ΕΛΛΗΝΙΚΗ ΔΗΜΟΚΡΑΤΙΑ
Εθνικόν και Καποδιστριακόν Πανεπιστήμιον Αθηνών
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ ΓΕΩΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ
Τομέας Δυναμικής Τεκτονικής και Εφαρμοσμένης Γεωλογίας

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ
ΓΙΑ ΤΟ
Μ.Π.Σ. ΔΥΝΑΜΙΚΗΣ, ΤΕΚΤΟΝΙΚΗΣ ΚΑΙ ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΗΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ ΜΕ ΕΜΦΑΣΗ ΣΤΗ ΔΥΝΑΜΙΚΗ – ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ :

«ΜΟΡΦΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΟΥ ΚΕΝΤΡΙΚΟΥ ΤΜΗΜΑΤΟΣ ΤΟΥ ΝΟΤΙΟΥ ΠΕΡΙΘΩΡΙΟΥ ΤΟΥ ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΥ ΚΟΛΠΟΥ»

ΓΕΩΡΓΙΟΣ ΠΑΝΟΥΤΣΟΠΟΥΛΟΣ
Α.Μ. 21330

ΤΡΙΜΕΛΗΣ ΣΥΜΒΟΥΛΕΥΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ :

ΛΕΚΚΑΣ ΕΥΘΥΜΙΟΣ, ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ
ΛΟΖΙΟΣ ΣΤΥΛΙΑΝΟΣ, ΕΠΙΚΟΥΡΟΣ ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ
ΣΥΚΙΩΤΗ ΟΛΓΑ, ΚΥΡΙΑ ΕΡΕΥΝΗΤΡΙΑ

ΔΕΚΕΜΒΡΙΟΣ 2017, ΑΘΗΝΑ

Ευχαριστίες

Θα ήθελα να εκφράσω τις ευχαριστίες μου προς τους Καθηγητή Ευθύμιο Λέκκα και Επίκουρο Καθηγητή Στυλιανό Λόζιο για την εμπιστοσύνη τους στο πρόσωπο μου και την ανάθεση του θέματος της παρούσης διπλωματικής εργασίας ειδίκευσης, αλλά και τη στήριξη και καθοδήγηση τους. Τις θερμές μου ευχαριστίες στους συν-επιβλέποντες την εργασία μου, Ι.Δ.Α.Χ. Δρ. Χαράλαμπο Κράνη και Δρ. Εμμανουήλ Σκούρτσο που με πρότειναν για το θέμα αυτό, για την στήριξη και καθοδήγηση τους, τις συζητήσεις και τις εποικοδομητικές παρατηρήσεις καθόλα τα στάδια της εργασίας.

Να ευχαριστήσω θερμά την Κύρια Ερευνήτρια Δρ. Όλγα Συκιώτη για την καταλυτική της βοήθεια, την στήριξη και καθοδήγηση, τις εποικοδομητικές συζητήσεις και προτάσεις, την ανάκτηση και επεξεργασία των ψηφιακών δεδομένων, κατά τη διάρκεια αλλά και μετά το πέρας της παραμονής μου στο Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών (Ε.Α.Α.). Όπως και τον Δρ. Παναγιώτη Ηλία, Ειδικό Επιστημονικό Προσωπικό στο Ε.Α.Α., για την βοήθεια του και την ανάκτηση των ψηφιακών χωρικών δεδομένων.

Ένα μεγάλο ευχαριστώ στον υποψήφιο Διδάκτορα Γεώργιο Παπαντωνίου και τους συμφοιτητές μου στο μεταπτυχιακό πρόγραμμα για τη στήριξη τους και σε όλο το προσωπικό του τομέα Δυναμικής, Τεκτονικής και Εφαρμοσμένης Γεωλογίας του τμήματος Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος του Ε.Κ.Π.Α. για τη συνεργασία αυτά τα χρόνια.

Επίσης, θα ήθελα να ευχαριστήσω τους Καθηγητές Dr. Robert Gawthorpe από το Πανεπιστήμιο του Bergen και Dr. Julian Andrews από το Πανεπιστήμιο της East Anglia για τις παρατηρήσεις και συμβουλές τους, αλλά και για τις νέες πληροφορίες που προέκυψαν στην υπό μελέτη περιοχή.

Τέλος, θα ήθελα να ευχαριστήσω την οικογένεια μου για την αμέριστη συμπαράσταση τους.

Περίληψη

Η συγκεκριμένη εργασία αποτελεί μία μελέτη, σε πρώτο στάδιο, των κύριων μορφοτεκτονικών χαρακτηριστικών του νοτίου περιθωρίου του κεντρικού τμήματος του Κορινθιακού Κόλπου. Εκείνων, τα οποία θα μπορούσαν πιθανώς να συνδέσουν τα πιο λεπτομερώς μελετημένα ανατολικό (Κόρινθος – Ξυλόκαστρο) και δυτικό (Ακράτα – Ρίο) τμήματα του Κόλπου με το κεντρικό. Αυτό το μορφοτεκτονικό χαρακτηριστικό, δεν είναι άλλο από τις θαλάσσιες αναβαθμίδες, οι οποίες κυριαρχούν στο ανατολικό κυρίως και λιγότερο στο δυτικό τμήμα. Συνεπώς, μία εκτίμηση των ρυθμών ανύψωσης για το κεντρικό τμήμα θα έδιναν καλύτερη εικόνα για το πώς αυτοί μεταβάλλονται σε όλο το μήκος των ακτών και θα βοηθούσε στην ερμηνεία της τεκτονικής εξέλιξης της περιοχής.

Έπειτα από λεπτομερή ανάλυση των τοπογραφικών προφίλ των θαλάσσιων αναβαθμίδων, σύμφωνα με τη γραφική μέθοδο κατά Lajoie (1986) και χρονολόγηση τους μετά την επιλογή της κατάλληλης ευστατικής καμπύλης, εκτιμήθηκαν οι εξής ρυθμοί ανύψωσης : α) Μερτικαίκα : ~1,37 – 1,39 mm/yr, β) Καρυώτικα Καμαρίου : 0,9 mm/yr και 1,6 mm/yr για ενεργό και ανενεργό Δυτικό Ρήγμα Ξυλοκάστρου αντίστοιχα, με το δεύτερο να θεωρείται αποδεκτός, γ) Άνω Λουτρό : πιθανό μέσο ρυθμό στο ~1,0 mm/yr ή ~1,6 mm/yr και δ) Μεντουριάνικα : 1,0 – 1,1 mm/yr ή ~1,1 mm/yr. Με βάση τα διαθέσιμα δεδομένα και τη γεωμορφολογία της περιοχής επιπλέον έρευνα θεωρείται απαραίτητη.

Το δεύτερο τμήμα της μελέτης, αφορά την αποτύπωση της παραμόρφωσης κατά τον κατακόρυφο άξονα (υψομετρικές μεταβολές) στην περιοχή, για περίοδο 40 ετών (1967 – 2007), με τη χρήση δορυφορικών και τοπογραφικών δεδομένων και ψηφιακών μοντέλων εδάφους και αναγλύφου. Τα διαθέσιμα δεδομένα εμπεριέχουν διάφορα σφάλματα και η ακριβής ποσοτικοποίηση των μεταβολών είναι δύσκολη, ειδικά όταν πρόκειται για περιοχές ευμετάβλητου αναγλύφου και όταν μειώνεται η χωρική ανάλυση των δεδομένων, ενώ οι ποιοτικές μεταβολές είναι πάντοτε εμφανείς. Παρόλα αυτά, μία χωρική ανάλυση 5 m, είναι ικανή να αποτυπώσει μεγάλες αλλαγές σε τμήματα του αναγλύφου, όπως είναι η παραλιακή ζώνη όπου είναι έντονη η ανθρώπινη παρέμβαση. Τέλος, οι προκύπτουσες υψομετρικές μεταβολές είναι η συνισταμένη διαφόρων συνιστωσών, οι οποίες είναι δύσκολο να αφαιρεθούν σε αυτό το επίπεδο έρευνας.

Abstract

This report is a primary stage study of the main morphotectonic features on the southern margin of the central part of the Gulf of Corinth. Features that could connect the most thoroughly studied eastern (Corinth – Xylokastro) and western (Akrata – Rio) parts of the Gulf to the much less studied central part. That morphotectonic feature are the marine terraces, which mainly dominate the eastern part and less the western one. Consequently, an estimate of the southern margin central part uplift rates would complete the picture of the uplift rate variations along the entire coast and could add significant help to the region's tectonic evolution interpretation.

After a thorough analysis of the marine terraces topographic profiles according to a graphical method (Lajoie 1986) and a relative dating using a suitable sea-level curve, the following uplift rates have been estimated ; a) Mertikaiika : ~1,37 – 1,39 mm/yr, b) Kariotika Kamariou : 0,9 mm/yr and 1,6 mm/yr for an active and an inactive West Xylokastro Fault respectively, but the second one is considered accepted, c) Ano Loutro : a possible average rate of ~1,0 mm/yr or ~ 1,6 mm/yr and d) Mentourianika : 1,0 – 1,1 mm/yr or ~1,1 mm/yr. Based on the data available and the region's geomorphology, further research is considered necessary.

The second part of the study, concerns the estimation of the region's vertical axis deformation (altitude changes) for the period of 40 years (1967 – 2007), using satellite and topographic data to create digital elevation and terrain models. The existent data contain several errors and the exact quantification of the changes is difficult especially in areas of unstable relief and when the spatial analysis of the data is reduced, while the qualitative changes are always evident. However, a spatial resolution of 5 m, is able to capture major changes in parts of the relief, such as the coastal zone where human intervention is intense. Finally, the resulting altitudinal changes are the constituent of various components, which are difficult to deduct at this level of research.

Περιεχόμενα

Ευχαριστίες i

Περίληψη ii

Abstract iii

1. Εισαγωγή 1

1.1 Πρόλογος 1

1.2 Σκοπός εργασίας 2

2. Κορινθιακός Κόλπος 3

2.1 Γεωλογικό – Τεκτονικό καθεστώς και θέση του κόλπου 3

2.2 Φυσικογεωγραφική Περιγραφή της Λεκάνης του Κορινθιακού 3

2.3 Σύντομη περιγραφή των ρηγμάτων του Κορινθιακού Κόλπου 7

2.4 Ρυθμοί εφελκυσμού και ανύψωσης – Σεισμικότητα 9

2.5 Λιθοστρωματογραφία 12

2.5.1 Αλπικό Υπόβαθρο 12

2.5.2 Συνταφρικές αποθέσεις στο χερσαίο χώρο 12

2.5.3 Συνταφρικές αποθέσεις στο θαλάσσιο χώρο 13

2.6 Περιοχή μελέτης 13

2.6.1 Γεωλογία 14

2.6.2 Ρήγματα 15

3. Θαλάσσιες Αναβαθμίδες 17

3.1 Γενικά για τις θαλάσσιες αναβαθμίδες 17

3.2 Μορφολογία των θαλάσσιων αναβαθμίδων 18

3.3 Θαλάσσιες αναβαθμίδες και παγκόσμια στάθμη της θάλασσας 21

3.4 Κατασκευή καμπυλών παγκόσμιας θαλάσσιας στάθμης και συσχέτισή τους με θαλάσσιες αναβαθμίδες 24

3.4.1 Τρόποι κατασκευής ευστατικών καμπυλών 25

3.4.2 Τι είναι τα MIS και OIS και πως περιγράφονται 27

3.4.3 Οι πρώτες παγκόσμιες ευστατικές καμπύλες 28

3.4.4 Προβλήματα κατά την κατασκευή των ευστατικών καμπυλών 29

3.4.5 Παραδείγματα ευστατικών καμπυλών και προβλήματα κατά τη χρήση τους σε έρευνες 31

3.5 Υπολογισμός κατακόρυφης μετατόπισης και ρυθμού μετατόπισης με βάση τις θαλάσσιες αναβαθμίδες 35

3.6 Διάβρωση Και Υποβάθμιση των Θαλάσσιων Αναβαθμίδων 36

4. Μεθοδολογία 40

4.1 Συγκέντρωση και αξιοποίηση των στοιχείων και των δεδομένων της περιοχής 40
4.2 Μορφολογική ανάλυση των ακολουθιών θαλάσσιων αναβαθμίδων 42
4.3 Τρόποι υπολογισμού των γεωμορφικών δεικτών σε άλλες έρευνες 44
4.4 Επιλογή και εξήγηση του τρόπου υπολογισμού για την περιοχή έρευνας 50
4.5 Περιοχές στις οποίες διασώζονται θαλάσσιες αναβαθμίδες 54
4.5.1 Μερτικαίικα 54
4.5.2 Καρυώτικα Καμαρίου 59
4.5.3 Μεντουριάνικα 68
5. Εφαρμογή της Μεθόδου 74
5.1 Τοπογραφικά προφίλ των θαλάσσιων αναβαθμίδων 74
5.1.1 Μερτικαίικα 74
5.1.2 Καρυώτικα Καμαρίου 87
5.1.3 Μεντουριάνικα 116
5.2 Χρονολόγηση των θαλάσσιων αναβαθμίδων της περιοχής έρευνας 139
5.2.1 Μερτικαίικα 144
5.2.2 Καρυώτικα Καμαρίου 145
5.2.3 Μεντουριάνικα 159
5.3 Σύνοψη Αποτελεσμάτων 165
5.4 Συμπεράσματα 171
6. Αποτύπωση Των Υψομετρικών Μεταβολών Στο Κεντρικό Τμήμα Των Ακτών Της Βόρειας Πελοποννήσου 172
6.1 Εισαγωγή 172
6.2 Παρουσίαση δεδομένων 172
6.3 Μεθοδολογία 176
6.3.1 Περιγραφή των βημάτων 176
6.3.2 Παρουσίαση των αποτελεσμάτων 184
6.4 Συμπεράσματα 202
Βιβλιογραφία 204

1. Εισαγωγή

1.1 Πρόλογος

Οι θαλάσσιες αναβαθμίδες προκύπτουν από την αλληλεπίδραση μεταξύ της τεκτονικής και της μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης και αποτελούν γεωμορφές μεγάλης σημασίας και μπορούν να χρησιμοποιηθούν ως μακροπρόθεσμοι γεωδαιτικοί δείκτες. Πιο συγκεκριμένα πρόκειται για αναβαθμίδες, οι οποίες σχηματίστηκαν κατά τη διάρκεια του Τεταρτογενούς, από το μέσο Πλειστόκαινο και έπειτα γιατί στην εν λόγω περίοδο ο γεωλογικός χρόνος δεν έχει προλάβει ακόμη να τις διαβρώσει σε σημείο που να μην μπορούν να αναγνωριστούν ή και να τις έχει εξαφανίσει πλήρως. Όταν βρίσκονται πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας σημαίνει ότι στην περιοχή επικρατεί ανύψωση ενώ όταν υπόκεινται της επιφάνειας της θάλασσας επικρατεί βύθιση.

Κατά κύριο λόγο οι περιοχές που βρίσκονται σε καθεστώς ανύψωσης, σχετίζονται με σεισμικά ενεργές περιοχές, όπως και πολλές από τις παραθαλάσσιες περιοχές στις οποίες συναντώνται θαλάσσιες αναβαθμίδες. Και επειδή οι παραθαλάσσιες περιοχές συγκεντρώνουν το μεγαλύτερο τμήμα της ανθρώπινης παρουσίας και δραστηριότητας, η μελέτη τους είναι ιδιαιτέρως σημαντική. Και αυτό γιατί, η κατανομή τους στο χώρο, το υψόμετρο και η ηλικία τους προσφέρουν σημαντικές πληροφορίες και βοήθεια στη τεκτονική για τον καθορισμό του ρυθμού ανύψωσης μίας περιοχής, του ρυθμού παραμόρφωσης, μεταβολής του υψομέτρου του βασικού επιπέδου, το ρυθμό διάνοιξης εάν πρόκειται για τάφρο και κατ' επέκταση τη σεισμική επικινδυνότητα μιας περιοχής, περιόδους επανάληψης σεισμών κτλ.

Υπάρχουν πολλές περιοχές στον πλανήτη οι οποίες φιλοξενούν ακολουθίες θαλάσσιων αναβαθμίδων, όπως στις Παπούα – Νέα Γουϊνέα, Βερμούδα, Μπαχάμες, Περού, Χιλή, Ιταλία, Ισπανία, Καλιφόρνια, Αλάσκα, Κουρίλες Νήσοι, Μαρόκο, Ινδονησία, Ιαπωνία, Αυστραλία, Νέα Ζηλανδία κ.α.

Στην Ελλάδα συναντάμε στο νότιο Κορινθιακό, στην νότια και νοτιοδυτική Πελοπόννησο και σε νησιά όπως η Κρήτη, τα Κύθηρα, η Ρόδος και η Κάρπαθος.

Στην παρούσα εργασία εξετάζονται οι θαλάσσιες αναβαθμίδες στο κεντρικό τμήμα των ακτών του νοτίου Κορινθιακού (βόρεια Πελοπόννησος) και πιο συγκεκριμένα, στο τμήμα Ξυλόκαστρο (δυτικά του Σύθα ποταμού) – Ακράτα. Ο Κορινθιακός κόλπος αποτελεί μία πολύ σημαντική περιοχή διότι ανήκει στο ενεργό περιθώριο της Ευρασιατικής πλάκας και είναι ταυτόχρονα μία από τις νεότερες και

ταχύτερα αναπτυσσόμενες τάφρους ηπειρωτικής διάνοιξης. Συνεπώς, η μελέτη των εκεί αναβαθμίδων και κατακόρυφων κινήσεων του φλοιού, θα προσφέρει σημαντικές πληροφορίες στην εκτίμηση των ρυθμών ανύψωσης σε πρώτη φάση, οι οποίοι στη συνέχεια θα μπορούσαν να χρησιμοποιηθούν για την καλύτερη ερμηνεία και ποσοτικοποίηση των στοιχείων των ρηγμάτων και της σεισμικής δραστηριότητας στην περιοχή.

1.2 Σκοπός εργασίας

Πέραν της υπαίθριας παρατήρησης και χαρτογράφησης, η παρούσα εργασία έχει σαν αντικείμενο τη χρήση λογισμικού τύπου G.I.S. και της γραφικής μεθόδου υπολογισμού του υψομέτρου μίας αναβαθμίδας κατά Lajoie (1986), όταν δεν υπάρχει η δυνατότητα γεωτρητικής ή γεωφυσικής διασκόπησης, για :

α) τον υπολογισμό του ρυθμού ή των ρυθμών ανύψωσης στο κεντρικό τμήμα των ακτών της βόρειας Πελοποννήσου, με βάση τις θαλάσσιες αναβαθμίδες ηλικίας Πλειστοκαίνου, στο τμήμα που εκτείνεται από τα δυτικά του Ξυλοκάστρου έως τα ανατολικά της Ακράτας,

β) την αντιστοίχιση όσο το δυνατόν πιο δυτικά γίνεται των θαλάσσιων αναβαθμίδων με αυτές στα ανατολικά, με βάση τη χαρτογράφηση των Armijo *et al.* 1996 και

γ) να δοκιμαστεί κατά πόσο η σύγχρονη τεχνολογία, στην μορφή Ψηφιακών Μοντέλων Αναγλύφου ή Εδάφους (DEM, DTM), τοπογραφικών χαρτών, αεροφωτογραφιών και ψηφιακών χαρτών, μπορεί να αποτυπώσει ή να αποδώσει την παραμόρφωση στον κατακόρυφο άξονα, στην περίοδο των 40 ετών που χωρίζουν τους τοπογραφικούς χάρτες της Γ.Υ.Σ. και τους χάρτες της Εθνικό Κτηματολόγιο και Χαρτογράφηση Α.Ε.

2. Κορινθιακός Κόλπος

2.1 Γεωλογικό – Τεκτονικό καθεστώς και θέση του κόλπου

Ο Κορινθιακός κόλπος, χωρίζει τη χερσόνησο της Πελοποννήσου από την κεντρική Ελλάδα (Εικ. 2.1) και είναι ένα από τα πιο ενεργά συστήματα ηπειρωτικών τάφρων στον πλανήτη. Αποτελεί μία ζώνη υψηλών εφελκυστικών τάσεων διεύθυνσης Β – Ν και είναι ενεργή από το ανώτερο Πλειόκαινο (Skourlis & Doutsos 2003, Leeder *et al.* 2008, Ford *et al.* 2013), με τον σύγχρονο ενεργό άξονα της τα τελευταία 2 Myr να βρίσκεται στο υποθαλάσσιο τμήμα της (McNeill *et al.* 2005, Bell *et al.* 2008 και 2009, Leeder *et al.* 2008). Παρουσιάζει τους υψηλότερους ρυθμούς παραμόρφωσης και σεισμική δραστηριότητα στην Ευρώπη, με το μεγαλύτερο μέρος τους να συγκεντρώνεται στο δυτικό τμήμα της Τάφρου (Clarke *et al.* 1998, Briole *et al.* 2000, Avallone *et al.* 2004, Bernard *et al.* 2006) και η σχετικά μικρή του ηλικία το κατατάσσει σε ένα από τα καταλληλότερα μέρη για την μελέτη των αρχικών σταδίων λιμναίας/θαλάσσιας ηπειρωτικής ταφρογένεσης (Bell *et al.* 2009, Nixon *et al.* 2016).

Βρίσκεται πίσω από την Ελληνική Τάφρο, στον ευρύτερο χώρο του Αιγαίου, ο οποίος χαρακτηρίζεται από το συνδυασμό της προς ΒΒΑ υποβύθισης της Αφρικανικής πλάκας και την προέλαση της πλάκας της Ανατολίας μέσω του δεξιόστροφου ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας (π.χ. Nyst & Thatcher, Papanikolaou & Royden 2007, Sachpazi *et al.* 2007, Burchfield 2008, Floyd *et al.* 2010, Vernant *et al.* 2014). Τα διάφορα μοντέλα δημιουργίας του Κορινθιακού αναφέρονται σε εφελκυσμό, ο οποίος μπορεί να οφείλεται σε οπισθοχώρηση της υποβυθιζόμενης Αφρικανικής πλάκας (slab rollback) (McKenzie 1978, Doutsos *et al.* 1988, Jolivet *et al.* 1994) ή σε κατάρρευση του ορογενούς υπό το βάρος του (Le Pourhiet *et al.* 2003) ή/και στη προέλαση προς τα ΝΔ του δεξιόστροφου ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας, η οποία ξεκίνησε πριν από 5 Myr (Armijo *et al.* 1996, 1999).

2.2 Φυσικογεωγραφική Περιγραφή της Λεκάνης του Κορινθιακού

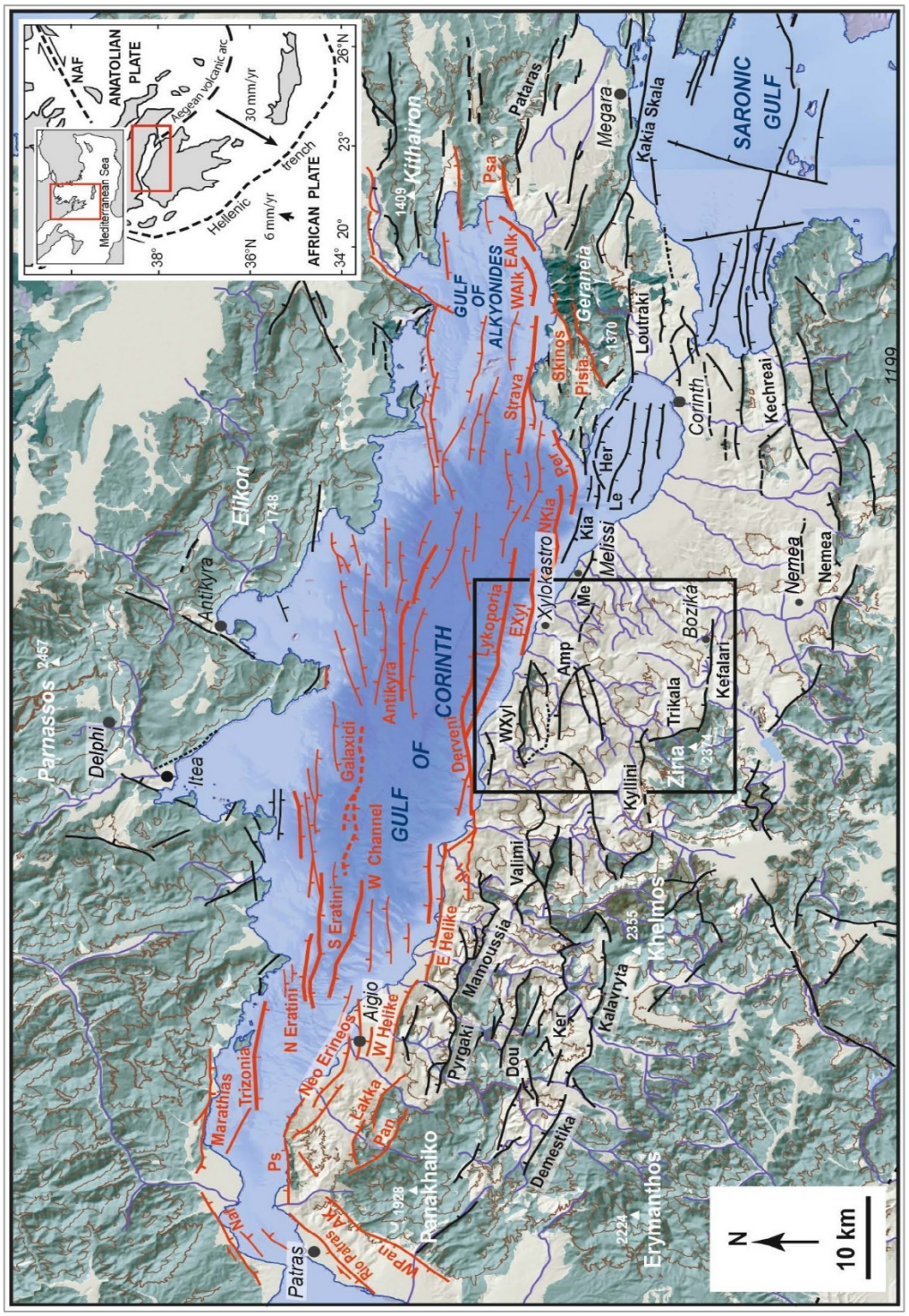
Η Κορινθιακή Τάφρος είναι μια μεταλπική, εφελκυστική λεκάνη με διεύθυνση ΔΒΔ – ΑΝΑ, η οποία χωρίζει την κεντρική ηπειρωτική Ελλάδα από την Πελοπόννησο. Εκτείνεται από τα στενά του Ρίο και το Παναχαϊκό Όρος στα δυτικά έως τους κόλπους των Αλκυονίδων και του Λεχαίου στα ανατολικά (Εικ. 2.1). Το βόρειο τμήμα της

καλύπτεται από τα νερά του Κορινθιακού κόλπου, ο οποίος έχει περίπου 115 km μήκος και αυξανόμενο πλάτος από 10 km έως 30 km, από τα δυτικά προς τα ανατολικά. Το βαθύτερο τμήμα του, ~900 m, βρίσκεται στο κεντρικό τμήμα του. Χωρίζεται από τον Πατραϊκό Κόλπο στα δυτικά, από το στενό του Ρίου – Αντιρρίου (1,8 km πλάτος και βάθος > 65 m) και μετά το 1893 από τη διώρυγα του Ισθμού της Κορίνθου, μήκους 6 km, πλάτους 21 m και βάθους 6,5 m (Lykousis *et al.* 2007). Στο ανατολικό του τμήμα ο φλοιός είναι πιο λεπτός, με πάχος της τάξης των 28 – 30 km, ενώ στο δυτικό το πάχος ξεπερνά τα 40 km (Sachpazi *et al.* 2007).

Το νότιο περιθώριο της ορίζεται από μια λιμναία λεκάνη ηλικίας Πλειόκαινου ως κατώτερου Πλειστοκαίνου παρόμοιων διαστάσεων, η οποία ονομάστηκε ως Πρωτο-Κόλπος της Λεκάνης της Κορίνθου [Proto-Gulf of Corinth Basin (PGCB)] από τον Ori (1989) και μέρος των ιζημάτων της, βρίσκονται κάτω από τα ύδατα του σύγχρονου Κόλπου (Εικ. 2.1). Και η PGCB και ο σύγχρονος Κορινθιακός καθορίζονται από κανονικά ρήγματα, με τον δεύτερο να αναπτύσσεται στην οροφή κύριων κανονικών ρηγμάτων με κλίση προς το Βορρά κατά μήκος της νότιας ακτής του (π.χ. Roberts & Jackson 1991, Armijo *et al.* 1996, McNeill & Collier 2004, Ford *et al.* 2013).

Νεότερες έρευνες, ομιλούν για μία ασύμμετρη πλέον τάφρο, η οποία ορίζεται από λίγα κανονικά ρήγματα με κλίση προς Βορρά, με εξαίρεση το δυτικό τμήμα όπου η παραμόρφωση συγκεντρώνεται σε ρήγματα με κλίση και προς το Βορρά και προς το Νότο (Bell *et al.* 2011, Beckers *et al.* 2015, Nixon *et al.* 2016).

Στο νότιο τμήμα τα κανονικά ρήγματα έχουν διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ, κλίση προς Βορρά και δεξιόστροφη en echelon διάταξη (Εικ. 2.1 και 2.2), προκαλώντας βύθιση του κόλπου και ανύψωση της Πελοποννήσου (Jackson *et al.* 1982, Roberts *et al.* 1993, Roberts 1996, Roberts & Koukouvelas 1996). Από αυτά, όσα βρίσκονται στη στεριά είναι παλαιότερα και λιγότερο ενεργά από αυτά στη σύγχρονη άκρη της Τάφρου, κάτι που σημαίνει ότι η δραστηριότητα των κανονικών ρηγμάτων και το νότιο άκρο της αναπτυσσόμενης Κορινθιακής Τάφρου μετανάστευσαν βορειότερα, μειώνοντας συγχρόνως τον αριθμό τους σε λιγότερα αλλά κύρια ρήγματα (Armijo *et al.* 1996, De Martini *et al.* 2004, McNeill & Collier 2004, Flotté *et al.* 2005, Rohais *et al.* 2007, Bell *et al.* 2009, Ford *et al.* 2013). Μαζί, ακολούθησε και η μετανάστευση των κέντρων απόθεσης (depocenters), με τη συνένωση τους σε ένα μεγαλύτερο να λαμβάνει χώρα πριν από 340 kyr περίπου (Bell *et al.* 2009, Ford *et al.* 2013, Nixon *et al.* 2016).



Εικόνα 2.1: Γενικός γεωλογικός χάρτης της Κορινθιακής Τάφρου και του σύγχρονου Κορινθιακού Κόλπου από Gawthorpe *et al.* (2017). Με πράσινο χρώμα είναι το αλπικό υπόβαθρο και με μπεζ οι συνταφρικές αποθέσεις ηλικίας Πλειοκαίνου – Πλειστοκαίνου. Με κόκκινο απεικονίζονται τα ενεργά υποθαλάσσια ρήγματα (Nixon *et al.* 2016) και με μαύρο τα ανενεργά χερσαία ρήγματα (Gawthorpe *et al.* 2017, Ford *et al.* 2013 και 2016, Rohais *et al.* 2007a). Πάνω δεξιά διακρίνεται η θέση της τάφρου στο χώρο του Αιγαίου και της Μεσογείου, μαζί με τα όρια και την κίνηση των πλακών. AK = Ρήγμα Άνω Καστριτσίου, Amp = Ρήγμα Αμφιθέας, Dou = Ρήγμα Δουμενών, EAlk = Ανατολικό ρήγμα Αλκυονίδων, EXyl = Ανατολικό ρήγμα Ξυλοκάστρου, Her = Ρήγμα Ηραίου, Ker = Ρήγμα Κερπίνης, Kia = Ρήγμα Κιάτου, Le = Ρήγμα Λεχαίου, Me = Ρήγμα Μελισσίου, Naf = Ρήγμα Ναυπάκτου, NKia = Βόρειο ρήγμα Κιάτου, Pan = Ρήγμα Παναχαϊκού, Per = Ρήγμα Περαχώρας, Ps = Ρήγμα Ψαθόπυργου, Psa = Ρήγμα Ψάθας, WAlk = Δυτικό ρήγμα Αλκυονίδων, WPan = Δυτικό ρήγμα Παναχαϊκού, WXyl = Δυτικό ρήγμα Ξυλοκάστρου.

Κανονικά ρήγματα με κλίση προς Νότο συναντώνται στο υποθαλάσσιο βόρειο και κεντρικό τμήμα του κόλπου (Moretti *et al.* 2003, Lykousis *et al.* 2007, Bell *et al.* 2008, 2009, Ford *et al.* 2013). Πριν από περίπου 620 kyr, άλλαξε η πολικότητα των ρηγμάτων, μετατρέποντας τα κύρια νότιας κλίσης κανονικά ρήγματα σε ανενεργά σε όλο το μήκος του κόλπου και μετακινώντας το βόρειο περιθώριο του βορειότερα, μέσω μικρότερων νότιας κλίσης κανονικών ρηγμάτων (Nixon *et al.* 2016).

Η τοπική ανύψωση της Πελοποννήσου και της χερσονήσου της Περαχώρας, αποτυπώνεται από τις ποτάμιες τομές στο ανάγλυφο και την ανύψωση θαλάσσιων Πλειο-Τεταρτογενών ιζημάτων, συμπεριλαμβανομένων των θαλάσσιων αναβαθμίδων ανώτερου Πλειστοκαίνου μεταξύ Ξυλοκάστρου και Κορίνθου (e.g. Philippson 1892, Keraudren & Sorel 1987, Collier *et al.* 1992, Armijo *et al.* 1996, Leeder *et al.* 2003, McNeil & Collier 2004, Leeder *et al.* 2005, Rohais *et al.* 2007a) και τις αναβαθμίδες ηλικίας Ολοκαίνου και Πλειστοκαίνου στο ανατολικό άκρο του ρήγματος της Ελίκης (McNeil & Collier 2004). Θαλάσσιες αναβαθμίδες υπάρχουν επίσης, στη χερσόνησο της Περαχώρας (Dia *et al.* 1997, Morewood & Roberts 1999, Maroukian *et al.* 2008) και στη βάση του ρήγματος του Ψαθόπυργου (Houghton *et al.* 2003).

Τα περιβάλλοντα διάβρωσης και ιζηματογένεσης, έχουν επίσης μετακινηθεί προς Βορρά, με νέα δέλτα να αποτίθενται βορείως των ρηγμάτων του σύγχρονου περιθωρίου του Κορινθιακού, όπως βόρεια του ρήγματος της Ελίκης (Armijo *et al.* 1996). Πιθανώς, οι συνθήκες ιζηματογένεσης να είναι παρόμοιες με εκείνες των ήδη αναδυμένων στην επιφάνεια δέλτα (Ori 1989).

Αυτή η μετατόπιση επηρέασε και την διαμόρφωση των υδρολογικών λεκανών. Η σύγχρονη λεκάνη απορροής καταλήγει στον Κορινθιακό, όμως ανεμοτομές (wind gaps), όπως αυτό στο Κλημέντι (< 450.000 BP) δείχνουν μια πρόσφατη αναστροφή της αποστράγγισης (Dufaure 1977, Bousquet, Dufaure & Pechoux 1977, Keraudren & Sore1 1987).

Επειδή, η ανύψωση δεν είναι ομοιόμορφη κατά μήκος της νότιας ακτής, αλλά παίρνει την μέγιστη τιμή της στο κεντρικό τμήμα και είναι ελάχιστη στα άκρα της, οι Dufaure (1975) και Sébrier (1977) έδωσαν τον όρο «bourrelet Corinthien», Corinthian bulge (αναθόλωση του Κορινθιακού) (Pirazzoli *et al.* 2004).

Η ανύψωση ξεπερνά τα 880 m (Koutsouveli *et al.* 1989) και μπορεί να φτάσει ως τα 1600 m, με βάση το υψόμετρο του υψηλότερου όρους από Πλειο-Τεταρτογενή ιζήματα της περιοχής (Philippson 1890, Mariolakos 1975). Η εξήγηση των κατακόρυφων αυτών κινήσεων στον Κορινθιακό είναι αντικείμενο συζήτησης

(Jackson & McKenzie 1983, Armijo *et al.* 1996, Sorel 2000, Mariolakos & Stiros 1987, Stiros 1988). Οι Collier *et al.* 1992 και Leeder & Mack 2007, υποστηρίζουν ότι η τοπική ανύψωση οφείλεται σε ανύψωση της προχώρας πάνω από την Ελληνική ζώνη υποβύθισης, όπου η πλάκα υποβυθίζεται με σχετικά μικρή γωνία κλίσης.

2.3 Σύντομη περιγραφή των ρηγμάτων του Κορινθιακού Κόλπου

Οι Bell *et al.* (2009) και πιο πρόσφατα οι Nixon *et al.* (2016), λαμβάνοντας υπόψη παλαιότερες εργασίες, έδωσαν μια περίληψη των κύριων ρηγμάτων (υποθαλάσσια και χερσαία), τα οποία ορίζουν το υποθαλάσσιο τμήμα του Κορινθιακού Κόλπου και μπορούν να συνοψιστούν ως εξής (Εικ. 2.2) :

Δυτικός Κορινθιακός Κόλπος

Η λεκάνη των Τριζονίων ορίζεται από τα ρήγματα του Ψαθόπυργου, των Τριζονίων και του Αιγίου (Beckers *et al.* 2015). Ανατολικά της, το νότιο περιθώριο του κόλπου ελέγχεται από τα ενεργά και κλιμακωτής διάταξης, βόρειας κλίσης ρήγματα του Αιγίου, του Διακοπτού και τα Δυτικό και Ανατολικό της Ελίκης. Στον υποθαλάσσιο χώρο συναντάμε επίσης, το νότιας κλίσης Νότιο και βόρειας κλίσης Βόρειο ρήγμα της Ερατεινής με μήκος ~15 km το καθένα που επικαλύπτουν το ένα το άλλο με αποτέλεσμα να διαμορφώνεται ένα κέρας υποβάθρου (McNeill *et al.* 2005b, Bell *et al.* 2008) και το νότιας κλίσης ρήγμα του Δυτικού Καναλιού (West Channel fault).

Κεντροδυτικός Κορινθιακός Κόλπος

Στο βόρειο τμήμα κυριαρχούν τα νότιας κλίσης ρήγματα του Γαλαξιδίου και του Ανατολικού Καναλιού (East Channel Fault), τα οποία παλαιότερα θωρούντουσαν ένα, μήκους ~40 km και ονομαζόταν ρήγμα του Γαλαξιδίου ή του Ανατολικού Καναλιού (East Channel Fault) (Bell *et al.* 2008, 2009, Taylor *et al.* 2011). Πριν από 340 kyr περίπου, το ρήγμα του Γαλαξιδίου έγινε ανενεργό, ενώ το υποθαλάσσιο βόρειας κλίσης ρήγμα του Δερβενίου (DF ή ΡΔ) ελέγχει το νότιο περιθώριο του κόλπου. Από σεισμικά προφίλ, οι Bell *et al.* (2009) αναγνώρισαν επιπλέον μικρότερα, δευτερεύοντα ενεργά ρήγματα, νοτίως του κόλπου των Αντικύρων (Εικ. 2.2).

Κεντροανατολικός Κορινθιακός Κόλπος

Στο νότιο περιθώριο της λεκάνης του Κορινθιακού τα ρήγματα του Δερβενίου και της Λυκοποριάς είναι στενά συνδεδεμένα, σχηματίζοντας ένα ενιαίο βόρειας κλίσης κανονικό ρήγμα μήκους ~40 km. Αμέσως ανατολικά τους, το χερσαίο και

ανενεργό Δυτικό ρήγμα του Ξυλοκάστρου (West Xylokastro Fault – WXF ή ΔΡΞ) και το ενεργό υποθαλάσσιο Ανατολικό ρήγμα του Ξυλοκάστρου (East Xylokastro Fault – EXF ή ΑΡΞ), έχουν αναπτυχθεί στη βάση του ρήγματος της Λυκοποριάς (LF ή ΡΛ) (Armijo *et al.* 1996, Bell *et al.* 2009), με τους Charalampakis *et al.* (2007), να υποστηρίζουν ότι το επιφανειακό ίχνος του ρήγματος του Ξυλοκάστρου σχηματίζει τρία μικρότερα τμήματα. Το βόρειο τμήμα της λεκάνης οριοθετείται από μικρότερα και μικρότερης σημασίας τμήματα ρηγμάτων, με γνωστότερα τα νότιας κλίσης ρήγματα των Ανατολικής και Δυτικής Αντίκυρας (Εικ. 2.2). Στη διάρκεια των τελευταίων ~620 kyr, τα ρήγματα Λυκοποριάς, Ξυλοκάστρου και Αντίκυρας σχηματίζουν μία ημιτάφρο.

Ανατολικός Κορινθιακός Κόλπος

Το νότιο περιθώριο ορίζεται από τα ~12 km μήκους έκαστο και βόρειας κλίσης Βόρειο ρήγμα του Κιάτου (North Kiato Fault) και ρήγμα της Περαχώρας, τα οποία σχηματίζουν ένα δεξιόστροφο en echelon σύστημα μαζί με το Ανατολικό ρήγμα του Ξυλοκάστρου. Της Περαχώρας, όμως, έχει ΕΝΕ διεύθυνση. Και εδώ η μετατόπιση προς το Βορρά έγινε πριν από ~620 kyr, στο νότιας κλίσης ρήγμα της Βρώμας (Vroma Fault). Επίσης, τα ενεργά και νότιας κλίσης ρήγματα Ηραίου και Λεχαίου στα νότια, μαζί με αυτό της Περαχώρας ορίζουν την κορυφογραμμή του Ηραίου, η οποία χωρίζει τον Κορινθιακό από τον κόλπο του Λέχαιου (Charalampakis *et al.* 2014).

Κόλπος των Αλκυονίδων

Οι Αλκυονίδες βρίσκονται σε ένα κέρας, το οποίο αποτελεί το όριο με τον κυρίως Κορινθιακό. Τα κυριότερα ρήγματα εδώ είναι τα υποθαλάσσια και βόρειας κλίσης των Δυτικών και Ανατολικών Αλκυονίδων, των Στραβών και τα βόρειας κλίσης χερσαία ρήγματα στα Πίσια και στον Σχίνο (Stefatos *et al.* 2002, Leeder *et al.* 2002 και 2005, Sakellariou *et al.* 2007). Στο βόρειο τμήμα, το περιθώριο του κόλπου ελέγχεται από το ΒΑ – ΝΔ διεύθυνσης και ΝΑ κλίσης ρήγμα της Λιβαδόστρατας, ενώ τα νότιας κλίσης Ανατολικό και Δυτικό ρήγματα της Δομβραίνας ελέγχουν μία μικρή υπολεκάνη βόρεια των Αλκυονίδων (Leeder *et al.* 2002, Sakellariou *et al.* 2007, Bell *et al.* 2009). Γενικά στον κόλπο των Αλκυονίδων, τα νότιας κλίσης ρήγματα είναι λιγότερο σημαντικά. Για παράδειγμα, το ρήγμα του Καπαρελλίου στο βόρειο τμήμα της τάφρου, ενεργοποιήθηκε με τη σεισμική ακολουθία του 1981 (Jackson *et al.* 1982), αλλά παλαιοσεισμολογικές έρευνες δείχνουν σπάνια ολίσθηση και χαμηλούς ρυθμούς ολίσθησης (Jackson *et al.* 1982, Benedetti *et al.* 2003, Kokkalas *et al.* 2007).

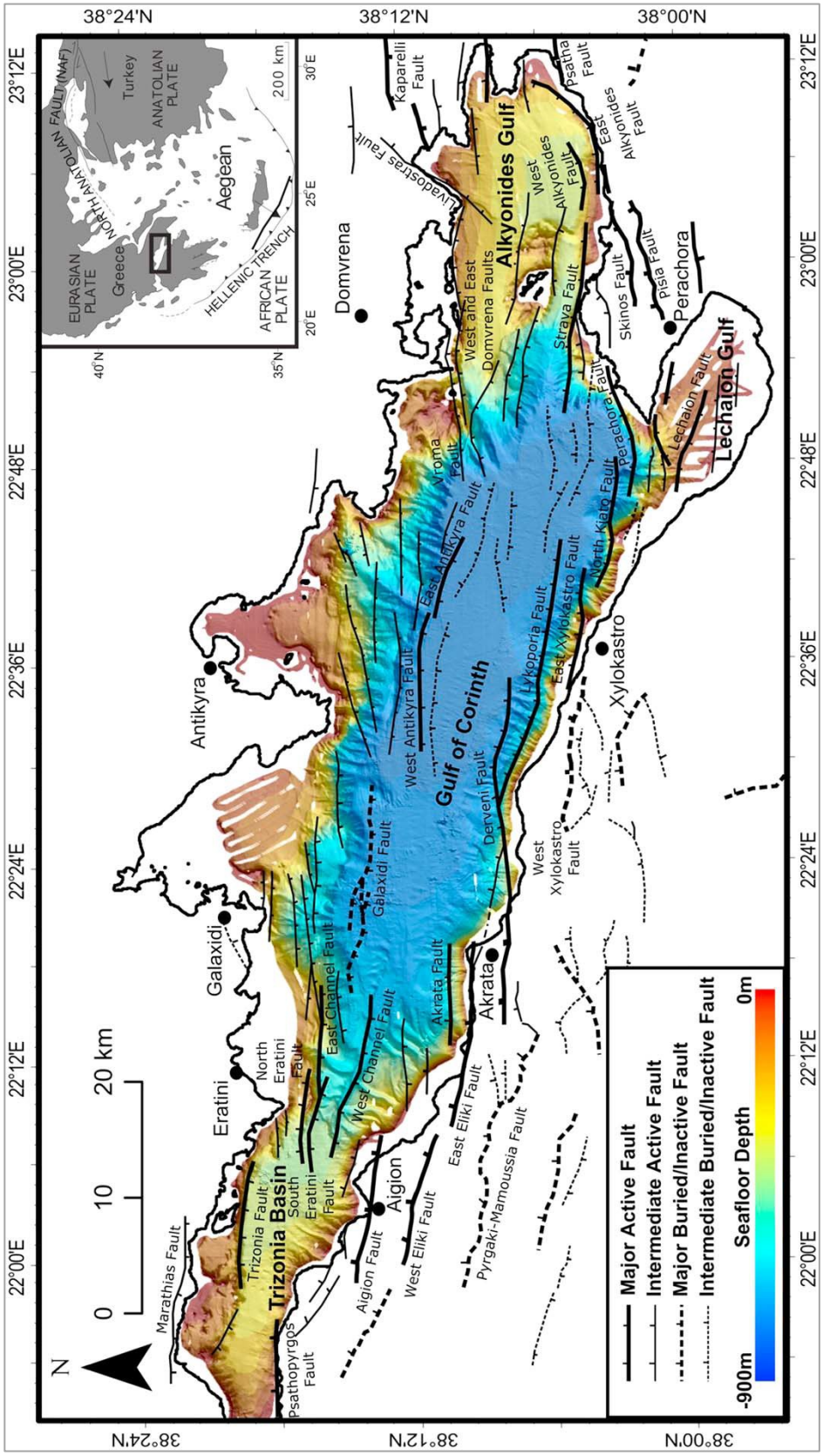
2.4 Ρυθμοί εφελκυσμού και ανύψωσης – Σεισμικότητα

Ο ρυθμός εφελκυσμού αυξάνεται από < 5 mm/yr στο ανατολικό τμήμα, σε ~11 mm/yr στο ύψος του Ξυλοκάστρου και έως > 10 – 15 mm/yr στο δυτικό άκρο της Τάφρου (Billiris *et al.* 1991, Davies *et al.* 1997, Clarke *et al.* 1998, Briole *et al.* 2000, Avallone *et al.* 2004). Όμως, ο συνολικός εφελκυσμός στη διάρκεια των 1 – 2 Myr της ζωής της τάφρου, είναι μεγαλύτερος στο κεντρικό τμήμα (~11 – 21 km) από ότι στο δυτικό (~5 – 13 km) (Bell *et al.* 2011) και ο συνολικός ρυθμός εφελκυσμού μικρότερος του σημερινού (0,6 mm/yr – 4,8 mm/yr) στο δυτικό τμήμα (Ford *et al.* 2013), κάτι που πιθανώς μεταφράζεται σε εναλλαγές στην κατανομή της παραμόρφωσης της Τάφρου κατά τη διάρκεια της ιστορίας της (Bell *et al.* 2011, Ford *et al.* 2013).

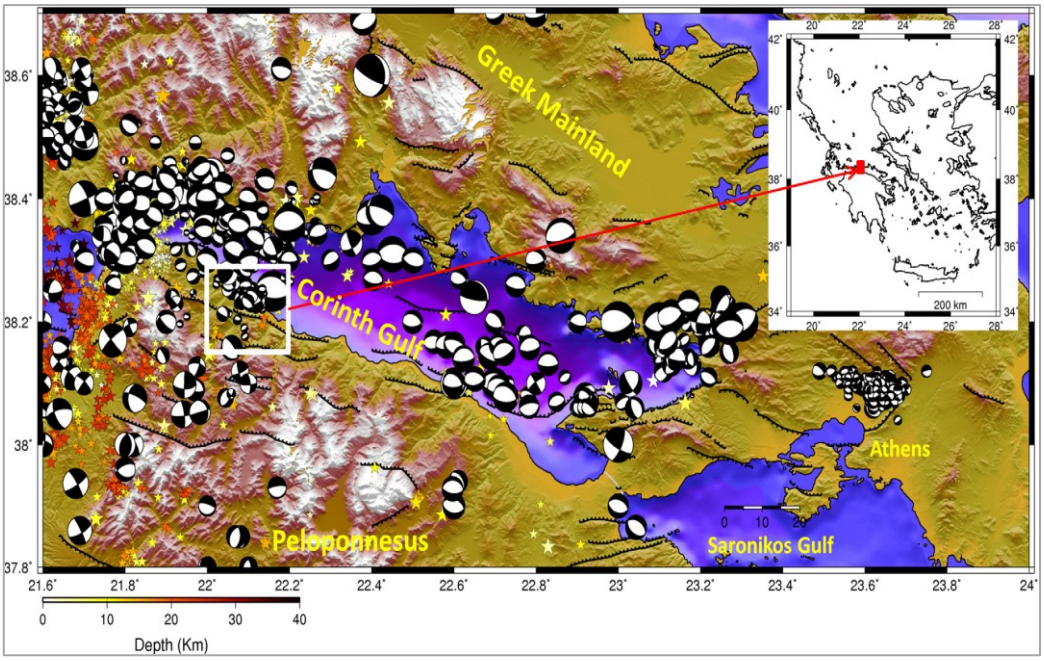
Αυτές οι κινήσεις ευθύνονται για περιστροφή της Πελοποννήσου 4° ως 6° σύμφωνα με τους δείκτες του ρολογιού σε σχέση με την κεντρική Ελλάδα (*Armijo et al.* 1996) ή 7 ± 0,5° Myr^{-1} για το βόρειο και 2,8 ± 0,8° Myr^{-1} για το νότιο τέμαχος της Τάφρου (Avallone *et al.* 2004).

Όσον αφορά τους ρυθμούς ανύψωσης, είναι λίγοι και υπολογίστηκαν από τις θαλάσσιες αναβαθμίδες. Η ηλικία των αναβαθμίδων φτάνει μέχρι τα 0,3 – 0,55 Myr, δίνοντας ρυθμούς ανύψωσης 1 – 2 mm/yr (Keraudren *et al.* 1995, Armijo *et al.* 1996, De Martini *et al.* 2004, McNeill & Collier 2004). Για το δυτικό τμήμα της τάφρου έχουν υπολογιστεί μέτριοι (Houghton *et al.* 2003 : ~0,7 mm/yr) έως υψηλοί (Palyvos *et al.* 2007, 2010 : ~1,8 mm/yr) ρυθμοί, ενώ φθίνουν προς το ανατολικό τμήμα, σε 0,3 mm/yr κοντά στην Κόρινθο (Collier *et al.* 1992). Της Περαχώρας, δίνουν ρυθμούς μεταξύ 0,3 και 0,7 mm/yr (Morewood & Roberts 1999), αλλά σχετίζονται με το ρήγμα του Λουτρακίου (κλίνει νότια), οπότε δεν μπορούν να χρησιμοποιηθούν για την εξέλιξη του νοτίου περιθωρίου της τάφρου (Demoulin *et al.* 2015). Τέλος, θαλάσσιες αποθέσεις και notches, στα Μαύρα Λιθάρια και στον Πλάτανο, στο κεντρικό τμήμα της τάφρου δίνουν αυξημένες μέσες τιμές ανύψωσης για το Ολόκαινο, που μπορεί να είναι της τάξης των 3 mm/yr (Pirazzoli *et al.* 2004).

Αυτή η μετανάστευση της τεκτονικής δραστηριότητας και τάσεων προς το Βορρά, συνοδεύεται από έντονη σεισμικότητα (π.χ. Ambraseys & Jackson 1997, Papadopoulos *et al.* 2000, Hatzfeld *et al.* 2000, Lyon-Caen *et al.* 2004, De Martini *et al.* 2004) (Εικ. 2.3).



Εικόνα 2.2: Χάρτης της Κορινθιακής Τάφρου από Nixon *et al.* (2016), της νέας ερμηνείας του δικτύου των υποθαλάσσιων ρηγμάτων. Τα επιφανειακά ρήγματα είναι από Ford *et al.* (2008) στη δύση, Skourtsos & Kranis (2009) για το κεντρικό τμήμα και Collier & Dart (1991) και Freyberg (1973) στο ανατολικό τμήμα. Τα υποθαλάσσια στην λεκάνη των Τριζονιων είναι από Beckers *et al.* (2015). Η βαθυμετρία είναι από δεδομένα του ΕΛΚΕΘΕ με το Ε/Σ Αιγαίο (Sakellariou *et al.* 2007).



Εικόνα 2.3: Χάρτης με τα κυριότερα τεκτονικά χαρακτηριστικά του Κορινθιακού, τα επίκεντρα των καταγεγραμμένων από όργανα σεισμούς με Ms ≥ 4.0 (1900–2013, Makropoulos *et al.* 2012, NOAGI – http://bbnet.gein.noa.gr) και τους εστιακούς τους μηχανισμούς (1861–2013) από Papazachos & Papazachou (2003) NOAGI (http://bbnet.gein.noa.gr/HL/database), Harvard (http://www.globalcmt.org), Vannucci & Gasperini (2004), Papadimitriou *et al.* (1994, 2002), Hatzfeld *et al.* (2000). Από Chouliaras *et al.* 2015.

Ο πιο γνωστός σεισμός συνέβη το 373 π.Χ. και βύθισε την πόλη της αρχαίας Ελίκης, ενώ η περιοχή της Ελίκης και του Αιγίου καταστράφηκε επίσης, από το σεισμό της 26ης Δεκεμβρίου του 1861 (Armijo *et al.* 1996). Άλλες αρχαίες πόλεις της περιοχής, οι οποίες καταστράφηκαν από σεισμούς, είναι οι Δελφοί το 348 π.Χ. και το 279 π.Χ. και η Κόρινθος το 77, 543, 580 και 1858 μ.Χ., αλλά είναι δύσκολο να συσχετισθούν με κάποια διάρρηξη σε κάποιο συγκεκριμένο ρήγμα (Papazachos & Papazachos 1989, Ambraseys & Jackson 1990). Σεισμικά γεγονότα με μέγεθος Ms > 6 ήταν αυτά της Κορίνθου το 1928 με Ms = 6,3, της Ερατεινής το 1965 με Ms = 6,4, της Αντίκυρας το 1970 με Ms = 6,2, των Κορίνθου, Περαχώρας και Καπαρελλίου το 1981 με Ms = 6,7, 6,4 και 6,2 αντίστοιχα (Armijo *et al.* 1996) και του Αιγίου το 1995 με Ms = 6,2 (Bernard *et al.* 1997) (Εικ. 2.3). Πολύ κοντά σε μέγεθος είναι και αυτός του Γαλαξιδίου στις 18 Νοεμβρίου του 1992 με Ms = 5,9 (Hatzfeld *et al.* 1996).

Τα κύρια ρήγματα στο νότιο τμήμα, έχουν πιθανώς μακρές περιόδους επανάληψης (500 – 1000 χρόνια ή και περισσότερο) για μεγάλους σεισμούς Ms = 6,5 – 7. Συνεπώς, οι μικρότερες δομές στο εσωτερικό τμήμα της τάφρου (όπως το ρήγμα που έδωσε το σεισμό του 1995), αναλαμβάνουν το μεγαλύτερο μέρος της έκτασης, με σχετικά συχνότερους μικρότερους σεισμούς, Ms = 5,5 – 6,5 (Avallone *et al.* 2004).

