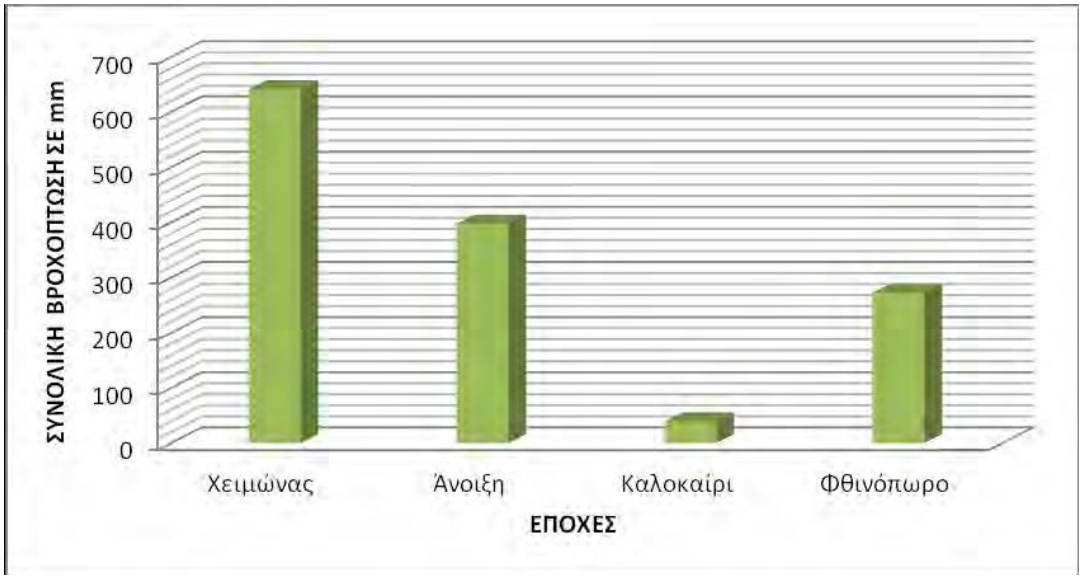
Η εναλλαγή υγρών και ξηρών κύκλων, θερμής και ψυχρής περιόδου έχει ως αποτέλεσμα την χαλάρωση των σχηματισμών και την δημιουργία αστάθειας πρανών, λόγω διαδοχικών φαινομένων διόγκωσης και συρρίκνωσης. Οι βροχοπτώσεις είναι ένα αναγνωρισμένο έναυσμα κατολισθήσεων και οι ερευνητές έχουν προσπαθήσει να καθορίσουν το ύψος της βροχόπτωσης που απαιτείται για να προκαλέσει βαρυτική μετακίνηση μαζών. Στο αντικείμενο αυτό η έρευνα έχει δείξει μία σαφή τάση αύξησης της συχνότητας εκδήλωσης των κατολισθητικών φαινομένων με την αύξηση των βροχοπτώσεων, ενώ η ποσότητα της «κρίσιμης» βροχόπτωσης που ενεργοποιεί τα φαινόμενα εξαρτάται γενικά από τις γεωλογικές συνθήκες, το κλίμα, τις γεωμορφολογικές συνθήκες κ.ά. Οι έντονες βροχοπτώσεις μπορούν να επιφέρουν μεγάλες κοινωνικές και οικονομικές επιπτώσεις. Έτσι, κρίνεται αναγκαία η παράθεση ενδεικτικά βροχομετρικών και θερμοκρασιακών δεδομένων για την περιοχή μελέτης. Ο μετεωρολογικός σταθμός βρίσκεται στην Κάτω Βλασία Αχαΐας σε υψόμετρο 773 μέτρα, εντός οικισμού και τα στοιχεία παρέχονται από το Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών, μέσω της ιστοσελίδας http://penteli.meteo.gr/meteosearch/.

Η χρονική ανισότητα κατανομής των κατακρημνισμάτων κατανέμεται σε όλες τις εποχές του έτους. Αυτό δημιουργεί μηχανική και εσωτερική διάβρωση, λόγω των επαναλαμβανόμενων φαινομένων ύγρανσης - ξήρανσης (Εικόνα 5).



Εικόνα 5.: Διάγραμμα μηνιαίας βροχόπτωσης για το έτος 2012

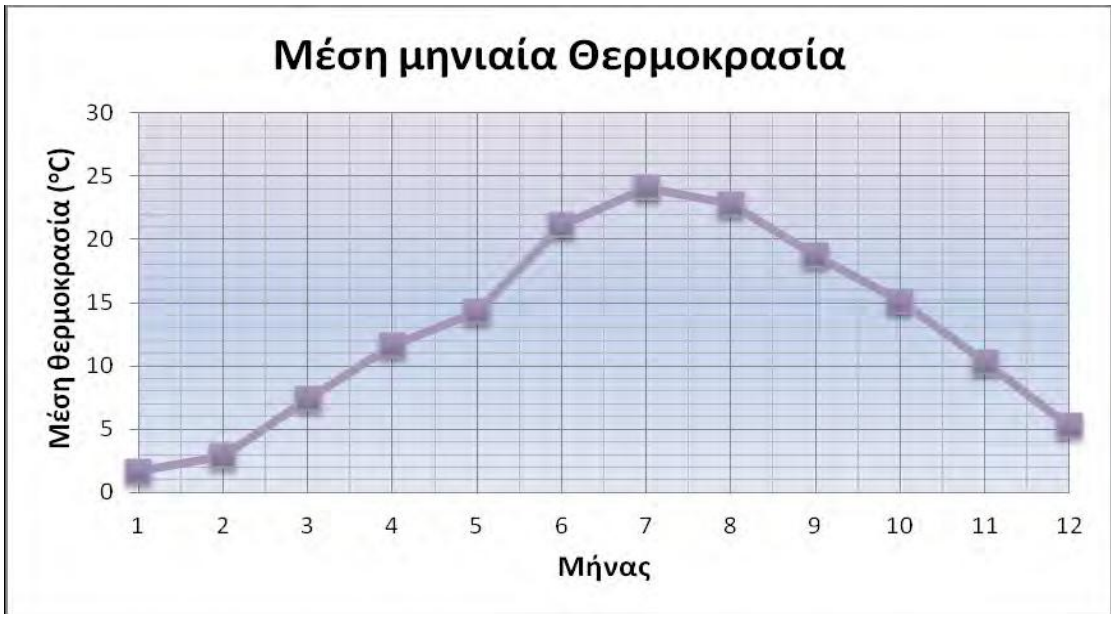
Στατιστικά προκύπτει ότι η μέση μηνιαία τιμή βροχόπτωσης για το έτος 2012 είναι 112,7 mm. Οι μήνες με το μεγαλύτερο ύψος βροχόπτωσης είναι ο Φεβρουάριος και ο Δεκέμβριος, με τιμή 261,2 mm και 246 mm αντίστοιχα, ενώ το μικρότερο ύψος βροχόπτωσης παρατηρείται τον Ιούνιο και Ιούλιο με μηδενική τιμή χιλιοστών. Παράλληλα σχεδιάστηκε διάγραμμα εποχιακής απεικόνισης της βροχόπτωσης για το έτος 2012, όπου φαίνεται η αναμενόμενη υψηλή τιμή βροχοπτώσεων το χειμώνα και η πολύ χαμηλή το καλοκαίρι (Εικόνα 6).



Εικόνα 6: Διάγραμμα εποχιακής βροχόπτωσης του 2012

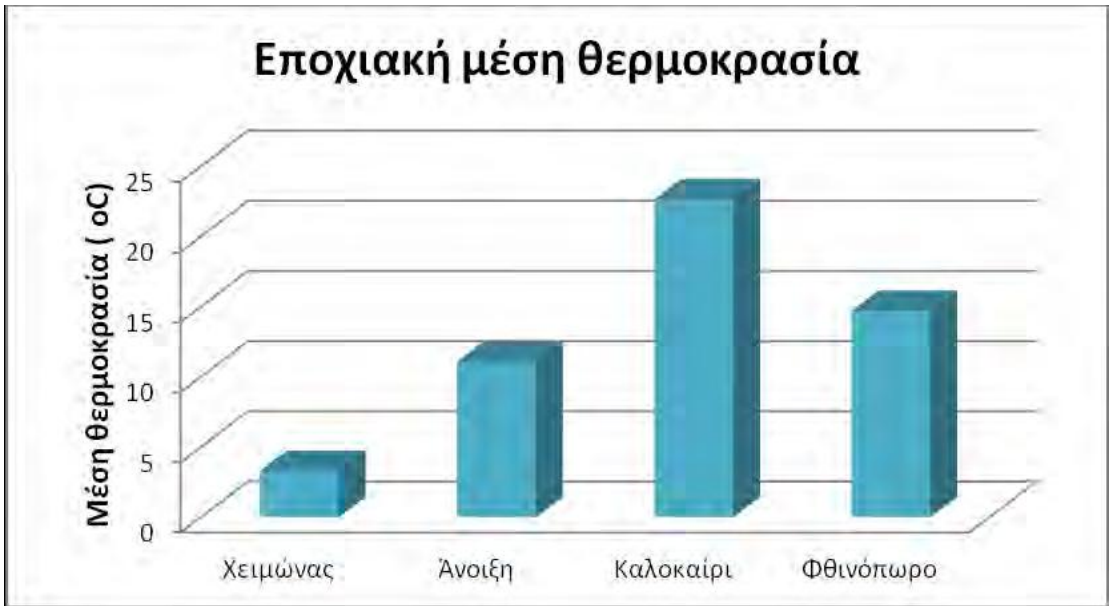
Η μέση μηνιαία θερμοκρασία ακολουθεί μία κανονική κατανομή, με τάση να αποκτήσει αρνητική ασυμμετρία. Υψηλές τιμές μέσης θερμοκρασίας παρατηρούνται

τον Ιούλιο και Αύγουστο μήνα, με τις χαμηλότερες να εντοπίζονται τον Ιανουάριο και Φεβρουάριο (Εικόνα 7).



Εικόνα 7 : Διάγραμμα μέσης μηνιαίας θερμοκρασίας για το έτος 2012(μετεωρολογικός σταθμός Κάτω Βλασία Αχαΐας

Επιπλέον, η εποχιακή μέση θερμοκρασία ακολουθεί μία κατανομή αρνητικής ασυμμετρίας με τη μέγιστη μέση θερμοκρασία το Καλοκαίρι και την ελάχιστη το Χειμώνα (Εικόνα 8).

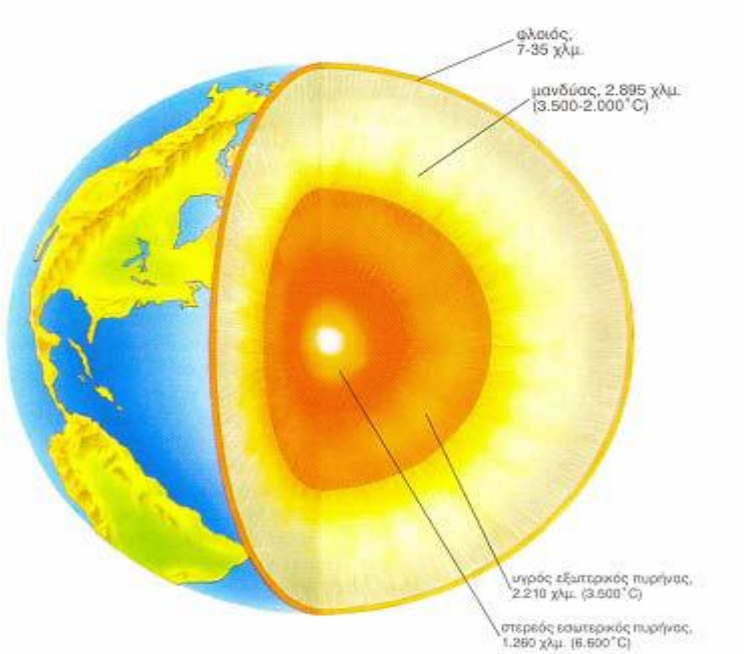


Εικόνα 8 : Διάγραμμα εποχιακής μέσης θερμοκρασίας για το έτος 2012 (μετεωρολογικός σταθμός Κάτω Βλασία Αχαΐας)

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4. ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΚΑΙ ΤΕΚΤΟΝΙΣΜΟΣ

Η Δομή της Γης

Η γη αποτελεί ένα πεπλατυσμένο ελλειψοειδές εκ περιστροφής, με διάμετρο 13.000χλμ. περίπου. Όπως κάθε περιστρεφόμενο σώμα, παρουσιάζει πλάτυνση στον Ισημερινό και συμπίεση στους πόλους. Το 29% της επιφάνειας της γης αποτελείται από ξηρά και το 71% από θάλασσα (Καρύμπαλης Ε., 2003). Η τεχνική όμως που επέτρεψε τη μελέτη του εσωτερικού της Γης ήταν η μελέτη της συμπεριφοράς των σεισμικών κυμάτων καθώς και άλλων φυσικών ιδιοτήτων της γης. Μελετώντας τη συμπεριφορά των κυμάτων αυτών, τόσο από φυσικές πηγές (σεισμοί) αλλά και με τεχνητά μέσα, παρατηρήθηκαν τέσσερα σημεία στο εσωτερικό της γης όπου σημειώνεται σημαντική αλλαγή στην ταχύτητα των P κυμάτων (σε κάποια από αυτά και στην ταχύτητα των S), και μια ζώνη όπου τα κύματα S φαίνεται να μη διαδίδονται. . Με τον τρόπο αυτό το εσωτερικό της γης διαιρείται σε τέσσερις κύριες ζώνες: το Φλοιό (Crust), το Μανδύα (Mandle), τον εξωτερικό και τον εσωτερικό Πυρήνα (Core), όπως φαίνεται και στο διπλανό σχήμα. Ο εσωτερικός Πυρήνας αποτελείται αποκλειστικά από σίδηρο με πιθανή την παρουσία νικελίου και αποτελεί το 1.7% της μάζας της Γης. Η πίεση των 3500 kb έχει σαν αποτέλεσμα το κομμάτι αυτό να παραμένει σε στερεά μορφή.



Σχήμα 1: Σχηματική απεικόνιση του εσωτερικού της γης (πηγή:Grand Larousse)

Ο εξωτερικός πυρήνας αποτελείται από σίδηρο με ποσοστό 90% ενώ το υπόλοιπο 10%ψκαταλαμβάνεται από ήλιο ίσως και από οξυγόνο. Αποτελεί το 30.8% της μάζας της γης και αξίζει να σημειωθεί πως η ύπαρξη αυτής της ζώνης σε συνδυασμό με την περιστροφή της γης είναι η γενεσιουργός αιτία του μαγνητικού πεδίου της. (Κ.

Κιτσόπουλος, 2001).Ο Μανδύας είναι το τμήμα εκείνο της γης που υπόκειται του φλοιού και υπέρκειται του πυρήνα. Αντιπροσωπεύει το 83% του όγκου της γης και διακρίνεται στον εξωτερικό και τον εσωτερικό μανδύα. Ο Φλοιός είναι η εξωτερική και η λεπτότερη από τις ζώνες της γης και αποτελεί περίπου το 2% του όγκου του πλανήτη και το 1% της μάζας του, ενώ αποτελεί την πιο καλά μελετημένη περιοχή καθώς προσφέρεται κυρίως το εξωτερικό τμήμα της για άμεση παρατήρηση (Ε. Καρύμπαλης, 2003). Ο Φλοιός με τη σειρά του χωρίζεται σε δύο τύπους: στον ωκεάνιο με πάχος 8-10 km περίπου και στον ηπειρωτικό φλοιό που το πάχος του μεταβάλλεται σημαντικά. Και τα δύο είδη φλοιού επικάθονται σε ένα τμήμα του μανδύα (τον εξωτερικό μανδύα) που είναι σχετικά άκαμπτο. Τα δύο αυτά στρώματα αποτελούν μαζί τη ***λιθόσφαιρα*** η οποία επιπλέει επάνω στο πυκνότερο παχύρευστο υλικό της ασθενόσφαιρας η οποία υπόκειται (Κ. Αλμπανάκης, 1999).

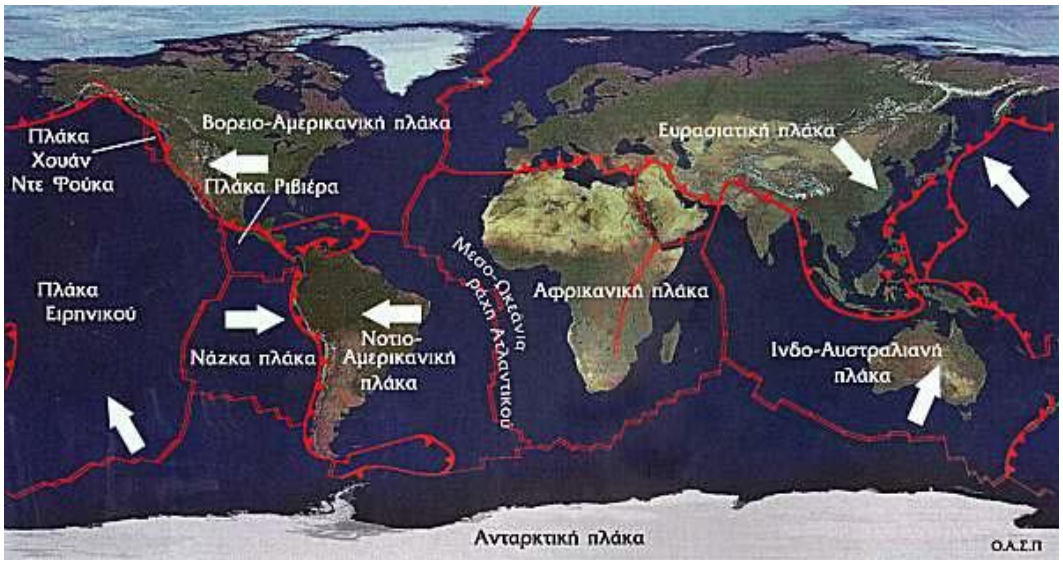
4.2: Η θεωρία των λιθοσφαιρικών πλακών

Σύμφωνα με τη σύγχρονη θεωρία των λιθοσφαιρικών πλακών η λιθόσφαιρα χωρίζεται σε ένα αριθμό επτά μικρών και οκτώ μεγάλων πλακών. Κάποιες είναι αποκλειστικά ωκεάνιες, αλλά οι περισσότερες περιλαμβάνουν τόσο ηπειρωτικές όσο και ωκεάνιες περιοχές. Στο σύνολό τους καμία σχεδόν λιθοσφαιρική πλάκα δεν αποτελείται μόνο από ηπειρωτικές περιοχές. Το πάχος τους κυμαίνεται μεταξύ 70 και 125 km και ολισθαίνουν πάνω στην ασθενόσφαιρα. Είναι άκαμπτες με κύριο χαρακτηριστικό τους τις έντονες παραμορφώσεις στα όριά τους.

Καθώς αυτές οι πλάκες κινούνται στο παχύρρευστο υπόστρωμα της ασθενόσφαιρας, στα όριά τους μπορεί να συμβούν τα εξής: Πρώτον οι δυο πλάκες να αποκλίνουν μεταξύ τους. Να κινούνται δηλαδή προς διαφορετικές διευθύνσεις. Το αποτέλεσμα θα είναι στα όριά τους να δημιουργείται κενός χώρος ο οποίος πληρώνεται με υλικό της ασθενόσφαιρας το οποίο ανέρχεται. Το υλικό αυτό μόλις έρθει σε επαφή με τον αέρα ή το νερό των ωκεανών ψύχεται δημιουργώντας νέο φλοιό. Δεύτερον οι λιθοσφαιρικές πλάκες μπορεί να συγκλίνουν πλησιάζοντας η μία την άλλη. Στην περίπτωση αυτή η μία βυθίζεται κάτω από την άλλη οπότε το υλικό της τήκεται σε συνθήκες υψηλών θερμοκρασιών και πιέσεων. Σε αυτή την περίπτωση έχουμε καταστροφή του φλοιού. Η τρίτη περίπτωση ορίων των πλακών είναι τα ρήγματα μετασχηματισμού, όπου δεν συμβαίνει ούτε δημιουργία ούτε καταστροφή φλοιού. Το όριο των πλακών σ’ αυτήν την περίπτωση είναι μεγάλα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης.

Στο σημείο αυτό κρίνεται απαραίτητο να τονιστεί ότι οι λιθοσφαιρικές πλάκες καταλαμβάνουν εκτάσεις χωρών ευρύτερων από τη γεωγραφική ονομασία που τους έχει δοθεί, ενώ τόσο η θέση όσο και ο τύπος των ορίων τους μπορεί να αλλάζει στο χρόνο, με αποτέλεσμα την ανακατανομή ηπείρων και ωκεανών. Στις μέρες μας η κατανομή των σεισμικών εστιών και της ηφαιστειακής δραστηριότητας γενικά ακολουθεί τα όρια μεταξύ των λιθοσφαιρικών πλακών.

Σχήμα 2: Παγκόσμιος χάρτης όπου φαίνονται οι κυριότερες λιθοσφαιρικές πλάκες της γης. Με κόκκινη γραμμή απεικονίζονται τα όρια των πλακών. (Πηγή: Ο.ΑΣ.Π.)



4.3: Σεισμικότητα Ελληνικού χώρου

Η Ελλάδα αποτελεί μια χώρα που χαρακτηρίζεται από μεγάλη σεισμικότητα και είναι η πιο σεισμογενής περιοχή της Μεσογείου, κατέχοντας την **έκτη** θέση στην παγκόσμια κατάταξη και την **πρώτη** στην Ευρώπη από πλευράς σεισμικής δραστηριότητας. Η ιδιότητα αυτή οφείλεται στα ιδιαίτερα γεωδυναμικά χαρακτηριστικά του χώρου της Ανατολικής Μεσογείου. Στην περιοχή αυτή συγκλίνουν τρεις λιθοσφαιρικές πλάκες, η Αφρικανική, η Ευρασιατική και η Αραβική. Ειδικότερα κυριαρχεί η υποβύθιση της Αφρικανικής πλάκας κάτω από την Ευρασιατική και η προς τα δυτικά μετακίνηση της Ανατολίας, ωθούμενη από την προς το βορρά κίνηση της πλάκας της Αραβίας. Σαν αποτέλεσμα αυτών των κινήσεων, ο Ελλαδικός χώρος υφίσταται εφελκυσμό και δημιουργούνται σεισμοί όχι μόνο σε καλά καθορισμένες ζώνες (π.χ. Ελληνικό τόξο) αλλά και σε όλη την επιφάνειά του (Παπαναστασίου Δ., 2005).

Σχήμα 3: Κατανομή των επικέντρων των επιφανειακών σεισμών στον ελληνικό χώρο(Papazachos B.C. et al, 1997).



Έχει διαπιστωθεί ότι σχεδόν σε κάθε επιμέρους περιοχή στον ελλαδικό χώρο υπάρχει σεισμική εστία. Η αυξημένη όμως σεισμική δραστηριότητα εκτείνεται κατά μήκος της κοίλης πλευράς του ελληνικού τόξου, δηλαδή στις ακτές της δυτικής Ελλάδας, στα Ιόνια νησιά, στη Ν.Δ. Πελοπόννησο, στη νότια Κρήτη, στην Ρόδο και στην Κάρπαθο. Υπάρχουν όμως και ορισμένες σεισμικές περιοχές που εμφανίζονται και στο εσωτερικό της χώρας μας δηλαδή στην Ανατολική Ελλάδα και στο Αιγαίο πέλαγος. Οι περιοχές αυτές συνδέονται με την ύπαρξη συστημάτων ρηγμάτων όπωσείναι οι περιοχές του Κορινθιακού Κόλπου, Αταλάντης, Χαλκιδικής, Βόλου (Καρύμπαλης, Ε., 2003, σελ.55).

Τα πιο εντυπωσιακά μορφολογικά χαρακτηριστικά τεκτονικής προέλευσης του Ελλαδικού χώρου είναι το ***Ελληνικό τόξο*** και η ***Ελληνική τάφρος***. Η ελληνική τάφρος είναι ένα σύστημα τάφρων, μια σειρά δηλαδή από βαθιές λεκάνες που εκτείνεται από την Κεφαλληνία έως τη Ρόδο. Δημιουργήθηκε κατά μήκος της επαφής της Αφρικανικής με την Ευρασιατική πλάκα και το μεγαλύτερο βάθος της εντοπίστηκε νοτιοδυτικά της Πελοποννήσου και φτάνει περίπου τα 4.500 μέτρα (www.conceptum.gr).

Σχήμα 4: Σχηματική απεικόνιση (τομή) του ελληνικού τόξου (Παπανικολάου Δ.,1998).



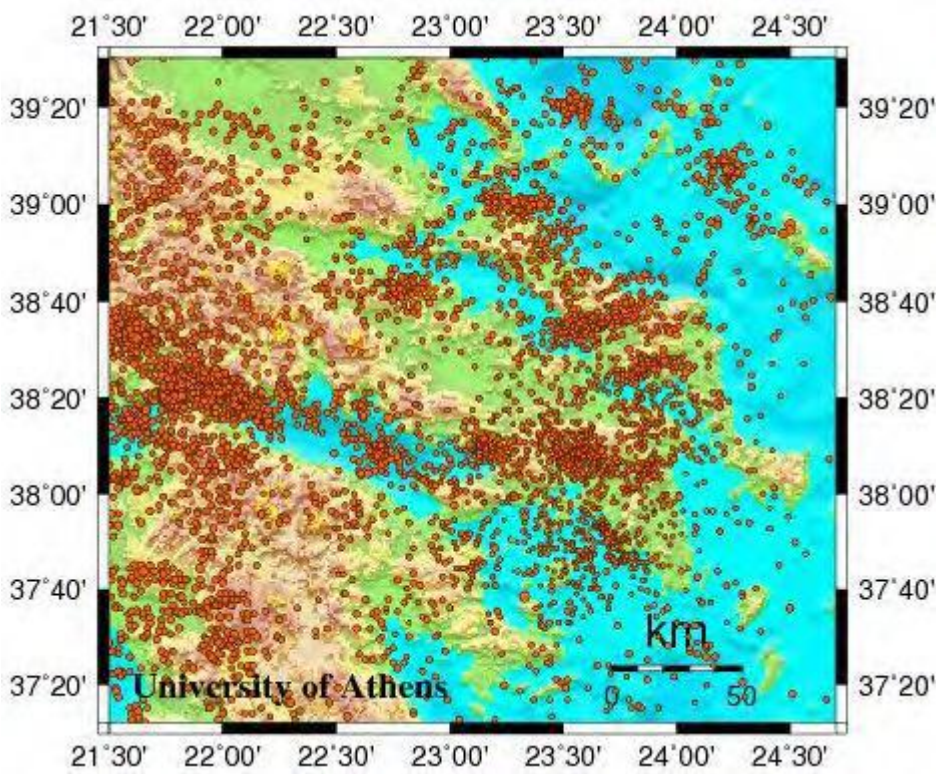
Το Ελληνικό τόξο αποτελεί το όριο επαφής της Ευρασιατικής λιθοσφαιρικής πλάκας, τμήμα της οποίας είναι το Αιγαίο, και της Αφρικανικής πλάκας, τμήμα της οποίας είναι η λιθόσφαιρα της Ανατολικής Μεσογείου. Οι δύο λιθοσφαιρικές πλάκες συγκλίνουν στην περιοχή αυτή με σχετική ταχύτητα 2.5εκατοστά το χρόνο, με αποτέλεσμα την καταβύθιση της ωκεάνιας πλάκας της Ανατολικής Μεσογείου κάτω από την ηπειρωτική πλάκα του Αιγαίου εξαιτίας της μεγαλύτερης πυκνότητάς της.

Το Ελληνικό τόξο που δημιουργείται αποτελείται από την ***οπισθόταφρο***, το ***νησιωτικό τόξο*** καθώς και το ***ηφαιστειακό τόξο***.
Η οπισθόταφρος είναι μια θαλάσσια λεκάνη (Κρητικό πέλαγος) που εντοπίζεται μπροστά από το νησιωτικό τόξο και πάνω στην Ευρασιατική πλάκα, με μικρότερο βάθος από την ελληνική τάφρο, με το βαθύτερο σημείο της να φτάνει τα 2.000 μέτρα. Το νησιωτικό τόξο αποτελείται από μια σειρά διαδοχικών νησιών όπως η Ρόδος, η Κάρπαθος, η Κρήτη, τα Κύθηρα και από την Πελοπόννησο. Είναι τοποθετημένο παράλληλα ως προς την τάφρο και σε μικρή απόσταση από αυτήν. Το τόξο αυτό δημιουργείται κυρίως από την παραμόρφωση και την ανύψωση ιζηματογενών πετρωμάτων του περιθωρίου της Ευρασιατικής πλάκας. Τέλος, το ηφαιστειακό τόξο αποτελείται από διαδοχικά ηφαίστεια τόσο ενεργά όσο και ανενεργά όπως Σουσάκι, Μέθανα, Μήλος, Σαντορίνη, Νίσυρος, που η δημιουργία τους είναι αποτέλεσμα της ανάτηξης υλικού της υποβυθιζόμενης Αφρικανικής πλάκας (www.oasp.gr).
Η ερμηνεία της τεκτονικής του Αιγαίου, σύμφωνα με τον Rostein (1985), βρίσκεται στη σύγκρουση η οποία συμβαίνει στην πλευρά του Ελληνικού τόξου κοντά στην περιοχή της Ρόδου. Στην περιοχή της Ρόδου συγκρούονται τα δύο συμπαγή τμήματα της λιθόσφαιρας. Στο υπόλοιπο μεγαλύτερο τμήμα υπάρχουν τα συμπαγή και ημισυμπαγή θερμά τμήματα της υποθούμενης ωκεάνιας λιθόσφαιρας, τα οποία αλληλεπιδρούν με το πλαστικό τμήμα της ηπειρωτικής λιθόσφαιρας. Έτσι η ζώνη της αλληλεπίδρασης ακολουθεί το πλευρικό άκρο της βυθιζόμενης ωκεάνιας πλάκας. Στο Ελληνικό τόξο αυτή η ζώνη φαίνεται να επεκτείνεται περίπου από τη

Ρόδο μέχρι το δυτικό άκρο της τάφρου του Kerme και ακολουθώντας τη βυθιζόμενη πλάκα κλίνει προς τα βορειοδυτικά. Το αποτέλεσμα επομένως της κίνησης των πλακών στο Β. Αιγαίο και τη ΒΑ. Ανατολία, σε συνδυασμό με την παρεμπόδιση της περιστροφής κοντά στη Ρόδο είναι η δημιουργία μιας ροπής στρέψης στο δυτικό τμήμα του συμπλέγματος των πλακών της Ανατολίας και του Αιγαίου. Έτσι παρατηρείται μια κλειστεί περιστροφή με αριστερόστροφη φορά και με πόλο περιστροφής στην περιοχή της σύγκρουσης στην πλευρά του τόξου (Τσελέντης Α., 1997).

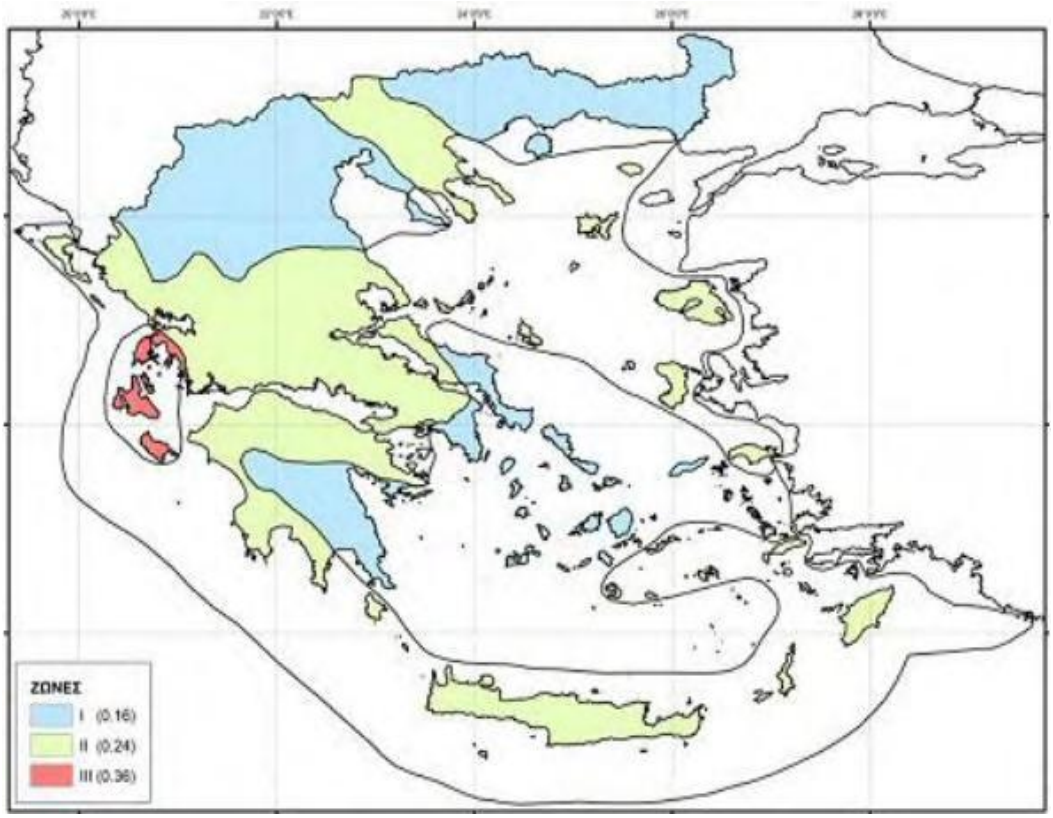
4.4: ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ ΣΤΗ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΟΥ ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΥ ΚΟΛΠΟΥ

Η τάφρος του Κορινθιακού είναι από τις πιο σεισμογενείς περιοχές του Ελληνικού χώρου και ο σχηματισμός της θεωρείται ως αποτέλεσμα της διαστολής που υφίσταται η μικροπλάκα του Αιγαίου, λόγω της καταβύθισης και οπισθοχώρησης της Αφρικανικής πλάκας κάτω από αυτήν (Papazachos & Comninakis 1971; McKenzie 1972). Για αυτό το λόγο, η σεισμικότητα της τάφρου του Κορινθιακού αποτελεί αντικείμενο έρευνας από την αρχαιότητα, καθώς οι ισχυροί σεισμοί που συνέβησαν στην περιοχή είχαν σαν αποτέλεσμα την απώλεια πολλών ανθρώπινων ζωών ή ακόμα και την καταστροφή ολόκληρων πόλεων. Ήδη ο Στράβων (64 – 24 π.Χ.) στα «Γεωγραφικά» και ο Παυσανίας (110 – 170 μ.Χ.) στις «Περιηγήσεις» περιέγραψαν την ολική καταστροφή αρχαίων πόλεων όπως της Βούρας, της Ελίκης και της Εφύρας (αρχαία Κόρινθος), που οφείλονταν στη δράση καταστρεπτικών σεισμών. Αλλά και η σημερινή ενόργανα καταγεγραμμένη σεισμικότητα είναι εξίσου έντονη. Είναι αξιοσημείωτο ότι πέντε γεγονότα με μέγιστο σεισμικό μέγεθος μεγαλύτερο από 5.8 έχουν παρατηρηθεί στην περιοχή της τάφρου της Κορίνθου κατά τη διάρκεια των τελευταίων 40 χρόνων (Papazachos and Papazachou 1997). Η πλειοψηφία των σεισμικών γεγονότων σχετίζεται με μια μικρού βάθους, με κλίση προς το βορρά, σεισμική ζώνη. Η εντονότερη συγκέντρωση σεισμικών επικέντρων τοποθετείται σε βάθος μεταξύ 6 – 12 km με πιο σύνηθες το βάθος των 10 km. Τα σεισμικά γεγονότα εμφανίζουν μεγαλύτερη συγκέντρωση στις περιοχές μεταξύ Αιγίου και Ακράτας και μεταξύ Κορίνθου – Αλκυονίδων (Εικόνα 9). Αυτή η συγκέντρωση συμπίπτει χωρικά με το δυτικό (περιοχή Αιγίου – Ακράτας) και ανατολικό περιθώριο (κόλπος Αλκυονίδων) της τάφρου της Κορίνθου (Koukouvelas and Doutsos 1996).