2.5 Λιθοστρωματογραφία

2.5.1 Αλπικό Υπόβαθρο

Η Τάφρος έχει ΑΝΑ – ΔΒΔ διεύθυνση και τέμνει με γωνία την, ΒΒΔ – ΝΝΑ διεύθυνσης, καλυμματική στήλη των Ελληνίδων τεκτονικών ενοτήτων, η οποία έλαβε την μορφή της από το Κρητιδικό έως το Μειόκαινο (Aubouin 1959, Dercourt 1964, Richter 1976, Fleury 1980). Στην Πελοπόννησο, η κατώτερη ενότητα, είναι το σύμπλεγμα της Ζαρούχλας (Dercourt 1964, De Wever 1975), το οποίο χωρίζεται σε δύο ομάδες : μία κατώτερη και μεταμορφωμένη, η οποία αποτελείται από μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους και χαλαζίτες, (ομάδα Φυλλιτών – Χαλαζιτών) και μία ανώτερη από σχιστόλιθους, ηφαιστειακούς τόφφους, ηφαιστειογενή και ασβεστόλιθους, ηλικίας ανώτερου Παλαιοζωϊκού – ανώτερου Τριαδικού (στρώματα Τυρού) (Lekkas & Papanikolaou 1979, Dornsiepen *et al.* 1986).

Ακολουθεί η ενότητα της Τρίπολης, μία ανθρακική ακολουθία ρηχής θάλασσας, ηλικίας Μεσοζωϊκού – κατώτερου Καινοζωϊκού, η οποία επικαλύπτεται από ένα μεγάλου πάχους σχηματισμό φλύσχη. Το πάχος των στρωμάτων Τυρού δεν είναι σταθερό και ξεπερνάει τα 800 m στη νοτιοανατολική Πελοπόννησο, ενώ των ανθρακικών της Τρίπολης είναι περίπου 2 km (Dercourt 1964, De Wever 1975, Zambetakis-Lekkas & Karotsieris 1986). Ο φλύσχης είναι περίπου 300 m στη Βυτίνα, ενώ ξεπερνά τα 500 m στην ανατολική Πελοπόννησο (Skourtsos & Kranis 2009).

Η ανώτερη ενότητα είναι αυτή της Πίνδου, μίας πελαγικής ακολουθίας, ασβεστόλιθων, ραδιολαριτών και κλαστικών αποθέσεων ηλικίας ανώτερου Τριαδικού – ανώτερου Κρητιδικού, που ακολουθείται από φλύσχη του Τριτογενούς, με συνολικό πάχος 1.300 m περίπου (Degnan & Robertson 1998, Skourlis & Doutsos 2003).

2.5.2 Συνταφρικές αποθέσεις στο χερσαίο χώρο

Η βόρεια ακτή του Κορινθιακού παρουσιάζει ελάχιστα έως καθόλου συνταφρικά ιζήματα (Ford *et al.* 2013). Αντίθετα, το νότιο περιθώριο της Τάφρου περιλαμβάνει μια λωρίδα γης πλάτους 20 km, η οποία επικαλύπτει το αλπικό υπόβαθρο. Για αυτήν ο Ori (1989), πρότεινε μια σύνθετη στρωματογραφική στήλη, με δύο διαφορετικές φάσεις εξέλιξης της λεκάνης. Μία με αποθέσεις από ποταμο-λιμναίες φάσεις και μία με δελταϊκά ριπίδια τύπου Gilbert (Ori 1989, Rohais *et al.* 2007).

Οι Rohais *et al.* (2007), πρότειναν μία διαφορετική στρωματογραφία για το κεντρικό τμήμα του Κορινθιακού με τρεις κύριες λιθοστρωματογραφικές ομάδες : (1)

την κατώτερη ομάδα από ποταμο – λιμναίες αποθέσεις, ηλικίας ανώτερου Πλειοκαίνου (π.χ. Rohais *et al.* 2007b, Ford *et al.* 2007), (2) την μεσαία ομάδα από μεγάλου πάχους λιμναία δελταϊκά κροκαλοπαγή τύπου Gilbert, ηλικίας από 2,5 – 1,8 Myr έως 0,7 – 0,45 Myr και (3) την ανώτερη ομάδα που περιλαμβάνει αποθέσεις κλιτύων (slope deposits), δελταϊκά ριπίδια τύπου Gilbert και ανυψωμένες κλιμακωτά θαλάσσιες αναβαθμίδες κατά μήκος της ακτής, ηλικίας από 0,386 Myr ως 305 years BC (π.χ. Keraudren & Sorel 1987, Stiros & Pirazzoli 1998, McNeill & Collier 2004, Rohais *et al.* 2007b, Ford *et al.* 2007, Rohais *et al.* 2007 και 2008, Leeder *et al.* 2012).

Το μέσο πάχος είχε υπολογιστεί στα 1.200 m στο δυτικό τμήμα (Doutsos & Poulimenos 1992), αλλά στην πραγματικότητα φτάνει τα 2.100 m (Δερβένι) και μπορεί να ξεπεράσει τα 2.800 m στο Μαύρο Όρος (Rohais *et al.* 2007a, b).

2.5.3 Συνταφρικές αποθέσεις στο θαλάσσιο χώρο

Το υποθαλάσσιο τμήμα της λεκάνης έχει μελετηθεί μόνο μέσω προφίλ σεισμικής ανάκλασης και χωρίς κάποια γεώτρηση. Έχει μέσο πάχος 2.200 m, ενώ στο δυτικό τμήμα ξεπερνά τα 3.000 m (Taylor *et al.* 2011) ή περίπου 2.500 m στο κεντρικό και δυτικό τμήμα του κόλπου (Bell *et al.* 2008 και 2009). Αυτή η ακολουθία ιζημάτων χωρίζεται σε δύο κύριες ομάδες, οι οποίες διαχωρίζονται από μία (τοπικά γωνιώδη) ασυμφωνία. Η βαθύτερη (SU1) δεν διατηρεί ούτε σταθερό πάχος ούτε συνεχείς ανακλάσεις και η ανώτερη (SU2) παρουσιάζει συνεχή πακέτα ανακλάσεων και καλή στρωμάτωση. (Clément 2000, Stefatos *et al.* 2002, Sachpazi *et al.* 2003, Lykousis *et al.* 2007, Sakellariou *et al.* 2007, Bell *et al.* 2008 και 2009, Taylor *et al.* 2011). Δείγματα επιφανειακών ιζημάτων δείχνουν ότι το ανώτερο στρώμα αποτελείται από σχηματισμούς, οι οποίοι αποτέθηκαν κάτω από λιμναίες και θαλάσσιες συνθήκες, εξαιτίας των μεταβολών της παγκόσμιας στάθμης της θάλασσας και του ρηχού βάθους του στενού Ρίο – Αντίρριο (Perissoratis *et al.* 2000, Moretti *et al.* 2003 και 2004, Lykousis *et al.* 2007) και που μπορούν να συσχετισθούν με τους 100 kyr κύκλους των παγετωδών περιόδων του Πλειστοκαίνου (Sachpazi *et al.* 2003, Leeder *et al.* 2007, Sakellariou *et al.* 2007, Bell *et al.* 2008 και 2009, οι Taylor *et al.* 2011).

2.6 Περιοχή μελέτης

Η περιοχή μελέτης βρίσκεται στο κεντρικό τμήμα των βόρειων ακτών της Πελοποννήσου, ανάμεσα στη δυτική όχθη του ποταμού Σύθα, στην πόλη του Ξυλοκάστρου και ανατολικά από τις αναβαθμίδες της Ακράτας. Το μεγαλύτερο τμήμα

της, από το Ξυλόκαστρο μέχρι και τα Μαύρα Λιθάρια, βρίσκεται στο νομό Κορινθίας, ενώ το υπόλοιπο, Αιγείρα έως Ακράτα, στο νομό Αχαΐας. Στα βόρεια οριοθετείται από την ακτογραμμή της κεντρικής Βόρειας Πελοποννήσου και στα νότια από τους ορεινούς όγκους της περιοχής (Κούτσα, Κουκουζιέρες, Ευρωστίνη κτλ), σε μία μέγιστη απόσταση 3 km περίπου από την ακτογραμμή (Εικ. 2.4).

2.6.1 Γεωλογία

Όπως αναφέρθηκε και νωρίτερα, στην περιοχή εμφανίζονται μεταλπικές αποθέσεις ηλικίας ανώτερου Πλειοκαίνου έως Πλειστοκαίνου (Εικ. 2.4), οι οποίες αποτελούνται από ποταμο-λιμναίες φάσεις και δελταϊκά ριπίδια τύπου Gilbert (Ori 1989, Rohais *et al.* 2007).

Σύμφωνα με τους Gawthorpe *et al.* (2017), διακρίνονται οι εξής συνταφρικοί σχηματισμοί :

1) *Ρέθι – Δενδρό (RDF),* ο οποίος αποτελείται από επαναλαμβανόμενες εναλλαγές τριών κυρίων φάσεων. Μίας από λεπτόκοκκες μάργες, ιλυόλιθους, ψαμμίτες και κάποιους φακούς κροκαλοπαγών. Μίας από λεπτόκοκκους έως χονδρόκοκκους ψαμμίτες και δευτερευόντως κροκαλοπαγή και φακούς κροκαλοπαγών. Και μίας τρίτης από σώματα κροκαλοπαγών με κυρτή κορυφή και ακανόνιστη βάση εξαιτίας των υπερκείμενων ελαφρών ιζημάτων. Το συνολικό πάχος κυμαίνεται από 1.500 m έως >3.000 m.

2) *Κορφιώτισσα (KF),* καφέ έως κόκκινα – καφέ κροκαλοπαγή, ψαμμίτες και ιλυόλιθους πάχους 300 – 400 m. Εμφανίζεται είτε σε ασυμφωνία είτε με τεκτονική επαφή στους υποκείμενους σχηματισμούς.

3) *Άνω Πιτσά (APF),* έχει πάχος 200 – 300 m, μεγάλη λιθολογική ποικιλία η οποία χωρίζεται σε τέσσερα μέλη και πιστεύεται πως υπέρκειται ασύμφωνα του KF.

4) *Θαλάσσιες Αναβαθμίδες,* ηλικίας Πλειστοκαίνου. Κακώς διατηρημένα υπολείμματα τους στις περιοχές Μερτικαίικα Ξυλοκάστρου, Καρυώτικα Καμάρι και Μεντουριάνικα Δερβενίου.

5) *Αποθέσεις τραβερτίνη (Tufa),* ηλικίας ανώτερου Πλειστοκαίνου στην περιοχή νοτιοανατολικά του Ελληνικού.

Όσον αφορά το αλπικό υπόβαθρο, επιφανειακή εμφάνιση έχει μόνο η ενότητα της Πίνδου, στους ορεινούς όγκους Κούτσα και Κουκουζιέρες στη βάση του Δυτικού ρήγματος του Ξυλοκάστρου και μία μικρή εμφάνιση της ενότητας Τρίπολης, νοτιοδυτικά του Ελληνικού.

2.6.2 Ρήγματα

Στην περιοχή μελέτης εντοπίζονται τα υποθαλάσσια ρήγματα του Δερβενίου, της Λυκοποριάς, το ενεργό Ανατολικό ρήγμα του Ξυλοκάστρου και το χερσαίο ανενεργό Δυτικό ρήγμα του Ξυλοκάστρου και (Εικ. 2.1, 2.2 και 2.4).

2.6.2.1 Δερβένι – Λυκοποριά

Το ρήγμα του Δερβενίου βρίσκεται ανάμεσα στην Ακράτα και το Ξυλόκαστρο, έχει χερσαίο και υποθαλάσσιο τμήμα και είναι έντονα συνδεδεμένο με αυτό της Λυκοποριάς, σχηματίζοντας μία ρηξιγενή δομή βόρειας κλίσης και μήκους ~40 km (Bell *et al.* 2009, Nixon *et al.* 2016). Οι Bell *et al.* (2009), μελετώντας σεισμικά δεδομένα και την παράκτια μορφολογία, το χωρίζουν σε δύο τμήματα, με την μεταξύ τους απόσταση να βρίσκεται στο οξύ άκρο της παραλίας της Λυκοποριάς (Εικ. 2.2 και 2.4), ονομάζοντας το δυτικό τμήμα ρήγμα του Δερβενίου (Brooks & Ferentinos 1984, Higgs 1988) και το ανατολικό ρήγμα της Λυκοποριάς. Οι Hemelsdaël & Ford (2014), αναφέρουν ότι το χερσαίο τμήμα του ρήγματος του Δερβενίου φτάνει τα 8 km και το υποθαλάσσιο τα ~25 km με μέγιστη μετατόπιση 3.400 m περίπου, στο δυτικό υποθαλάσσιο του τμήμα. Το υποθαλάσσιο τμήμα έχει κλίσεις 35° – 45° κοντά στον πυθμένα και 17° – 20° κοντά στο υπόβαθρο (Taylor *et al.* 2011).

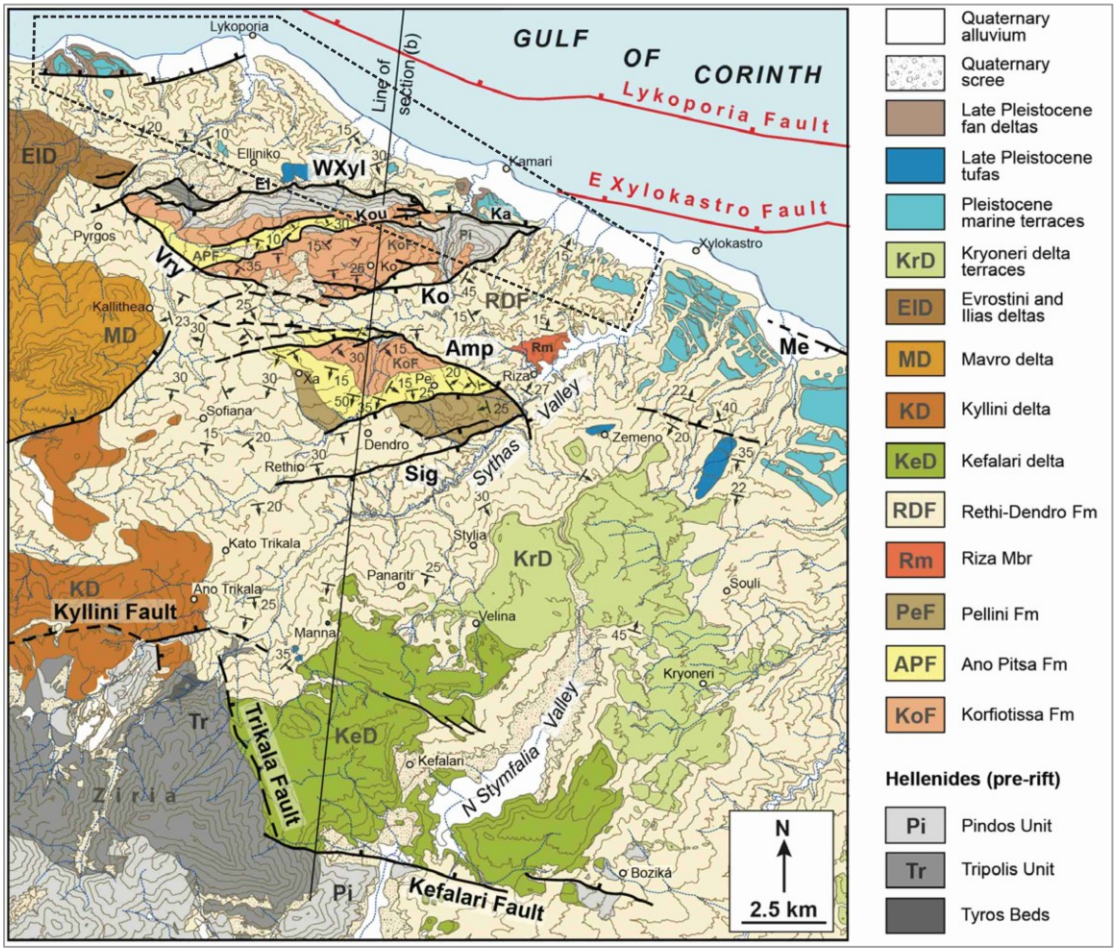
Το ρήγμα της Λυκοποριάς (ή Σύθα) είναι εξ ολοκλήρου υποθαλάσσιο, έχει διεύθυνση ΑΝΑ και κλίνει βόρεια 45° – 48° κοντά στον πυθμένα και 28° περίπου κοντά στο υπόβαθρο (Taylor *et al.* 2011).

2.6.2.2 Ξυλόκαστρο

Οι Armijo *et al.* 1996, αναφέρουν για το υποθαλάσσιο ρήγμα του Ξυλοκάστρου μήκος 15 – 25 km, μέση διεύθυνση Β 100° Α και κλίση προς Βορρά 45° – 55°. Σύμφωνα με τους Taylor *et al.* (2011), έχει διεύθυνση ΑΝΑ και η κλίση του μειώνεται από τις περίπου 45° κοντά στο πυθμένα σε 20° κοντά στη βάση των συνταφρικών αποθέσεων. Το Δυτικό ρήγμα του Ξυλοκάστρου έχει μήκος ~11,6 km και κατακόρυφο άλμα 800 m (Kershaw *et al.* 2005, Poulimenos 1993, Pavlides *et al.* 1998, Place *et al.* 2007, Zygouri *et al.* 2008).

Ραδιοχρονολόγηση U/Th σε δείγματα ασβεστίτη από την οροφή του, υποδεικνύουν ότι το ρήγμα εκτός από πριν ~0,6 – 1 Myr, ήταν ενεργό και πριν από ~108 kyr (Causse *et al.* 2004) και πως πλέον έχει «κλειδώσει», όντας ανενεργό, τουλάχιστον από τα 112,4 ± 0,4 kyr (Flotté *et al.* 2001). Το δείγμα ασβεστίτη, οι Flotté

et al. (2001), το χαρακτηρίζουν μετα-τεκτονικό. Επίσης, το Ανατολικό Ρήγμα του Ξυλοκάστρου ίσως να συνδέεται σε βάθος, στα ανατολικά, με τα Βόρειο Ρήγμα του Κιάτου και της Περαχώρας (Bell *et al.* 2009, Nixon *et al.* 2016) (Εικ. 2.1, 2.2 και 2.4).



Εικόνα 2.4: Γεωλογικός χάρτης από Gawthorpe *et al.* (2017), του κεντρικού τμήματος των βόρειων ακτών της Πελοποννήσου. Amp = Ρήγμα Αμφιθέας, Ko = Ρ. Κούτσας, Me = Ρ. Μελισσίου, Sig = Ρ. Σιγερίτσας, Vry = Ρ. Βρυσούλων, WXyl = Δυτικό Ρήγμα Ξυλοκάστρου. Στη στήλη δεξιά αναφέρονται οι γεωλογικοί σχηματισμοί. Εντός του πλαισίου με διακεκομμένες γραμμές φαίνεται η περιοχή έρευνας.

3. Θαλάσσιες Αναβαθμίδες

3.1 Γενικά για τις θαλάσσιες αναβαθμίδες

Περίπου το 1/3 με 1/2 των θαλάσσιων ακτογραμμών του πλανήτη βρίσκονται κατά μήκος ή κοντά σε τεκτονικά και σεισμικά ενεργά περιθώρια πλακών (Inman & Nordstrom 1971), με πολλά από τα κύρια οικιστικά κέντρα να βρίσκονται κατά μήκος αυτών των ακτογραμμών, κάτι που τα καθιστά ευάλωτα σε μεγάλους σεισμούς. Τα τελευταία χρόνια, η εξέλιξη της παράκτιας τεκτονικής έχει προσφέρει αρκετά στην επαλήθευση της επανάληψης των σεισμών, στη χρονολόγηση πρόσφατης δραστηριότητας των ρηγμάτων και στον υπολογισμό ρυθμών πρόσφατης παραμόρφωσης του φλοιού, τα οποία είναι σημαντικά για τον προσδιορισμό της πιθανότητας σεισμού και την εκτίμηση του σεισμικού κινδύνου. Η εξέλιξη αυτή, οφείλεται σε μεγάλο βαθμό στην ανάπτυξη τεχνικών χρονολόγησης, στην μελέτη των διακυμάνσεων της στάθμης της θάλασσας κατά το Τεταρτογενές και της σχέσης τους με εγκαταλελειμμένες ή απολιθωμένες θαλάσσιες ακτογραμμές (marine strandlines). Αυτές οι παλιές ακτογραμμές είναι από τους πιο διαδεδομένους τεκτονικούς δείκτες στο Τεταρτογενές (Εικ. 3.1, 3.2 και 3.7) (Lajoie 1986).

Πιο συγκεκριμένα, η σύγχρονη στάθμη της θάλασσας, είναι το παγκόσμιο επίπεδο αναφοράς για τον υπολογισμό του υψομέτρου, τον εντοπισμό των κατακόρυφων κινήσεων του φλοιού και την αξιολόγηση του τεκτονικού καθεστώτος σε παράκτιες περιοχές. Έτσι, η παράκτια τεκτονική περιέχει ανάλυση γεωλογικών, παλιρροιακών, ιστορικών, αρχαιολογικών και άλλων πληροφοριών που μπορεί να αποκαλύπτουν μεταβολές στη στάθμη της θάλασσας. Στις γεωλογικές πληροφορίες ανήκουν οι θαλάσσιες ακτογραμμές, οι οποίες είναι φυσικές καταγραφές παλαιότερων επιπέδων της θάλασσας και η αξιοποίηση τους γίνεται με χαρτογράφηση και χρονολόγηση τους (Lajoie 1986).

Έτσι, κατά μήκος παθητικών ηπειρωτικών περιθωρίων έχουμε την παρουσία ακτογραμμών χαμηλού αναγλύφου, ενώ σε συγκλίνοντα ηπειρωτικά περιθώρια ακτογραμμές απότομου αναγλύφου. Κατά μήκος των περισσότερων ακτογραμμών, οι σύγχρονες και ενεργές γεωμορφές είναι παρόμοιες με τις αντίστοιχες του Πλειστοκαίνου, το οποίο σημαίνει πως οι σύγχρονες τεκτονικές και παράκτιες διεργασίες ήταν σταθερές για μεγάλες χρονικές περιόδους (Lajoie 1986).

Όταν κατά την αλληλεπίδραση της παγκόσμιας στάθμης της θάλασσας με την σε ανύψωση παρακείμενη στεριά, οι απολιθωμένες θαλάσσιες ακτογραμμές έχουν την

μορφή επίπεδων χαρακτηριστικών γεωμορφών, καλούνται *θαλάσσιες αναβαθμίδες* (π.χ. Chappell 1974, Lajoie 1986, Anderson *et al.* 1999, Burbank & Anderson 2001).

Οι αναβαθμίδες διακρίνονται σε δύο κατηγορίες :

α. *Αποθετικές (depositional)*, οι οποίες σχηματίζονται από την εξάπλωση των δελταϊκών ριπιδίων, κοντά σε ποτάμιες πηγές ή από την ανάπτυξη κοραλλιογενών υφάλων. Κατά τη διάρκεια μιας υψηλής θαλάσσιας στάθμης, ένα δελταϊκό ριπίδιο αρχικώς «προελαύνει» και στη συνέχεια εξαπλώνεται προς τη θάλασσα, αναλόγως με τη ροή ιζήματος και τον ρυθμό βύθισης, σχηματίζοντας έτσι μία επιφάνεια που κλίνει ελαφρώς προς τη θάλασσα. Οι κοραλλιογενείς ύφαλοι δημιουργούνται σε περιοχές με θερμοκρασία άνω των 18°C το χειμώνα, καθαρά ύδατα, κανονικά επίπεδα αλατότητας και όταν η στάθμη παραμένει σταθερή για μεγάλο χρονικό διάστημα σχηματίζουν πλατφόρμες άμεσα σχετιζόμενες μαζί της.

β. *Διαβρωσιγενείς (erosional)*, οι οποίες είναι ο πιο συνήθης τύπος. Σχηματίζονται εκεί όπου η ροή ιζήματος είναι χαμηλή, όπως ανάμεσα στα δέλτα των ποταμών. Η διαβρωτική ικανότητα των κυμάτων ωθεί τον θαλάσσιο κρημνό (sea cliff) προς το εσωτερικό της στεριάς δημιουργώντας μία επίπεδη πλατφόρμα, με ομαλή κλίση προς τη θάλασσα (1° ή 2°). Ένα λεπτό ιζηματογενές κάλυμμα μπορεί να υπέρκειται αυτής της πλατφόρμας. Σε γενικές γραμμές, ο αριθμός των ανυψωμένων και διατηρημένων αναβαθμίδων είναι ανάλογος του ρυθμού τεκτονικής ανύψωσης, καθώς οι νεότερες αναβαθμίδες τείνουν να καταλαμβάνουν τον χώρο ή να διαβρώνουν παλαιότερες με χαμηλότερους ρυθμούς (Lajoie 1986, Anderson *et al.* 1999, Burbank & Anderson 2001, McNeill & Collier 2004).

3.2 Μορφολογία των θαλάσσιων αναβαθμίδων

Κατά μήκος παράκτιων απότομων κλιτύων, οι παλαιές πλειστοκαινικές ακτογραμμές απαντούν κυρίως σαν στενές (<1 km) αναβαθμίδες με κλιμακωτή διάταξη και υψόμετρο ως και μερικές εκατοντάδες μέτρα από την σύγχρονη επιφάνεια της θάλασσας, δίνοντας την εντύπωση σκάλας (Εικ. 3.1, 3.2 και 3.7). Κάθε αναβαθμίδα αποτελείται από μία σχεδόν οριζόντια διαβρωσιγενή ή αποθετική πλατφόρμα, η οποία καταλήγει σε ένα απότομο θαλάσσιο παλαιοκρημνό, κοιτώντας από την παραλία προς την ενδοχώρα. Το σημείο τομής της παλαιοπλατφόρμας και του παλαιοκρημνού, ονομάζεται *γωνία της (παλαιάς) ακτογραμμής (shoreline angle)* και προσεγγίζει κατά

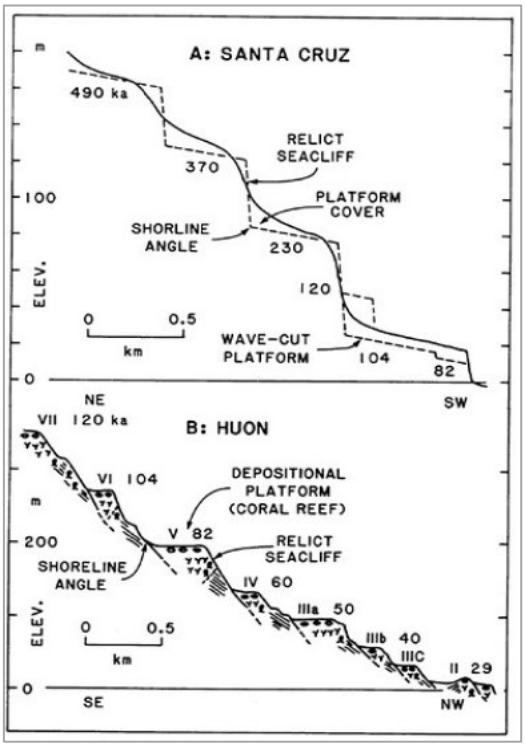
πολύ τη τοποθεσία και το υψόμετρο της παλαιάς θαλάσσιας ακτογραμμής. Είναι ο γραμμικός τεκτονικός δείκτης που αποτυπώνεται στα περισσότερα επιμήκη προφίλ παραμορφωμένων ακτογραμμών (strandlines) (Εικ. 3.3 και 3.6). Η πλατφόρμα της ακτογραμμής (shoreline platform) που αναφέρεται και ως πλατφόρμα της αναβαθμίδας (terrace platform), είναι ο επίπεδος τεκτονικός δείκτης, ο οποίος απεικονίζεται στις περισσότερες τομές των τοπογραφικών προφίλ (Εικ. 3.1, 3.3 και 3.6) (Lajoie 1986).

Συνήθως, η πλατφόρμα της αναβαθμίδας καλύπτεται από ένα λεπτό κάλυμμα (1 – 3 m) άμμου ρηχής θάλασσας, χαλικιών και κροκάλων, το οποίο τοπικά περιέχει απολιθωμένα θαλάσσια όστρακα που μπορούν να χρησιμοποιηθούν για χρονολόγηση. Σε περιοχές με γρήγορη υποβάθμιση του χερσαίου κρημνού, δημιουργείται ένα αλλουβιακό πρίσμα, το οποίο λεπταίνει προς τη θάλασσα. Το υλικό του πρίσματος προέρχεται από ορεινά ρέματα και παλαιούς θαλάσσιους κρημνούς, καλύπτει την πλατφόρμα και θάβει την γωνία της ακτογραμμής (Εικ. 3.1 και 3.6). Σε τέτοιες περιοχές, η γεωμορφολογική έκφραση των υψηλότερων και παλαιότερων πλειστοκαινικών αναβαθμίδων αλλοιώνεται προοδευτικά, με αποτέλεσμα η θέση και ο προσδιορισμός της γωνίας της ακτογραμμής και της πλατφόρμας της αναβαθμίδας να πρέπει να γίνουν με γεώτρηση ή ρηχά σεισμικά δεδομένα (Bradley & Griggs 1976, Lajoie *et al.* 1979b). Παρόλα αυτά, σε ορισμένες περιοχές η προοδευτική υποβάθμιση προς τις παλαιότερες αναβαθμίδες, μπορεί να χρησιμοποιηθεί ως ένας τρόπος σχετικής χρονολόγησης τους (Εικ. 3.1) (Hanks *et al.* 1984).

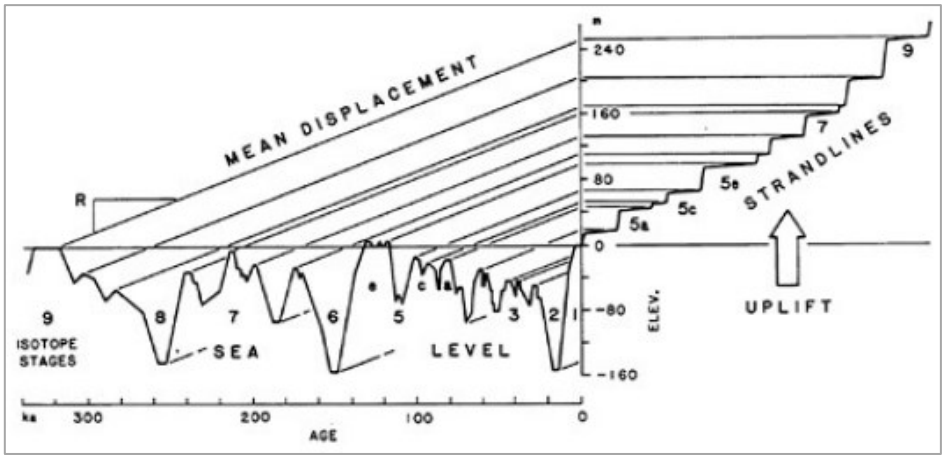
Κατά μήκος ομαλών παράκτιων κλιτύων σε περιοχές με χαμηλό ρυθμό ανύψωσης, οι αναβαθμίδες αναπτύσσουν ευρείες πλατφόρμες (1 – 10 km), οι οποίες καταλήγουν σε χαμηλούς παλαιοκρημνούς που επικαλύπτονται από υπολειμματικές κορυφογραμμές και αμμόλοφους (Hoyt & Hails 1974, Lajoie *et al.* 1979a).

Η *γωνία της ακτογραμμής* (shoreline angle), ονομάζεται και *εσωτερική ακμή ή εσωτερικό άκρο (inner edge)*. Στον αντίποδα της εσωτερικής ακμής, στα όρια δηλαδή της αναβαθμίδας με την κορυφή του παλαιοκρημνού της νεότερης αναβαθμίδας πριν από αυτήν, βρίσκεται η *εξωτερική ακμή ή εξωτερικό άκρο (outer edge)*, η οποία, μπορεί επίσης να χρησιμοποιηθεί για τον υπολογισμό του υψομέτρου της παλαιάς ακτογραμμής. Όμως, η θέση της εξωτερικής ακμής κάτω από το επίπεδο της θάλασσας μπορεί να ποικίλει ως και πάνω από 10 m, ενώ η θέση της στην διατηρημένη αναβαθμίδα εξαρτάται και από το πόσο αυτή υποχώρησε λόγω διάβρωσης και εξομάλυνσης από τη στιγμή της ανάδυσης της αναβαθμίδας. Συνεπώς, είναι ένας λιγότερο αξιόπιστος δείκτης για τον προσδιορισμό της παραμόρφωσης, αν και μπορεί

να είναι καλύτερα διατηρημένος και παρατηρήσιμος στην ύπαιθρο (Burbank & Anderson 2001).



Εικόνα 3.1: (Πάνω): Διαβρωσιγενείς ανυψωμένες ακτογραμμές (strandlines) κοντά στη Santa Cruz, California. Η συμπαγής γραμμή είναι το σύγχρονο τοπογραφικό προφίλ και η διακεκομένη το αρχικό προφίλ κάθε αναβαθμίδας, η οποία αποτελείται από μία απολιθωμένη πλατφόρμα και έναν απολιθωμένο θαλάσσιο κρημνό. Η τομή της πλατφόρμας και του κρημνού είναι η γωνία της ακτογραμμής, η οποία είναι ότι πιο κοντινό στην παλαιοακτή. Τροποποιημένο από Hanks *et al.* (1984). **(Κάτω):** Αποθετικές αναβαθμίδες στην χερσόνησο Huon, Papua New Guinea. Κάθε πλατφόρμα είναι ένας απολιθωμένος κοραλλιογενής ύφαλος. Τροποποιημένο από Chappell (1974). Εικόνα από Lajoie (1986).



Εικόνα 3.2: Η κλίση *(R)* της διαγωνίου που ενώνει κάθε μέγιστο της καμπύλης της στάθμης της θάλασσας (highstand) με το υψόμετρο της ανυψωμένης ακτογραμμής (strandline), είναι ο μέσος ρυθμός ανύψωσης. Εάν ο ρυθμός ήταν σταθερός, οι διαγώνιες θα είναι παράλληλες. Η καμπύλη της στάθμης της θάλασσας είναι από την χρονολογημένη με U κοραλλιογενή ακολουθία της Huon, Papua New Guinea. Τροποποιήθηκε από τον Chappell (1983). Τα στάδια ισοτόπων οξυγόνου 1 – 9, είναι από πυρήνες βαθιάς θάλασσας (Shackleton & Opdyke, 1973). Εικόνα από Lajoie (1986).

3.3 Θαλάσσιες αναβαθμίδες και παγκόσμια στάθμη της θάλασσας

Μια παλαιά ακτογραμμή ή μια ακολουθία τέτοιων ακτογραμμών (και κατ' επέκταση οι αναβαθμίδες τους), αποτελεί μία σχετική καταγραφή του επιπέδου της θάλασσας, η οποία αντιπροσωπεύει τις πραγματικές και φαινόμενες αλλαγές στο επίπεδο της στάθμης της θάλασσας. Δηλαδή,

σχετική = πραγματική + φαινόμενη

Οι πραγματικές μεταβολές της στάθμης της θάλασσας είναι απόλυτες κατακόρυφες κινήσεις της επιφάνειας των ωκεανών και μπορεί να είναι παγκόσμιας εμβέλειας, οπότε και καλούνται ευστατικές. Η ιστορία της στάθμης της θάλασσας κατά το Τεταρτογενές, χαρακτηρίζεται από τέτοιες περιοδικές ευστατικές μεταβολές των 100 – 150 m, οι οποίες οφείλονται στην αύξηση και μείωση των ηπειρωτικών παγετώνων. Οι φαινόμενες αλλαγές στη στάθμη της θάλασσας, δεν είναι πραγματικές, αλλά απορρέουν από τις κατακόρυφες εδαφικές κινήσεις (ανύψωση ή βύθιση) και είναι το αντίστροφο αυτών. Συνεπώς, οι φαινόμενες αλλαγές έχουν κυρίως τοπικό χαρακτήρα (Lajoie 1986).

Ο υπολογισμός της φαινόμενης συνιστώσας γίνεται είτε γραφικά είτε αλγεβρικά, αφαιρώντας την πραγματική στάθμη της θάλασσας από μια σχετική καταγραφή :

φαινόμενη = σχετική – πραγματική

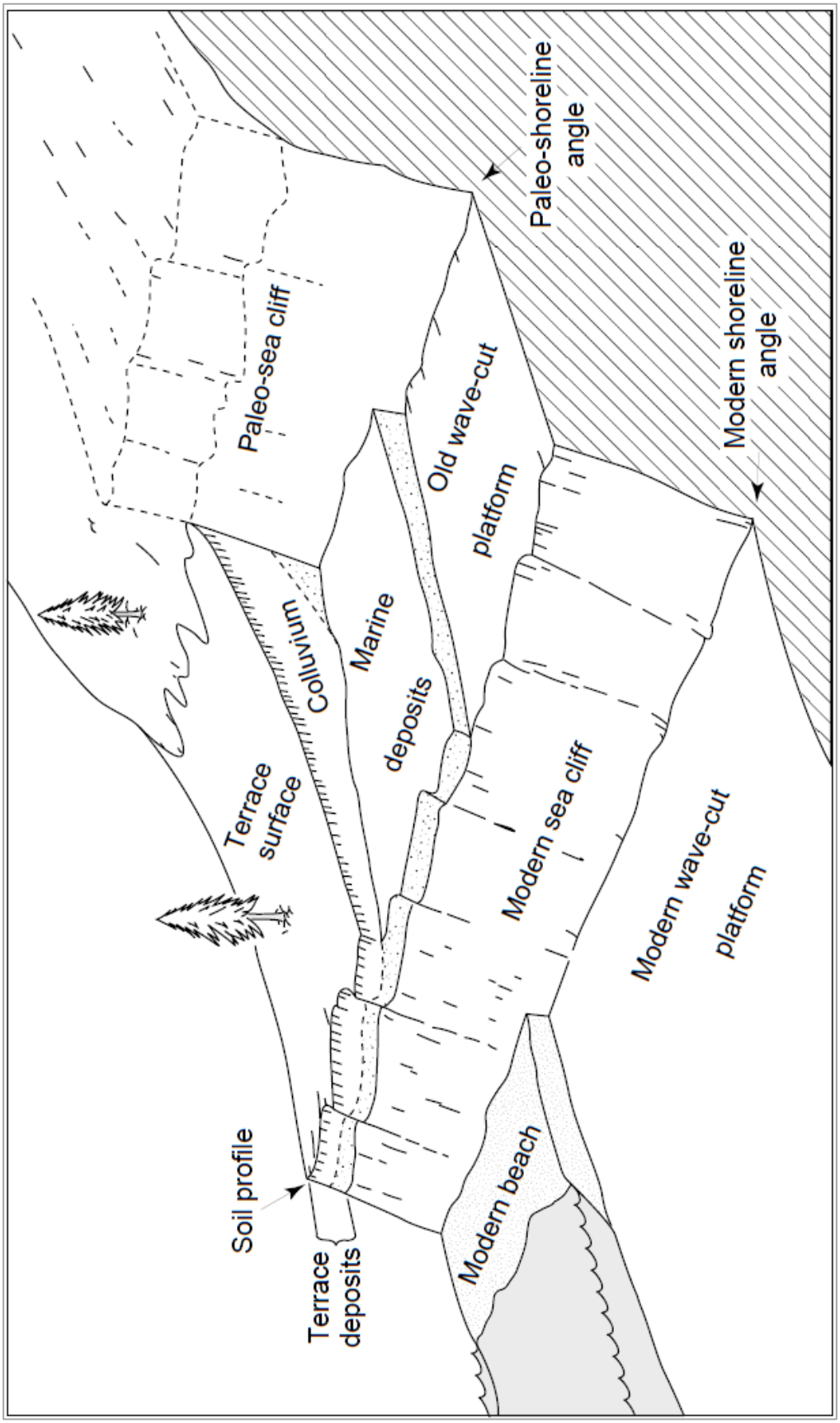
Πρακτικά, η ιστορία της πραγματικής στάθμης της θάλασσας είναι ένα κυμαινόμενο τεκτονικό δεδομένο, στο οποίο η κάθε παλαιά αναβαθμίδα (ακτογραμμή) συσχετίζεται με μία ηλικία (Εικ. 3.2).

Η πραγματική συνιστώσα βρίσκεται αφαιρώντας τη φαινόμενη μεταβολή από μία λεπτομερή και καλά χρονολογημένη σχετική καταγραφή της στάθμης της θάλασσας (Εικ. 3.2) (Lajoie 1986) :

πραγματική = σχετική – φαινόμενη

Μία γρήγορα και σταθερά ανυψούμενη ακτογραμμή είναι το καλύτερο στοιχείο για τον υπολογισμό κύριων, μακροχρόνιων διακυμάνσεων της στάθμης της θάλασσας (Εικ. 3.2) (Chappell 1983), ενώ μία σταθερή ακτογραμμή για τον υπολογισμό μικρότερων και βραχυπρόθεσμων διακυμάνσεων (Bloom 1970, Scholl *et al.* 1970).

Είναι γενικά αποδεκτό πως μία ακολουθία θαλάσσιων αναβαθμίδων πλειστοκαινικής ηλικίας, είναι η γεωλογική καταγραφή των περιοδικών παγετωνο-ευστατικών υψηλών στάθμεων της θάλασσας, πάνω σε μία ανυψούμενη ακτογραμμή (Εικ. 3.2) (Broecker *et al.* 1968, Mesolella *et al.* 1969, Matthews 1973). Αυτές οι ακτογραμμές (και αναβαθμίδες κατ' επέκταση) σχηματίζονται και στις περιόδους χαμηλής στάθμης της θάλασσας (Emery 1958, Lewis 1971a,b 1974, Ridlon 1972), αλλά κατά μήκος ανυψούμενων ακτών οι περισσότερες από αυτές καταστρέφονται από τη δράση των κυμάτων, στη διάρκεια επακόλουθων περιόδων υψηλής στάθμης και για αυτό εμφανίζονται σπάνια με τις αναδυμένες που δημιουργήθηκαν κατά τις μέγιστες στάθμες (Εικ. 3.2) (Lajoie 1986). Για να μπορέσει όμως, να γίνει αυτός ο συσχετισμός των θαλάσσιων αναβαθμίδων με τη στάθμη της θάλασσας, έπρεπε να δημιουργηθεί ένα αρχείο με τις παλαιότερες στάθμες.



Εικόνα 3.3: Μία ανυψωμένη αναβαθμίδα και τα επιμέρους χαρακτηριστικά της. Από Weber (1983).

3.4 Κατασκευή καμπυλών παγκόσμιας θαλάσσιας στάθμης και συσχέτισή τους με θαλάσσιες αναβαθμίδες

Οι μεταβολές της στάθμης της θάλασσας για το Τεταρτογενές, αποδίδονται σε ευστατικά και ισοστατικά φαινόμενα. Οι ευστατικές αλλαγές αναφέρονται στις παγκόσμιες μεταβολές της στάθμης της θάλασσας, κυρίως λόγω μεταβολών του μεγέθους των παγετώνων και επακόλουθων αυξομειώσεων στον όγκο του νερού των ωκεανών, ενώ η θερμική διαστολή του νερού εξαιτίας μεταβολών του κλίματος του πλανήτη, υπολογίζεται μόλις σε μερικές δεκάδες εκατοστά κατά τη διάρκεια παγετωδών και μεσοπαγετώδων περιόδων (Wigley & Raper 1987). Στο γεωλογικό χρόνο, το ευστατικό επίπεδο της θάλασσας επηρεάζεται και από την μεταβολή της γεωμετρίας των ωκεάνιων λεκανών, εξαιτίας της τεκτονικής των πλακών (Lambeck & Chappell 2001).

Τα ισοστατικά φαινόμενα είναι τοπικά περιορισμένες κινήσεις του φλοιού της Γης, οι οποίες δημιουργούνται από την μεταβολή των επιφανειακών φορτίων που ασκούν το νερό των ωκεανών (hydro-isostasy) και τα καλύμματα των παγετώνων (glacio-isostasy). Εξαιτίας του υψηλού ιξώδους του μανδύα της Γης, αυτές οι κινήσεις είναι σχετικά αργές και η ισοστατική παραμόρφωση δεν ολοκληρώνεται αμέσως μετά το τέλος της τελευταίας παγετώδους περιόδου (Clark *et al.* 1978). Το μεγαλύτερο τμήμα των παρατηρήσεων για παλαιότερες θαλάσσιες στάθμες βρίσκεται σε τοπικούς δείκτες αναφοράς, οι οποίοι είτε ανυψώνονται είτε βυθίζονται ισοστατικά, κάτι που σημαίνει ότι οι παρατηρήσεις για μεταπαγετώδη αύξηση της θαλάσσιας στάθμης εμφανίζουν ένα εξαιρετικά μεγάλο εύρος και όχι σταθερή τιμή για όλο τον πλανήτη. Οι αλλαγές στη βαρυτική ισοδυναμική επιφάνεια (gravitational equipotential level) της Γης, λόγω της συνολικής ανακατανομής μαζών πάγου και ύδατος, κατά τη διάρκεια παγετικών κύκλων, αποτελεί μία επίσης σημαντική συνιστώσα της ισοστασίας (Siddall *et al.* 2006). Τέλος, η στάθμη της θάλασσας επηρεάζεται σε τοπικό ως παγκόσμιο επίπεδο και από τη διακύμανση του ύψους των ωκεανών λόγω της κυκλοφορίας τους, γνωστή και ως δυναμικό ύψος των ωκεανών (dynamic height) (π.χ. κοντά στο ρεύμα του κόλπου του Μεξικό) (Levitus & Boyer 1994).

Η θεωρία του Milankovitch (1941), στην οποία υποστηρίζει ότι οι διακυμάνσεις του όγκου και της έκτασης των παγετώνων, ελέγχονται από αστρονομικά φαινόμενα, έγινε αποδεκτή για την ερμηνεία των κύκλων των παγετώνων του Πλειστόκαινου (π.χ. Imbrie *et al.* 1984). Σύμφωνα με αυτή, τρεις κύριοι κύκλοι επηρεάζουν την ηλιακή

ακτινοβολία που δέχεται η Γη προκαλώντας κλιματικές αλλαγές, εναλλάσσοντας ψυχρές και θερμές περιόδους, με συνέπεια την προέλαση και υποχώρηση των πολικών παγετώνων. Αυτοί οι κύκλοι οφείλονται σε :

- αλλαγές στην εκκεντρότητα της τροχιάς της Γης, με μία περίοδο περίπου 100 kyr, η οποία μεταβάλλει την απόσταση της από τον Ήλιο, στο αφήλιο και στο περιήλιο,
- αλλαγές στην κλίση του άξονα περιστροφής της Γης (λόξωση της εκλειπτικής), με μία περίοδο 41 kyr, και
- μία ταλάντωση στην γωνία, με την οποία ο άξονας περιστροφής της Γης κλίνει σε σχέση με το επίπεδο της τροχιάς, μεταβάλλοντας έτσι τις εποχές κατά τις οποίες συμβαίνουν το αφήλιο και το περιήλιο (μετάπτωση των ισημερινών), με μία περίοδο περίπου 22 kyr.

Λόγω αυτής της εξάρτησης με τον παγκόσμιο όγκο των παγετώνων, η ευστατική στάθμη της θάλασσας, αποτελεί ένα δείκτη για τη σύγκριση των συνθηκών ανάμεσα στις μεσοπαγετώδεις περιόδους. Για τον προσδιορισμό της ευστατικής και ισοστατικής συνεισφοράς στο επίπεδο της θάλασσας, χρησιμοποιούνται καταγραφές παλαιότερης θαλάσσιας στάθμης, οι οποίες βασίζονται σε μεταβολές των ισοτόπων οξυγόνου, σε χρονολογήσεις τοπικών ακτογραμμών και κοραλλιογενών υφάλων, καθώς και σε επαναπροσδιορισμό παρελθόντων παγετωδών καλυμμάτων (Lambeck & Chappell 2001).

3.4.1 Τρόποι κατασκευής ευστατικών καμπυλών

Δύο είναι οι τρόποι, οι οποίοι χρησιμοποιούνται για τον προσδιορισμό του επιπέδου παλαιότερης στάθμης της θάλασσας και κατασκευής ευστατικής καμπύλης.

Στον έναν, χρησιμοποιούνται δείκτες από τη θέση της θαλάσσιας στάθμης στην ακτή ή κοντά στην ακτή. Αυτοί μπορεί να είναι η συσχέτιση του απόλυτου υψομέτρου μίας σειράς ανυψωμένων ακτογραμμών με χαρακτηριστικά διάβρωσης ή απόθεσης και της απόλυτης ηλικίας τους, με την προϋπόθεση όμως ότι ο ρυθμός ανύψωσης θεωρείται σταθερός (π.χ. Bloom *et al.* 1974, Bender *et al.* 1979, Hearty 1998, Szabo *et al.* 1994, Chappell *et al.* 1996, Zazo *et al.* 2002, Murray-Wallace 2002, Bard *et al.* 1990, 2002, Dumas *et al.* 2005). Αυτές οι μέθοδοι υπολογισμού της απόλυτης ηλικίας δίνουν συνήθως, ασυνεχείς καταγραφές και βασίζονται σε μεγάλο βαθμό σε τεχνικές χρονολόγησης (Gallup *et al.* 1994, Stirling *et al.* 1998), χωρίς όμως να έχουν όλοι οι

δείκτες την ίδια βαρύτητα. Οι αποθετικοί, μπορούν να δώσουν ημισυνεχείς σειρές χρονολογημένων σημείων με καλή ακρίβεια (Edwards *et al.* 1993), ενώ στους διαβρωσιγενείς δύσκολα μπορεί να βρει κάποιος χρονολογήσιμο υλικό. Επιπλέον, η καλή κατανόηση της στρωματογραφίας της περιοχής, βοηθά στην ερμηνεία των αλλαγών της θαλάσσιας στάθμης (Siddall *et al.* 2006).

Δύο είναι οι πιο διαδεδομένες μέθοδοι χρονολόγησης. Η ραδιοχρονολόγηση με άνθρακα (^{14}C), που χρησιμοποιείται μόνο για θαλάσσιες αποθέσεις της σύγχρονης μεσοπαγετώδους περιόδου, επειδή προσφέρει πολύ καλή ακρίβεια μέχρι τα 50 kyr (Zazo 1999). Και για παλαιότερες μεσοπαγετώδεις στάθμες, η μέθοδος U/Th σε κοράλλια δίνει τα ακριβέστερα αποτελέσματα, παρουσιάζοντας ακρίβεια καλύτερη από ±1% σε περιόδους των 100 kyr περίπου με ένα σετ δειγμάτων από την ίδια τοποθεσία να δίνει αποτελέσματα καλή συμφωνία μεταξύ τους (Stirling *et al.* 1998). Απαραίτητη προϋπόθεση αποτελεί, η ποιότητα του δείγματος, που σημαίνει ότι ένα μεγάλο ποσοστό (συνήθως > 50%, Stirling *et al.* 1998) κοραλλιών σε κάθε έρευνα, απορρίπτεται λόγω αποτυχίας στα διαγενετικά τεστ (Siddall *et al.* 2006). Αυτή η ακρίβεια όμως, μειώνεται με την αύξηση της ηλικίας του δείγματος και είναι ±7% στα 700 kyr (Stirling *et al.* 2001). Οι μέθοδοι ουρανίου, με τη χρήση της τεχνικής TIMS (Thermal Ionization Mass Spectrometry), μπορούν να πάνε πίσω μέχρι 350 kyr περίπου και επειδή τα κοράλλια είναι σπάνια γύρω από τις περισσότερες ακτογραμμές του πλανήτη, έχουν γίνει προσπάθειες χρονολόγησης άλλων θαλάσσιων απολιθωμάτων, όπως κελύφη μαλακίων (Zazo 1999). Άλλες λιγότερο ακριβείς μέθοδοι, με αυξανόμενη αβεβαιότητα όσο αυξάνεται η ηλικία, είναι η ESR (Electron Spin Resonance), που χρησιμοποιείται όταν δεν μπορεί να εφαρμοστεί η μέθοδος U/Th (Schellmann & Radtke 2004) και η ρακεμοποίηση αμινοξέων (Amino Acid Racemization) που είναι αξιόπιστη μόνο μέσα σε έναν κύκλο παγετώνα (Hearty 1998, Murray-Wallace 2002).

Ο δεύτερος, βασίζεται στην ερμηνεία των μεταβαλλόμενων αναλογιών των ισοτόπων του οξυγόνου των ωκεανών και καταγράφεται σε ασβεστολιθικά τρηματοφόρα μέσα σε θαλάσσια ιζήματα. Το ελαφρύ ισότοπο ^{16}O, εξατμίζεται από τους ωκεανούς και αποτίθεται με το χιόνι (Dansgaard 1984). Κατά τη διάρκεια των παγετώνων, η αύξηση των τεράστιων καλυμμάτων των ηπειρωτικών παγετώνων οδηγεί σε αύξηση του $^{18}O/^{16}O$ στους ωκεανούς. Συνεπώς, η προαναφερθείσα αναλογία στα τρηματοφόρα μεταβάλλεται ανάλογα με τον παγκόσμιο όγκο των πάγων, αλλά επηρεάζεται συγχρόνως, από την ισοτοπική διακύμανση μέσα στους ωκεανούς και από

την θερμοκρασία των νερών στην οποία τα ζουν τα τρηματοφόρα. Μία μεταβολή της τάξης του 0,01‰ στον λόγο $^{18}O/^{16}O$, αντιστοιχεί σε μεταβολή της στάθμης της θάλασσας κατά 10 m περίπου (π.χ. Shackleton & Opdyke 1973, Chappell & Shackleton 1986, Shackleton 1987, 2000, Lea *et al.* 2002, Waelbroeck *et al.* 2002). Εάν η μέση ισοτοπική σύσταση των παγετώνων και η δομή της μάζας των ωκεάνιων υδάτων παρέμεναν σταθερές, παρά την μεταβολή στο μέγεθος του παγετώνα και αν ήταν γνωστές οι μεταβολές της θερμοκρασίας, θα μπορούσε να υπολογιστεί με ακρίβεια η στάθμη της θάλασσας από τις καταγραφές των θαλάσσιων ισοτόπων. Στην πράξη, τα δύο πρώτα θεωρούνται σταθερά και οι θαλάσσιες στάθμες υπολογίζονται αφαιρώντας την επίδραση της θερμοκρασίας (Shackleton 1987).

3.4.2 Τι είναι τα MIS και OIS και πως περιγράφονται

Αυτές οι αναλογίες $^{18}O/^{16}O$ που λαμβάνονται μέσω πυρηνοληψιών θαλασσίων ιζημάτων, δίνουν ένα συνεχές αρχείο το οποίο αποτυπώνεται με την μορφή καμπύλων (γραφικών παραστάσεων) σε χρονικές κλίμακες χιλιετιών και στο οποίο αναλύονται οι κύκλοι των παγετώνων (π.χ. Emiliani 1955, 1966, Shackleton & Opdyke 1973, Martinson *et al.* 1987, Shackleton *et al.* 1990, Siddall *et al.* 2003). Κάθε κύριο *υψηλό (highstand)* και *ελάχιστο (lowstand)* σημείο αυτής της καταγραφής – καμπύλης, ονομάζεται στάδιο *MIS (marine isotope stage)* και λαμβάνει έναν αριθμό. Οι περιττοί αριθμοί συμβολίζουν τις μεσοπαγετώδεις περιόδους και οι άρτιοι τις παγετώδεις. Αυτά τα στάδια χωρίζονται σε υποστάδια, τα οποία γράφονται με δεκαδική (5.1, 5.2 κτλ.) ή αλφαριθμητική μορφή (5a, 5b κτλ.), έτσι ώστε ο πρώτος αριθμός να αναφέρεται στον παγετώδη ή μεσοπαγετώδη κύκλο και το δεύτερο σύμβολο στο υποστάδιο. Οι ελάχιστες τιμές των $^{18}O/^{16}O$, κατά την διάρκεια των υποσταδίων, αντιστοιχούν σε σχετικά υψηλή θαλάσσια στάθμη και ονομάζονται *μικρές μεσοπαγετώδεις περίοδοι (interstadials)*. Σε πολλές περιπτώσεις, μία πραγματική μεσοπαγετώδης περίοδος, ή υψηλό της στάθμης της θάλασσας (sea-level highstand), ονομάζεται με τον ίδιο τρόπο όπως μία μικρή μεσοπαγετώδης περίοδος (interstadial). Για παράδειγμα το MIS 5e, είναι μεσοπαγετώδης περίοδος για το MIS 5 (Siddall *et al.* 2006). Τα MIS, καλούνται και στάδια ισοτόπων οξυγόνου – OIS (oxygen isotope stages).

Παρόλο, που η άνοδος και πτώση της στάθμης της θάλασσας είναι σχετικά γρήγορες (έως δεκάδες mm/yr, π.χ. Lambeck & Chappell 2001, Lambeck *et al.* 2002), ο χρόνος που χρειάζεται για την μετάβαση από την υψηλή στην χαμηλή στάθμη και αντιστρόφως δεν είναι αμελητέος και δημιουργείται μία *κατάσταση σταθερής στάθμης*

(stillstand), η οποία μπορεί να διαρκέσει αρκετές χιλιάδες χρόνια (έως και 10 – 13 kyr π.χ. Lambeck & Nakada 1992, Forsström 2001). Στη διάρκεια αυτών των stillstands, έχουμε την δημιουργία των σημαντικών γεωμορφολογικών δεικτών, όπως notches, inner edges στις πλατφόρμες των αναβαθμίδων, ενώ οι κοραλλιογενείς ύφαλοι επεκτείνονται οριζοντίως αλλά όχι κατακόρυφα πλέον (π.χ. Bloom *et al.* 1974, Ward 1985, Pirazzoli *et al.* 1993).

3.4.3 Οι πρώτες παγκόσμιες ευστατικές καμπύλες

Οι ευστατικές καμπύλες από ισότοπα οξυγόνου επαναπροσδιορίστηκαν με βάση τις τροχιακές μεταβολές της Γης, σύμφωνα με τις διάφορες υποθέσεις σχετικά με τις φάσεις των παγετώνων, την ηλιακή ακτινοβολία και τις αναλογίες $^{18}O/^{16}O$ από βαθιά ωκεάνια πανίδα (Shackleton & Opdyke 1973, Imbrie *et al.* 1984, Chappell & Shackleton, 1986, Martinson *et al.* 1987, Shackleton *et al.* 1990). Οι τροχιακά υπολογισμένες ηλικίες για τις μεσοπαγετώδεις περιόδους είναι πιο ακριβείς από την μέθοδο U/Th, εκτός από την MIS 5e και ίσως για την MIS 7, ενώ για την πρώτη η ασυμφωνία στη χρονολόγηση είναι εμφανέστατη (Siddall *et al.* 2006) (Εικ. 3.4).

Οι πρώτες πιο λεπτομερείς ευστατικές καμπύλες για την περίοδο του Πλειστοκαίνου ήταν από :

α) καλά χρονολογημένες με την μέθοδο U/Th και σταθερό ρυθμό ανύψωσης ακολουθίες θαλάσσιων αναβαθμίδων, στη χερσόνησο Huon στην Παπούα Νέα Γουινέα (Veeh & Chappell 1970, Bloom *et al.* 1974, Chappell 1983),

β) θαλάσσιες αναβαθμίδες στο νησί Barbados με χρονολόγηση U/Th και σταθερό ρυθμό ανύψωσης (Broecker *et al.* 1968, Mesolella *et al.* 1969, Matthews 1973, Bloom *et al.* 1974, Bender *et al.* 1979) αλλά και με ισότοπα οξυγόνου από τα κοράλλια (Fairbanks & Matthew 1978) και

γ) από ισότοπα οξυγόνου από πυρήνες βαθιάς θάλασσας (Shackleton & Opdyke 1973).

Από αυτές, η πρώτη παρέχει τα πιο λεπτομερή τεκτονικά δεδομένα και φτάνει περίπου μέχρι τα 340 kyr πριν από σήμερα. Οι άλλες δύο, αν και δίνουν μικρότερη λεπτομέρεια, εκτείνονται περισσότερο στο χρόνο (Barbados), αλλά βρίσκονται σε συμφωνία με αυτή στη Huon. Τα σημαντικότερα χαρακτηριστικά της καμπύλης από τη Νέα Γουινέα, είναι η περιοδικότητα των μεσοπαγετώδων περιόδων υψηλής στάθμης (highstands) κάθε 100 kyr περίπου και τα διαδοχικώς χαμηλότερα ενδιάμεσα (interstadial highstands) κάθε 20 ka κατά τη διάρκεια των τελευταίων 120 kyr. Και οι

καμπύλες από τα ισότοπα του οξυγόνου επιβεβαιώνουν την κυριαρχία του κύκλου των 100 kyr, ενώ οι κύκλοι των 41 και 22 kyr είναι δευτερεύοντες (Ruddiman *et al.* 1989, Pisias *et al.* 1990, Imbrie *et al.* 1993). Από τα Barbados, προκύπτει πως ο κύριος κύκλος των 100 kyr των highstands, εκτείνεται τουλάχιστον μέχρι τα 700 kyr (Shackleton & Opdyke 1973, Bender *et al.* 1979).

Παρόμοιες απόλυτες ηλικίες από πλειστοκαινικές αναβαθμίδες ανά τον κόσμο και παρόμοια υψόμετρα των highstands σε διάφορες ανεξάρτητες καμπύλες στάθμης, δείχνουν ότι μέσα σε λογικά πλαίσια αβεβαιότητας (±5 kyr and ±10 m, π.χ. Stearns 1976, Harmon *et al.* 1979, Chappell 1983), οι κύριες διακυμάνσεις στη στάθμη ήταν σύγχρονες και σχετικά ομοιόμορφες για πάνω από 300 kyr τουλάχιστον (π.χ. Bloom *et al.* 1974, Chappell & Veeh 1978, Harmon *et al.* 1978, Bender *et al.* 1979, Ward 1985).

3.4.4 Προβλήματα κατά την κατασκευή των ευστατικών καμπυλών

Από όλα τα προαναφερθέντα μπορούμε να συμπεράνουμε, πως η κατασκευή μιας τέτοιας καμπύλης δεν είναι εύκολη υπόθεση και δεν μπορεί να θεωρηθεί ως 100 % ακριβής. Για τις καμπύλες της πρώτης μεθόδου, υπεισέρχονται αρκετές αβεβαιότητες και ίσως λάθη (Caputo 2007) τα οποία σπανίως αναφέρονται ή υπολογίζονται και σχετίζονται με το ότι : **α)** επαρκείς πληροφορίες υπάρχουν μόνο για τον τελευταίο παγετώνα και μερικές από τις προηγούμενες μεσοπαγετώδεις περιόδους, **β)** όσο προχωρά ο χρόνος μειώνεται η βεβαιότητα για τους ρυθμούς ανύψωσης και την ηλικία, **γ)** η διάβρωση μεταβάλλει τις γεωμορφές και τα ιζήματα (π.χ. Chappell & Shackleton 1986, Pirazzoli 1993, 1996, Bloom *et al.* 1974, Bender *et al.* 1979, Bard *et al.* 1990, Chappell *et al.* 1996, Zazo *et al.* 2002, Dumas *et al.* 2005), **δ)** το υψόμετρο της παλαιοακτής μπορεί να υπολογιστεί από διαφορετικές μεθόδους οι οποίες μπορεί να δώσουν αρκετά διαφορετικό αποτέλεσμα για το ίδιο σημείο, **ε)** δεν προσδιορίζεται το εύρος βάθους των προς ανάλυση κοραλλιών και απολιθωμάτων, **στ)** σπανίως λαμβάνεται υπόψη η σχέση μεταξύ χαμηλών και υψηλών παλιρροϊκών ροών (Laborel & Laborel-Deguen 1994, Laborel *et al.* 1994), **ζ)** τα εγγενή λάθη των διαφόρων μεθόδων απόλυτης χρονολόγησης μπορεί να ξεπεράσουν την τυπική απόκλιση 2σ και **η)** η αναλογία $^{18}O/^{16}O$ στα τρηματοφόρα επηρεάζεται από την θερμοκρασία ασβεστοποίησης και τα τοπικά ρεύματα που μπορεί να επιδράσουν στη θερμοκρασία και στην αλατότητα του νερού (π.χ. Shackleton & Opdyke 1973, Lea *et al.* 2002, Waelbroeck *et al.* 2002).

Γενικά, το ίδιο ισχύει και για τις αβεβαιότητες των καμπύλων από τα ισότοπα οξυγόνου. Κάποιες που έχουν αναφερθεί από το 1998 και μετά, αφορούν το ύψος της στάθμης και αντιστοιχούν σε : **α)** ≤ ±11 m για τα τελευταία 500 kyr (Rohling *et al.* 1998), **β)** ≥ ±13 m για τα τελευταία 450 kyr (Waelbroek *et al.* 2002), **γ)** ±12 m για τα τελευταία 125 kyr (Siddall *et al.* 2003), δ) ±12 m για τα τελευταία 1,1 Myr (Bintanja *et al.* 2005) και ε) +21/–27 m για τα τελευταία 360 kyr (Lea *et al.* 2002). Η τελευταία και μεγαλύτερη, ίσως να υποεκτιμά τις πραγματικές (Caputo 2007).

Αβεβαιότητες όμως, υφίστανται και για τον άξονα του χρόνου όλων των καμπύλων. Οι Imbrie *et al.* (1984) δίνουν ακρίβεια ±5 kyr για την αστρονομικά ρυθμισμένη κλίμακα χρόνου από το πρόγραμμα SPECMAP, αλλά οι Petit *et al.* (1999) θεωρούν αυτή τη τιμή μόνο για τα τελευταία 110 kyr και μεγαλύτερη από ±15 kyr για τα τελευταία 420 kyr.

Ο Shackleton (1987), αναφέρει ότι κατά τα μεσοπαγετώδη ισοτοπικά στάδια 7, 13, 15, 17 και 19, η θάλασσα ίσως να μην είχε φτάσει τη σημερινή της στάθμη (όμως δεν είχαν εκτιμηθεί τιμές ισοτόπων για το Ολόκαινο ακόμη), ενώ για τα στάδια 1, 9, 11 και το υποστάδιο 5e υπάρχει μεγάλη αβεβαιότητα, για το αν κάποιο από αυτά τα στάδια ανέπτυξε σημαντικά διαφορετική στάθμη από τα υπόλοιπα. Πριν το στάδιο 11, η πιο θερμή μεσοπαγετώδης περίοδος ήταν το στάδιο 25 στα 0,95 Myr περίπου.

Επίσης, εκτίμηση του τοπογραφικού υψομέτρου της θαλάσσιας στάθμης σε σχέση με το σημερινό μέσο επίπεδο της θάλασσας (mean sea level – MSL), είχε γίνει μόνο για τη τελευταία μεσοπαγετώδη περίοδο (Last Interglacial) και κυρίως το υποστάδιο 5e στα 125 kyr περίπου. Οι Chappell & Shackleton (1986) το τοποθετούν στα +6 m από το σημερινό MSL και οι Bard *et al.* (1990, 1993) στα +7 m. Ωστόσο, παρά την ευρεία αποδοχή και χρήση των τιμών αυτών για τον υπολογισμό ρυθμών τεκτονικών κινήσεων, οι έρευνες για τον ακριβέστερο προσδιορισμό τους συνεχίστηκαν (Zazo 1999, Siddall *et al.* 2006 και οι εκεί αναφορές).

Επιπλέον, τα δεδομένα για τα highstands του κατώτερου Πλειστοκαίνου, είναι πολύ σπάνια. Πιθανώς λόγω πλήρους διάβρωσης των τότε ακτογραμμών, εξαιτίας των επικλύσεων του μέσου Πλειστοκαίνου και επειδή οι διακυμάνσεις της θαλάσσιας στάθμης ήταν μικρότερων πλάτους και συχνότητας από αυτές του μετέπειτα Πλειστοκαίνου (Shackleton & Opdyke 1976, Ruddiman *et al.* 1986).

3.4.5 Παραδείγματα ευστατικών καμπυλών και προβλήματα κατά τη χρήση τους σε έρευνες

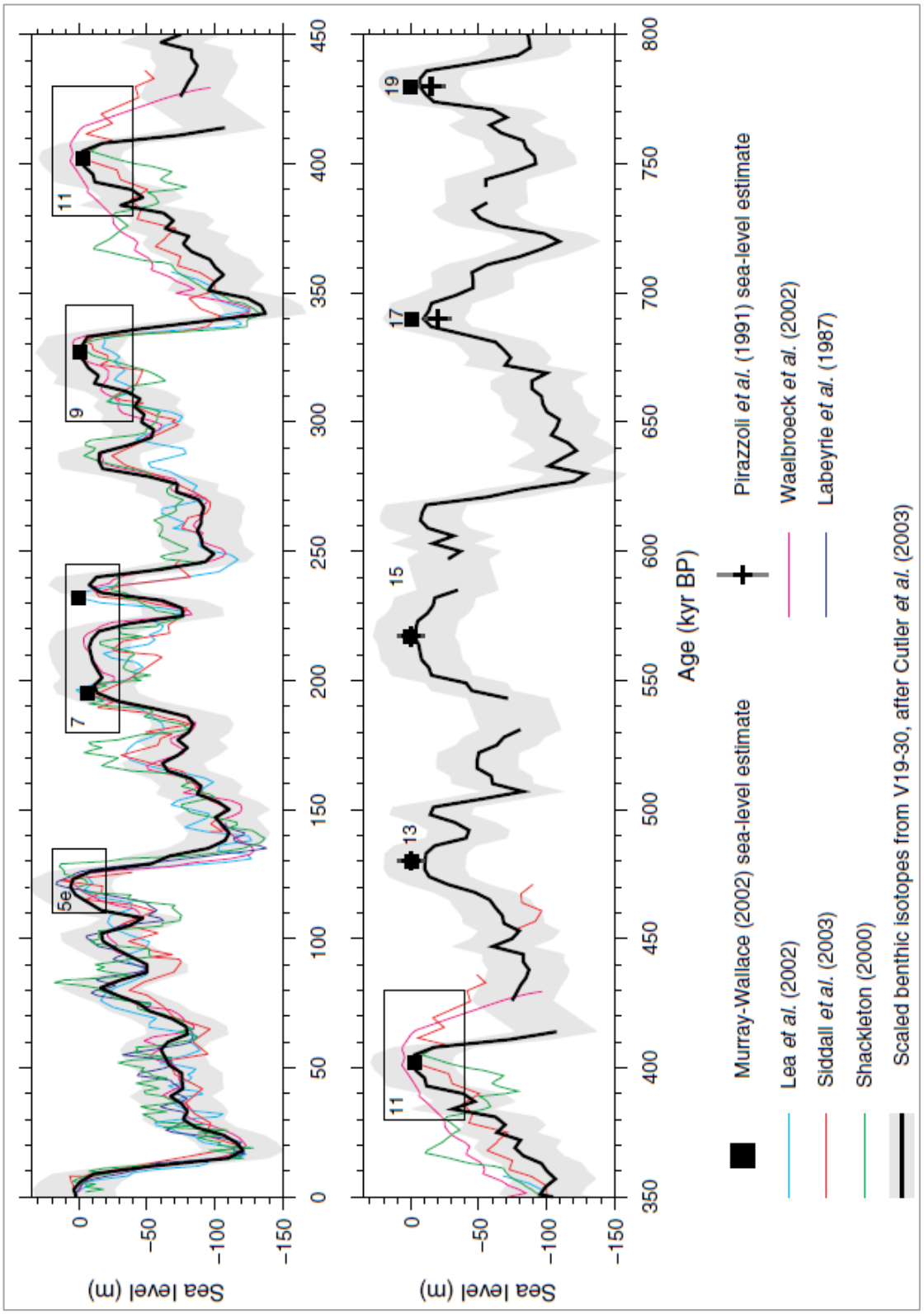
Γενικά, υπάρχουν πάρα πολλές εκδοχές καμπυλών για τη στάθμη της θάλασσας κατά το Τεταρτογενές, σαν αποτέλεσμα της χρήσης διαφορετικών τύπων δεδομένων και συλλογής τους από διαφορετικές περιοχές (π.χ. Broecker *et al.* 1968, Chappell & Shackleton 1986, Edwards *et al.* 1987, Gallup *et al.* 1994, Lambeck & Chappell 2001, Ludwig *et al.* 1996). Πολλοί ερευνητές συνεισέφεραν στην ανάλυση του επιπέδου της θάλασσας κατά τη διάρκεια παρελθόντων highstands, με βελτιώσεις στη χρονολόγηση (π.χ. Bard *et al.* 1990, Gallup *et al.* 1994, Stirling *et al.* 1995, 1998, 2001), στρωματογραφικό έλεγχο (π.χ. Pirazzoli *et al.* 1991, Murray-Wallace 2002) και με τη βοήθεια ισοτόπων του οξυγόνου (Shackleton 2000, Lea *et al.* 2002, Waelbroeck *et al.* 2002, Siddall *et al.* 2003).

Στην εικόνα 3.4 παρουσιάζονται έξι καμπύλες, οι οποίες προήλθαν από έξι διαφορετικές τεχνικές εκτίμησης της στάθμης της θάλασσας χρησιμοποιώντας τις αναλογίες των ισοτόπων του οξυγόνου (Shackleton & Pisias 1985, Labeyrie *et al.* 1987, Shackleton *et* al. 1990, Shackleton 2000, Lea *et al.* 2002, Waelbroeck *et al.* 2002, Cutler *et al.* 2003, Siddall *et al.* 2003). Σαν βάση χρησιμοποιείται η καταγραφή των ισοτόπων οξυγόνου των Shackleton & Pisias (1985) (V19-30) και η οποία εκτείνεται πάνω από 800 kyr. Και οι έξι καμπύλες περιέχουν χρονολόγηση με βάση τις τροχιακές μεταβολές της Γης και αναμένεται οι κορυφές τους να συμπίπτουν. Επίσης, παρουσιάζουν παρόμοια πλάτη στις μεταβολές της στάθμης από παγετώδη σε μεσοπαγετώδη περίοδο και συμφωνούν ευρέως στο μέγεθος μεταβλητότητας των ισοτοπικών σταδίων. Υπάρχουν όμως, ουσιώδεις διαφορές στις εκτιμήσεις της θαλάσσιας στάθμης κατά τις μεσοπαγετώδεις περιόδους, οι οποίες ξεπερνούν τα 20 m. Επιπλέον, σε ορισμένες καμπύλες το MIS 7, φαίνεται να έχει δύο κύρια υψηλά (highstands) (Labeyrie *et al.* 1987, Lea *et al.* 2002, Siddall *et al.* 2003), ενώ σε άλλες τρία (Shackleton 2000, Waelbroeck *et al.* 2002). Παρόμοιες αποκλίσεις εμφανίζονται στα MIS 13 και 15 (Εικ. 3.4) (Siddall *et al.* 2006).

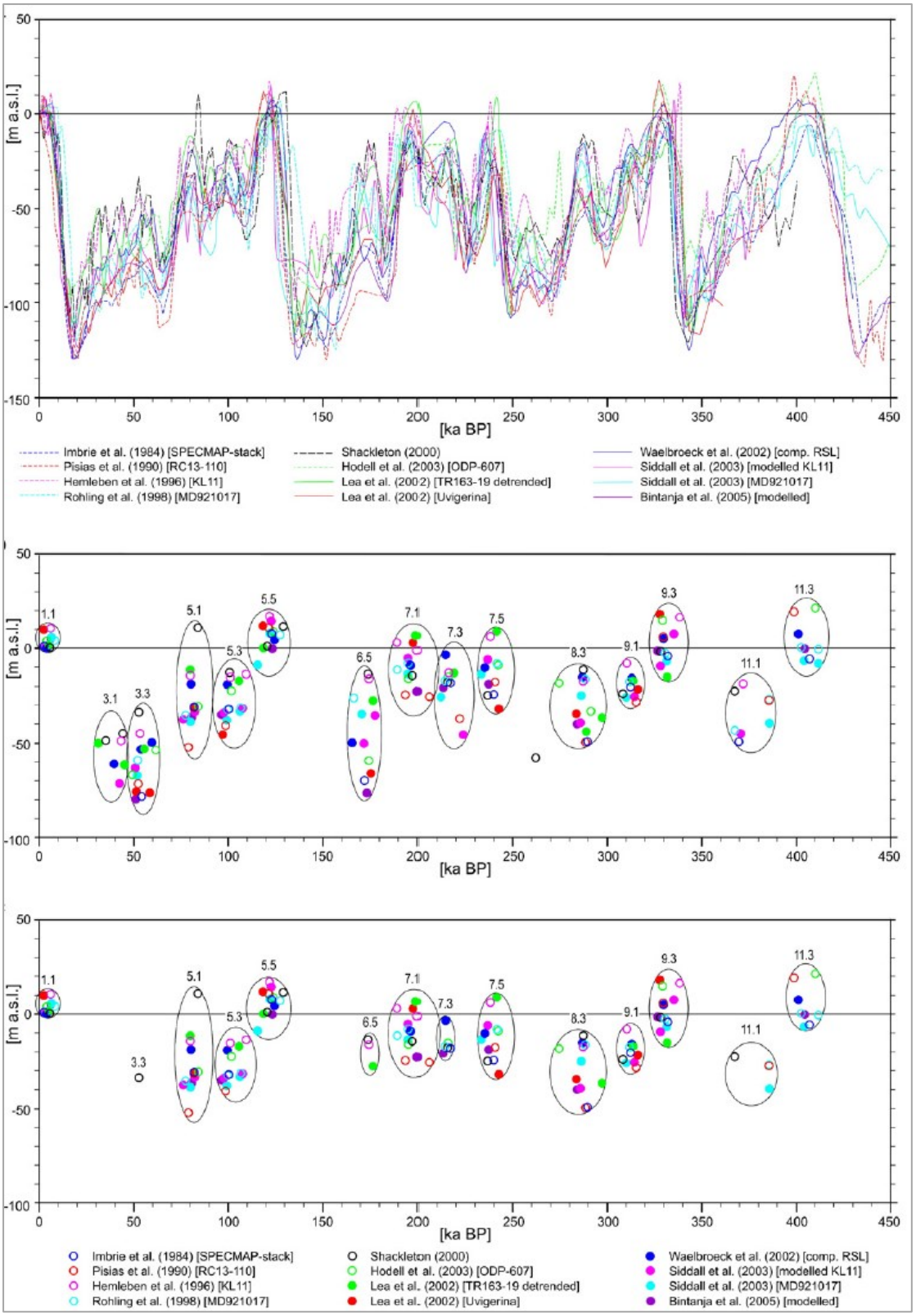
Ο Caputo 2007, συγκέντρωσε δώδεκα τέτοιες καμπύλες σχετικής στάθμης της θάλασσας, οι οποίες είναι σε χιλιετή κλίμακα και εκτείνονται χρονολογικά σε 3 – 4 παγετώδεις κύκλους τουλάχιστον (350 – 450 kyr). Στις περιπτώσεις, που δεν υπήρχαν διαθέσιμα τα αριθμητικά δεδομένα από τις αρχικές έρευνες, οι καμπύλες σχεδιάστηκαν με προσοχή από τους ερευνητές που τις έφτιαξαν. Όταν όμως μία τέτοια καμπύλη,

χρησιμοποιείται σε μετέπειτα έρευνες, ξανασχεδιάζεται και το μέγιστο λάθος, που ίσως εισέρχεται με αυτή τη γραφική μέθοδο, πιθανώς αγγίζει τα μερικά μέτρα και τις μερικές χιλιάδες χρόνια για τους δύο άξονες του διαγράμματος. Οι καμπύλες που απεικονίζονται με συνεχή γραμμή είναι αυτές που προέρχονται από τα αρχικά δεδομένα μίας έρευνας και με διακεκομμένη αυτές που σχεδιάστηκαν με βάση παλαιότερες καμπύλες (Εικ. 3.5). Αν η χρονική κλίμακα μειωθεί, για παράδειγμα στα 130 kyr, ο αριθμός των δημοσιευμένων καμπυλών γίνεται πάρα πολύ μεγάλος. Στην εικόνα 3.5, παρουσιάζονται οι κορυφές των κύριων υψηλών της θαλάσσιας στάθμης (highstands) των καμπύλων, οι οποίες πιθανώς αντιστοιχούν σε θαλάσσιες αναβαθμίδες. Τα κυκλάκια αντιπροσωπεύουν τις καμπύλες θαλάσσιες στάθμης και η διάμετρος τους είναι 5 kyr/5 m, περιέχοντας πιθανά σχεδιαστικά λάθη καθώς και κάποιο βαθμό αβεβαιότητας στη ταυτοποίηση του τμήματος της καμπύλης, το οποίο να σχετίζεται με το συγκεκριμένο inner edge. Από το διάγραμμα αυτό γίνεται φανερό πως, υπάρχουν μεγάλες διαφορές ως και τα 18 kyr και 35 m περίπου σε αντιστοιχία με τις μεσοπαγετώδεις κορυφές (MIS 5.5, 7.5, 9.3 και 11.3), το υψόμετρο και η ηλικία και ίσως ο αριθμός των κύριων interstadials διαφέρει από καμπύλη σε καμπύλη, κάποιοι ρυθμοί ανύψωσης μπορεί να μην δέχονται σε όλες τις καμπύλες ότι όλα τα υποστάδια άφησαν μορφολογικές αποδείξεις και οι προαναφερθείσες διαφορές είναι εξαιρετικά εμφανείς ακόμη και ανάμεσα στις πρωτότυπες καμπύλες.

Εάν λοιπόν, διαφορετικοί ερευνητές χρησιμοποιήσουν διαφορετικές καμπύλες για την ανάλυση της ίδιας περιοχής και οι απόλυτες ηλικίες δεν είναι διαθέσιμες για όλα τα inner edges, τότε : μπορεί να ληφθούν διαφορετικοί συσχετισμοί ανάμεσα στις αναβαθμίδες και στα highstands, να αποδοθούν διαφορετικές ηλικίες στην ίδια αναβαθμίδα και οι εκτιμώμενοι ρυθμοί να διαφέρουν σημαντικά. Το τελευταίο είναι πιθανό να συμβεί ακόμη και αν όλες οι αναβαθμίδες είναι ακριβώς χρονολογημένες, γιατί οι εκτιμώμενοι ρυθμοί γίνονται υποκειμενικοί και επηρεάζονται πολύ από την καμπύλη που θα επιλεχθεί (Caputo 2007).



Εικόνα 3.4: Καμπύλες με εκτιμήσεις της στάθμης της θάλασσας με βάση τη κλίμακα χρόνου SPECMAP, από διάφορες πηγές, μαζί με άλλους δείκτες θαλάσσιας στάθμης, σε σύγκριση με τα ισότοπα από τον ωκεάνιο βυθό του πυρήνα V19-30 (Shackleton & Pisias, 1985) από τον ανατολικό ισημερινό Ειρηνικό (scaled after Cutler *et al.* 2003). Οι περιττοί αριθμοί ορίζουν τα μεσοπαγετώδη MIS. Μία περιβάλλουσα πλάτους ±30 m, καλύπτει τις παραλλαγές μεταξύ της επαναπροσδιορισμένης καμπύλης V19-30 και των υπολοίπων (Siddall *et al.* 2006).



Εικόνα 3.5: (Πάνω): Καμπύλες της στάθμης της θάλασσας για τους τελευταίους 3 – 4 παγετώδεις κύκλους. Συνεχείς και διακεκομμένες γραμμές αντιστοιχούν σε καμπύλες χωρίς και με επανασχεδίαση αντιστοίχως. **(Μεσαία και κάτω):** Κατανομή των κορυφών των υψηλών της στάθμης των διαφόρων καμπυλών με ρυθμό ανύψωσης 2 mm/yr και 1 mm/yr για τις εικόνες β και γ αντιστοίχως. Οι ελλείψεις ξεχωρίζουν γραφικά τα διαφορετικά MIS (Caputo 2007).

3.5 Υπολογισμός κατακόρυφης μετατόπισης και ρυθμού μετατόπισης με βάση τις θαλάσσιες αναβαθμίδες

Επειδή αυτές οι θαλάσσιες ακτογραμμές (strandlines) ορίζουν οριζόντιες γραμμές και επίπεδα, καταγράφουν καλύτερα τις κατακόρυφες μετατοπίσεις (ανύψωση ή βύθιση) από ότι τις οριζόντιες μετατοπίσεις. Η καθαρή κατακόρυφη μετατόπιση *(D)* είναι η διαφορά ανάμεσα στο σύγχρονο υψόμετρο *(E)* και το αρχικό υψόμετρο *(e)* της ακτογραμμής (strandline) αυτής και είναι επίσης το γινόμενο της ηλικίας της ακτογραμμής *(A)* επί τον μέσο ρυθμό κατακόρυφης μετατόπισης *(R)* (Εικ. 3.2) :

$$D = E - e = A*R$$

Ο μέσος ρυθμός κατακόρυφης μετατόπισης *(R)* είναι η μετατόπιση *(D = E−e)* μίας ακτογραμμής (strandline) διαιρούμενης με την ηλικία της *(A)* :

$$R = D/A = (E - e) /A \text{ (Lajoie 1986)}$$

Σύμφωνα με τους Pedoja *et al.* (2008), ο μέσος ρυθμός κατακόρυφης μετατόπισης μπορεί να δοθεί και αν δεν υπολογίσουμε το αρχικό υψόμετρο *(e)*. Δηλαδή R = E/A. Εάν θεωρήσουμε e = 0, ακολουθώντας τους Pedoja *et al.* (2008), μπορούμε να αποβάλουμε λάθη που οφείλονται σε παρελθοντικές ευστατικές θέσεις της στάθμης της θάλασσας, λαμβάνοντας έτσι ένα σχετικό ρυθμό ανύψωσης σε σχέση τη σύγχρονη στάθμη της θάλασσας. Αυτή η προσέγγιση μπορεί όμως να εισάγει μία σημαντική στατιστική απόκλιση σε περιοχές χαμηλής τεκτονικής ανύψωσης. Γίνεται προφανές, πως και από τις δύο εξισώσεις οι ρυθμοί ανύψωσης για νεότερες θαλάσσιες αναβαθμίδες, εξαρτώνται σημαντικά από την ακρίβεια των μετρήσεων του υψομέτρου τους (Jara-Muñoz *et al.* 2016).

Συνήθως μία ή δύο αναβαθμίδες μπορούν να χρονολογηθούν σε μία ακολουθία και οι ηλικίες για τις υπόλοιπες εξάγονται με βάση το ρυθμό ανύψωσης των χρονολογημένων (Chappell & Veeh 1978, Hanks *et al.* 1984, Ward 1985). Για διευκόλυνση του υπολογισμού του ρυθμού κατακόρυφης μετατόπισης, σχεδιάζονται μεικτά διαγράμματα, τα οποία περιέχουν την επιθυμητή ευστατική καμπύλη, τα υψόμετρα και τον ρυθμό μετατόπισης. Επειδή κάθε αναβαθμίδα, μετά από χρονολόγηση της, σχετίζεται με μία μόνο κορυφή της καμπύλης, σχεδιάζεται η ευθεία γραμμή που ενώνει το υψόμετρο της με το αντίστοιχο highstand. Η κλίση της ευθείας αυτής είναι ο ρυθμός μετατόπισης. Σε περίπτωση μη χρονολογήσιμου υλικού, οι

ηλικίες για όλη την ακολουθία υπολογίζονται αντιστοιχώντας το υψόμετρο μίας ή περισσότερων αναβαθμίδων με το γραφικά πιο κατάλληλο higstand. Ο ρυθμός αυτός θεωρείται σταθερός (παράλληλες γραμμές στο διάγραμμα) και υπολογίζονται οι υπόλοιπες ηλικίες με βάση τα υπόλοιπα highstands (Lajoie 1986) (Εικ. 3.2).

Σε πιο πολύπλοκες τεκτονικά περιοχές, η χρονολόγηση είναι αδύνατο να γίνει με αυτή τη γραφική μέθοδο, κάτι που σημαίνει ότι ο ρυθμός μετατόπισης μεταβαλλόταν κατά τη διάρκεια του γεωλογικού χρόνου (Weber 1983).

Η εμφάνιση αναδυμένων θαλάσσιων ακτογραμμών γενικά, κατά μήκος των περισσότερων τεκτονικά ενεργών ακτογραμμών, σημαίνει ότι η ανύψωση του φλοιού είναι πιο συνήθης από τη βύθιση. Πολλές έρευνες για μακροπρόθεσμες μετακινήσεις του φλοιού σε παράκτιες περιοχές, εστιάζουν στην ανύψωση κυρίως, γιατί η καταγραφή των αναδυμένων παλαιών ακτογραμμών είναι καλύτερα διατηρημένη και ευκολότερη να ερμηνευτεί παρά όσων βρίσκονται υποθαλάσσια (Lajoie 1986).

3.6 Διάβρωση Και Υποβάθμιση των Θαλάσσιων Αναβαθμίδων

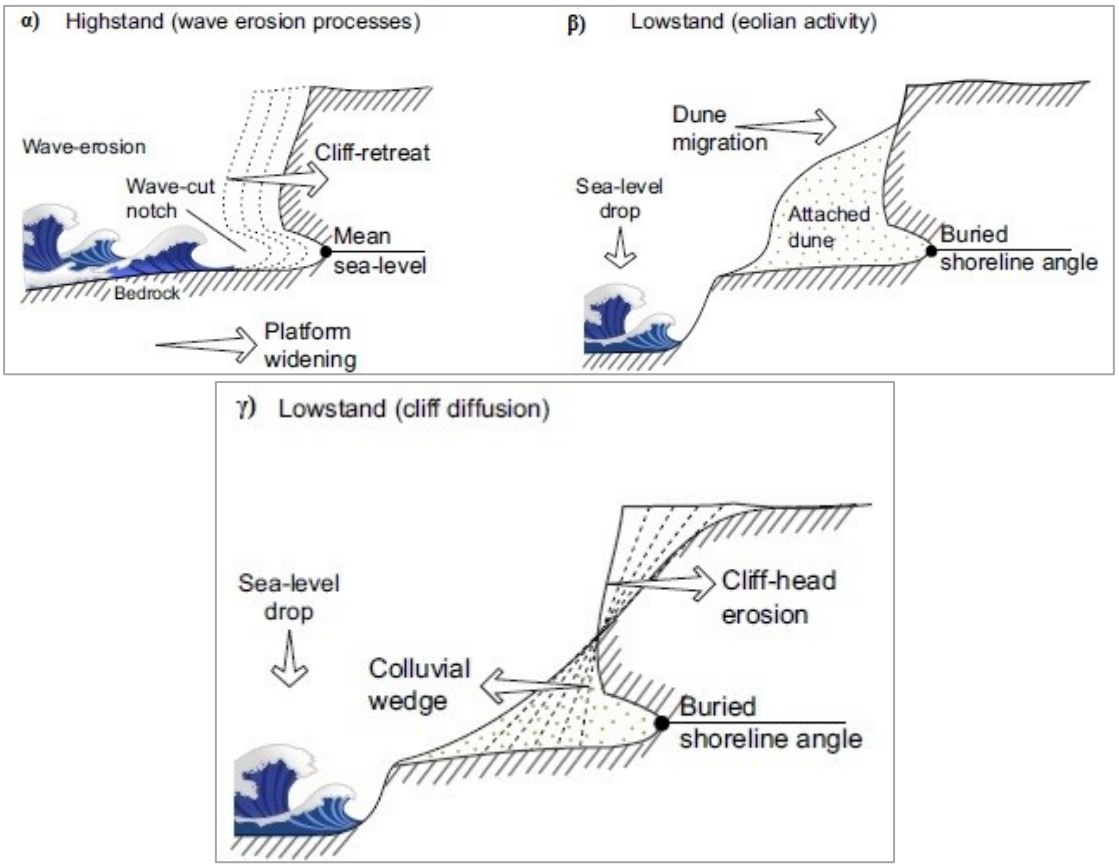
Η αρχική κατάσταση για κάθε αναβαθμίδα, είναι ένας σχεδόν κατακόρυφος κρημνός, του οποίου υπέρκειται η ψαμμιτική ακολουθία της αναβαθμίδας με πάχος αρκετών μέτρων, λόγω προηγούμενης υποχώρησης της θάλασσας. Με την πάροδο του χρόνου όμως, οι κρημνοί και οι αναβαθμίδες διαβρώνονται και αποσαθρώνονται και μπορεί να έχουν εξαφανιστεί πλήρως πάνω από ένα συγκεκριμένο υψόμετρο. Παρόλα αυτά, μπορούν να είναι αναγνωρίσιμα για αρκετές χιλιάδες χρόνια μετά το σχηματισμό τους. Όλη αυτή η διαδικασία της διατήρησης ή όχι, εξαρτάται από διάφορους παράγοντες, όπως είναι η ιστορία της στάθμης της θάλασσας και των κυματικών συνθηκών, η διαβρωσιμότητα των υποστρωμάτων και η ανύψωση της περιοχής κάτι που επηρεάζει το βάθος των νερών στην υφαλοκρηπίδα (Anderson *et al.* 1999).

Οι παλαιοκρημνοί και οι παλαιοπλατφόρμες επηρεάζονται από : **α**) από διάχυση του κρημνού (scarp diffusion), **β)** κατά βάθος διάβρωση λόγω του υδρογραφικού δικτύου (river incision) ή **γ)** αιολικές αποθετικές διεργασίες ή και συνδυασμό τους (Εικ. 3.3 και 3.6).

Κατά τη διάχυση του κρημνού, μεταφέρεται υλικό από τα ανώτερα τμήματα του κρημνού στη βάση του, το οποίο και σκεπάζει τη γωνία της ακτογραμμής (shoreline angle). Η συγκεκριμένη διαδικασία παραμετροποιήθηκε από τους Hanks *et al.* (1984) χρησιμοποιώντας την εξίσωση :

$$M = -K(\delta u/\delta x)$$

και εφαρμόστηκε στις θαλάσσιες αναβαθμίδες με την υπόθεση ότι η μεταφορά μάζας που προκύπτει από τις διεργασίες της διάβρωσης, λαμβάνει χώρα αποκλειστικά με διεύθυνση προς τα κατάντη με ένα ρυθμό (M). Αυτός ο ρυθμός είναι ανάλογος με την τοπική κλίση της τοπογραφίας (δu/δx). Η διατήρηση της μάζας είναι σε τοπικό επίπεδο και ορίζεται από τη σταθερά της αναλογικότητας (proportionality – K), η οποία εξαρτάται από την διαχυτικότητα (diffusivity – k) και την πυκνότητα του βραχώδους υποστρώματος (ρ) (K = k/ρ.). Το απομακρυσμένο υλικό από το πάνω τμήμα του κρημνού συγκεντρώνεται στην βάση του, συμμετρικά κατά μήκος του προφίλ με το πέρασμα του χρόνου, που συνεπάγεται ότι η γωνία της ακτογραμμής (shoreline angle) μπορεί να καλυφθεί από μία αυξημένη ποσότητα κολλούβιων όσο η κλίση του κρημνού μειώνεται προοδευτικά (Εικ. 3.3 και 3.6).



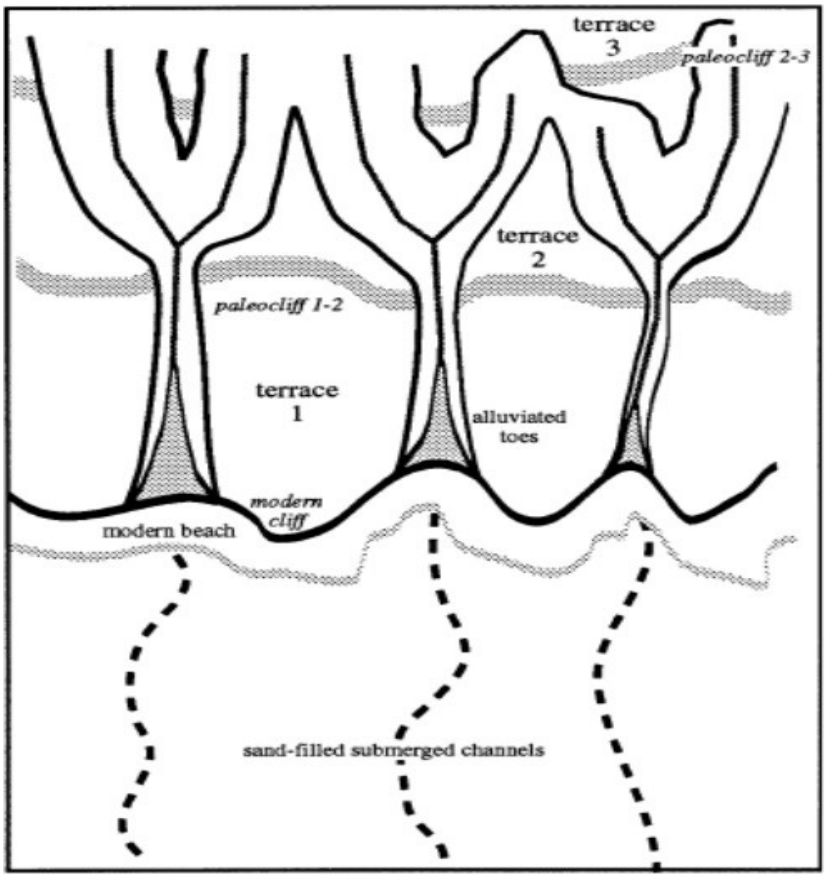
Εικόνα 3.6: Διεργασίες που σχετίζονται με την δημιουργία και διατήρηση της γωνίας της ακτογραμμής. **α)** Υποχώρηση του κρημνού λόγω της διαβρωτικής δράσης των κυμάτων, **β)** Επικάλυψη της γωνίας της ακτογραμμής από μεταφορά ιζημάτων κατά μήκος της ακτής, όπως π.χ. η δημιουργία θινών, **γ)** Επικάλυψη της γωνίας της ακτογραμμής από κολλούβια. Τροποποιημένο από Jara-Muñoz *et al.* (2016).

Οι τομές των αναβαθμίδων λόγω του υδρογραφικού δικτύου, είναι το αποτέλεσμα αλλαγών στο επίπεδο της βάσης, το οποίο δηλαδή ορίζεται από τις

διακυμάνσεις της στάθμης της θάλασσας (Bishop *et al.* 2005). Έτσι, το μεγαλύτερο τμήμα της διάβρωσης από το υδρογραφικό δίκτυο που παρατηρείται στις επιφάνειες των αναβαθμίδων, λαμβάνει χώρα κατά τη διάρκεια των χαμηλών στάθμεων της θάλασσας, όταν η ισχύς των ποταμών είναι μεγαλύτερη (Talling 1998). Συνεπώς, η διακύμανση της στάθμης θα προκαλέσει διαφορετικές ποτάμιες προσαρμογές σε νέα επίπεδα και ίσως εκφραστεί με την οπισθοχώρηση των σημείων απότομης αλλαγής της κλίσης ποταμών (fluvial knickpoints), κατά μήκος των προφίλ των ποταμών (Crosby & Whipple 2006, Loget & Van Den Driessche 2009). Παράλληλα με την εξέλιξη του υδρογραφικού δικτύου αυξάνεται και η τομή στο τοπίο, μειώνοντας προοδευτικά την απόσταση ανάμεσα στους κύριους παραποτάμους και εξαλείφοντας την μορφολογία της αναβαθμίδας (Anderson *et al.* 1999). Κατά μήκος ανυψωμένων ακτών, οι τομές αυξάνουν με την ηλικία και το υψόμετρο μιας αναβαθμίδας, αλλοιώνοντας προοδευτικά την μορφολογία και του παλαιοκρημνού και της παλαιοπλατφόρμας (Εικ. 3.7 και 3.8) (Jara-Muñoz *et al.* 2016).

Η διάβρωση και η μεταφορά των ιζημάτων κατά μήκος των ακτών οδηγεί είτε στη δημιουργία βραχωδών πλατφόρμων ή αμμωδών παραλίων αντίστοιχα, ανάλογα με την μορφολογία της ακτής, την ποσότητα των μεταφερόμενων ιζημάτων, το παλιρροϊκό εύρος και την έκθεση στα κύματα (π.χ. Ruz & Meur-Ferec 2004, Trenhaile 2001, Twidale *et al.* 2005). Η αιολική μεταφορά αυξάνει συνήθως κατά τη διάρκεια χαμηλής θαλάσσιας στάθμης, λόγω της μετακίνησης της ακτογραμμής προς τη θάλασσα (π.χ. Masselink *et al.* 2014). Η επιπλέον μετακίνηση των ποτάμιων και θαλάσσιων ιζημάτων καθορίζεται από τους τοπικούς ανέμους και τη διαθεσιμότητα των ιζημάτων, οδηγώντας σε παράκτια συστήματα θινών, τα οποία μεταναστεύουν συνήθως προς την ενδοχώρα (π.χ. Carr *et al.* 2006). Όπως και άλλες διεργασίες, έτσι και οι θίνες μπορούν να καλύψουν τις πλατφόρμες των αναβαθμίδων, αλλά και τους παλιοκρημνούς, θάβοντας την γωνία της ακτογραμμής (Εικ. 3.7) (Jara-Muñoz *et al.* 2016).

Εικόνα 3.7: Η ανατολική πλευρά υπολειμματικών θαλάσσιων αναβαθμίδων νοτιοδυτικά της πόλης του Ξυλοκάστρου. Διακρίνονται οι πλατφόρμες (σχεδόν οριζόντιες) και οι κρημνοί (με κλίση) τους. Στο αριστερό τμήμα φαίνεται η βόρεια πλευρά υπολειμματικής αναβαθμίδας. Εμφανέστατη είναι η κατά βάθος διάβρωση, η οποία τις χώρισε από τις παρακείμενες της. Όψη προς τη Δύση με το όρος Κούτσα στο βάθος.



Εικόνα 3.8: Σχηματική απεικόνιση τριών αναβαθμίδων σε μία παράκτια περιοχή, όπως υφίστανται τη διάβρωση του υδρογραφικού δικτύου. Η κατά βάθος και η οπισθοδρουμούσα διάβρωση ευθύνονται για το διαμελισμό των εμφανίσεων των αναβαθμίδων. Από Anderson *et al.* (1999).

4. Μεθοδολογία

4.1 Συγκέντρωση και αξιοποίηση των στοιχείων και των δεδομένων της περιοχής

Για τον εντοπισμό, την παρατήρηση, την περιγραφή, τον σχεδιασμό και την απεικόνιση ακολουθιών θαλάσσιων αναβαθμίδων ή υπολειμμάτων τους, αλλά και τον προσδιορισμό των μορφοτεκτονικών τους χαρακτηριστικών, χρειάστηκε να γίνουν γεωμορφολογικές και γεωλογικές παρατηρήσεις τόσο στην ύπαιθρο, όσο και σε τοπογραφικά διαγράμματα της περιοχής, κλίμακας 1 : 5.000 και στα φύλλα Ξυλόκαστρο και Δερβένιον του γεωλογικού χάρτη της Ελλάδος, κλίμακας 1 : 50.000. Τα τοπογραφικά αυτά διαγράμματα χρησιμοποιήθηκαν για την κατασκευή του ψηφιακού μοντέλου αναγλύφου (DEM) της περιοχής.

Τα τοπογραφικά διαγράμματα, της Γ.Υ.Σ. είναι τα 6330/4,6,8 – 6331/1,3,5,6,7,8 – 6332/5,6,7,8 - 6333/7,8 – 6342/1,2 – 6343/1,2,4 και 6344/1,3. Η κλίμακα τους είναι 1 : 5.000 και η ισοδιάσταση 4 m. Τα διαγράμματα 6331/6 – 6332/5,6,7,8 – 6333/7,8 – 6342/1,2 – 6343/1,2,4 και 6344/1,3 υπήρχαν στο αρχείο του τομέα Δυναμικής, Τεκτονικής και Εφαρμοσμένης Γεωλογίας, ενώ τα 6330/4,6,8 – 6331/3,5,7,8 αγοράστηκαν από την Γ.Υ.Σ. με τη συνδρομή του Εθνικού και Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών. Σύμφωνα με ερώτηση που έγινε προς την Γ.Υ.Σ., τα διαγράμματα 6330/4,6,8 – 6331/3,5,7,8 αποδόθηκαν το έτος 1967 με αεροφωτογραφίες που ελήφθησαν το έτος 1965.

Τα φύλλα του γεωλογικού χάρτη της Ελλάδος προέρχονται από το Ινστιτούτο Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών (Ι.Γ.Μ.Ε.). Το φύλλο Δερβένιον είναι έκδοση του 1993, από γεωλογική χαρτογράφηση κατά τα έτη 1972 – 73 και 1984 – 85, ενώ το φύλλο Ξυλόκαστρον είναι έκδοση 1989, από γεωλογική χαρτογράφηση κατά τα έτη 1981 – 83.

Μετά την συγκέντρωση όλων των απαραίτητων χαρτών σε ψηφιακή μορφή, ακολούθησε η γεωαναφορά των τοπογραφικών διαγραμμάτων της Γ.Υ.Σ. και η ψηφιοποίηση των ισοϋψών τους καμπυλών και του υδρογραφικού δικτύου στο λογισμικό ArcGIS 10.3.1 της εταιρείας ESRI. Το γεωγραφικό σύστημα συντεταγμένων, το οποίο επιλέχτηκε για την γεωαναφορά είναι το WGS 1984 στην μερκατορική προβολική του μορφή WGS 1984 UTM Zone 34N, για το βόρειο ημισφαίριο και την περιοχή της Ελλάδος, εφόσον αποτελεί παγκόσμιο σύστημα και

μπορεί, επίσης, να γίνεται η μεταφορά των δεδομένων για σύγκριση και σε άλλα λογισμικά ή εφαρμογές, όπως π.χ. στο Google Earth.

Στη συνέχεια, το ψηφιοποιημένο αρχείο των ισοϋψών χρησιμοποιήθηκε για την κατασκευή του ψηφιακού μοντέλου αναγλύφου (DEM), του σκιασμένου αναγλύφου (hillshade), των κλίσεων (slope) και του προσανατολισμού των πρανών (aspect) της περιοχής με μέγεθος κελιού 4 m, πάλι στο λογισμικό ArcGIS 10.3.1 της ESRI. Ακολούθως, έχοντας έτοιμο το ψηφιοποιημένο υλικό, έγινε η πρώτη επιλογή και οριοθέτηση σε περιβάλλον ηλεκτρονικού υπολογιστή των υποψήφιων περιοχών, στις οποίες πιθανώς να απαντώνται θαλάσσιες αναβαθμίδες ή ακολουθίες αυτών.

Επόμενο βήμα ήταν η εργασία υπαίθρου με την επίσκεψη των περιοχών αυτών, ώστε να επιβεβαιωθούν ή να απορριφθούν οι αρχικές επιλογές και να χαρτογραφηθούν ακριβέστερα η επιφανειακή εξάπλωση και τα όρια των σωζόμενων θαλάσσιων αναβαθμίδων. Έγινε δηλαδή, η επιλογή για κάθε αναβαθμίδα δύο μορφολογικά διακριτών ισοϋψών, οι οποίες αντιστοιχούν στα δύο άκρα της. Η μία αντιπροσωπεύει το εξωτερικό άκρο της αναβαθμίδας προς τη θάλασσα και βρίσκεται στην κορυφή του αμέσως νεότερου της κρημνού, ενώ η άλλη το εσωτερικό της άκρο προς τη στεριά και βρίσκεται στο σημείο αλλαγής της κλίσης της πλατφόρμας της αναβαθμίδας με τον σύγχρονο της κρημνό (π.χ. Armijo *et al.* 1996).

Λόγω της διάβρωσης και αποσάθρωσης, στις οποίες συνήθως υπόκεινται οι κρημνοί, το εσωτερικό άκρο της αναβαθμίδας καλύπτεται ή και θάβεται από το μεταφερμένο αυτό υλικό. Έτσι, με κατάρρευση του παλαιοκρημνού και κάλυψη του εσωτερικού άκρου, έχουμε μετακίνηση του σημείου αλλαγής της κλίσης προς τη θάλασσα κάτι που μπορεί να οδηγήσει σε υποεκτίμηση του επιπέδου της θαλάσσιας στάθμης κατά τη διάρκεια δημιουργίας της αναβαθμίδας. Αν αντίθετα, το εσωτερικό άκρο έχει μετακινηθεί προς τα ενδότερα, κόβοντας τον παλαιοκρημνό για τον οποιοδήποτε λόγο, το επίπεδο της στάθμης της θάλασσας μπορεί να υπερεκτιμηθεί (McNeill & Collier 2004).

Πέραν της φυσιολογικής διαδικασίας της διάβρωσης στο γεωλογικό χρόνο, αυτό που δυσκόλεψε την οριοθέτηση των αναβαθμίδων ήταν η ανθρώπινη δραστηριότητα, η οποία με την οικιστική και αγροτική εκμετάλλευση και αξιοποίηση των περιοχών αλλοίωσαν σε κάποιο βαθμό την μορφολογία τους και η φυτική κάλυψη, κυρίως από πευκόδεντρα, η οποία κάλυπτε σημεία αλλαγής της κλίσης και δυσχέραινε την επίσκεψη τους.

4.2 Μορφολογική ανάλυση των ακολουθιών θαλάσσιων αναβαθμίδων

Οι ακτές της Βόρειας Πελοποννήσου είναι γνωστές για την ακολουθία θαλάσσιων αναβαθμίδων ηλικίας του Τεταρτογενούς και οι οποίες συναντώνται σε αρκετές εκατοντάδες μέτρα σε υψόμετρο. Παρόλο που υπάρχει συμφωνία ότι το υψόμετρο και ο αριθμός των αναβαθμίδων αυξάνει προοδευτικά προς τα δυτικά αποκτώντας το μέγιστο πλάτος στο κέντρο του Κορινθιακού (Philippson 1892, Dufaure 1975, Mariolakos 1975, Sébrier 1977, Jackson & McKenzie 1983, Stiros 1988), η γεωγραφική τους κατανομή, η ηλικία, η τεκτονική και η τεκτονο – ευστατική τους σημασία αποτελούν αντικείμενο συζήτησης (Sébrier 1977, Dufaure & Zamanis 1980, Keraudren & Sorel 1987, Vita-Finzi & King 1985, Mariolakos & Stiros 1987, Stiros, 1988, Doutsos & Piper 1990, Pirazzoli *et al.* 1994, Keraudren *et al.* 1995, Armijo *et al.* 1996, McNeill & Collier 2004). Σύμφωνα με τους Pirazzoli *et al.* (2004), αυτό συμβαίνει κυρίως επειδή : **α)** οι αναβαθμίδες αυτές είναι καλύτερα διατηρημένες και συνεχείς μονάχα στο ανατολικό τμήμα του κόλπου, κατά μήκος μίας περιοχής περίπου 30 km από τον Ισθμό μέχρι την ανατολική όχθη του ποταμού Σύθα στο Ξυλόκαστρο, αλλά χειρότερα διατηρημένες και εντελώς διαβρωμένες δυτικότερα σε μία απόσταση 80 km περίπου και **β)** χρονολογήσιμα παλαιοντολογικά ή ραδιοχρονολογικά υλικά είναι σπάνια στις αναβαθμίδες (Collier & Thompson 1991, Keraudren *et al.* 1995, McNeill & Collier 2004).

Συνεπώς, η γεωγραφική κατανομή και η ηλικία των αναβαθμίδων του Κορινθιακού είναι γνωστές μόνο για το νοτιοανατολικό τμήμα του Κόλπου, με τα κύρια χαρακτηριστικά τους να είναι ότι : **α)** προέρχονται από ένα σύστημα πλευρικά συνεχών θαλάσσιων αναβαθμίδων, **β)** το υψόμετρο, ο αριθμός και το εύρος τους αυξάνει σταδιακά προς τα δυτικά, τουλάχιστον μέχρι το Ξυλόκαστρο και **γ)** είναι ηλικίας ανώτερου Τεταρτογενούς με την παλαιότερη να αντιστοιχεί στο ισοτοπικό στάδιο 11, λιγότερο από 450 kyr, σύμφωνα με παλαιοντολογική χρονολόγηση (NN20 nannoplankton zone, Sébrier 1977, Dufaure & Zamanis 1980, Keraudren & Sorel 1987, Keraudren *et al.* 1995, Armijo *et al.* 1996) ή με υποθέσεις στο ισοτοπικό στάδιο 13 (McNeill & Collier 2004). Δυτικότερα, τα χαρακτηριστικά τους παραμένουν ελαχίστως γνωστά (Pirazzoli *et al.* 2004).

Αφού ολοκληρώθηκε το στάδιο της χαρτογράφησης και της οριοθέτησης των αναβαθμίδων, ξεχωρίστηκαν οι περιοχές στις οποίες διατηρείται ακόμη κάποια ακολουθία θαλάσσιων αναβαθμίδων. Και αυτό γιατί με την μελέτη και σχηματική

απεικόνιση της τοπογραφίας τους, μπορεί να γίνει ο συσχετισμός τους με τις ευστατικές καμπύλες, ώστε να αποδοθεί ηλικία σε κάθε μία από τις αναβαθμίδες και με βάση το υψόμετρο τους να υπολογιστούν οι ρυθμοί ανύψωσης (π.χ. Lajoie 1986, Keraudren & Sorel 1987, Armijo *et al.* 1996, McNeill & Collier 2004, De Martini *et al.* 2004).