Εικόνα 9 : Χωρική κατανομή των σεισμικών επικέντρων στον Κορινθιακό κόλπο και στις γύρω περιοχές κατά την περίοδο 2004-2008 με M> 1.5 (http://dggsl.geol.uoa.gr/).

Σύμφωνα με το αναθεωρημένο χάρτη σεισμικότητας της Ελλάδας ΟΑΣΠ, η περιοχή μελέτης κατατάσσεται στη ζώνη επικινδυνότητας ΙΙ, με σεισμική επιτάχυνση Α=0.24 (Α =α * g, με α συντελεστή σεισμικής επιτάχυνσης), καθώς επηρεάζονται άμεσα από την σεισμική δράση του Κορινθιακού κόλπου (Εικόνα 10).



Εικόνα 10 : Χάρτης ζωνών σεισμικής επικινδυνότητας του Ελλαδικού χώρου (ΟΑΣΠ 2012).

4.5: ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΔΟΜΗ ΝΟΜΟΥ ΑΧΑΪΑΣ

Οι γεωλογικοί σχηματισμοί που συνιστούν την δομή της περιοχής προέρχονται από τις εξωτερικές Ελληνίδες, οι οποίες δομούν το Αλπικό υπόβαθρο και ακολουθούν τα μετα-αλπικά ιζήματα του Νεογενούς και του Πλειστοκαίνου, αλλά και οι Ολοκαινικές αποθέσεις. Σύμφωνα με γεωλογικούς χάρτες, οι ζώνες του αλπικού υποβάθρου που απαντώνται στο νομό είναι οι ζώνες Πίνδου, Τριπόλεως και Ιόνια.

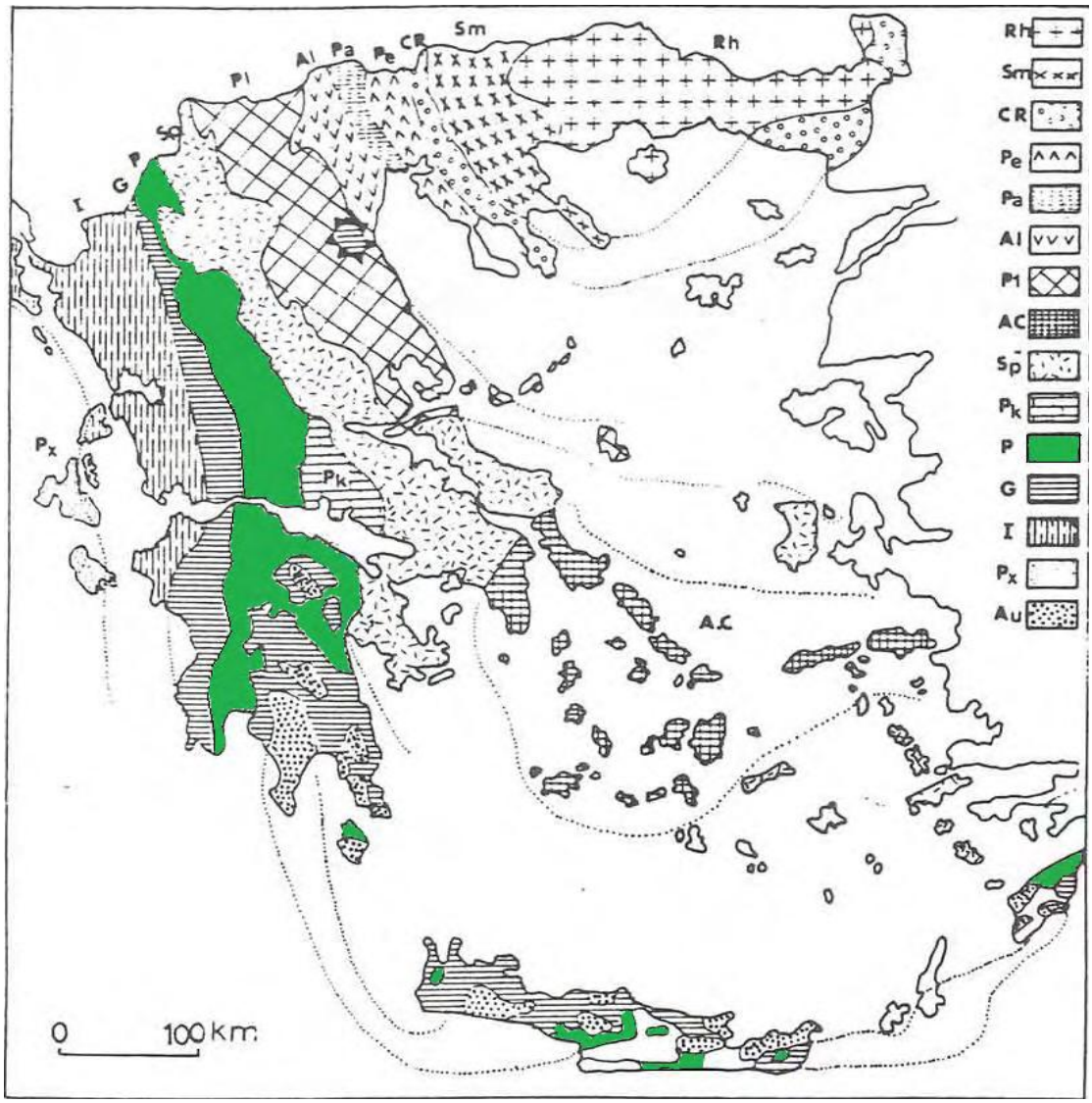


Εικόνα 11: Γεωτεκτονικός χάρτης της Ελλάδας (Δ. Μουντράκης et al., 1983).

Γεωτεκτονική ζώνη Πίνδου

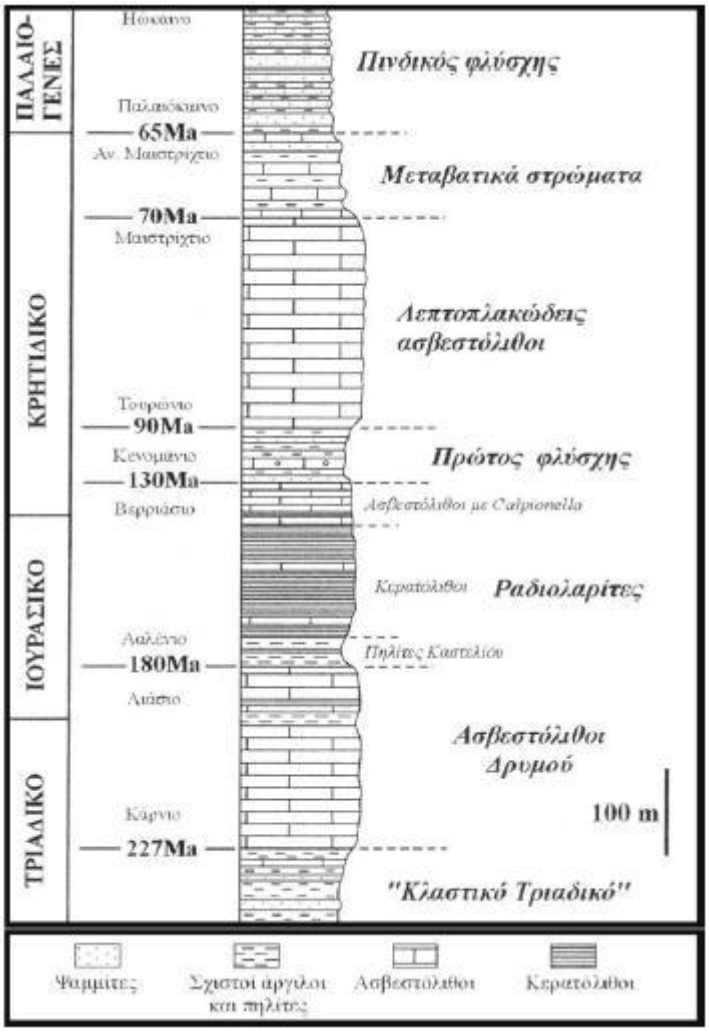
Η ζώνη διακρίθηκε και περιγράφηκε για πρώτη φορά στην Ελλάδα από τον Philippson (1898), ο οποίος και την ονόμασε ζώνη Ωλονού-Πίνδου, ωστόσο στη βιβλιογραφία χρησιμοποιείται συχνότερα ο όρος ζώνη Πίνδου (Εικόνα 11). Η ζώνη Πίνδου δομείται από μία Μεσοζωική ακολουθία ανθρακικών και πυριτικών ιζημάτων βαθιάς θάλασσας, των οποίων το συνολικό πάχος δεν ξεπερνά τα 1050 μέτρα. Επί των Μεσοζωικών σχηματισμών αναπτύσσεται η κλαστική ακολουθία του Πινδικού

φλύσχη που καλύπτει ένα στρωματογραφικό εύρος από το Παλαιόκαινο έως και το Ολιγόκαινο.



Εικόνα 12. : Τροποποιημένος χάρτης απεικόνισης ζώνης Πίνδου (Δ. Μουντράκης et al., 1983).

Αναλυτικότερα, στη στρωματογραφική διάθρωση της ζώνης διακρίνονται από τους κατώτερους προς τους ανώτερους οι παρακάτω σχηματισμοί (Εικόνα 13): Η κλαστική σειρά Τριαδικού αποτελεί την παλαιότερη ακολουθία ιζημάτων της ζώνης Πίνδου και συνίσταται κυρίως από λεπτοκοκκώδης έως μεσοκκοκώδης ψαμμίτες με παρεμβολές πηλιτικών και αργιλικών στρωμάτων. Η ηλικία των σχηματισμών προσδιορίζεται ως Μέσο Τριαδική και το μέγιστο πάχος περίπου στα 100 μέτρα.



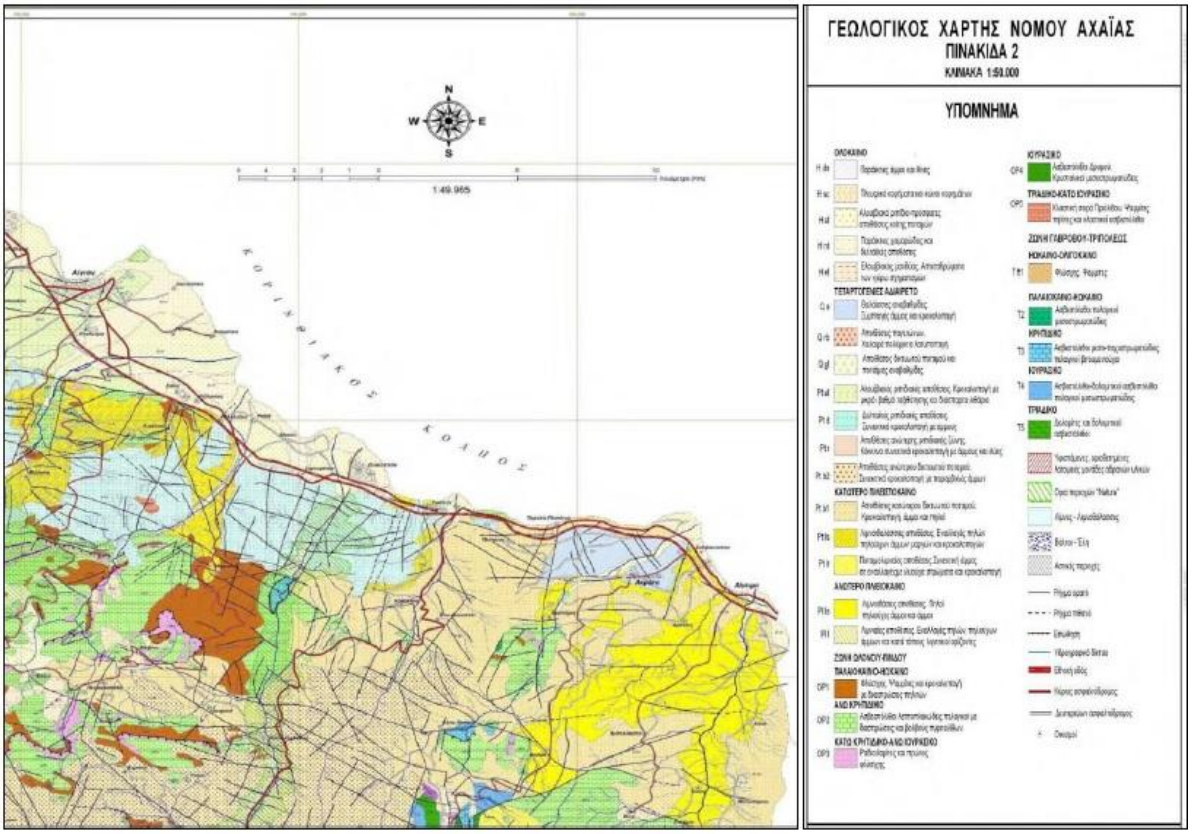
Εικόνα 13 : Στρωματογραφική στήλη των σχηματισμών της ζώνης Πίνδου (Κουκουβέλας et al., 2010).

Οι ασβεστόλιθοι Δρυμού αναπτύσσονται επί του κλαστικού Τριαδικού και αποτελούνται κυρίως από τουρβιδιτικούς και ημιπελαγικούς ασβεστολίθους με τοπικές παρεμβολές κερατολίθων και πράσινων πηλιτών. Από την παρουσία πελαγικών διθύρων και κωνοδόντων προσδίδεται η ηλικία Ανώτερου Τριαδικού-Κατώτερου Ιουρασικού και το πάχος του σχηματισμού υπολογίζεται στα 300 μέτρα. Ο σχηματισμός των Ραδιολαριτών είναι ο πιο χαρακτηριστικός ορίζοντας στη Μεσοζωική ακολουθία της ζώνης και περιλαμβάνει τα παρακάτω στρώματα: α) Τους πηλίτες Καστελίου που καταλαμβάνουν την κατώτερη θέση στο σχηματισμό και δομούνται από ποικιλόχρωμους πηλιτικούς ορίζοντες, στους οποίους παρεμβάλλονται κατά θέσεις πολύ μικρού πάχους στρώματα ασβεστολίθων και κερατολίθων, β) το στρώμα των Κερατολίθων, που συνίσταται από διάφορες κερατολιθικές φάσεις ερυθρών και γκρίζων υαλωδών κερατολίθων, αργιλικών κερατολίθων και μαγγανιούχων κερατολίθων, που συνοδεύονται από ασβεστολιθικές και πυριτιούχες πηλιτικές φάσεις και γ) τους ασβεστόλιθους με Calpionella, που επικρατούν

ροδόχρουν ασβεστόλιθοι. Η ηλικία του σχηματισμού τοποθετείται στο Μέσο Ιουρασικό-Κάτω Κρητιδικό και έχει μέγιστο πάχος 350 μέτρα. Ο σχηματισμός «Πρώτου Φλύσχη» αποτελείται από εναλλαγές ψαμμιτών και αργίλων με παρεμβολές μαργαϊκών, ωολιθικών ασβεστολίθων και κερατολίθων. Η ηλικία του σχηματισμού τοποθετείται στο Κάτω Κρητιδικό, με βάση απολιθώματα. Το μέγιστο ορατό πάχος του σχηματισμού είναι 100 μέτρα. Οι λεπτοπλακώδεις ασβεστόλιθοι αποτελούνται από πελαγικής φάσης βιομικριτικούς ασβεστόλιθους με κονδύλους και ενδιαστρώσεις πυριτολίθων. Σύμφωνα με τη μικροπανίδα, η ηλικία του σχηματισμού τοποθετείται στο Άνω Κρητιδικό. Το μέγιστο ορατό πάχος των ασβεστολίθων φτάνει περίπου τα 400 μέτρα. Ο σχηματισμός των μεταβατικών στρωμάτων αποτελείται από εναλλαγές μαργαϊκών ασβεστολίθων, μικρολατυποπαγών ασβεστολίθων, μαργών και ψαμμιτών με κατά τόπους παρεμβολές μαύρων κερατολίθων πλούσιων σε οργανικό υλικό. Ο σχηματισμός έχει ηλικία Άνω Κρητιδική έως Παλαιοκαινική και το πάχος του ξεπερνά τα 100 μέτρα. Ο σχηματισμός του «Πινδικού Φλύσχη» αποτελεί μία τυπικά συν-ορογενετική κλαστική ακολουθία τουρβιδιτικών δομημένη από εναλλαγές ψαμμιτών, αργίλων και πηλιτών. Μέσα στην ακολουθία μπορούν να διακριθούν τρεις ενότητες. Η κατώτερη ενότητα που εμφανίζεται κυρίως στα δυτικά τμήματα και χαρακτηρίζεται από παχυστρωματώδεις ορίζοντες ψαμμιτών, οι οποίοι εναλλάσσονται με λεπτοστρωματώδεις αργίλους και πηλίτες. Η μεσαία ενότητα η οποία είναι επικρατούσα στην κλαστική ακολουθία, αναπτύσσεται στα κεντρικά τμήματα της ζώνης και αποτελείται από λεπτοστρωματώδεις μαύρους αργίλους και πηλίτες με ενδιαστρώσεις ψαμμιτών. Η ανώτερη ενότητα εμφανίζεται κυρίως στα ανατολικά και χαρακτηρίζεται από μία μονότονη εναλλαγή λεπτοστρωματωδών αργίλων, πηλιτών και ψαμμιτών. Η ηλικία του σχηματισμού τοποθετείται στο όριο Κρητιδικού-Παλαιοκαίνου και σταματά κατά το Ολιγόκαινο. Το πάχος του σχηματισμού κυμαίνεται από λίγες δεκάδες μέτρα έως 3 - 4 χιλιόμετρα στα ανατολικά.

4.5.1: ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ

Η ζώνη Πίνδου έχει επωθηθεί με τη μορφή καλύμματος επάνω στη ζώνη της Τρίπολης και χαρακτηρίζεται από λεπιδοειδή δομή. Η ζώνη της Πίνδου είναι ιδιαίτερα κατακερματισμένη και αυτό συνηγορεί στη δημιουργία κατολισθητικών φαινομένων κατά μήκος της επώθησης της Πίνδου. Επιπλέον χαρακτηρίζεται από μεγάλη αστάθεια, ιδιαίτερα στις περιοχές που παρατηρούνται κορήματα. Τα προβλήματα εντοπίζονται στα ιζήματα του φλύσχη, τις Νεογενείς αποθέσεις και τα χαλαρά Τεταρτογενή. Επίσης παρατηρούνται θραύσεις και ολισθήσεις των σχιστολίθων, των χαλαρών υλικών του μανδύα, του φλύσχη, καθώς και καταπτώσεις βράχων στους νεότερους αλπικούς σχηματισμούς.



Γεωλογικός χάρτης της Αιγιαλείας. Η περιοχή μελέτης βρίσκεται στα δελταϊκά πεδία των ποταμών Σελινούντα, Κερυνίτη και Βουραϊκού. (Απόσπασμα, Φύλλο Αχαΐας, Ι.Γ.Μ.Ε.)

Πιο ειδικά, το κύριο γεωλογικό καθεστώς της περιοχής μελέτης, έχει ως εξής :

α) Ασβεστόλιθοι

Λεπτοπλακώδης ασβεστόλιθοι, με λεπτές ενστρώσεις ή κονδύλους πυριτόλιθων και μικρού μεγέθους και έκτασης αργιλικές ή ιλυολιθικές ενστρώσεις, Κρητιδικής ηλικίας. Παρουσιάζουν έντονο μορφολογικό ανάγλυφο και χαρακτηρίζονται από ισχυρή διάρρηξη και έντονη πτύχωση. Οι ανώτεροι ορίζοντες συνιστούν τη ζώνη μετάβασης στο φλύσχη και συνιστώνται από εναλλαγές ασβεστολίθων, ασβεστομαργών, ψαμμιτών, ιλυολίθων και κερατολίθων.

β) Μεταβατικά στρώματα

Εναλλαγές κερατολίθων, ιλυόλιθων, λεπτοπλακωδών ασβεστόλιθων και ψαμμιτών. Παρουσιάζουν ισχυρό κερματισμό, σαφή διαχωρισμό των επιφανειών στρώσης και έντονη καταπόνηση.

γ) Δεύτερος φλύσχης

Συνιστάται από αποθέσεις ψαμμιτών, ιλυολίθων και ορισμένες φορές ψηφιτο-κροκαλοπαγή. Ο σχηματισμός του φλύσχη είναι έντονα πτυχωμένος και καταπονημένος. Οι ψαμμιτικοί ορίζοντες είναι συνεκτικοί, παρουσιάζουν αυξημένη υδροπερατότητα (δευτερογενή λόγω κατακερματισμού), ενώ οι ιλυόλιθοι έχουν πολλή χαμηλή υδροπερατότητα και αποσαθρώνονται εύκολα.

δ) Πλειοπλειστοκαινικοί σχηματισμοί

Λεπτομερείς αποθέσεις: Χαρακτηρίζονται από εναλλαγές αργίλων, μαργών και άμμων λεπτόκοκκων έως μεσόκοκκων. Στους ανώτερους ορίζοντες επικρατούν κροκάλες και χάλικες με ενστρώσεις κροκαλοπαγών, ποικίλου πάχους. Η υδροπερατότητά τους είναι ανάλογη της λιθολογίας τους, (άμμοι, κροκαλοπαγή, άργιλο - μαργαϊκοί ορίζοντες). Αποτέλεσμα αυτής της διαφορετικής συμπεριφοράς τους είναι η δημιουργία επάλληλων υδροφόρων οριζόντων και οριζόντων υπό πίεση. Αδρομερείς αποθέσεις: Αποτελούνται από κροκαλοπαγή ισχυρά συγκολλημένα. Τα κροκαλοπαγή αυτά συνιστώνται από κροκάλες ασβεστολιθικής, κερατολιθικής ή και ψαμμιτικής σύστασης μέχρι και 20 cm, με ασβεστοψαμμιτικής σύστασης συνδετική ύλη. Χαρακτηρίζονται από μέτρια έως υψηλή δευτερογενή υδροπερατότητα στη ζώνη κερματισμού και χαμηλή στους βαθύτερους ορίζοντες.

ε) Τεταρτογενείς σχηματισμοί

Αλλουβιακές αποθέσεις: Συνιστώνται από κροκάλες και χάλικες ποικίλου μεγέθους, πλευρικά κορήματα και κώνους κορημάτων. Τα πλευρικά κορήματα εντοπίζονται κυρίως στους πρόποδες των πρανών με μεγάλη κλίση. Κατά τόπους παρατηρείται η

εμφάνιση αργιλοϊλύων, πηλών και άμμων ποικίλης κοκκομετρίας. Παρουσιάζουν ταχύτατη εναλλαγή φάσεων, τόσο κατά την οριζόντια όσο και κατά την κατακόρυφη εξάπλωση τους, γεγονός που προσδίδει έντονη ετερογένεια στα υλικά αυτά και δικαιολογεί την ανομοιόμορφη μηχανική συμπεριφορά τους. Συνεκτικοί, αδρομερείς σχηματισμοί: Αποτελούνται από κροκαλοπαγή και λατυποπαγή. Τα κροκαλοπαγή παρουσιάζουν άλλοτε ισχυρή συγκόλληση (ψαμμιτομαργαϊκό υλικό) και άλλοτε ασθενή έως μέτρια συγκόλληση (αργιλικό υλικό). Τα λατυποπαγή είναι συνήθως ισχυρά συγκολλημένα. Κατά μήκος του Βουραϊκού ποταμού κάποιοι σχηματισμοί έχουν συχνότερη εμφάνιση και καταλαμβάνουν μεγαλύτερη έκταση. Μεγαλύτερη εξάπλωση καταλαμβάνουν οι αποθέσεις δικτυωτού ποταμού, οι οποίες αποτελούνται

από συνθετικά κροκαλοπαγή με παρεμβολές άμμου ηλικίας Κατώτερο Πλειστόκαινο. Σημαντική έκταση καταλαμβάνουν επίσης οι πελαγικοί πλακώδεις ασβεστόλιθοι με ενδιαστρώσεις και βολβούς πυριτολίθων ηλικίας Ανώτερου Κρητιδικού, οι οποίοι ανήκουν στη γεωτεκτονική ζώνη Πίνδου, καθώς επίσης και τα Ολοκαινικά πλευρικά κορήματα.

4.5.2: ΠΑΛΑΙΟΓΕΩΓΡΑΦΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΟΥ ΔΕΛΤΑ ΤΩΝ ΠΟΤΑΜΩΝ ΒΟΥΡΑΪΚΟΥ, ΚΕΡΥΝΙΤΗ ΚΑΙ ΣΕΛΙΝΟΥΝΤΑ ΤΗΣ ΑΙΓΙΑΛΕΙΑΣ

Στη περιοχή Αιγιαλείας της Βορείου Πελοποννήσου εκβάλλουν στον Κορινθιακό κόλπο από ανατολικά προς τα δυτικά οι ποταμοί Κράθις, Λαδοπόταμος, Βουραϊκός, Κερυνίτης, Σελινούντας, Μεγανίτας και Φοίνικας. Οι ποταμοί αυτοί σχηματίζουν με τις αποθέσεις τους σύγχρονα δέλτα στη παράκτια ζώνη (Seger & Alexander 1993). Η σημερινή στερεοπαροχή, μόνο των ποταμών Βουραϊκού, Κερυνίτη και Σελινούντα υπολογίζεται σε 80.000 ton/y(Σκρέτα et al 2002). Υποθαλάσσια σχηματίζονται χαρακτηριστικής μορφής ριπίδια (Ferentinos et al 1988, Παπαθεοδώρου 1990). Νότια της παράκτιας ζώνης της Αιγιαλείας σε απόσταση μέχρι 20 Km από την ακτή του Κορινθιακού κόλπου και σε έκταση 27 Km2, έχουν αναπτυχθεί κατά τη περίοδο του Πλειστοκαίνου δελταϊκές και αλλουβιακές αποθέσεις ριπιδίων. Οι αποθέσεις αυτές είναι από τα ανατολικά προς τα δυτικά των ποταμών Βουραϊκού, Κερυνίτη, Σελινούντα, οι οποίοι είχαν διαφορετική θέση ροής από τη σημερινή. Έτσι, έχουν σχηματισθεί οι δελταϊκές και ριπιδιακές αποθέσεις της περιοχής Καστέλια και Αγ. Ασωμάτων-Αγ. Αποστόλων Μαμμουσιάς από τον Βουραϊκό ποταμό, της περιοχής Κολοκοτρώνη-Κερύνειας από τον Κερυνίτη ποταμό, της περιοχής Κουνινά-Αιγίου από τον Σελινούντα ποταμό, της περιοχής Ανδραούστα. Από αυτές στη παρούσα εργασία ασχολούμεθα με την παλαιογεωγραφική εξέλιξη των αποθέσεων των ποταμών Βουραϊκού Σελινούντα και Κερυνίτη. Αρκετοί ερευνητές έχουν ασχοληθεί μ ε την στρωματογραφία, ιζηματολογία και τεκτονική εξέλιξη των δελταϊκών αποθέσεων της περιοχής Αιγιαλείας. Στις δελταϊκές αποθέσεις της ευρύτερης αυτής περιοχής, αναφέρονται με εργασίες τους οι Doutsos et al 1988, Ori 1989, Poulimenos et al 1989, Doutsos & Piper 1990, Gawthorpe and Colella 1990, Πουλημένος 1991, Doutsos & Poulimenos 1992, Poulimenos 1993, Poulimenos et al. 1993, Seger & Alexander 1993, Dart et al 1994, Zelilidis & Kontopoulos 1996, Ford et al 2003, Flotte 2003.

Ο ποταμός Σελινούντας ρέει εγκάρσια στις ιζηματογενείς λεκάνες των Καλαβρύτων και του Αιγίου (Zelilidis, 2000) ανάμεσα στους λόφους Μαρμπάς και Κλώκος. Έχει συνολικό μήκος 47km και η λεκάνη απορροής του είναι 285km2 , ενώ η μέση ετήσια απορροή του είναι 73×106m3 (Voudouris et al, 2005). Η χαράδρα του βρίσκεται στο μέσο τμήμα του, εκτείνεται από το 14ο 7 μέχρι το 21ο km και εμφανίζει διαφορά ανάγλυφου της τάξης των 500m περίπου, φθάνοντας σε βάθος περίπου 1000m στον Κλώκο με κοιλάδα πλάτους 3000m. Ο κάτω ρους του Σελινούντα μετακινείται από τη

βορειότερη θέση στην οποία έρεε κατά τους Ρωμαϊκούς Χρόνους (Katsonopoulou, 1998, Koukouvelas, 1998, Kontopoulos& Avramidis, 2003) προς τα ανατολικά. Το δελταϊκό του πεδίο χαρακτηρίζεται από πολυάριθμα εγκαταλελειμμένα κανάλια και στις δύο πλευρές της πρόσφατα τεχνητά οριοθετημένης αύλακας.
Ο χώρος ανάπτυξης του δέλτα των ποταμών Βουραϊκού και Κερυνίτη έχει υποστεί σημαντικές μεταβολές στη περίοδο του τεταρτογενούς μέσα στη περιοχή του παλαιοκορινθιακού τμήματος. Οι ποταμοί έχουν σχηματίσει δελταϊκά και αλλουβιακά ριπίδια τύπου Gilbert αποθέτοντας κροκαλοπαγή, άμμους και λεπτομερέστερα υλικά με συνολικά πάχη 500 m (Poulimenos et al 1989, Πουλημένος 1991, Poulimenos 1993, Seger & Alexander 1993, Dart et al 1994). Ο Βουραϊκός ποταμός έχει σχηματίσει το εκτεταμένο ριπίδιο της περιοχής Καστελίων-Αγ.Ασωμάτων-Αγ.Αποστόλων Μαμμουσιάς, το οποίο φτάνει μέχρι τη παραλιακή περιοχή, στην οροφή του οποίου διατηρούνται διαβρωσιγενείς επιφάνειες του παλαιού δέλτα (Seger & Alexander 1993, Flotte 2003).Πάνω και πλευρικά των αποθέσεων των δελταϊκών ριπιδίων συναντώνται μικρού πάχους και έκτασης θαλάσσιες αναβαθμίδες. Σήμερα ο Βουραϊκός διέρχεται ενδιάμεσα των τεταρτογενών αποθέσεών του, με κατεύθυνση Β-ΒΒΑ κατά μήκος ρήγματος, διαμορφώνοντας εντυπωσιακό φαράγγι και σχηματίζει στη παραλιακή ζώνη το σημερινό δέλτα της περιοχής Διακοπτού.
Ο ποταμός Κερυνίτης έχει σχηματίσει το επίσης εκτεταμένο δελταϊκό ριπίδιο της περιοχής Κολοκοτρώνη, στην οροφή του οποίου υπάρχει εκτεταμένη διαβρωσιγενής επιφάνεια και υπολείμματα θαλάσσιων αναβαθμίδων, όπως του Βουραϊκού ποταμού. Το ριπίδιο αυτό φαίνεται να αναπτύσσεται ως τη περιοχή νότια του χωριού Κερύνεια. Νεότερης ηλικίας αποθέσεις του Κερυνίτη ποταμού φαίνεται να είναι οι ριπιδιακές αλλουβιακές αποθέσεις κροκαλοπαγών της περιοχής ΒΑ του Προφήτη Ηλία Κερύνειας. Σήμερα, ο Κερυνίτης ρέει ανατολικότερα των παλαιοτέρων αποθέσεών του διασχίζοντας ολόκληρο το χώρο μεταλπικών αποθέσεων του παλαιοκορινθιακού τμήματος με κατεύθυνση ΒΑ, σχηματίζοντας στη παραλιακή ζώνη το σημερινό δελταϊκό ριπίδιο το οποίο είναι εννιαίο με αυτό του Βουραϊκού , αλλά και του δυτικά ρέοντος Σελινούντα ποταμού.

Στις ριπιδιακές αποθέσεις της περιοχής του Παλαιοκορινθιακού τμήματος έχει γίνει στρωματογραφική και ιζηματολογική έρευνα από τους Poulimenos et al (1993) και τους Dart et al (1994), καθώς και η ανάπτυξή τους στο νεοτεκτονικό καθεστώς της περιοχής. Οι ριπιδιακές αποθέσεις του Βουραϊκού και του Κερυνίτη ποταμού κατά τους Poulimenos et al (1993) είναι ένας νέος τύπος των Gilbert delta και χαρακτηρίζονται ως «trapezoidal fan delta» με την απουσία των σειρών βάσης (bottomset). Αυτές κατά τους ίδιους ερευνητές έχουν αποτεθεί σε θαλάσσιο περιβάλλον και τμήματά τους σε χερσαίο περιβάλλον απόθεσης. Διακρίνουν δε στη μάζα τους διαβρωσιγενείς επιφάνειες.

Κατά τους Dart et al (1994) όμως, στα δελταϊκά ριπίδια εμφανίζονται και τα τρία τμήματα των bottomset, foreset και topset.Οι ερευνητές αυτοί αναγνωρίζουν την ύπαρξη διαβρωσιγενών επιφανειών στη μάζα τους και θεωρούν ότι η απόθεσή τους έχει γίνει σε περιβάλλον λίμνης ή θάλασσας.
Η «έξοδος» της κοίτης των ποταμών Βουραϊκού και Κερυνίτη από το αλπικό υπόβαθρο της περιοχής βρίσκεται σήμερα στις θέσεις Νιάματα και Μπουφούσκια αντίστοιχα. Η θέσεις αυτές θα πρέπει να υπάρχουν από την εποχή του Κατ. Πλειστοκαίνου. Οι ποταμοί αυτοί έχουν διαβρώσει το αλπικό υπόβαθρο της περιοχής σχηματίζοντας εντυπωσιακού μεγέθους και βάθους φαράγγια. Ειδικά όμως, για την κοίτη του Βουραϊκού ποταμού, όπως φαίνεται από τη μελέτη των αποθέσεων και της τεκτονικής νοτιότερα στη περιοχή Μ. Σπηλαίου, θα πρέπει να έχει μετακινηθεί από

ανατολικές θέσεις προς τα δυτικά στη περιοχή Νιάματα., ύστερα από ανυψωτικές κινήσεις των ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης ρηγμάτων, Λόφου και Καθολικού νότια της περιοχής Α. Διακοπτό. Είναι ενδεχόμενο ο ποταμός Λαδοπόταμος, που σήμερα ρέει ανατολικά του Βουραϊκού ποταμού να αποτελούσε κλάδο ροής του Βουραϊκού πριν την περίοδο του Κατ. Πλειστοκαίνου. Η διαμόρφωση όμως με ρήγματα του ΒΔ κατευθυνόμενου τεκτονικού κέρατος της περιοχής Μ. Σπηλαίου είναι πιθανό να διαχώρισε τους δύο ποταμούς και ο Βουραϊκός στρεφόμενος σε βόρεια κατεύθυνση, «αναγκάστηκε» να «σκάψει» το ασβεστολιθικό υπόβαθρο και διαμόρφωσε το σημερινό φαράγγι του αλπικού τμήματος.

Οι δελταϊκές ριπιδιακές αποθέσεις του Βουραϊκού ποταμού στο τμήμα του Παλαιοκορινθιακού κόλπου αναπτύσσονται ασύμφωνα πάνω σε λιμνοθαλάσσιες αποθέσεις ηλικίας Ανωτ. Πλειοκαίνου-Κατ. Πλειστοκαίνου (Doutsos et al 1988, Poulimenos et al. 1989).Οι λιμνοθαλάσσιες αποθέσεις ανατολικά στη περιοχή Καστελίων, φαίνεται να έχουν τοπική ανάπτυξη στο υπόβαθρο του δελταϊκού ριπίδιου, με τη μορφή λαγκούνων πάνω σε ποταμοχειμάρριες αποθέσεις ίδιας ηλικίας (Poulimenos et al 1989),ενώ δυτικά στη περιοχή Αγ. Ασωμάτων-Αγ.Αποστόλων Μαμμουσιάς, αποτελούν το άμεσο υπόβαθρο των δελταϊκών αποθέσεων. Αποτελούν επίσης το υπόβαθρο του δελταϊκού ριπιδίου της περιοχής Κολοκοτρώνη, το οποίο φαίνεται να έχει σχηματισθεί από τον ποταμό Κερυνίτη (Dart et al. 1994). Οι λιμνοθαλάσσιες αποθέσεις δομούνται από στρώματα κροκαλοπαγών αμμούχων μαργών, αργίλων και μαργών που εναλλάσσονται. Η περιεχόμενη πανίδα στα στρώματα αυτά δείχνει αυξομείωση της αλατότητας με περιβάλλον άλλοτε περισσότερο λιμναίο(γλυκά νερά) και άλλοτε θαλάσσιο. Θαλάσσιες αποθέσεις ηλικίας Α. Πλειοκαίνου έχουν βρεθεί δυτικά της υπό έρευνα περιοχής στη περιοχή Πετροβουνίου Κουνινών. Τα δελταϊκά ριπίδια Βουραϊκού και Κερυνίτη αναπτύσσονται με μέγιστα πάχη 600 m και 500 m αντίστοιχα. Διακρίνονται φάσεις bottomset, foreset και topset με επιφάνειες διάβρωσης (Dart et al 1994) και τρεις δελταϊκές ακολουθίες με φάσεις foreset και topset και με διαβρωσιγενείς ενδιάμεσες επιφάνειες (Poulimenos et al 1993). Οι επιτόπιες παρατηρήσεις μας δείχνουν την ύπαρξη της φάσης των bottomset, η οποία στο ριπίδιο του Βουραϊκού εμφανίζει καλή στρώση και κοκκομετρική διαβάθμιση κατά θέσεις.

Η κατανομή αυτή των αποθέσεων του υποβάθρου των δελταϊκών ριπιδίων δείχνει ότι είναι πιθανό ένα μικρό τμήμα της βάσης των να έχει αποτεθεί σε λιμναίο περιβάλλον (Dart et al 1994). Ο παλαιογεωγραφικός χώρος πριν την ανάπτυξη των ριπιδίων, δηλαδή τη περίοδο Ανωτ.Πλειοκαίνου-Κατ. Πλειστοκαίνου, αποτελούσε περιοχή μικρών ανεξάρτητων λιμνών(Tsoflias 1989),στην οποία έχουν αποτεθεί και μικρού πάχους φακοί λιγνιτών, και στη οποία έφταναν τα ρεύματα των ποταμών. Η περιοχή αυτή επικοινωνούσε με τη θάλασσα(λιμνοθαλάσσιο περιβάλλον).΄Ομως η καλή ανάπτυξη των στρώσεων και η μεγάλη επιφάνεια ανάπτυξης των δελταϊκών αποθέσεων, δείχνει ότι η απόθεση του κυρίου όγκου αυτών έχει γίνει σε θαλάσσιο περιβάλλον (Poulimenos et al 1993). Αυτό σημαίνει ότι, η προς τα δυτικά και πιθανά βόρεια ευρισκομένη τη περίοδο αυτή θάλασσα, προωθήθηκε νότια. Η προς νότο προώθηση της ακτογραμμής οφείλεται στη βύθιση των βόρειων τεμαχών των ρηγμάτων Μαμμουσιάς(Ρ.Μ) και Πυργακίου(Ρ.Π). Η ηλικία δράσης του ρήγματος Πυργακίου αναφέρεται στο Μέσο Πλειστόκαινο (Poulimenos et al 1989, Πουλημένος 1991). Κατά τους Moretti et al (2003) η ηλικία των δελταϊκών αποθέσεων της περιοχής Κολοκοτρώνη είναι 1±0,2 Ma .

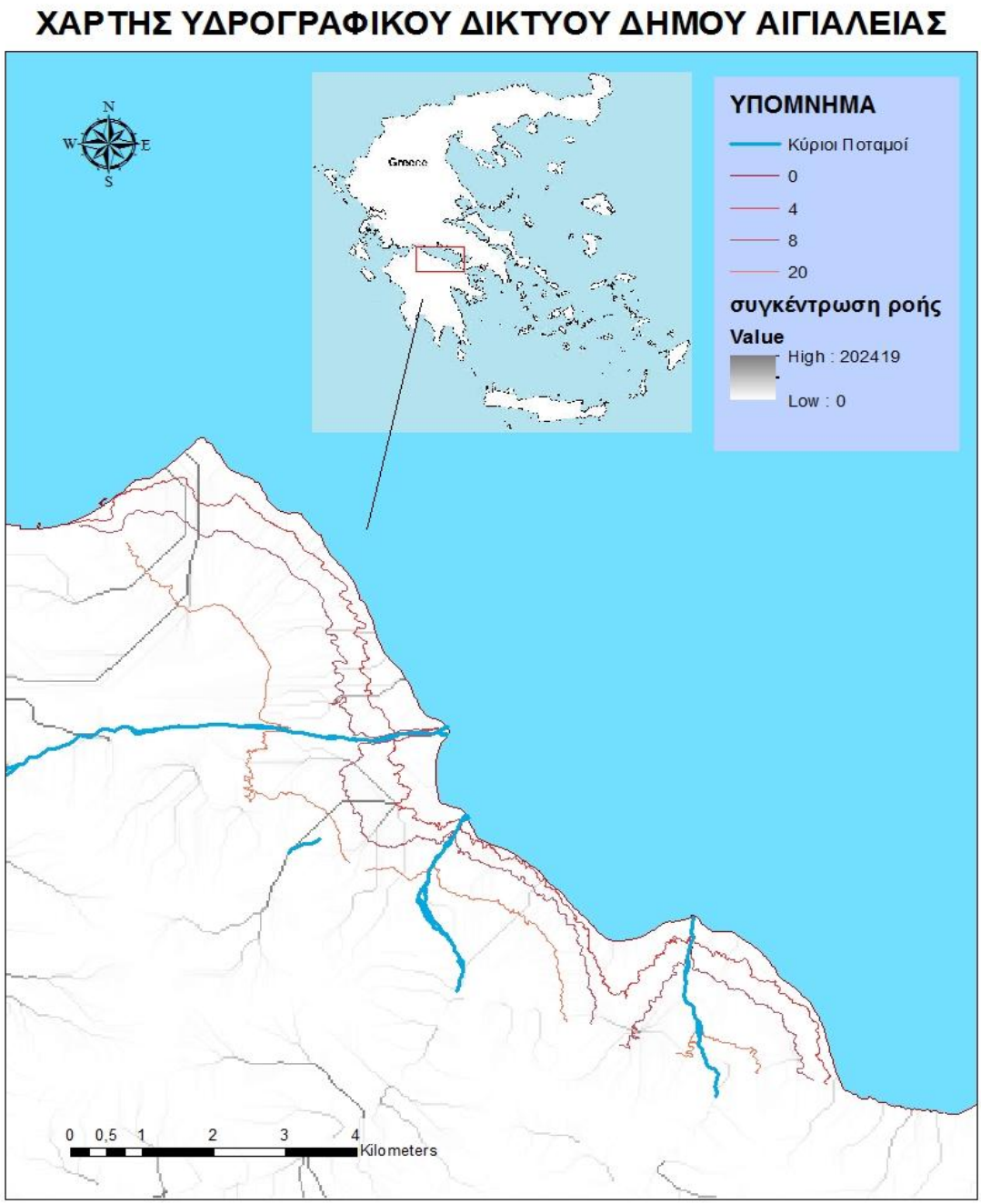
Η κύρια ανάπτυξη των δελταϊκών αποθέσεων της περιοχής, έγινε επομένως κατά τη διάρκεια του Μ. Πλειστοκαίνου, σε θαλάσσιο περιβάλλον με την βύθιση του βορείου τεμάχους των ρηγμάτων Μαμμουσιάς και Πυργακίου με τροφοδοσία από νότια ,σχεδόν αποκλειστικά από υλικά διάβρωσης της ενότητας της Πίνδου. Η παρουσία του θαλάσσιου περιβάλλοντος ενισχύεται από την ύπαρξη κορημάτων παλαιών κατολισθήσεων (slump), οι οποίες φαίνεται να έχουν γίνει σε υγρό περιβάλλον και εντοπίζονται στη βάση του ριπιδίου Κολοκοτρώνη, στη περιοχή νότια του χωριού Κ. Πτέρη και νότια του χωριού Μελίσσια καθώς και από την ύπαρξη επιμήκους κώνου κορημάτων, που εντοπίζεται στο βόρειο πρανές της περιοχής Αγ. Αποστόλων στο ριπίδιο Μαμουσιάς. Επίσης, η ανάπτυξη στο ΒΑ τμήμα του ριπιδίου Καστελίων και στο ΒΔ τμήμα του ριπιδίου Κολοκοτρώνη κορημάτων κροκαλοπαγών με πάχος που τοπικά φτάνει τα 50 m. Τα κορήματα αυτά έχουν καλή στρώση με διεύθυνση και κλίση ανάπτυξης τη μορφολογία του πρανούς και πρέπει να έχουν αποτεθεί σε υγρό περιβάλλον. Παρατηρήθηκε επίσης κατά τη διάρκεια της χαρτογράφησης της περιοχής η ύπαρξη σειράς αποθέσεων με στρώματα άμμων, αμμούχων πηλών με στρώσεις κροκαλοπαγών που εναλλάσσονται μεταξύ τους. Τα στρώματα αυτά, έχουν πάχος που φτάνει τα 100 m και αναπτύσσονται πάνω στις αποθέσεις κροκαλοπαγών του δελταϊκού ριπιδίου Κολοκοτρώνη, καθώς και πάνω στις λιμνοθαλάσσιες αποθέσεις. Κατανέμονται περιφερειακά στο Β, ΒΑ και Δ τμήμα του ριπιδίου στις περιοχές Κερύνειας, Πήλιουρα και Μελισσίων.Οι ίδιες αποθέσεις σε μικρή όμως έκταση και πάχος παρατηρούνται επίσης περιφερειακά, πάνω στο ΒΔ και Β τμήμα του ριπιδίου Μαμουσιάς. Στα στρώματα αυτά παρατηρήθηκε η ύπαρξη ιζηματοδομών ολίσθησης (Τουρβιδίτες) και σε τοπική κλίμακα η παρουσία ιζημάτων ασβεστούχου σύστασης. Η βύθιση της περιοχής ανάπτυξης των δελταϊκών αποθέσεων και η προσφορά υλικού από νότια κατεύθυνση θα πρέπει να έγινε με γοργούς ρυθμούς(Ford et al 2003), αν λάβουμε υπόψη μας το μεγάλο πάχος των αποθέσεων. Οι αλλουβιακές ριπιδιακές αποθέσεις που εμφανίζονται σε τμήματα της οροφής των δελταϊκών ριπιδίων (topsets), στις περιοχές του βορείου άκρου του ριπιδίου Καστελίων (περιοχή Αγ. Τριάδας Τράπεζας), στο νότιο τμήμα του ριπιδίου Μαμμουσιάς (Περιοχή Αγ. Ασωμάτων) και στο νότιο τμήμα του ριπιδίου Κολοκοτρώνη (περιοχή Αραβωνίτσας) καθώς και οι αναπτυσσόμενες σ' όλη την έκταση αυτών επιφάνειες (teracces) στις οποίες εντοπίζονται θαλάσσιες αναβαθμίδες (Poulimenos et al 1993) αντιπροσωπεύουν υπολείμματα παλαιο-επιφανειών (Seger & Alexander 1993, Flotte 2003) από την διάβρωση του χερσαίου τμήματος των δελταϊκών ριπιδίων του πλειστοκαίνου. Οι επιφάνειες αυτές καλύπτονται από ελλουβιακό μανδύα ερυθράς αργίλου που είναι τα παλαιοεδάφη της πλειστοκαινικής περιόδου. Οι αλλουβιακές ριπιδιακές αποθέσεις (σειρά των topsets) των περιοχών Αγ. Ασωμάτων και Αραβωνίτσας αντιπροσωπεύουν τα χερσαία τμήματα των δέλτα των ποταμών Βουραϊκού και Κερυνίτη αντίστοιχα. Η απόθεση των ριπιδιακών ιζημάτων ελέγχεται από τις κινήσεις των ΔΒΔ-ΑΝΑ ρηγμάτων Μαμμουσιάς(Ρ.Μ) και Πυργακίου(Ρ.Π), των εμφανιζομένων βορειότερα ρηγμάτων ίδιας διεύθυνσης καθώς και από ρήγματα με ΒΑ-ΝΔ ως Β-Ν διεύθυνση (Poulimenos et al 1989, Πουλημένος 1991, Poulimenos et al 1993). Τα ρήγματα ΒΑ-ΝΔ ως Β-Ν διεύθυνση τα οποία είναι νεότερα των ΔΒΔ-ΑΝΑ, ελέγχουν την κατεύθυνση ροής των ποταμών Βουραϊκού και Κερυνίτη. Η δράση των ρηγμάτων αυτών εντοπίζεται στο Α. Πλειστόκαινο (Πουλημένος 1991, Poulimenos et al 1993).

Ο Βουραϊκός ποταμός διαμόρφωσε τη σημερινή κοίτη του κατά μήκος ρήγματος διεύθυνσης Β-Ν, ενδιάμεσα των ριπιδιακών δελταϊκών Μεσο-Πλειστοκαινικών αποθέσεών του, στη περιοχή του ριπιδίου Μαμμουσιάς. Κατά τη περίοδο του Ανωτ.

Πλειστοκαίνου το χερσαίο τμήμα του δέλτα του Βουραϊκού θα πρέπει να βρισκόταν στις περιοχές Αγ. Τριάδας Τράπεζας Αγ. Αποστόλων και βορειότερα. Σε θέσεις βόρεια των Αγ. Αποστόλων διακρίνεται η συνιζηματογενής δράση του ρήγματος Τράπεζας και η απόθεση νεότερων αλλουβιακών αποθέσεων του Βουραϊκού πάνω στις Μέσο- Πλειστοκαινικές δελταικές αποθέσεις του.

Ο Κερυνίτης ποταμός τη περίοδο του Ανωτ. Πλειστοκαίνου, θα πρέπει να ήταν δυτικότερα από τη σημερινή του θέση και να απέθεσε το νεότερο αλλουβιακό ριπίδιο-παλαίο δέλτα, της περιοχής Προφήτη Ηλία Κερύνειας-Χατζή. Στη περιοχή αυτή παρατηρήθηκαν μεγάλου εύρους κανάλια με τροχμάλες διαμέτρου ως 40 cm τα οποία έχουν διαμορφωθεί στην οροφή των αποθέσεων των άμμων και αμμούχων πηλών, που εμφανίζονται πάνω στα κροκαλοπαγή του ριπιδίου Κολοκοτρώνη. Οι αλλουβιακές αυτές αποθέσεις του Κερυνίτη αναπτύσονται επίσης μορφολογικά, πάνω από την επιφάνεια (terrace) της περιοχής Ζωοδόχου Πηγής Κ. Πτέρης. Η επιφάνεια αυτή που αποτελεί τμήμα της εννιαίας παλαιοεπιφάνειας που εμφανίζεται στην οροφή του ριπιδίου Κολοκοτρώνη, βρίσκεται στο βυθισμένο ανατολικό τέμαχος του Β-Ν διευθύνσης ρήγματος της Κερύνειας(Ρ.Κ). Η σημερινή θέση ροής του ποταμού Κερυνίτη καθορίστηκε από την δράση άλλου ρήγματος διεύθυνσης Β-Ν ,που διέρχεται από τη περιοχή του χωριού Δελβινάκι(Ρ.Δ), με βυθιζόμενο το δυτικό τέμαχος.Το ρήγμα αυτό σε συνδιασμό με τις κινήσεις του ρήγματος της Κερύνειας μετακίνησαν τη κοίτη του Κερυνίτη στη σημερινή θέση.

Τα συστήματα των ΔΒΔ-ΑΝΑ και ΒΑ-ΝΔ ως Β-Ν ρηγμάτων της περιοχής αυτής έχουν δημιουργήσει ρηξιτεμάχη τα οποία εκτός των γενικότερων ανοδικών κινήσεων που παρατηρούνται σε ολόκληρη την περιοχή στρέφονται σε Α, ΝΑ κατεύθυνση. Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα την γενικότερη στροφή των κλάδων των ποταμών της περιοχής του παλαιοκορινθιακού τμήματος σε ΒΑ κατεύθυνση. Διακρίνονται διαφορικές κινήσεις μεταξύ των ρηξιτεμαχών, που έχουν στρέψει τα ιζήματα των ριπιδιακών αποθέσεων. Έτσι, στο νότιο τμήμα των δελταϊκών αποθέσεων του Βουραϊκού ποταμού παρατηρήθηκε στροφή του με άξονα ΒΑ-ΝΔ και βύθιση αυτού σε ΒΔ κατεύθυνση, ενώ στο βόρειο τμήμα η βύθιση των ρηξιτεμαχών είναι σε ΝΑ κατεύθυνση. Επίσης, στο διαμορφωμένο ρηξιτέμαχος του βόρειου τμήματος του ριπιδίου Κολοκοτρώνη, διακρίνεται στροφή με τον ίδιο άξονα και με βύθιση σε ΝΑ κατεύθυνση. Επομένως, οι παρατηρούμενες κλίσεις των ριπιδιακών αποθέσεων δεν είναι πρωτογενείς από την απόθεση, αλλά έχουν αλλάξει λόγω της ενεργού τεκτονικής της περιοχής.



Χάρτης 1:(Πηγή: Χαροκόπειο Πανεπιστήμιο, Σχίζας Κωνσταντίνος, ίδια επεξεργασία)

4.5.3: ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ

Η διαμόρφωση του γεωμορφολογικού αναγλύφου στην περιοχή του Βουραϊκού και Κερυνίτη είναι αποτέλεσμα κυρίως της δράσης των τεκτονικών και νεοτεκτονικών κινήσεων σε συνδυασμό με την επιδεκτικότητα των γεωλογικών σχηματισμών στις διεργασίες της διάβρωσης, καθώς επίσης και με το ύψος των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων. Σταθερός παράγοντας είναι επίσης η λιθολογική σύσταση των γεωλογικών σχηματισμών και κυρίως των Πλειο - Πλειστοκαινικών αποθέσεων, που απαντούν σε μεγάλη έκταση στην περιοχή (Εικόνα 14).



Εικόνα 14: Πλειο - Πλειστοκαινικές αποθέσεις και δημιουργία κώνου κορημάτων στο φαράγγι του Βουραϊκού ποταμού

Οι πηγές του Βουραϊκού ποταμού εμφανίζονται σε υψόμετρα μεγαλύτερα από 1000 m. Στην λεκάνη των Καλαβρύτων ο ποταμός κάμπτεται προς ΒΑ-ΝΔ και μετά την έξοδο του ακολουθεί πορεία από νότο προς βορρά εκβάλλοντας στον Κορινθιακό κόλπο. Με βάση τη μορφή αυτή του υδρογραφικού δικτύου, η περιοχή, από άποψη γεωμορφολογικής εξέλιξης κατατάσσεται στο στάδιο της "προχωρημένης νεότητας", όπου δεν έχει επέλθει ακόμα κατάσταση ισορροπίας. Το μορφολογικό ανάγλυφο της περιοχής χαρακτηρίζεται από πεδινό έως λοφώδες με μέγιστο υψόμετρο τα 1350 m. Στα πρανή της παρουσιάζονται μεγάλες κλίσεις. Η λεκάνη καλύπτεται από Νεογενή (κροκαλοπαγή, ψαμμίτες, άργιλος, μάργες) και Τεταρτογενή ιζήματα (ερυθροί πηλοί, κορήματα, ποτάμιες αποθέσεις). Τα πρανήσχηματίστηκαν από την δράση κανονικών ρηγμάτων που δημιούργησαν βαθμίδες. Η περιοχή έχει ανυψωθεί με αποτέλεσμα την ανανέωση ποτάμιου κύκλου, μετά την έξοδο του Βουραϊκού από τα στενά. Η ανύψωση αυτή είναι ευρύτερη και έχει άμεση σχέση με την τεκτονική του Κορινθιακού κόλπου. Μορφολογικά στον Κεντροδυτικό Κορινθιακό κόλπο επικρατεί ένα σύστημα φαραγγιών, που βρίσκεται μόνο σε αυτή τη πλευρά του κόλπου. Τα φαράγγια κυριαρχούν στο νότιο περιθώριο και σπανίζουν στο βόρειο. Ένα από αυτά αποτελεί και το φαράγγι του Βουραϊκού. Όπου υπάρχουν ίχνη από ρήγματα στην ακτή με στενό ύφαλο και απότομη κλίση, δεν δημιουργούνται φαράγγια, υπάρχει όμως επιφανειακή φθορά της πλαγιάς (Φερεντίνος et al. 1988). Τα πρανή του Βουραϊκού μετά την λεκάνη των Καλαβρύτων προς Βορρά, γίνονται κατακόρυφα δημιουργώντας το μοναδικό τοπίο του φαραγγιού. Μετά την έξοδοαπό το φαράγγι ο Βουραϊκός ρέει πάνω σε μάργες και κροκαλοπαγή του Νεογενούς, καθώς και σε κορήματα και Τεταρτογενείς αποθέσεις του ίδιου του ποταμού.

Ο ποταμός Κερυνίτης ρέει μεταξύ των λόφων Κλωκός και Ρούσκιος. Έχει συνολικό μήκος 23km περίπου, η λεκάνη απορροής του είναι 80km2, ενώ η μέση ετήσια απορροή του είναι 35×106m3 (Voudouris et al, 2005). Λόγω του μικρότερου μήκους του από τον Σελινούντα, η εξέλιξη της χαράδρας του περιορίζεται στο ανώτερο τμήμα του, από το 9ο μέχρι το 12ο km, εμφανίζοντας διαφορά ανάγλυφου της τάξης 200m περίπου, αφού η διαβρωτική του ισχύς δεν είναι τόσο αποτελεσματική, ώστε να καταφέρνει να σχηματίζει βαθιά κοιλάδα. Επιπλέον, η αποθετική δύναμή του δεν επιτρέπει την ανάπτυξη ενός εκτεταμένου αλλουβιακού ριπιδίου στο κατώτερο τμήμα του, όπως αυτό του Σελινούντα και παρά το γεγονός ότι διαβρώνει περισσότερο έντονα τα ανώτερα τμήματα της λεκάνης του, δεν αυξάνει ιδιαίτερα την αποθετική του ικανότητα (Maroukian et al, 2005).

Η λεκάνη απορροής του ποταμού Σελινούντα εντοπίζεται στη βόρεια Πελοπόννησο και ανήκει εξολοκλήρου στον Ν. Αχαΐας. Το κύριο υδατόρευμα έχει δυο κύριους κλάδους και ο μεγαλύτερος εξ αυτών πηγάζει από το όρος «Ερύμανθος» και αφού ακολουθεί μια διαδρομή, το μεγαλύτερο τμήμα της οποίας βρίσκεται σε αρκετά μεγάλο υψόμετρο, με κατεύθυνση βορειοανατολική, εκβάλει τελικά κοντά στην περιοχή του Αιγίου.

Για την δημιουργία μιας ολοκληρωμένης εικόνας για την μορφολογία της λεκάνης απορροής του Σελινούντα ποταμού δεν θα μπορούσε να λείπει μια εκτίμηση του τύπου των πετρωμάτων που επικρατούν στην περιοχή.
Αυτά είναι L-si: ασβεστόλιθοι με κονδύλους και φακούς πυριτόλιθων (Είναι πελαγικοί, λεπτό – μεσοπλακώδεις συχνά μικρολατυποπαγείς με κονδύλους ή φακοειδείς ενστρώσεις πυριτόλιθων και τοπικές παρεμβολές μικρού πάχους αργιλικών σχιστόλθθων. Το πάχος τους είναι συνήθως μικρό και η επιφανειακή τους ανάπτυξη περιορισμένη). f-c: νεογενείς αποθέσεις μικτών φάσεων (Είναι άργιλοι, άμμοι, μάργες, ψαμμίτες κροκαλοπαγή και μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι σε ενστρώσεις μικρού πάχους. Πρόκειται για θαλάσσιες, λιμνοθαλάσσιες – λιμναίες αποθέσεις, πάχους μέχρι πολλών εκατοντάδων μέτρων).
sh: αργιλικοί σχιστόλιθοι και κερατόλιθοι (Αποτελούνται από λεπτές εναλλαγές κυρίως κερατόλιθων και αργιλικών σχιστόλιθων με αραιές ενστρώσεις κατά θέσεις ασβεστόλιθων και ψαμμιτών. Έντονα κερματισμένοι και πολυπτυχωμένοι, με πάχος συνήθως μέχρι λίγων εκατοντάδων μέτρων και χαμηλή έως μέτρια υδροπερατότητα)
F: φλύσχης αδιαίρετος (Είναι εναλλαγές κυρίως ιλυόλιθων και ψαμμιτών. Με μικρότερη συχνότητα συμμετέχουν επίσης και κροκαλοπαγή και ανδιάμεσοι λιθολογικοί τύποι, ενώ σπανιότερα παρεμβάλλονται ασβεστικοί σχιστόλιθοι και ασβεστόλιθοι. Πρόκειται για θαλάσσια ιζήματα, πάχους κατά θέσεις μεγαλύτερου από 2000 m). f-l: τεταρτογενή χαλαρά με επικράτηση των λεπτομερών(Είναι ιλύες, άργιλοι και πηλοί με κυμαινόμενο κατά θέσεις, συνήθως μικρό, ποσοστό άμμων, ψηφίδων και χαλίκων. Πρόκειται για αποθέσεις παράκτιων περιοχών ή εσωτερικών λεκανών με κυμαινόμενη επιφανειακή ανάπτυξη. Παρουσιάζουν ασθενή συνεκτικότητα, χαμηλή έως μέτρια υδροπερατότητα και πάχος με ευρύτατη κύμανση (από 1 m μέχρι και άνω των 100 m). c: νεογενή αδρομερή (Είναι ψαμμίτες, ψηφιτοπαγή και κροκαλοπαγή με αδρομερή στοιχεία διαφορετικής προέλευσης και κυμαινόμενου μεγέθους και συνδετικό υλικό ποικίλης σύστασης. Ποταμοχερσαίες έως λιμνοθαλάσσιες αποθέσεις με πάχος που υπερβαίνει κατά θέσεις τα 800 m). c-cm: τεταρτογενή, συνεκτικά αδρομερή (Είναι άμμοι, ψηφίδες, χάλικες και κροκάλες σε κυμαινόμενα ποσοστά μέτρια έως ισχυρά συγκολλημένα με ασβεστομαργαϊκό ή ασβεστοψαμμιτικό συνδετικό υλικό. Η τοπικά ασθενής συγκόλληση είναι σπάνια πρωτογενής, κυρίως είναι δευτερογενής λόγω αποσάθρωσης).

4.6: ΑΝΘΡΩΠΟΓΕΝΕΙΣ ΔΡΑΣΤΗΡΙΟΤΗΤΕΣ

Οι δραστηριότητες του ανθρώπου στη περιοχή μελέτης συνδέονται με τον τουρισμό, την πρωτογενή παραγωγή των κατοίκων της περιοχής και με δραστηριότητες αθλητισμού. Έτσι, η επισκεψιμότητα στην περιοχή εξαρτάται από αυτούς τους παράγοντες και είναι καθοριστικοί για την τοπική οικονομική ανάπτυξη. Ο οδοντωτός σιδηρόδρομος, ο οποίος κατασκευάστηκε και λειτούργησε πρώτη φορά το 1896, αποτελεί μέρος της οικοτουριστικής ανάπτυξης.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5. ΦΥΣΙΚΟΊ ΚΙΝΔΥΝΟΙ

5.1: Γενικά

Οι φυσικές καταστροφές υπήρχαν πάντοτε στη γεωλογική ιστορία σαν ακραία φαινόμενα στο χρόνο, στην ένταση ή στο χώρο. Οι επιπτώσεις των οποίων εξαρτώνται από την ύπαρξη ή όχι οργανωμένων κοινωνιών και από το γενικό επίπεδο πολιτισμού σχετικής ενημέρωσης και εκπαίδευσης και τεχνολογικής ανάπτυξης του ανθρώπου. Οι φυσικές καταστροφές εξαρτώνται κατά βάση από φυσικά φαινόμενα, η γνώση των οποίων μπορεί να επιτρέπει τη χρησιμοποίηση της σύγχρονης τεχνολογίας για την ελαχιστοποίηση των δυσμενών επιπτώσεων.

Τις τελευταίες δεκαετίες οι αλλεπάλληλες πλημμύρες, οι σεισμοί, τα γεγονότα τσουνάμι και άλλα φαινόμενα σε διάφορα σημεία του πλανήτη με έντονες γεωτεκτονικές ανακατατάξεις, δίνουν την εντύπωση μιας ολοένα επιταχυνόμενης διαδικασίας αλλαγών στη γήινη επιφάνεια. Υπάρχει επομένως μια διατάραξη των ισορροπιών στη γήινη επιφάνεια. Οι ισορροπίες αυτές έχουν διαταραχθεί όχι μόνο από εξωγενείς και ενδογενείς δυνάμεις αλλά και σε κάποιο βαθμό και από τις συνεχώς αυξανόμενες ανθρωπογενείς επεμβάσεις, όπως η ρύπανση της ατμόσφαιρας και η συνεπακόλουθη αλλαγή των κλιματολογικών συνθηκών, η μόλυνση των υπόγειων στρωμάτων νερού και γενικότερα η παρεμπόδιση κάποιων φυσικών διεργασιών και η επιτάχυνση ορισμένων άλλων (Λέκκας Ε., 2000).

Η φυσική καταστροφή συνεπώς μπορεί να αποτελεί μια ταχύτατη, στιγμιαία ή μεγάλη σύγκρουση του φυσικού περιβάλλοντος με το κοινωνικό-οικονομικό σύστημα. Στην περίπτωση που τα ανθρωπογενή κοινωνικοοικονομικά συστήματα δεν έχουν την ικανότητα να αντιμετωπίσουν τις συνέπειες ενός τέτοιου γεγονότος οι καταστροφές θα είναι μεγάλες. Δεδομένου ότι η περιοχή μελέτης αποτελεί ένα παράκτιο περιβάλλον, που κατέχει συγκεκριμένη γεωτεκτονική θέση στην ζώνη σύγκλισης της Αφρικανικής και Ευρασιατικής πλάκας, στα πλαίσια της εργασίας αυτής επιχειρήθηκε αφενός η εκτίμηση των επιπτώσεων που θα προκληθούν από τη παγκόσμια άνοδο της στάθμης της θάλασσας καθώς και από την πιθανότητα εμφάνισης ενός γεγονότος τσουνάμι σε αυτήν. Στη συνέχεια κρίθηκε σκόπιμη η αναφορά τόσο στις εκτιμήσεις για τη μελλοντική άνοδο της θαλάσσιας στάθμης εξαιτίας του φαινομένου του θερμοκηπίου όσο και των χαρακτηριστικών των γενεσιουργών αιτιών των κυμάτων τσουνάμι.

5.2: Άνοδος θαλάσσιας στάθμης

Είναι γενικά αποδεκτό ότι οι παράκτιες περιοχές λόγω των πολλών και ποικίλων δραστηριοτήτων που συγκεντρώνουν, έχουν μεγάλη κοινωνικο-οικονομική σημασία για έναν τόπο. Μια ενδεχόμενη επομένως άνοδος της θαλάσσιας στάθμης με όλες τις αρνητικές συνέπειες που αυτή συνεπάγεται, αποτελεί έναν από τους μεγαλύτερους κινδύνους που ελλοχεύουν σε αυτά τα εύθραυστα δυναμικά περιβάλλοντα (Meler M. And Wahr M., 2002). Στο σημείο αυτό κρίνεται αναγκαίος ο αποσαφινισμός των όρων *Θαλάσσια Στάθμη* και *Σχετική Στάθμη Θάλασσας*. Η ακτογραμμή αποτελεί μια δυναμική οντότητα που μεταβάλλεται συνεχώς συναρτήσει του χρόνου και η εξελικτική της πορεία είναι αποτέλεσμα μιας σειράς μη γραμμικών παραγόντων όπως ο ευστατισμός, οι κατακόρυφες τεκτονικές, οι ισοστατικές κινήσεις, η ιζηματογένεση, οι παλίρροιες, ο κυματισμός, οι αιολικές διεργασίες και η ανθρώπινη δραστηριότητα. Ο καθορισμός της θαλάσσιας στάθμης δεν είναι εύκολος καθώς η επιφάνεια της θάλασσας δεν είναι επίπεδη και επηρεάζεται σημαντικά από πολλές διεργασίες όχι μόνο μεγάλης αλλά και μικρής περιόδου. Η θαλάσσια στάθμη ορίζεται σαν το μέσο υψόμετρο της επιφάνειας της θάλασσας ενώ με τον όρο μεταβολή της θαλάσσιας

στάθμης εννοούμε την μακράς διαρκείας διακύμανση του επιπέδου της θάλασσας που οφείλεται σε ευστατικά και τοπικά αίτια. (Ε. Καρύμπαλης, 2005).
Ο όρος σχετική στάθμη θάλασσας αναφέρεται στο επίπεδο της θαλάσσιας επιφάνειας σε σχέση με την ξηρά. Η άνοδος της θαλάσσιας στάθμης ή η βύθιση της ξηράς συνεπάγεται την **επίκλυση**, μια θετική μεταβολή της θαλάσσιας στάθμης δηλαδή την κατάκλιση τμήματος της ξηράς από τη θάλασσα. Αντίθετα η πτώση του επιπέδου της θάλασσας που οφείλεται σε ευστατικές, τεκτονικές ή ισοστατικές ανυψώσεις της ξηράς καλείται **απόσυρση** και έχει σαν επακόλουθο την ανάδυση μιας παράκτιας περιοχής (Ε. Καρύμπαλης, 2005).

5.3: Η συμπεριφορά των ακτών στις μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης

Η συμπεριφορά διαφόρων παράκτιων συστημάτων στην άνοδο της θαλάσσιας στάθμης κατά τη διάρκεια του Ολοκαίνου καθώς και η πρόβλεψη της ανταπόκρισης αυτών στο μέλλον έχει προσελκύσει το ερευνητικό ενδιαφέρον πολλών επιστημόνων. Η πρόβλεψη αυτή παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον για τρωτούς και μεταβαλλόμενους τύπους ακτών που αποτελούνται από ίζημα. Όπως έχει προαναφερθεί (κεφ. 6.1) η επίκλυση και η απόσυρση οδηγούν στη βύθιση και ανάδυση των ακτών αντίστοιχα. Ο τρόπος με τον οποίο μια συγκεκριμένη ακτογραμμή ανταποκρίνεται σε τέτοιες μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης, εξαρτάται από τα χαρακτηριστικά της ακτής και κυρίως από το αν αυτή κυριαρχείται από διεργασίες απόθεσης ή διάβρωσης.
Ο Bruun (1962) πρότεινε ένα μοντέλο που περιγράφει τη συμπεριφορά μιας αμμώδους ακτής στην άνοδο της θαλάσσιας στάθμης. Βάσει του μοντέλου αυτού η άνοδος της θαλάσσιας στάθμης έχει σαν αποτέλεσμα την υποχώρηση του αιγιαλού προς την πλευρά της ξηράς λόγω της διάβρωσης του τμήματος που εντοπίζεται πίσω από τον αιγιαλό. Τα υλικά που προκύπτουν από τη διάβρωση αυτή επανατίθενται στη βάση του και το τελικό αποτέλεσμα που προκύπτει αποτελεί η μετατόπιση όλου του αιγιαλού με στόχο τη διατήρηση του προφίλ ισορροπίας του (Healy, 1991).