Σχεδιάστηκαν λοιπόν, οι τοπογραφικές τομές στις επιθυμητές περιοχές στο λογισμικό ArcGIS 10.3.1 και έγινε η εξαγωγή των συντεταγμένων των σημείων (x, y) που απαρτίζουν τη τομή, όπου x η απόσταση κατά μήκος της τομής σε χιλιόμετρα (km) και y το υψόμετρο του σημείου σε μέτρα (m). Τα ζεύγη των συντεταγμένων αυτών, εισήχθησαν στα λογισμικά Excel 2013 της Microsoft Corporation και Grapher 12 της Golden Software, για την κατασκευή των διαγραμμάτων των τοπογραφικών προφίλ των τομών και από τα οποία έγινε η ποσοτική εκτίμηση του υψομέτρου του εσωτερικού άκρου της κάθε θαλάσσιας αναβαθμίδας. Για τις τελευταίες, δηλαδή παλαιότερες, αναβαθμίδες οι οποίες βρίσκονται στο τέλος της ακολουθίας και στο υψηλότερο υψόμετρο, σαν εσωτερικό άκρο επιλέχθηκε το μεγαλύτερο υψόμετρο που παρουσιάζουν. Αυτό συνέβη γιατί, είτε λόγω της μεγαλύτερης διάβρωσης που έχουν υποστεί σαν παλαιότερες και περισσότερο εκτεθειμένες στο γεωλογικό χρόνο, τα μορφολογικά τους χαρακτηριστικά έχουν αλλοιωθεί και σε βαθμό που μπορεί ακόμη να έχει χαθεί και περισσότερο από την μισή αναβαθμίδα, είτε γιατί η ακολουθία βρίσκεται στην οροφή κανονικού ρήγματος με την παλαιότερη αναβαθμίδα να εφάπτεται της επιφάνειας ολίσθησης και να έχει συνεπώς υποστεί την μεγαλύτερη παραμόρφωση, αλλά και να έχει δεχτεί την μεγαλύτερη προσφορά υλικού λόγω διάβρωσης από υψηλότερα υψόμετρα.

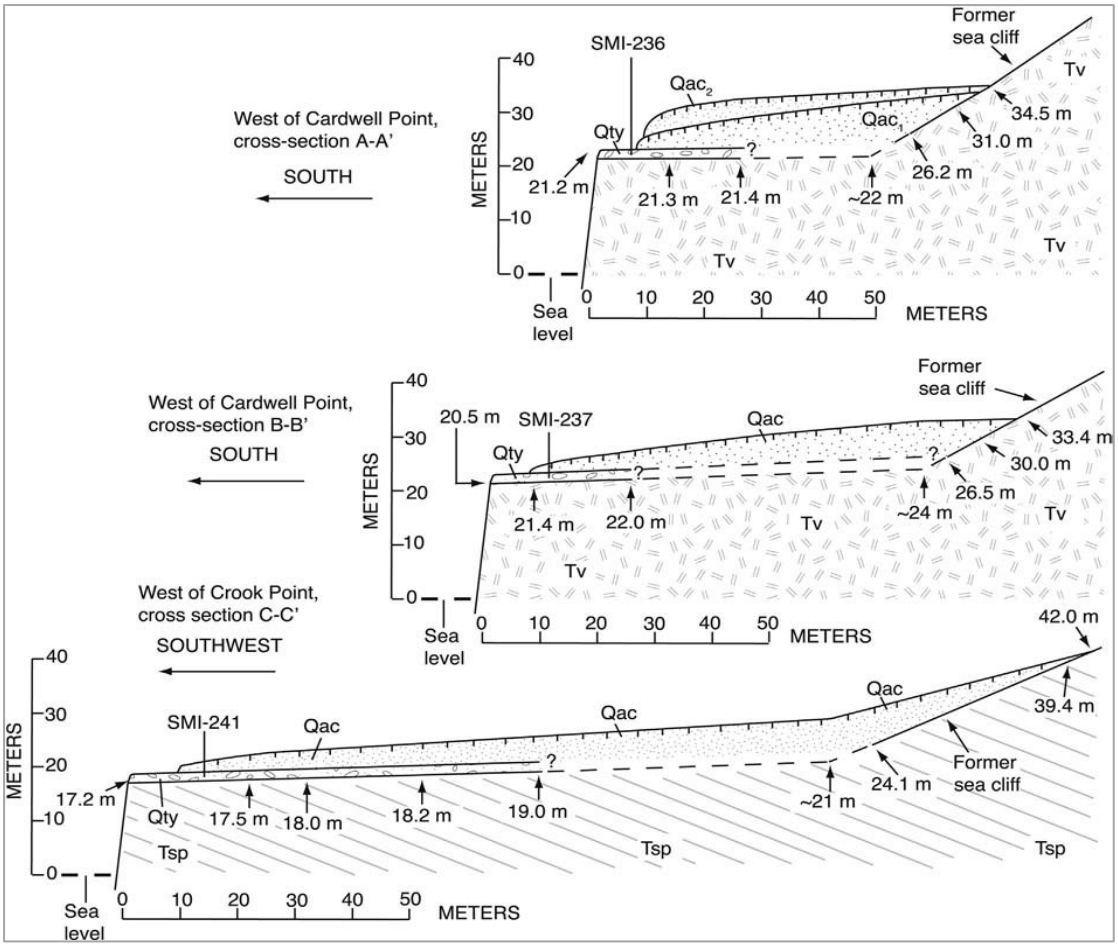
Στη συνέχεια έγινε προσπάθεια συσχέτισης των θαλάσσιων αναβαθμίδων της περιοχής με τις παρακείμενες της, ανατολικά του ποταμού Σύθα. Εκεί όπου δεν υπήρχε διατηρημένη ακολουθία και η απόσταση με τις παρακείμενες ήταν μικρή, η συσχέτιση έγινε με βάση τα υψόμετρα και την επιφανειακή εξάπλωση των αναβαθμίδων με την υπόθεση ότι αποτελούν συνέχεια τους, αλλά διαχωρίστηκαν λόγω διάβρωσης, εξαιτίας του υδρογραφικού δικτύου κυρίως.

Για τις υπόλοιπες αναβαθμίδες των ακολουθιών, επειδή δεν υπήρχαν διαθέσιμα γεωφυσικά μέσα αλλά ούτε και η δυνατότητα ερευνητικών γεωτρήσεων, ο υπολογισμός του εσωτερικού άκρου, έπρεπε, με κάποιο τρόπο, να γίνει μέσω των διαγραμμάτων των τοπογραφικών προφίλ. Το ζητούμενο ήταν δηλαδή, να βρεθεί το «σημείο» αλλαγής της κλίσης ή αλλιώς το «σημείο» στο οποίο τέμνονται η παλαιοπλατφόρμα με το σύγχρονο της παλαιοκρημνό, το οποίο αντιστοιχεί στη τότε

στάθμη της θάλασσας και βρίσκεται θαμμένο κάτω από τα μεταφερμένα υλικά λόγω διάβρωσης (π.χ. Armijo *et al.* 1996, McNeill & Collier 2004, De Martini *et al.* 2004). Στην πραγματικότητα όμως, δεν πρόκειται για ένα μεμονωμένο σημείο, αλλά για τον γεωμετρικό τόπο των σημείων στον οποίο τέμνονται τα επίπεδα της παλαιοπλατφόρμας και του παλαιοκρημνού. Από αυτά επιλέγεται το υψόμετρο ενός αντιπροσωπευτικού σημείου, μαζί με τα περιθώρια λάθους. Για αυτό τον λόγο, στις ακολουθίες με σημαντικότερο πλάτος εξάπλωσης σχεδιάστηκαν από 2 έως 3 τοπογραφικές τομές για να παρατηρηθεί η διακύμανση του υψομέτρου του εσωτερικού άκρου. Στις ακολουθίες με αρκετά μικρότερο πλάτος εξάπλωσης, σχεδιάστηκε μόνο μία τοπογραφική τομή.

4.3 Τρόποι υπολογισμού των γεωμορφικών δεικτών σε άλλες έρευνες

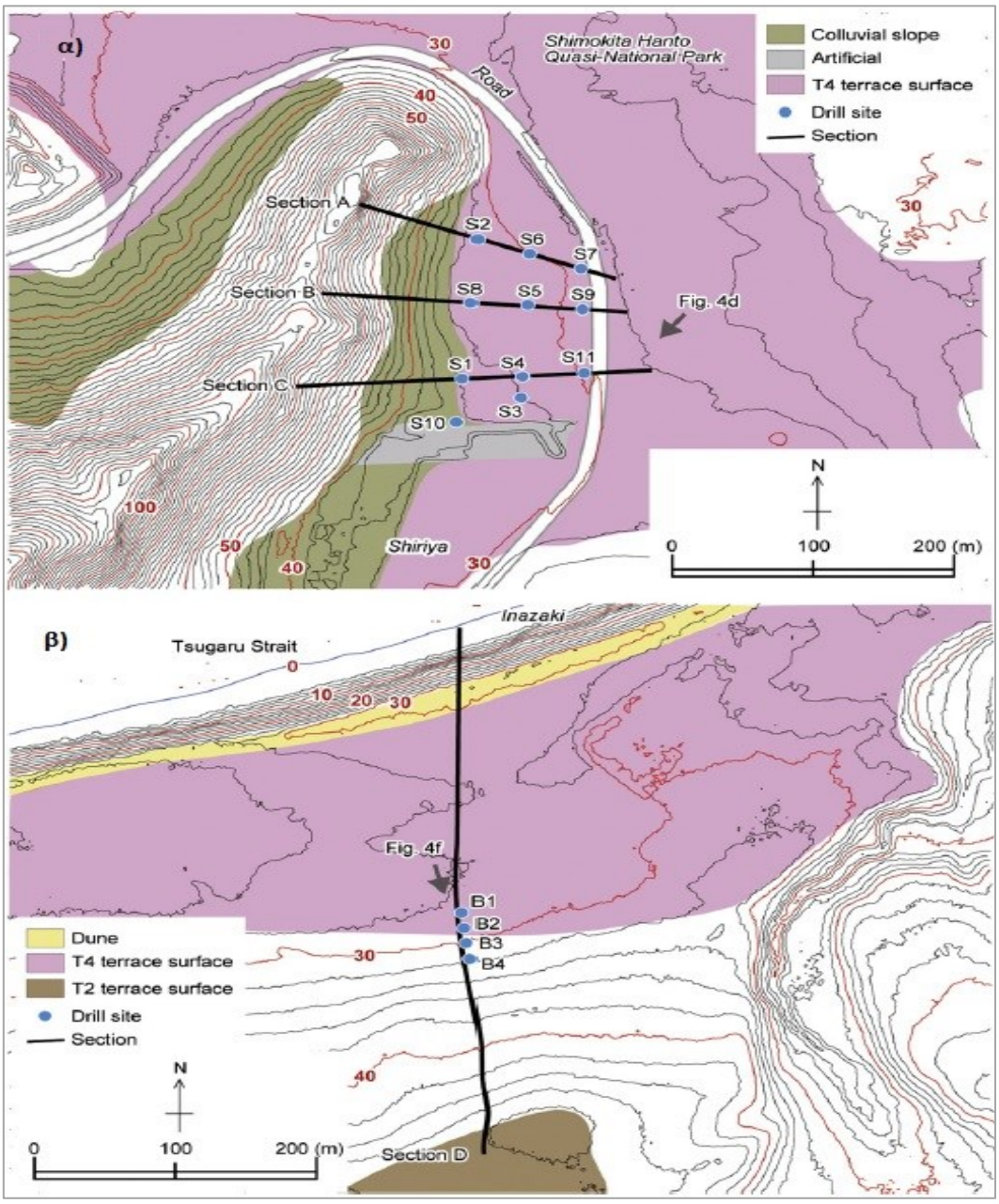
Σύμφωνα με τους Muhs *et al.* (2012) και (2014), είναι εφικτό να υπολογιστεί το υψόμετρο της γωνίας της παλαιοακτής (shoreline angle) μετρώντας τα υψόμετρα αρκετών σημείων επί της παλαιοπλατφόρμας και επί του παλαιοκρημνού. Έτσι, μπορούν να εξαχθούν δύο ευθείες, μία για την παλαιοπλατφόρμα και μία για τον παλαιοκρημνό και οι οποίες προβάλουν την πορεία της κλίσης και υψομέτρου των δύο αυτών επιφανειών. Συνεπώς, το σημείο τομής τους μπορεί να δώσει με ικανοποιητική προσέγγιση το υψόμετρο της θέσης της γωνίας της παλαιοακτής (Εικ. 4.1). Τα σημεία επί της παλαιοπλατφόρμας επιλέγονται σε τμήμα της όπου δεν καλύπτεται από αλλούβια, κολλούβια ή άλλα φερτά υλικά και από το υψόμετρο τους αφαιρείται το πάχος των αποθέσεων των θαλάσσιων αναβαθμίδων, για την καλύτερη εκτίμηση της ευθείας που της αντιστοιχεί. Τα υψόμετρα όλων των τοποθεσιών που εξετάστηκαν, ορίστηκαν με τη χρήση διαφορικού Παγκόσμιου Συστήματος Προσδιορισμού Θέσης (Global Positioning System – GPS) και τη χρήση ειδικών λογισμικών.



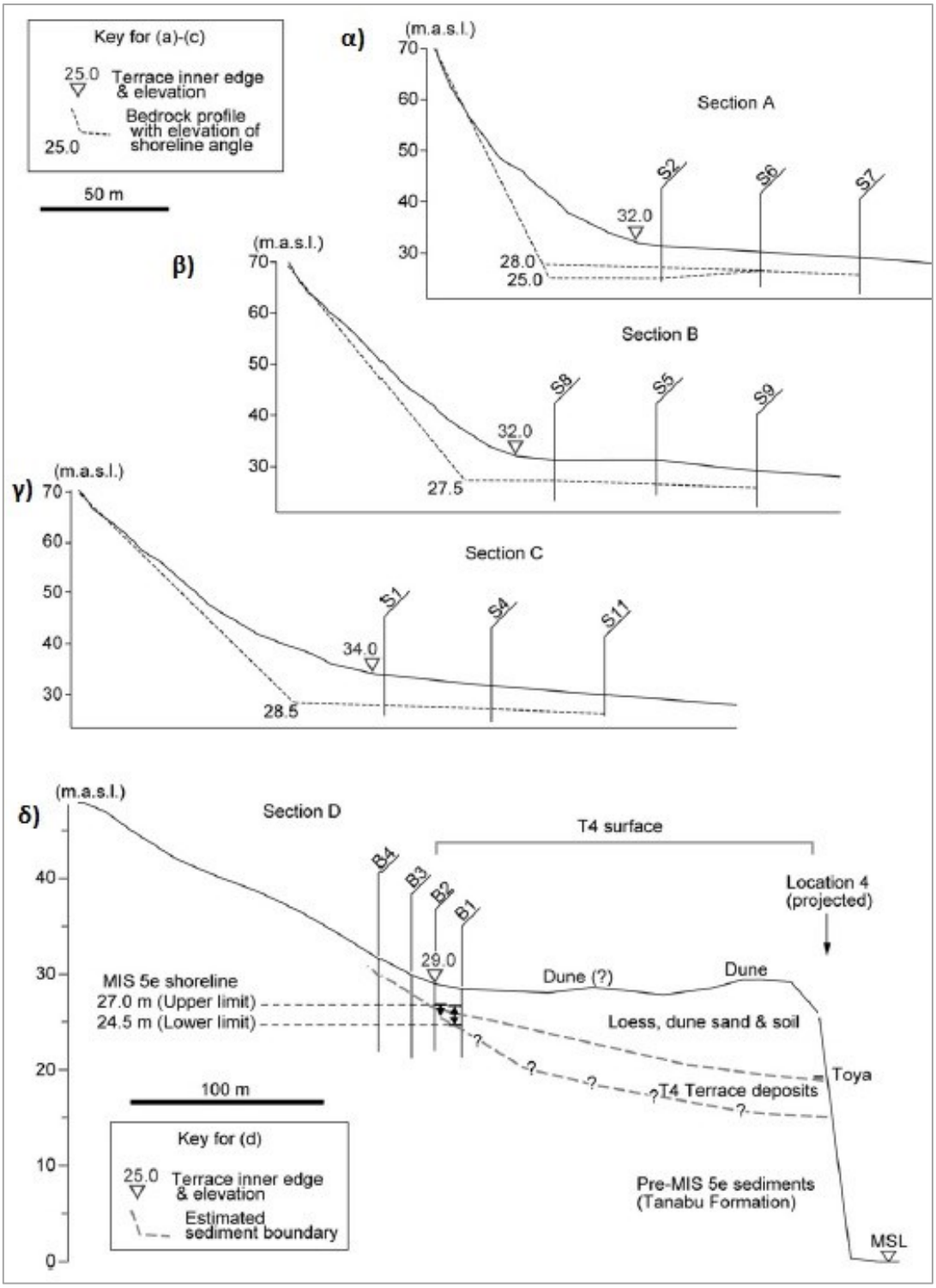
Εικόνα 4.1: Τομές κάθετες προς την ακτή A – A', B – B' και C – C' του νότιου νησιού San Miguel, οι οποίες δείχνουν τις θαλάσσιες αναβαθμίδες, τα υψόμετρα από έρευνες GPS, υπερκείμενες αποθέσεις και τις τοποθεσίες των απολιθωμάτων. Qac: αλλούβια ή/και κολλούβια, Qty: αποθέσεις θαλάσσιας αναβαθμίδας, νεότερα, Tsp: Σχηματισμός South Point, Tv: Τριτογενή ηφαιστειακά πετρώματα. Από Muhs *et al.* (2014).

Μία ανάλογη διαδικασία ακολούθησαν και οι Matsu'ura *et al.* (2014b) και (2015) σε περιοχές της Ιαπωνίας. Σε αυτές τις εργασίες τους χρησιμοποίησαν τεφροστρωματογραφία για την εύρεση της ηλικίας της παλαιοακτής, οπότε χρησιμοποίησαν γεωτρήσεις για ιζηματολογικούς σκοπούς. Έπειτα, για τον εντοπισμό των θαμμένων δεικτών της παλαιοακτής χρησιμοποίησαν γεωτρήσεις κατά μήκος των τοπογραφικών τομών που είχαν προσχεδιάσει. Το υψόμετρο της γωνίας της παλαιοακτής υπολογίστηκε από την ανακατασκευή των προφίλ του υποβάθρου της κάθε παλαιοπλατφόρμας και του παλαιοκρημνού της (Εικ. 4.2 και 4.3). Δηλαδή, με βάση τα υψόμετρα των σημείων, στην κάθε γεώτρηση, στα οποία είναι το όριο μεταξύ των ιζημάτων και των πετρωμάτων του υποβάθρου, σχεδίασαν την επιφάνεια της παλαιοπλατφόρμας και την πιθανή συνέχεια της. Η τομή της λοιπόν, με την επιφάνεια του παλαιοκρημνού δίνει και το ζητούμενο υψόμετρο. Σαν παλαιοπλατφόρμα

θεώρησαν την επιφάνεια στην οποία η θάλασσα είχε «κόψει» τα πετρώματα του υποβάθρου και επί της οποίας αποτέθηκαν τα ιζήματα της αναβαθμίδας.



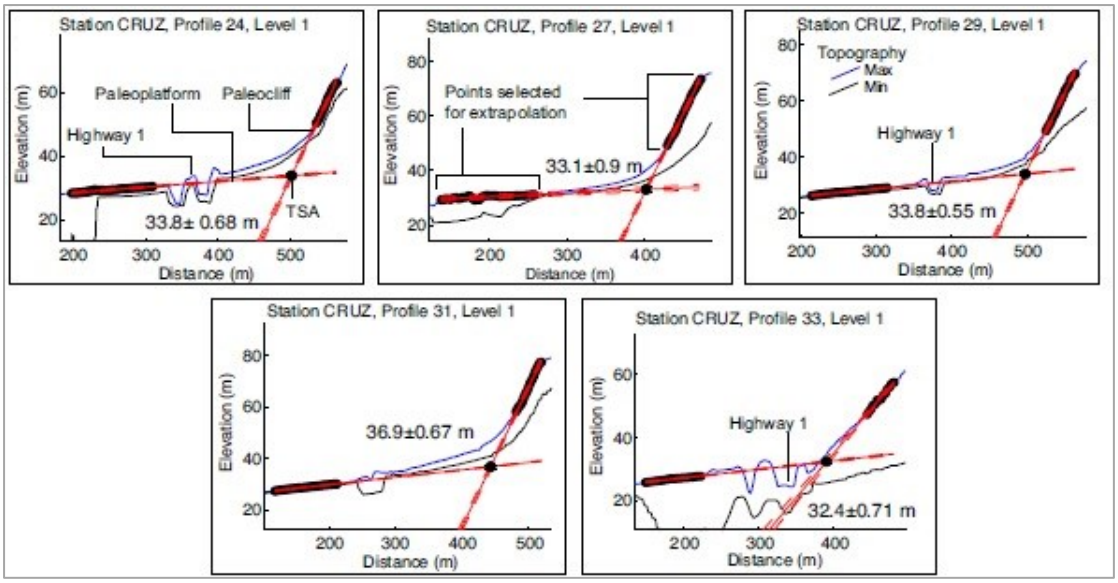
Εικόνα 4.2: Χάρτης των αναβαθμίδων και των τοπογραφικών τομών. Ο τοπογραφικός χάρτης είναι κατασκευασμένος από δεδομένα LiDAR, με ισοδιάσταση 2 m. **α)** Τοποθεσίες των γεωτρήσεων κατά μήκος των τομών A – C κοντά στο εσωτερικό άκρο της αναβαθμίδας T4 στην ακτή Shiriyazaki. **β)** Τοποθεσίες των γεωτρήσεων κατά μήκος της τομής D κοντά στο εσωτερικό άκρο της αναβαθμίδας T4 στην ακτή Inazaki. Από Matsu'ura *et al.* (2014b).



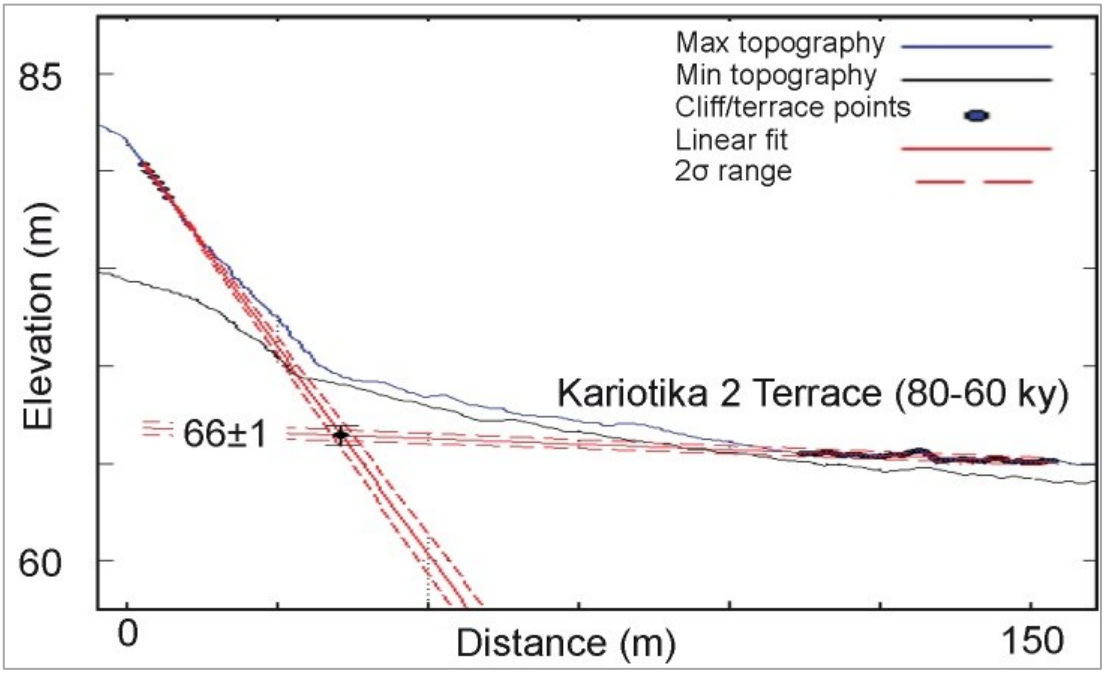
Εικόνα 4.3: Τοπογραφικές και ανακατασκευασμένες γεωλογικές τομές κάθετα στο εσωτερικό άκρο της αναβαθμίδας T4. **α – γ)** Οι τομές A, B, και C είναι στην ακτή Shiriyazaki. Η εκτίμηση των υψομέτρων της θαμμένης γωνίας της παλαιοακτής, έγινε ανακατασκευάζοντας τα προφίλ του υποβάθρου της παλαιοπλατφόρμας και του παλαιοκρημνού (sea cliff). **δ)** Η τομή D είναι στην ακτή Inazaki. Η εκτίμηση των υψομέτρων της θαμμένης γωνίας της παλαιοακτής, έγινε με ανακατασκευή του άνω ορίου των ιζημάτων της swash zone και του άνω ορίου των αποθέσεων της αναβαθμίδας. Από Matsu'ura *et al.* (2014b).

Οι Jara-Muñoz *et al.* (2016) στην προσπάθεια τους να βελτιώσουν την ικανότητα για ταχύτερο προσδιορισμό του υψομέτρου και χαρτογράφηση της γωνίας της παλαιοακτής σε περιφερειακή και τοπική κλίμακα, ανέπτυξαν το TerraceM, το οποίο είναι ένα εργαλείο γραφικής διασυνδεσης/ διεπαφής (Graphical User Interface – GUI) για το λογισμικό MATLAB® από την έκδοση 2011 και έπειτα. Το συγκεκριμένο εργαλείο επιτρέπει τον υπολογισμό του υψομέτρου της γωνίας της παλαιοακτής και του σχετιζόμενου ορίου λάθους με τη χρήση τοπογραφίας υψηλής ανάλυσης. Περιέχει τέσσερις λειτουργίες (Staircase, Cliff, Sea Stack και Scarp Diffusion) για τον σκοπό αυτό, ανάλογα με την γεωμορφολογική κατάσταση των προς έρευνα περιοχών. Αν πρόκειται δηλαδή για κλιμακωτή ακολουθία αρκετών θαλάσσιων αναβαθμίδων (Staircase και Scarp Diffusion) ή για τραχείες ακτές στις οποίες σώζονται κάποια διαβρωμένα υπολείμματα των αναβαθμίδων (Cliff, και Sea Stack). Η ακρίβεια και ορθότητα του εργαλείου εξετάστηκε στην Σάντα Κρουζ της Καλιφόρνια, συγκρίνοντας τα αποτελέσματα του με δημοσιευμένες μετρήσεις υπαίθρου από την περιοχή και η επαναληψιμότητα του, με τη χρήση πολλαπλών μετρήσεων από μη έμπειρους χρήστες.

Από αυτές, η λειτουργία «Staircase» βασίζεται στην ιδέα της γωνίας της παλαιοακτής, όπως ορίστηκε από τον Lajoie (1986) και είναι σχεδιασμένη ώστε να υπολογίζει το συγκεκριμένο υψόμετρο κάνοντας κλικ πάνω στο τοπογραφικό προφίλ που έχει εξαχθεί μέσω του TerraceM. Ο χρήστης επιλέγοντας δύο σημεία κατά μήκος του πιο απότομου τμήματος του προφίλ προσδιορίζει τον παλαιοκρημνό και με άλλα δύο κατά μήκος της παλαιοπλατφόρμας, σχεδιαγραφεί την έκταση της. Έπειτα, το εργαλείο επιλέγει αυτόματα πολλά σημεία μέσα στα δύο αυτά επιλεγμένα τμήματα και υπολογίζει τις ευθείες γραμμικής παλινδρόμησης που αντιστοιχούν στα τμήματα αυτά (Εικ. 4.4 και 4.5). Δηλαδή για την παλαιοπλατφόρμα και τον παλαιοκρημνό. Το σημείο τομής που προκύπτει από την προέκταση τους, είναι η θέση της γωνίας της παλαιοακτής και το κατακόρυφο περιθώριο λάθους του βασίζεται στην προέκταση των ορίων 2σ της τυπικής απόκλισης των ευθείων γραμμικής παλινδρόμησης.



Εικόνα 4.4 : Παραδείγματα υπολογισμού γωνιών ακτογραμμής με τη χρήση της λειτουργίας «Staircase» στην περιοχή της Σάντα Κρουζ της Καλιφόρνια. Από Jara-Muñoz *et al.* (2016).



Εικόνα 4.5: Χρήση του TerraceM και της λειτουργίας «Staircase» στην περιοχή των θαλάσσιων αναβαθμίδων του Ξυλοκάστρου. Οι μαύρες τελείες είναι τα σημεία επί παλαιοπλατφόρμας και παλαιοκρημνού, οι συνεχείς κόκκινες γραμμές είναι οι ευθείες γραμμικής παλινδρόμησης και οι διακεκομμένες κόκκινες γραμμές αντιστοιχούν στα όρια της τυπικής απόκλισης 2σ με διάστημα 95% (το ίδιο και για την εικόνα 4.4). Από De Gelder *et al.* (2015).

Εδώ, χρειάζεται να αναφερθεί πως στις προαναφερθείσες έρευνες η γωνία της παλαιοακτής και το εσωτερικό άκρο της αναβαθμίδας αποτελούν δύο διαφορετικούς γεωμορφικούς δείκτες, με το δεύτερο να βρίσκεται ψηλότερα από το πρώτο λόγω της συγκέντρωσης υλικού διάβρωσης από τα μεγαλύτερα υψόμετρα. Οι Armijo *et al.*

(1996) περιγράφουν το εσωτερικό άκρο σαν το εσωτερικό περιθώριο, το οποίο υποδηλώνεται, με την μορφή γραμμής, από την γωνία της παλαιοακτής στη βάση του σύγχρονου της παλαιοκρημνού και συνεπώς οι γραμμές αυτές στα εσωτερικά άκρα αποτελούν ακριβείς δείκτες των παρελθουσών θαλάσσιων ακτογραμμών. Και οι De Martini *et al.* (2004), αναφέρουν ότι τα εσωτερικά άκρα αντιστοιχούν στα highstands των ακτογραμμών. Οι Burbank & Anderson (2001) αναφέρουν ότι η γωνία της παλαιοακτής ονομάζεται και εσωτερικό άκρο της πλατφόρμας και αποτελεί ένα δείκτη ο οποίος προσεγγίζει τη τοπική στάθμη της θάλασσας κατά τη περίοδο της δημιουργίας της. Σε περίπτωση που έχει καλυφθεί από υλικό διάβρωσης, το υψόμετρο της μπορεί να υπολογιστεί, με ικανοποιητική προσέγγιση, από το σημείο τομής των προεκτάσεων των προβολών της παλαιοπλατφόρμας και του παλαιοκρημνού. Στην παρούσα εργασία, η ζητούμενη περιοχή τομής μεταξύ παλαιοπλατφόρμας και παλαιοκρημνού θα αναφέρεται σαν εσωτερικό άκρο ή σημείο (στα διαγράμματα υπολογισμού του) της αναβαθμίδας.

4.4 Επιλογή και εξήγηση του τρόπου υπολογισμού για την περιοχή έρευνας

Αναφέρθηκε νωρίτερα, ότι δεν υπήρχε η δυνατότητα για τη χρήση γεωφυσικών μεθόδων, αλλά ούτε και για την εκτέλεση ερευνητικών γεωτρήσεων για τον εντοπισμό και εκτίμηση του εσωτερικού άκρου. Για αυτό τον λόγο, επιλέχθηκε ο υπολογισμός από τα τοπογραφικά προφίλ, μέσω της προέκτασης των επιπέδων της παλαιοπλατφόρμας και του παλαιοκρημνού, όπως και στις περιπτώσεις που παρουσιάστηκαν στις προηγούμενες παραγράφους.

Μετά την κατασκευή του DEM και της οριοθέτησης των θαλάσσιων αναβαθμίδων σχεδιάστηκαν οι τοπογραφικές τομές στις επιθυμητές περιοχές, επίσης στο λογισμικό ArcGIS 10.3.1., με την μπάρα εργαλείων του «3D Analyst», το οποίο «διαβάζει» την πληροφορία (δηλαδή το υψόμετρο και την οριζόντια απόσταση) που μας δίνει το DEM. Οι τομές αυτές είναι ευθείες γραμμές, οι οποίες αποτελούνται από ζεύγη σημείων με συντεταγμένες (x, y), όπου x η απόσταση κατά μήκος της τομής σε χιλιόμετρα (km) και y το υψόμετρο του σημείου σε μέτρα (m). Επειδή το DEM έχει μέγεθος κελιού 4 x 4 m, οι συντεταγμένες x των σημείων αυτών απέχουν μεταξύ τους 4 m. Έπειτα, έγινε η εξαγωγή των ζευγών των συντεταγμένων των σημείων (x, y) που απαρτίζουν την κάθε τομή και η εισαγωγή τους στα λογισμικά Excel 2013 της

Microsoft Corporation και Grapher 12 της Golden Software, για την κατασκευή των διαγραμμάτων των τοπογραφικών προφίλ των τομών.

Πρώτα κατασκευάστηκαν τα διαγράμματα των συνολικών προφίλ, στα οποία φαίνεται ολόκληρη η ακολουθία, αλλά και τα όρια των θαλάσσιων αναβαθμίδων. Μετά, η κάθε ακολουθία αναλύθηκε σε επιμέρους διαγράμματα ανά δύο αναβαθμίδες. Αυτό έγινε για καλύτερη οπτική ανάλυση και μεγέθυνση της μορφολογίας των προφίλ στα σημεία ενδιαφέροντος, αλλά κυρίως γιατί χρειαζόμαστε την παλαιοπλατφόρμα με τον σύγχρονο της παλαιοκρημνό για την εκτίμηση της παλαιοακτής.

Στη συνέχεια, έπρεπε να υπολογιστούν οι πιθανές προεκτάσεις της παλαιοπλατφόρμας και του παλαιοκρημνού. Λαμβάνοντας υπόψη τις μεθόδους των προαναφερθέντων ερευνητών και οι οποίες βασίζονται στην επιλογή ή εύρεση κατάλληλων σημείων για τον προσδιορισμό της κλίσης και συνεπώς της προέκτασης των δύο μορφολογικών χαρακτηριστικών μίας αναβαθμίδας, προτιμήθηκε και εδώ μία ανάλογη διαδικασία. Η επιλογή των σημείων έγινε από τον χρήστη κατευθείαν πάνω στα τοπογραφικά προφίλ. Επίσης, τα σημεία έπρεπε να είναι σε περιοχές, οι οποίες :

- να είναι κοντά στο εξωτερικό άκρο της πλατφόρμας της αναβαθμίδας ώστε να αντικατοπτρίζουν τη σωστή ή γενική κλίση της, εκτός και αν είναι παραμορφωμένο, οπότε και επιλέγεται η κοντινότερη σε αυτό περιοχή,
- να μην έχουν υποστεί τυχόν παραμορφώσεις
- να μην υπάρχουν ασυνέχειες λόγω διάβρωσης, παραμορφώσεων, ανθρωπογενών παρεμβολών κτλ., δηλαδή να βρίσκονται μόνο στον ίδιο σχηματισμό της αναβαθμίδας και
- να επιτρέπουν την επιλογή τους σε όσο το δυνατόν κοντινότερες αποστάσεις μεταξύ τους.

Και για την παλαιοπλατφόρμα και για τον παλαιοκρημνό επιλέχτηκαν από τέσσερα σημεία. Μόνο για τον παλαιοκρημνό, σε ορισμένα προφίλ ορίστηκαν από τρία ή δύο σημεία λόγω αδυναμίας εύρεσης περισσότερων. Αυτό συνέβη γιατί η επιφανειακή του εξάπλωση ήταν μικρή και σε συνδυασμό με το ότι τα προφίλ σχεδιάστηκαν από ζεύγη σημείων, τα οποία απέχουν το ένα από το άλλο 4 m κατά την οριζόντια απόσταση, περιόρισαν αυτομάτως τις επιλογές σε τρεις ή δύο.

Η διαλογή και οργάνωση των συντεταγμένων των σημείων για τη σωστή απεικόνιση των προφίλ, των ορίων των αναβαθμίδων και των σημείων για την προβολή των γεωμορφικών τους χαρακτηριστικών έγινε σε φύλλα δεδομένων Excel του

Microsoft Office 2013 και ακολούθως η εισαγωγή τους στο Grapher 12. Εκεί, από την επιλογή «Fits – Add/Edit», η οποία βρίσκεται στις «Ιδιότητες Σχεδίασης (Plot Properties)» των επιλεγμένων σημείων για παλαιοπλατφόρμα και παλαιοκρημνό, υπολογίστηκαν οι ευθείες γραμμικής παλινδρόμησης με την μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων και ο συντελεστής προσδιορισμού τους (R^2 – coefficient of determination). Οι ευθείες γραμμικής παλινδρόμησης είναι της μορφής $y = ax + b$ και μαζί με τον συντελεστή προσδιορισμού τους (R^2 – coefficient of determination) υπολογίζονται αυτόματα από το λογισμικό. Προεκτείνοντας τις λοιπόν, βρέθηκε με γραφικό τρόπο το σημείο τομής τους, το οποίο αντιστοιχεί στο υψόμετρο του εσωτερικού άκρου. Η προέκταση της πρώτης έγινε προς τον παλαιοκρημνό, ενώ της δεύτερης έγινε προς τα χαμηλότερα υψόμετρα.

Για, μεγαλύτερη ακρίβεια και ορθή τοποθέτηση του νέου αυτού σημείου στο διάγραμμα του προφίλ, υπολογίστηκαν οι συντεταγμένες του με αλγεβρικό τρόπο. Με γνωστές τις ευθείες, μία για την παλαιοπλατφόρμα και μία για τον παλαιοκρημνό, δημιουργήθηκε ένα σύστημα, του οποίου οι εξισώσεις έχουν την μορφή :

$$y_1 = a_1x_1 + b_1 \ (1) \text{ και}$$
$$y_2 = a_2x_2 + b_2 \ (2),$$

όπου a_1, a_2, b_1 και b_2 είναι σταθεροί αριθμοί και y_1, y_2, x_1 και x_2 οι μεταβλητές.

Η επίλυση του έγινε όπως κάθε σύστημα τέτοιου τύπου. Πρώτα ως προς την μία μεταβλητή και στη συνέχεια αντικατάσταση της τιμής της στις εξισώσεις για να βρεθεί και η δεύτερη. Επειδή, το σημείο τομής τους είναι κοινό και στις δύο εξισώσεις, οι συντεταγμένες του θα παραμένουν ίδιες. Συνεπώς, $y_1 = y_2$ και $x_1 = x_2$.

Δηλαδή, οι εξισώσεις γίνονται :

$$y = a_1x + b_1 \ (3)$$
$$y = a_2x + b_2 \ (4)$$

και λαμβάνοντας ότι $y_1 = y_2 = y$, έχουμε (3) = (4). Άρα :

$$a_1x + b_1 = a_2x + b_2 \Leftrightarrow$$
$$a_1x - a_2x = b_2 - b_1 \Leftrightarrow$$
$$x = b_2 - b_1/a_1 - a_2 \Leftrightarrow$$

και με αντικατάσταση της τιμής που προκύπτει για την x, σε οποιαδήποτε από τις εξισώσεις (3) και (4) ή και στις δύο για επαλήθευση, υπολογίζεται και η y.

Όπως αναφέρθηκε προηγουμένως, οι εξισώσεις αυτές έχουν συντελεστή προσδιορισμού (R^2 – coefficient of determination). Αυτό σημαίνει ότι τα επιλεγμένα σημεία δεν βρίσκονται όλα ακριβώς πάνω στην ίδια ευθεία, αλλά ότι πρόκειται για την ευθεία που προσαρμόζεται καλύτερα σε αυτά. Ο συντελεστής αυτός παίρνει τιμές από $0 < R^2 < 1$. Η τιμή 1 σημαίνει ότι υπάρχει τέλειος συσχετισμός στο δείγμα, δηλαδή όλα τα σημεία βρίσκονται επί της ευθείας. Εάν τώρα η τιμή είναι 0, η εξίσωση της παλινδρόμησης δεν είναι κατάλληλη να χρησιμοποιηθεί για την πρόβλεψη της μεταβλητής y. Όταν οι τιμές είναι μικρότερες του 1, σημαίνει ότι υπάρχει ένα περιθώριο λάθους. Αυτό υπολογίστηκε αυτόματα από το λογισμικό μέσω της επιλογής «Confidence – Add Intervals», η οποία βρίσκεται στις «Ιδιότητες Σχεδίασης (Plot Properties)» της ευθείας παλινδρόμησης. Τα όρια του λάθους απεικονίζονται με την μορφή ευθειών και αντιστοιχούν στα όρια της τυπικής απόκλισης 2σ με διάστημα 95%. Με προέκταση των ευθειών αυτών, ακριβώς όπως με τις ευθείες παλινδρόμησης βρέθηκαν τα σημεία τομής τους, τα οποία αποτελούν την ελάχιστη και την μέγιστη τιμή. Με την εντολή «Digitize» από την καρτέλα «Graphs» της γραμμής εργαλείων και επιλογή των συγκεκριμένων σημείων βρέθηκαν οι ακριβείς συντεταγμένες τους και έτσι ολοκληρώθηκε ο υπολογισμός των υψομέτρων της κάθε αναβαθμίδας.

Για τις τελευταίες, δηλαδή παλαιότερες, αναβαθμίδες οι οποίες βρίσκονται στο τέλος της ακολουθίας και στο υψηλότερο υψόμετρο, σαν εσωτερικό άκρο επιλέχθηκε το μεγαλύτερο υψόμετρο που παρουσιάζουν. Αυτό συνέβη γιατί, είτε λόγω της μεγαλύτερης διάβρωσης που έχουν υποστεί σαν παλαιότερες και περισσότερο εκτεθειμένες στο γεωλογικό χρόνο, τα μορφολογικά τους χαρακτηριστικά έχουν αλλοιωθεί σε βαθμό ώστε να μην υπάρχει κάποιος παλαιοκρημνός ή ακόμη και να έχει χαθεί και περισσότερο από την μισή αναβαθμίδα, είτε γιατί η ακολουθία βρίσκεται στην οροφή κανονικού ρήγματος με την παλαιότερη αναβαθμίδα να εφάπτεται της επιφάνειας ολίσθησης και να έχει συνεπώς υποστεί την μεγαλύτερη παραμόρφωση, αλλά και να έχει δεχτεί την μεγαλύτερη προσφορά υλικού λόγω διάβρωσης από υψηλότερα υψόμετρα.

Η ονομασία των αναβαθμίδων έγινε με συνδυασμό του ονόματος της περιοχής στην οποία βρίσκονται και ενός αριθμού από 0 έως 9 (π.χ. Μερτικαίικα 1), με την αρίθμηση να ξεκινάει από την αναβαθμίδα με το χαμηλότερο υψόμετρο, δηλαδή τη νεότερη.

4.5 Περιοχές στις οποίες διασώζονται θαλάσσιες αναβαθμίδες

Όπως επισημάνθηκε και νωρίτερα, οι θαλάσσιες αναβαθμίδες είναι καλά διατηρημένες και συνεχείς μόνο στο ανατολικό τμήμα του Κορινθιακού μέχρι την ανατολική όχθη του ποταμού Σύθα (Τρικαλίτικος) στην πόλη του Ξυλοκάστρου. Από την δυτική όχθη του ποταμού και μέχρι την περιοχή της Ακράτας, τα σημάδια της διάβρωσης είναι αποτυπωμένα στο ανάγλυφο, κυρίως μέσω του υδρογραφικού δικτύου. Εδώ, διακρίνουμε επίσης ότι το ανάγλυφο είναι πιο απότομο λόγω της επιφανειακής εμφάνισης μεγάλων τμημάτων κανονικών ρηγμάτων, της επίδρασης του υδρογραφικού δικτύου και της αποτύπωσης του μέσω φαραγγιών ή φαρδιών τομών και παρουσιάζει μεγαλύτερα υψόμετρα σε σχέση με ανατολικά.

Από όλη την περιοχή έρευνας, τρία τμήματα της φαίνεται να φιλοξενούν ακόμη καλά διατηρημένες αναβαθμίδες, για τις οποίες να μπορούν να βρεθούν τα μορφολογικά χαρακτηριστικά τους και να τους αποδοθεί κάποια ηλικία. Είτε σαν μέλος ακολουθίας, είτε συσχετίζοντας τις με παρακείμενες τους. Οι περιοχές αυτές είναι :

α) τα Μερτικαίικα Ξυλοκάστρου,

β) τα Καρυώτικα Καμαρίου και

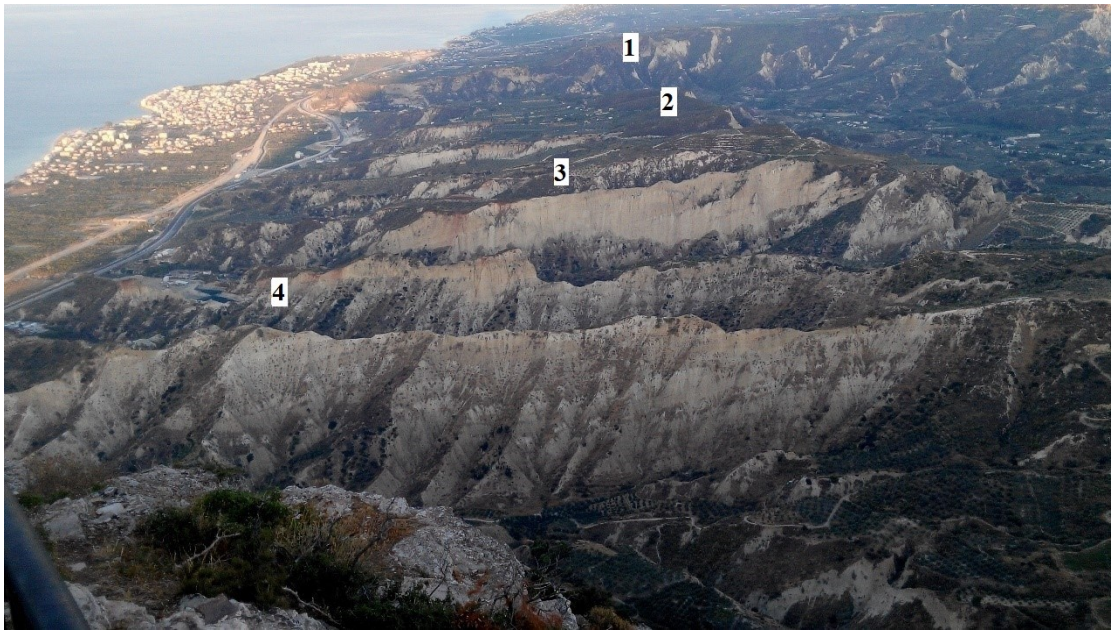
γ) τα Μεντουριάνικα Δερβενίου.

Ενδιάμεσα τους, υπάρχουν επιπλέον αναβαθμίδες, των οποίων όμως τα όρια δεν είναι ευδιάκριτα λόγω διάβρωσης, φυτοκάλυψης, αλλά και αγροτικής και οικιστικής αξιοποίησης μιας και πρόκειται για αρκετά κατοικημένες περιοχές. Και οι τρεις ανήκουν στο Δήμο Ξυλοκάστρου – Ευρωστίνης της Περιφερειακής Ενότητας Κορινθίας.

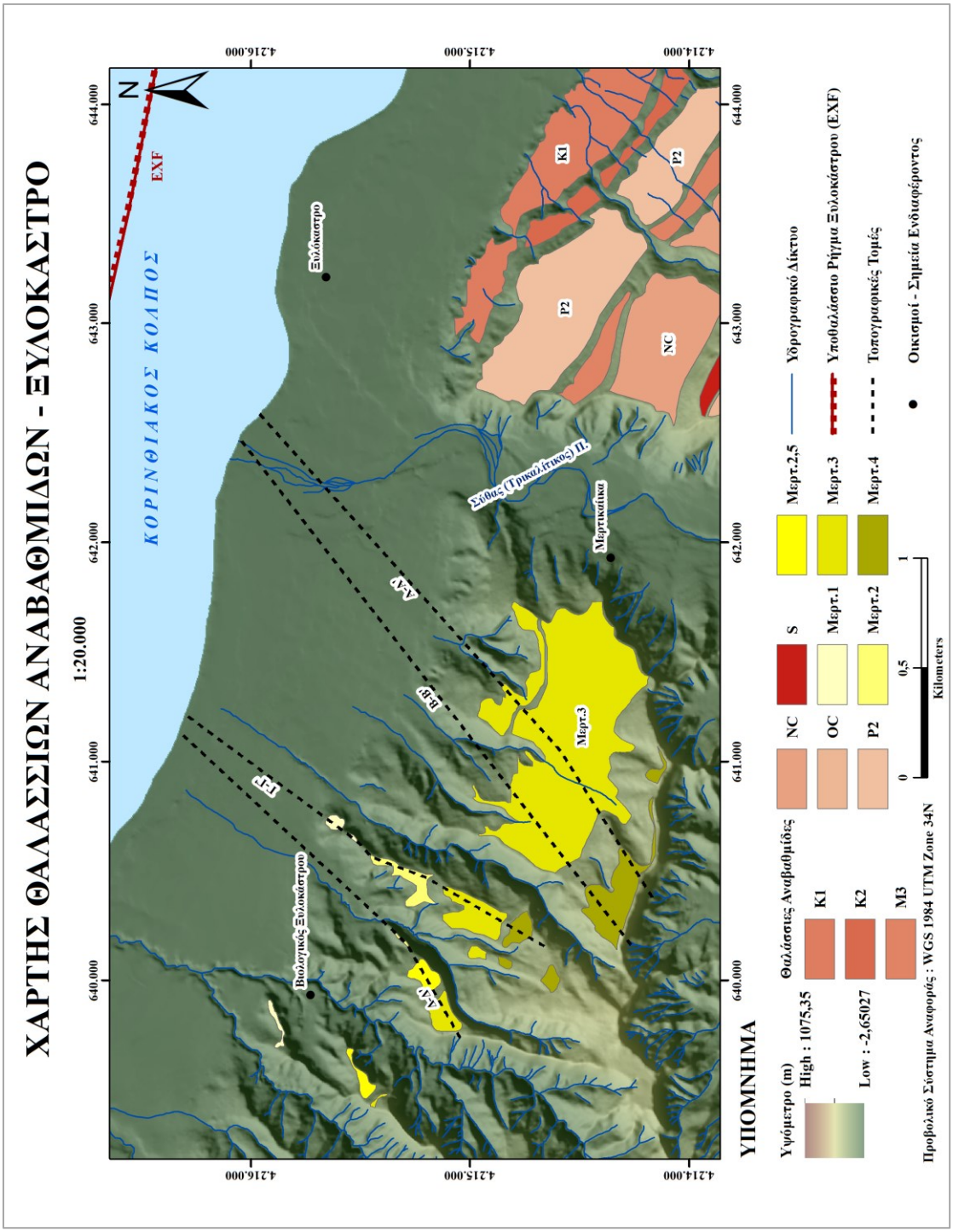
4.5.1 Μερτικαίικα

Βρίσκονται δυτικά του ποταμού Σύθα (Τρικαλίτικος) και νοτιοδυτικά της πόλεως του Ξυλοκάστρου. Εκεί διασώζεται ένα ύψωμα ακριβώς δυτικά του δρόμου προς Ρίζα και του κυρίως οικισμού, το οποίο φέρει την ονομασία Μαύρα και είναι μία ξεκάθαρη υπολειμματική μορφή λόγω διάβρωσης με το μέγιστο υψόμετρο του να φτάνει μέχρι τα 284 m περίπου στο νότιο τμήμα του, όπου και σταματάει απότομα με την ύπαρξη σχεδόν κατακόρυφου γκρεμού. Εδώ είναι εμφανής η ύπαρξη μίας θαλάσσιας αναβαθμίδας, η οποία καταλαμβάνει περισσότερο από το μισό της επιφάνειας του υψώματος. Τα υπολείμματα του αρχικού τμήματος μίας δεύτερης αναβαθμίδας φαίνεται να βρίσκονται στο τέλος του υψώματος ακριβώς πάνω από τον κρημνό, χωρίς

να είναι συνεχής. Χωρίζεται σε τουλάχιστον δύο τμήματα, με το ανατολικό να είναι το μικρότερο. Τα σωζόμενα όρια της δεύτερης αναβαθμίδας και του παλαιοκρημνού δεν είναι εμφανή λόγω της φυτοκάλυψης, αλλά και του δύσβατου του συγκεκριμένου τμήματος. Και το εσωτερικό όριο της πρώτης, δεν είναι εμφανές λόγω της κάλυψης της από τον σύγχρονο παλαιοκρημνό. Και οι δύο φαίνεται ότι ακολουθούν την μορφολογία της ακτογραμμής, με μία διεύθυνση περίπου ΒΔ – ΝΑ, όπως αυτές ακριβώς στα ανατολικά τους. Η ονομασία τους έγινε με τον τρόπο που περιεγράφηκε νωρίτερα, δηλαδή Μερτικαίικα 3 (Μερτ.3) η νεότερη και Μερτικαίικα 4 (Μερτ.4) η παλαιότερη των δύο. Επιλέχθηκαν οι αριθμοί 3 και 4 σε αυτή τη τοποθεσία, γιατί δυτικότερα εμφανίζονται δύο αναβαθμίδες νεότερες τους. Οι Armijo *et al.* (1996) αναφέρουν μόνο την πιο εμφανή αναβαθμίδα από αυτές (την Μερτ.3) με εσωτερικό άκρο στα 180 – 185 m περίπου και ότι μπορεί να συσχετισθεί στα ανατολικά με της Νέας Κορίνθου (New Corinth – NC) με βάση τη χαρτογράφησή τους. Εδώ χαράχτηκαν δύο τοπογραφικές τομές οι Α – Α’ και Β – Β’ (Εικ. 4.6 – 4.12).



Εικόνα 4.6: Άποψη του δυτικού τμήματος των θαλάσσιων αναβαθμίδων στην περιοχή Μερτικαίικα μέχρι τις εγκαταστάσεις του Βιολογικού του Ξυλοκάστρου, από την Ιερά Μονή Παναγίας της Κορυφής στο Όρος Κούτσα. Στο βάθος διακρίνονται η πόλη του Ξυλοκάστρου και η ομώνυμη ακολουθία αναβαθμίδων. Εμφανής είναι και η κατά βάθος διάβρωση από το υδρογραφικό δίκτυο. **1:** Αναβαθμίδες Ξυλοκάστρου, **2:** Μερτικαίικα, **3:** Μαραθόλακα, **4:** Βιολογικός Ξυλοκάστρου. Όψη προς την Ανατολή.



Εικόνα 4.7: Χάρτης των θαλάσσιων αναβαθμίδων της περιοχής του Ξυλοκάστρου. Στα ανατολικά οι αναβαθμίδες που χαρτογράφησαν οι Armijo *et al.* (1996) και δυτικά αυτές στα Μερτικαίικα. Διακρίνονται επίσης, το υποθαλάσσιο Ανατολικό Ρήγμα του Ξυλοκάστρου (EXF), το υδρογραφικό δίκτυο και οι τοπογραφικές τομές.

Αμέσως δυτικά, μέχρι τις εγκαταστάσεις του Βιολογικού του Ξυλοκάστρου, στην περιοχή Μαραθόλακα, υπάρχουν τρεις λεπτές λωρίδες υψωμάτων, οι οποίες φιλοξενούν κάποιες μικρές ακολουθίες θαλάσσιων αναβαθμίδων με τα όρια τους να μην είναι τόσο εμφανή. Λόγω της εγγύτητας της μεταξύ τους απόστασης και των

χαραδρών που δημιουργήθηκαν από το υδρογραφικό δίκτυο, μπορούμε να υποθέσουμε ότι ήταν ενιαίος χώρος και οι αναβαθμίδες συνεχείς. Από αυτά τα επιμήκη υψώματα, σε δύο μόνο σχεδιάστηκαν τοπογραφικές τομές. Στο πρώτο, από ανατολικά προς τα δυτικά, η τομή Γ – Γ' και στο δεύτερο η Δ – Δ'. Η τομή Γ – Γ' τέμνει τέσσερις αναβαθμίδες (Μερτικαίικα 1, 2, 3 και 4), ενώ υπάρχει και μία πέμπτη εμφάνιση, προχωρώντας προς το εσωτερικό, η οποία δεν συμπεριλήφθη γιατί λόγω του διαβρωμένου αναγλύφου δεν ήταν να γίνει ο υπολογισμός όπως περιεγράφηκε νωρίτερα και η Δ – Δ' τρεις (Μερτικαίικα 2, 2,5 και 3) (Εικ. 4.7). Στα Μαύρα και στις τομές Α – Α' και Β – Β' ονομάστηκαν 3 και 4, γιατί στις επόμενες δύο τομές δυτικά τους εμφανίζονται αναβαθμίδες νεότερες αυτών, ενώ στην Δ – Δ' υπάρχει η Μερτικαίικα 2,5 (Μερτ.2,5), γιατί είναι μία ενδιάμεση αναβαθμίδα και δεν εμφανίζεται στα υπόλοιπα τοπογραφικά προφίλ. Το πώς προέκυψε η συγκεκριμένη ομαδοποίηση και ονομασία τους, περιγράφεται πιο κάτω μαζί με τα επιμέρους τοπογραφικά τους προφίλ (Εικ. 4.7 και 4.12).