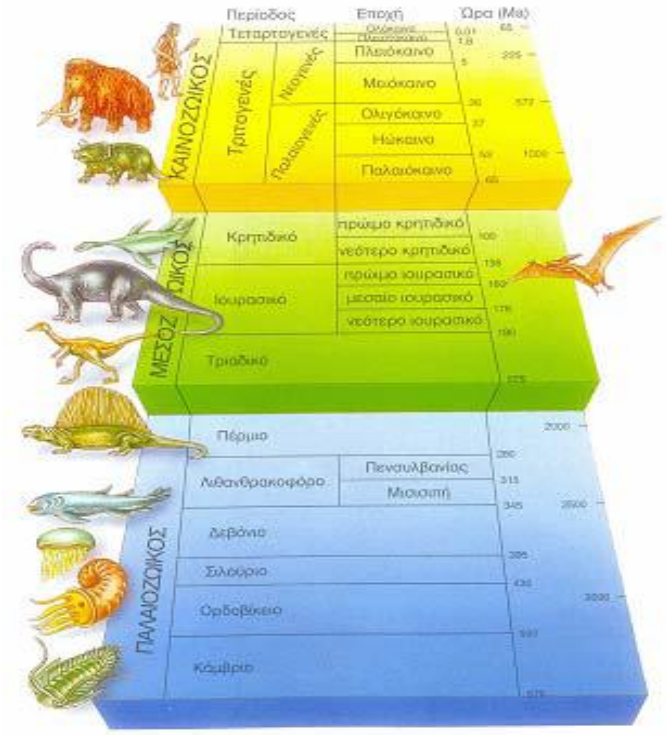
5.4: Αίτια μεταβολής θαλάσσιας στάθμης

Στη διεθνή βιβλιογραφία κατά καιρούς έχουν διατυπωθεί αρκετές ερμηνείες για τα αίτια του φαινομένου των μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης. Η επικρατέστερη ερμηνεία υποστηρίζει ότι η αιτία που ευθύνεται σχεδόν αποκλειστικά για τις παγκόσμιας κλίμακας μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης είναι η αυξομείωση του όγκου του θαλάσσιου νερού εξαιτίας των αλλαγών που σημειώθηκαν στις κλιματικές συνθήκες του πλανήτη (Ε. Καρύμπαλης, 2005).
Αποδεδειγμένα η ιστορία του πλανήτη χαρακτηρίζεται από εναλλαγές παγετωδών και μεσοπαγετωδών περιόδων. Κατά τη διάρκεια των παγετωδών περιόδων όγκοι νερού των ωκεανών συσσωρεύονται και δεσμεύονται με τη μορφή πάγου στην επιφάνεια της ξηράς με αποτέλεσμα την πτώση της θαλάσσιας στάθμης.
Αντίθετα κατά τη διάρκεια των μεσοπαγετωδών περιόδων, η τήξη των πάγων στην επιφάνεια της ξηράς έχει σαν αποτέλεσμα τη μεταφορά του νερού από την στερεά κατάσταση των πάγων της ξηράς στην υγρή κατάσταση που καταλήγει στα θαλάσσια περιβάλλοντα και κατά συνέπεια οδηγεί στην άνοδο της θαλάσσιας στάθμης. Η διεργασία αυτή καλείται ευστατισμός Σε τοπική όμως κλίμακα υπάρχει μια διαφοροποίηση. Η μεταβολή της στάθμης της θάλασσας μπορεί να είναι αποτέλεσμα τοπικών αιτιών που οδηγούν στη μεταβολή της επιφάνειας της ξηράς (ανύψωση ή βύθιση). Οι μεταβολές αυτές σημειώνονται εξαιτίας των τεκτονικών ή των ισοστατικών κινήσεων. Στο σημείο αυτό αξίζει να σημειωθεί πως ο όρος

ισοστασία περιγράφει τις κινήσεις της ξηράς που οφείλονται στην αυξομείωση του βάρους των πάγων που την καλύπτουν κατά τη διάρκεια των παγετωδών και μεσοπαγετωδών περιόδων (Ε. Καρύμπαλης, 2005). Αξίζει να σημειωθεί πως οι μεταβολές της στάθμης που σημειώνονται σε μια περιοχή οφείλονται στο συνδυασμό τόσο του ευστατισμού όσο και των τοπικών αιτιών.
Το φαινόμενο του θερμοκηπίου, που εκτείνεται από τη σταδιακή συνεχή εκπομπή CO_2 στον ατμοσφαιρικό αέρα κυρίως λόγω βιομηχανικών καύσεων, αποτελεί την κύρια αιτία αύξησης της μέσης θερμοκρασίας του αέρα του πλανήτη (Meler F. And Wahr M., 2002). Αυτή η θέρμανση ενδέχεται να προκαλέσει μία άνοδο της θαλάσσιας στάθμης με ρυθμούς αρκετά μεγαλύτερους από τους φυσιολογικούς.

5.5: Μεταβολές θαλάσσιας στάθμης κατά το Ολόκαινο

Η ιστορία της γης διαιρείται σε τέσσερις μεγάλες περιόδους. Η πρώτη, από την οποίο τα στοιχεία των απολιθωμάτων είναι σπάνια και περιορίζονται μόνο σε απομεινάρια μικροσκοπικών όντων, είναι γνωστή ως **προκάμβρια** περίοδος. Στη συνέχεια ακολούθησαν τρεις αιώνες, από τους οποίους υπάρχουν άφθονα απολιθώματα μεγαλύτερων μορφών ζωής: ο **Παλαιοζωικός,** ο **Μεσοζωικός** και ο **Καινοζωικός αιώνας**. Καθένας από τους αιώνες υποδιαιρείται σε μικρότερες περιόδους (κυρίως ο πιο πρόσφατος), που με τη σειρά τους χωρίζονται σε εποχές. Το σχήμα που ακολουθεί απεικονίζει την κλίμακα των γεωλογικών χρόνων. Ο Καινοζωικός αιώνας είναι ο πιο πρόσφατος γεωλογικός αιώνας, που εκτείνεται από το τέλος του Μεσοζωικού μέχρι σήμερα.



Σχήμα 5:Σχηματική απεικόνιση του γεωλογικού χρόνου.

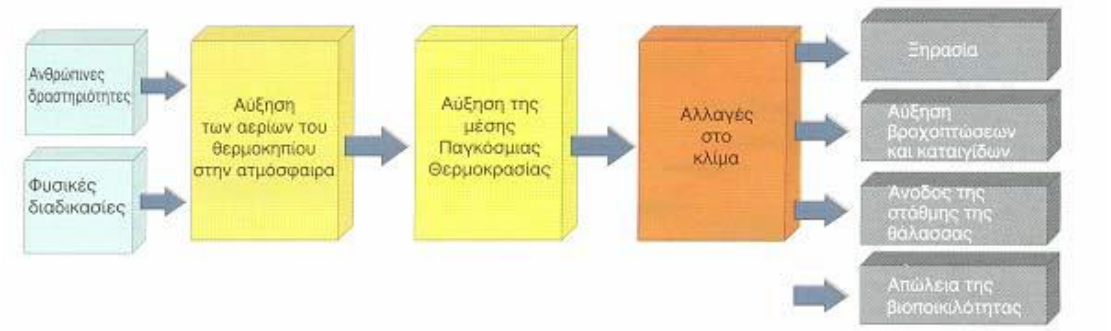
Ο αιώνας αυτός διαιρείται σε δύο περιόδους το Τριτογενές και το Τεταρτογενές, όπως φαίνεται και στο σχήμα 5.
Οι περίοδοι αυτοί με τη σειρά τους διαιρούνται σε εποχές. Η περίοδος του Τεταρτογενούς έχει δύο εποχές: το Πλειστόκαινο και το Ολόκαινο. Στο σημείο αυτό

κρίνεται απαραίτητο να σημειωθεί πως για τη μελέτη της γεωμορφολογίας των παράκτιων περιοχών το ενδιαφέρον εστιάζεται στον πρόσφατο γεωλογικό παρελθόν δηλαδή στις παγετώδεις περιόδους που σημειώθηκαν κατά τη διάρκεια του Τεταρτογενούς. Κατά καιρούς έχουν πραγματοποιηθεί αρκετές προσπάθειες σχεδιασμού μιας ευστατικής καμπύλης μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης για την εποχή του Ολοκαίνου. Όλες οι καμπύλες που έχουν προταθεί έχουν παρόμοια μορφή με κάποιες μικροδιαφορές που οφείλονται κυρίως στη δυσκολία διαχωρισμού των μεταβολών λόγω ευστατισμού και αυτών που οφείλονται κυρίως σε τοπικά αίτια όπως ο τεκτονισμός και η ισοστασία, στις διάφορες περιοχές από όπου ο κάθε ερευνητής αντλούσε πληροφορίες (Haslett, 2002).
Η τελική μορφή της καμπύλης στάθμης θάλασσας-χρόνου δείχνει ότι κατά το μέγιστο της τελευταίας παγετώδους περιόδου 18000 έτη BP (πριν από σήμερα) η στάθμη της θάλασσας ήταν παγκοσμίως περίπου 120m χαμηλότερα από τη σημερινή. Αρκετοί ερευνητές έκαναν προσπάθειες απομόνωσης των τεκτονικών παραγόντων με απώτερο σκοπό την απόδοση μιας καμπύλης οφειλόμενης αποκλειστικά στις ευστατικές μεταβολές. (Fairbridge R.W., 1961, Shepard F.P., 1963, Jeigersma S., 1966, Morner N. A., 1971, Tooley M.J., 1978)
Η περισσότερο αποδεκτή παγκοσμίως καμπύλη για το Ολόκαινο, σχεδιάστηκε από το Morner (1971), ο οποίος βασίστηκε σε δεδομένα από τη Ν. Σουηδία, μια περιοχή με γνωστή τοπική ισοστατική ιστορία και κατέληξε στη σχεδίαση μιας ευστατικής καμπύλης για το Ολόκαινο.

5.6: Κλιματικά Μοντέλα και Σενάρια ανόδου της θαλάσσιας στάθμης έως το έτος 2100

Τα κλιματικά μοντέλα στοχεύουν στην πρόβλεψη των κλιματικών και άλλων σύνθετων συστημάτων σχετικά με το τι πρόκειται να συμβεί στο μέλλον. Τα μοντέλα αυτά γενικώς συμφωνούν στο ότι θα υπάρξει μια αύξηση της θερμοκρασίας του αέρα σε παγκόσμια κλίμακα αλλά ταυτόχρονα επικρατεί διαφωνία σε ότι αφορά τις επιπτώσεις αυτής της αλλαγής. Επικρατούν τέσσερις βασικές προβλέψεις από τα κύρια κλιματικά μοντέλα (G.Tyler Miller, JR, 1999).

Σχήμα 6: Σχηματική απεικόνιση του φαινομένου του θερμοκηπίου και των πιθανών μελλοντικών συνεπειών του στον πλανήτη.



Στο πρώτο μοντέλο επικρατεί η άποψη ότι θα υπάρξει μια αύξηση της μέσης

επιφανειακής θερμοκρασίας της γης κατά 1.5 – 5.5oC μέχρι το 2100, εάν εξακολουθήσει η συγκέντρωση των αερίων του θερμοκηπίου να αυξάνεται με τα τρέχοντα ποσοστά. Το κυριότερο πρόσφατο μοντέλο προβλέπει πως ακόμη και με τη πιο χαμηλή αύξηση του 1.5oC, ο πλανήτης θα είναι πιο θερμός απ' ότι ήταν εδώ και 10.000 χρόνια.

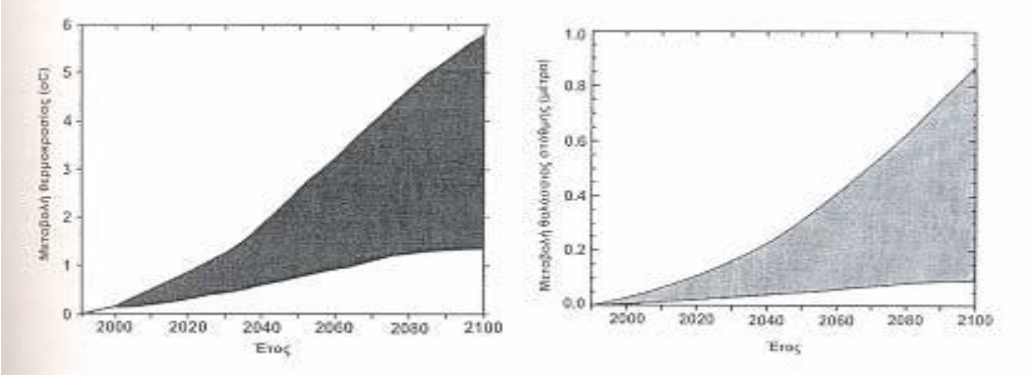
Το δεύτερο μοντέλο υποστηρίζει ότι το βόρειο ημισφαίριο θα θερμανθεί περισσότερο και ταχύτερα από το νότιο, διότι το τελευταίο καλύπτεται με ωκεανό στο μεγαλύτερο τμήμα του, απορροφά περισσότερη θερμότητα σε σχέση με τη στεριά και επειδή το νερό ψύχεται με πιο αργούς ρυθμούς από το έδαφος.

Σύμφωνα με το τρίτο μοντέλο εκτιμάται ότι οι θερμοκρασίες σε μεσαία και υψηλά γεωγραφικά πλάτη θα αυξήσουν τη μέση παγκόσμια θερμοκρασία δυο έως τρεις φορές, ενώ οι θερμοκρασίες πλησίον του Ισημερινού θα σημειώσουν μικρότερη άνοδο σε σύγκριση με τη μέση παγκόσμια θερμοκρασία. Έτσι αναμένεται στη Βόρεια Αμερική, στην Ευρώπη και στην Ιαπωνία να σημειωθούν οι μεγαλύτερες θερμοκρασίες καθώς αποτελούν γεωγραφικές περιοχές που εντοπίζονται μακριά από τον Ισημερινό, εν αντιθέσει με τις αναπτυσσόμενες χώρες οι οποίες εκτιμάται ότι θα υποστούν μικρότερη θερμοκρασιακή αύξηση.

Στο τελευταίο σενάριο επικρατεί η άποψη ότι τα παγκόσμια επίπεδα της θαλάσσιας στάθμης θα παρουσιάσουν άνοδο. Οι επιστήμονες εκτιμούν ότι τα 2/3 αυτής της αύξησης είναι αποτέλεσμα της παγκόσμιας θερμοκρασίας, ενώ το υπόλοιπο 1/3 πιθανόν να οφείλεται στην αποξήρανση των υδροβιοτόπων, στην καταστροφή των δασών και στην υπερβολική άντληση υπόγειων υδάτων από βαθύς υδροφόρους ορίζοντες (G.Tyler Miller, JR, 1999:105) Βάσει των παγκόσμιων κλιματικών δεδομένων της U.S. Environmental Protection Agency (EPA) (Titus J.G. and Narayanan. V.K., 1995) καθώς και τη χρήση μαθηματικών μοντέλων (IPCC "Intergovernmental Panel on Climate Change", 2001) έχει υπολογισθεί ότι μέχρι το έτος 2050, η μέση θερμοκρασία του αέρα του πλανήτη σε παγκόσμια κλίμακα θα αυξηθεί κατά 1oC και κατά συνέπεια μέχρι το 2100 αναμένεται μια αύξηση κατά 2oC σε σχέση με τα σημερινά επίπεδα. Κυριότερο λόγο αυτής της αύξησης αποτελεί η ραγδαία επιδείνωση του φαινομένου του θερμοκηπίου λόγω των συνεχώς αυξανόμενων συγκεντρώσεων CO2 από τις βιομηχανικές εκπομπές στον ατμοσφαιρικό αέρα του πλανήτη.

Η αύξηση αυτή της θερμοκρασίας σε παγκόσμια κλίμακα θα προκαλέσει την τήξη τεράστιων μαζών πάγου τόσο στους πόλους όσο και στις ηπειρωτικές περιοχές, επιφέροντας παγκοσμίως άνοδο στη θαλάσσια στάθμη με συνέπεια εκτεταμένες παράκτιες περιοχές της Γης να καλυφθούν με νερά (πλημμύρες). Επιστήμονες διαφόρων ειδικοτήτων χρησιμοποιώντας στοιχεία του παρελθόντος, σύγχρονες μετρήσεις καθώς και δορυφορικές παρατηρήσεις διατύπωσαν διάφορα σενάρια μελλοντικής ανόδου της θαλάσσιας στάθμης βάσει των οποίων εκτιμάται ότι μέχρι το έτος 2050 η στάθμη θα είναι κατά 15cm υψηλότερη ενώ μέχρι το έτος 2100 η αύξηση θα αγγίζει τα 50cm, υπολογίζοντας έτσι ότι ο ρυθμός ανόδου της θαλάσσιας στάθμης θα φτάσει τα 4,2mm/έτος το 2100.

Σχήμα 7: Μέγιστη και ελάχιστη εκτιμώμενη μεταβολή της θερμοκρασίας του αέρα και της στάθμης της θάλασσας παγκοσμίως μέχρι το έτος 2100 από την IPCC (2001)

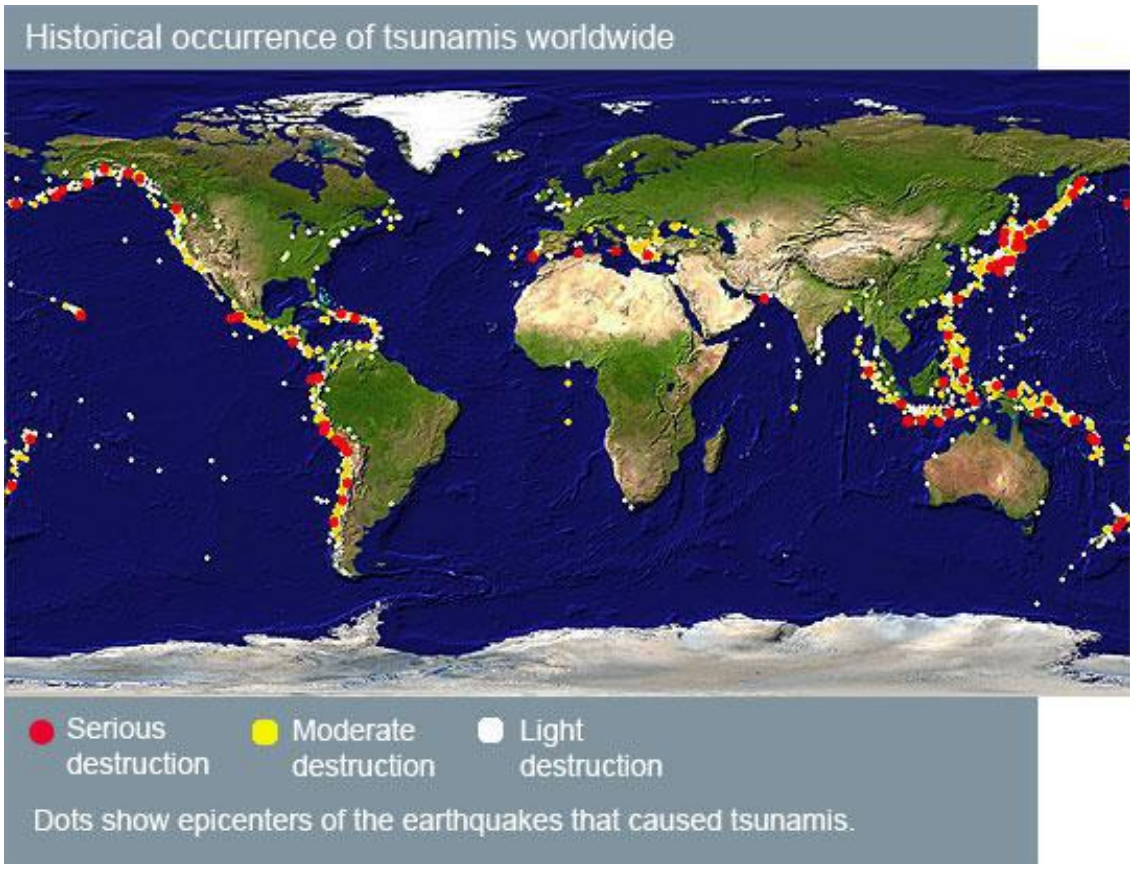


Είναι αναμενόμενο πως από αυτή τη μελλοντική άνοδο της θαλάσσιας στάθμης οι χαμηλές παράκτιες περιοχές θα είναι οι πρώτες που θα υποστούν τις αρνητικές συνέπειες του φαινόμενου και γι' αυτό το λόγο θεωρήθηκε σκόπιμο να εκτιμηθούν οι περιοχές που αναμένεται να πληγούν από μια τέτοια άνοδο καθώς και η αποτύπωση της κάλυψης των χρήσεων γης για την περιοχή μελέτης, η οποία αποτελεί ένα νησιωτικό παράκτιο περιβάλλον. Η εκτίμηση αυτή παρουσιάζει ένα ιδιαίτερο ενδιαφέρον δεδομένου ότι πρόκειται για μια νησιωτική περιοχή που εμφανίζει ραγδαία οικιστική ανάπτυξη, έντονη τουριστική αξιοποίηση καθώς και σημαντική συγκέντρωση κοινωνικο-οικονομικών δραστηριοτήτων κατά μήκος της παράκτιας ζώνης.

5.7: Γενικά για τα tsunami

Ο όρος **tsunami** προέρχεται από τις ιαπωνικές λέξεις tsu και nami που σημαίνουν λιμάνι και κύμα αντίστοιχα, είναι μακράς περιόδου (15-30 λεπτά της ώρας) κύματα που διαδίδονται στην επιφάνεια της θάλασσας με ταχύτητα που εξαρτάται από το πάχος του νερού της θάλασσας και είναι της τάξης των 200m/sec. Ο όρος αυτός υιοθετήθηκε κατά τη διεξαγωγή ενός διεθνούς επιστημονικού συνεδρίου σχετικού με το θέμα το 1963 προς τιμήν των Ιαπώνων που υποφέρουν αρκετά από το φαινόμενο αυτό. Κρίνεται απαραίτητο να διασαφηνιστεί πως τα κύματα αυτά δεν περιορίζονται φυσικά στο χώρο των λιμανιών όπως δείχνει η ετυμολογία του όρου, αλλά πλήττουν όλους τους τύπους ακτών. Τα τσουνάμι επομένως αποτελούν γιγάντια θαλάσσια κύματα που δημιουργούνται από διαφόρους μηχανισμούς και μπορούν να αποβούν καταστροφικά όταν πλησιάζουν τις ακτές και γενικότερα τις παράκτιες περιοχές. Αν και η εμφάνιση των τσουνάμι είναι αρκετά σπάνια, οι επιπτώσεις αυτών όταν συμβαίνουν είναι εξαιρετικά σημαντικές. Όταν προσκρούσουν στις ακτές μπορούν να δημιουργήσουν σημαντικά προβλήματα στις ανθρώπινες δραστηριότητες, σε εγκαταστάσεις, δίκτυα, υποδομές και να προκαλέσουν καταστροφές στα παράκτια οικοσυστήματα.

Τα τσουνάμι εμφανίζονται με μεγαλύτερη συχνότητα στο Βόρειο Ατλαντικό Ωκεανό πλήττοντας κυρίως την Αλάσκα και την Ιαπωνία καθώς και στις δυτικές ακτές τις Βόρειας Αμερικής πλήττοντας κυρίως τις ακτές της Χιλής. (Πηγή: http://www.tsunami.noaa.gov/tsunami_story.html)



Σχήμα 8 Πηγή: http://www.tsunami-alarm-system.com, 25/4/2014

Πίνακας 5: Τα πιο θανατηφόρα τσουνάμι στο κόσμο

228,000-310,000	Indian Ocean earthquake with tsunami, (Indonesia, India, Sri Lanka, Thailand, Somalia, Myanmar, and other countries)	2004
100,000	1755 Lisbon earthquake, tsunami, earthquake and fire	1755
70,000	Messina, Italy, earthquake and tsunami	1908
40,000	South China Sea, 1782, including deaths in Taiwan	1782
36,000	Krakatoa volcano explosion	1883
30,000	Tokaido-Nankaido, Japan	1707
27,000	Japan	1826
25,674	Chile	1868
22,070	Sanriku, Japan	1896
15,030	caused by Mount Unzen, outhwest Kyushu, Japan,	1792
13,486	Ryukyu Trench	1771
5,233	Tokaido-Kashima, Japan	1703
5,000	Nankaido, Japan	1605
5,000	Moro Gulf, Philippines	1976
4,000	Borneo, Indonesia	1952
3,000	Papua New Guinea	1998
3,008	Sanriku, Japan	1993
2,000	Great Chilean Earthquake, deaths in Chile, U.S. (Hawaii), Philippines and Japan	1960
2,000	Bristol Channel floods, possible tsunami, United Kingdom	1607
165	Aleutian Island earthquake, deaths in Hawaii and Alaska, U.S.	1946
122	Good Friday Earthquake, Alaska and Hawaii, U.	1964
27 or 51	Placentia Bay, Newfoundland, Canada	1929
23	Nice, France	1979

Πηγήhttp://en.wikipedia.org/wiki/List_of_natural_by_death_Toll#Tsunami

5.8: Γενεσιουργά αίτια των τσουνάμι

- Τα τσουνάμι γεννιούνται από σεισμούς μεγέθους μεγαλύτερου των 6.5 βαθμών της κλίμακας Richter και εστιακού βάθους μικρότερου από 50km. Όλοι οι υποθαλάσσιοι σεισμοί δεν είναι σε θέση να προκαλέσουν τσουνάμι. Η δημιουργία τους εξαρτάται κυρίως από τη φύση και το μέγεθος της μετατόπισης του νερού πάνω από το σεισμικό επίκεντρο.
- Τσουνάμι επίσης μπορεί να προκληθεί από τις κατακόρυφες μετατοπίσεις του θαλάσσιου νερού που προκαλούνται από υποθαλάσσιους σεισμούς, οι οποίοι με τη σειρά τους προκαλούνται από την απότομη μετατόπιση κατά μήκος ενός υποθαλάσσιου ρήγματος.
- Οι μετατοπίσεις του θαλάσσιου νερού με σχετική βιαιότητα που μπορεί να προκληθούν από ηφαιστειακές εκρήξεις είναι ικανές να ενεργοποιήσουν κύματα

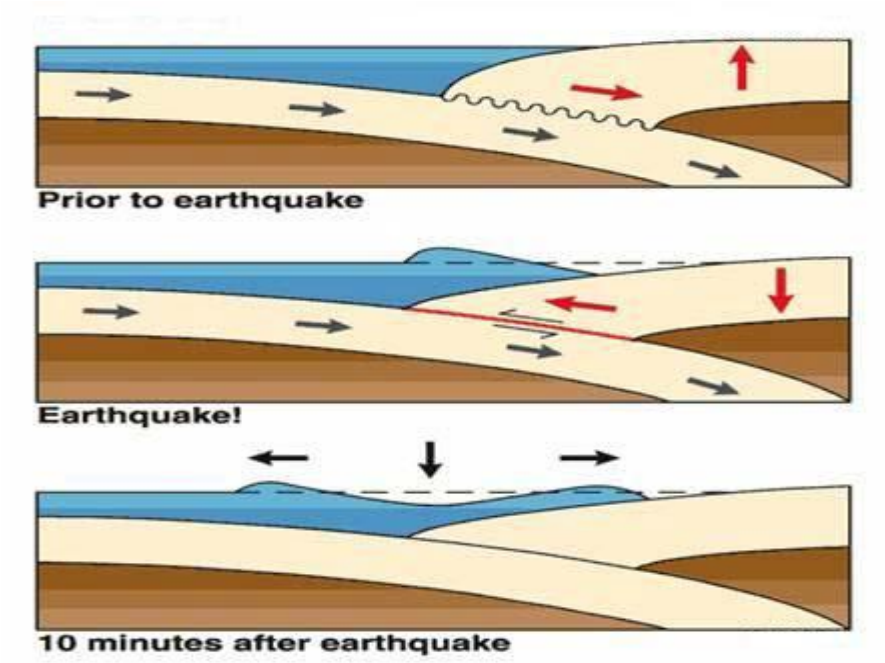
τσουνάμι.

- Τέλος τα τσουνάμι μπορεί να προκληθούν και από μεγάλης έκτασης υποθαλάσσιες κατολισθήσεις.

Στην περίπτωση που υπάρξει μία μετατόπιση του υποθαλάσσιου πυθμένα οφειλόμενη σε κάποιον από τους παραπάνω λόγους, η θαλάσσια στάθμη ακριβώς πάνω από την περιοχή υποχώρησης του πυθμένα ταπεινώνεται καθώς το νερό τείνει να πληρώσει τον κενό χώρο που δημιουργήθηκε από την μετατόπιση. Τότε το νερό της επιφάνειας ορμά βίαια στην περιοχή που έπεσε η θαλάσσια στάθμη για να αποκαταστήσει το επίπεδο της θάλασσας. Η αντιστάθμιση όμως είναι υπερβολική με αποτέλεσμα να δημιουργείται μια τοπική αύξηση της θαλάσσιας στάθμης που στη συνέχεια διαδίδεται προς τις ακτές σαν κύμα τσουνάμι. (Smith & Dawson, 1990).

Σεισμική δραστηριότητα

Η πιο συχνή αιτία δημιουργίας τσουνάμι είναι η σεισμική δραστηριότητα. Οι υποθαλάσσιοι σεισμοί που προκαλούν τσουνάμι συνήθως συμβαίνουν σε εστιακά βάθη μικρότερα των 100 χιλιομέτρων και έχουν ένταση μεγαλύτερη των 6.5 βαθμών της κλίμακας Richter. Οι σεισμοί αυτοί συμβαίνουν εκεί όπου υπάρχουν διαρρήξεις κατά μήκος ενεργών ρηγμάτων. Μόνο τριών ειδών ρήγματα μπορούν να προκαλέσουν τσουνάμι. Τα οριζόντιας μετατόπισης (strike-slip), τα κανονικά (dip-slip) και τα ανάστροφα (thrust-dip). Από τους τρεις τύπους ρηγμάτων, τα οριζόντιας μετατόπισης σπάνια γεννούν τσουνάμι. Από τους άλλους δύο τύπους, παρότι λογικά θα αναμενόταν τα κανονικά ρήγματα να δημιουργούν μεγάλες μετατοπίσεις στη μάζα του νερού αυτό δεν συμβαίνει καθώς το τμήμα που ανυψώνεται εξισορροπείται με αυτό που βυθίζεται. Τα ανάστροφα ρήγματα, που χαρακτηρίζουν τη ζώνη υποβύθισης, και βρίσκονται σε βάθος μέχρι 30 χιλιόμετρα είναι κυρίως υπεύθυνα για τη γένεση τσουνάμι. Περίπου το 90% των σεισμών σε παγκόσμιο επίπεδο συμβαίνουν στις ζώνες υποβύθισης, γεγονός που τις καθιστά κύρια γενεσιουργό πηγή των τσουνάμι.



Εικόνα 15. Τα ανάστροφα ρήγματα στις ζώνες υποβύθισης είναι αυτά που συνήθως δημιουργούν μεγάλα σε ένταση τσουνάμι. Στο σχήμα παρουσιάζεται ο τρόπος με τον οποίο αυτά τα ρήγμα παράγουν τσουνάμι.

Πηγή: http://www.ga.gov.au/image_cache/GA5600.gif

Το μήκος και η διεύθυνση του ρήγματος παίζουν σημαντικό ρόλο στη διαμόρφωση των χαρακτηριστικών του τσουνάμι. Το μήκος συσχετίζεται με μέγεθος του τεμάχους του θαλάσσιου πυθμένα που μετατοπίζεται. Έχει υπολογιστεί ότι το πλάτος του τσουνάμι είναι ανάλογο του τετραγώνου του μήκους του ρήγματος.

Για την δημιουργία τσουνάμι από ρήγματα έχουν αναπτυχθεί δύο θεωρίες. Η πρώτη θεωρία αντιμετωπίζει τα τσουνάμι σαν αποτέλεσμα της διάδοσης της ταλάντωσης του φλοιού στην θαλάσσια μάζα. Αυτή η θεωρία επιτρέπει την αναγνώριση του επικέντρου και των στοιχείων του σεισμού από τα ίδια τα χαρακτηριστικά του κύματος, ακόμα και στην περίπτωση των τηλεσεισμικών τσουνάμι.

Η δεύτερη θεωρία αντιμετωπίζει τα τσουνάμι σαν γραμμικά κύματα βαρύτητας τα οποία διεγείρονται από την μετατόπιση ενός μεγάλου όγκου νερού. Αυτή η διαδικασία προκαλείται από τη κάθετη μετατόπιση του θαλάσσιου πυθμένα, αρκεί το μήκος του ρήγματος να είναι τρεις ή τέσσερις φορές μεγαλύτερο από το βάθος του ωκεανού. Το μέγεθος αυτής της μετατόπισης μπορεί να υπολογιστεί θεωρητικά από τα χαρακτηριστικά του σεισμού όπως αυτά καταγράφονται από τους σεισμογράφους. Όσο αυξάνεται το εστιακό βάθος του σεισμού, τόσο μειώνεται το μέγεθος της μετατόπισης του πυθμένα. Αν ο σεισμός συμβεί σε πυθμένα με απότομη κλίση τότε πρέπει να ληφθεί υπόψη και η οριζόντια μετατόπιση του πυθμένα. Το τσουνάμι που δημιουργείται διατρέχει τη θαλάσσια μάζα με χαρακτηριστικά που περιγράφονται από τη γραμμική θεωρία των κυμάτων. Βάσει αυτής μπορούν να εκτιμηθούν πολλές παράμετροι του σεισμού, από τις μετρήσεις των παλιρροιογράφων και των οργάνων καταγραφής του ύψους του κυματισμού.

Λόγω της μεγάλης συχνότητας εμφάνισης τσουνάμι στην Ιαπωνία έχει αναπτυχθεί ένα σύστημα πρόγνωσης των χαρακτηριστικών και του μεγέθους των τσουνάμι. Από τους Imamura-Iida, έχει αναπτυχθεί η ομώνυμη κλίμακα που προσεγγίζει το μέγεθος ενός τσουνάμι βάσει εκατοντάδων αντίστοιχων φαινομένων που συνέβησαν μεταξύ του 1700 και 1960. Η κλίμακα Imamura-Iida υπολογίζεται από τον εξής τύπο: mII=log2Hrmax

Όπου, mII είναι η κλίμακα μεγέθους τσουνάμι Imamura-Iida, και Hrmax είναι το μέγιστο υψόμετρο διείσδυσης.

Σύμφωνα με τον Bryant (2001), ο Soloviev πρότεινε μια πιο γενική μορφή του τύπου ώστε να μπορεί να χρησιμοποιηθεί σε παγκόσμια βάση, που έχει ως εξής: is= log2(1.4Hr)

Όπου**,** is η ένταση του τσουνάμι και Hr το μέσο υψόμετρο των ροών διείσδυσης.

Κατολισθήσεις

Περίπου το 70% της επιφάνειας της γης καλύπτεται από ωκεανούς και θάλασσες που περιέχουν τεκτονικά και ηφαιστειακά ενεργές περιοχές, συνήθως εκεί που εμφανίζονται ζώνες υποβύθισης. Ακόμα, κατά μήκος των υφαλοκρηπίδων εμφανίζονται απότομες κλίσεις στις οποίες παρουσιάζονται κινήσεις ιζημάτων λόγω της βαρύτητας. Μεγάλος όγκος ιζημάτων μετακινείται έως τον πυθμένα του ωκεανού μέσω λασποροών και τουρβιδιτικών ρευμάτων.

Οι υποθαλάσσιες κατολισθήσεις είναι μετακινήσεις τεμαχών χωρίς σημαντική καταστροφή της εσωτερικής δομής των στρωμάτων, κατά μήκος μιας επιφάνειας διάρρηξης (Αλμπανάκης, 1999). Μπορούν να πάρουν τη μορφή μιας ανάμεικτης μάζας από βράχους και ιζήματα η οποία μετακινείται προς το βυθό ή μιας περιστρεφόμενης μάζας τεμαχών που αποκολλάται από το πέτρωμα. Οι περιστροφικές κατολισθήσεις συνήθως δημιουργούν κατακόρυφες διαρρήξεις στο τέμαχος που αποκολλήθηκε αυξάνοντας την επικινδυνότητα να συμβεί μια δεύτερη κατολίσθηση (Bryant, 2001).

Οι σεισμοί είναι πολύ πιθανό να διεγείρουν μια κατολίσθηση να συμβεί και ιδιαίτερα τις υποθαλάσσιες που συχνά σχετίζονται με τσουνάμι. Τα χαρακτηριστικά του τσουνάμι που δημιουργούνται από τις κατολισθήσεις είναι διαφορετικά από αυτά που παράγονται από τις μετατοπίσεις του πυθμένα από σεισμούς. Μια σημαντική διαφορά είναι ότι η διεύθυνση της διάδοσης του κύματος που προκλήθηκε από κατολίσθηση είναι περισσότερο εστιασμένη. Το τέμαχος που ολισθαίνει παράγει δύο αντίρροπες συστοιχίες κυμάτων. Η μία έχει διεύθυνση παράλληλη με αυτή της κίνησης της ολισθαίνουσας μάζας, ενώ η άλλη αντίθετη. Έτσι, ενώ τα τσουνάμι που προκλήθηκαν από σεισμούς είναι συμμετρικά κοντά στην πηγή που τα δημιούργησε, αυτά που δημιουργήθηκαν από κατολίσθηση είναι κύματα μορφής Ν. Το πρώτο κύμα της ακολουθίας χαρακτηρίζεται από πολύ χαμηλό πλάτος και ακολουθείται από μια κοιλία που το βάθος της μπορεί να είναι και τριπλάσιο του πλάτους του πρώτου κύματος. Το δεύτερο κύμα έχει το ίδιο πλάτος με αυτό της κοιλίας που προηγείται αλλά με το πέρασμα του χρόνου εξασθενεί και μετατρέπεται σε τρία ή τέσσερα ξεχωριστά κύματα ελαττώνοντας την περίοδό του. Η διαφορά μεταξύ του πλάτους του πρώτου κύματος και του δεύτερου κύματος μπορεί να παράγει μεγάλα υψόμετρα διείσδυσης στις ακτές, ιδιαίτερα όταν η ενέργεια του παγιδευτεί μέσα σε μια στενή λεκάνη, όπως τα φιορδ (Jiang and LeBlond, 1994).
Η γένεση των τσουνάμι από κατολίσθηση εξαρτάται από τον όγκο του και την ταχύτητα του υλικού που θα μετακινηθεί καθώς και από το βάθος της βύθισης. Ο όγκος του ολισθαίνοντος τεμάχους μπορεί να προσδιοριστεί γνωρίζοντας το ύψος και το οριζόντιο μήκος του. Η αρχική ταχύτητα της κατολίσθησης εξαρτάται από τον μηχανισμό που θα την διεγείρει. Εάν ο μηχανισμός είναι ένας σεισμός τότε η μάζα που ολισθαίνει αποκτά την ταχύτητά της ακαριαία. Όμως στην περίπτωση που η κατολίσθηση οφείλεται στην θραύση της συνοχής του πετρώματος, αποκτά μια επιταχυνόμενη ταχύτητα που εξαρτάται από τη μάζα και την πυκνότητα της μάζας που ολισθαίνει και την κλίση του πρανούς από το οποίο αποκολλήθηκε (Bryant,2001).
Τα μήκη κύματος και η περίοδος των τσουνάμι που προκαλούνται από υποθαλάσσιες κατολισθήσεις κυμαίνονται μεταξύ ενός και δέκα χιλιομέτρων

και ενός έως πέντε λεπτών αντίστοιχα, τιμές μικρότερες από τις αντίστοιχες των τσουνάμι που παράγονται από σεισμούς. Η περίοδος των κυμάτων τσουνάμι από υποθαλάσσιες κατολισθήσεις, είναι συνάρτηση του όγκου της ολισθαίνουσας μάζας και της κλίσης, και ανεξάρτητη από το βάθος της μετατόπισης και τη μάζα του τεμάχους, καθώς και από το βάθος στο οποίο συμβαίνει η κατολίσθηση (Bryant, 2001).

Ηφαιστειακή δραστηριότητα

Η ηφαιστειακή δραστηριότητα οφείλεται για το 4.6% των τσουνάμι που έχουν συμβεί στους ιστορικούς χρόνους, προκαλώντας το 9.1 % των θανάτων από τσουνάμι. Απαριθμούνται 10 μηχανισμοί με τους οποίους οι ηφαιστειακές εκρήξεις μπορούν να προκαλέσουν τσουνάμι. Το πιο συχνό από τα συνωδά φαινόμενα που οφείλονται στη γέννηση τσουνάμι είναι η σεισμική δραστηριότητα που προηγείται η έπεται μιας ηφαιστειακής έκρηξης. Για παράδειγμα, το τσουνάμι που προκλήθηκε από τη σεισμική δραστηριότητα που προηγήθηκε της έκρηξης του Βεζούβιου στις δυτικές ακτές της Ιταλίας το 79 μ.Χ. (Bryant, 2001).

Οι πυροκλαστικές ροές δημιουργούνται από την πτώση λόγω βαρύτητας των νεφών στάχτης που εκτοξεύονται κατακόρυφα από τον κρατήρα του ηφαιστείου. Όταν οι πυροκλαστικές ροές έρθουν σε επαφή με τη θαλάσσια μάζα μετατοπίζουν ποσότητες νερού μεταφέροντας ενέργεια σε αυτές και γεννούν τσουνάμι. Το μέγεθος του τσουνάμι εξαρτάται από την πυκνότητα αυτών των ροών. Εάν η πυκνότητα είναι μικρότερη από αυτή του νερού, τότε η στάχτη επιπλέει στο νερό και δημιουργεί ένα μικρό κύμα. Αντίθετα, αν οι ροές είναι πυκνότερες η στάχτη βυθίζεται στον πυθμένα του ωκεανού ωθώντας υδάτινες μάζες. Δεδομένου του ότι οι πυροκλαστικές ροές μπορούν να ταξιδέψουν για αρκετά χιλιόμετρα στον θαλάσσιο πυθμένα, μπορούν να προκαλέσουν τσουνάμι αρκετά μακριά από το σημείο της έκρηξης (Bryant, 2001). Για παράδειγμα, από την έκρηξη του ηφαιστείου Tambora στην Ινδονησία το 1885, οι πυροκλαστικές ροές δημιούργησαν ένα τσουνάμι ύψους 2 έως 4 μέτρων παρόλο που το ηφαίστειο απείχε 15 χιλιόμετρα από την ακτή (McCoy and Heiken, 2000).
Ακόμα υποθαλάσσιες ηφαιστειακές εκρήξεις, που δεν ξεπερνούν τα 500 μέτρα σε βάθος μπορούν να προκαλέσουν διαταράξεις στη στήλη της θαλάσσιας μάζας ικανές να προκαλέσουν τσουνάμι. Κάτω από αυτό το βάθος το βάρος και ο όγκος του νερού καθιστούν αδύνατη τη δημιουργία τσουνάμι. Αυτός ο παράγοντας προκαλεί τσουνάμι που σπάνια μπορούν να ξεπεράσουν τα 150 χιλιόμετρα από το σημείο της έκρηξης (Bryant, 2001).
Ο σχηματισμός της καλδέρας, κατά τη διάρκεια του τελευταίου σταδίου της ηφαιστειακής έκρηξης, μπορεί να προκαλέσει λόγω πιέσεων ώθηση στην υδάτινη μάζα. Αυτή η διαδικασία, μπορεί να σχηματίσει μια ακολουθία κυμάτων που θα αρχίσει να διαδίδεται μέσα πέντε λεπτά από τον σχηματισμό της καλδέρας. Παρότι αρχικά το ύψος του κύματος κοντά στη καλδέρα μπορεί να είναι αρκετά μεγάλο, στην πραγματικότητα ο όγκος του νερού που μετατοπίζεται είναι μικρός. Ακόμα εξαιτίας της μείωσης του ύψους ανάλογης της τετραγωνικής ρίζας της απόστασης, η ένταση του τσουνάμι, μειώνεται με ταχείς ρυθμούς από την εστία δημιουργίας του.
Οι ολισθήσεις υλικών από τον ηφαιστειακό κώνο, είναι ακόμα μια

αιτία πρόκλησης τσουνάμι. Τα καταρρέοντα υλικά μπορούν να σχηματίσουν μια στοιβάδα η οποία μπορεί να ολισθήσει με ταχύτητες 100 m/s. Κάποιες από αυτές τις στοιβάδες μπορεί να έχουν όγκο 20 κυβικά χιλιόμετρα και να ταξιδέψουν έως και 100 χιλιόμετρα από την ηφαιστειακή εστία (Bryant,2001). Για παράδειγμα κατά τη διάρκεια της έκρηξης του ηφαιστείου Unzen στην Ιαπωνία το 1792, 0.34 κυβικά χιλιόμετρα υλικών κατέρρευσαν σχηματίζοντας μια ολισθαίνουσα μάζα που ταξίδευσε 6.5 χιλιόμετρα έως ότου να φτάσει στη θάλασσα. Το τσουνάμι που σχηματίστηκε, έπληξε την χερσόνησο Shimabara, 77 χιλιόμετρα μακριά από το ηφαίστειο, και δημιούργησε πλημμυρικές ροές που έφτασαν τα 35-55 μέτρα σε υψόμετρο.

Τέλος εκρήξεις από πλάγιους πόρους του ηφαιστειακού κώνου, οι πτώσεις ογκόλιθων που εκτοξεύονται από τον κρατήρα και η λάβα που εισέρχεται στην υδάτινη μάζα μπορούν να προκαλέσουν τσουνάμι. Για παράδειγμα, η λάβα από το ηφαίστειο Matavanu στη Σαμόα,το 1907, ημιούργησε ένα τσουνάμι ύψους 3-3.6 μέτρων όταν εισήλθε στη θάλασσα (Bryant, 2001).

Σύγκρουση με κομήτες ή μετεωρίτες

Υπάρχουν δύο τύποι ουράνιων αντικειμένων, οι αστεροειδής και οι κομήτες, που η τροχιά της κίνησής τους μπορεί να διασταυρωθεί με αυτή της γης και να συμβεί μια σύγκρουση με ολέθριες συνέπειες. Εκτιμάται ότι από την εποχή που εμφανίστηκαν οι ανθρωπίδες έως τη σύγχρονη εποχή, περίπου 200 έως 500 σώματα τέτοιου είδους έχουν συγκρουστεί με τη γη. Διακρίνονται τέσσερις τύποι εξωγήινων αντικειμένων που ταξινομούνται βάσει της πυκνοτητάς τους. Οι κομήτες, με πυκνότητα περίπου 1g/cm^3, τα ανθρακοφόρα σώματα (carbonaceous bodies) με κπυκνότητα 2.2g/cm^3, οι πετρώδεις (stony) αστεροειδείς με πυκνότητες 3.5g/cm^3, και οι σιδηρούχοι (iron) αστεροειδείς με πυκνότητες 7.9g/cm^3. Οι κομήτες ταξιδεύουν με ταχύτητες 25-50 km/s ενώ οι αστεροειδείς με λιγότερο από 15 km/h. Κάθε ουράνιο σώμα που ταξιδεύει με αυτές τις ταχύτητες και έχει διάμετρο μεγαλύτερη του ενός χιλιομέτρου, κατά την είσοδο του στην ατμόσφαιρα της γης δεν εκρήγνυται και προσκρούει με ελάχιστη απώλεια της μάζας του.

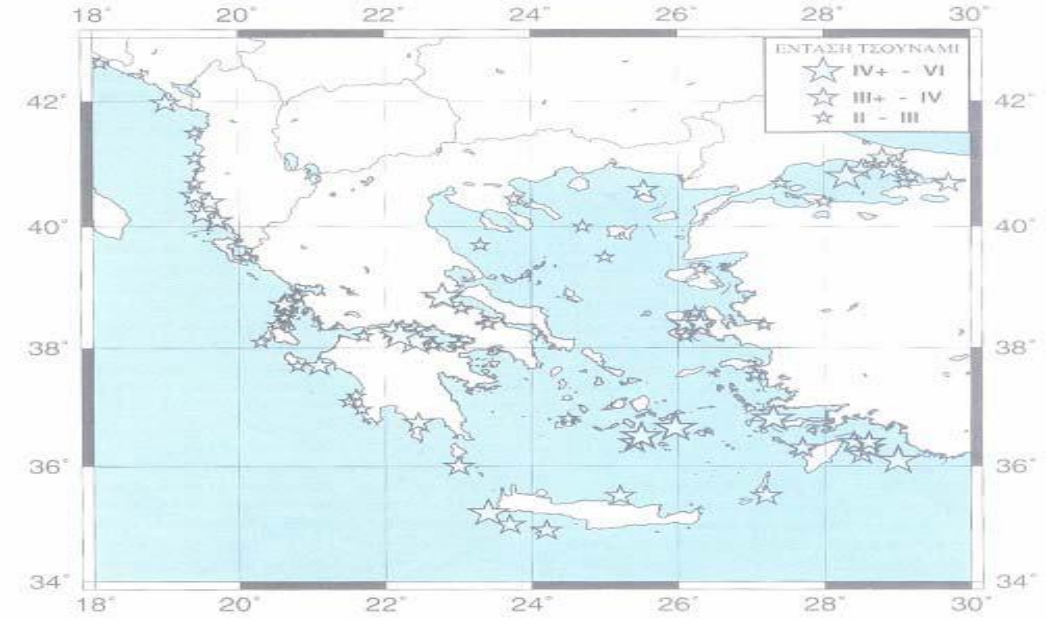
Από τους μετεωρίτες ή κομήτες που προσκρούουν στη γη, περίπου το 70% από αυτούς χτυπά τους ωκεανούς. Με ταχύτητες μεγαλύτερες των 20 km/s τα αντικείμενα αυτά εκρήγνυνται με την επαφή τους στις θάλασσες και τους ωκεανούς εκτοξεύοντας υδάτινες μάζες, δημιουργώντας μια ακολουθία κυμάτων τσουνάμι. Το ύψος του τσουνάμι εξαρτάται από τη μετατόπιση του νερού από τον υδάτινο κρατήρα της πρόσκρουσης προς τον ωκεανό. Επειδή το νερό απορροφά την περισσότερη από την ενέργεια του μετεωρίτη, δεν υπάρχει δημιουργία κρατήρα στον πυθμένα. Αυτή η διαδικασία είναι παρόμοια με τη βολή μιας πέτρας στο νερό. Έτσι δημιουργείται ένα κυμα που διαδίδεται προς όλες τις κατευθύνσεις και ταλαντώνει την υδάτινη

στήλη, δημιουργώντας μια ακολουθία τεσσάρων κορυφών η οποία διαδίδεται απομακρυνόμενη από το σημείο πρόσκρουσης. Όσο το κύμα απομακρύνεται από την εστία της πρόσκρουσης, χάνει την ενέργεια του και το ύψος του ελαττώνεται.
Ακόμα το ύψος του τσουνάμι αυξάνεται ανάλογα με τη διάμετρο του μετεωρίτη. Για παράδειγμα, ένας σιδηρούχος μετεωρίτης διαμέτρου 100 μέτρων μπορεί να παράγει ένα τσουνάμι 27.1 μέτρων σε ύψος, στα 50 χιλιόμετρα από την εστία πρόσκρουσης. Το ύψος του θα ελαττωθεί στα 2.7 μέτρα στα 500 χιλιόμετρα από την εστία και στα 0.7 μέτρα στα 2000 χιλιόμετρα. Οι ροές διείσδυσης ενός τέτοιου τσουνάμι θα μπορούσαν να φτάσουν μέχρι και τα 890 μέτρα στην ενδοχώρα, σε οποιοδήποτε σημείο που βρίσκεται εντός της ακτίνας των 2000 χιλιομέτρων από την εστία πρόσκρουσης.
Οι μετεωρίτες που ξεπερνούν το ένα χιλιόμετρο σε διάμετρο, μπορούν να δημιουργήσουν καταστροφικά τσουνάμι σε οποιαδήποτε θάλασσα προσκρούσουν. Αν και τέτοια σώματα έχουν μια συχνότητα εμφάνισης περίπου μια στα 10 εκατομμύρια χρόνια, η πρόσκρουση ενός μετεωρίτη τέτοιων διαστάσεων στην υδάτινη μάζα θα είχε σαν αποτέλεσμα τη δημιουργία τσουνάμι ύψους πάνω από 45 μέτρα σε απόσταση 1000 χιλιομέτρων από την εστία, και 22 μέτρων σε ακτίνα 2000 χιλιομέτρων. Τέλος, οι μετεωρίτες που ξεπερνούν τα 5 χιλιόμετρα σε διάμετρο, μπορούν να δημιουργήσουν τσουνάμι που ξεπερνούν τα 30 μέτρα ακόμα και στις πιο προστατευμένες ακτογραμμές.

5.9:Τα κυματικά χαρακτηριστικά των τσουνάμι

Όταν ένα τσουνάμι διαδίδεται στον ανοιχτό ωκεανό έχει τεράστιο μήκος κύματος, το ύψος του είναι αρκετά μικρό φθάνοντας μόλις το 1 μέτρο, η περίοδος του είναι μεγάλη αγγίζοντας την μία ώρα και η ταχύτητά του φθάνει τα 1000 χιλιόμετρα την ώρα, προσεγγίζοντας δηλαδή την ταχύτητα του ήχου. Εξίσου μεγάλη είναι και η ενέργεια που μεταφέρουν. Η ταχύτητα αυτών των γιγάντιων κυμάτων είναι τόσο μεγαλύτερη, όσο μεγαλύτερο είναι το βάθος της θάλασσας και υπολογίζεται από τη σχέση **v=(g*h)1/2**, όπου g η επιτάχυνση της βαρύτητας και h το βάθος του νερού. Επομένως γίνεται αντιληπτό πως μακριά από τις ακτές, στην ανοιχτή δηλαδή θάλασσα, τα κύματα αυτά δεν γίνονται αισθητά και δεν είναι επικίνδυνα.
Τα χαρακτηριστικά των κυμάτων που έχουν διαμορφωθεί σε συνθήκες βαθιών νερών μεταβάλλονται καθώς τα κύματα προσεγγίζουν την ακτή, όταν μεταβαίνουν δηλαδή από βαθιά νερά σε αβαθή. Πιο συγκεκριμένα το μήκος κύματος και η ταχύτητά τους μειώνονται, το ύψος τους αυξάνεται ενώ η περίοδος τους παραμένει αμετάβλητη. Το ίδιο ακριβώς συμβαίνει και με το τσουνάμι, καθώς αυτό προσεγγίζει την υφαλοκρηπίδα, η τριβή του με τον όλο και πιο αβαθή βυθό προκαλεί μείωση της ταχύτητάς του και κατά συνέπεια και του μήκους κύματός του, ενώ το ύψος του αυξάνεται σημαντικά φθάνοντας τα 30 και 40 μέτρα. Εκεί οφείλεται και η μεγάλη καταστρεπτικότητά τους. Τα τσουνάμι ανακλώνται και διαθλώνται από το ανάγλυφο του παράκτιου βυθού και τις παράκτιες γεωμορφές. Επιπλέον προσεγγίζοντας τις ακτές μπορούν να υποστούν απόκλιση και σύγκλιση συγκεντρώνοντας έτσι την ενέργειά τους σε συγκεκριμένα τμήματα της ακτής προκαλώντας τεράστιες καταστροφές σε παράκτιες περιοχές. Στο σημείο αυτό είναι απαραίτητο να διευκρινιστεί πως ένα γεγονός τσουνάμι δεν προκαλεί ένα μεμονωμένο κύμα αλλά μια σειρά κυμάτων που επηρεάζουν απανωτά την ακτογραμμή για πάνω από 24 ώρες. Ο χρόνος που μεσολαβεί μεταξύ της άφιξης διαδοχικών κορυφών των κυμάτων ποικίλει από 5 μέχρι 90 λεπτά. Το πρώτο κύμα που φθάνει στην ακτή συνήθως δεν είναι και το πιο καταστρεπτικό.

.Σχήμα 9: Τσουναμογόνες πηγές στην Ελλάδα και τις γειτονικές περιοχές (πηγή: Παπαζάχος)



Το παραπάνω σχήμα δείχνει ότι οι περιοχές της Ελλάδας που πλήττονται από τσουνάμι είναι κυρίως ο Κορινθιακός κόλπος, ο Μαλιακός κόλπος, οι Κυκλάδες, η Κρήτη, τα Δωδεκάνησα, η Χίος και οι δυτικές ακτές της Ελλάδας.
Τα μεγαλύτερα γνωστά τσουνάμι που παρατηρήθηκαν στην Ελλάδα και τις γύρω περιοχές είναι αυτά που προκλήθηκαν από τους μεγάλους επιφανειακούς σεισμούς ($M \geq 8.0$) το 365 μ.Χ. και το 1303 μ.Χ. στην Ελληνική Τάφρο νοτιοδυτικά της Κρήτης και ανατολικά της Ρόδου, αντίστοιχα. Φαίνεται ότι αυτά τα μεγάλα τσουνάμι και οι αντίστοιχοι επιφανειακοί σεισμοί έχουν πολύ μεγάλες μέσες περιόδους επανάληψης (~1000 έτη). Αυτά τα τσουνάμι προξενούν σε διάφορες παράκτιες περιοχές της ανατολικής Μεσογείου εκτεταμένες καταστροφές. Τέλος οι παράκτιες περιοχές που διατρέχουν τον μεγαλύτερο κίνδυνο από τα γεγονότα τσουνάμι είναι αυτές που έχουν χαμηλό υψόμετρο και συνήθως θεωρούνται οι περιοχές που το υψόμετρό τους είναι κάτω από 10 μέτρα (Καρύπμαλης Ε., 2005).
Από τα παραπάνω γίνεται φανερό ότι η περιοχή μελέτης αποτελεί μια περιοχή υψηλού κινδύνου σε ότι αφορά την πιθανότητα να πληγεί από ένα γεγονός τσουνάμι. Για το λόγο αυτό κρίθηκε αναγκαία η εκτίμηση των πιθανών επιπτώσεων που θα έχει στην περιοχή που μελετήθηκε ένα τέτοιο γεγονός.

5.10: Υψόμετρο διείσδυσης των πλημμυρικών ροών (run-up heights)

Μία σημαντική παράμετρος εκτίμησης του μεγέθους ενός τσουνάμι είναι το μέγιστο υψόμετρο διείσδυσης των πλυμμηρικών ροών που ορίζεται ως η κάθετη απόσταση του σημείου στην ενδοχώρα μέχρι το οποίο εκτείνονται οι πλυμμηρικές ροές από τη μέση στάθμη της θάλασσας (Farreras, 2000). Τα τσουνάμι εμφανίζουν ικανότητα διείσδυσης σε υψόμετρα που ξεπερνούν πολλές φορές και το διπλάσιο του ύψους κύματος πριν αυτό θραυτεί. Υπάρχουν πολλά παραδείγματα στον Ειρηνικό ωκεανό, όπου τσουνάμι δημιούργησαν πλημμυρικές ροές που ξεπέρασαν τα 100 μέτρα υψόμετρο (Bryant, 2001).
Το υψόμετρο διείσδυσης επίσης εξαρτάται από τον συνδυασμό του τύπου της ακτής , τη διάθλαση, το συντονισμό των κυμάτων, τη γένεση των στάσιμων κυμάτων και την ενέργεια των κυμάτων τσουνάμι. Όλα τα παραπάνω έχουν ως αποτέλεσμα να προκαλούν χωρικές διαφοροποιήσεις στο υψόμετρο διείσδυσης ανάλογα με τις τιμές που παίρνουν αυτές οι παράμετροι. Ακόμα, τοποθεσίες που είναι φαινομενικά προστατευμένες από τις επιπτώσεις των τσουνάμι εμφανίζουν τρωτότητα λόγω της διείσδυσης των πλημμυρικών ροών. Μοντέλα προσομοίωσης έχουν δείξει πως οι ταχύτητες των ροών διείσδυσης μπορεί να αυξήσουν έως και τρεις φορές την ταχύτητα τους όταν βρεθούν στην ενδοχώρα. Για παράδειγμα, οι πλημμυρικές ροές που προκλήθηκαν από το τσουνάμι της 12^{ης} Ιουλίου 1993, στη νήσο Okusihir στην Ιαπωνία, έφτασαν στο πίσω μέρος του νησιού έχοντας ταχύτητα μεγαλύτερη από την αρχική και προκάλεσαν πολλούς θανάτους (Bryant, 2001).

Ένα ακόμα χαρακτηριστικό των τσουνάμι, όπως έχει διαπιστωθεί τα τελευταία χρόνια από βίντεο που τραβήχτηκαν την στιγμή που ένα τσουνάμι συνέβαινε, είναι η διάσπασή του σε μικρότερα μέτωπα την ώρα που προσεγγίζει την ακτή. Τα μέτωπα

αυτά χαρακτηρίζονται από την αναταραχή των νερών που προηγείται του κύματος. Τα κύματα αυτά εμφανίζουν μια παράδοξη ιδιότητα, καθώς θα αναμενόταν ότι θα έχαναν γρήγορα την ενέργεια τους λόγω των αναταράξεων και της τριβής. Στην πραγματικότητα όμως, διατηρούν την ενέργειά τους ακόμα και κατά τη διείσδυση τους στην ξηρά και είναι ιδιαίτερα καταστροφικά. Λεπτομερείς αναλύσεις έχουν δείξει ότι τέτοιου είδους κύματα μεταφέρουν ορμή στη μάζα του νερού που προηγείται διπλασιάζοντας την ταχύτητά της και αυξάνουν τις αναταράξεις σε αυτήν. Οι αναταράξεις γίνονται αιτία ιζήματα από την παράκτια ζώνη να παρασυρθούν και να μεταφερθούν στην ενδοχώρα όπου και θα αποτεθούν (Bryant, 2001).

5.11: Τα τσουνάμι στην Ελλάδα

Επικινδυνότητα των τσουνάμι στην Ελλάδα

Η ενέργεια ενός κύματος τσουνάμι είναι συνήθως ίση με το 1/10 της σεισμικής ενέργειας του αντίστοιχου σεισμού. Κατά καιρούς έχουν προταθεί διάφορες κλίμακες για τη μέτρηση των μεγεθών των τσουνάμι. Ο καθορισμός αυτών των μεγεθών βασίζεται κυρίως σε μετρήσεις του ύψους στο οποίο φθάνει το κύμα. Έχουν προταθεί διάφορες κλίμακες της έντασης, Κ, του τσουνάμι βασιζόμενες στα μακροσεισμικά τους αποτελέσματα. Μια τέτοια εξαβάθμια κλίμακα (I, II, III, IV, V, VI) προτάθηκε από τον Sieberg και αναθεωρήθηκε από τον Ambraseyes (1962) (Παπαζάχος, 2003).
Ερευνητικές εργασίες για τα τσουνάμι στην Ελλάδα και τις γειτονικές περιοχές έδειξαν πως ο κίνδυνος δεν είναι τόσο σημαντικός όσο αυτών που λαμβάνουν χώρα στον Ειρηνικό ωκεανό κατά μήκος της περιοχής γνωστής ως ***«ring of fire»*** η οποία χαρακτηρίζεται από έντονη σεισμική και ηφαιστειακή δραστηριότητα. Αν και μικρότερος όμως είναι υπαρκτός ο κίνδυνος ενεργοποίησης τσουνάμι και στη Μεσόγειο Θάλασσα και ιδιαίτερα στην Ελλάδα λόγω της υψηλής της σεισμικότητας. Στον Ελλαδικό χώρο δεν γίνονται ισχυροί σεισμοί ικανοί να προκαλέσουν μεγάλο τσουνάμι. Το μέγεθός τους όμως είναι τέτοιο που μπορεί να ανακινήσει ιζήματα και να υπάρξουν υποθαλάσσιες κατολισθήσεις που θα δημιουργήσουν με τη σειρά τους τσουνάμι **.**
Πρέπει αρχικά να διερευνηθεί η πιθανότητα ότι ένα τσουνάμι ενός συγκεκριμένου μεγέθους ενδέχεται να συμβεί μέσα σε μια δεδομένη χρονική περίοδο του χρόνου. Κατά τα τελευταία σαράντα χρόνια περίπου, αρκετοί ερευνητές έχουν συλλέξει μεγάλο αριθμό δεδομένων και έχουν δημοσιεύσει καταλόγους για την ανατολική Μεσόγειο και Ελληνικό χώρο (π.χ. Αντωνόπουλος, 1980, Παπαδόπουλος, 1998, Soloviev et al., 2000). Κατά την ίδια περίοδο πολύ λεπτομερείς καταλόγους των σεισμών, οι οποίοι περιέχουν αναφορές σε συνυφασμένα γεγονότα τσουνάμι, συντάχτηκαν και δημοσιεύτηκαν (Papazachos, B. C. and Papazachou C., 1997)
Από τους ιστορικούς καταλόγους ,παρατηρείται ότι οι ελληνικές ακτές έχουν επανειλημμένα πληγεί από μεγάλα σεισμικά φαινόμενα και από γεγονότα τσουνάμι τα οποία συνδέονται άμεσα με αυτούς. Το σεισμικό ενεργό ελληνικό τόξο όπως έχει ήδη αναφερθεί, όπου η αφρικάνικη λιθοσφαιρική πλάκα τοποθετείται κάτω από την μικρόπλακα του Αιγαίου, θεωρείται ως μια από τις πιο χαρακτηριστικές τσουναμογενείς περιοχές στην ευρύτερη περιοχή. (Tefatos A. Et al, 2005)
Από αυτούς τους καταλόγους κατέστη δυνατόν να υπολογιστεί η πιθανότητα (περίοδοι επαναφοράς) για διαφορετικού μεγέθους τσουνάμι . Από την ανάλυση των

συνολικών δεδομένων αυτών, οι (Papazachos, B. C. and Papazachou C., 1997) και (Dominey & Howes, 2002) αναφέρουν ότι το τσουνάμι στην Ελλάδα και στην ευρύτερη περιοχή με μέγιστη ένταση ή (Ko) (στο Ambraseys-Sieberg) έξι βαθμού κλίμακα έντασης (Ambraseys, 1962) από III ή μεγαλύτερο, συμβαίνουν κατά μέσο όρο, κάθε 4 χρόνια. Η περίοδος επαναφοράς των τσουνάμι με ένταση IV ή μεγαλύτερη είναι 26 χρόνια, ενώ τα τσουνάμι με V ένταση ή μεγαλύτερο συμβαίνουν σε κατά μέσο όρο, κάθε 170 χρόνια. Τσουνάμι με ένταση VI ή μεγαλύτερη, έχουν μέση περίοδο επαναφοράς 1100 χρόνια. Εφάμιλλης σημασίας είναι η εκτίμηση του πιθανού ύψους κύματος για τα τσουνάμι της έντασης III, IV, V και VI. Soloviev (1978) .

Πίνακας 6: Ύψος κύματος, σύμφωνα με Soloviev (1978) και σύμφωνα με την Ελληνικά αρχεία για κάθε βαθμό έντασης τσουνάμι και τον αριθμό των εκδηλώσεων ανά τάξη Ko.

Κατηγορία κύματος	Μέσο Ύψος κύματος(m)	Ύψος κύματος για την Ελλάδα (m)	Περίοδος εμφάνισης (χρόνια)	Συχνότητα εμφάνισης μέσα στα χρόνια
III	+2m	1.6m	4	55
IV	+4m	4.8m	26	25
V	+8m	11.5m	170	10
VI	+16m	20m	1100	2

Δεδομένου ότι οι υπολογισμοί αυτοί είναι από δεδομένα περισσότερο από είκοσι χρόνια παλιά και αφορούν τα τσουνάμι από όλο τον κόσμο, θ μέση H (m) max για όλα τα τσουνάμι ((Ko) III εως VI) από τον ελληνικό χώρο υπολογίζεται από τα δεδομένα του Παπαδόπουλου (1998) θ οποία είναι το πιο ολοκληρωμένο σύνολο δεδομένων με 159 καταγραφές. Υπολογίζεται ότι θ H (m) max για την έκταση ((Ko)) III είναι 1,6 m, για (Ko) IV είναι 4,8 m, για (Ko) V είναι 11,5 m και για (Ko) VI είναι 20 μ. Όπως μπορεί να φαίνεται στον Πίνακα οι τιμές για (Ko) III και IV είναι σε γενικές γραμμές παρόμοιες με αυτές των Soloviev (1978), αλλά είναι κάπως μεγαλύτερες για (Ko) V και VI. Αυτό οφείλεται: (1) σε ένα μικρότερο σύνολο δεδομένων για στον ελληνικό χώρο μόνο και (2) η παρουσία των δύο πολύ μεγάλων τσουνάμι στο εγγυσ πρόσφατη περίοδο που οδηγούν σε πιθανή στρέβλωση των δεδομένων. Τα στοιχεία που παρουσιάζονται παραπάνω είναι σημαντικά δεδομένου ότι προτείνουν ότι το τσουνάμι με μέγιστο ύψος κύματος 5 m έχουν περίοδο εμφάνισης μόλις 26 έτη. Δεδομένου ότι οι παράκτιες περιοχές στην Ελλάδα έχουν βιώσει σημαντική ανάπτυξη κατά τη διάρκεια των τελευταίων 40 χρόνων στα οποία δεν έχουν παρουσιαστεί εκδηλώσεις του φαινομένου , η πιθανότητα για την εκδήλωση τους και των ζημιών που θα προκαλέσουν είναι πολύ υψηλή. Πρέπει επίσης να σημειωθεί ότι το τελευταίο μεγάλο τσουνάμι (Ko) VI συνέβη στης 21 Ιουλίου το 365 μ. (1.637 χρόνια πριν) το οποίο συνδέεται με ένα μεγάλο σεισμό καταβύθισης κάτω από την εξωτερική πλευρά του Ελληνικού Τόξου. Ως εκ τούτου,

ένα σοβαρό γεγονός τσουνάμι από τεκτονικά αίτια δεν έχει εμφανιστεί για μεγάλο χρονικό διάστημα και είναι πολύ πιθανό να συμβεί (Papathoma M., Dominey-Howes D., 2003).

Από την αρχαιότητα έως σήμερα πολλά καταστροφικά τσουνάμι έχουν πλήξει τα νησιά και την ηπειρωτική Ελλάδα. Ο μηχανισμός γέννησης των τσουνάμι στον ελληνικό χώρο είναι οι σεισμοί, οι κατολισθήσεις που οφείλονται σε σεισμούς, οι κατολισθήσεις που οφείλονται στην υψηλή στερεοπαροχή των υδρογραφικών δικτύων και η ηφαιστειακή δραστηριότητα.