Εικόνα 4.8: Άποψη του νότιου κρημνού του υψώματος Μαύρα, στο δρόμο προς τη Ρίζα.

Εικόνα 4.9: Άποψη, από τα Μερτικαίικα, του ανατολικού κρημνού της αναβαθμίδας Μερτ.3 στα Μαύρα. Στο δεξιό τμήμα διακρίνεται η ασύμφωνη απόθεση των σχηματισμών της αναβαθμίδας πάνω στο διαβρωμένο, από τη θάλασσα, υπόβαθρο.

Εικόνα 4.10: Το ανατολικό τμήμα της Μερτ.3 στα Μαύρα. Διακρίνεται ο σκληρότερος ερυθρός σχηματισμός κροκαλοπαγούς σύνθεσης, ο οποίος αποτελεί το καπάκι της αναβαθμίδας και οι υποκείμενες λευκές μάργες.

Εικόνα 4.11: Το νοτιοδυτικό τμήμα της Μερτ.3 στα Μαύρα. Διεύθυνση φωτογραφίας ΝΝΔ – ΒΒΑ.

Εικόνα 4.12: Πανοραμική άποψη του ανατολικού τμήματος της ακολουθίας της τομής Δ – Δ', όπως φαίνεται από την Μαραθόλακα και την Μερτ.3 της Γ – Γ'. Ακριβώς απέναντι είναι η Μερτ.2,5 (Μελίσσι 3), με την Μερτ.3 (Νέα Κόρινθο) στα αριστερά και ψηλότερα, ενώ η Μερτ.2 (Πάσιο 2), στα δεξιά, δεν φαίνεται ολόκληρη. Στο βάθος ξεχωρίζει το Όρος Κούτσα και στα αριστερά το βόρειο τμήμα της Μερτ.4.

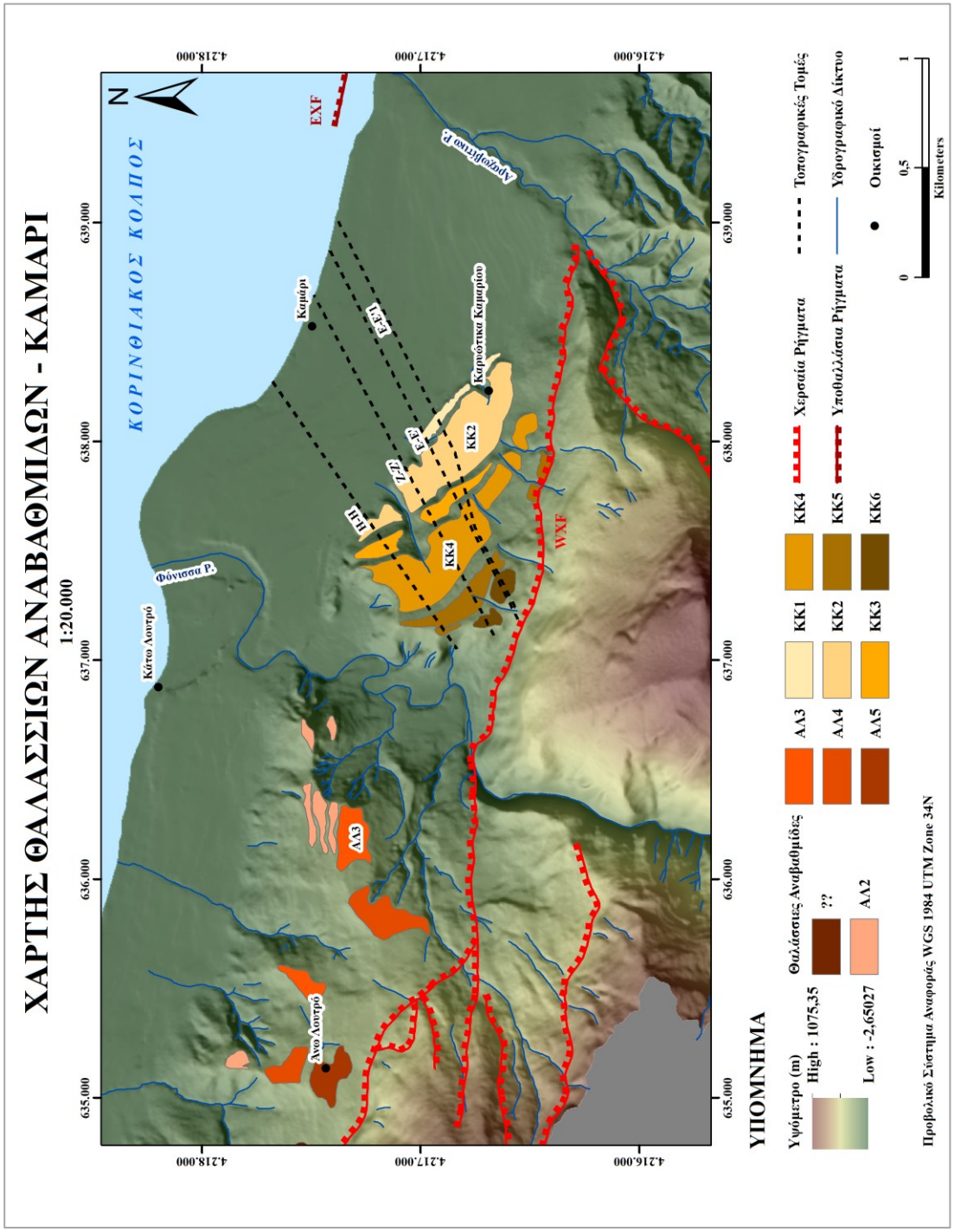
4.5.2 Καρυώτικα Καμαρίου

Τα Καρυώτικα Καμαρίου βρίσκονται νοτιοδυτικά της πόλεως του Ξυλοκάστρου. Ο οικισμός έχει υψόμετρο περίπου 40 m και είναι χτισμένος στις πρώτες αναβαθμίδες μίας σχετικά καλά διατηρημένης ακολουθίας θαλάσσιων αναβαθμίδων με υψόμετρα από τα 28 m έως τα 188 m περίπου. Αυτή η ακολουθία παρουσιάζει επίσης διεύθυνση ΒΔ – ΝΑ και βρίσκεται στην οροφή του χερσαίου ρήγματος του Ξυλοκάστρου. Στα δυτικά και ανατολικά της ορίζεται από το ρέμα της Φόνισσας με το ομώνυμο φαράγγι, όπου υπάρχει σχεδόν κατακόρυφος κρημνός και το Αραχωβίτικο ρέμα αντιστοίχως. Η κλιτύς του Όρους Κούτσα, στην οποία εφάπτεται το παλιότερο μέλος της σωζόμενης αυτής ακολουθίας, αντιστοιχεί στην επιφάνεια του ρήγματος, η οποία έχει αλλοιωθεί λόγω διάβρωσης (Εικ. 4.13 – 4.15).

Και στη συγκεκριμένη περιοχή είναι έντονη η αγροτική παρουσία, κυρίως, με συνεχή καλλιέργεια της γης, αλλά και η οικιστική με κτίσματα και δρόμους (αγροτικούς ως επί το πλείστον). Επίσης, ποσότητες αλλούβιων και κορημάτων φαίνεται να έχουν καλύψει μεγάλο μέρος των αναβαθμίδων, κυρίως αυτών κοντά στην επιφάνεια του ρήγματος. Οι παραπάνω λόγοι δυσκόλεψαν τον ακριβή εντοπισμό και προσδιορισμό των ορίων της κάθε αναβαθμίδας (Εικ. 4.14, 4.15, 4.17 και 4.18).

Εδώ εντοπίζονται συνολικά έξι θαλάσσιες αναβαθμίδες, οι οποίες ονομάστηκαν Καρυώτικα Καμαρίου 1, 2, 3, 4, 5 και 6 (ΚΚ1, ΚΚ2, ΚΚ3, ΚΚ4, ΚΚ5 και ΚΚ6). Από αυτές η δεύτερη και η τέταρτη (με βάση το υψόμετρο) εμφανίζουν την μεγαλύτερη εξάπλωση. Η πρώτη (ΚΚ1) και χαμηλότερη σε υψόμετρο, εμφανίζεται μόνο στο ανατολικό μισό της ακολουθίας, είναι χωρισμένη σε δύο τμήματα και έχει πολύ μικρό πλάτος. Η δεύτερη (ΚΚ2), εμφανίζει μεγάλος πλάτος στο μεγαλύτερο τμήμα της ενώ στο δυτικό της πέρας χωρίζεται σε ένα μικρότερο κομμάτι και σε πλάτος και σε εύρος. Στα ανατολικά και πίσω από το δυτικό τμήμα της ΚΚ1, έχει πιθανώς καλυφθεί από κάποιο ριπίδιο. Η τρίτη (ΚΚ3), αποτελείται και αυτή από δύο τμήματα με αρκετά μικρό πλάτος. Ένα στο δυτικό άκρο και ένα στο κέντρο περίπου της ακολουθίας. Η τέταρτη (ΚΚ4), είναι πιο καλά διατηρημένη, παρουσιάζοντας στα δυτικά ένα τμήμα με μεγάλο πλάτος, αλλά σε δύο σημεία (στο κέντρο του και στα ανατολικά) φαίνεται να καλύπτεται από αλλούβια, ενώ το ανατολικό μισό της είναι χωρισμένο σε τρία κομμάτια με το μισό περίπου πλάτος. Από την πέμπτη (ΚΚ5), στο ανατολικό τμήμα της διασώζονται μόνο δύο μικρές εμφανίσεις με μικρό πλάτος. Το δυτικό της τμήμα αποτελείται από μία μεγαλύτερη και επιμήκη εμφάνιση, η οποία καλύπτεται στο κέντρο της από τα ίδια αλλούβια που καλύπτουν και την ΚΚ4 και μία αρκετά μικρότερη στα όρια του κρημνού πάνω από το φαράγγι της Φόνισσας. Τέλος, η έκτη αναβαθμίδα (ΚΚ6), περιορίζεται σε δύο μικρές εμφανίσεις στο δυτικό άκρο της ακολουθίας (Εικ. 4.13 – 4.15, 4.17 και 4.18).

Όπως σημειώνουν οι Armijo *et al.* (1996), επειδή η ακολουθία βρίσκεται στην οροφή και πολύ κοντά στην επιφανειακή εμφάνιση του ρήγματος, είναι πολύ πιθανό οι παλαιοπλατφόρμες να έχουν υποστεί πολύ μεγαλύτερη παραμόρφωση από οπουδήποτε αλλού και πως οι ακτογραμμές που αντιπροσωπεύουν να έχουν ίσως μετατοπιστεί κατά δεκάδες ή και εκατοντάδες μέτρα από αυτές ανατολικά του Ξυλοκάστρου και νοτιοανατολικά του ρήγματος του Ξυλοκάστρου. Η υπόθεση τους λέει, ότι η ακολουθία αυτή μπορεί να είναι πολύ παλαιότερη από αυτήν στα ανατολικά.



Εικόνα 4.13: Χάρτης των θαλάσσιων αναβαθμίδων στα Καρυώτικα Καμαρίου. Στο κεντρικό και νότιο τμήμα δεσπόζει το Όρος Κούτσα, ενώ δυτικά του ρέματος της Φόνισσας και νοτίως του Άνω Λουτρού είναι ο ορεινός όγκος Κουκουζιέρες. Διακρίνονται επίσης, τα κύρια ρήγματα με το υδρογραφικό δίκτυο της περιοχής και οι τοπογραφικές τομές.

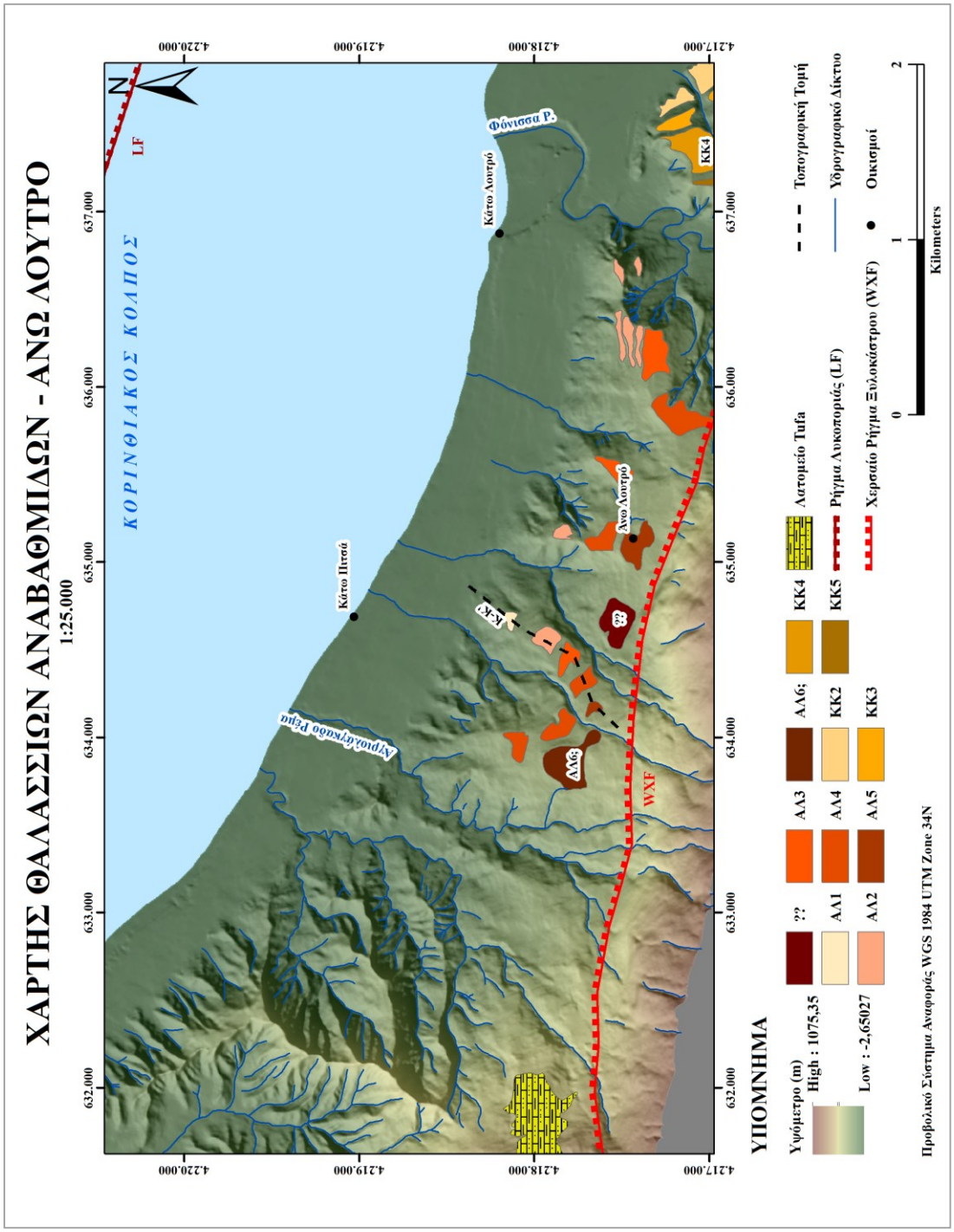
Εικόνα 4.14: Πανοραμική άποψη των θαλάσσιων αναβαθμίδων στα Καρυώτικα Καμαρίου, όπως φαίνεται από την Ιερά Μονή Παναγίας της Κορυφής στο Όρος Κούτσα. Είναι ευδιάκριτο, ότι το δυτικό τμήμα της ακολουθίας είναι πιο εκτεταμένο και βρίσκεται σε υψηλότερα υψόμετρα από το ανατολικό. Ο οικισμός στην παραλιακή ζώνη είναι το Καμάρι. Η διεύθυνση της φωτογραφίας είναι σχεδόν Ν – Β.

Εικόνα 4.15: Στο βάθος, το δυτικό τμήμα της ακολουθίας, όπως φαίνεται από το ανατολικό. Η κλιμακωτή διάταξη είναι εμφανής, όπως επίσης και οι χρήσεις γης στην περιοχή (αγροτικές και οικιστικές). Η διεύθυνση της φωτογραφίας είναι σχεδόν Α - Δ.

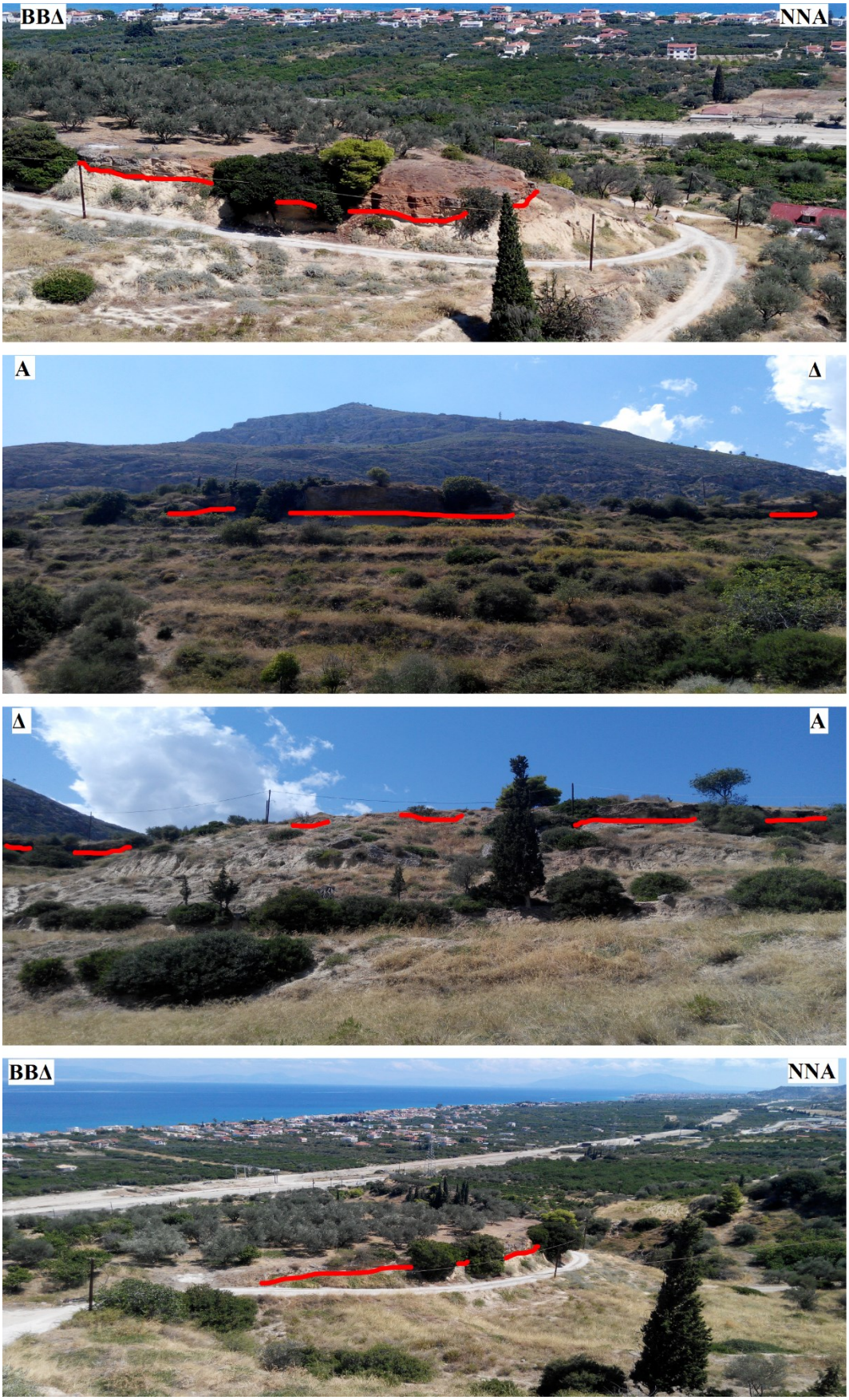
Για καλύτερη κάλυψη των υψομετρικών διαφορών μεταξύ των αναβαθμίδων επιλέχθηκαν και σχεδιάστηκαν τέσσερις τοπογραφικές τομές, αποφεύγοντας, όσο είναι δυνατό, τα σημεία με τις αλλουβιακές αποθέσεις. Η Ε – Ε' – 1 περνάει από όλες τις αναβαθμίδες και οι Ε – Ε', Ζ – Ζ' και Η – Η' τέμνουν από την ΚΚ2 έως και την ΚΚ6 (Εικ. 4.13).

Δυτικά του ρέματος της Φόνισσας, στην περιοχή του Άνω Λουτρού, σώζονται επιπλέον τμήματα αναβαθμίδων, τα οποία όμως είναι αρκετά πιο δύσκολο να οριοθετηθούν. Η διάβρωση, τα αλλούβια, η οικιστική και αγροτική αξιοποίηση επηρεάζουν σε ακόμη μεγαλύτερο βαθμό τη συγκεκριμένη περιοχή. Όπως και τα Καρυώτικα Καμαρίου, βρίσκεται στην οροφή του χερσαίου ρήγματος του Ξυλοκάστρου, βόρεια του ορεινού όγκου Κουκουζιέρες και νοτίως της Νέας Εθνικής Οδού Αθηνών – Πατρών. Και εδώ, η διεύθυνση της υποτυπώδους αυτής ακολουθίας είναι ΒΔ – ΝΑ. Παρά τους λόγους αυτούς, προστέθηκε μία ακόμη τοπογραφική τομή, η Κ – Κ'. Ονομάστηκε έτσι, γιατί σχεδιάστηκε, χρονικά, μετά την τελευταία στα Μεντουριάνικα (Ι – Ι'), σε μία προσπάθεια καλύτερης διασύνδεσης των περιοχών, εξαιτίας της μεγάλης απόστασης που τις χωρίζει και για το αν η συγκεκριμένη μέθοδος θα μπορούσε να αποδώσει στη τοπογραφία αυτού του τμήματος της περιοχής (Εικ. 4.16 και 4.19 – 4.21).

Εδώ, οι εμφανίσεις είναι άσχημα κατανεμημένες και μόνο σε μία στενή λωρίδα στο δυτικό της τμήμα δίνουν την αίσθηση ακολουθίας κλιμακωτής διάταξης. Η Κ – Κ' τέμνει πέντε εμφανίσεις, οι οποίες ονομάστηκαν Άνω Λουτρό 1, 2, 3, 4 και 5 (ΑΛ1, ΑΛ2, ΑΛ3, ΑΛ4 και ΑΛ5). Το υψόμετρο τους κυμαίνεται από τα 104 m έως τα 228 m περίπου. Από αυτές η χαμηλότερη και η υψηλότερη είναι οι μικρότερες σε έκταση.



Εικόνα 4.16: Χάρτης θαλάσσιων αναβαθμίδων της περιοχής του Άνω και Κάτω Λουτρού. Στο νότιο τμήμα δεσπόζει το Όρος Κουκουζιέρες, ενώ ανατολικά του ρέματος της Φόνισσας εμφανίζεται η ακολουθία στα Καρυώτικα Καμαρίου. Διακρίνονται επίσης, τα κύρια ρήγματα με το υδρογραφικό δίκτυο της περιοχής και η τοπογραφική τομή.



Εικόνα 4.17: Διάφορα σημεία με εμφανίσεις αναβαθμίδων της ακολουθίας στα Καρυώτικα Καμαρίου, τα οποία δείχνουν το επίπεδο της διάβρωσης. Οι κόκκινες γραμμές δηλώνουν το όριο εμφάνισης.

Εικόνα 4.18: Το δυτικό τμήμα της ακολουθίας, όπως φαίνεται από το Άνω Λουτρό. Η κλιμακωτή διάταξη είναι εμφανής, αλλά με δυσκολία στην ακριβή αποσαφήνιση των ορίων των αναβαθμίδων.

Εικόνα 4.19: Άποψη του ανατολικού τμήματος των αναβαθμίδων στο Άνω Λουτρό, στο δρόμο προς Κορφιώτισσα. Στο βάθος δεξιά διακρίνονται τμήμα των αναβαθμίδων στα Καρυώτικα Καμαρίου και το ρέμα της Φόνισσας και μπροστά η ΑΛ3 και τμήματα της ΑΛ2.

Εικόνα 4.20: Άποψη του κεντρικού τμήματος των αναβαθμίδων στο Άνω Λουτρό, στο δρόμο προς Κορφιώτισσα. Συνέχεια από την προηγούμενη φωτογραφία.

Εικόνα 4.21: Άποψη του δυτικού τμήματος των αναβαθμίδων στο Άνω Λουτρό, στο δρόμο προς Κορφιώτισσα. Συνέχεια από την προηγούμενη φωτογραφία.

4.5.3 Μεντουριάνικα

Είναι οικισμός του Δερβενίου και χτισμένος μέσα σε χαράδρα κατά μήκος του Ζαχολίτικου ρέματος (Δερβένιος). Εδώ εμφανίζεται η μεγαλύτερη ακολουθία θαλάσσιων αναβαθμίδων στην περιοχή έρευνας. Βρίσκεται μεταξύ των οικισμών Λυγιά στα ανατολικά και Ροδέα στα δυτικά και παρουσιάζει ένα περίεργο επίμηκες κυρτό σχήμα, το οποίο ξεκινάει με διεύθυνση ΒΔ – ΝΑ στην περιοχή της παραλίας και προχωρώντας προς το εσωτερικό, στην μέση περίπου της ακολουθίας, αλλάζει σε Β – Ν. Είναι μία ξεκάθαρη υπολειμματική γεωμορφή λόγω διάβρωσης από το υδρογραφικό δίκτυο, της οποίας το δυτικό όριο ακολουθεί την πορεία της χαράδρας που έχει χαράξει το Ζαχολίτικο ρέμα. Ανάλογη περίπτωση και η ανατολική της πλευρά με μικρότερη χαράδρα και μικρότερο πιθανώς ξηρό πλέον ρέμα (Εικ. 4.23).

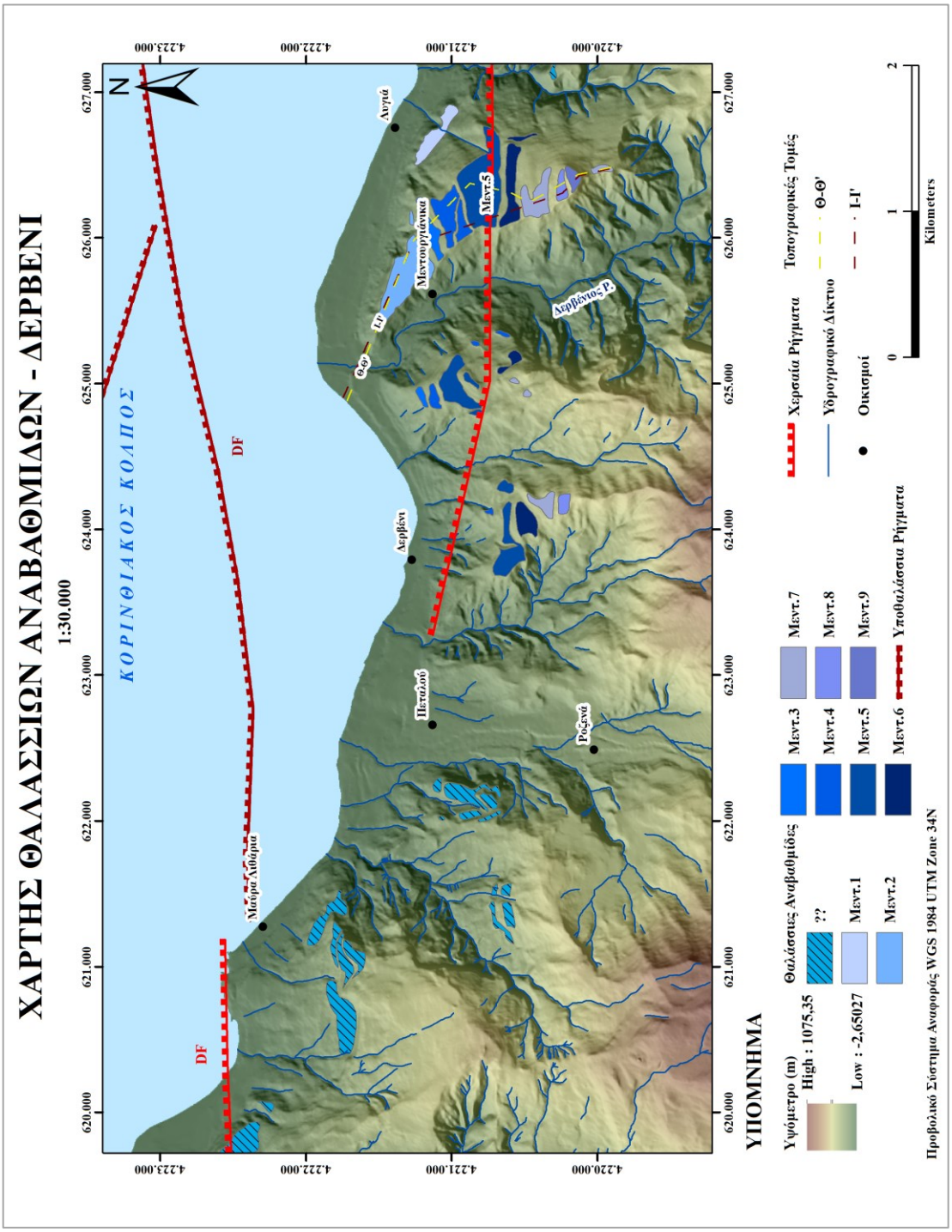
Αναγνωρίζονται εννέα διαφορετικές αναβαθμίδες με υψόμετρα που ξεκινούν από τα 64 m και φτάνουν τα 342 m περίπου. Ονομάστηκαν σαν Μεντουριάνικα 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8 και 9 (Μεντ.1, Μεντ.2, Μεντ.3, Μεντ.4, Μεντ.5, Μεντ.6, Μεντ.7, Μεντ.8 και Μεντ.9). Η πρώτη και νεότερη αναβαθμίδα της ακολουθίας Μεντ.1, εμφανίζεται μόνο στο βορειοανατολικό τμήμα της ακολουθίας μόνη της, ακριβώς κάτω από τις Μεντ.4 και Μεντ.5 (Εικ. 4.23). Οι υπόλοιπες, από Μεντ.2 έως και Μεντ.9, ακολουθούν την κλιμακωτή διάταξη όπως ορίζεται σε τέτοιες περιπτώσεις. Υπάρχει όμως, μία ιδιαιτερότητα. Αμέσως μετά την Μεντ.9, υπάρχει άλλη μία αναβαθμίδα με σχεδόν 50 m χαμηλότερο υψόμετρο και η οποία, πιθανώς, να αντιστοιχεί στην Μεντ.7 (Εικ. 4.22, 4.24ζ και 4.26).

Και σε αυτή την περιοχή, είναι ορατά τα σημάδια της ανθρώπινης παρουσίας, με την καλλιέργεια ελαιόδεντρων, σε όλες τις αναβαθμίδες εκτός της Μεντ.9 και της μισής Μεντ.4, ενώ στην Μεντ.2 υπάρχει και γήπεδο ποδοσφαίρου. Επιπλέον, το αποτύπωμα της διάβρωσης από το υδρογραφικό δίκτυο είναι εμφανές και εντός των αναβαθμίδων. Η πυκνή βλάστηση από πεύκα και μεγάλους θάμνους, η οποία καλύπτει τις κλιτύες και τους παλαιοκρημνούς, συνέβαλε ακόμη περισσότερο στη δυσχέρεια της ακριβούς οριοθέτησης των αναβαθμίδων. Σχεδιάστηκαν οι τοπογραφικές τομές Θ – Θ’ και Ι – Ι’, καλύπτοντας όλη την κλίμακα των αναβαθμίδων από την Μεντ.2 έως το τέλος της (Εικ. 4.22 – 4.26).

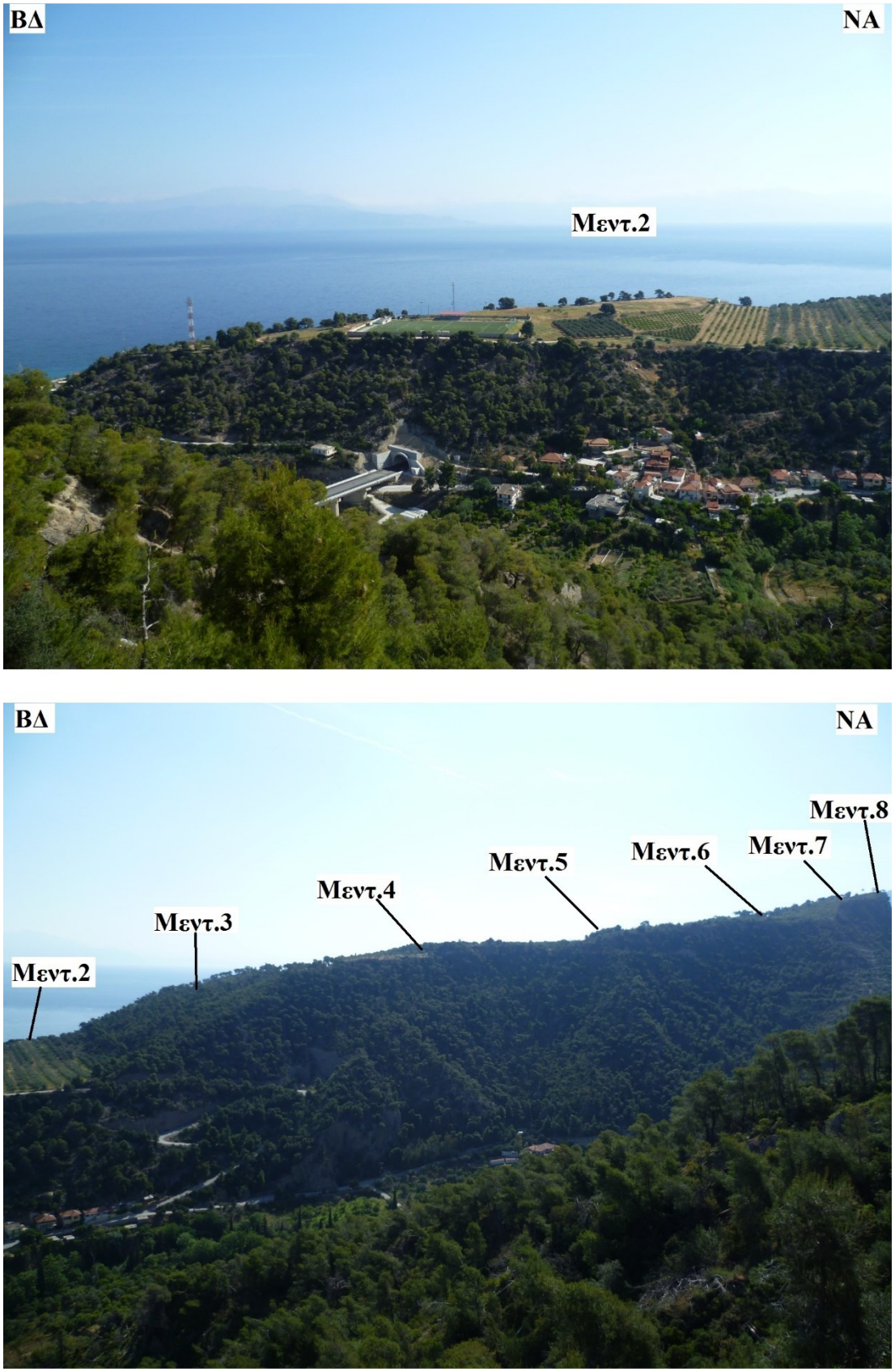
Δυτικά από το Ζαχολίτικο ρέμα υπάρχουν άλλες τρείς περιοχές, νότια της Ροδέας στον Κόκκινο Πετρίτη, του Δερβενίου και πιθανώς στα Μαύρα Λιθάρια με άσχημα διατηρημένες θαλάσσιες αναβαθμίδες, οι οποίες καλύπτονται είτε από καλλιέργεια

ελαιόδεντρων είτε πεύκα και θάμνους και πιθανώς να αποτελούν τη συνέχεια αυτών στα Μεντουριάνικα (Εικ. 4.23 και 4.27). Σε αυτές δεν σχεδιάστηκε κάποια τοπογραφική τομή, αλλά έγινε προσπάθεια μίας πιθανής συσχέτισης τους με βάση τα υψόμετρα στα οποία απαντούν, λόγω της κοντινής απόστασης.

Εικόνα 4.22: (Πάνω): Πανοραμική φωτογραφία του δυτικού τμήματος της ακολουθίας θαλάσσιων αναβαθμίδων στα Μεντουριάνικα Δερβενίου. Διακρίνονται όλες οι αναβαθμίδες, εκτός της Μεντ.1, η οποία σώζεται μόνο στο ανατολικό τμήμα. Εμφανής είναι επίσης και η πυκνή βλάστηση που καλύπτει το μεγαλύτερο τμήμα της ακολουθίας, κυρίως τις κλιτύες και τους παλαιοκρημνούς μεταξύ των αναβαθμίδων**. (Κάτω):** Δορυφορική φωτογραφία της ίδιας ακολουθίας, όπως φαίνεται στο Google Earth. Τα πλαίσια με το κίτρινο περίγραμμα ορίζουν τα όρια των θαλάσσιων αναβαθμίδων. Στο δυτικό τμήμα διακρίνονται οι υπολειμματικές θαλάσσιες αναβαθμίδες στον Κόκκινο Πετρίτη.



Εικόνα 4.23: Χάρτης των θαλάσσιων αναβαθμίδων στα Μεντουριάνικα και στην ευρύτερη περιοχή του Δερβενίου, από την Λυγιά στα ανατολικά έως τα Μαύρα Λιθάρια στα δυτικά. Οι εμφανίσεις στο δυτικό τμήμα του χάρτη, πρόκειται για πιθανές εμφανίσεις ή υπολείμματα θαλάσσιων αναβαθμίδων οι οποίες δεν ερευνήθηκαν και δεν συσχετίστηκαν με κάποια ηλικία στη συγκεκριμένη εργασία. Διακρίνονται επίσης, τα κύρια ρήγματα με το υδρογραφικό δίκτυο της περιοχής και οι τοπογραφικές τομές.



Εικόνα 4.25: Τμηματική άποψη της δυτικής πλευράς της ακολουθίας και ο οικισμός των Μεντουριάνικων, όπως φαίνονται από τον Κόκκινο Πετρίτη. Στην πάνω φωτογραφία απεικονίζεται η Μεντ.2 (διεύθυνση φωτογραφίας ΝΔ – ΒΑ περίπου), ενώ στην κάτω (διεύθυνση ΒΔ – ΝΑ περίπου) το υπόλοιπο τμήμα της ακολουθίας μέχρι και την Μεντ.8. Η φυτοκάλυψη κυριαρχεί στο μεγαλύτερο τμήμα και καθιστά δύσκολη την παρατήρηση των ορίων.

Εικόνα 4.26: Τμηματική άποψη της δυτικής πλευράς της ακολουθίας, όπως φαίνεται από τον Κόκκινο Πετρίτη. Στην πάνω φωτογραφία απεικονίζεται το κεντρικό τμήμα από την Μεντ.4 έως την Μεντ.6, ενώ στην κάτω το νότιο τμήμα της μέχρι και την Μεντ.9. Η φυτοκάλυψη κυριαρχεί στο μεγαλύτερο τμήμα και καθιστά δύσκολη την παρατήρηση των ορίων.

Εικόνα 4.27: α) Η Μεντ.5 (;) στον Κόκκινο Πετρίτη, κοιτάζοντας προς τη Δύση. Στο βάθος διακρίνεται και η κορυφή της Ευρωστίνας. **β)** Ο κρημνός της Μεντ.4 και το εξωτερικό άκρο της Μεντ.5 της φωτογραφίας α. **γ)** Η Μεντ.4 όπως φαίνεται από την Μεντ.5 (Συνέχεια των α και β). **δ)** Πιθανή εμφάνιση θαλάσσιων αναβαθμίδων στα Μαύρα Λιθάρια. Και εδώ η φυτοκάλυψη κυριαρχεί δυσχεραίνοντας την παρατήρηση.

5. Εφαρμογή της Μεθόδου

5.1 Τοπογραφικά προφίλ των θαλάσσιων αναβαθμίδων

Στη συνέχεια παρουσιάζονται τα διαγράμματα με το συνολικό τοπογραφικό προφίλ της κάθε ακολουθίας θαλάσσιων αναβαθμίδων, αλλά και των επιμέρους τους αναβαθμίδων για την εκτίμηση του εσωτερικού άκρου της κάθε μίας. Στα τελευταία, αναγράφονται εντός των διαγραμμάτων και οι εξισώσεις των ευθειών γραμμικής παλινδρόμησης, οι οποίες χρησιμοποιήθηκαν στους υπολογισμούς και οι συντελεστές προσδιορισμού τους (R^2).

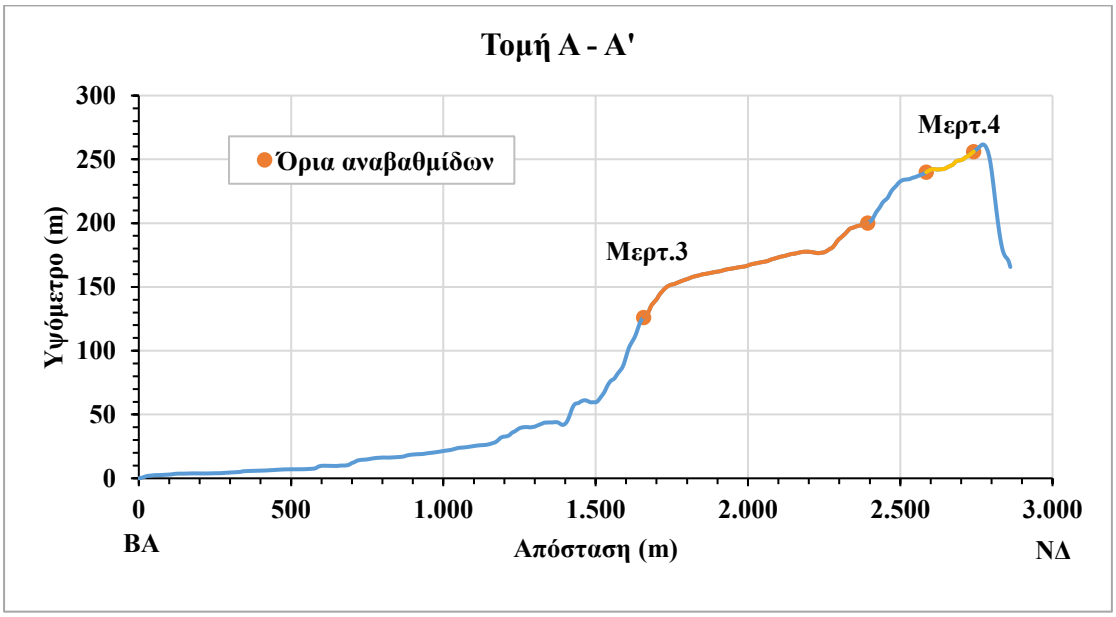
5.1.1 Μερτικαίικα

5.1.1.1 Τομή Α – Α'

Όπως αναφέρθηκε και νωρίτερα, επί της Α – Α' διακρίνονται δύο αναβαθμίδες, που αντιστοιχούν στις Μερτικαίικα 3 (Μερτ.3) και Μερτικαίικα 4 (Μερτ.4). Η Μερτ.3 παρουσιάζει την μεγαλύτερη εξάπλωση και είναι ευδιάκριτη στο μεγαλύτερο τμήμα του υψώματος Μαύρα, με μόνη εξαίρεση το εξωτερικό και εσωτερικό άκρο της. Η εμφάνιση των εξωτερικών ορίων, επηρεάζεται εκτός από τη διάβρωση, από την παρουσία κατοικιών και κτιρίων και τη διαμόρφωση του εδάφους για αγροτικούς σκοπούς. Αντίθετα, τα εσωτερικά καλύπτονται από υλικά λόγω διάβρωσης και εξομάλυνσης της κλίσης του παλαιοκρημνού. Και εδώ η παρουσία δρόμων και αγροτικών εκτάσεων κόβει το ανάγλυφο, ενώ στο υπόλοιπο τμήμα υπάρχει πυκνή θαμνώδης βλάστηση. Το υψόμετρο της κυμαίνεται από τα 140 m στο εξωτερικό της όριο έως τα 200 m περίπου, στη βάση του παλαιοκρημνού. Η Μερτ.4 εμφανίζεται στα ανώτερα υψόμετρα, από τα 240 m έως τα 261 m, πλησίον του νοτίου κρημνού, χωρίς όμως τα όρια της να είναι σαφή λόγω της πυκνής βλάστησης και της αδυναμίας πρόσβασης Είναι κυρίως ορατή παρατηρώντας την κάτω από το ύψωμα στο δρόμο προς τη Ρίζα. Από θέσεις ανατολικά και νότια του κρημνού, μπορεί να διακριθεί ο ανώτερος, σκληρός και συμπαγής, ερυθρού κυρίως χρώματος, ορίζοντας απόθεσης των αναβαθμίδων (Εικ. 5.1).

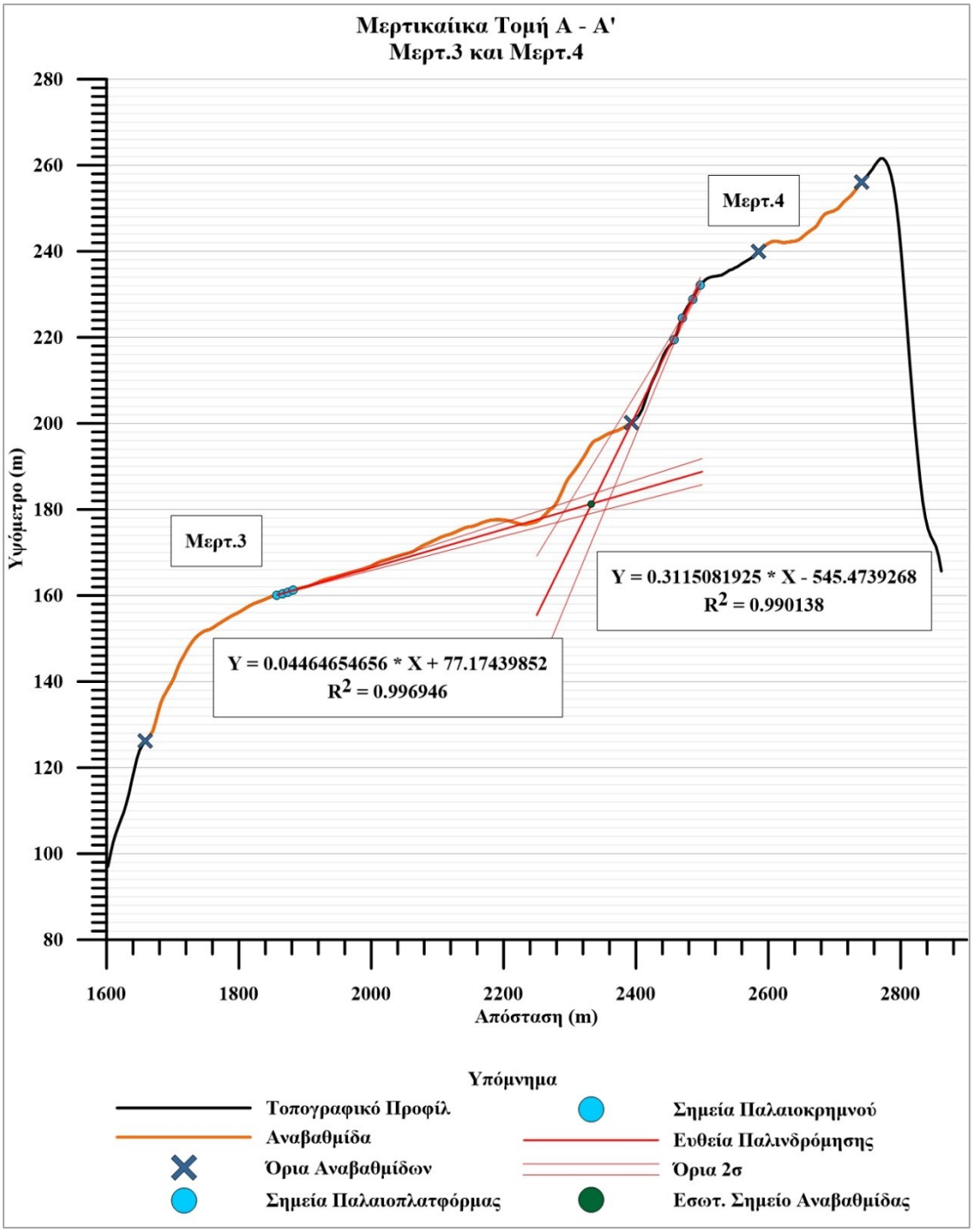
Από το τοπογραφικό προφίλ των δύο αυτών αναβαθμίδων, προκύπτει υψόμετρο για το εσωτερικό σημείο της πρώτης στα 181,22 m, με ελάχιστο 177,033 m και μέγιστο 185,233 m (Εικ. 5.2). Η τιμή αυτή συμφωνεί με των Armijo *et al.* (1996) στα 180 – 185 m. Σύμφωνα με την έρευνα τους, ανατολικά του Σύθα ποταμού, η αναβαθμίδα που παρουσιάζει παρόμοιο υψόμετρο, με μέγιστη τιμή τα 188 m περίπου, είναι αυτή της

Νέας Κορίνθου (New Corinth – NC). Επιπλέον, η συσχέτιση των δύο αυτών αναβαθμίδων φαίνεται και στα ψηφιακά μοντέλα αναγλύφου της περιοχής, στους ορθοφωτοχάρτες του Κτηματολογίου και στο Google Earth, αφού παρουσιάζουν παρόμοιο εύρος εξάπλωσης και η μεταξύ τους απόσταση είναι πολύ μικρή. Αν ισχύει αυτό και δεν έχει «χαθεί» κάποια ή κάποιες αναβαθμίδες παλαιότερες της Νέας Κορίνθου, τότε με βάση τη χαρτογράφηση των Armijo *et al.* (1996), η Μερτ.4 θα είναι η συνέχεια της Σατάικα (Sataika – S).



Τομή	Αναβαθμίδα	Εσωτ. Σημείο Αναβαθμίδας (m)	Ελάχιστο (m)	Μέγιστο (m)
A-A'	Μερτ.3	181,220	177,033	185,233
	Μερτ.4*	252 – 260	–	–

Εικόνα 5.1: Τοπογραφικό προφίλ (επάνω) και πίνακας χαρακτηριστικών υψομέτρων (κάτω) της τομής Α – Α' από την ακτή έως τον κρημνό στο τέλος του υψώματος στα Μαύρα. Για την Μερτ.4 δεν υπάρχουν ελάχιστη και μέγιστη τιμή, επειδή δε διασώζεται το εσωτερικό της τμήμα μαζί με τον παλαιοκρημνό.

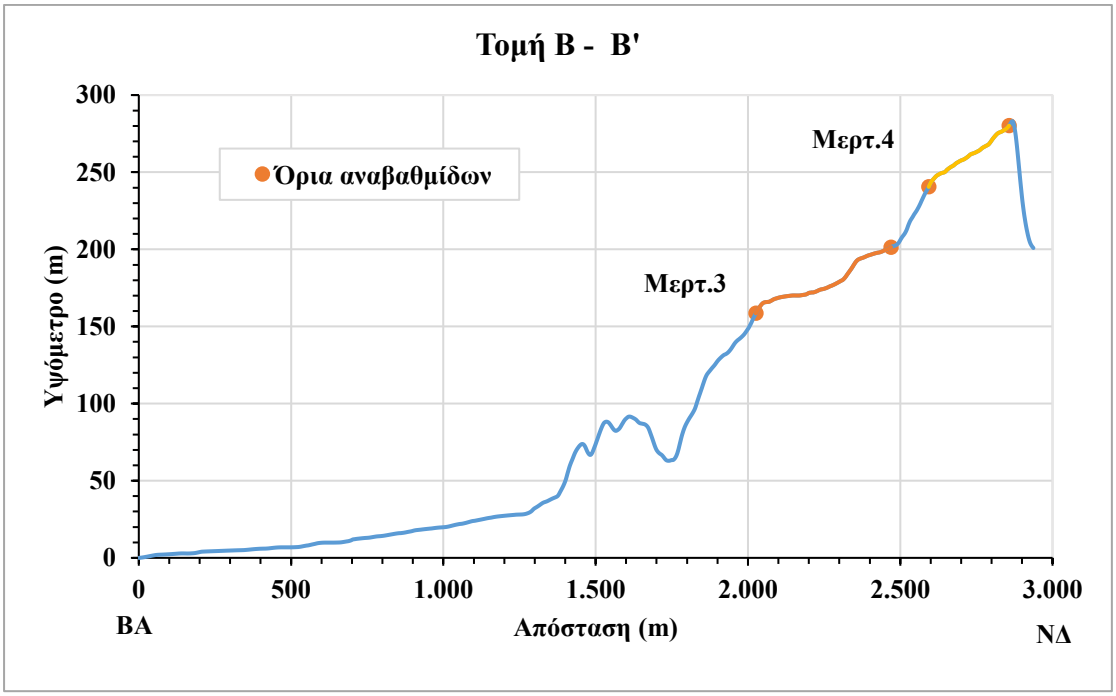


Εικόνα 5.2: Τοπογραφικό διάγραμμα για τον υπολογισμό του εσωτερικού άκρου της αναβαθμίδας Μερτ.3, με βάση τη τομή Α – Α'. Το εσωτερικό σημείο της υπολογίστηκε στα 181,22 m, με ελάχιστο 177,033 m και μέγιστο 185,233 m.

5.1.1.2 Τομή Β – Β'

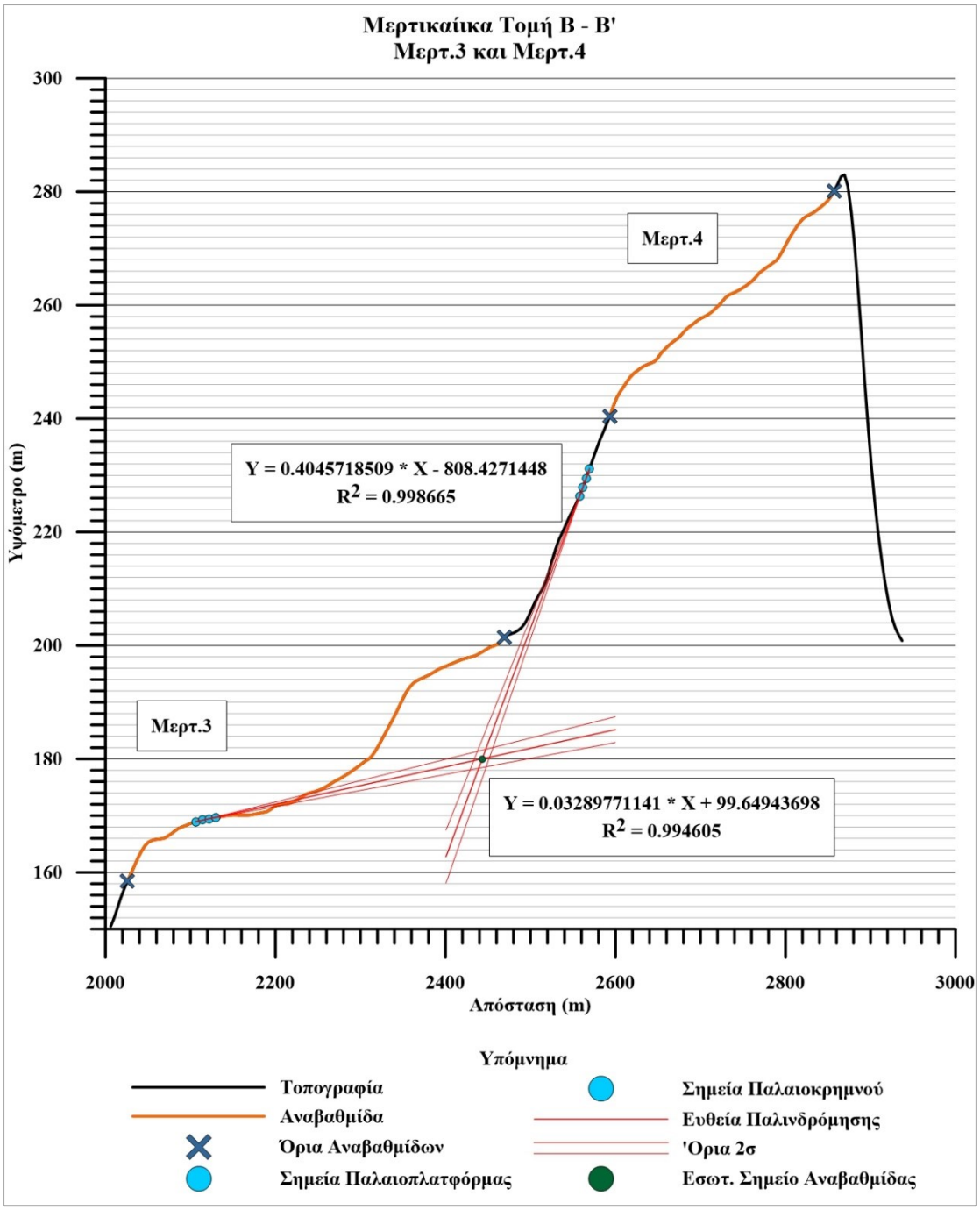
Βρίσκεται δυτικά της Α – Α' και ισχύει ότι ειπώθηκε για εκείνη σχετικά με τη δυσκολία αποσαφήνισης των ορίων και από ποια σημεία είναι ορατή. Πρόκειται για τις ίδιες αναβαθμίδες και η σημασία της συγκεκριμένης τομής, είναι να στηρίξει ή όχι το αποτέλεσμα της Α – Α'. Το υψόμετρο της Μερτ.3 ξεκινά από τα 158 m έως τα 200 m περίπου, στη βάση του παλαιοκρημνού. Η Μερτ.4 εμφανίζεται, επίσης, στα ανώτερα υψόμετρα, ξεκινώντας από τα 240 m έως τα 280 m περίπου αυτή τη φορά, πλησίον του νοτίου κρημνού (Εικ. 5.3).