Κατά τη διάρκεια των τελευταίων δεκαετιών γίνεται προσπάθεια από πολλούς ερευνητές να καταγραφούν οι σεισμοί και τα τσουνάμι στον ελληνικό χώρο και να δημοσιευθούν κατάλογοι με αυτά τα γεγονότα (Ambraseys, 1962, Papadopoulos, 2000, Stiros, 2001). Τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν για να συνταχθούν αυτοί οι κατάλογοι προέρχονται από πηγές όπως αρχαιολογικά ευρήματα, συγγράμματα, μύθοι, τοπικές και διεθνής βιβλιοθήκες, δημόσια και ιδιωτικά αρχεία και συλλογές, ινστιτούτα, πανεπιστήμια και μοναστήρια (Dominey-Howes, 2002). Η μεθοδολογία που χρησιμοποιείται για την συμπλήρωση των καταλόγων περιλαμβάνει τρία στάδια. Πρώτον, την συλλογή των διαθέσιμων και ταυτόχρονα αξιόπιστων δεδομένων, στα οποία εμφανίζονται στοιχεία και περιγραφές για την εμφάνιση σεισμού ή τσουνάμι. Δεύτερον, την ανάλυση αυτών των πληροφοριών και την προσπάθεια να εκτιμηθεί ποιο από τα δεδομένα είναι αξιόπιστο και ταυτόχρονα χρήσιμο για την καταγραφή του γεγονότος που συνέβη σε κάποια συγκεκριμένη περιοχή. Τέλος, στο τρίτο στάδιο, τον συσχετισμό της σεισμικότητας και της υποθαλάσσιας μορφολογίας ώστε να εκτιμηθεί αν αυτή η περιοχή δύναται να παράγει ένα τσουνάμι (Ambraseys, 1962). Ακόμα, για να χρονολογηθεί η εμφάνιση ενός τσουνάμι χρησιμοποιούνται πολλές φορές αρχαιολογικά ευρήματα, όπως νομίσματα, που βρέθηκαν σε κατεστραμμένες περιοχές (Stiros, 2001).
Σύμφωνα με τον Stiros (2001), οι ιστορικές και αρχαιολογικές ενδείξεις εκδήλωσης ενός σεισμού ή εμφάνισης ενός τσουνάμι, μπορεί να είναι άμεσες, δομικές (structural) ή έμμεσες. Οι άμεσες ενδείξεις προέρχονται από κείμενα και επιγραφές που αναφέρουν σαφώς ότι η αιτία των καταστροφών στα κτίρια ή η εγκατάλειψη των πόλεων είναι ένας σεισμός ή ένα τσουνάμι. Οι δομικές ενδείξεις προέρχονται από κατασκευές που αλλοιώθηκαν από τη σεισμική δραστηριότητα ή από την εμφάνιση τσουνάμι, όπως μετατοπίσεις τειχών ρήγματα και βύθιση λιμανιών από την επίκληση της θάλασσας. Τέλος, οι έμμεσες ενδείξεις προέρχονται από αναφορές αρχαίων συγγραφέων για καταστροφές και εκκενώσεις πόλεων και κτιρίων που οι σύγχρονοι ερευνητές αποδίδουν σε σεισμούς ή τσουνάμι.
Ο Dominey-Howes (2002) θεωρεί ότι ο πιο λεπτομερής, εκτεταμένος, αξιόπιστος και ενημερωμένος κατάλογος με τα τσουνάμι στον ελληνικό χώρο είναι αυτός που εξέδωσε ο Παπαδόπουλος το 1998. Η σύνταξη του καταλόγου χρηματοδοτήθηκε από την Ευρωπαϊκή Ένωση και αποτελεί τμήμα του ενοποιημένου Ευρωπαϊκού καταλόγου για τα τσουνάμι. Για την συνταξή του χρησιμοποιήθηκαν πληροφορίες από αυθεντικά ιστορικά κείμενα, ήδη υπάρχοντες καταλόγους, επιστημονικές μελέτες, βιβλία, καθώς και από έρευνα πεδίου που πραγματοποιήθηκε από τον συντάκτη και τους

συνεργάτες του. Ο κατάλογος περιλαμβάνει 159 περιπτώσεις τσουνάμι που συνέβησαν, μεταξύ του 1628 π.Χ. και του 1996 μ.Χ.. Από αυτές τις περιπτώσεις, οι πέντε σχετίζονται με ηφαιστειακή δραστηριότητα, 112 σχετίζονται με σεισμούς που το μέγεθος τους έχει προσδιοριστεί, 28 με σεισμούς που το μέγεθος τους δεν έχει εκτιμηθεί, τρεις σχετίζονται με μετακινήσεις μαζών ιζημάτων ενώ για τα υπόλοιπα 11 γεγονότα δεν υπάρχουν επαρκείς πληροφορίες για τον μηχανισμό γέννησης τους. Ακόμα, ο Dominey-Howes (2002) αναφέρει πως σύμφωνα με αυτόν τον κατάλογο μεταξύ του 1628 π.Χ. και του 550 π.Χ. έχουν ταυτοποιηθεί δύο γεγονότα τσουνάμι, από το 550 π.Χ. μέχρι το 300 μ.Χ. 14 τσουνάμι, από το 300 μ.Χ. έως το 1550 μ.Χ. 29 τσουνάμι, από το 1550 έως το 1845 μ.Χ. 37 τσουνάμι και τέλος από το 1847 μ.Χ. έως τη στιγμή που δημοσιεύτηκε ο κατάλογος αναφέρονται 77 περιπτώσεις τσουνάμι. Από τα παραπάνω προκύπτει ότι το 71,8 % όλων των περιπτώσεων τσουνάμι συνέβησαν κατά τη διάρκεια του τελευταίου 12,3% της χρονικής περιόδου που καλύπτει ο κατάλογος.

Οι εκάστοτε καταγραφές των γεγονότων είναι άμεσα συνυφασμένες με την υποκειμενική ερμηνεία των πρωτογενών δεδομένων από τον συντάκτη. Σαν αποτέλεσμα αυτού είναι η ύπαρξη πολλών διαφοροποιημένων καταλόγων. Έτσι, γεγονότα που καταγράφονται σε έναν κατάλογο ενδέχεται να μην συμπεριλαμβάνονται σε έναν άλλο. Ακόμα, μπορούν να προκύψουν σφάλματα στον προσδιορισμό των περιοχών που έχουν πληγεί από ένα τσουνάμι και λάθη στην εκτίμηση των επιπτώσεων που αυτό προκάλεσε.

Επιπλέον εμπόδιο στις έρευνες αποτελεί η περιορισμένη διατήρηση των αποθέσεων παλαιοτσουνάμι στη παράκτια ζώνη. Αυτό οφείλεται: α) στην περιορισμένη παροχή ιζήματος που θα κάλυπτε τις αποθέσεις του τσουνάμι και θα τις προστάτευε από την διαβρωτική δράση της θάλασσας, β) στη ύπαρξη ελάχιστων παράκτιων περιβαλλόντων ικανών να διατηρήσουν τις αποθέσεις, όπως λιμνοθάλασσες και έλη, γ) στην έντονη διάβρωση που υφίστανται οι αποθέσεις λόγω των έντονων εποχιακών βροχοπτώσεων, δ) στην τεκτονική βύθιση ή ανύψωση των παράκτιων περιοχών με αποτέλεσμα την κάλυψη των αποθέσεων από τη θάλασσα και την κατά βάθος διάβρωση τους αντίστοιχα, και ε) στις έντονες κλίσεις του χερσαίου και του υποθαλάσσιου ανάγλυφου του ελληνικού χώρου που περιορίζουν το μέγιστο υψόμετρο των ροών διείσδυσης (Dominey-Howes, 2002).

5.12: Μελέτη περίπτωσης: Μελέτη παλαιοτσουνάμι στον Κορινθιακό κόλπο

Εισαγωγή

Ο Κορινθιακός κόλπος αποτελεί μια από τις πιο σεισμικά ενεργές περιοχές της Ελλάδας και του κόσμου. Είναι μια από τις ταχύτερα τεκτονικά διανοιγόμενες τάφρους, με ρυθμό ενός cm/έτος (Papadopoulos, 2003). Έχει δημιουργηθεί από κανονικά ρήγματα που έχουν διεύθυνση ανατολή-δύση και προκαλούν την ανύψωση των νότιων ακτών του Κορινθιακού και τη βύθιση των βόρειων, όπως προκύπτει και από την μορφολογία των δύο ακτογραμμών (Παπαναστασίου Δ. και Γάκη – Παπαναστασίου, 1998). Το νότιο τμήμα παρουσιάζει πολυσχιδή μορφή με φαράγγια και χερσονήσους, ενώ το βόρειο τμήμα χαρακτηρίζεται από απότομες κλίσεις και ευθύγραμμες ακτογραμμές Τα ιζήματα των ακτών αυτών αποτελούνται κυρίως από κροκάλες, και παράλληλα στα άκρα των ριπιδίων αυτών συχνά δημιουργούντα παράκτια έλη. Πολλά από τα υδρογραφικά δίκτυα που εκβάλουν στο νότιο Κορινθιακό έχουν δημιουργήσει φαράγγια εξαιτίας της έντονης κατά βάθος διάβρωσης από την τεκτονική ανύψωση της βόρειας Πελοποννήσου. Αντίθετα με τις ακτές του βόρειου Κορινθιακού κόλπου, όπου τα υδρογραφικά δίκτυα δεν δημιουργούν φαράγγια και τα αλλουβιακά τους ριπίδια είναι μικρά σε ανάπτυξη. Οι ακτογραμμές είναι απόκρημνες δημιουργόντας μικρούς κόλπους με κροκάλες και χάλικες και πολύ σπάνια με άμμο. Τα ρήγματα μπορούν να δώσουν σεισμούς μεγέθους πάνω από 7 βαθμούς της κλίμακας Richter, ενώ σεισμοί με μέγεθος 6.0 και 6.5 συμβαίνουν κάθε 20 και 80 χρόνια αντίστοιχα (Papadopoulos, 2003). Η σεισμογενής ζώνη καλύπτει έκταση μήκους 130 χιλιομέτρων και 30 χιλιομέτρων πλάτους, έχοντας δημιουργήσει ένα ενεργό τεκτονικό βύθισμα μήκους 100 χιλιομέτρων και πλάτους 25 χιλιομέτρων, με βάθη που μπορούν να φτάσουν και τα 850 μέτρα (Papathoma and Dominey-Howes, 2003).

Στον Κορινθιακό κόλπο έχουν υπάρξει αρκετές αναφορές για γεγονότα τσουνάμι που σχετίζονται τόσο με τη σεισμικότητα της περιοχής (Papadopoulos, 2002) όσο και με τις υποθαλάσσιες κατολισθήσεις που προκαλούνται από το συνδυασμό της υψηλής στερεοπαροχής των υδρογραφικών δικτύων του νότιου τμήματος του Κορινθιακού κόλπου μετά από έντονη βροχόπτωση, των απότομων κλίσεων του θαλάσσιου πυθμένα και των σεισμών (Papadopoulos, 2002, Papathoma and Dominey-Howes, 2003). Παρά τη μικρή έκταση της περιοχής, έχει αναφερθεί ένας μεγάλος αριθμός από τσουνάμι από τον 4ο π.Χ. αιώνα έως σήμερα. Παρότι τα τσουνάμι που συμβαίνουν στον Κορινθιακό κόλπο χαρακτηρίζονται ως τοπικά φαινόμενα μικρής έκτασης, ορισμένα από αυτά έχουν προκαλέσει σημαντικές καταστροφές. Όπως αναφέρουν οι Papathoma και Dominey-Howes (2003), τα περισσότερα και ισχυρότερα γεγονότα τσουνάμι, περίπου το 45% αυτών, έχουν καταγραφεί στο δυτικό τμήμα του κόλπου. Όσον αφορά στη χρονική κατανομή εμφάνισης των τσουνάμι, η εκδήλωση τους δεν ακολουθεί κάποια διακριτή συχνότητα εμφάνισης. Αντίθετα, η πιθανή ένταση των τσουνάμι είναι δυνατόν να εκτιμηθεί καθώς υπάρχουν έγκυρες ιστορικές βάσεις δεδομένων που δίνουν σαφείς περιγραφές για το μέγεθος αυτών. Βάσει του καταλόγου που έχει εκδώσει ο Παπαδόπουλος

(Papadopoulos, 2003), έχουν καταγραφεί 17 γεγονότα τσουνάμι από το 373 π.Χ. έως το 1996 μ.Χ.. Σύμφωνα με αυτόν τον κατάλογο, η πιο συχνή αιτία γέννησης τσουνάμι είναι οι υποθαλάσσιοι σεισμοί μικρού εστιακού βάθους, χωρίς όμως να είναι γνωστό αν οι ίδιοι προκάλεσαν το τσουνάμι ή αν διέγειραν κάποιον άλλο μηχανισμό, όπως οι κατολισθήσεις, που με τη σειρά τους δημιούργησαν κύμα τσουνάμι. Τέσσερις περιπτώσεις τσουνάμι προκλήθηκαν από παράκτιες κατολισθήσεις που διεγέρθηκαν από σεισμούς το 1794, 1861, 1965 και 1984. Ακόμα, τα γεγονότα του 1963 και 1996 προκλήθηκαν από βαρυτικές υποθαλάσσιες κατολισθήσεις (gravitational marine slides) χαλαρών ιζημάτων. Από τα παραπάνω προκύπτει ότι, η συχνότερη αιτία που σχετίζεται με τη δημιουργία τσουνάμι είναι οι υποθαλάσσιες κατολισθήσεις που προκαλούνται από σεισμούς ή από την υψηλή παροχή ιζημάτων στις απότομες υποθαλάσσιες κλιτύες.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6. ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ ΚΑΙ ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΕΠΙΠΤΩΣΕΩΝ ΑΠΟ ΤΗΝ ΠΙΘΑΝΟΤΗΤΑ ΕΜΦΑΝΙΣΗΣ ΕΝΟΣ ΓΕΓΟΝΟΤΟΣ ΤΣΟΥΝΑΜΙ

6.1: Μεθοδολογίες που ακολουθούνται παγκοσμίως

Για την εκτίμηση της επικινδυνότητας των παράκτιων περιοχών λόγω της παγκόσμιας ανόδου της θαλάσσιας στάθμης καθώς και της εμφάνισης γεγονότος τσουνάμι τόσο σε τοπική κλίμακα όσο και επίπεδο κρατών έχουν εφαρμοσθεί διάφορες μεθοδολογίες (El-Raey M., 1997, Li. C.X., et al., 2000, Titus J.G. et al., 1991, Titus J.G and Richman C., 2001). Σκοπό των περισσοτέρων μεθοδολογιών αποτελεί η αναγνώριση και η εκτίμηση των οικολογικών, φυσικογεωγραφικών και κοινωνικοοικονομικών επιπτώσεων ς, η κατανόηση του τρόπου με τον οποίο η ανάπτυξη και άλλοι κοινωνικοοικονομικοί παράγοντες επιδρούν στην επικινδυνότητα καθώς και η ποιοτική και η ποσοτική εκτίμηση των αρνητικών αποτελεσμάτων που οδηγούν στη λήψη μέτρων προστασίας. Η Common Methodology, η «συνήθης» δηλαδή μεθοδολογία είναι και αυτή που χρησιμοποιείται πιο συχνά (Titus J.G. and Richman C., 2001Σε ότι αφορά την επικινδυνότητα και τις επιπτώσεις από ενδεχόμενα τσουνάμι οι μελέτες είναι περιορισμένες και εντοπίζονται στον Κορινθιακό κόλπο και την Κρήτη (Papathoma, 1989).

6.2: Δεδομένα

Οι πήγες και η φύση των δεδομένων που χρησιμοποιήθηκαν για τους σκοπούς της εργασίας αυτής προέκυψαν από μία σειρά ενεργειών. Αρχικά προσδιοριστήκαν τα γεωγραφικά χαρακτηριστικά που θεωρήθηκαν απαραίτητα για τον προσδιορισμό του σεναρίου επιπτώσεων του τσουνάμι στην περιοχή μελέτης. Αφού έγινε η καταγραφή αυτών των πρωτογενών δεδομένων, στην συνέχεια προσδιορίστηκαν και δημιουργήθηκαν τα παραγόμενα γεωγραφικά δεδομένα για την ανάλυση και την επεξεργασία των αποτελεσμάτων. Τα πρωτογενή γεωγραφικά δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν είναι τα γεωαναφερμένα φύλλα των τοπογραφικών χαρτών της

περιοχής μελέτης, δήμου Αιγιαλείας, από την Γ.Υ.Σ (Γεωγραφική Υπηρεσία Στρατού), το DEM - ΨΜΕ Ψηφιακό Μοντέλο. Βασικό γεωγραφικό υπόβαθρο αποτέλεσαν τα διοικητικά όρια του δήμου σε όλα τα επίπεδα, η κατανομή της κάλυψης γης από το πρόγραμμα ilots. Τα δεδομένα αυτά αντλήθηκαν από το δικτυακό server ανοικτών και ελεύθερων γεωγραφικών δεδομένων GEOFabrik (http://download.geofabrik.de/osm/europe/) και τον ελληνικό εναποθετήρα γεωγραφικών δεδομένων (http://geodata.gov.gr/maps/).
Τα παραγόμενα δεδομένα που δημιουργήθηκαν από την επεξεργασία των πρωτογενή, παρείχαν τα απαραίτητα χαρακτηριστικά για τον εντοπισμό των περιοχών που θα υποστούν τις αρνητικές επιπτώσεις ενός ενδεχόμενου γεγονότος τσουνάμι που θα έπληττε την περιοχή μελέτης. Αρχικά ψηφιοποιήθηκαν τα γεωγραφικά χαρακτηριστικά από τους τοπογραφικούς χάρτες για την περιοχή (ισοϋψείς , ακτογραμμή, Υδρογραφικό δίκτυο, Οδικό δίκτυο και οικισμοί). Στην συνέχεια ψηφιοποιήθηκε η «πιθανή» περιοχή προέλασης του κύματος σύμφωνα με τις βιβλιογραφικές αναφορές στην περιοχή μελέτης. Ενώ ταυτόχρονα προσδιορίστηκε η σκίαση του ανάγλυφου για την καλύτερη ανάγνωση της περιοχής.

6.3: Μεθοδολογία

Η ανάπτυξη της γεωγραφικής επιστήμης στον τομέα της γεωπληροφορικής τα τελευταία έτη έχει κάνει ραγδαία βήματα. Η επιστημονική ενότητα της γεωπληροφορικής και οι πολυπληθείς κλάδοι της έχουν αναδείξει ένα μεγάλο φάσμα τεχνικών για την ανάλυση και τον προσδιορισμό πολλών φαινομένων σε όλη την κοινωνική σφαίρα των ανθρώπων με ένα μεγάλο εύρος εφαρμογών. Βασικοί πυλώνες των τεχνικών αυτών είναι οι επιστημονικοί κλάδοι των GIS και της Τηλεπισκόπισης που με τις κατάλληλες τεχνικές παράγουν ένα μεγάλο εύρος αποτελεσμάτων σε όλα τα επίπεδα γεωγραφικής κλίμακας. Οι τεχνολογίες αυτές χρησιμοποιήθηκαν και στην παρούσα εργασία ώστε να αποδώσουν την απαιτούμενη γεωγραφική πληροφορία. (Κουτσόπουλος Κ. και Ανδρουλάκης Ν., 2003)

Στο στάδιο αυτό αναλύονται οι ενέργειες προσδιορισμού και ανάλυσης για την περιοχή μελέτης και την εκτίμηση των ενδεχόμενων επιπτώσεων από το κύμα τσουνάμι. Αρχικά αναλύονται οι τεχνικές και τα εργαλεία προσδιορισμού της ενδεχόμενα πληγείσας περιοχής. Στην συνεχεία προσδιορίζονται τα γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά με σκοπό την καλύτερη ανάλυση και αποτύπωση του σεναρίου. Τέλος με τα κατάλληλα εργαλεία γίνεται ο εντοπισμός και η ποσοτικοποίηση των ανθρωπογεωγραφικών χαρακτηριστικών στις περιοχές αυτές με αποτέλεσμα τον προσδιορισμό των πιθανών κοινωνικοοικονομικών επιπτώσεων.
Το πρώτο στάδιο της μεθοδολογίας αποτέλεσε τον προσδιορισμό της έκτασης προέλασης του κύματος. Ο προσδιορισμός αυτής της έκτασης πρόκυψε από παλαιότερες καταγραφές προέλασης κυμάτων βαρύτητας (Vott, 2011) για την περιοχή μελέτης της Αιγιαλείας (Πίνακας 7). Από αυτές τις καταγραφές που αναλύθηκαν ήδη στο κεφάλαιο για το τσουνάμι στην Ελλάδα πρόκυψε η πληροφορία ότι η προέλαση του κύματος σε μία υποθετική επανεμφάνιση ενός ανάλογου φαινομένου και είναι της τάξεως των 20μ. υψομετρικά από την ακτογραμμή. Αυτή η

γεωγραφική πληροφορία στην συνεχεία είναι ικανή να προσδιοριστεί χωρικά και να αποδοθεί από τα παραγόμενα δεδομένα. Συγκεκριμένα ο εντοπισμός και η αποτύπωση της ακτογραμμής, της ισοϋψούς των 4μ., της ισοϋψούς των 8μ. και των 20 μ. σε ένα πολυγωνικό αρχείο είναι ικανή να αποδώσει την γεωγραφική πληροφορία της έκτασης που ενδεχομένως πληγεί από ένα ισχυρό κύμα. Για την καλύτερη αποτύπωση και ερμηνεία της περιοχής του σεναρίου των υψομετρικών ζωνών από 0-4μ., 4-8μ., 8-20μ., δημιουργήθηκε από το ΨΜΕ η γεωγραφική πληροφορία του σκιασμένου ανάγλυφου. Τα παραπάνω δεδομένα αποτελούν βασικά παράγωγα ενός ΨΜΕ μέσα από τις διαδικασίες χωρικής ανάλυσης ενός DEM (Spatial Alysis).

Η λειτουργία του Hillshade αποτελεί τον υποθετικό ορισμό φωτισμού της επιφάνειας μίας περιοχής. Συγκεκριμένα καθορίζοντας (με μία αναλυτική διαδικασία) τις τιμές φωτισμού για κάθε κελί σε ένα raster. Αυτό επιτυγχάνεται με τον καθορισμό μιας υποθετικής πηγής φωτός και τον υπολογισμό των τιμών φωτισμού του κάθε κυττάρου σε σχέση με τα γειτονικά κύτταρα. η συγκεκριμένη τεχνική μπορεί να βελτιώσει σημαντικά την απεικόνιση της επιφάνειας για την ανάλυση ή την γραφική απεικόνιση.(ArcGIS Help, ESRI)

Η παραγόμενη πληροφορία της κλίσης υπολογίζει το μέγιστο ρυθμό μεταβολής ανάμεσα σε κάθε κύτταρο pixel και τα γειτονικά τους, για παράδειγμα, η απότομη υψομετρική διάφορα μεταξύ δύο κελιών αποτυπώνει μεγάλη κλίση. Ενώ η τιμή raster της κλίσης εξόδου μπορεί να υπολογίζεται ως ποσοστό της κλίσης ή του βαθμού κλίσης. (ArcGIS Help, ESRI)

Το αποτέλεσμα από όλη αυτή την διαδικασία είναι ο παρακάτω χάρτης με την περιοχή επικινδυνότητας σε τσουνάμι (βλέπε χάρτη 2 εκτιμώμενης επικινδυνότητας ζώνης από 0- 20μ.). Στο συγκεκριμένο χάρτη παρατηρούνται οι περιοχές κατάλυσης που θεωρήθηκε ότι είναι αυτές με υψόμετρο μικρότερο των 20μ. **{ΧΑΡΤΗΣ 2 ΖΩΝΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ 0-20μ (Προέλαση ενδεχόμενου κύματος βαρύτητας)}**

Στην συνεχεία αφού προσδιορίστηκε η εκτιμώμενη περιοχή κατάκλισης με την χρήση κατάλληλων εργαλείων, επιλέχτηκαν σε αυτή όλα τα άνθρωπο-φυσικό-γεωγραφικά χαρακτηριστικά με σκοπό να αναδείξουν το μέγεθος των επιπτώσεων μιας πιθανής εμφάνισης του φαινομένου. Συγκεκριμένα χρησιμοποιώντας ως «μάσκα» AOI (Area of Interest) το πολύγωνο που πρόκυψε από την παραπάνω διαδικασία αποκόπηκαν όλα τα γεωγραφικά υπόβαθρα που αφορούν τόσο τα φυσικό-γεωγραφικά όσο τα άνθρωπο- γεωγραφικά χαρακτηριστικά της περιοχής του πολυγώνου (της χαμηλής δηλαδή παράκτιας ζώνης). Έτσι εστιάζοντας στα παραγόμενα γεωγραφικά δεδομένα που είχαν προκύψει, αποδόθηκαν πιθανά πληγείσες περιοχές με τη κάλυψη γης. Τέλος από αυτό το βήμα της μεθοδολογίας προέκυψε ένας χάρτης κατάκλυσης με τις πιθανά πληγείσες περιοχές. **(ΧΑΡΤΗΣ 3 ΚΑΛΥΨΗΣ ΓΗΣ)**

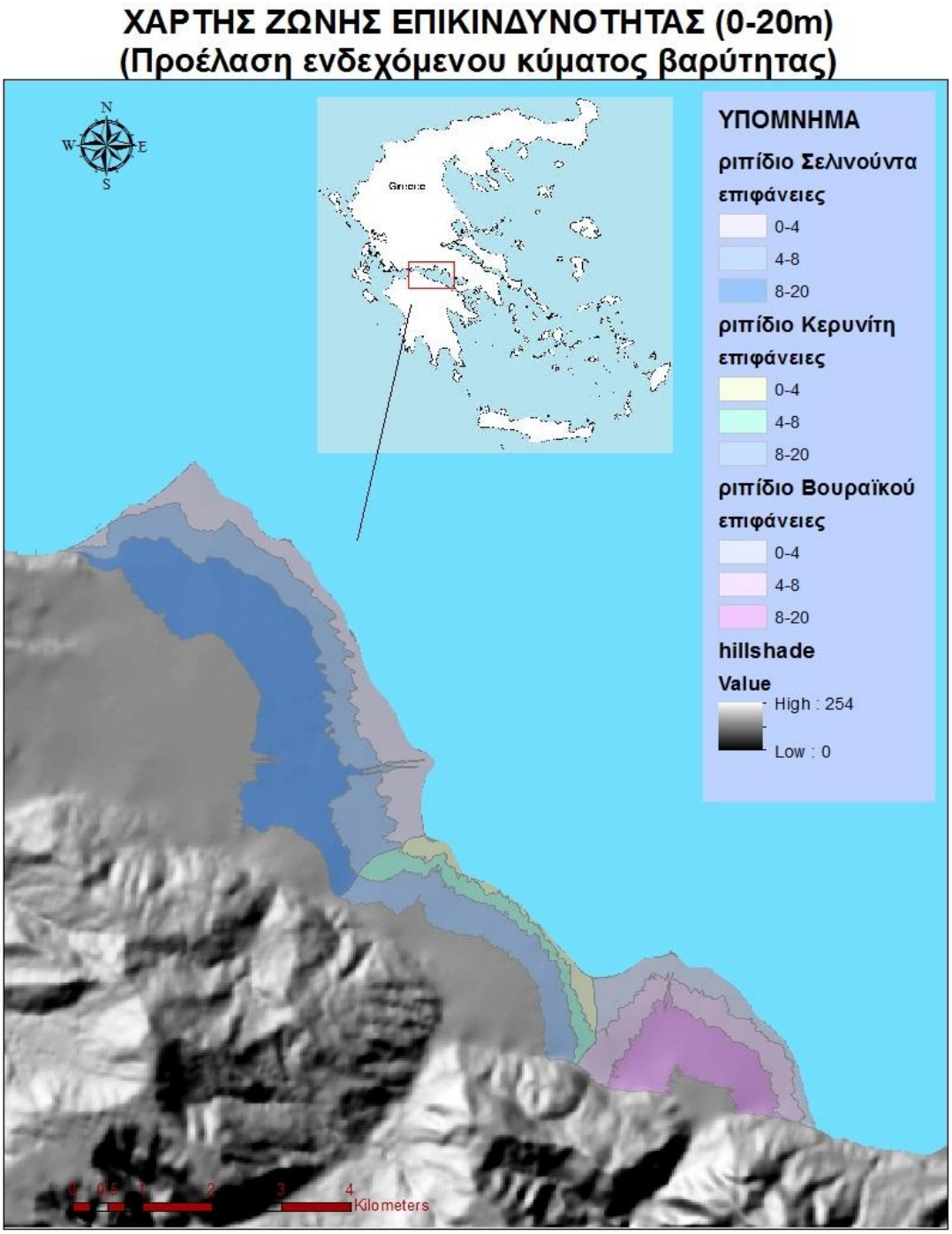
Επίσης με τα κατάλληλα εργαλεία των ΣΓΠ έγινε μια στατιστική επεξεργασία και υπολογίστηκε το μέγεθος της έκτασης για την ενδεχόμενα κατακλυσμένη περιοχή, με τα εργαλεία χωρικής ανάλυσης. Συγκεκριμένα εκτιμήθηκαν από τις ταξινομημένες καλύψεις γης η συνολική έκταση κάθε κάλυψης στην χαμηλή παράκτια ζώνη και στην συνεχεία προσδιορίστηκαν ξεχωριστά οι εκάστοτε καλύψεις γης σε ποσοστό επί του συνόλου της χαμηλής έκτασης του δήμου.

Πίνακας 7: Κατάλογος γεγονότων τσουνάμι στον Κορινθιακό κόλπο

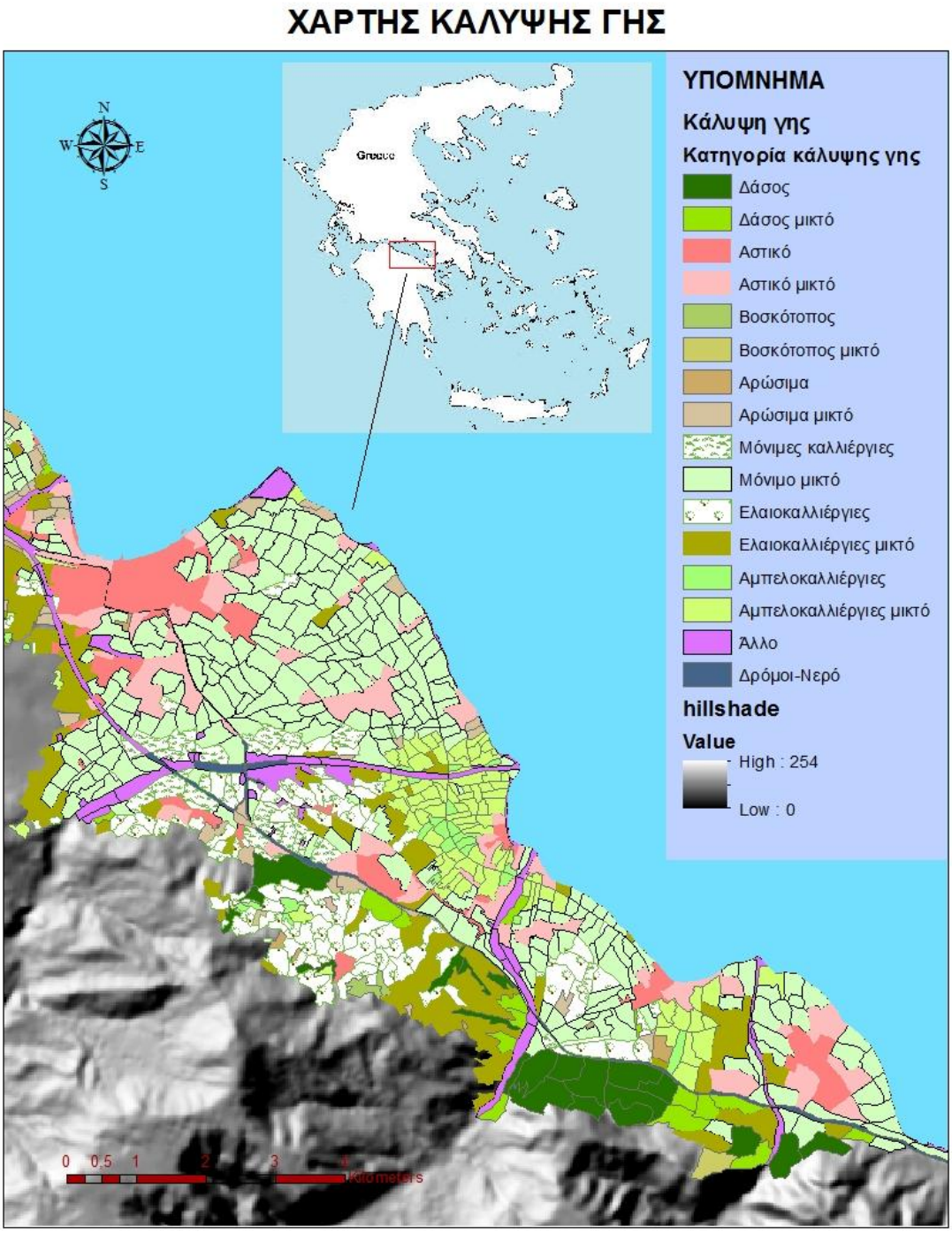
Έτος	Μηχανισμός Δημιουργίας	Τοποθεσία και τιμή της μέγιστης έντασης του τσουνάμι
373 π.χ	Υποθαλάσσιος Σεισμός	Δυτικός Κορινθιακός Κόλπος (VI)
551 μ.χ	Υποθαλάσσιος Σεισμός	Κορινθιακός Κόλπος (IV)
1402	Υποθαλάσσιος Σεισμός	Κεντρικός Κορινθιακός Κόλπος (V)
1742	Υποθαλάσσιος Σεισμός	Δυτικός Κορινθιακός Κόλπος
1748	Υποθαλάσσιος Σεισμός	Δυτικός Κορινθιακός Κόλπος (IV)
1769	Υποθαλάσσιος Σεισμός	Ανατολικός Κορινθιακός Κόλπος
1794	Παράκτια κατολίσθηση από σεισμό	Δυτικός Κορινθιακός Κόλπος
1817	Υποθαλάσσιος Σεισμός	Δυτικός Κορινθιακός Κόλπος (IV)
1861	Παράκτια κατολίσθηση από σεισμό	Δυτικός Κορινθιακός Κόλπος (IV) h=2m, s=90m
1887	Υποθαλάσσιος Σεισμός	Δυτικός Κορινθιακός Κόλπος (II+)
1888	Υποθαλλάσια κατολίσθηση από σεισμό	Δυτικός Κορινθιακός Κόλπος
1898	Σεισμός	Κορινθιακός Κόλπος
1963	Υποθαλάσσια βαρυτική κατολίσθηση	Δυτικός Κορινθιακός Κόλπος
1965	Παράκτια κατολίσθηση από σεισμό	Δυτικός Κορινθιακός Κόλπος
1981	Υποθαλάσσιος Σεισμός	Ανατολικός Κορινθιακός Κόλπος
1984	Υποθαλλάσια κατολίσθηση από σεισμό	Δυτικός Κορινθιακός Κόλπος
1995	Παράκτια κατολίσθηση από σεισμό	Δυτικός Κορινθιακός Κόλπος
1996	Υποθαλάσσια βαρυτική κατολίσθηση	Δυτικός Κορινθιακός Κόλπος

Από τα καταγεγραμμένα γεγονότα τσουνάμι στον κατάλογο, το 12% αυτών οφείλεται σε μη σεισμικά αίτια. Έτσι, οι σεισμοί παραμένουν η κύρια αιτία γέννησης των τσουνάμι στην περιοχή και οφείλονται στον μεγάλο αριθμό κανονικών ρηγμάτων που υπάρχουν στον κόλπο. Αυτό σε συνδυασμό με το γεγονός ότι τα ρήγματα έχουν διευθύνσεις σχεδόν παράλληλες με τις ακτές του βόρειου και του νότιου Κορινθιακού έχει σαν αποτέλεσμα τα τσουνάμι να διαδίδονται και προσεγγίζουν κάθετα τις ακτογραμμές. Επιπλέον, λόγω του απότομου υποθαλάσσιου ανάγλυφου τα τσουνάμι συνήθως εμφανίζουν πολύ μεγάλα ύψη κύματος πριν τη θραύση τους (Papadopoulos, 2003).Στο Πίνακα δίνονται στοιχεία για τα γνωστά τσουνάμι που παρατηρήθηκαν στον Κορινθιακό κόλπο. Τα στοιχεία αυτά βασίζονται από ιστορικές πληροφορίες. Στη πρώτη και δεύτερη στήλη αναφέρονται οι ημερομηνίες και ο μηχανισμός δημιουργίας του τσουναμογονου σεισμού, στη τρίτη στήλη αναγράφεται η τοποθεσία που παρατηρήθηκε, η μέγιστη ένταση του θαλάσσιου κύματος και η τιμή

αυτής της έντασης(I, II, III, IV, V, VI). Στη τελευταία στήλη γράφεται η απόσταση s, που εισχώρησε το θαλάσσιο κύμα μέσα στη ξηρά και το ύψος h, του κύματος που παρατηρήθηκε, όταν τέτοια στοιχεία είναι γνωστά. Στη περίπτωση αυτή μόνο στην τοποθεσία Βαλιμίτικα είναι γνωστά η απόσταση και το ύψος (s=90m, h=2m αντίστοιχα).



Χάρτης 2:(Πηγή: Χαροκόπειο Πανεπιστήμιο, Σχίζας Κωνσταντίνος, ιδία επεξεργασία)



Χάρτης 3:(Πηγή: Χαροκόπειο Πανεπιστήμιο, Σχίζας Κωνσταντίνος, ιδία επεξεργασία)

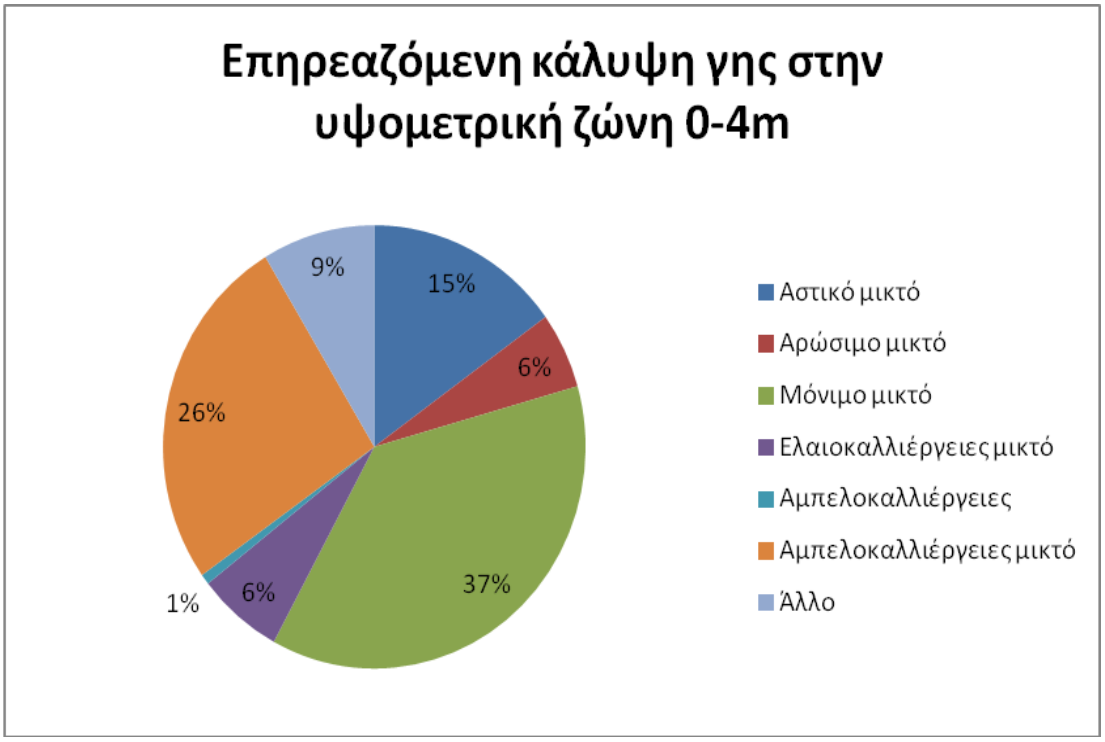
6.4: Ερμηνεία Αποτελεσμάτων

Οριοθετώντας με τεχνικές GIS και τηλεπισκόπισης , ζώνες μεταξύ της ακτογραμμής και της ισοϋψούς των 4μ, από την ισοϋψή 4μ μέχρι την 8μ και από την ισοϋψή 8μ μέχρι την ισοϋψή των 20μ , με βάση τους τοπογραφικούς χάρτες της περιοχής και το ΨΜΕ, προκύπτει ότι η έκταση των πληγέντων περιοχών που αναμένετε να κατακλυστούν και να υποστούν τις αρνητικές συνέπειες ενός ενδεχόμενου ισχυρού κύματος τσουνάμι, είναι πολύ μεγάλη σε σχέση με την συνολική έκταση του δήμου, και συμπεριλαμβάνει σημαντικά οικιστικά κέντρα καθώς επίσης επηρεάζει και ένα πολύ σημαντικό τμήμα της κάλυψης γης της περιοχής και επομένως θα μπορούσε να την επηρεάσει σημαντικά από κοινωνικό-οικονομικής άποψης. Η δημιουργία των ζωνών αυτών έγινε με βάση τις προηγούμενες καταγραφές για αντίστοιχα φαινόμενα στην περιοχή ,δηλαδή από ιστορικές καταγραφές και από τους συγκεκριμένους πίνακες που αναφερθήκαν παραπάνω. Επιπρόσθετα όπως μαρτυρούν οι αρχαίοι συγγραφείς η Αρχαία Ελίκη καταστράφηκε ολοκληρωτικά από έναν πολύ ισχυρό σεισμό που έλαβε χώρα τον χειμώνα του 4ου έτους της 101^{ης} Ολυμπιάδας, δηλαδή μεταξύ Νοεμβρίου 373 π.Χ. και Φεβρουαρίου 372 π.Χ.. Ο σεισμός συνοδεύτηκε από μεγάλο παλιρροιακό κύμα (τσουνάμι) που κατέκλυσε την πόλη, ενώ όταν επήλθε ισορροπία της θάλασσας, τα ερείπια της πόλης ευρίσκοντο πλέον σε μικρό βάθος κάτω από την στάθμη της θάλασσας.
Το γεγονός αυτό της βύθισης της αρχαίας πόλης κάτω από τη στάθμη της θάλασσας είναι ιδιαίτερα εντυπωσιακό αν υπολογισθεί η αρχική απόσταση των 2,2 km της πόλης από την ακτή πριν τον σεισμό. Η μέση κλίση του σημερινού αλλουβιακού πεδίου της περιοχής είναι μικρότερη από μία μοίρα (1ο). Αν δεχθεί κανείς ότι η μέση κλίση της περιοχής κατά το 373 π.Χ. ήταν παρόμοια, τότε η Αρχαία Ελίκη βρισκόταν σε υψόμετρο 20 m από τη θάλασσα τουλάχιστον. Οι αρχαίοι συγγραφείς Παυσανίας και Στράβων αναφέρουν ότι τα ερείπια της πόλης ήταν διακριτά στον πυθμένα της θάλασσας και ότι το βυθισμένο άγαλμα του Ελικώνος Ποσειδώνα, το ιερό άγαλμα της Αρχαίας Ελίκης, αποτελούσε εμπόδιο για τα δίχτυα των ψαράδων της περιοχής για πολλά χρόνια μετά τον σεισμό. Αν και αυτή η προσέγγιση είναι ενδεικτική του υψομέτρου μια πολύ σημαντική «βύθιση» του δέλτα κατά τη διάρκεια του σεισμού πρέπει να θεωρηθεί ως πολύ πιθανή. Η μαρτυρία αυτή συντέλεσε στην επιλογή αυτού του υψομέτρου στο δήμο Αιγιαλείας, καθώς σύμφωνα με τη συγκεκριμένη μελέτη το κύμα τσουνάμι που έπληξε την περιοχή έφτασε και κατάστρεψε στους ιστορικούς χρόνους την αρχαία πόλη Ελίκη η οποία απείχε 2,2km από την θάλασσα σε υψόμετρο περίπου 20μ.

Στο χάρτη ζωνών υψηλής επικινδυνότητας μεταξύ της ακτογραμμής και της ισοϋψούς των 4μ παρατηρείται ότι το μεγαλύτερο παράκτιο τμήμα του δήμου Αιγιαλείας βρίσκεται εντός της χωρικής εμβέλειας του ενδεχόμενου κύματος βαρύτητας. Επίσης με τα κατάλληλα εργαλεία των ΣΓΠ έγινε μια στατιστική επεξεργασία και υπολογίστηκε το μέγεθος της έκτασης για την ενδεχόμενα κατακλύζουσα περιοχή, με τα εργαλεία χωρικής ανάλυσης. Συγκεκριμένα εκτιμήθηκαν από τις ταξινομημένες καλύψεις γης η συνολική έκταση κάθε κάλυψης στην χαμηλή παράκτια ζώνη και στην συνέχεια προσδιορίστηκαν ξεχωριστά οι καλύψεις γης σε ποσοστό επί του συνόλου της χαμηλής έκτασης ανά ριπίδιο. Στους παρακάτω πίνακες παρατηρούμε την επηρεαζόμενη κάλυψη γης σε όλη την περιοχή, από 0-4μ, 4-8μ και 8-20μ.

Ποσοστό έκτασης κάλυψης γης για την υψομετρική ζώνη 0-4m

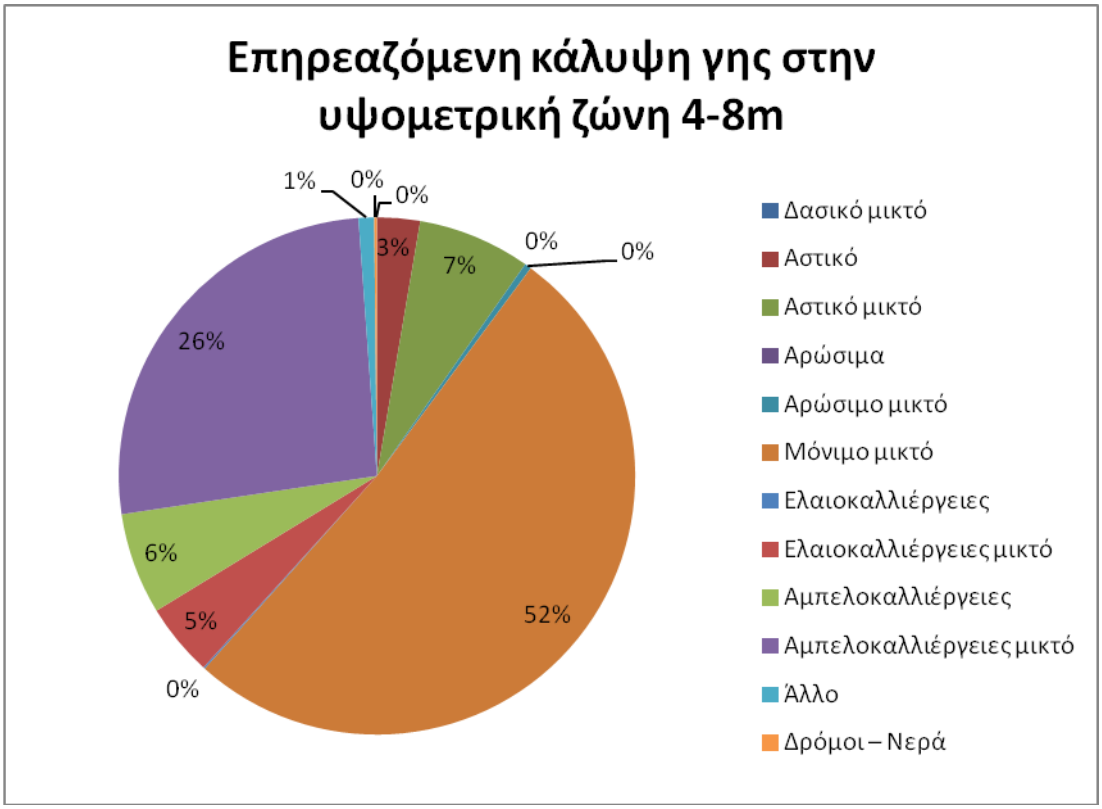
ΚΑΛΥΨΗ ΓΗΣ	ΠΟΣΟΣΤΟ ΕΠΙ ΤΗΣ ΠΛΗΓΕΙΣΑΣ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΣ
Αστικό	8,93%
Αστικό μικτό	13,70%
Αρώσιμο μικτό	5,07%
Μόνιμο μικτό	34%
Ελαιοκαλλιέργειες μικτό	5,96%
Αμπελοκαλλιέργειες	0,69%
Αμπελοκαλλιέργειες μικτό	23,87%
Άλλο	7,86%



Στο παραπάνω διάγραμμα αναφέρεται η επηρεαζόμενη κάλυψη γης στην υψομετρική ζώνη 0-4m και το ποσοστό επί της πλησίον επιφάνειας. Παρατηρείτε ότι επηρέαζετε με ποσοστό 37% το μονιμο μικτο που αφορα τις καλλιέργειες και επηρεάζονται οι αμπελοκαλλιέργιες μικτό με ποσοστό 26%.

Ποσοστό έκτασης κάλυψης γης για την υψομετρική ζώνη 4-8m

ΚΑΛΥΨΗ ΓΗΣ	ΠΟΣΟΣΤΟ ΕΠΙ ΤΗΣ ΠΛΗΓΕΙΣΑΣ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΣ
Δάσος	0,01%
Δασικό μικτό	0,00%
Αστικό	2,68%
Αστικό μικτό	7,05%
Αρώσιμα	0,00%
Αρώσιμο μικτό	0,42%
Μόνιμο μικτό	51,46%
Ελαιοκαλλιέργειες	0,10%
Ελαιοκαλλιέργειες μικτό	4,55%
Αμπελοκαλλιέργειες	6,34%
Αμπελοκαλλιέργειες μικτό	26%
Άλλο	0,97%
Δρόμοι – Νερά	0,17%

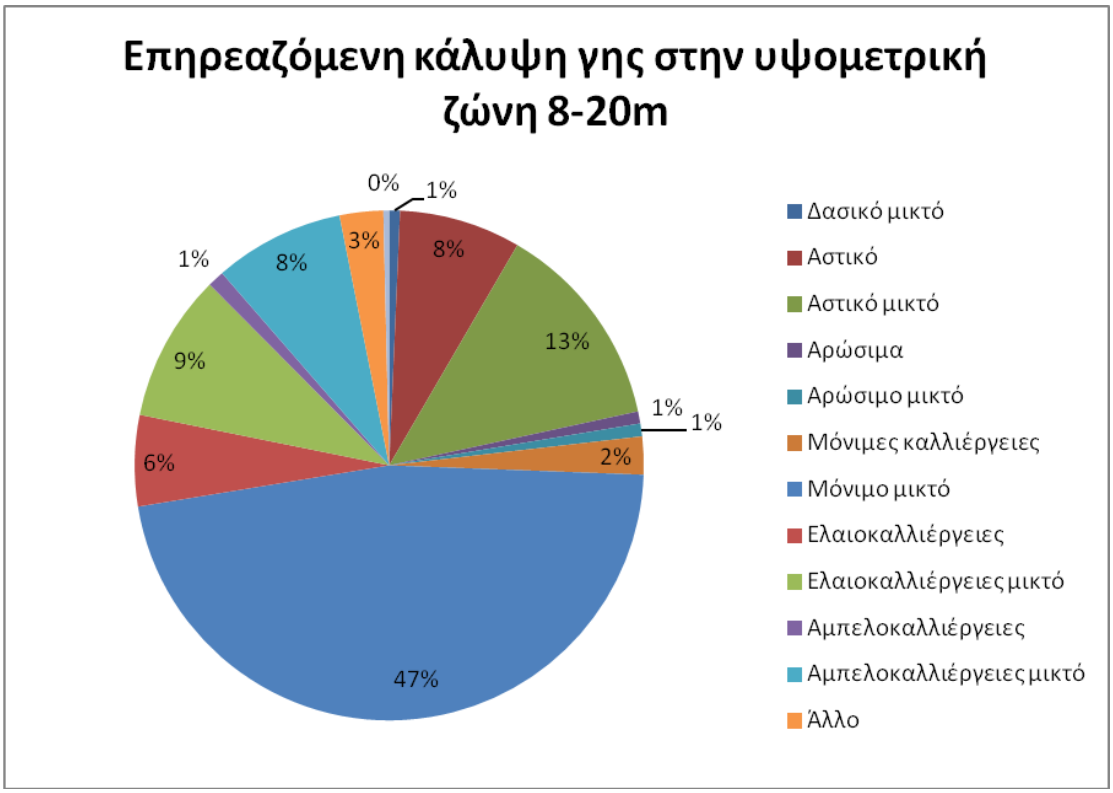


Στο παραπάνω διάγραμμα αναφέρονται η επηρεαζόμενη κάλυψη γης στην υψομετρική ζώνη 4-8m και το ποσοστό επί της πληγείσας επιφάνειας. Παρατηρείτε

ότι επηρέαζετε με ποσοστό 52% το οδικο δίκτυο και οι περιοχες που έχουν νερό και τα αρώσιμα με ποσοστό 26%.

Ποσοστό έκτασης κάλυψης γης για την υψομετρική ζώνη 8-20m

ΚΑΛΥΨΗ ΓΗΣ	ΠΟΣΟΣΤΟ ΕΠΙ ΤΗΣ ΠΛΗΓΕΙΣΑΣ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΣ
Δάσος	0,03%
Δασικό μικτό	0,68%
Αστικό	7,72%
Αστικό μικτό	13,20%
Αρώσιμα	0,77%
Αρώσιμο μικτό	0,81%
Μόνιμες καλλιέργειες	2,40%
Μόνιμο μικτό	46,82%
Ελαιοκαλλιέργειες	5,77%
Ελαιοκαλλιέργειες μικτό	9,36%
Αμπελοκαλλιέργειες	1,05%
Αμπελοκαλλιέργειες μικτό	8,27%
Άλλο	2,77%
Δρόμοι – Νερά	0,37%

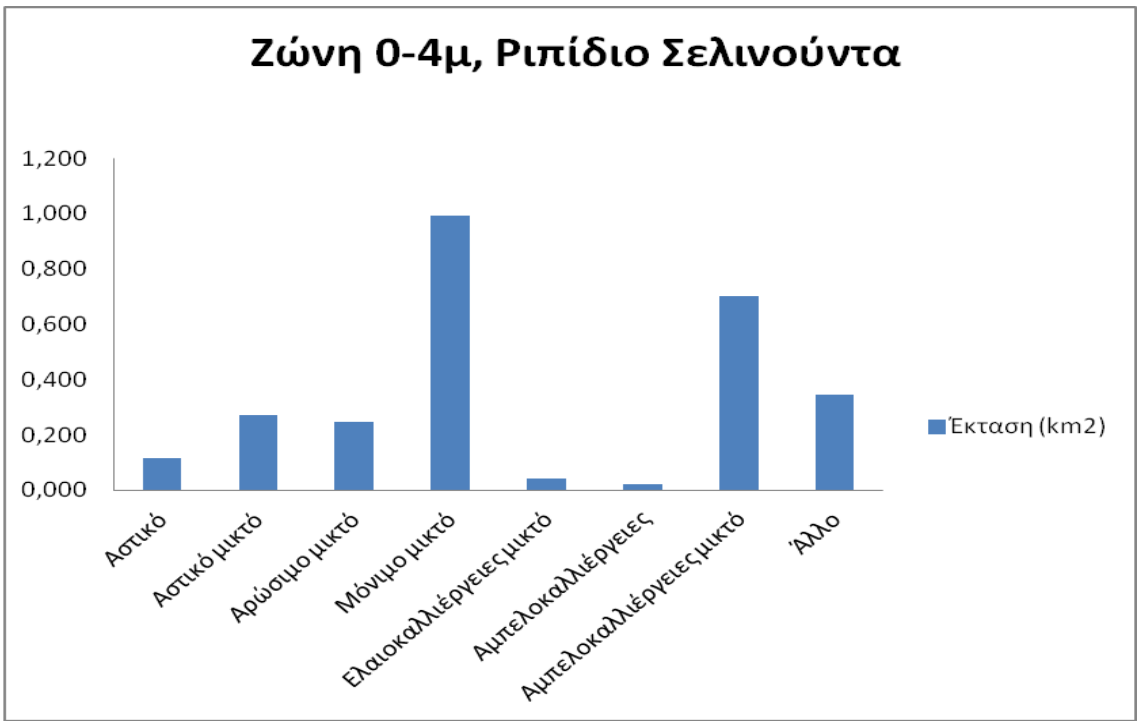


Στο παραπάνω διάγραμμα αναφέρονται η επηρεαζόμενη κάλυψη γης στην υψομετρική ζώνη 8-20μ και το ποσοστό επί της πληγείσας επιφάνειας. Παρατηρείτε ότι επηρέαζετε με 47% οι μικτές καλλιέργιες καθώς τα αρώσιμα με 8% και οι ελαιοκαλλιέργιες με 8%.

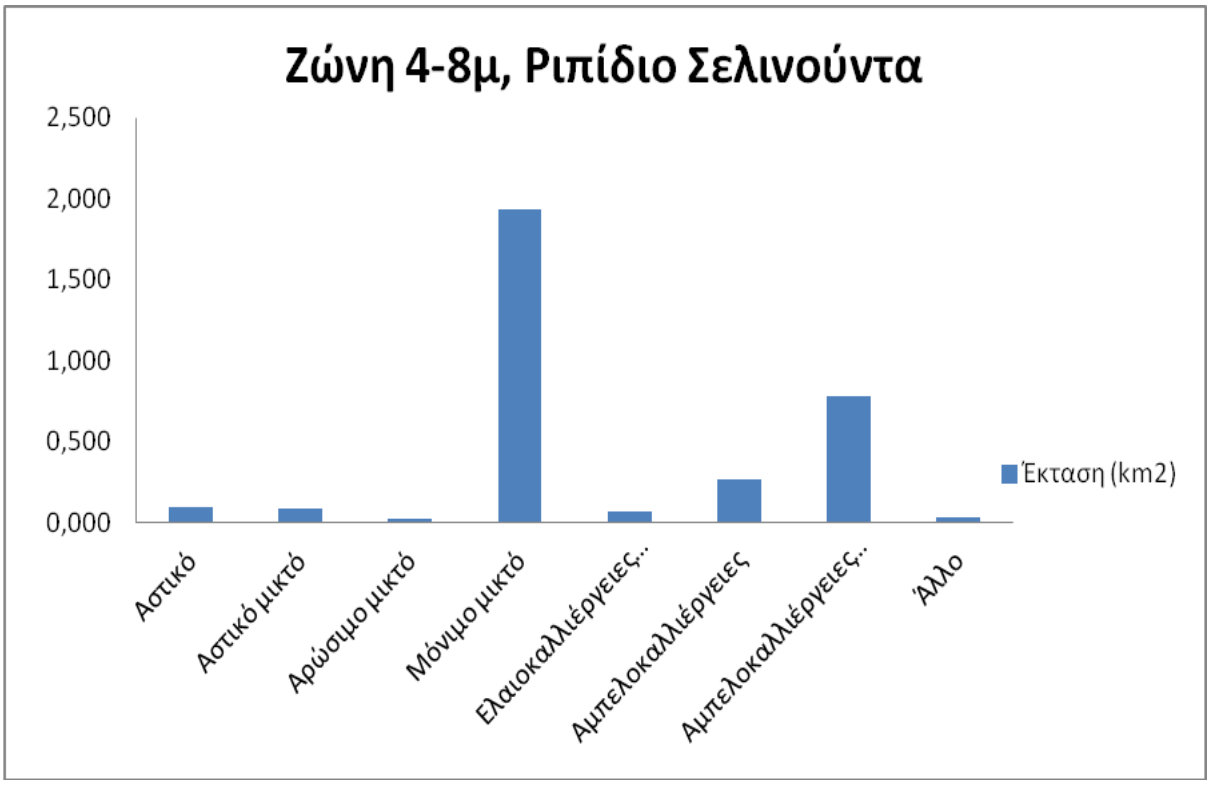
Συμπερασματικά παρατηρείτε ότι με ποσοστό 52% επηρεάζετε το οδικό δίκτυο και περιοχές που υπάρχει νερό. Το γεγονός αυτό θα επιφέρει σημαντικά κοινωνικό-οικονομικά προβλήματα σε όλη την περιοχή μελέτης αφού το οδικό δίκτυο διασχίζει και τα 3 ριπίδια και βρίσκεται στην υψομετρική ζώνη 4-8μ. Η επόμενη κάλυψη γης που επηρεάζεται περισσότερο με ποσοστό 47% είναι οι μικτές καλλιέργειες. Με τη σειρά της και αυτή η κάλυψη γης θα επιφέρει κοινωνικό-οικονομικά προβλήματα, ειδικά στη περιοχή του ριπιδίου του ποταμού Σελινούντα και λιγότερο στα αλλά δύο ριπίδια. Τέλος ο αστικός ιστός θα πληγεί σε ένα ποσοστό της τάξης 15% στην υψομετρική ζώνη 0-4μ, 7% στην υψομετρική ζώνη 4-8μ και 13% στην υψομετρική ζώνη 8-20μ. Γενικά θα δημιουργηθούν σοβαρά κοινωνικό-οικονομικά προβλήματα σε όλη την περιοχή μελέτης, μεγάλο πρόβλημα θα αντιμετωπίσουν η πόλη του Αιγίου, ο οικισμός Ελίκη και το Διακοπτό.

Αναλυτικά παρουσιάζονται διαγράμματα της κάλυψη γης με την έκταση σε km2 για τη περιοχή της Αιγιαλείας και συγκεκριμένα για τα ριπίδια του Σελινούντα, Κερυνίτη και Βουραϊκού ποταμού με βάση της ισοϋψείς 0-4m, 4-8m και 8-20m αντίστοιχα.

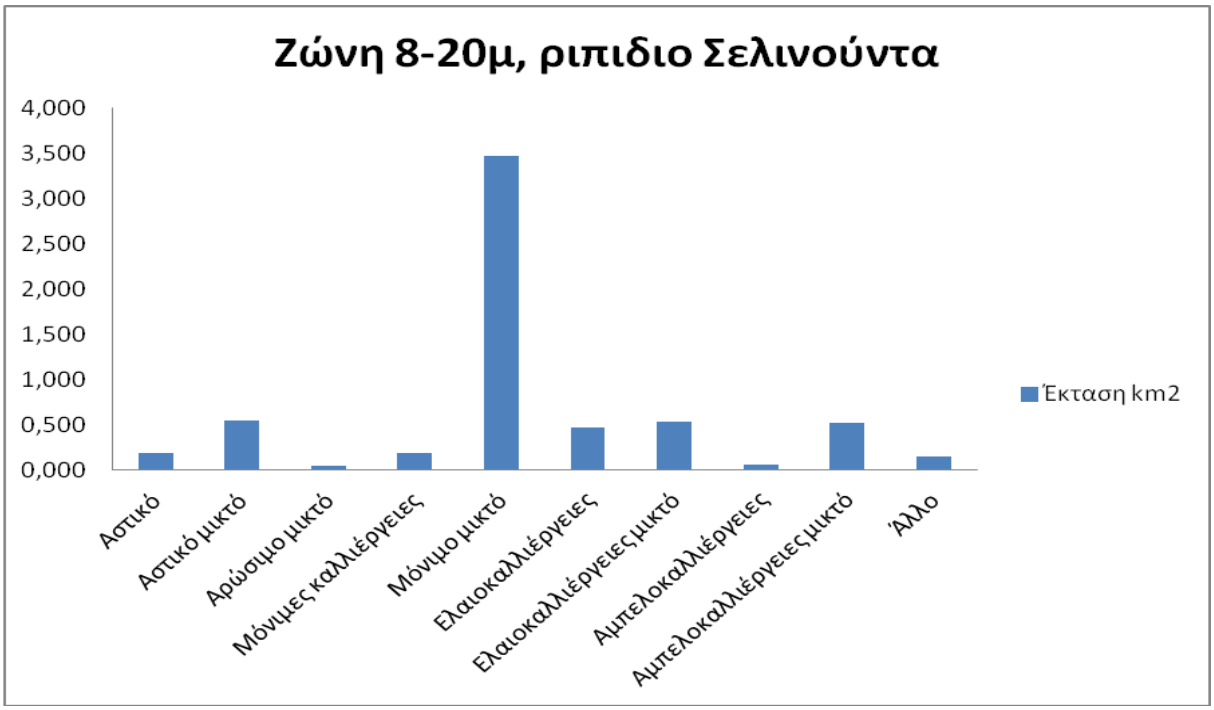
Ριπίδιο Σελινούντα



ΚΑΛΥΨΗ ΓΗΣ	ΕΚΤΑΣΗ km2
Αστικό	0,115713
Αστικό μικτό	0,272668
Αρώσιμο μικτό	0,247088
Μόνιμο μικτό	0,992064
Ελαιοκαλλιέργειες μικτό	0,042748
Αμπελοκαλλιέργειες	0,022765
Αμπελοκαλλιέργειες μικτό	0,702212
Άλλο	0,343576



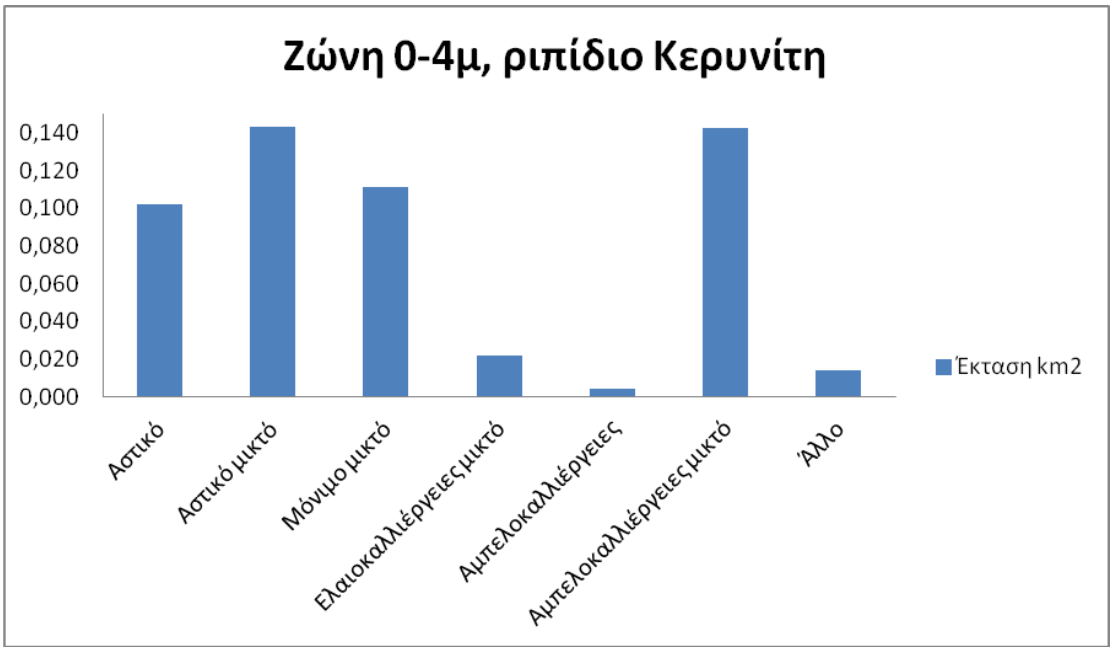
ΚΑΛΥΨΗ ΓΗΣ	ΕΚΤΑΣΗ km2
Αστικό	0,095
Αστικό μικτό	0,090
Αρώσιμο μικτό	0,023
Μόνιμο μικτό	1,930
Ελαιοκαλλιέργειες μικτό	0,069
Αμπελοκαλλιέργειες	0,264
Αμπελοκαλλιέργειες μικτό	0,782
Άλλο	0,029



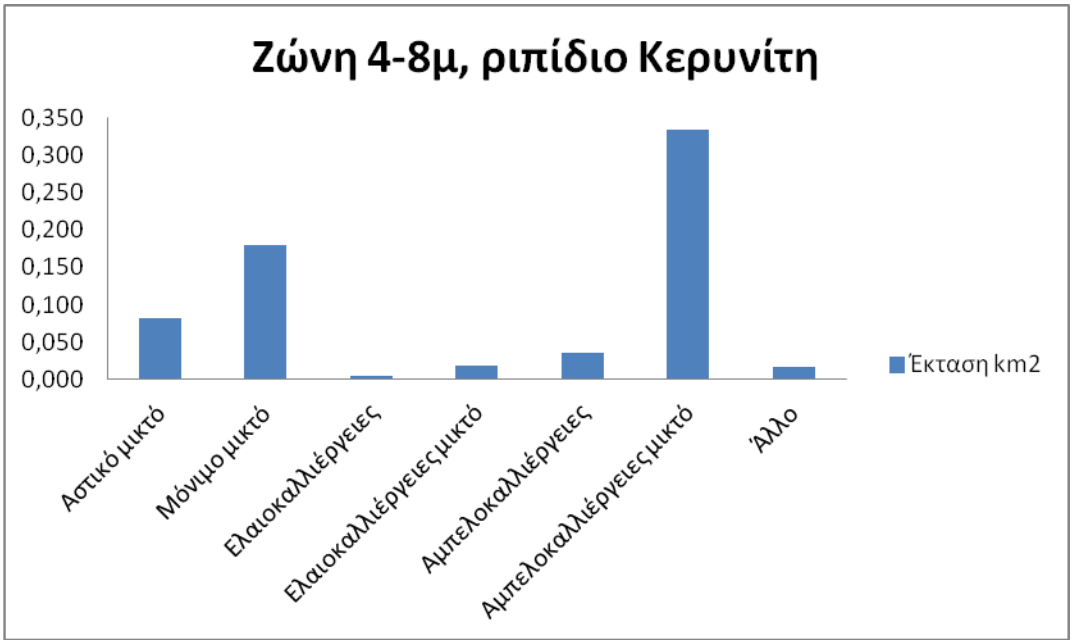
ΚΑΛΥΨΗ ΓΗΣ	ΕΚΤΑΣΗ km2
Αστικό	0,195794
Αστικό μικτό	0,548377
Αρώσιμο μικτό	0,055355
Μόνιμες καλλιέργειες	0,185438
Μόνιμο μικτό	3,467266
Ελαιοκαλλιέργειες	0,477707
Ελαιοκαλλιέργειες μικτό	0,543331
Αμπελοκαλλιέργειες	0,063703
Αμπελοκαλλιέργειες μικτό	0,525349
Άλλο	0,158657

Παρατηρείτε ότι στο ριπίδιο του Σελινούντα ποταμού τη μεγαλύτερη έκταση (km2) καταλαμβάνουν οι καλλιέργειες και οι αμπελοκαλλιέργειες.

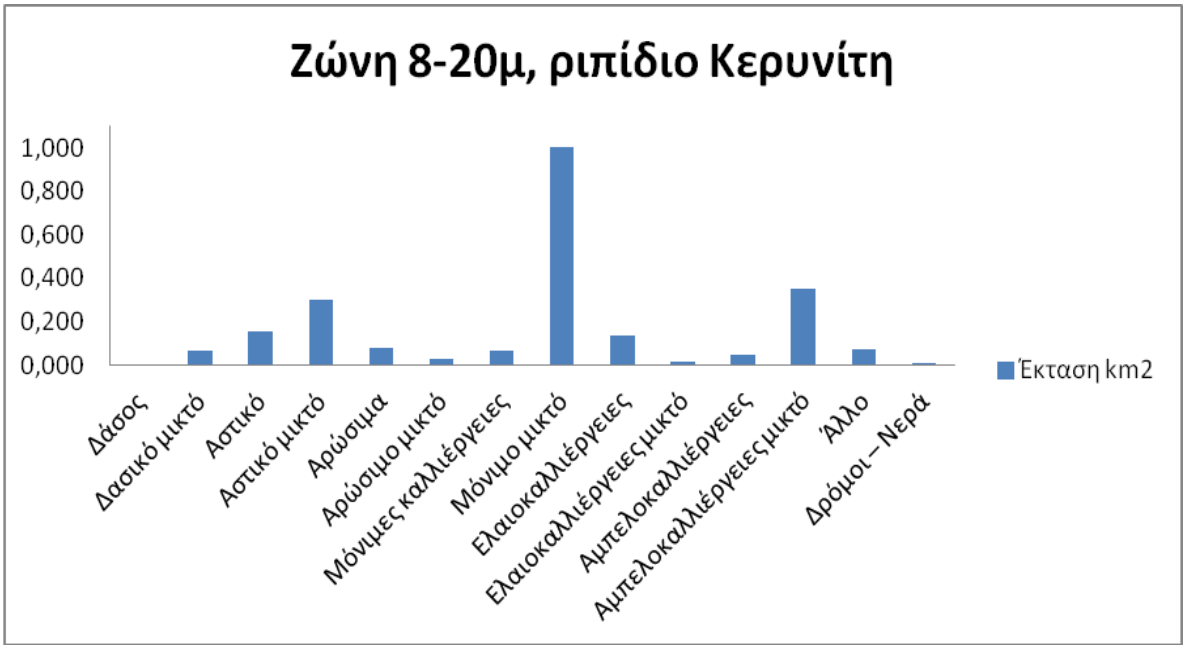
Ριπίδιο Κερυνίτη



ΚΑΛΥΨΗ ΓΗΣ	ΕΚΤΑΣΗ km2
Αστικό	0,101976
Αστικό μικτό	0,143319
Μόνιμο μικτό	0,111112
Ελαιοκαλλιέργειες μικτό	0,022074
Αμπελοκαλλιέργειες	0,004622
Αμπελοκαλλιέργειες μικτό	0,142601
Άλλο	0,014261



ΚΑΛΥΨΗ ΓΗΣ	ΕΚΤΑΣΗ km2
Αστικό μικτό	0,082308
Μόνιμο μικτό	0,17984
Ελαιοκαλλιέργειες	0,00567
Ελαιοκαλλιέργειες μικτό	0,019215
Αμπελοκαλλιέργειες	0,036435
Αμπελοκαλλιέργειες μικτό	0,333507
Άλλο	0,016263



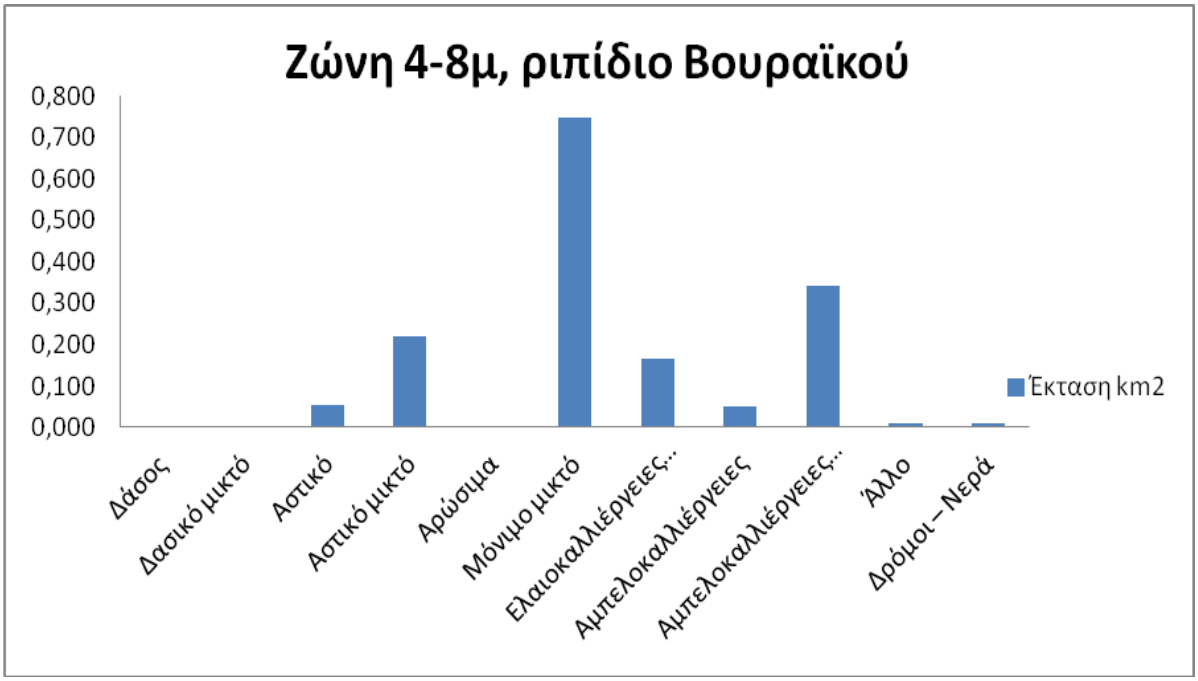
ΚΑΛΥΨΗ ΓΗΣ	ΕΚΤΑΣΗ km2
Δάσος	0,002787
Δασικό μικτό	0,066895
Αστικό	0,157028
Αστικό μικτό	0,304178
Αρώσιμα	0,081816
Αρώσιμο μικτό	0,030507
Μόνιμες καλλιέργειες	0,069956
Μόνιμο μικτό	1,002486
Ελαιοκαλλιέργειες	0,135827
Ελαιοκαλλιέργειες μικτό	0,019486
Αμπελοκαλλιέργειες	0,048345
Αμπελοκαλλιέργειες μικτό	0,350778
Άλλο	0,070289
Δρόμοι – Νερά	0,010386

Παρατηρείτε ότι στο ριπίδιο του Κερυνίτη ποταμού τη μεγαλύτερη έκταση (km2) καταλαμβάνουν ο αστικός ιστός, οι καλλιέργειες και οι αμπελοκαλλιέργειες.