Από το τοπογραφικό προφίλ των δύο αυτών αναβαθμίδων, προκύπτει υψόμετρο για το εσωτερικό σημείο της πρώτης στα 180,025 m, με ελάχιστο 178,075 m και μέγιστο 182 m (Εικ. 5.4). Η τιμή αυτή είναι σύμφωνη με το προηγούμενο αποτέλεσμα και ενισχύει την υπόθεση ότι η Μερτ.3 αντιστοιχεί στην Νέα Κόρινθο (NC). Συνεπώς, ακολουθώντας την ίδια λογική, η Μερτ.4 θα είναι η συνέχεια της Σατάικα (Sataika – S).



Τομή	Αναβαθμίδα	Εσωτ. Σημείο Αναβαθμίδας (m)	Ελάχιστο (m)	Μέγιστο (m)
Β-Β'	Μερτ.3	180,025	178,075	182,000
	Μερτ.4*	276 – 284	–	–

Εικόνα 5.3: Τοπογραφικό προφίλ (επάνω) και πίνακας χαρακτηριστικών υψομέτρων (κάτω) της τομής Β – Β' από την ακτή έως τον κρημνό στο τέλος του υψώματος στα Μαύρα. Για την Μερτ.4 δεν υπάρχουν ελάχιστη και μέγιστη τιμή, επειδή δε διασώζεται το εσωτερικό της τμήμα μαζί με τον παλαιοκρημνό.



Εικόνα 5.4: Τοπογραφικό διάγραμμα για τον υπολογισμό του εσωτερικού άκρου της αναβαθμίδας Μερτ.3 (1), με βάση τη τομή Β – Β'. Το εσωτερικό σημείο της υπολογίστηκε στα 180,025 m, με ελάχιστο 178,075 m και μέγιστο 182,000 m.

5.1.1.3 Τομή Γ – Γ'

Είναι η αμέσως δυτικότερη τομή και ακολουθεί την μορφολογία ενός επιμήκους, μικρού πλάτους και μήκους, με διεύθυνση ΒΒΑ – ΝΝΔ υψώματος, το οποίο ονομάζεται Μαραθόλακα. Υπάρχουν οχτώ εμφανίσεις, οι οποίες αντιστοιχούν όμως σε τέσσερις ή πέντε θαλάσσιες αναβαθμίδες αν συσχετισθούν με αυτές ανατολικά του Σύθα. Η συσχέτιση έγινε με τον ίδιο ακριβώς τρόπο, όπως και προηγουμένως. Δηλαδή,

με βάση το υψόμετρο και το μέγεθος της επιφανειακής τους εξάπλωσης. Εδώ μπορεί να μην υπάρχει οικιστική παρέμβαση, αλλά η διάβρωση κατά κύριο λόγο και οι καλλιέργειες αλλοιώνουν το ανάγλυφο της ακολουθίας (Εικ. 5.5).

Ξεκινώντας από το χαμηλότερο τμήμα, οι δύο πρώτες εμφανίσεις αφορούν πιθανώς την ίδια αναβαθμίδα, γιατί βρίσκονται πολύ κοντά και με πολύ μικρή υψομετρική διαφορά, με τη διάβρωση να φαίνεται ότι ευθύνεται για τον αποχωρισμό τους. Αυτή είναι η Μερτ.1, η οποία παρουσιάζει επί της τομής, ελάχιστο υψόμετρο 57,2 m και μέγιστο 73,14 m (Εικ. 5.5 και 5.6). Σύμφωνα με το διάγραμμα στην εικόνα 5.6, προκύπτει υψόμετρο για το εσωτερικό άκρο της στα 72,495 m, με ελάχιστη τιμή 70,783 m και μέγιστη 73,967 m. Οι Armijo *et al.* (1996), δίνουν εσωτερικό άκρο της αναβαθμίδας Καρυώτικα 2 (Kariotika 2 – K2), στα 68, 72, 76 και 80 m, ενώ για την Καρυώτικα 1 (Kariotika 1 – K1) κυμαίνεται από τα 28 m έως τα 68 m. Επίσης, η επιφανειακή εξάπλωση της Καρυώτικα 2, παρόλο που εμφανίζεται μονάχα γύρω από το Ξυλόκαστρο, δείχνει να ταιριάζει καλύτερα, οπότε και υποθέτουμε πως η Μερτ.1 είναι η προς τα δυτικά συνέχεια της Καρυώτικα 2 ή και της Καρυώτικα 1.

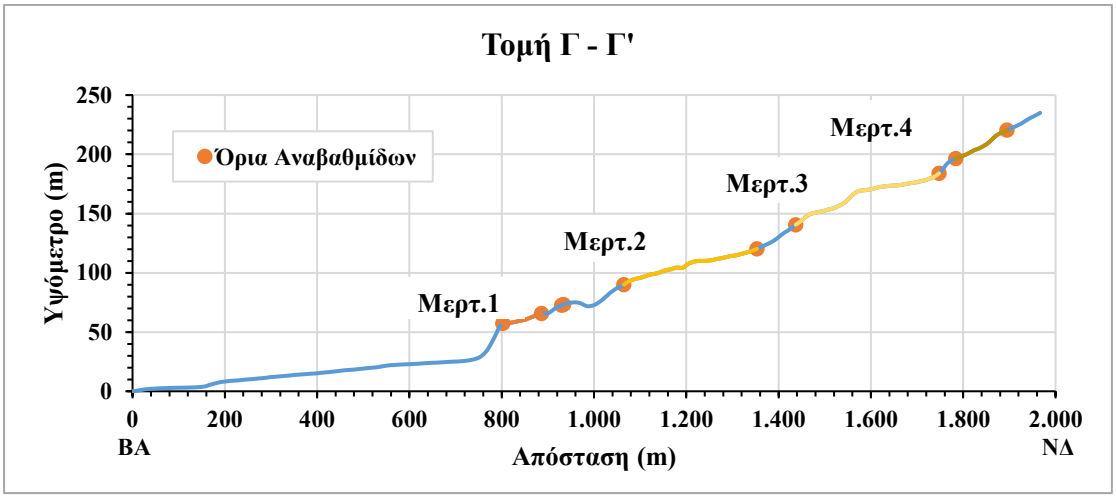
Αμέσως επόμενη είναι η Μερτ.2, η οποία έχει εξωτερικά όρια στα 90 m και εσωτερικά στα 120 m περίπου. Από το διάγραμμα της εικόνας 5.7, υπολογίστηκε το εσωτερικό άκρο της στα 116,249 m, με ελάχιστη τιμή 113,9 m και μέγιστη 119,173 m. Οι Armijo *et al.* (1996), δίνουν εσωτερικό άκρο της αναβαθμίδας Πάσιο 2 (Passio 2 – P2) από 52 έως 120 m. Από αυτές τις τιμές, οι 100, 112 και 120 m, βρίσκονται κοντά στην περιοχή μας, ανατολικά του Σύθα. Επειδή, η Πάσιο 2 είναι μία εκτεταμένη αναβαθμίδα με μεγάλο εύρος εξάπλωσης μεταξύ των εξωτερικών και εσωτερικών της ορίων και η Μερτ.2, παρά τη διάβρωση, φαίνεται να είχε ανάλογη εξάπλωση, μπορούμε να αντιστοιχήσουμε την Μερτ.2 στην Πάσιο 2.

Όσον αφορά την τρίτη εμφάνιση, τα όρια της βρίσκονται περίπου στα 140 – 145 m και στα 184 m. Το εσωτερικό άκρο που προκύπτει, είναι στα 178,314 m, με ελάχιστη τιμή 176,603 m, μέγιστη 179,893 m (Εικ. 5.8) και είναι σχεδόν ίδια με αυτές που έδωσαν οι τομές A – A', B – B' και οι Armijo *et al.* (1996) για την Νέα Κόρινθο (NC). Συνεπώς, είναι η Μερτ.3 σαν επόμενη στην ακολουθία και αντιστοιχεί στη Νέα Κόρινθο.

Η τέταρτη εμφάνιση αναβαθμίδας είναι ορατή στα 194 – 196 m, ενώ το εσωτερικό της όριο σβήνει στα 220 – 224 m περίπου. Επί της τομής, οι τιμές αυτές είναι 196,38 m η χαμηλότερη και 220,39 m η υψηλότερη (Εικ. 5.5). Στην χαρτογράφηση των Armijo *et al.* (1996), η αμέσως αρχαιότερη της Νέας Κορίνθου

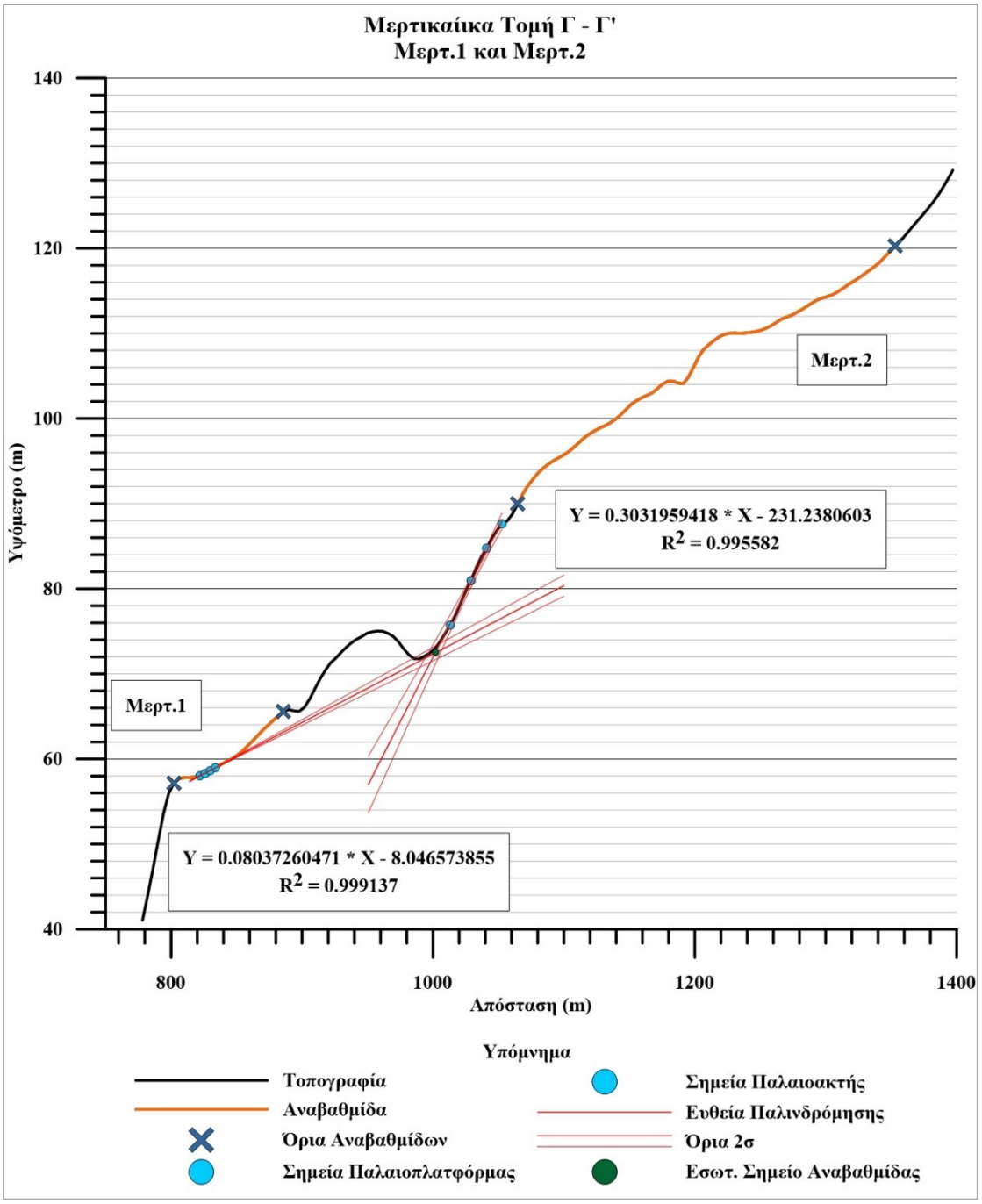
είναι η Σατάικα, η οποία στην περιοχή Συκιά – Ξυλόκαστρο παρουσιάζει εξάπλωση από τα περίπου 200 m έως τα 260 m σχεδόν στην ανατολική όχθη του Σύθα και της δίνουν εσωτερικό άκρο στα 232 και 240 m στην μέση της εμφάνισης της περίπου. Αντίθετα, στο ανατολικό άκρο τα όρια μεταξύ της Σατάικα και της αμέσως παλαιότερης, της Παλαιάς Κορίνθου (Old Corinth – OC), είναι ασαφή στα 260 m και δεν δίνουν κάποιο εσωτερικό άκρο. Επειδή η Παλαιά Κόρινθος ξεκινάει από το υψόμετρο των 260 m και η εν λόγω εμφάνιση βρίσκεται εντός των υψομέτρων που χαρακτηρίζουν τη Σατάικα, θεωρούμε ότι αντιστοιχεί στη Σατάικα και είναι η Μερτ.4 όπως στις τομές Α – Α' και Β – Β'.

Μετά το πέρας της τομής, ακολουθεί ένα διαβρωμένο και καλλιεργημένο κομμάτι με ήπια κλίση και μετά μία τελευταία πιθανή εμφάνιση θαλάσσιας αναβαθμίδας, με ασαφή όρια από τα 246 έως τα 264 m (Εικ. 4.7). Με βάση τα υψόμετρα που αναφέρθηκαν στην προηγούμενη παράγραφο, είναι πολύ πιθανό να πρόκειται για τμήμα της Μερτ.4 και συνεπώς για την Σατάικα.

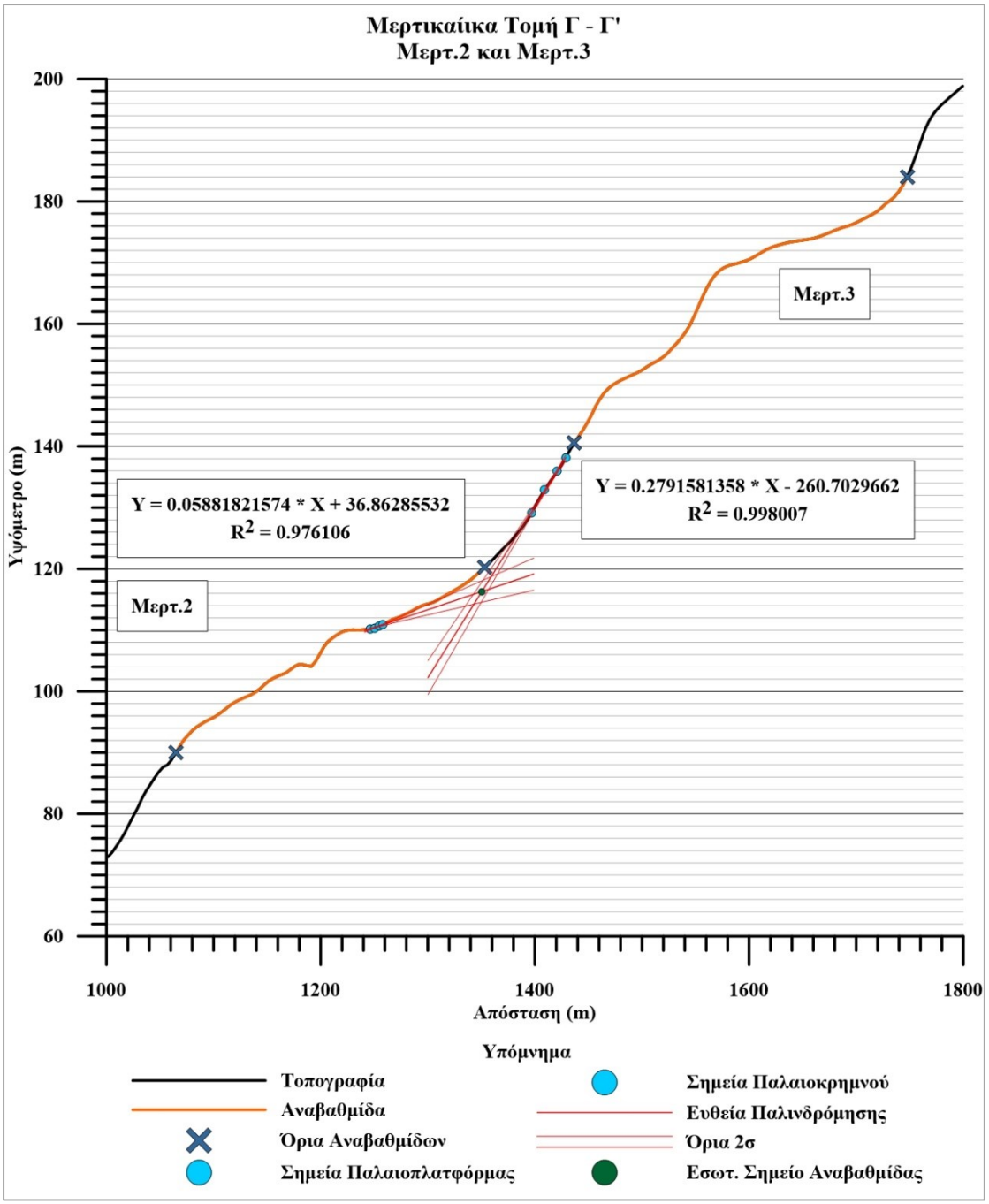


Τομή	Αναβαθμίδα	Εσωτ. Σημείο Αναβαθμίδας (m)	Ελάχιστο (m)	Μέγιστο (m)
Γ-Γ'	Μερτ.1	72,495	70,783	73,967
	Μερτ.2	116,249	113,900	119,173
	Μερτ.3	178,314	176,603	179,893
	Μερτ.4*	220 – 222 ή 260 – 262	–	–

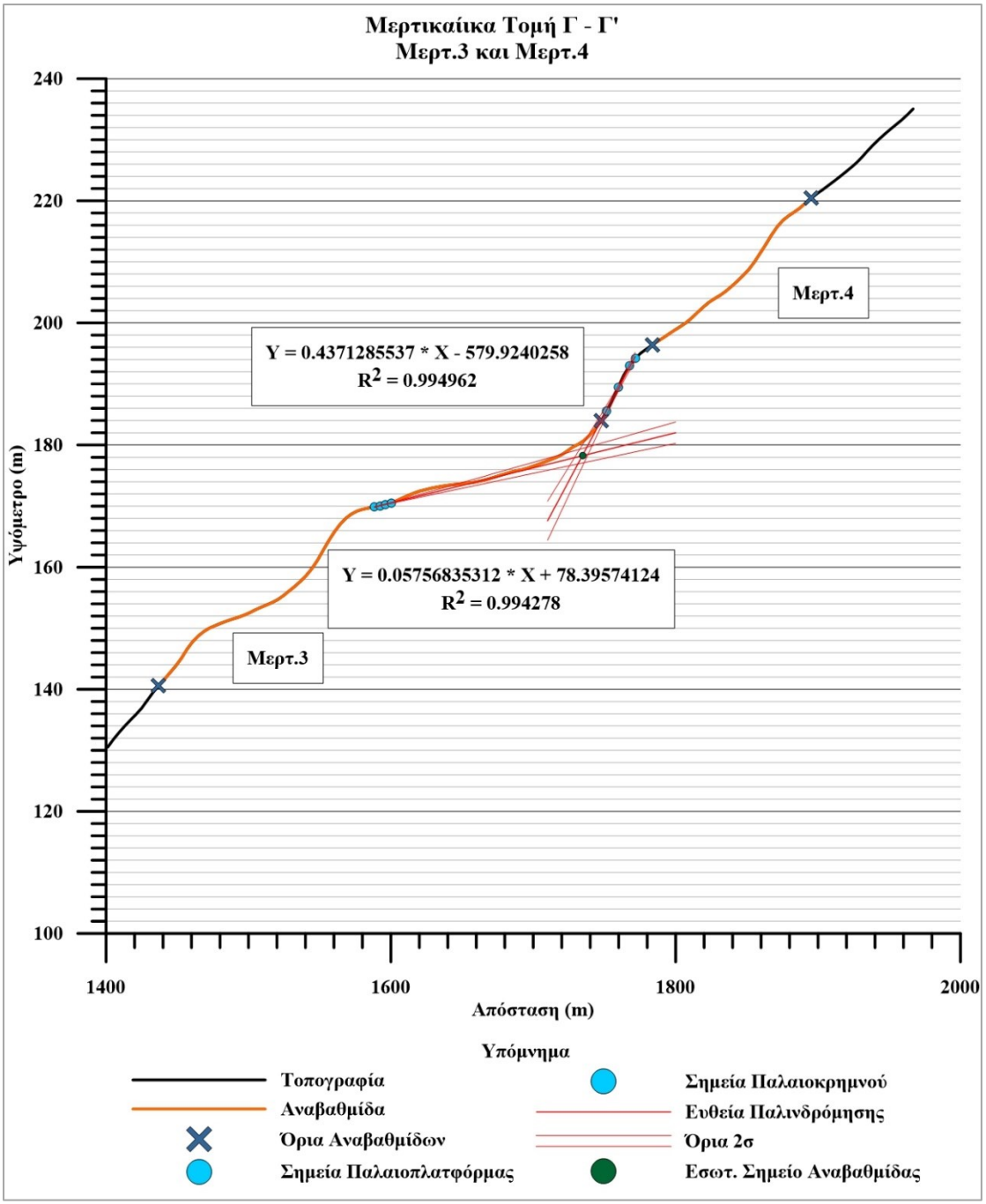
Εικόνα 5.5: Τοπογραφικό προφίλ (επάνω) και πίνακας χαρακτηριστικών υψομέτρων (κάτω) της τομής Γ – Γ' από την ακτή έως τον κρημνό στο τέλος του υψώματος στα Μαύρα. Για την Μερτ.4 δεν υπάρχουν ελάχιστη και μέγιστη τιμή, επειδή δε διασώζεται το εσωτερικό της τμήμα μαζί με τον παλαιοκρημνό.



Εικόνα 5.6: Τοπογραφικό διάγραμμα για τον υπολογισμό του εσωτερικού άκρου της αναβαθμίδας Μερτ.1, με βάση τη τομή Γ – Γ'. Το υψόμετρο για το εσωτερικό σημείο της υπολογίστηκε στα 72,495 m, με ελάχιστη τιμή 70,783 m και μέγιστη 73,967 m.



Εικόνα 5.7: Τοπογραφικό διάγραμμα για τον υπολογισμό του εσωτερικού άκρου της αναβαθμίδας Μερτ.2, με βάση τη τομή Γ – Γ'. Το εσωτερικό σημείο της υπολογίστηκε στα 116,249 m, με ελάχιστη τιμή 113,9 m και μέγιστη 119,173 m.



Εικόνα 5.8: Τοπογραφικό διάγραμμα για τον υπολογισμό του εσωτερικού άκρου της Μερτ.3, με βάση τη τομή Γ – Γ'. Το εσωτερικό σημείο της υπολογίστηκε στα 178,314 m, με ελάχιστη τιμή 176,603 m, μέγιστη 179,893 m.

5.1.1.4 Τομή Δ – Δ'

Είναι η τελευταία και δυτικότερη τομή από τις τέσσερις που σχεδιάστηκαν στην περιοχή από τα Μερτικαίικα έως τις εγκαταστάσεις του Βιολογικού Καθαρισμού του Ξυλοκάστρου. Βρίσκεται στο μικρότερο από τα τρία υποπαράλληλα μεταξύ τους υψώματα της περιοχής και ακολουθεί τη ΒΑ – ΝΔ διεύθυνση του. Πρόκειται για μία μίνι ακολουθία, η οποία αποτελείται από τρεις εμφανίσεις θαλάσσιων αναβαθμίδων.

Από αυτές, η χαμηλότερη είναι η μικρότερη σε έκταση, με την εμφάνιση της να περιορίζεται σε μία λεπτή λωρίδα πλάτους 10 – 12 m στον άξονα Α – Δ και 100 m περίπου στη διεύθυνση ΒΑ – ΝΔ, ενώ οι άλλες δύο παρουσιάζουν αρκετά πιο εκτεταμένη εμφάνιση (Εικ. 4.7).

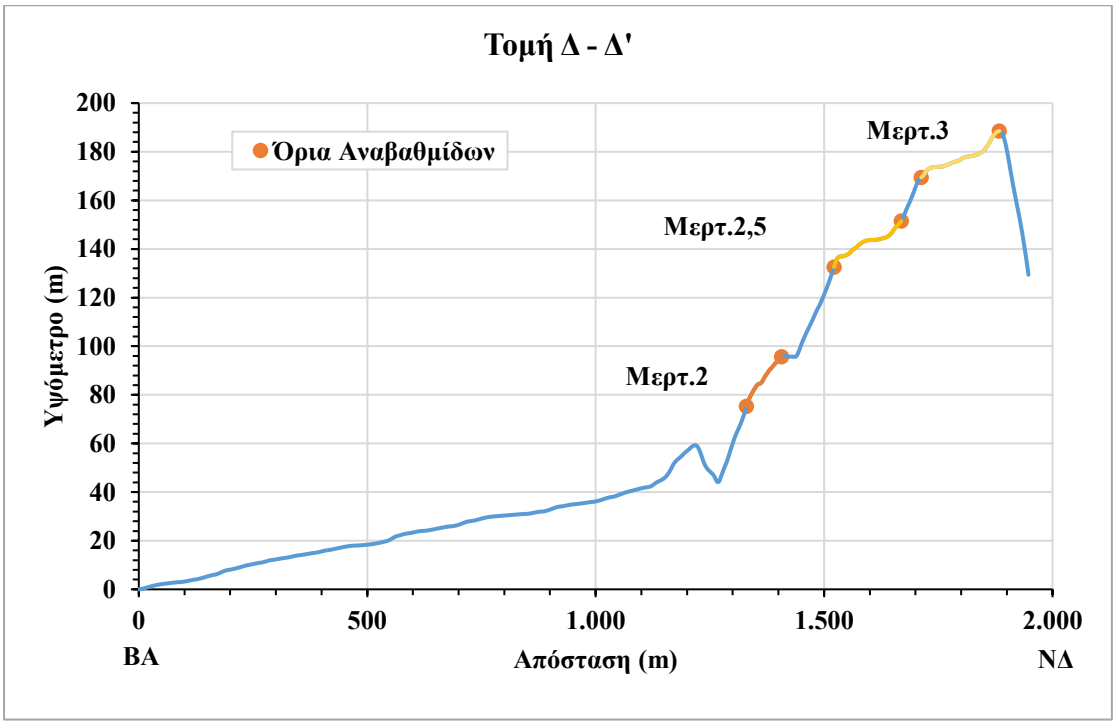
Η πρώτη αναβαθμίδα αυτής της τομής, παρουσιάζει εξωτερικό όριο στα 75 m και εσωτερικό στα 95 m περίπου. Το τοπογραφικό προφίλ της αναβαθμίδας, του παλαιοκρημνού που ακολουθά και του αναγλύφου στο συγκεκριμένο τμήμα, οδηγούν σε κατασκευή διαγράμματος, το οποίο δεν επιτρέπει την επιλογή κατάλληλων σημείων για τον υπολογισμό του εσωτερικού άκρου. Για αυτό τον λόγο, σαν κύρια κριτήρια χρησιμοποιήθηκαν τα υψόμετρα της εμφάνισης της, η έκταση της, η εγγύτητα με τις αναβαθμίδες της Γ – Γ' και πως όλες οι αναβαθμίδες μέχρι την περιοχή της Συκιάς ακολουθούν την μορφολογία της ακτογραμμής. Επειδή, βρίσκεται αρκετά ψηλότερα από την Μερτ.1 της Γ – Γ' και το υψόμετρο της να είναι εντός των τιμών της Πάσιο 2, αντιστοιχήθηκε με την Πάσιο 2 και την Μερτ.2 (Εικ. 5.9).

Η ενδιάμεση των τριών εμφανίσεων, ξεκινάει στα 136 m περίπου με το εσωτερικό της όριο να είναι στα 147 – 152 m περίπου. Το εσωτερικό άκρο που προκύπτει, είναι στα 146,532 m, με ελάχιστη τιμή 144,267 m, μέγιστη 148,883 m (Εικ. 5.10). Το υψόμετρο αυτό όμως, δεν ταιριάζει με κάποιο από τις αναβαθμίδες των προηγούμενων τριών τομών. Στην ακολουθία των Armijo *et al.* (1996), η αναβαθμίδα Μελίσσι 3 (Melissi 3 – M3) εμφανίζεται σε υψόμετρα 120 – 150 m περίπου και της δίνουν εσωτερικό άκρο στα 132 και 148 m, με τη δεύτερη τιμή να βρίσκεται στο τμήμα πάνω από την ανατολική όχθη του Σύθα. Η τιμή των 148 m ταιριάζει με την 146,532 της τομής και συνεπώς πρόκειται για την Μελίσσι 3, με την προϋπόθεση ότι αυτό είναι το πραγματικό υψόμετρο της αναβαθμίδας και δεν μετατοπίστηκε εξαιτίας κάποιου ρήγματος ή οποιουδήποτε άλλου λόγου που δεν είναι ορατός σε αυτό το επίπεδο έρευνας. Επειδή παρεμβάλλεται μεταξύ των Μερτ.2 και Μερτ.3 στην μέχρι τώρα ακολουθία, πήρε «ενδιάμεση» αρίθμηση, Μερτ.2,5.

Η τρίτη αναβαθμίδα της ακολουθίας, έχει εξωτερικό όριο στα 170 m περίπου και εσωτερικό στα 188 m περίπου (Εικ. 5.9). Επειδή, δεν υπάρχει άλλη αναβαθμίδα, αλλά ούτε και κάποιος κρημνός σε υψηλότερο ανάγλυφο, δεν ήταν δυνατό να γίνει υπολογισμός του εσωτερικού άκρου με τον τρόπο των ευθειών γραμμικής παλινδρόμησης. Μπορεί, όμως, να χρησιμοποιηθεί το υψόμετρο των ισοϋψών εκεί όπου περατώνεται η αναβαθμίδα. Αυτό βρίσκεται μεταξύ των 184 και 190 m και συμφωνεί με το υψόμετρο της Νέας Κορίνθου. Δηλαδή, η συγκεκριμένη αναβαθμίδα,

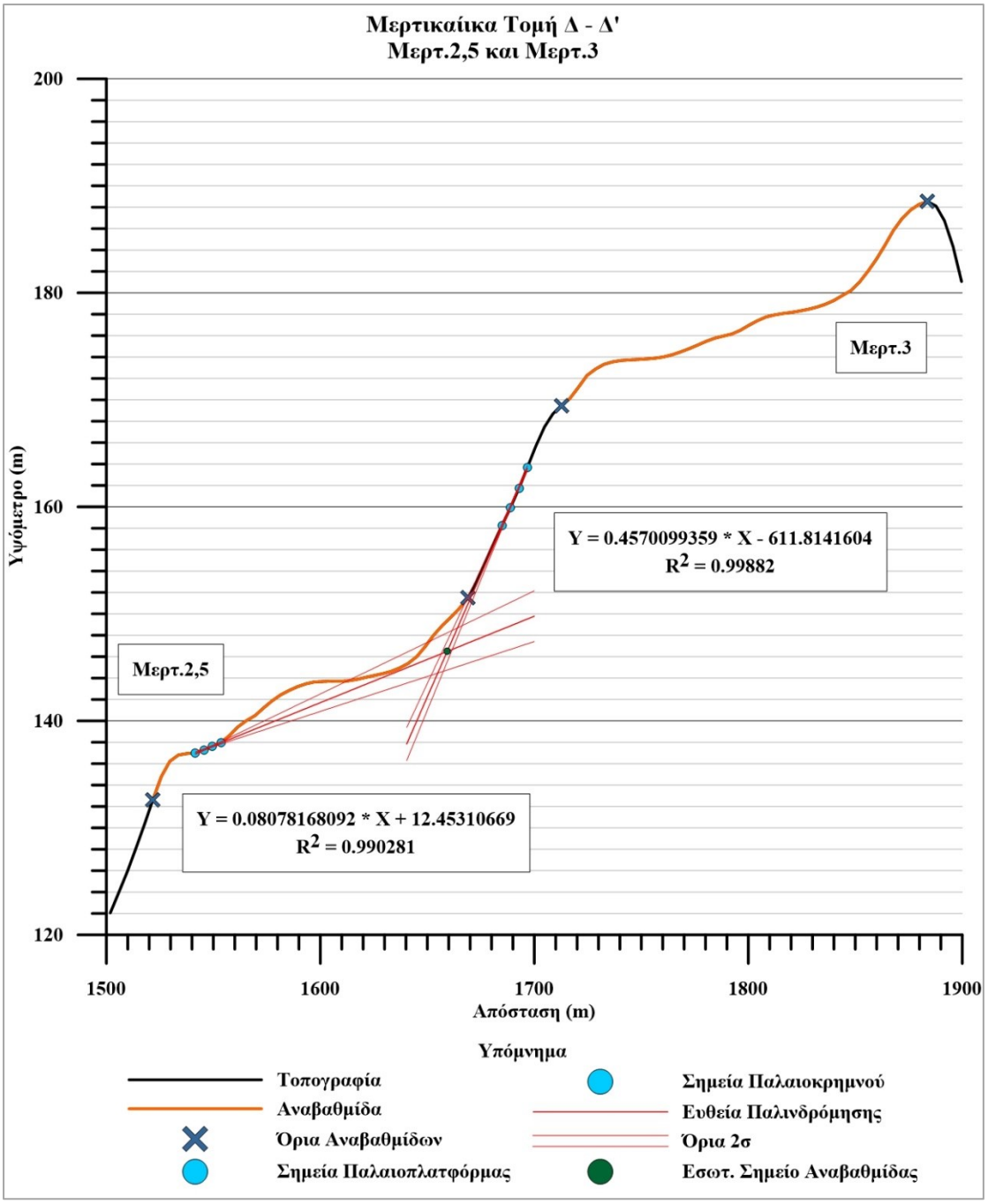
συσχετίζεται με την Μερτ.3 των άλλων τομών και την Νέα Κόρινθο των Armijo *et al.* (1996).

Τέλος, εκατέρωθεν του Βιολογικού του Ξυλοκάστρου υπάρχουν τρεις μικρές εμφανίσεις (Εικ. 4.7). Αυτή με το χαμηλότερο υψόμετρο, βρίσκεται ακριβώς στα δυτικά του με εξωτερικά και εσωτερικά όρια στα 57 m και 83 m περίπου. Η δεύτερη έχει την μεγαλύτερη εξάπλωση με εξωτερικά όρια λίγο περισσότερο από 100 m και εσωτερικά κοντά στα 140 m. Η τρίτη είναι μία πάρα πολύ μικρή εμφάνιση, με μέγιστο υψόμετρο στα 164 m σχεδόν. Λαμβάνοντας υπόψη, τα υψόμετρα των εμφανίσεων τους και τη σχέση τους με τις γειτονικές τους στα ανατολικά - η πρώτη αντιστοιχεί στην Μερτ.1 και στην Καρυώτικα 2, η δεύτερη στην Μερτ.2,5 και Μελίσσι 3 και η τρίτη στην Μερτ.3 και Νέα Κόρινθο.



Τομή	Αναβαθμίδα	Εσωτ. Σημείο Αναβαθμίδας (m)	Ελάχιστο (m)	Μέγιστο (m)
Δ-Δ'	**Μερτ.2***	93 – 96	–	–
	Μερτ.2,5	146,532	144,267	148,883
	Μερτ.3*	184 – 190	–	–

Εικόνα 5.9: Τοπογραφικό προφίλ (επάνω) και πίνακας χαρακτηριστικών υψομέτρων (κάτω) της τομής Δ – Δ' από την ακτή έως τον κρημνό στο τέλος του υψώματος στα Μαύρα. Για τις Μερτ.2 και Μερτ.3 δεν υπάρχουν ελάχιστη και μέγιστη τιμή, επειδή η τοπογραφία δεν επέτρεπε την χρήση κατάλληλων σημείων για τον υπολογισμό του εσωτερικού σημείου της αναβαθμίδας και επειδή δε διασώζεται το εσωτερικό της τμήμα μαζί με τον παλαιοκρημνό αντίστοιχα.



Εικόνα 5.10: Διάγραμμα τοπογραφικού προφίλ για τον υπολογισμό του εσωτερικού άκρου της αναβαθμίδας Μερτ.2,5, με βάση τη τομή Δ – Δ'. Το εσωτερικό σημείο της υπολογίστηκε στα 146,532 m, με ελάχιστη τιμή 144,267 m, μέγιστη 148,883 m.

5.1.2 Καρυώτικα Καμαρίου

5.1.2.1 Τομή Ε – Ε' – 1

Είναι η ανατολικότερη εκ των τεσσάρων τοπογραφικών τομών στη συγκεκριμένη περιοχή και τέμνει και τις έξι εμφανίσεις θαλάσσιων αναβαθμίδων. Βρίσκεται στο κεντρικό τμήμα, γιατί εκεί εμφανίζεται πλήρης η ακολουθία. Η διεύθυνση της είναι σχεδόν ΒΑ – ΝΔ και όπως αναφέρθηκε και νωρίτερα, οι αριθμοί 1 έως 6 στα διαγράμματα των τοπογραφικών προφίλ, αντιστοιχούν στις εμφανίσεις ΚΚ1 έως ΚΚ6. Παρόλο που στην περιοχή υπάρχει μία αλλοίωση του αναγλύφου λόγω κάποιων μικρών αλλουβιακών ριπιδίων, η τομή φαίνεται να δίνει ικανοποιητικά αποτελέσματα. Στο χαμηλότερο υψόμετρο εμφανίζεται η ΚΚ1, με το εξωτερικό της άκρο να βρίσκεται περίπου στα 30 m, δίπλα ακριβώς στο ρεύμα προς Αθήνα της Νέας Εθνικής Οδού Αθηνών – Πατρών, ενώ αυτή στο υψηλότερο υψόμετρο είναι η ΚΚ6, με το εσωτερικό της άκρο περίπου στα 187 m (Εικ. 4.13).

Η αναβαθμίδα ΚΚ1, παρουσιάζει εξάπλωση με το εξωτερικό της όριο να είναι, στη τομή αυτή, γύρω στα 30 m και το εσωτερικό της στα 37 m περίπου. Το εσωτερικό άκρο που προκύπτει από το διάγραμμα του τοπογραφικού προφίλ είναι 34,501 m με ελάχιστη τιμή 34,290 m και μέγιστη 34,670 m (Εικ. 4.13, 5.11 και 5.12).

Η ΚΚ2 έχει μεγαλύτερη απόσταση μεταξύ του εξωτερικού και εσωτερικού της ορίου, με το πρώτο να ξεκινάει λίγο πάνω από τα 42 m και το δεύτερο λίγο πάνω από τα 62 m. Το εσωτερικό άκρο που προκύπτει είναι 51,825 m με ελάχιστη τιμή 51,227 m και μέγιστη 52,373 m (Εικ. 5.13).

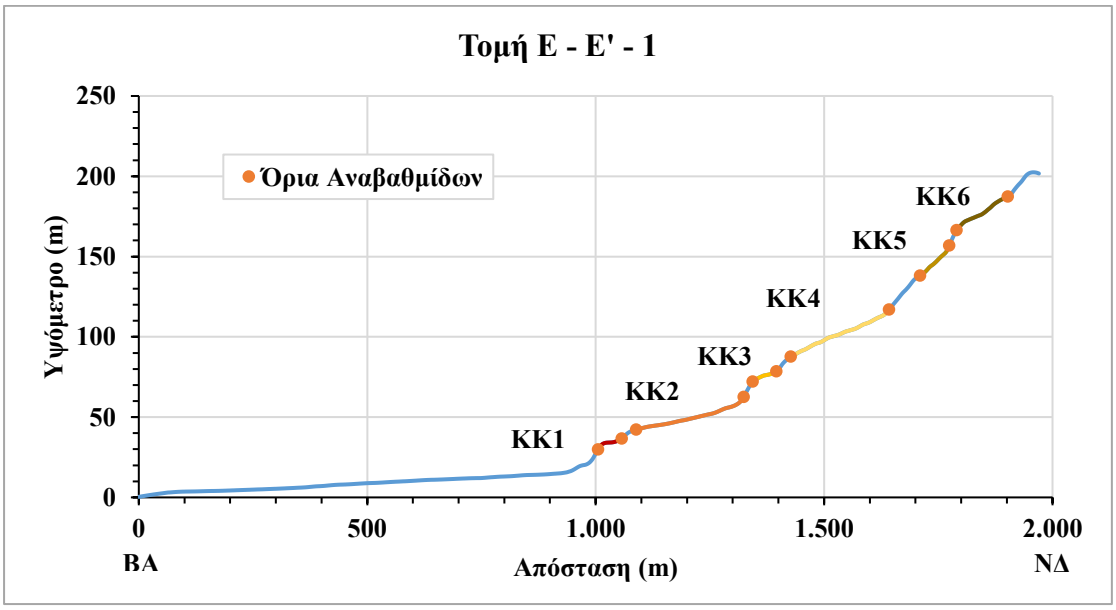
Η ΚΚ3 είναι αρκετά μικρή και μοιάζει με μια στενή λωρίδα. Το εξωτερικό της όριο βρίσκεται στα 72 m και το εσωτερικό στα 78 m περίπου. Το εσωτερικό άκρο που προκύπτει είναι 77,636 m με ελάχιστη τιμή 77,173 m και μέγιστη 77,960 m (Εικ. 5.14).

Η ΚΚ4 είναι πολύ πιο μεγάλη από την ΚΚ3 και παρόμοια με την ΚΚ2 σε μέγεθος. Έχει εξωτερικό όριο στα 87 m και εσωτερικό στα 117 m σχεδόν. Ο υπολογισμός του εσωτερικού άκρου, δίνει 113,164 m με ελάχιστη τιμή 109,467 m και μέγιστη 116,867 m (Εικ. 5.15).

Η ΚΚ5, είναι και αυτή μικρή και στενή εμφάνιση με εξωτερικό όριο στα 138 m και εσωτερικό στα 157 m, περίπου. Εδώ, υπολογίζεται υψόμετρο για το εσωτερικό άκρο, 150,908 m με ελάχιστη τιμή 149,373 m και μέγιστη 152,253 m (Εικ. 5.16).

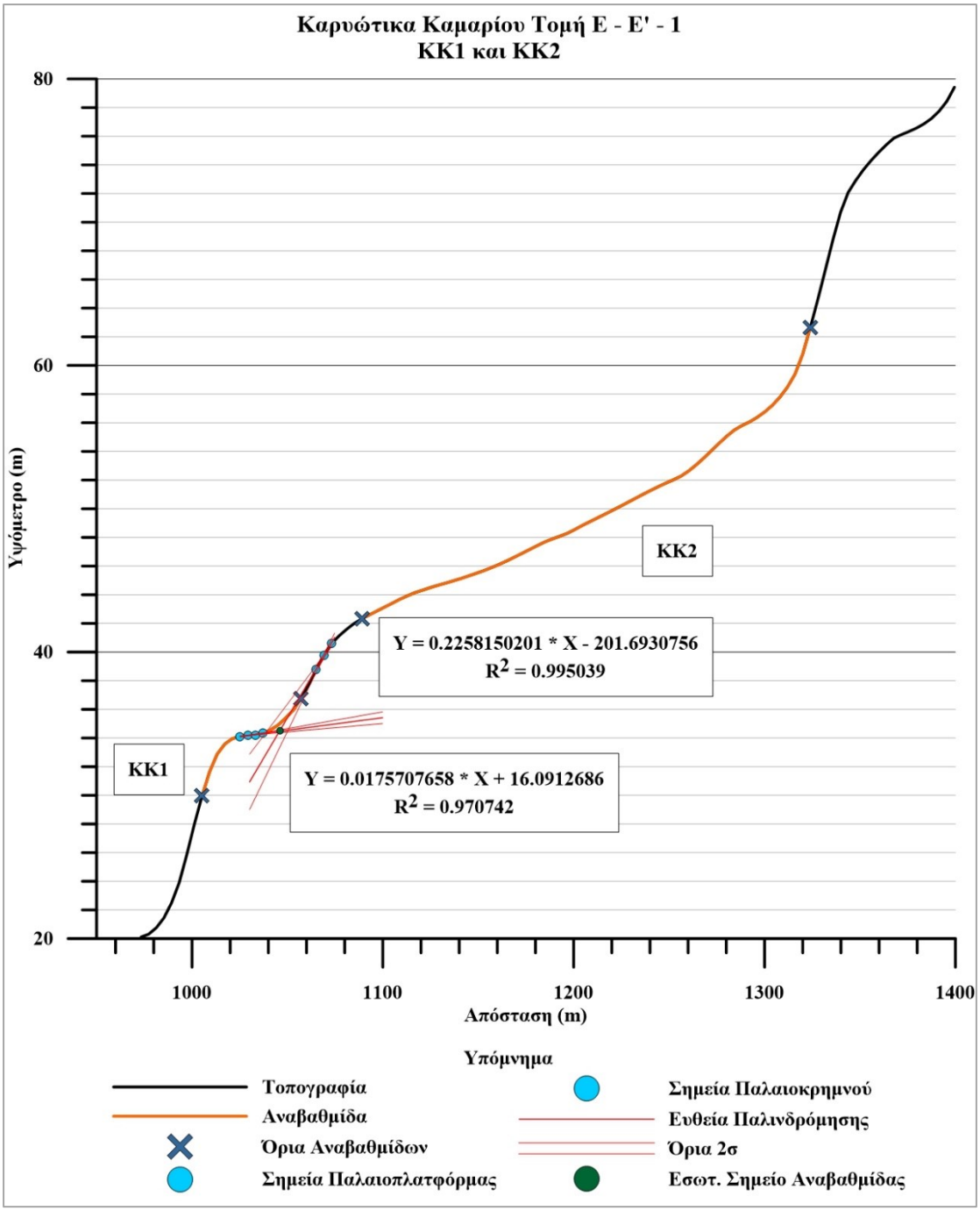
Η ΚΚ6 αποτελεί τη τελευταία και μικρότερη, σε εξάπλωση, εμφάνιση. Έχει εξωτερικό όριο στα 166 m και εσωτερικό στα 187 m σχεδόν. Στη συγκεκριμένη

τοποθεσία, δεν υπάρχει άλλος παλαιοκρημνός αναβαθμίδας σε μεγαλύτερο υψόμετρο από αυτή, παρά μόνο ο κρημνός που αντιστοιχεί στην επιφάνεια ολίσθησης του χερσαίου ρήγματος του Ξυλοκάστρου (Εικ. 4.13). Λόγω της πολυπλοκότητας που μπορεί να αποτυπώθηκε στο ανάγλυφο λόγω της ολίσθησης, της διάβρωσης, της κάλυψης από υλικά από τα υψηλότερα σημεία κτλ, δεν χρησιμοποιήθηκε ο τρόπος των ευθειών γραμμικής παλινδρόμησης. Έτσι, επιλέχθηκε σαν εσωτερικό άκρο, το υψόμετρο πλησίον της ισοϋψούς, στο οποίο γίνεται η αλλαγή της κλίσης και περατώνεται η εμφάνιση της αναβαθμίδας. Αυτό είναι γύρω στα 185 – 189 m (Εικ. 5.11).

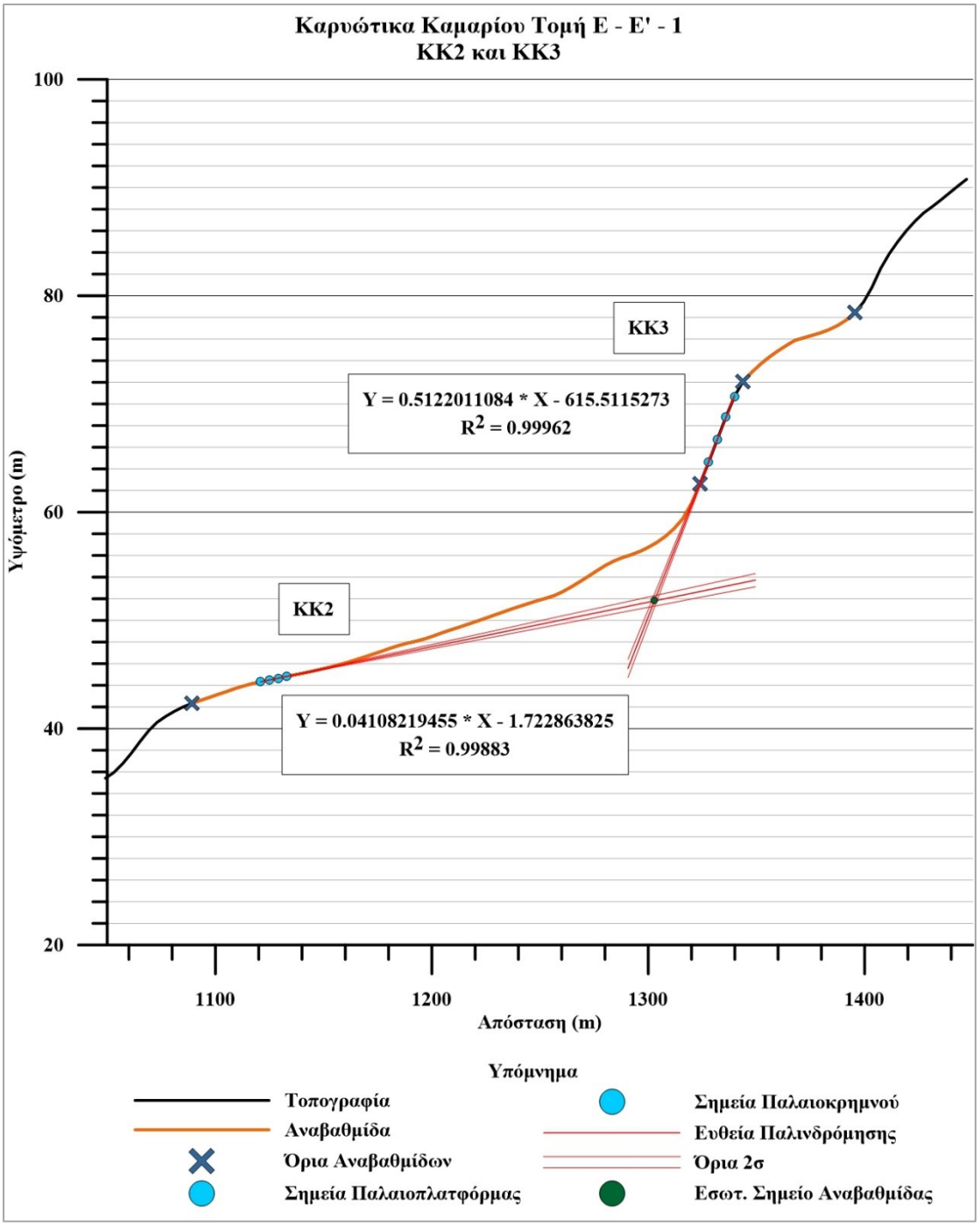


Τομή	Αναβαθμίδα	Εσωτ. Σημείο Αναβαθμίδας (m)	Ελάχιστο (m)	Μέγιστο (m)
Ε-Ε'-1	ΚΚ1	34,501	34,290	34,670
	ΚΚ2	51,825	51,227	52,373
	ΚΚ3	77,636	77,173	77,960
	ΚΚ4	113,164	109,467	116,867
	ΚΚ5	150,908	149,373	152,253
	ΚΚ6*	185 – 189	–	–

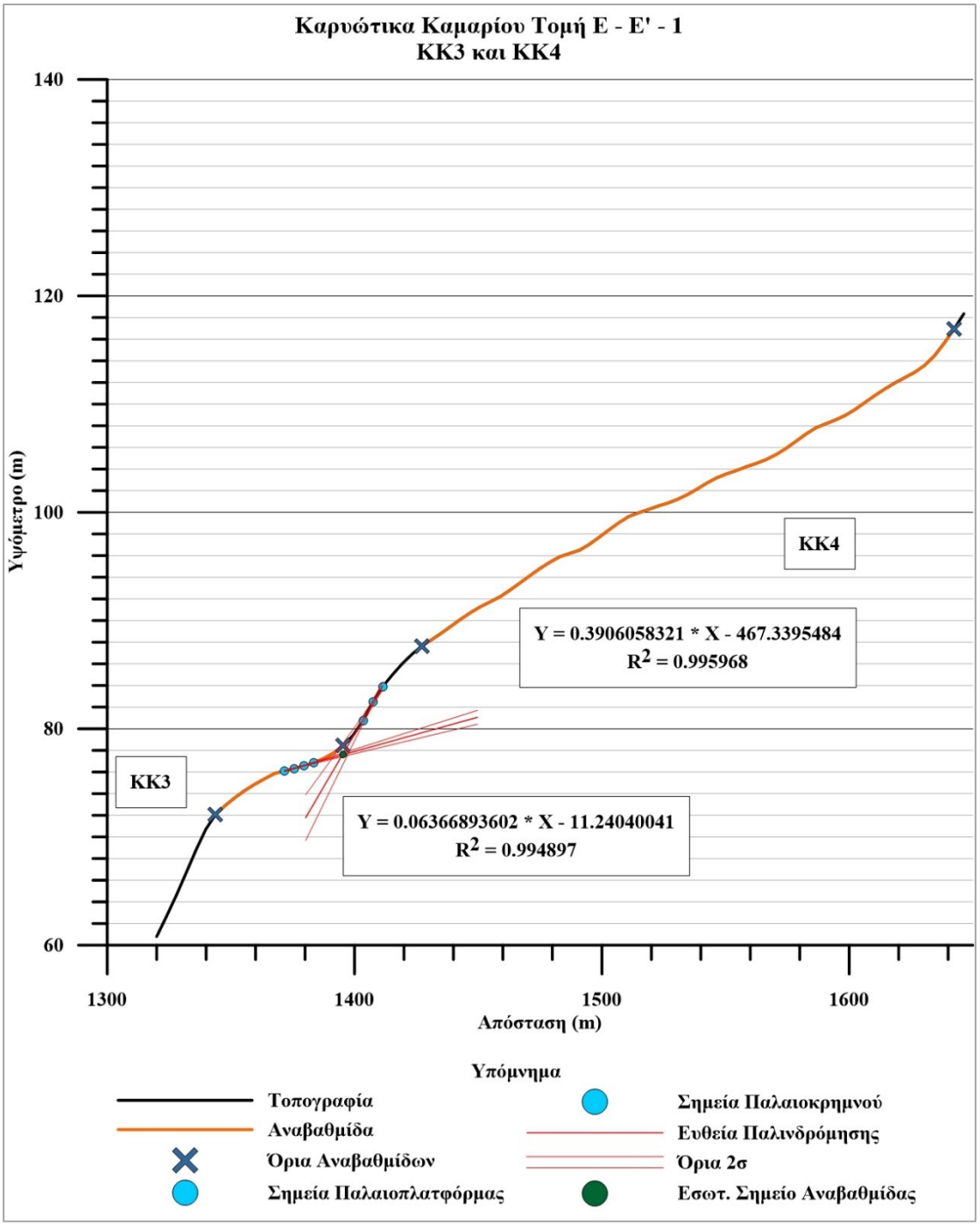
Εικόνα 5.11: Τοπογραφικό προφίλ (επάνω) και πίνακας χαρακτηριστικών υψομέτρων (κάτω) της τομής Ε – Ε' – 1 από την ακτή έως το τέλος της ακολουθίας στα Καρυώτικα Καμαρίου. Για την ΚΚ6 δεν υπάρχουν ελάχιστη και μέγιστη τιμή, επειδή η τοπογραφία δεν επέτρεπε την χρήση κατάλληλων σημείων για τον υπολογισμό του εσωτερικού σημείου της αναβαθμίδας.