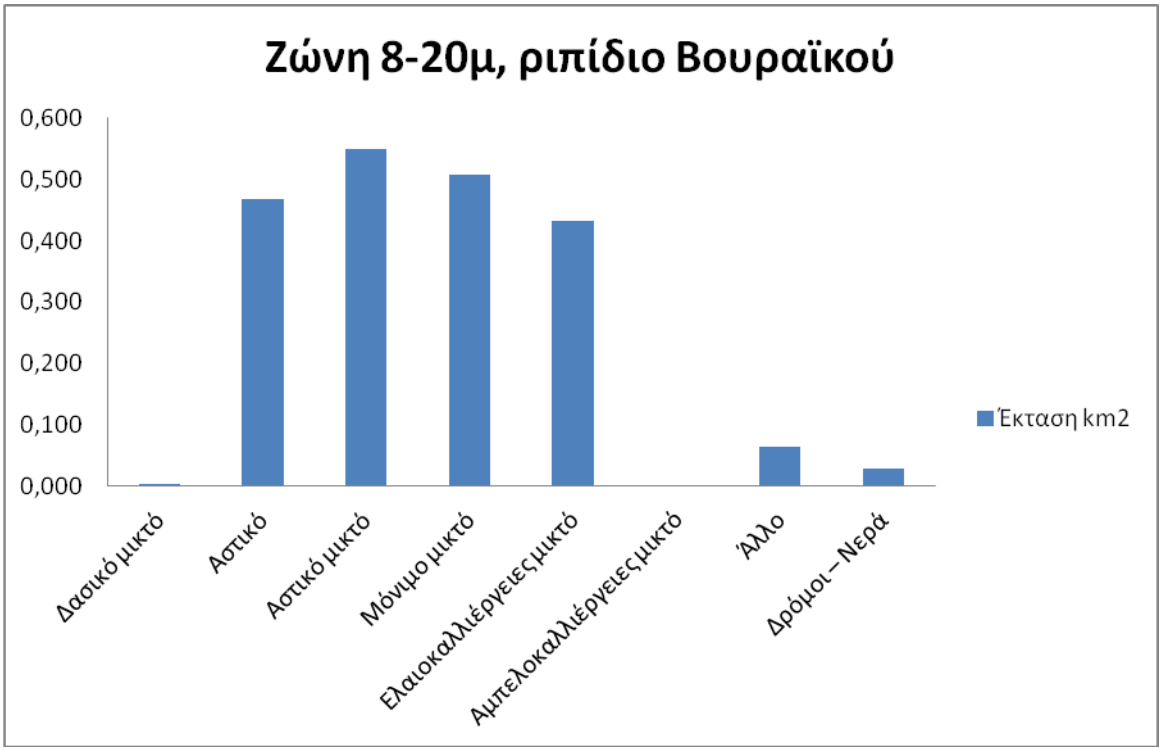
Ριπίδιο Βουραϊκού



ΚΑΛΥΨΗ ΓΗΣ	ΕΚΤΑΣΗ km2
Αστικό μικτό	0,251856
Μόνιμο μικτό	0,551715
Ελαιοκαλλιέργειες μικτό	0,022562
Αμπελοκαλλιέργειες	0,006033
Αμπελοκαλλιέργειες μικτό	0,319323
Άλλο	0,025762



ΚΑΛΥΨΗ ΓΗΣ	ΕΚΤΑΣΗ km2
Δάσος	0,00059
Δασικό μικτό	0,000247
Αστικό	0,053451
Αστικό μικτό	0,218792
Αρώσιμα	0,000828
Μόνιμο μικτό	0,748019
Ελαιοκαλλιέργειες μικτό	0,164488
Αμπελοκαλλιέργειες	0,052107
Αμπελοκαλλιέργειες μικτό	0,340437
Άλλο	0,008914
Δρόμοι – Νερά	0,009348



ΚΑΛΥΨΗ ΓΗΣ	ΕΚΤΑΣΗ km2
Δασικό μικτό	0,005026
Αστικό	0,467969
Αστικό μικτό	0,549351
Μόνιμο μικτό	0,508236
Ελαιοκαλλιέργειες μικτό	0,432774
Αμπελοκαλλιέργειες μικτό	0,00259
Άλλο	0,065409
Δρόμοι – Νερά	0,028389

Παρατηρείτε ότι στο ριπίδιο του Βουραϊκού ποταμού τη μεγαλύτερη έκταση (km2) καταλαμβάνουν οι καλλιέργειες, οι ελαιοκαλλιέργειες και ο αστικός ιστός.

Συνοψίζοντας τους παραπάνω πίνακες προκύπτει ότι και τα τρία ριπίδια είναι επιρρεπή στο κίνδυνο προέλασης ενός τσουνάμι. Περισσότερο όμως επιρρεπές στο κίνδυνο αυτό όσο αφορά την έκταση που το τσουνάμι θα πλήξει είναι το ριπίδιο του Σελινούντα. Αν η περιοχή αυτή χτυπηθεί από κάποιο τσουνάμι θα καταστραφούν κυρίως καλλιέργειες, ελαιοκαλλιέργειες και αμπελοκαλλιέργειες και κάποια τμήματα οικισμών στη περιοχή του Αιγίου. Όσο αφορά το ριπίδιο του Κερυνίτη και του Βουραϊκού οι καταστροφές θα είναι εξίσου μεγάλες, διότι υπάρχουν οικισμοί με μεγάλο πληθυσμό, όπως τα Βαλιμίτικα και το Διακοπτό αντίστοιχα.
Το οδικό δίκτυο θα πληγεί αφού βρίσκεται σε υψηλή ζώνη επικινδυνότητας (8-20μ), πράγμα που θα απομονώσει το πληθυσμό της περιοχής από την εκκένωσή της.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ7: ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

7.1: Συμπεράσματα

Ο σκοπός της παρούσας πτυχιακής εργασίας ήταν η χαρτογράφηση και η αδρή εκτίμηση των αρνητικών επιπτώσεων στη χαμηλή παράκτια ζώνη του δήμου Αιγιαλείας από ένα ενδεχόμενο καταστροφικό θαλάσσιο κύμα βαρύτητας. Η μελέτη ενός τόσο σύνθετου και πολυδιάστατου σε πτυχές φαινομένου επιχειρήθηκε μέσω της παρουσίασης τόσο ποσοτικών όσο και ποιοτικών στοιχειών. Εντοπίστηκε η περιοχή υψηλής επικινδυνότητας με τη χρήση των τεχνολογιών των GIS. Τα GIS αποτελούν ένα ολοκληρωμένο σύστημα συλλογής, αποθήκευσης, διαχείρισης, ανάλυσης και απεικόνισης πληροφοριών σχετικών με ζητηματα γεωγραφικής φύσης. Τα GIS με τις πολυάριθμες λειτουργίες και εφαρμογές τους βοήθησαν στην ανάλυση των φαινομένων και με διάφορες μεθόδους όπως οι πολύ-θεματικοί χάρτες που αφορούν την περιοχή μελέτης.
Τα tsunamis μπορούν να προκαλέσουν πολλές, ποικίλες και μεγάλης έκτασης ζημιές. Οι συνέπειες των tsunami εντοπίζονται στον άνθρωπο, στο ανθρωπογενές περιβάλλον, στο παράκτιο οικοσύστημα και πολύ συχνά, ευρύτερα στο οικοσύστημα της τοπικής ενδοχώρας, στις υλικές υποδομές καθώς και στη μορφολογία και την αισθητική των ακτών. Ιδιαίτερα σημαντικές βραχυπρόθεσμα και μακροπρόθεσμα αποβαίνουν οι οικονομικές και κοινωνικές επιπτώσεις ενός τέτοιου πλήγματος. Σε αρκετές περιπτώσεις ένα ενδεχόμενο πλήγμα κύματος tsunami επιφέρει τεράστιες και πολλές φορές ριζικές καταστροφές σε παράκτιες βιομηχανίες ή μονάδες παραγωγής ενώ ταυτόχρονα πλήττεται και η τοπική αγροτική παραγωγή, παράγοντες άμεσα συνδεδεμένοι με την οικονομική και κοινωνική σταθερότητα και εξέλιξη των τοπικών κοινωνιών. Τις ήδη σημαντικές αρνητικές επιπτώσεις που επιφέρει ένα tsunami, ενισχύει η συγκέντρωση πληθυσμού σε απροστάτευτες παραλιακές τοποθεσίες, σε περιοχές ευάλωτες σε πλημμυρικά φαινόμενα καθώς και σε παράκτιες περιοχές που διακρίνονται από έντονη σεισμική δραστηριότητα.

Για την συγκεκριμένη εργασία ελήφθησαν υπόψη βιβλιογραφικά δεδομένα που αφορούν ιστορικά ,τσουναμι που έχουν κατά καιρούς πλήξει την ευρύτερη περιοχή της δυτικής Ελλάδας καθώς και τον χώρο της ανατολικής μεσογείου. Κρίθηκε σκόπιμη η εκτίμηση των ενδεχόμενων αρνητικών επιπτώσεων από ένα τέτοιο γεγονός να εστιαστεί στο χαμηλό τμήμα της παράκτιας ζώνης ,που εκτείνεται από την ακτογραμμή έως το υψόμετρο των 20 μ.

Διαπιστώθηκε ότι μια σημαντική έκταση που ανέρχεται σε 33,76 km2 και αντιστοιχεί σε μεγάλο ποσοστό της συνολικής έκτασης του δήμου βρίσκεται στη ζώνη υψηλής επικινδυνότητας 0-20μ. Η έκταση αυτή καταλαμβάνεται από κοινωνικό οικονομικά σημαντικές καλύψεις γης καθώς αντιστοιχούν σε οικιστικές περιοχές όπως το Αίγιο, τα Βαλιμίτικα, την Ελίκη, τη Ροδία και το Διακοπτό που φιλοξενούν ένα μεγάλο αριθμό κατοίκων. Φυσικές καταστροφές τέτοιου μεγέθους, όπως τα tsunamis, συνοδεύονται από πολύ σημαντικές οικονομικές επιπτώσεις που συχνά δεν είναι άμεσα εμφανής. Το μεγάλο πλήγμα μιας τέτοιας καταστροφής αφορά τον τομέα της τοπικής παραγωγής που σχετίζεται άμεσα σε τοπικό επίπεδο με την απασχόληση. Μια έκταση που αντιστοιχεί στο 90% της χαμηλής παράκτιας ζώνης (0-4μ και 4-8μ) καταλαμβάνεται από καλλιέργειες μόνιμων και μικτών καλλιεργήσιμων εκτάσεων,

αμπελοκαλλιεργειών και ελαιοκαλλιεργειών που αποτελούν σημαντικό παράγοντα της τοπικής οικονομικής δραστηριότητας. Ο αγροτικός τομέας αναμένεται να πληγεί, επιπλέον από την αύξηση της αλατότητας των εδαφών αλλά και η υφαλμύρινση και την μείωση της ποιότητας των υπόγειων νερών για ένα αρκετά μεγάλο χρονικό διάστημα μετά το γεγονός της κατάκλισης του κύματος. Οι οικισμοί θα πληγούν σημαντικά κυρίως στη ζώνες υψηλής επικινδυνότητας (0-4μ και 8-20μ).Το μέγεθος αυτών των δευτερογενών συνεπειών εξαρτάται άμεσα από τη δομή της εκάστου τοπικής οικονομίας καθώς και την ελαστικότητα της. Οι επιπτώσεις είναι ισχυρότερες όταν η μορφή της οικονομίας είναι τέτοια, ώστε να υπάρχουν πολλοί τομείς που να εξαρτώνται, άμεσα από τον τομέα εκείνο που έχει υποστεί τη μεγαλύτερη ζημιά από την επέλαση του tsunami.

Οι πιο ανεπτυγμένες οικονομίες είναι πιο ανεκτικές απέναντι στις αρνητικές επιπτώσεις ενός tsunami, σε σχέση με τις λιγότερο αναπτυγμένες. Τα οικονομικά αποτελέσματα φυσικών καταστροφών όπως το tsunami χαρακτηρίζονται από μικρή χρονική διάρκεια. Η έρευνα έχει αποδείξει ότι είναι ασυνήθιστο φαινόμενο ο εντοπισμός σημαντικών αυξήσεων στο εθνικό εισόδημα αλλά ακόμα και η πτώση του ρυθμού ανάπτυξης μετά από μια ξαφνική φυσική καταστροφή όπως ένα tsunami. Αντίθετα μάλιστα, σε αρκετές περιπτώσεις όταν μια περιοχή πλήγεται από ένα κύμα tsunami, συχνά αυτό αποφέρει θετικά αποτελέσματα, διότι λόγω της εκτεταμένης καταστροφής πραγματοποιούνται πολλές επενδύσεις στον τομέα της ανάπλασης των υποδομών. Σε αντίθεση με τα υπόλοιπα είδη φυσικών καταστροφών, των οποίων οι συνέπειες έχουν συνήθως τοπικό χαρακτήρα, τα tsunamis έχουν τη δυνατότητα να πλήττουν παράκτιες περιοχές σε μεγάλες αποστάσεις από τα σημεία που εκδηλώνονται και για αυτόν τον λόγο έχει δοθεί ιδιαίτερη έμφαση στην πρόβλεψη και αντιμετώπιση των επιπτώσεων τους. Αν και η εκδήλωση των tsunamis δεν μπορεί να γίνει αντικείμενο ακριβούς πρόβλεψης, εντούτοις, οι άμεσες συνέπειες τους όσον αφορά τις απώλειες σε ανθρώπινες ζωές και σε ανθρώπινες περιουσίες, μπορεί να περιοριστούν με τον κατάλληλο σχεδιασμό. Η πιθανότητα εκδήλωσης tsunami, είναι ένας παράγοντας που πρέπει να λαμβάνεται πάντοτε υπ’ όψιν κατά τη διαμόρφωση και ρύθμιση της παράκτιας ζώνης παγκοσμίως. Χώρες με ευπρόσβλητες και εκτεθειμένες ακτές αντιμετωπίζουν αδιάκοπα την απειλή τέτοιων κινδύνων και την πρόκληση για την απαραίτητη διευθέτηση τους. Οι προσπάθειες αντιμετώπισης τέτοιων φαινομένων δεν θα σταματήσουν την εκδήλωση τους, αλλά θα ελαχιστοποιήσουν τις καταστροφικές τους συνέπειες, μέσω της προστασίας και της μείωσης της ευπάθειας των παράκτιων περιοχών ανά τον κόσμο. Η καλύτερη στρατηγική σχετικά με την αποφασιστική και αποτελεσματική αντιμετώπιση των tsunamis, επικεντρώνεται στην αποτροπή της κατοίκησης και της συγκέντρωσης καθοριστικής σημασίας δημόσιων υπηρεσιών στην περιοχή που μπορεί να πληγεί από ένα τέτοιο κύμα. Για την αποτελεσματική και ουσιαστική αντιμετώπιση των συνεπειών ενός tsunami, είναι απαραίτητη η ακριβής και λεπτομερής προσέγγιση του κινδύνου που προκύπτει, η διαμόρφωση ενός ολοκληρωμένου συστήματος προειδοποίησης, καθώς και η χωροθέτηση περιοχών συγκέντρωσης του πληθυσμού κατά την εκδήλωση του. Για όλες τις περιοχές που πλήττονται από tsunamis είναι απαραίτητη η αποτίμηση του κινδύνου, η έγκυρη και έγκαιρη προειδοποίηση, καθώς και η ετοιμότητα των αρχών και του πληθυσμού.

7.2: Προτάσεις

Έχοντας υπόψη την ερμηνεία των αποτελεσμάτων εντοπίζουμε ότι η παρούσα μελέτη αναδεικνύει την αναγκαιότητα μίας σειράς μέτρων για την αντιμετώπιση του καταστροφικού φαινομένου κύματος βαρύτητας. Με βάση τις ποιοτικές και ποσοτικές εκτιμήσεις για τις επιπτώσεις ενός κύματος βαρύτητας στην περιοχή και με σκοπό την καλύτερη αντιμετώπιση των αρνητικών τους αποτελεσμάτων σε όλα τα χρονικά στάδια της εκδήλωσης του φαινομένου, προτείνονται τα παρακάτω μέτρα πρόληψης και αντιμετώπισης των αρνητικών συνεπειών.

Αρχικά επιβάλλεται η εκτενέστερη μελέτη για την προστασία των παράκτιων περιοχών αφού όπως προέκυψε από την εργασία στην περιοχή δεν υπάρχει αντίστοιχος σχεδιασμός έκθεσης σε κύματα βαρύτητας. Υπάρχει επιτακτική ανάγκη για την λεπτομερή αποτύπωση των καλύψεων γης και την αναδιάρθρωση τους σύμφωνα με τον σχεδιασμό μετεγκατάστασης σε ασφαλέστερες υψομετρικά ζώνες. Δημιουργία συγκεκριμένου φορέα για την διαχείριση και αντιμετώπιση των φυσικών καταστροφών της παράκτιας ζώνης και την στελέχωση του με αρμόδιο επιστημονικό προσωπικό που να βρίσκετε σε άμεση και συνεχή συνεργασία με άλλους φορείς. Ανάπτυξη της γεωγραφικής πληροφορίας της περιοχής με την δημιουργία χωρικών βάσεων δεδομένων μεγάλης ακρίβειας και την προσομοίωση μοντέλων και σεναρίων αντιμετώπισης και αποφυγής αντιστοίχων παράκτιων καταστροφών με την βοήθεια της γεωπληροφορικής τεχνολογίας.

Ο παράκτιος σχεδιασμός, πρέπει οπωσδήποτε να λάβει υπ' όψιν του το ενδεχόμενο εκδήλωσης tsunami και τις συνέπειες τους στον παράκτιο χώρο. Αυτό θα επιτευχτεί μέσω τις χρήσης αποτελεσματικών όρων δόμησης και της διαμόρφωσης των κατάλληλων καλύψεων γης. Ο περιορισμένος αριθμός καταστροφών και κυμάτων κατά τη διάρκεια των δυο σημαντικότερων tsunami τα τελευταία εκατό χρόνια στην Ελλάδα, δεν θα πρέπει να αποτελέσει παράγοντα εφησυχασμου. Η σημερινή αλόγιστη οικιστική ανάπτυξη της παράκτιας ζώνης έχει μεταφέρει τον κύριο όγκο του πληθυσμού και της οικονομικής ανάπτυξης στις ακτές, με αποτέλεσμα το ενδεχόμενο εκδήλωσης tsunami, αντίστοιχου του παρελθόντος στις ίδιες ακριβώς περιοχές, το οποίο θα είχε στις μέρες μας σαφώς τραγικότερες συνέπειες. Εάν ληφθεί υπ' όψιν η σημερινή μορφολογία των ελληνικών ακτών και των μικρών χρόνων άφιξης στην ακτή, καταλήγουμε στο συμπέρασμα ότι το πρόβλημα προστασίας από ενδεχόμενο tsunami είναι πολύ πιο σύνθετο από την απλή εγκατάσταση σταθμών έγκυρης προειδοποίησης στο Αιγαίο και το Ιόνιο πέλαγος, διότι ενώ ένα τέτοιο σύστημα μπορεί να προσφέρει προστασία από ένα ενδεχόμενο tsunami μεγάλου μεγέθους το οποίο θα πλήξει την Ανατολική Μεσόγειο, δεν μπορεί να παρέχει προστασία από τα συνήθη τοπικού χαρακτήρα tsunami. Η ουσιαστική αντιμετώπιση του κινδύνου των κυμάτων βαρύτητας επιβάλλει τη διεξαγωγή συγκεκριμένων μελετών ανά περιοχή ενδιαφέροντος. Οποιαδήποτε άλλη βεβιασμένη και πρόχειρη λύση θα αποτελέσει ημίμετρο και θα αυξήσει μακροπρόθεσμα το κόστος αντιμετώπισης ενός τέτοιου φαινομένου.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

ΞΕΝΟΓΛΩΣΣΗ ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

El-Raey, M. (1997), "Vulnerability assessment of the coastal zone of the Nile delta of Egypt, to the impacts of sea level rise", Ocean & Coastal Management, Vol. 37, No. 1, 29-40.

Gaki-Papanastasiou, K., Maroukian, H., Pavlopoulos, K., Zamani A. (1997), " The implications of the expected sea level rise on the low lying areas of continental Greece in the next century", Proceedings International Symposium on Engineering Geology and the Environment, 121-126.

Georgas, D. (2000), Implications of Accelerated Sea-Level Rise (ASLR) for Greece, Proceeding of SURVAS Expert Workshop on European Vulnerability and Adaptation to impacts of Accelerated Sea-Level Rise (ASLR), Hamburg, 32-33.

Haslett, S. (2000). *Coastal Systems. Routledge Introductions to environment series.* London.

Healy, T., (1991). *Coastal erosion and sea level rise.* Zeitscrift fur Geomorphologie N.F., Supplementband, 81, 15-29.

Hussmanns, R., Mehran, F. and Verma, V. (1990), Surveys of Economically Active Population. Employment, Unemployment and Underemployment. An ILO Manual on Concepts and Methods, Geneva: International Labour Office.

IPCC (2001): Climate Change, Synthesis Report. – Watson, R.T. and the Core Writing Team (eds.), Geneva, 184 pp (Stand - alone edition).

Jelgersma, S. (1996), Sea-level changes during the last 10000 years. In Sawyer, J.S. (ed.), World Climate 8000 to 0 BC. Proc. Int. Symp. On World Climates 18-19 April, 1996 Royal Meteorological Society. London.

Li, C.X., Fan, D.D., Deng, B., Wang, D.J. (2000), Some problems of vulnerability assessment in the coastal zone of China, Proceedings of the APN/SURVAS/LOICZ Joint Conference on Coastal Impacts of Climate Change and Adaption in the Asia-Pasific Region, Kobe, 1-8.

McDonnell P. & K. Kemp. (1995). International GIS Dictionary. Cambridge: GeoInformation International.

Meler, M. K. & Wahr, J. M. (2002), *Sea level is rising: Do we know why? ,* 99/10:6524-6526, Boulder.

Morner, N. A. (1973), Eustatic changes in last 300 years, Paleogeogr. Paleoclimat. Paleoecol. 13, 1-14.

Pethic, J. (1984), *An Introduction to coastal geomorphology*. Ed. E. Arnold, London. pp 260.

Pirazzoli P.A., Montaggioni L.F., Saliege J.F., Segonzac G., Thommeret Y., Vergnaud-Grazzini C. (1989), *Crustal block movements from Holocene shorelines: Rhodes Island,* Tectonophysics 170: 89-114.

Shepard, F.P. (1963), Submarine Geology (3rd edition) Harper &Row, New York.

Smith, D.E. and Dawson, A.G., (1990). Tsunami waves in the North Sea. New Scientist, 4 August, 46-49.

Titus, J.G. & Narayanan, V.K. (1995), The probability of sea level rise. U.S. E.P.A., Washington, D.C. Titus, J.G., Park R.A., Leatherman, S., Weggel, R., Green, M.S., Treehan, M.,

Brown, S., Yohe, G. (1991), "Greenhouse Effect and Sea level Rise: The Cost of Holding Back the Sea", Coastal Management, 19(3), 171-204.

Titus, J.G., Richman, C. (2001), "Maps of Lands Vulnerable to Sea Level Rise: Modeled Elevations along the U.S. Atlantic and Gulf Coasts", Climate Research, 18, 205-228.

Tooley, M.J. (1974), Sea level changes during the last 9000 years in north west England. Geogr. J., 140, 18-42.

Tyller Miller, G., GR., (1999), *Βιώνοντας το Περιβάλλον ΙΙ: Αρχές Περιβαλλοντικών Επιστημών,* Αθήνα: Ίων σελ.105-115.

Papathoma M., Dominey-Howes D., 2003. Tsunami vulnerability assessment and its implications for coastal hazard analysis and disaster management planning, Gulf of Corinth, Greece. *Natural Hazards and Earth System Science*, 6, 733-744.

Papazachos, B. C. and Papazachou, C., (1997), The Earthquakes of Greece, Ziti Editions, Thessaloniki.

Bryant, E., (2001), *Tsunami the underrated hazard*, Cambridge: Cambridge University Press.

Dominey-Howes, D., (2002), *Documentary and geological records of tsunami in the Aegean Sea region of Greece and their potential value to risk assessment and disaster management*, Natural Hazards **25**: 195-224, Kluwer Academic Publishers.

Papadopoulos, G., (2003), *Tsunami hazard in the eastern Mediterranean: Strong earthquakes and tsunamis in the Corinth Gulf, Central Greece*, Natural Hazards 29: 437-464, Kluwer Academic Publishers

Doutsos, T., Kontopoulos, N. and Poulimenos, G., 1988: The Corinth-Patras rift as the initial stage of continental fragmentation behind an active island arc (Greece). *Basin Research.* I. 177-190.

Doutsos, T. and Poulimenos, G., 1992: Geometry and Kinematics of active faults and their seismotectonic significance in the Western Corinth-Patras rift (Greece). *Jour. of Str. Geol. Vol. 14. No 6, 689-699.*

Doutsos, T. and Piper D.J.W. 1990: Listric faulting sedimentation and morphological evolution of the Quaternary eastern Corinth rift, Greece. First stages of continental rifting *Geol. Soc. Am. Bull.* 102. 812-829.

Ford M, Malartre .F, Williams.E,2003.3D lithostratigraphy and dating of syn-rift sediments in the Aegion-Kalavrita region. Implications for rift evolution , Gulf of Corinth, Greece *Abstracts of the 2nd Aegion Workshop.*

Flotté, N., 2003: Caracterisation structurale et cinematique d' un rift sur detachement : Le rift de Corinth-Patras, Grece. *These. Univ. De Paris-sud*. 197p.

Poulimenos, G., 1993: Tectonics and sedimentation in the western Corinth, Greece. *N. Jb.Geol. Palaont. Mh.* 10, 607-630 Stuttgart.

Poulimenos, G., Albers, G. and Doutsos, T., 1989: Neotectonic Evolution of the Central Section of the Corinth Graben. *Z. dt. Geol. Hannover, Ges.* 140. 173-182.

Poulimenos, G., Zelilidis, A., Kontopoulos, N. and Doutsos, T., 1993: Geometry of trapezoidal fau Deltas and their relationship to extensional faulting along the southwestern active margins of the Corinth rift. Greece. *Basin Research*, 5, 179-192.

Seger, M. J. and Alexander, J., 1993: Distribution of Plio-Pleistocene and Modern coarse-grained deltas south of the Gulf of Corinth, Greece. *Controls and Signatures in Sedimentary Successions* (Editors L Frostick and R Steel) *Tectonic Spec. Pub. Int. Assoc.of Sedimentologists*, 20, 37-48.

Zelilidis, A. and Kontopoulos, N., 1996: Significance of fan deltas without toe-sets within rift and piggy-back basins: examples from the Corinth graben and the Mesohellenic trough, Central Greece. *Sedimentology*, 43, 253-262.

Dart, C. J., Collier, R. E. Ll., Gawthorpe, R. L., Keller, J. V. A., and Nichols, G., 1994: Sequence stratigraphy of (?)Pliocene-Quaternary synrift, Gilbert-type fan deltas, northern Peloponnesos, Greece. *Marine and Petroleum Geology*. 11(5), 545-560.

ΕΛΛΗΝΙΚΗ ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Εγκυκλοπαίδεια *«Grand Larousse»* (2001), τόμος 5ος , Αθήνα: Ελληνικά Γράμματα.

Εγκυκλοπαίδεια *«Grand Larousse,* (2001), τόμος 6ος , Αθήνα: Ελληνικά Γράμματα.

Εγκυκλοπαίδεια *«Υδρόγειος,* (2001), τόμος 5ος , Αθήνα: Ελληνικά Γράμματα.

Καρύμπαλης, Ε. (2005), *Σημειώσεις Παράκτιας Γεωμορφολογίας*. Πανεπιστημιακές Σημειώσεις, Τμήμα Γεωγραφίας Χαροκοπείου Πανεπιστημίου.

Καρύμπαλης, Ε. (1996), *Γεωμορφολογικές παρατηρήσεις στη λεκάνη απορροής του Εύηνου ποταμού.* Διδακτορική διατριβή, Τμήμα Γεωλογίας Πανεπιστημίου Αθηνών.

Κιτσόπουλος, Κ. (2001), *Σημειώσεις Γεωλογίας*. Πανεπιστημιακές Σημειώσεις, Τμήμα Διαχείρισης Περιβάλλοντος και Φυσικών Πόρων Πανεπιστημίου Ιωαννίνων.

Κουτσόπουλος, Κ. (2002), *Γεωγραφικά Συστήματα Πληροφοριών και Ανάλυση του Χώρου*, Αθήνα: Παπασωτηρίου.

Λέκκας, Ε. (2000), *Φυσικές και Τεχνολογικές Καταστροφές*, Αθήνα: Access.

Μανιάτης, Γ. (1996), *Γεωγραφικά Συστήματα Πληροφοριών Γης-Κτηματολογίου*, Θεσσαλονίκη: Ζήτη.

Μαρουκιάν Χ., Παυλόπουλος Κ., Γάκη – Παπαναστασίου Κ. και Ζαμάνη Α. (2001), *Οι επιπτώσεις από την αναμενόμενη άνοδο της θαλάσσιας στάθμης στις χαμηλές παράκτιες περιοχές της ηπειρωτικής Ελλάδας κατά τον επόμενο αιώνα.* Περιοδικό Γεωγραφίες 1, 73-82.

Μπακαβός, Χρ. (2003), *Δημογραφικές μεταβολές, Αγορά Εργασίας και Συντάξεις στην Ελλάδα και την Ευρωπαϊκή Ένωση,* Αθήνα: Gutenberg.

Παπαζάχος Β., Παπαζάχου Κ. (2003), *Οι σεισμοί της Ελλάδος*, Θεσσαλονίκη: Ζήτη.

Παπαναστασίου Δ. 2005, *Στόχοι και Ερευνητικές Δραστηριότητες του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου,* Πρακτικά 3ης διημερίδας επιχειρηματικότητας, Χαροκόπειο Πανεπιστήμιο, 15 & 16 Δεκεμβρίου

Παυλόπουλος Κ., Καρύμπαλης Ε. (2003), *Σημειώσεις Φυσικής Γεωγραφίας*. Πανεπιστημιακές Σημειώσεις, Τμήμα Γεωγραφίας Χαροκοπείου Πανεπιστημίου.

Σαπουτζακη, Κ., Σκορδίλη, Σ. (2002), *Σημειώσεις Περιφερειακή Ανάπτυξη και Πολιτική Ι*. Πανεπιστημιακές Σημειώσεις, Τμήμα Γεωγραφίας Χαροκοπείου Πανεπιστημίου.

Στεφανάκης, Ε. (2002), *Σημειώσεις Εισαγωγή στη Χαρτογραφία.* Πανεπιστημιακές Σημειώσεις, Τμήμα Γεωγραφίας Χαροκοπείου Πανεπιστημίου.

Ταπεινός, Γ. (1993), *Στοιχεία Δημογραφίας*, Αθήνα: Παπαζήση.

Τσελέντης, Α. (1997), *Σύγχρονη Σεισμολογία*, Τόμος Α, Αθήνα: Παπασωτηρίου.

Χαλκιάς, Χ. (2002), *Σημειώσεις Συστήματα Γεωγραφικών Πληροφοριών Ι*. **Πανεπιστημιακές Σημειώσεις**, Τμήμα Γεωγραφίας Χαροκοπείου Πανεπιστημίου.

Χαλκιάς Χ., «Σημειώσεις Μαθημάτων Συστημάτων Γεωγραφικών Πληροφοριών Ι&ΙΙ», Χαροκόπειο Πανεπιστήμιο Τμήμα Γεωγραφίας.

Παπαδόπουλοσ Γ. (2005) Τσουνάμι και μέτρα προστασίας. Άρθρο

Πουλημένος, Γ., 1991: Τεκτονική ανάλυση και ιζηματολογία του δυτικού τμήματος της κορινθιακής τάφρου. Διδακτ. διατριβή *Παν/μιο Πατρών*, 298 σελ.

ΔΙΑΔΙΚΤΥΟ

Δημογραφικά στοιχεία Δωδεκανήσου. Εύρεση στις 20 Φεβρουαρίου 2006, http//www.ando.gr.

Διοικητική Διαίρεση Ρόδου. Εύρεση στις 17 Μαρτίου 2006, http//:www.literarycentre.gr.

Ρόδος. Εύρεση στις 15 Φεβρουαρίου 2006, http//:www.rhodes.gr και http//www.greece.org.

Σεισμικότητα ελληνικού χώρου. Εύρεση στις 22 Μαΐου 2006, http//:www.gein.noa.gr.

Σεισμοί και Ελλαδικός χώρος. Εύρεση στις 22 Μαΐου 2006, http//:www.oasp.gr.

Το Ελληνικό τόξο. Εύρεση στις 22 Μαΐου 2006, http//www.earthquakenet.gr www.statistics.gr.

ΕΛΣΤΑΤ, http://www.statistics.gr, (Εύρεση Πληροφοριών, 2 Ιουνίου 2014),αναζήτηση στον διαδικτυακό τόπο http//:www.google.gr.

Βικιπαίδεια, www.wikipedia.org , (Εύρεση Πληροφοριών ,2/06/2014),αναζήτηση στον διαδικτυακό τόπο http//:www.google.gr.

http://www.hcmr.gr/.

http://politesfokidas.blogspot.gr/2010/03/blog-post_28.html

http://www.tsunami.noaa.gov/tsunami_story.html