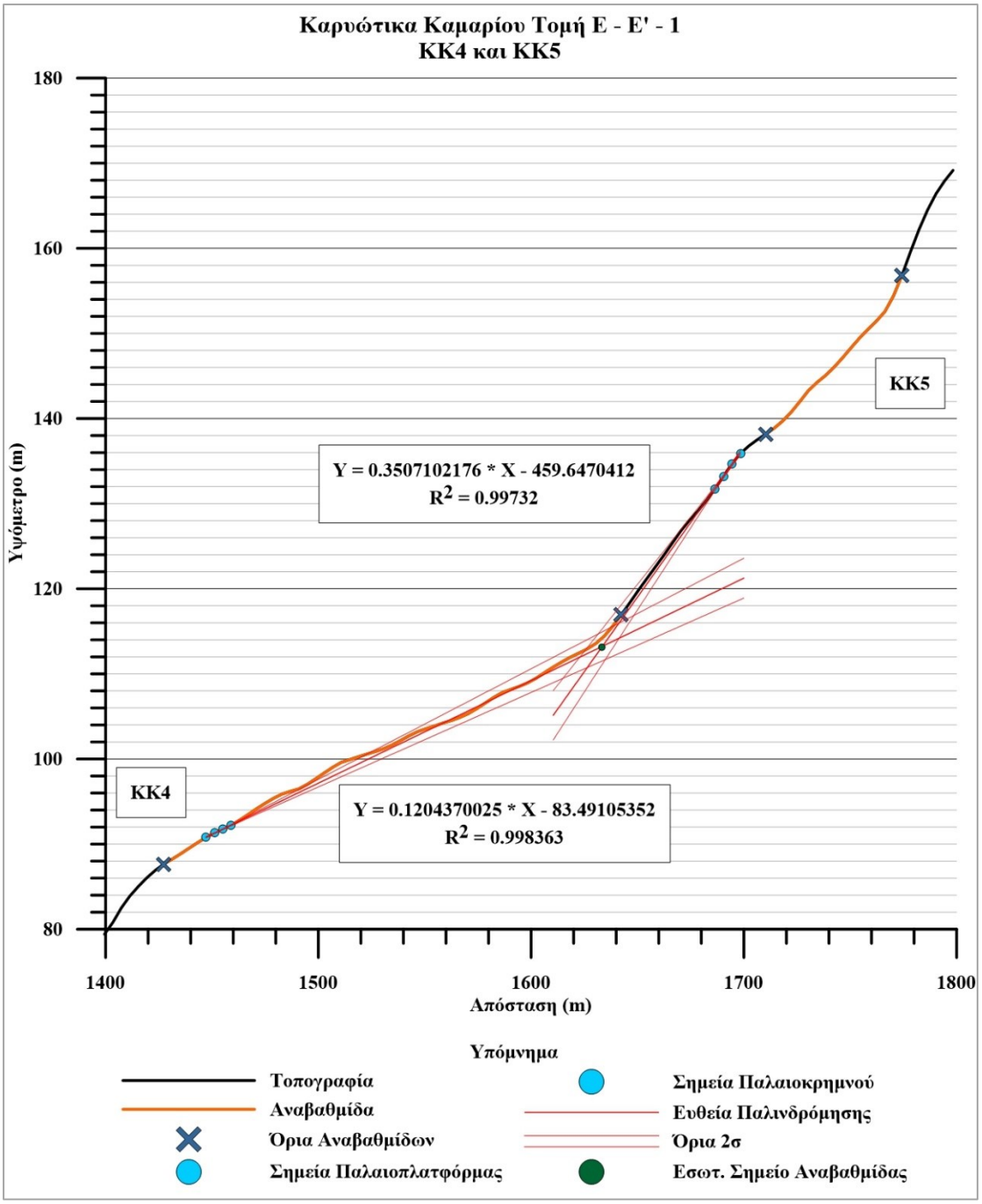
Εικόνα 5.12: Διάγραμμα τοπογραφικού προφίλ για τον υπολογισμό του εσωτερικού άκρου της αναβαθμίδας ΚΚ1, με βάση τη τομή Ε – Ε' – 1. Το εσωτερικό της σημείο υπολογίστηκε στα 34,501 m, με ελάχιστη τιμή 34,290 m και μέγιστη 34,670 m.



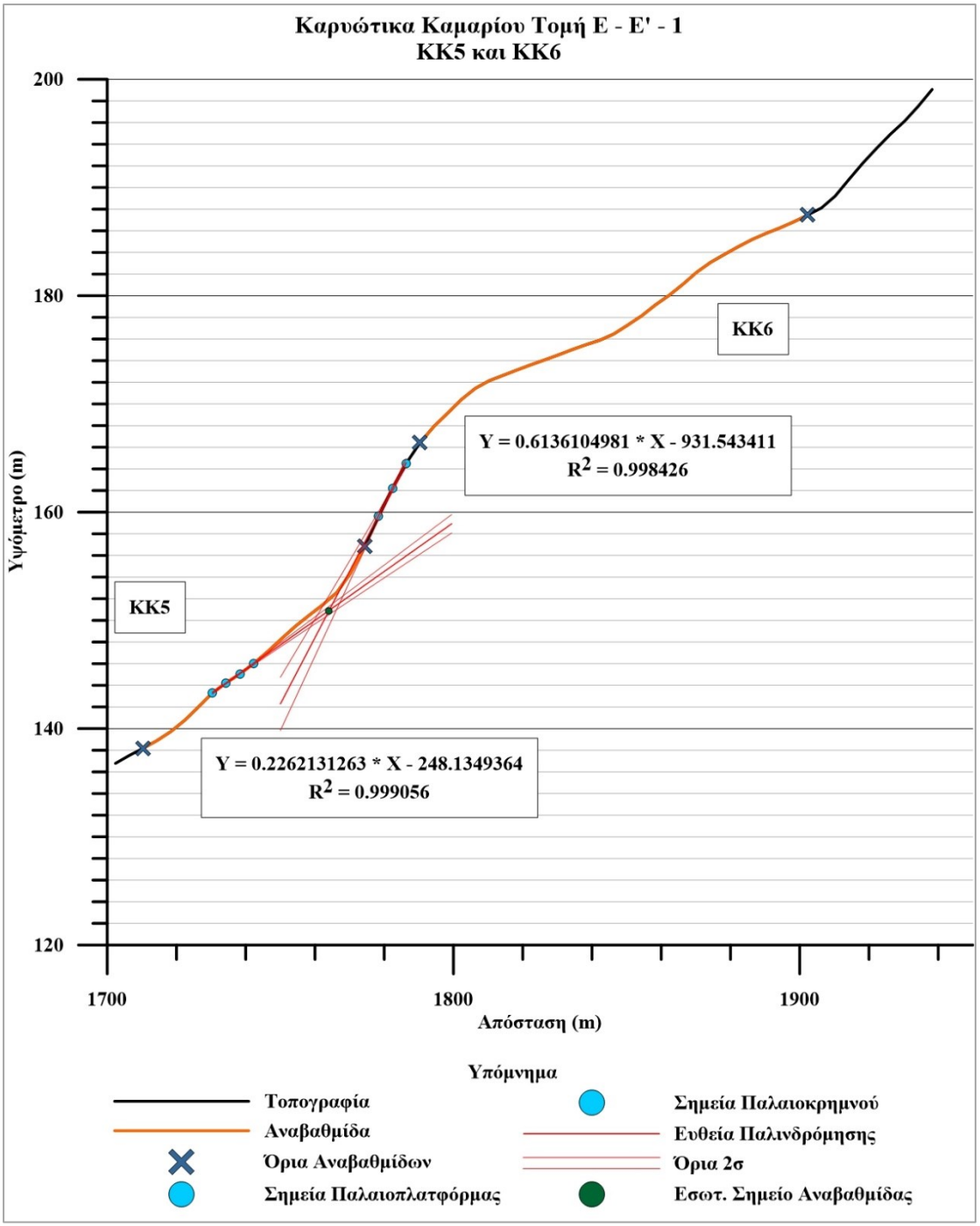
Εικόνα 5.13: Διάγραμμα τοπογραφικού προφίλ για τον υπολογισμό του εσωτερικού άκρου της αναβαθμίδας ΚΚ2, με βάση τη τομή Ε – Ε' – 1. Το εσωτερικό της σημείο υπολογίστηκε στα 51,825 m, με ελάχιστη τιμή 51,227 m και μέγιστη 52,373 m.



Εικόνα 5.14: Διάγραμμα τοπογραφικού προφίλ για τον υπολογισμό του εσωτερικού άκρου της αναβαθμίδας ΚΚ3, με βάση τη τομή Ε – Ε' – 1. Το εσωτερικό της σημείο υπολογίστηκε στα 77,636 m, με ελάχιστη τιμή 77,173 m και μέγιστη 77,960 m.



Εικόνα 5.15: Διάγραμμα τοπογραφικού προφίλ για τον υπολογισμό του εσωτερικού άκρου της αναβαθμίδας ΚΚ4, με βάση τη τομή Ε – Ε' – 1. Το εσωτερικό της σημείο υπολογίστηκε στα 113,164 m, με ελάχιστη τιμή 109,467 m και μέγιστη 116,867 m.



Εικόνα 5.16: Διάγραμμα τοπογραφικού προφίλ για τον υπολογισμό του εσωτερικού άκρου της αναβαθμίδας ΚΚ5, με βάση τη τομή Ε – Ε' – 1. Το εσωτερικό της σημείο υπολογίστηκε στα 150,908 m, με ελάχιστη τιμή 149,373 m και μέγιστη 152,253 m.

5.1.2.2 Τομή Ε – Ε'

Η αμέσως επόμενη τομή, κινούμενοι προς τα δυτικά, είναι η Ε – Ε', η οποία βρίσκεται και σε πολύ κοντινή απόσταση από την Ε – Ε' – 1. Όσον αφορά την μορφολογία του εδάφους ισχύει ότι και για την Ε – Ε' – 1. Έχει και αυτή διεύθυνση ΒΑ – ΝΔ και τέμνει όλες τις εμφανίσεις, από την ΚΚ1 έως την ΚΚ6. Επειδή όμως, τέμνει την ΚΚ1 κοντά στο δυτικό κρημνό της, όπου η επιφάνεια της είναι περιορισμένη, δεν ήταν δυνατή η επιλογή αρκετών σημείων για την εφαρμογή των ευθειών γραμμικής παλινδρόμησης για τη συγκεκριμένη εμφάνιση. Η ακολουθία συνεχίζει να βρίσκεται παράλληλα και νότια της Νέας Εθνικής Οδού Αθηνών – Πατρών. Στο χαμηλότερο υψόμετρο εμφανίζεται το εξωτερικό άκρο της ΚΚ1 στα λίγο πάνω από τα 29 m και υψηλότερο είναι το εσωτερικό άκρο της ΚΚ6 στα 187 m σχεδόν (Εικ. 4.13 και 5.17).

Εδώ, η ΚΚ1 έχει περιορισμένη εξάπλωση προχωρώντας από το εξωτερικό της όριο προς το εσωτερικό, ενώ και τα δύο βρίσκονται σε ένα υψόμετρο περίπου 30 m. Λόγω του ότι οι τιμές τους είναι σχεδόν ίδιες με αυτές που προκύπτουν από την προηγούμενη τομή, μπορούμε να υποθέσουμε ότι το εσωτερικό της άκρο, θα βρίσκεται σε ένα ανάλογο υψόμετρο όπως υπολογίστηκε και στην Ε – Ε' – 1 (Εικ. 5.17).

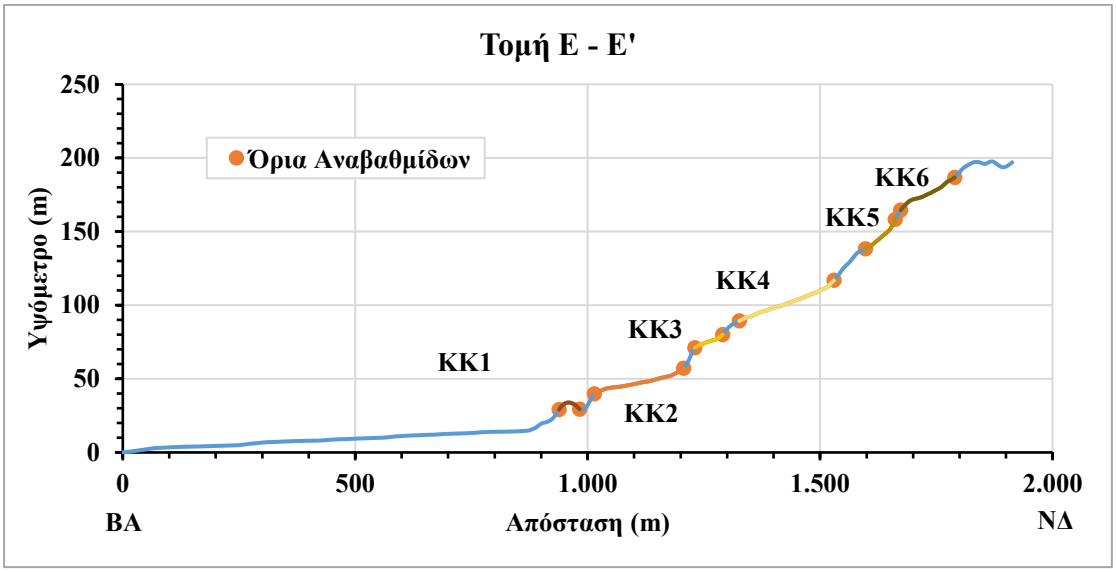
Η ΚΚ2, εμφανίζεται όπως και στην προηγούμενη τομή με εσωτερικό όριο στα 40 m και εξωτερικό στα 57 m, περίπου. Το εσωτερικό άκρο που προκύπτει είναι 48,888 m με ελάχιστη τιμή 48,417 m και μέγιστη 49,317 m (Εικ. 5.18).

Η ΚΚ3 διατηρεί και αυτή το σχήμα της, όπως περιεγράφηκε νωρίτερα και μοιάζει με μια στενή λωρίδα. Το εξωτερικό της όριο βρίσκεται στα 71 m και το εσωτερικό στα 80 m περίπου. Το εσωτερικό άκρο που προκύπτει είναι 77,984 m με ελάχιστη τιμή 76,833 m και μέγιστη 79,267 m (Εικ. 5.19).

Η ΚΚ4, όπως και πριν, έχει εξωτερικό όριο στα 89 m και εσωτερικό στα 117 m, σχεδόν. Ο υπολογισμός του εσωτερικού άκρου δίνει 104,610 m, με ελάχιστη τιμή 99,477 m και μέγιστη 110,700 m (Εικ. 5.20).

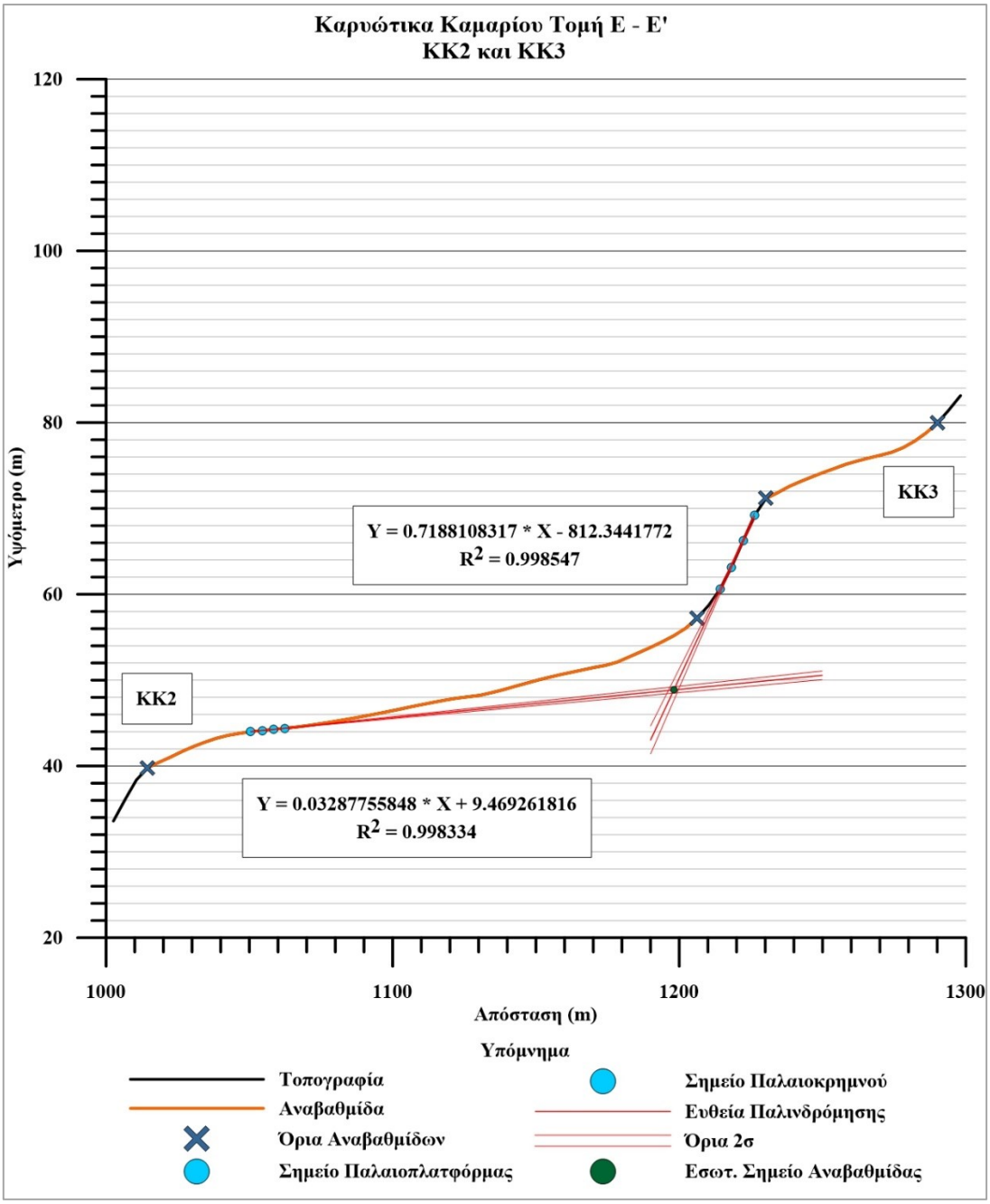
Η ΚΚ5, είναι και εδώ μικρή και στενή εμφάνιση με εξωτερικό όριο στα 138 m και εσωτερικό στα 158 m, περίπου. Εδώ, υπολογίζεται υψόμετρο για το εσωτερικό άκρο, 146,316 m με ελάχιστη τιμή 145,217 m και μέγιστη 147,750 m (Εικ. 5.21).

Για την ΚΚ6 ισχύουν αυτά που ειπώθηκαν για την αντίστοιχη εμφάνιση στη τομή Ε – Ε' – 1. Συνεπώς, το εξωτερικό της όριο είναι στα 164 – 165 m και το εσωτερικό της στα 187 m σχεδόν. Έτσι, σαν υψόμετρο του εσωτερικού άκρου, μπορούμε να πάρουμε μια πάλι τιμή γύρω στα 185 – 189 m (Εικ. 5.17).

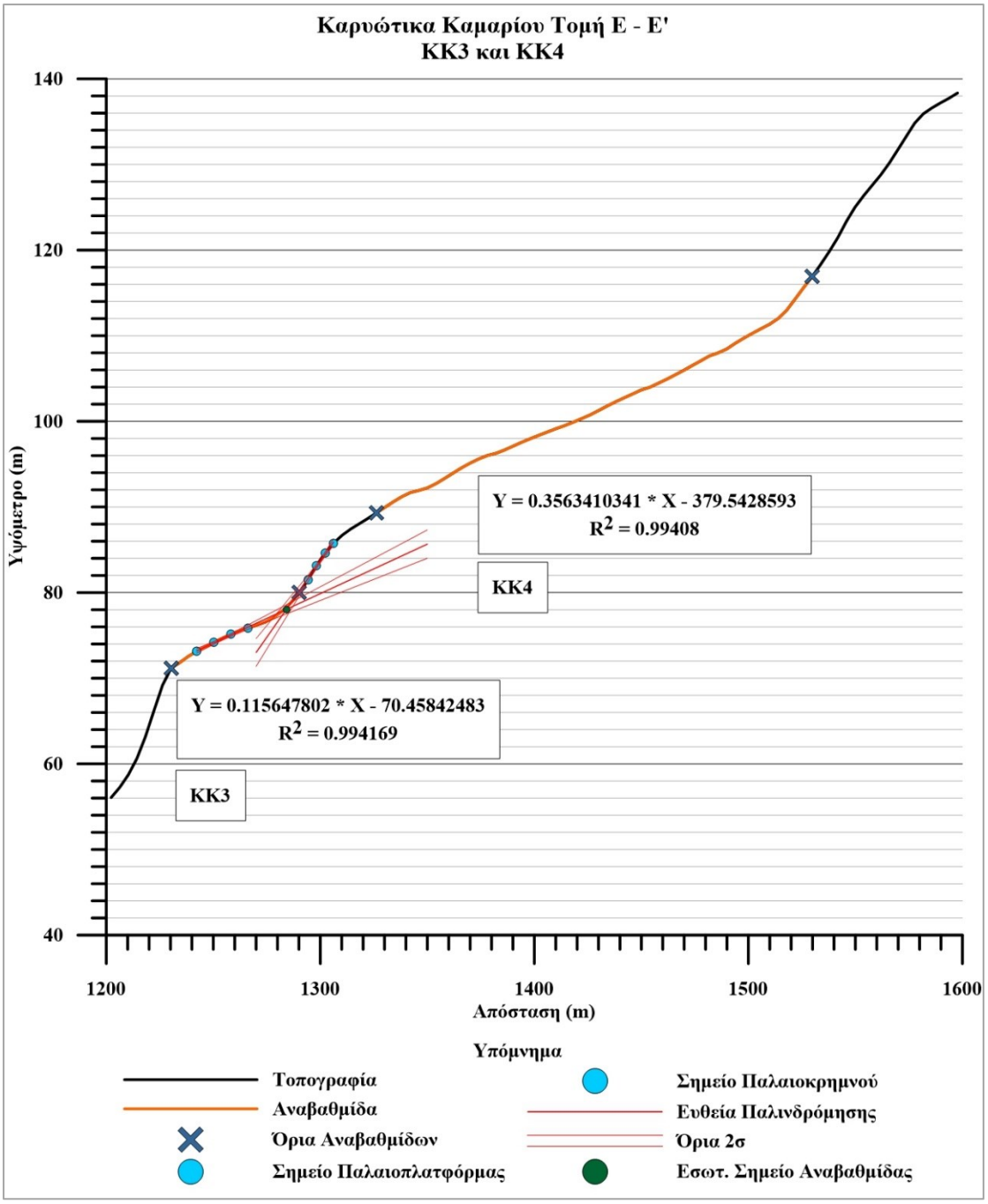


Τομή	Αναβαθμίδα	Εσωτ. Σημείο Αναβαθμίδας (m)	Ελάχιστο (m)	Μέγιστο (m)
Ε-Ε'	ΚΚ2	48,888	48,417	49,317
	ΚΚ3	77,984	76,833	79,267
	ΚΚ4	104,610	99,477	110,700
	ΚΚ5	146,316	145,217	147,750
	ΚΚ6*	185 – 189	–	–

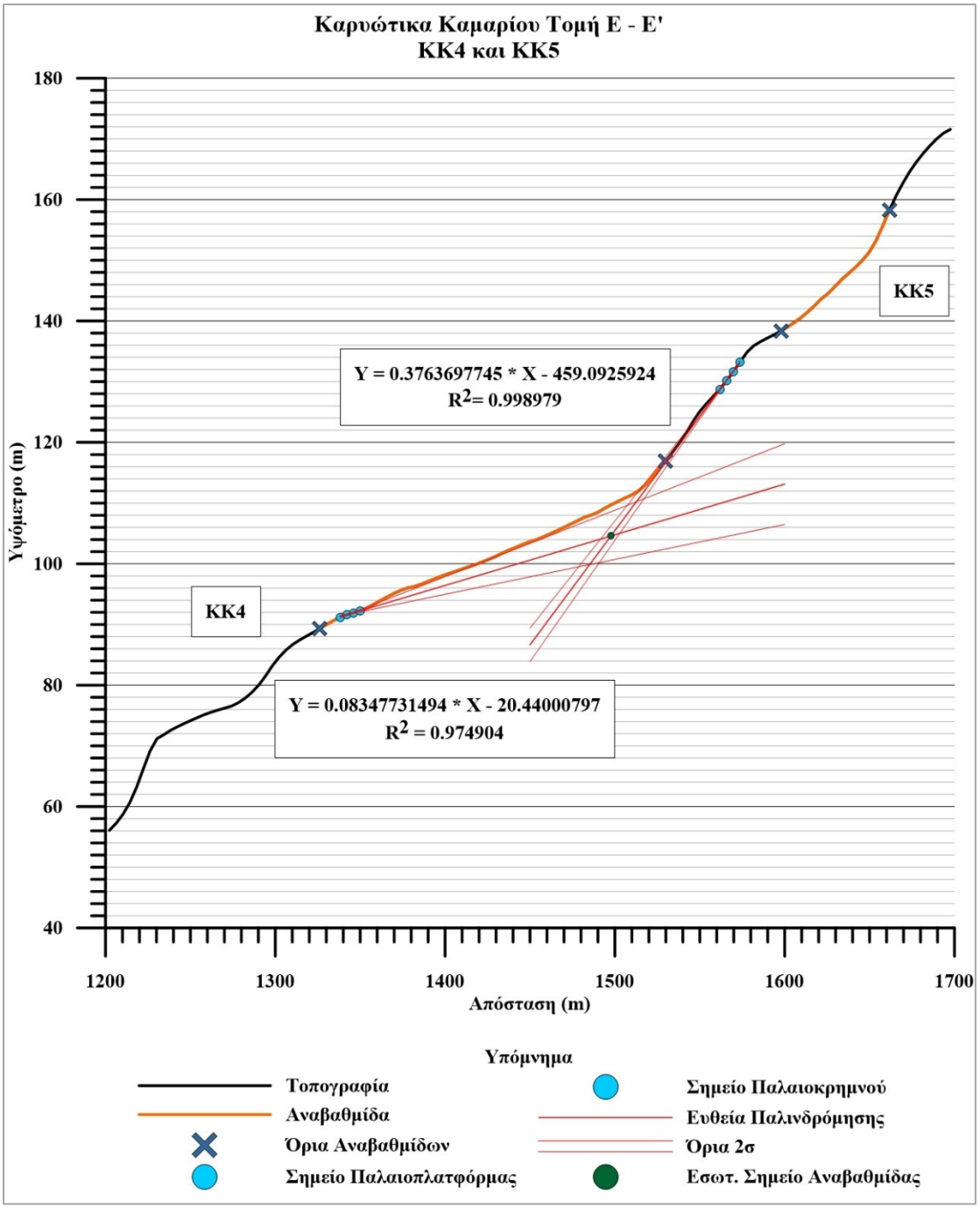
Εικόνα 5.17: Τοπογραφικό προφίλ (επάνω) και πίνακας χαρακτηριστικών υψομέτρων (κάτω) της τομής Ε – Ε' από την ακτή έως το τέλος της ακολουθίας στα Καρυώτικα Καμαρίου. Για την ΚΚ6 δεν υπάρχουν ελάχιστη και μέγιστη τιμή, επειδή η τοπογραφία δεν επέτρεπε την χρήση κατάλληλων σημείων για τον υπολογισμό του εσωτερικού σημείου της αναβαθμίδας.



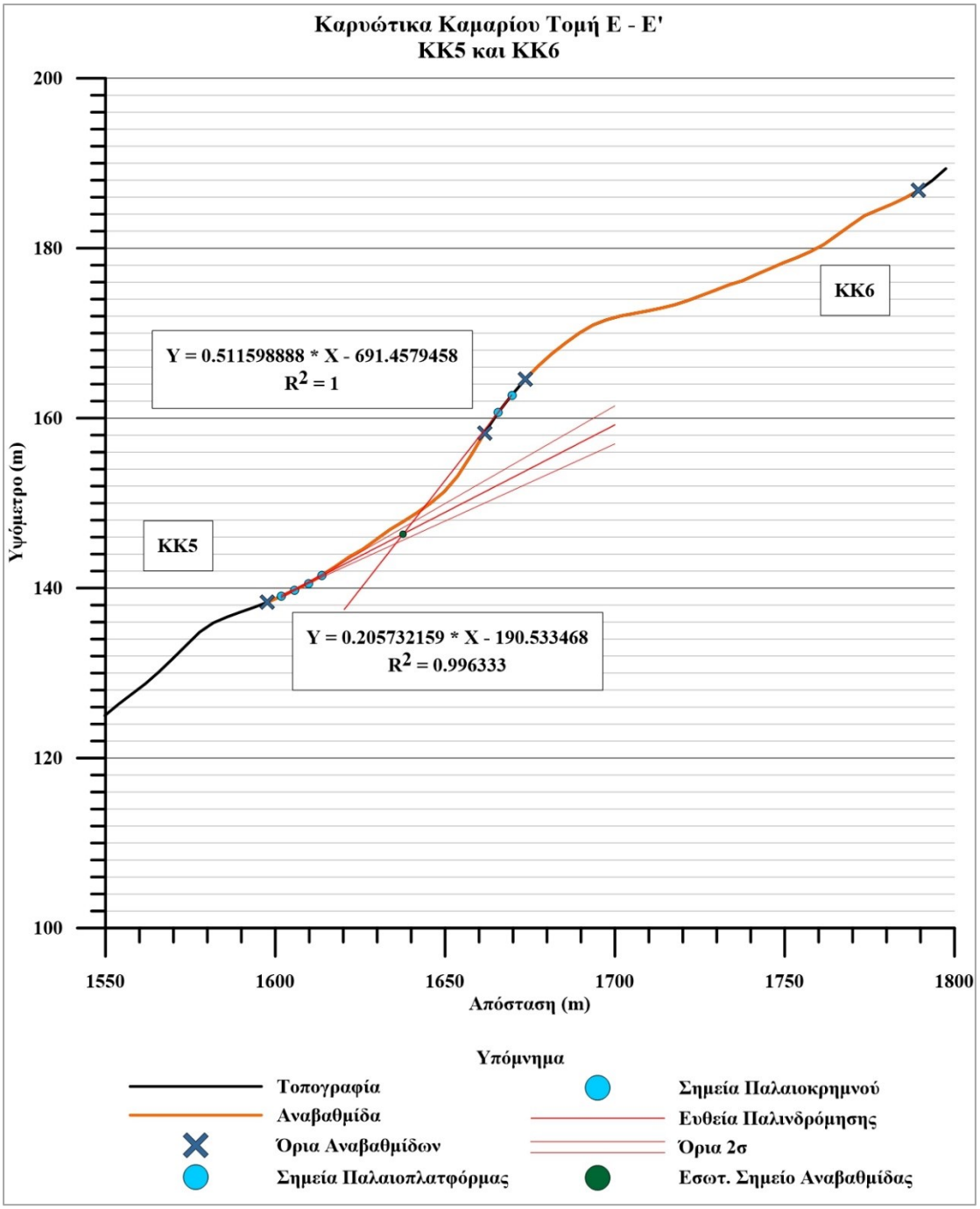
Εικόνα 5.18: Διάγραμμα τοπογραφικού προφίλ για τον υπολογισμό του εσωτερικού άκρου της αναβαθμίδας ΚΚ2, με βάση τη τομή Ε – Ε'. Το εσωτερικό σημείο υπολογίστηκε στα 48,888 m, με ελάχιστη τιμή 48,417 m και μέγιστη 49,317 m.



Εικόνα 5.19: Διάγραμμα τοπογραφικού προφίλ για τον υπολογισμό του εσωτερικού άκρου της αναβαθμίδας ΚΚ3, με βάση τη τομή Ε – Ε'. Το εσωτερικό της σημείο υπολογίστηκε στα 77,984 m, με ελάχιστη τιμή 76,833 m και μέγιστη 79,267 m.



Εικόνα 5.20: Διάγραμμα τοπογραφικού προφίλ για τον υπολογισμό του εσωτερικού άκρου της αναβαθμίδας ΚΚ4, με βάση τη τομή Ε – Ε'. Το εσωτερικό της σημείο υπολογίστηκε στα 104,610 m, με ελάχιστη τιμή 99,477 m και μέγιστη 110,700 m.



Εικόνα 5.21: Διάγραμμα τοπογραφικού προφίλ για τον υπολογισμό του εσωτερικού άκρου της αναβαθμίδας ΚΚ5, με βάση τη τομή Ε – Ε'. Το εσωτερικό της σημείο υπολογίστηκε στα 146,316 m, με ελάχιστη τιμή 145,217 m και μέγιστη 147,750 m.

5.1.2.3 Τομή Ζ – Ζ'

Η επόμενη τομή προς τα δυτικά και σε μικρή απόσταση είναι η Ζ – Ζ'. Η διεύθυνση παραμένει ΒΑ – ΝΔ, μιας και αυτή φαίνεται να είναι η πιο κατάλληλη λόγω της μορφολογίας της ακολουθίας. Η συγκεκριμένη τομή περνάει από πέντε εμφανίσεις, τις ΚΚ2, ΚΚ3, ΚΚ4, ΚΚ5 και ΚΚ6. Η παραλληλία της ακολουθίας σε μικρή απόσταση νότια της Νέας Εθνικής Οδού Αθηνών – Πατρών, δεν αλλάζει ούτε εδώ. Το χαμηλότερο υψόμετρο που εντοπίζεται, ανήκει στο εξωτερικό άκρο της ΚΚ2 στα 42 m σχεδόν και το ανώτερο στα 180 m σχεδόν, στο εσωτερικό άκρο της ΚΚ6. Η μορφολογία όλων των εμφανίσεων, παραμένει η ίδια όπως στις προηγούμενες δύο τομές (Εικ. 4.13 και 5.22).

Η ΚΚ2, εμφανίζεται όπως και στην προηγούμενη τομή με εσωτερικό όριο στα 42 m και εξωτερικό στα 60 m περίπου. Το εσωτερικό άκρο που προκύπτει, είναι 50,341 m με ελάχιστη τιμή 49,320 m και μέγιστη 51,453 m (Εικ. 5.23). Βλέπουμε δηλαδή ότι βρίσκεται ελάχιστα ψηλότερα από την Ε – Ε', αλλά ελάχιστα χαμηλότερα από την Ε – Ε' – 1 με μια διαφορά 1,5 m και από τις δύο. Η διαφορά είναι τόσο μικρή που ουσιαστικά μπορούμε να πούμε ότι βρίσκονται στο ίδιο επίπεδο, ενώ αυτή μπορεί να οφείλεται στις χρήσεις της γης.

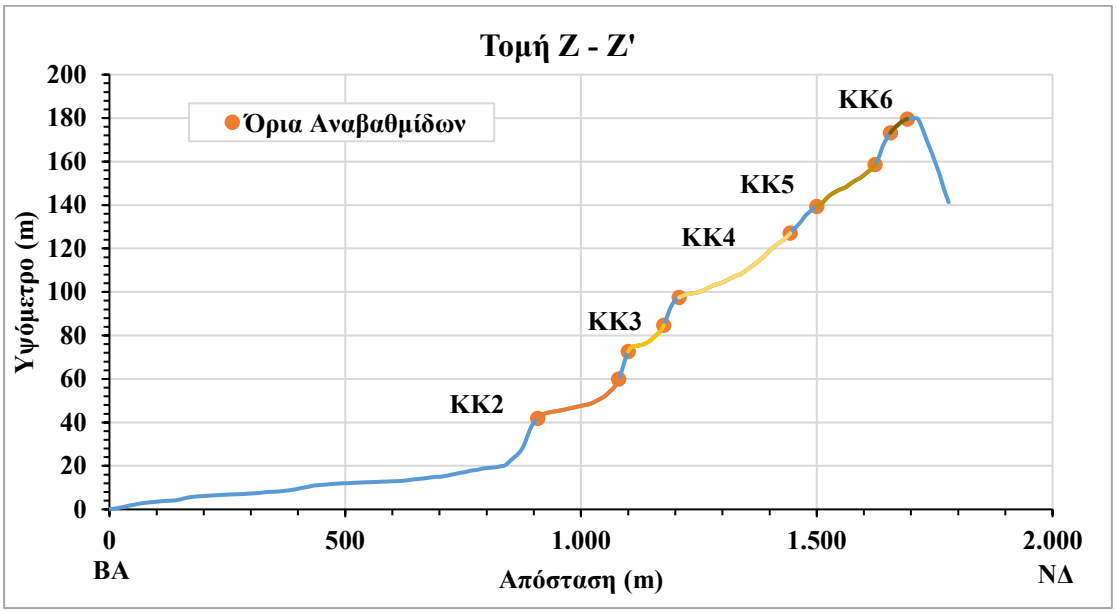
Το εξωτερικό όριο της ΚΚ3 βρίσκεται στα 73 m και το εσωτερικό στα 85 m περίπου. Το εσωτερικό άκρο που προκύπτει είναι 77,302 m με ελάχιστη τιμή 76,540 m και μέγιστη 78,040 m (Εικ. 5.24). Βρίσκεται λίγο χαμηλότερα από τις αντίστοιχες προηγούμενες της, με τη διαφορά να μην ξεπερνά τα 0,7 m.

Η ΚΚ4, έχει εξωτερικό όριο στα 97 m και εσωτερικό στα 127 m, σχεδόν. Ο υπολογισμός του εσωτερικού άκρου, δίνει 105,105 m με ελάχιστη τιμή 101,920 m και μέγιστη 108,960 m (Εικ. 5.25). Αυτό είναι σχεδόν 0,5 m υψηλότερα από την Ε – Ε', αλλά σχεδόν 8 m χαμηλότερα από την Ε – Ε' – 1. Αυτή η διαφορά, έχει ίσως να κάνει με την ύπαρξη αλλουβιακού ριπιδίου στη θέση της Ε – Ε' – 1 στην ΚΚ4.

Η ΚΚ5, διατηρεί και εδώ το μικρό και στενό σχήμα της με εξωτερικό όριο στα 139 m και εσωτερικό στα 159 m περίπου. Το υψόμετρο που υπολογίστηκε για το εσωτερικό άκρο, είναι 154,406 m με ελάχιστη τιμή 151,850 m και μέγιστη 157,083 m (Εικ. 5.26). Η τιμή αυτή είναι υψηλότερη από την Ε – Ε' κατά 8 m και 3,5 m από την Ε – Ε' – 1.

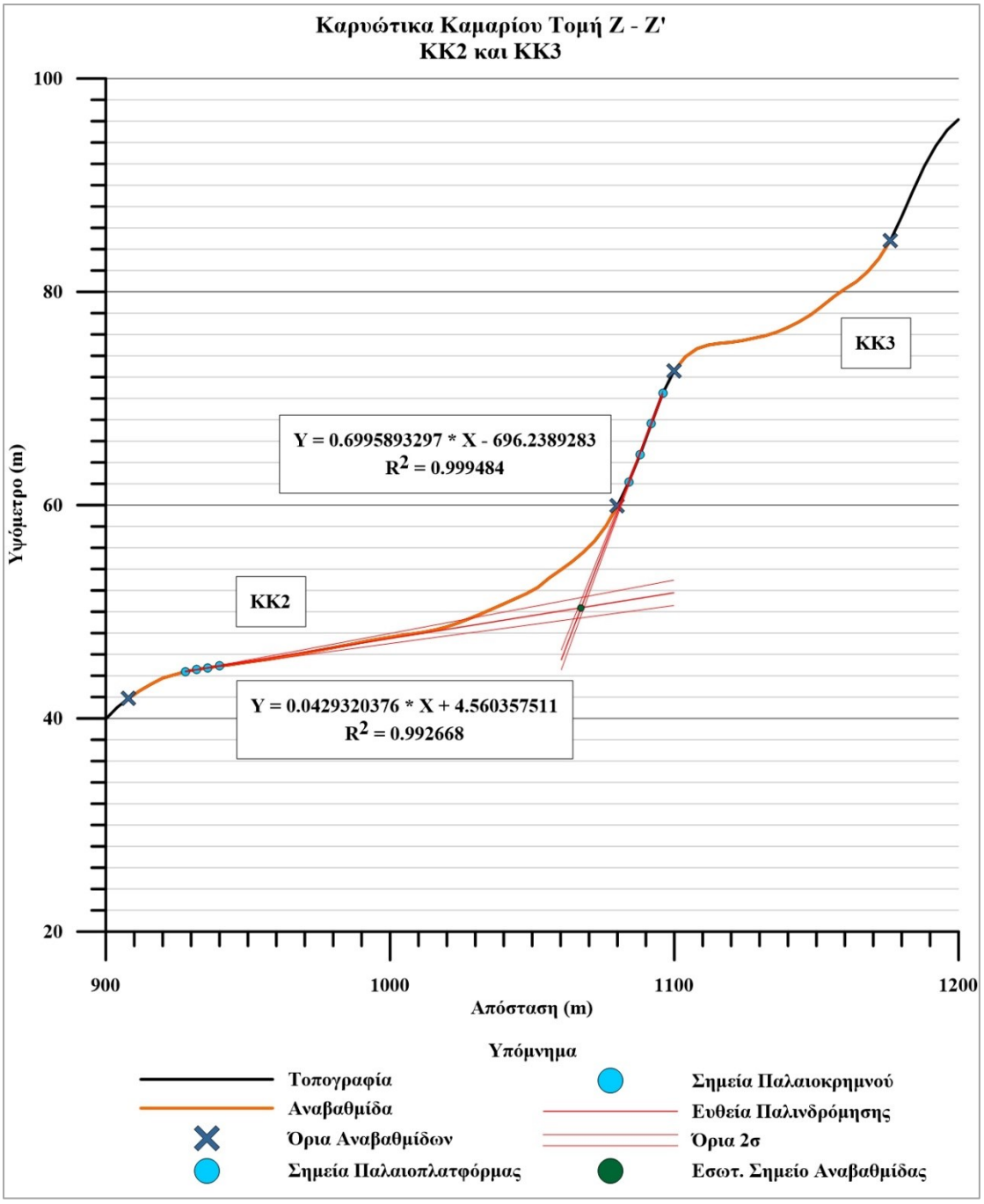
Όπως και νωρίτερα, έτσι και εδώ για την ΚΚ6 το εξωτερικό της όριο υπολογίστηκε στα 170 – 175 m και το εσωτερικό της στα 188 m, σχεδόν. Έτσι, σαν υψόμετρο του εσωτερικού άκρου, μπορούμε να πάρουμε μια πάλι τιμή γύρω στα 184

– 188 m (Εικ. 5.22). Παρόλο που οι τιμές αυτές συμφωνούν με αυτές των άλλων δύο τομών, η πλευρική διάβρωση, η κάλυψη με φερτά υλικά και η παρουσία κρημνού στα όρια της, έχουν, πιθανώς, επηρεάσει τα υψόμετρα των ορίων της.

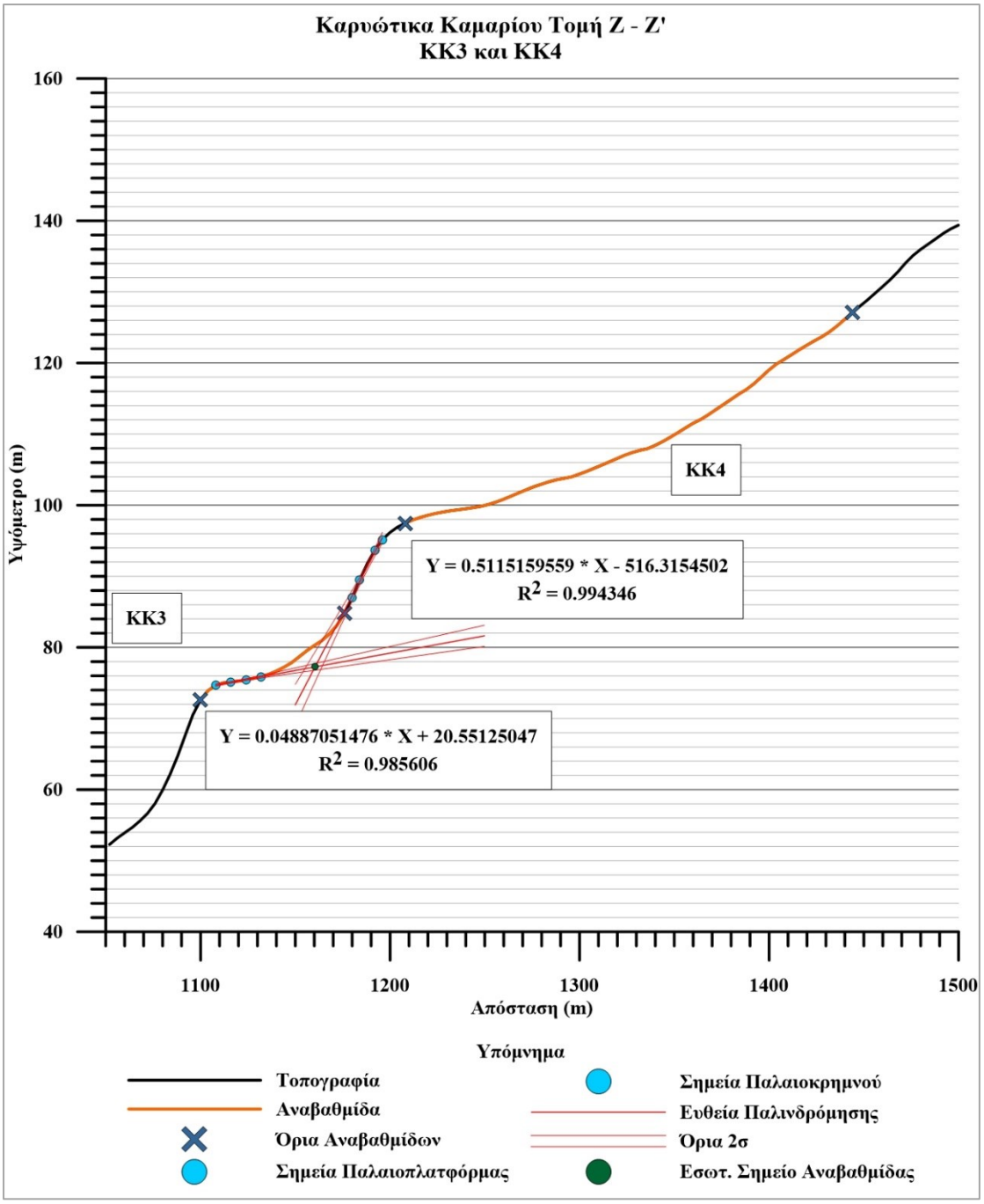


Τομή	Αναβαθμίδα	Εσωτ. Σημείο Αναβαθμίδας (m)	Ελάχιστο (m)	Μέγιστο (m)
Z-Z'	KK2	50,341	49,320	51,453
	KK3	77,302	76,540	78,040
	KK4	105,105	101,920	108,960
	KK5	154,406	151,850	157,083
	KK6*	184 – 188	–	–

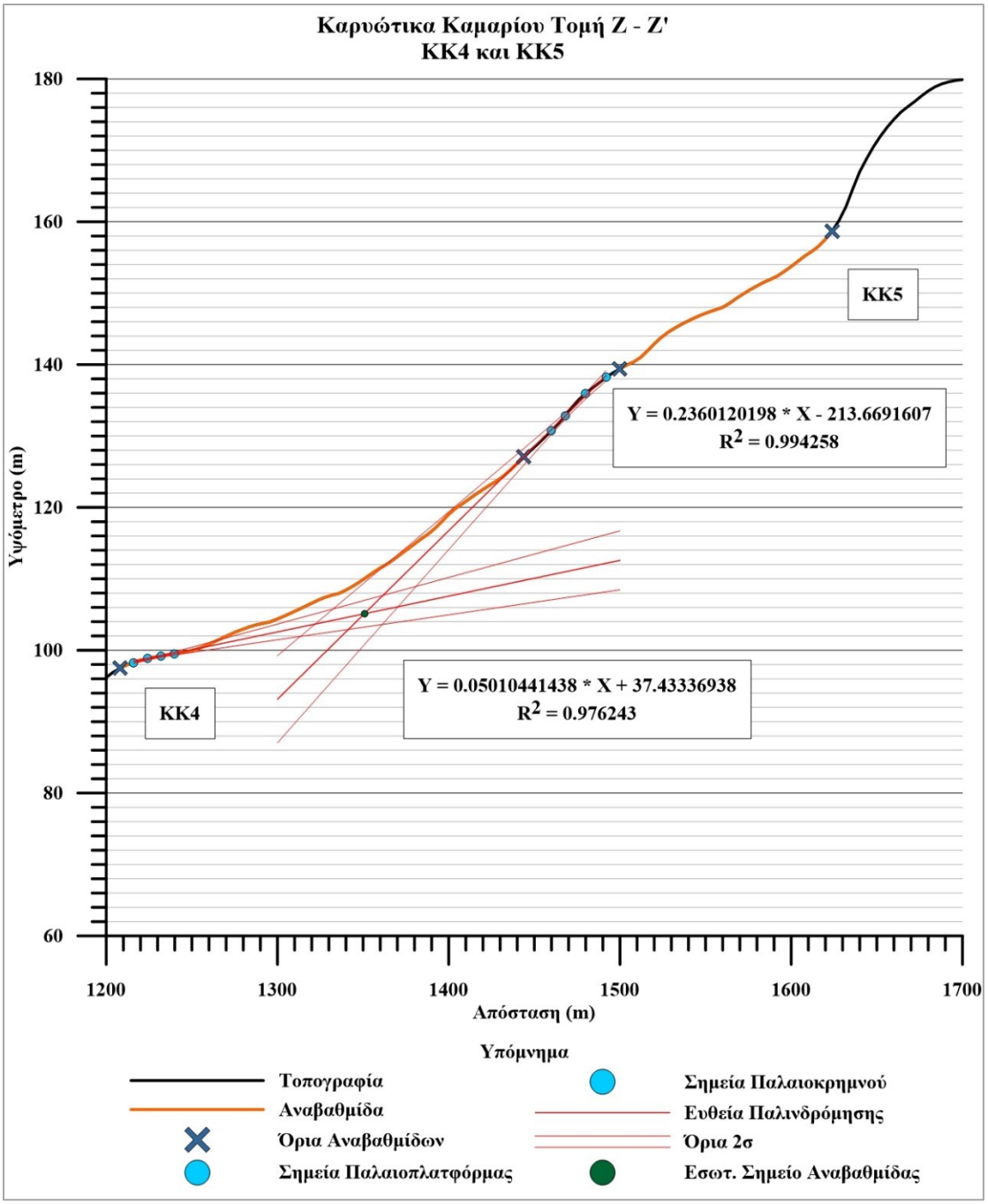
Εικόνα 5.22: Τοπογραφικό προφίλ (επάνω) και πίνακας χαρακτηριστικών υψομέτρων (κάτω) της τομής Z – Z' από την ακτή έως το τέλος της ακολουθίας στα Καρυώτικα Καμαρίου. Για την KK6 δεν υπάρχουν ελάχιστη και μέγιστη τιμή, επειδή η τοπογραφία δεν επέτρεπε την χρήση κατάλληλων σημείων για τον υπολογισμό του εσωτερικού σημείου της αναβαθμίδας.



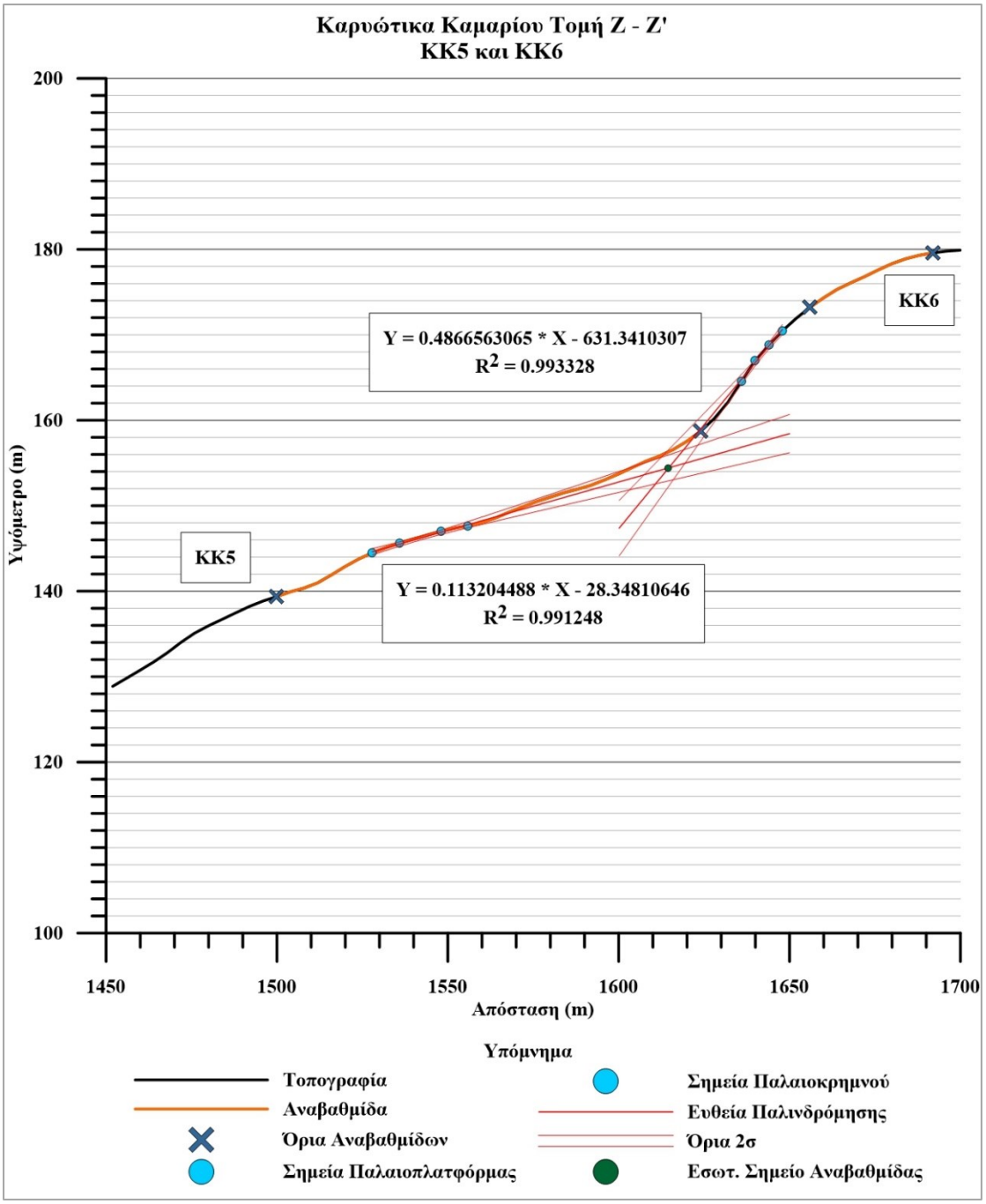
Εικόνα 5.23: Διάγραμμα τοπογραφικού προφίλ για τον υπολογισμό του εσωτερικού άκρου της αναβαθμίδας ΚΚ2, με βάση τη τομή Z – Z'. Το εσωτερικό της σημείο υπολογίστηκε στα 50,341 m, με ελάχιστη τιμή 49,320 m και μέγιστη 51,453 m.



Εικόνα 5.24: Διάγραμμα τοπογραφικού προφίλ για τον υπολογισμό του εσωτερικού άκρου της αναβαθμίδας ΚΚ3, με βάση τη τομή Z – Z'. Το εσωτερικό της σημείο υπολογίστηκε στα 77,302 m, με ελάχιστη τιμή 76,540 m και μέγιστη 78,040 m.



Εικόνα 5.25: Διάγραμμα τοπογραφικού προφίλ για τον υπολογισμό του εσωτερικού άκρου της αναβαθμίδας ΚΚ4, με βάση τη τομή Z – Z'. Το εσωτερικό της σημείο υπολογίστηκε στα 105,105 m, με ελάχιστη τιμή 101,920 m και μέγιστη 108,960 m.



Εικόνα 5.26: Διάγραμμα τοπογραφικού προφίλ για τον υπολογισμό του εσωτερικού άκρου της αναβαθμίδας ΚΚ5, με βάση τη τομή Z – Z'. Το εσωτερικό της σημείο υπολογίστηκε στα 154,406 m, με ελάχιστη τιμή 151,850 m και μέγιστη 157,083 m.

5.1.2.4 Τομή Η – Η'

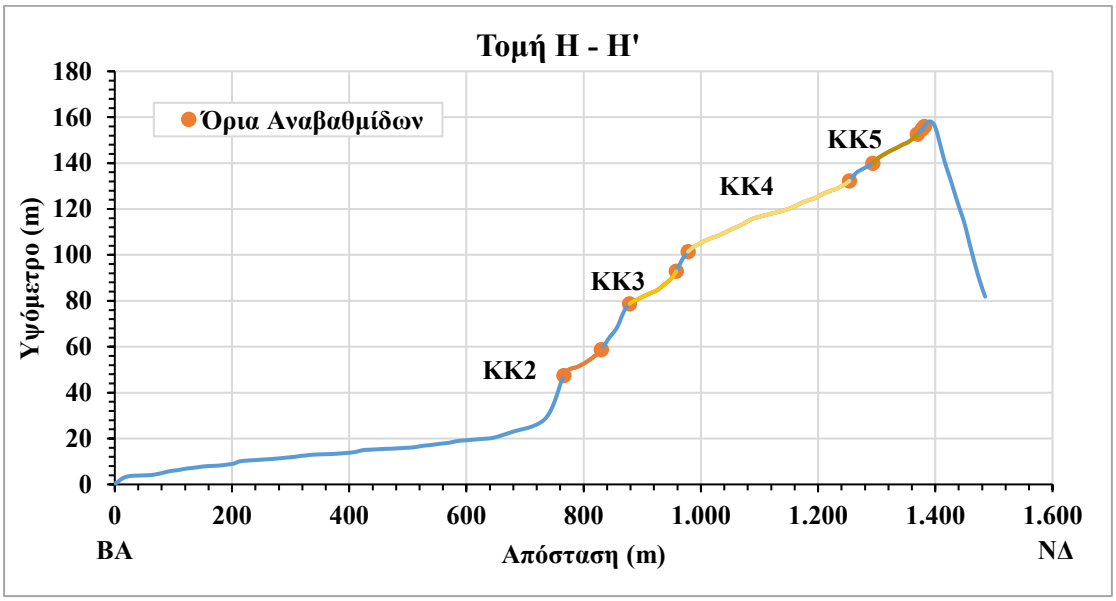
Η τελευταία τομή, η οποία σχεδιάστηκε για την περιοχή είναι η Η – Η' και βρίσκεται στο δυτικό άκρο της ακολουθίας, κοντά στον κρημνό πάνω από την ανατολική όχθη του ρέματος της Φόνισσας. Ακολουθεί και αυτή διεύθυνση ΒΑ – ΝΔ και τέμνει τις εμφανίσεις ΚΚ2, ΚΚ3, ΚΚ4 και ΚΚ5. Η ΚΚ5 χωρίζεται σε δύο τμήματα, ένα εξαιρετικά εκτεταμένο και ένα αρκετά μικρότερο, το οποίο περιορίζεται στο τέλος της ακολουθίας ακριβώς στα όρια του κρημνού. Το χαμηλότερο υψόμετρο εδώ, ανήκει στο εξωτερικό άκρο της ΚΚ2 στα 48 m σχεδόν και το ανώτερο στα 156 m σχεδόν, στο εσωτερικό άκρο της ΚΚ5. Η μορφολογία της ακολουθίας παραμένει η ίδια με πριν, σε σχέση με τη Νέα Εθνική Οδό (Εικ. 4.13 και 5.27).

Στη συγκεκριμένη τομή το εξωτερικό όριο της ΚΚ2 πλησιάζει τα 48 m και το εσωτερικό της τα 59 m. Το εσωτερικό άκρο που προκύπτει είναι 54,946 m, με ελάχιστη τιμή 53,400 m και μέγιστη 56,583 m (Εικ. 5.28). Η τιμή αυτή είναι υψηλότερη από όλες τις αντίστοιχες προηγούμενες σχεδόν κατά 4,5 m από την Ζ – Ζ', 6 m από την Ε – Ε' και 3 m από την Ε – Ε' – 1.

Το εξωτερικό όριο της ΚΚ3 πλησιάζει στα 79 m και το εσωτερικό στα 93 m περίπου. Το εσωτερικό άκρο που προκύπτει είναι 86,874 m, με ελάχιστη τιμή 85,933 m και μέγιστη 87,533 m (Εικ. 5.29). Βρίσκεται υψηλότερα από τις αντίστοιχες εμφανίσεις των άλλων τριών τομών σχεδόν κατά 9 – 9,5 m.

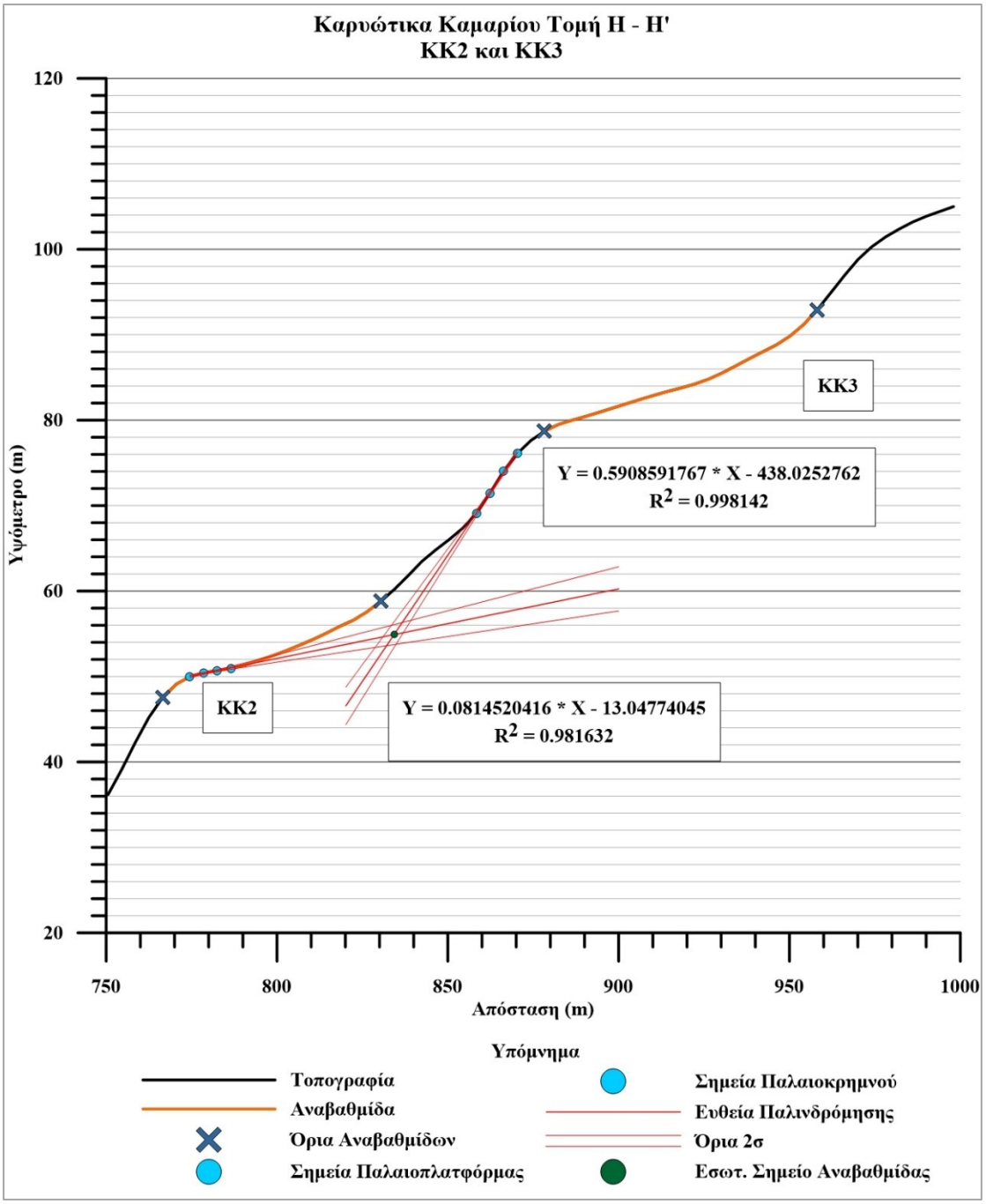
Η αποτύπωση των τοπογραφικών προφίλ των ΚΚ4 και ΚΚ5 σε διαγράμματα, δεν βοήθησε στην επιλογή σημείων για την χρησιμοποίηση των ευθειών γραμμικής παλινδρόμησης. Η ΚΚ4 παρουσιάζει, σύμφωνα με τη τομή, εξωτερικό όριο στα 101 m και εσωτερικό στα 132 m, το οποίο κυμαίνεται στα 128 – 132 m παραπλεύρως. Το εύρος τιμής 128 – 132 m, είναι αρκετά μεγαλύτερο (15 – 27 m) από τις άλλες τρεις εμφανίσεις, ενώ αν επιλέγαμε τα περίπου 101 m του εξωτερικού ορίου, θα ήταν πιο κοντά στα υψόμετρα των άλλων τριών, αλλά πιο χαμηλά, κάτι που έρχεται σε αντίθεση με την ΚΚ3 και την ΚΚ2 των οποίων το υψόμετρο αυξάνεται στην Η – Η'. Η ΚΚ5 παρουσιάζει εξωτερικό όριο στα 140 m σχεδόν και εσωτερικό στα 156 m, το οποίο κυμαίνεται στα 154 – 157 m περίπου σαν εσωτερικό άκρο. Αντίθετα με την ΚΚ4, το υψόμετρο του εσωτερικού άκρου της ΚΚ5, συμφωνεί καλύτερα με αυτά των άλλων τομών της περιοχής και βρίσκεται ψηλότερα τους κατά 4 – 7 m (Ε – Ε' – 1), 8 – 11 m (Ε – Ε') και χαμηλότερα 0,4 m και ψηλότερα 2,6 m (Ζ – Ζ'). Η επιλογή του δεύτερου μικρού κομματιού για την ΚΚ5 έγινε με βάση την εμφάνιση μικρής κλίσεως στο ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου και στον χάρτη κλίσεων της περιοχής, όμως η

υψομετρική διαφορά, η οριζόντια εμφάνιση αυτής της κλίσης και η υπαίθρια παρατήρηση δεν δείχνουν να δικαιολογούν την ύπαρξη διαφορετικής αναβαθμίδας, αλλά ούτε και την εμφάνιση κάποιου κρημνού στο συγκεκριμένο σημείο. Είναι πολύ πιθανό, εκτός της αγροτικής εκμετάλλευσης, μεγάλο μέρος των ΚΚ4 και ΚΚ5 να έχουν καλυφθεί από κάποιο αλλουβιακό ριπίδιο, το οποίο να άμβλυνε την μεταξύ τους διαχωριστική τους επιφάνεια (δηλαδή τον παλαιοκρημνό) και για αυτό να μην υπάρχουν κατάλληλα σημεία προς επιλογή. Και αυτό, γιατί κοιτάζοντας την ακολουθία από το Άνω Λουτρό (από τη δυτική πλευρά του ρέματος της Φόνισσας), είναι ξεκάθαρη η κλιμακωτή διάταξη τεσσάρων εμφανίσεων (Εικ. 4.13, 4.18 και 5.27).

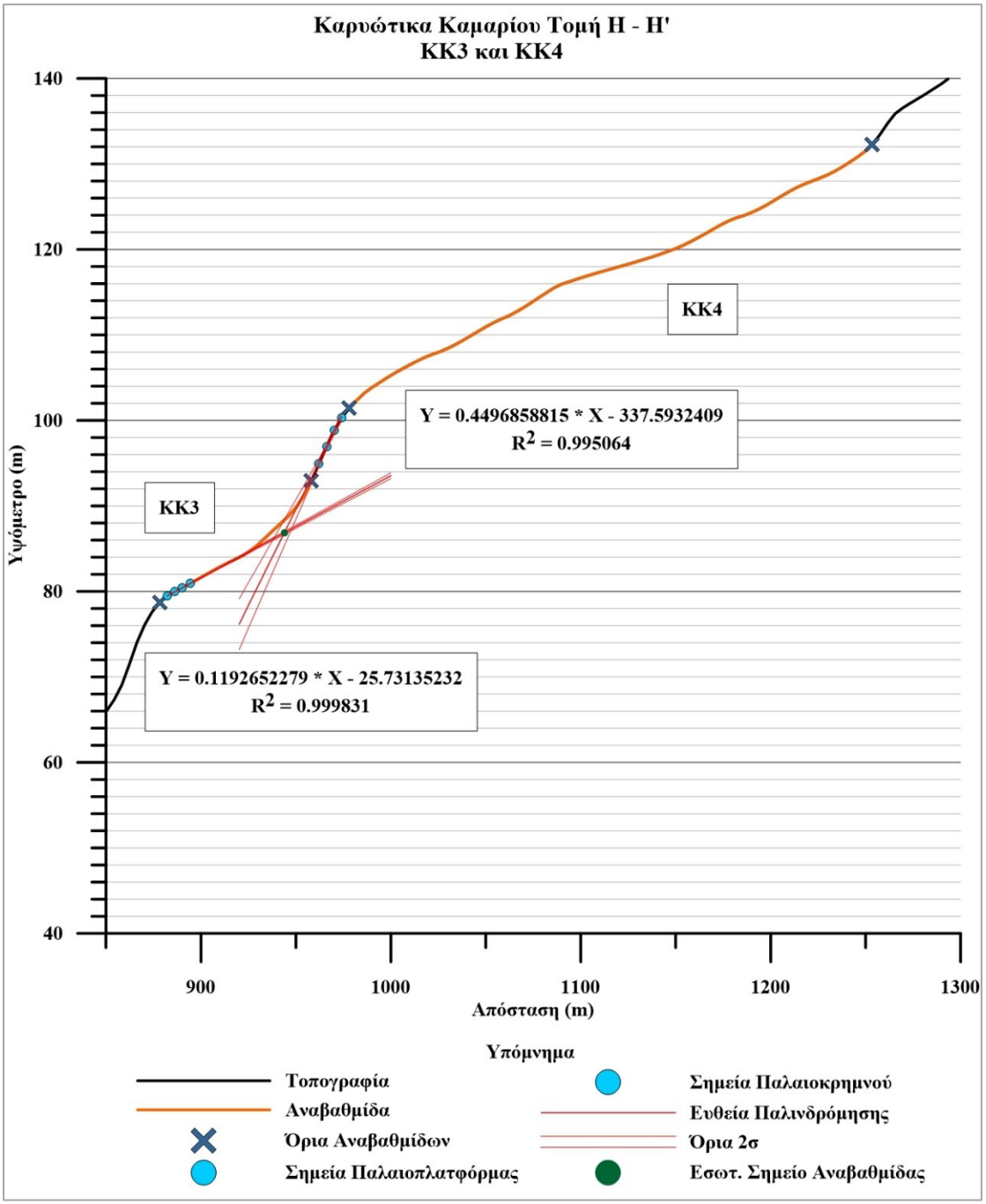


Τομή	Αναβαθμίδα	Εσωτ. Σημείο Αναβαθμίδας (m)	Ελάχιστο (m)	Μέγιστο (m)
Η-Η'	ΚΚ2	54,946	53,400	56,583
	ΚΚ3	86,874	85,933	87,533
	ΚΚ4*	128 – 132	–	–
	ΚΚ5*	154 – 157	–	–
	ΚΚ6	–	–	–

Εικόνα 5.27: Τοπογραφικό προφίλ (επάνω) και πίνακας χαρακτηριστικών υψομέτρων (κάτω) της τομής Η – Η' από την ακτή έως το τέλος της ακολουθίας στα Καρυώτικα Καμαρίου. Για τις ΚΚ4 και ΚΚ5 δεν υπάρχουν ελάχιστη και μέγιστη τιμή, επειδή η τοπογραφία δεν επέτρεπε την χρήση κατάλληλων σημείων για τον υπολογισμό του εσωτερικού σημείου της αναβαθμίδας, ενώ η ΚΚ6 δεν εμφανίζεται στο συγκεκριμένο τμήμα.



Εικόνα 5.28: Διάγραμμα τοπογραφικού προφίλ για τον υπολογισμό του εσωτερικού άκρου της αναβαθμίδας ΚΚ2, με βάση τη τομή Η – Η'. Το εσωτερικό της σημείο υπολογίστηκε στα 54,946 m, με ελάχιστη τιμή 53,400 m και μέγιστη 56,583 m.



Εικόνα 5.29: Διάγραμμα τοπογραφικού προφίλ για τον υπολογισμό του εσωτερικού άκρου της αναβαθμίδας ΚΚ3, με βάση τη τομή Η – Η'. Το εσωτερικό της σημείο υπολογίστηκε στα 86,874 m, με ελάχιστη τιμή 85,933 m και μέγιστη 87,533 m.

5.1.2.5 Τομή Κ – Κ'

Όπως αναφέρθηκε, αποτελεί την μοναδική τομή στην περιοχή του Άνω Λουτρού και βρίσκεται στο δυτικό της τμήμα, με μία διεύθυνση ΒΑ – ΝΔ. Αποτελεί, ίσως, την δυσκολότερη περιοχή, από αυτές που επιλέχθηκαν, όσον αφορά το σαφή προσδιορισμό των ορίων των εμφανίσεων των αναβαθμίδων και την εφαρμογή της συγκεκριμένης μεθόδου, για λόγους που επισημάνθηκαν νωρίτερα. Το υψόμετρο της ακολουθίας κυμαίνεται από τα 104 m έως τα 228 m περίπου (Εικ. 4.16 και 5.30).

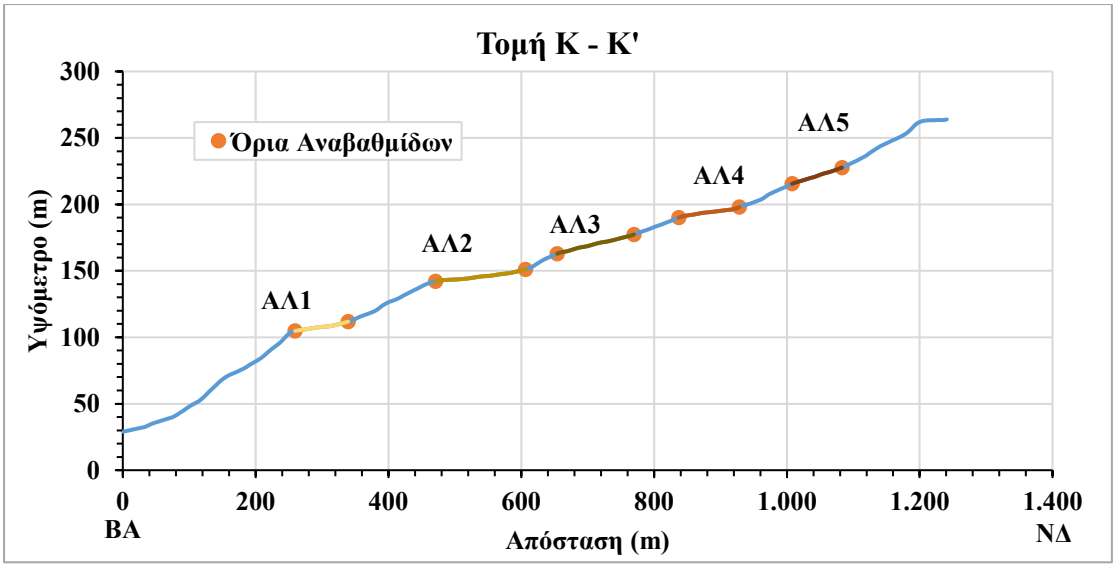
Η αναβαθμίδα ΑΛ1, παρουσιάζει μικρή εξάπλωση και χαμηλή υψομετρική διαφορά, με το εξωτερικό της όριο να είναι γύρω στα 104 m και το εσωτερικό της στα 112 m περίπου. Το εσωτερικό άκρο που προκύπτει από το διάγραμμα του τοπογραφικού προφίλ είναι 110,692 m με ελάχιστη τιμή 108,977 m και μέγιστη 112,173 m (Εικ. 5.31).

Η ΑΛ2, είναι πιο εκτεταμένη, με επίσης μικρή υψομετρική διαφορά και τα όρια της να βρίσκονται το εξωτερικό στα 142 m και το εσωτερικό στα 153 m περίπου. Από το διάγραμμα του τοπογραφικού προφίλ προέκυψε εσωτερικό άκρο στα 145,646 m με ελάχιστη τιμή 145,267 m και μέγιστη 146,050 m (Εικ. 5.32).

Η ΑΛ3, έχει παραπλήσια έκταση με την ΑΛ2 και μικρή υψομετρική διαφορά. Το εξωτερικό της όριο είναι στα 162 m και το εσωτερικό στα 177 m περίπου, ενώ το τοπογραφικό προφίλ δίνει εσωτερικό άκρο στα 173,802 m με ελάχιστη τιμή 171,257 m και μέγιστη 177,125 m (Εικ. 5.33).

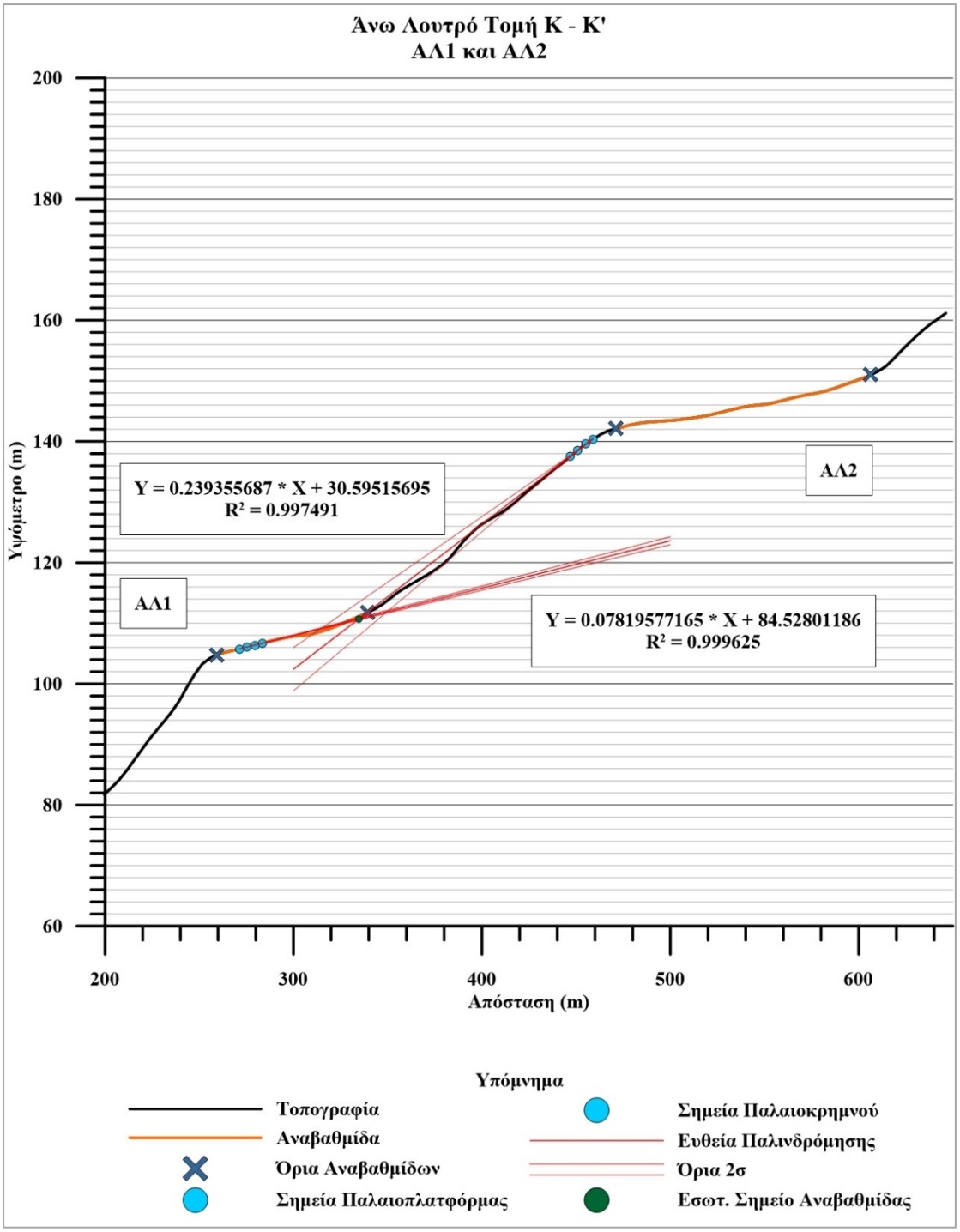
Η ΑΛ4, κινείται στο ίδιο μοτίβο με τις ΑΛ2 και ΑΛ3, με το εξωτερικό της όριο στα 189 m και το εσωτερικό της στα 200 m περίπου. Το εσωτερικό άκρο που προκύπτει από το διάγραμμα του τοπογραφικού προφίλ είναι 197,007 m με ελάχιστη τιμή 195,800 m και μέγιστη 198,467 m (Εικ. 5.34).

Επειδή η ΑΛ5 είναι η τελευταία της ακολουθίας και βρίσκεται πλησίον της επιφάνειας ολίσθησης του χερσαίου ρήγματος του Ξυλοκάστρου, χρησιμοποιήθηκε η ίδια διαδικασία με την ΚΚ6 στα Καρυώτικα Καμαρίου. Επί της τομής, το εξωτερικό της όριο τοποθετείται γύρω στα 215 m και το εσωτερικό της στα 227 m περίπου. Το υψόμετρο του τμήματος αλλαγής της κλίσης, το οποίο μπορεί να χρησιμοποιηθεί σαν εσωτερικό άκρο, κυμαίνεται μεταξύ 220 – 228 m (Εικ. 4.16 και 5.30).

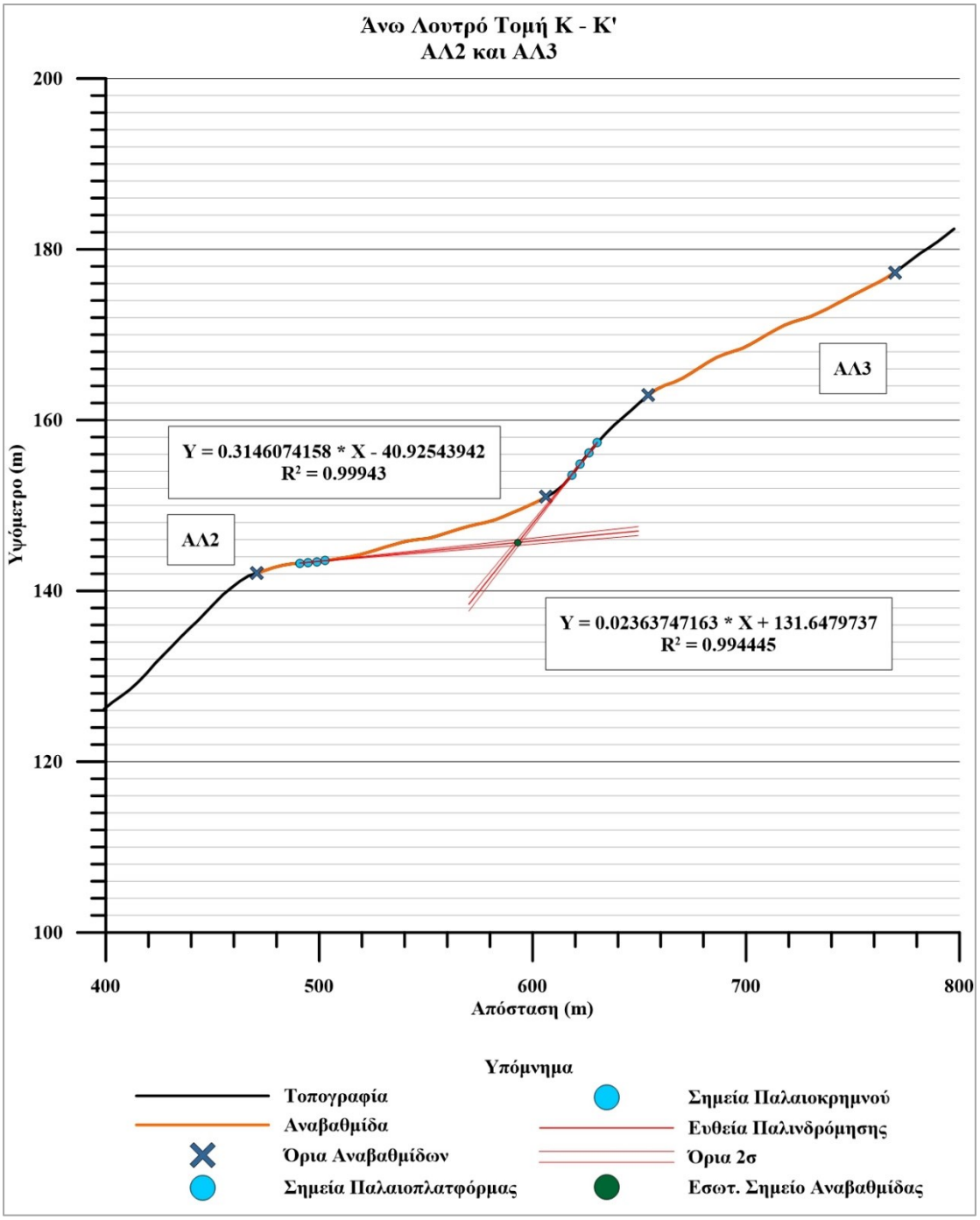


Τομή	Αναβαθμίδα	Εσωτ. Σημείο Αναβαθμίδας (m)	Ελάχιστο (m)	Μέγιστο (m)
Κ-Κ'	ΑΛ1	110,692	108,977	112,173
	ΑΛ2	145,646	145,267	146,050
	ΑΛ3	173,802	171,257	177,125
	ΑΛ4	197,007	195,800	198,467
	ΑΛ5*	220 – 228	–	–

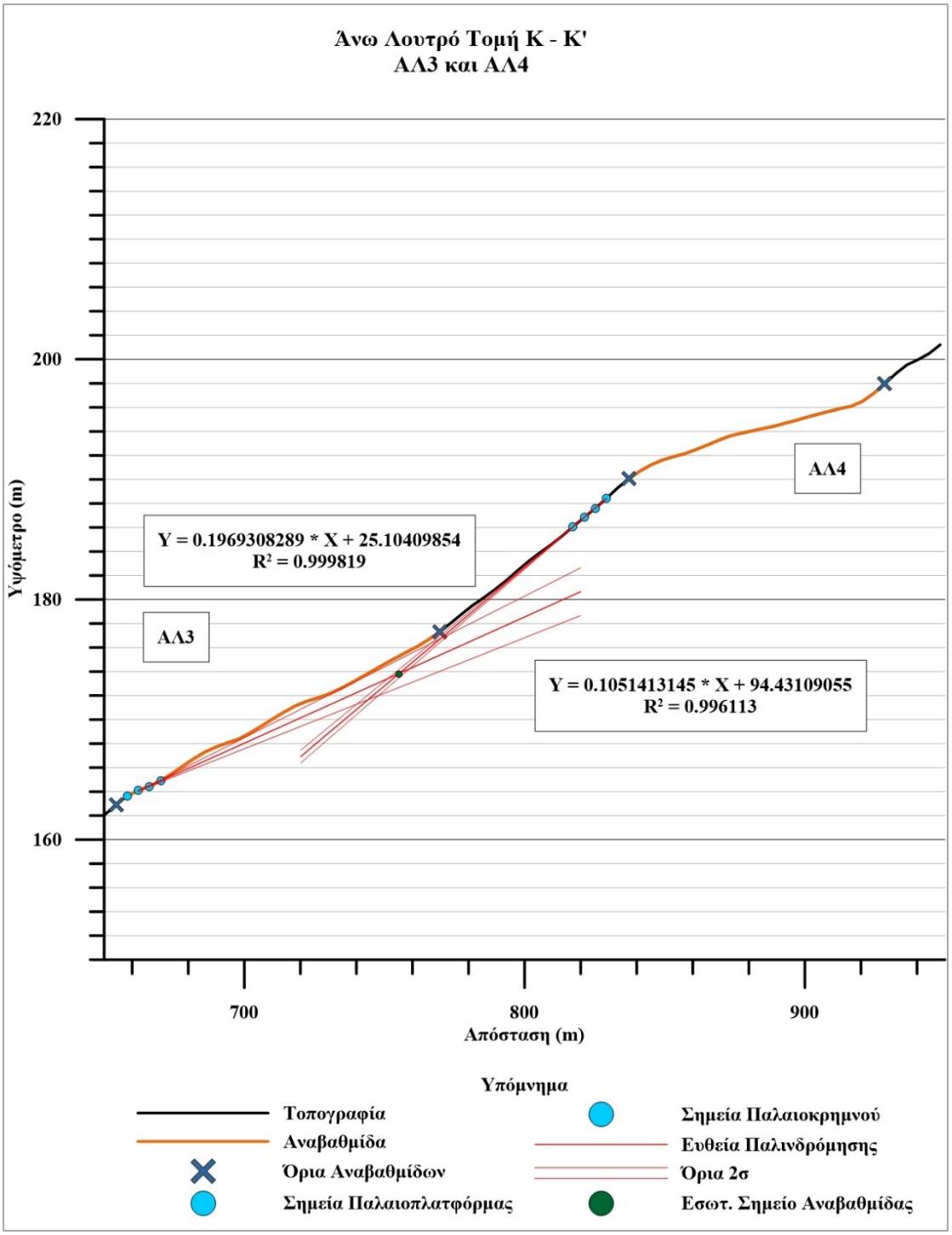
Εικόνα 5.30: Τοπογραφικό προφίλ (επάνω) και πίνακας χαρακτηριστικών υψομέτρων (κάτω) της τομής Κ – Κ' στο Άνω Λουτρό. Για την ΑΛ5 δεν υπάρχουν ελάχιστη και μέγιστη τιμή, επειδή η τοπογραφία δεν επέτρεπε την χρήση κατάλληλων σημείων για τον υπολογισμό του εσωτερικού σημείου της αναβαθμίδας.



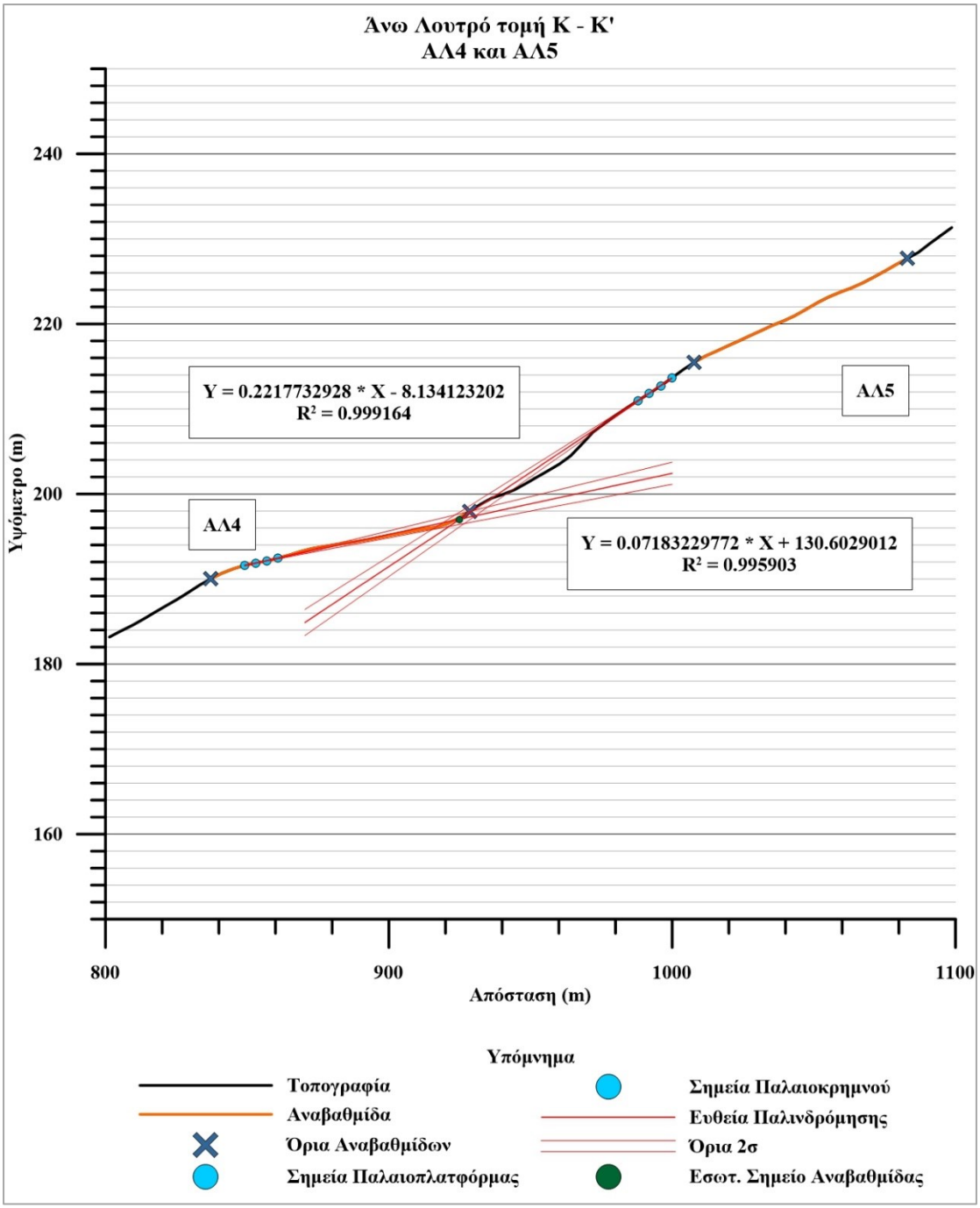
Εικόνα 5.31: Διάγραμμα τοπογραφικού προφίλ για τον υπολογισμό του εσωτερικού άκρου της αναβαθμίδας ΑΛ1, με βάση τη τομή Κ – Κ'. Το εσωτερικό της σημείο υπολογίστηκε στα 110,692 m, με ελάχιστη τιμή 108,977 m και μέγιστη 112,173 m.



Εικόνα 5.32: Διάγραμμα τοπογραφικού προφίλ για τον υπολογισμό του εσωτερικού άκρου της αναβαθμίδας ΑΛ2, με βάση τη τομή Κ – Κ'. Το εσωτερικό της σημείο υπολογίστηκε στα 145,646 m, με ελάχιστη τιμή 145,267 m και μέγιστη 146,050 m.



Εικόνα 5.33: Διάγραμμα τοπογραφικού προφίλ για τον υπολογισμό του εσωτερικού άκρου της αναβαθμίδας ΑΛ3, με βάση τη τομή Κ – Κ'. Το εσωτερικό της σημείο υπολογίστηκε στα 173,802 m, με ελάχιστη τιμή 171,257 m και μέγιστη 177,125 m.



Εικόνα 5.34: Διάγραμμα τοπογραφικού προφίλ για τον υπολογισμό του εσωτερικού άκρου της αναβαθμίδας ΑΛ4, με βάση τη τομή Κ – Κ'. Το εσωτερικό της σημείο υπολογίστηκε στα 197,007 m, με ελάχιστη τιμή 195,800 m και μέγιστη 198,467 m.

5.1.3 Μεντουριάνικα

5.1.3.1 Τομή Θ – Θ'

Η τομή είναι σχεδιασμένη έτσι ώστε να ακολουθεί τη διεύθυνση που περιεγράφηκε για την ακολουθία νωρίτερα, αλλά αναγκαστικά αφήνει εκτός της Μεντ.1, η οποία λόγω της θέσης της είναι δύσκολο να συμπεριληφθεί. Ξεκινάει με διεύθυνση ΒΔ – ΝΑ από την Μεντ.2 έως και την Μεντ.5, όπου και αλλάζει σε ΒΑ – ΝΔ μέχρι και την Μεντ.7. Εκεί, αλλάζει πάλι σε ΒΔ – ΝΑ έως σχεδόν Β – Ν μέχρι το τέλος της ακολουθίας. Η τελευταία εμφάνιση μετά την Μεντ.9, στα διαγράμματα αναφέρεται ως Μεντ.7α. Πρέπει να σημειωθεί, ότι αυτές οι εμφανίσεις, δεν αντιστοιχούν αναγκαστικά σε ξεχωριστές θαλάσσιες αναβαθμίδες, αλλά μπορεί να είναι λιγότερες στον αριθμό και για κάποιο λόγο φαίνονται ξεχωριστές ή να αντιστοιχούν σε υποστάδια κάποιου μεγαλύτερου MIS. Εφόσον όμως, ήταν δυνατόν να εφαρμοστούν οι ευθείες γραμμικής παλινδρόμησης σε όλο το μήκος της τομής, παρουσιάζονται τα διαγράμματα των τοπογραφικών προφίλ για όλες τις εμφανίσεις τις οποίες και τέμνει (Εικ. 4.23 και 5.35).

Η Μεντ.2 αποτελεί ίσως την πιο χαρακτηριστική και παρατηρήσιμη εμφάνιση της περιοχής. Έχει μεγάλο πλάτος και μήκος, ενώ η επιφάνεια της, παρά την παρουσία ελαιόδεντρων και ενός γηπέδου ποδοσφαίρου, είναι ξεκάθαρη. Το εξωτερικό της όριο, στην άκρη της ακολουθίας, είναι περίπου 94 m. Το υψόμετρο της αυξάνεται προχωρώντας προς το εσωτερικό μέχρι τα 107 m περίπου, κάνει ένα βαθούλωμα κοντά στη βάση του παλαιοκρημνού στα 100 m περίπου και ξανανεβαίνει μέχρι το εσωτερικό της όριο να φτάσει τα 110 m περίπου. Αυτό ίσως να οφείλεται σε διάβρωση, στην εκμετάλλευση της γης ή σε κάποια άλλη μη εμφανή αιτία. Για αυτό και τα σημεία της παλαιοπλατφόρμας επιλέχθηκαν στο συγκεκριμένο τμήμα, το οποίο και θεωρήθηκε ως το πιο αντιπροσωπευτικό της. Το εσωτερικό άκρο που προκύπτει είναι 109,064 m με ελάχιστη τιμή 108,293 m και μέγιστη 109,787 m (Εικ. 5.36).

Η Μεντ.3 είναι η χειρότερα διατηρημένη εμφάνιση της ακολουθίας, καλύπτεται από πυκνή βλάστηση και πιθανώς από υλικά διάβρωσης, είναι δύσβατη και η πρόσβαση σε αυτή είναι δύσκολη. Παρατηρώντας το συγκεκριμένο μέρος στο ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου, στο χάρτη κλίσεων και από το Κόκκινο Πετρίτη στα δυτικά της, δίνεται η εντύπωση για την ύπαρξη μίας ξεχωριστής επίπεδης επιφάνειας ή σκαλοπατιού (Εικ. 4.25). Το αν αυτή η επιφάνεια είναι αποτέλεσμα κάποιας άλλης αιτίας ή δραστηριότητας, θα χρειαστεί πιο λεπτομερή έρευνα. Μοιάζει με μία μικρή

στενή λωρίδα, με εξωτερικό όριο στα 137 m και εσωτερικό στα 150 – 155 m περίπου. Το εσωτερικό της άκρο υπολογίστηκε στα 142,740 m με ελάχιστη τιμή 142,380 m και μέγιστη 143,240 m. Επειδή τα όρια που σχεδιάστηκαν για τη συγκεκριμένη εμφάνιση είναι πολύ πιθανό να μην είναι ακριβή, τα σημεία για την παλαιοπλατφόρμα επιλέχθηκαν εκεί που παρατηρείται επίπεδη επιφάνεια και για τον παλαιοκρημνό, στο πιο απότομο τμήμα του ώστε να αποφευχθεί όσο το δυνατόν αμβλεία κλίση λόγω κάλυψης από κορήματα ή άλλα υλικά (Εικ. 5.37).

Η Μεντ.4 είναι αρκετά αναπτυγμένη, η φυτοκάλυψη είναι αραιή και επιτρέπει την παρατήρηση της επιφάνειάς της, η οποία παρουσιάζει στο ανατολικό της τμήμα μια μικρή μορφολογική ασυνέχεια. Επειδή δεν υπάρχουν στοιχεία για την ύπαρξη κάποιου ρήγματος, έστω και μικρού, συμπεραίνεται ότι αυτή είναι ότι πρόκειται για αποτέλεσμα διαφορικής διάβρωσης. Έχει εξωτερικό όριο στα 173 m και εσωτερικό στα 192 – 200 m περίπου. Το εσωτερικό της άκρο υπολογίστηκε στα 187,194 m, με ελάχιστη τιμή 186,617 m και μέγιστη 187,917 m. Για την παλαιοπλατφόρμα επιλέχθηκαν τα σημεία πάνω από το διαβρωμένο κομμάτι, ενώ για τον παλαιοκρημνό, εξαιτίας του μικρού του μεγέθους, ήταν τα μόνα που μπορούσαν να επιλεχθούν, τα οποία παρόλα αυτά, παρέχουν ικανοποιητική κλίση (Εικ. 5.38).

Η Μεντ.5 παρουσιάζει μεγάλη εξάπλωση και μπορεί να συγκριθεί με την Μεντ.2 σε μέγεθος. Το εξωτερικό της όριο βρίσκεται στα 207 m περίπου και το εσωτερικό στα 215 m περίπου, με την τοπογραφία της να παρουσιάζει ένα μικρό βαθούλωμα της τάξης των 3 – 4 m κοντά στον παλαιοκρημνό, που την χωρίζει από την Μεντ.6. Το εσωτερικό της άκρο υπολογίστηκε στα 210,280 m, με ελάχιστη τιμή 210,150 m και μέγιστη 210,600 m. Για την παλαιοπλατφόρμα επιλέχθηκαν τα σημεία στο επίπεδο κομμάτι κοντά στο εξωτερικό όριο της και για τον παλαιοκρημνό, εκείνα τα οποία παρείχαν την πιο απότομη κλίση (Εικ. 5.39).

Η Μεντ.6 είναι και αυτή μικρή και στενή εμφάνιση. Παρουσιάζει εξωτερικό όριο στα 226 m και εσωτερικό στα 236 – 240 m περίπου στην περιοχή της τομής, ενώ το εσωτερικό της άκρο υπολογίστηκε στα 238,492 m με ελάχιστη τιμή 237,433 m και μέγιστη 239,450 m. Το τοπογραφικό της προφίλ έχει τέτοια εμφάνιση, γιατί μέσα σε μία απόσταση περίπου 70 m, το υψόμετρο της αυξάνεται κατά 12 m σχεδόν. Για αυτό τον λόγο, τα σημεία της παλαιοπλατφόρμας επιλέχθηκαν στο τμήμα με την πιο ήπια κλίση και του παλαιοκρημνού στην πιο απότομη κλίση (Εικ. 5.40).

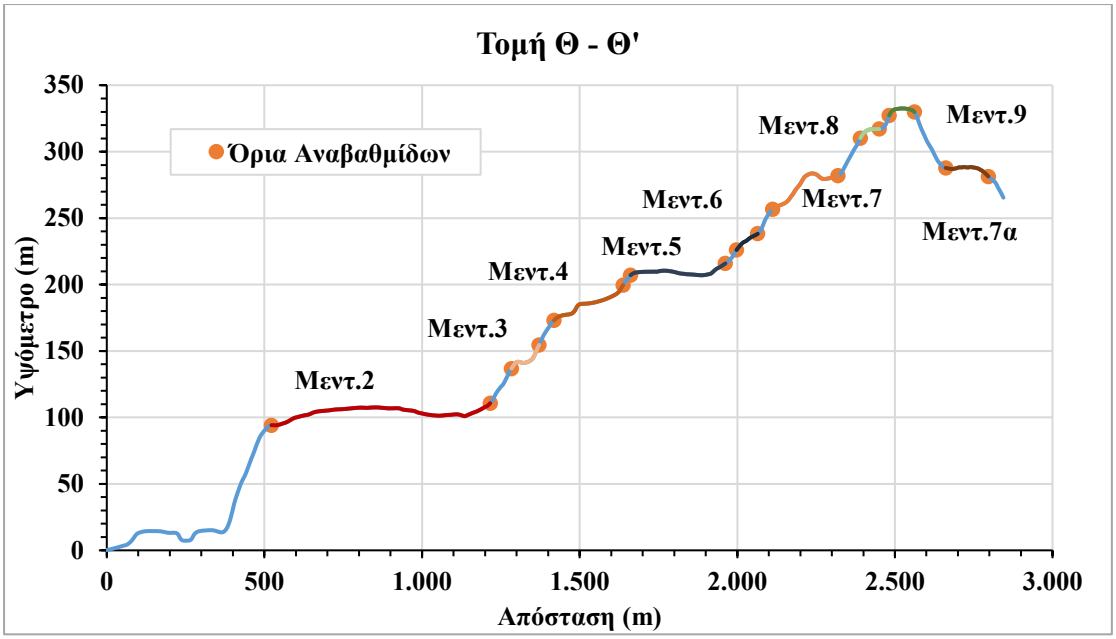
Η Μεντ.7 είναι μικρότερη σε έκταση από τις προηγούμενες, με διεύθυνση Α – Δ, αλλά αρκετά ανεπτυγμένη σε Β – Ν. Το εξωτερικό της όριο βρίσκεται στα 257 m και

το εσωτερικό στα 281 – 283 m περίπου. Το τοπογραφικό της προφίλ παρουσιάζει περίεργο σχήμα με την ύπαρξη ενός απότομου υψώματος στο κέντρο περίπου της εμφάνισης. Η πιο πιθανή υπόθεση είναι αυτή της διάβρωσης. Συνεπώς, τα σημεία της παλαιοπλατφόρμας επιλέχθηκαν στην αρχή της εμφάνισης, όπου παρατηρείται η πιο επίπεδη επιφάνεια και για τον παλαιοκρημνό στο τμήμα με την μεγαλύτερη κλίση. Το εσωτερικό της άκρο υπολογίστηκε στα 276,846 m με ελάχιστη τιμή 274,517 m και μέγιστη 279,067 m (Εικ. 5.41).

Η Μεντ.8 είναι αρκετά πιο μικρή σε εμφάνιση, αλλά με πιο ξεκάθαρα όρια. Το εξωτερικό της όριο εμφανίζεται στα 310 m και το εσωτερικό στα 317 m περίπου, με το τοπογραφικό της προφίλ να παρουσιάζει σχεδόν οριζόντια μορφή. Το εσωτερικό της άκρο υπολογίστηκε στα 318,067 m, με ελάχιστη τιμή 317,330 m και μέγιστη 319,030 m (Εικ. 5.42).

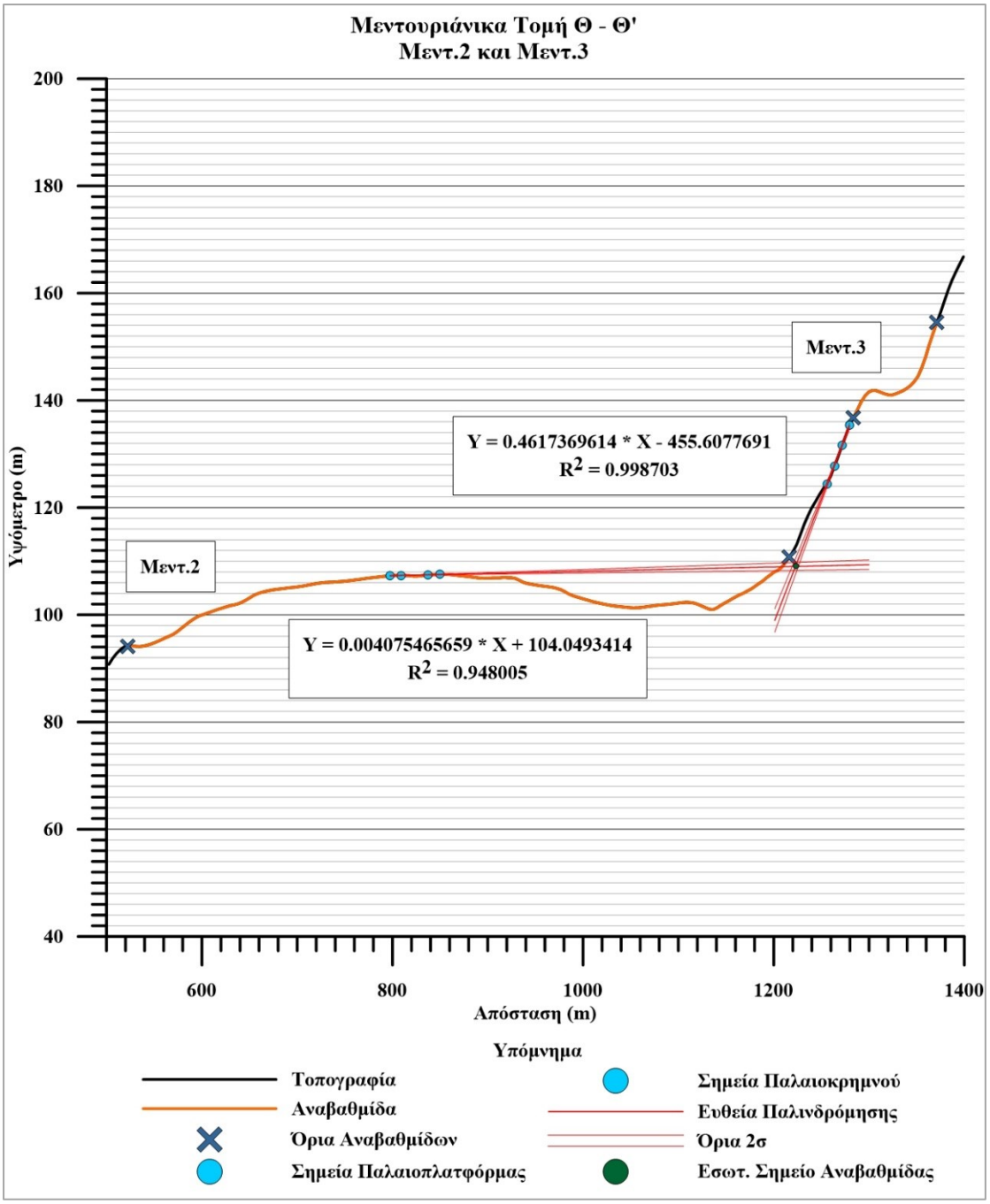
Η Μεντ.9 αποτελεί το υψηλότερο τμήμα της ακολουθίας, με μέγεθος παρόμοιο με αυτό της Μεντ.8 και δεν υπάρχει κάποιος άλλος παλαιοκρημνός ψηλότερα της για να υπολογιστεί το εσωτερικό της άκρο με τις ευθείες γραμμικής παλινδρόμησης. Το υψηλότερο σημείο της βρίσκεται στα 342 m περίπου, ενώ στο τμήμα από το οποίο περνάει η τομή, αυτό είναι 332,5 m, το εξωτερικό της όριο 327 – 330 m και το εσωτερικό 329 – 332 m. Επομένως, σαν εσωτερικό άκρο θα μπορούσαμε να λάβουμε τη τιμή 332,5 m (Εικ. 4.23 και 5.35).

Τελευταία είναι η Μεντ.7α. Το μέγεθος της είναι μικρότερο της Μεντ.9 και βρίσκεται χαμηλότερα της, χωρίς να φαίνεται η ύπαρξη κάποιου ρήγματος. Το εξωτερικό της όριο βρίσκεται ανάμεσα στα 281 – 284 m και το εσωτερικό στα 287 – 288 m περίπου. Η σχετικά τραχεία επιφάνεια της, υπέδειξε σαν καλύτερη επιλογή για τα σημεία, το κέντρο περίπου της παλαιοπλατφόρμας και για τον παλαιοκρημνό, το ανώτερο μισό του. Το εσωτερικό της άκρο υπολογίστηκε στα 290,003 m, με ελάχιστη τιμή 289,083 m και μέγιστη 291,217 m (Εικ. 5.43).

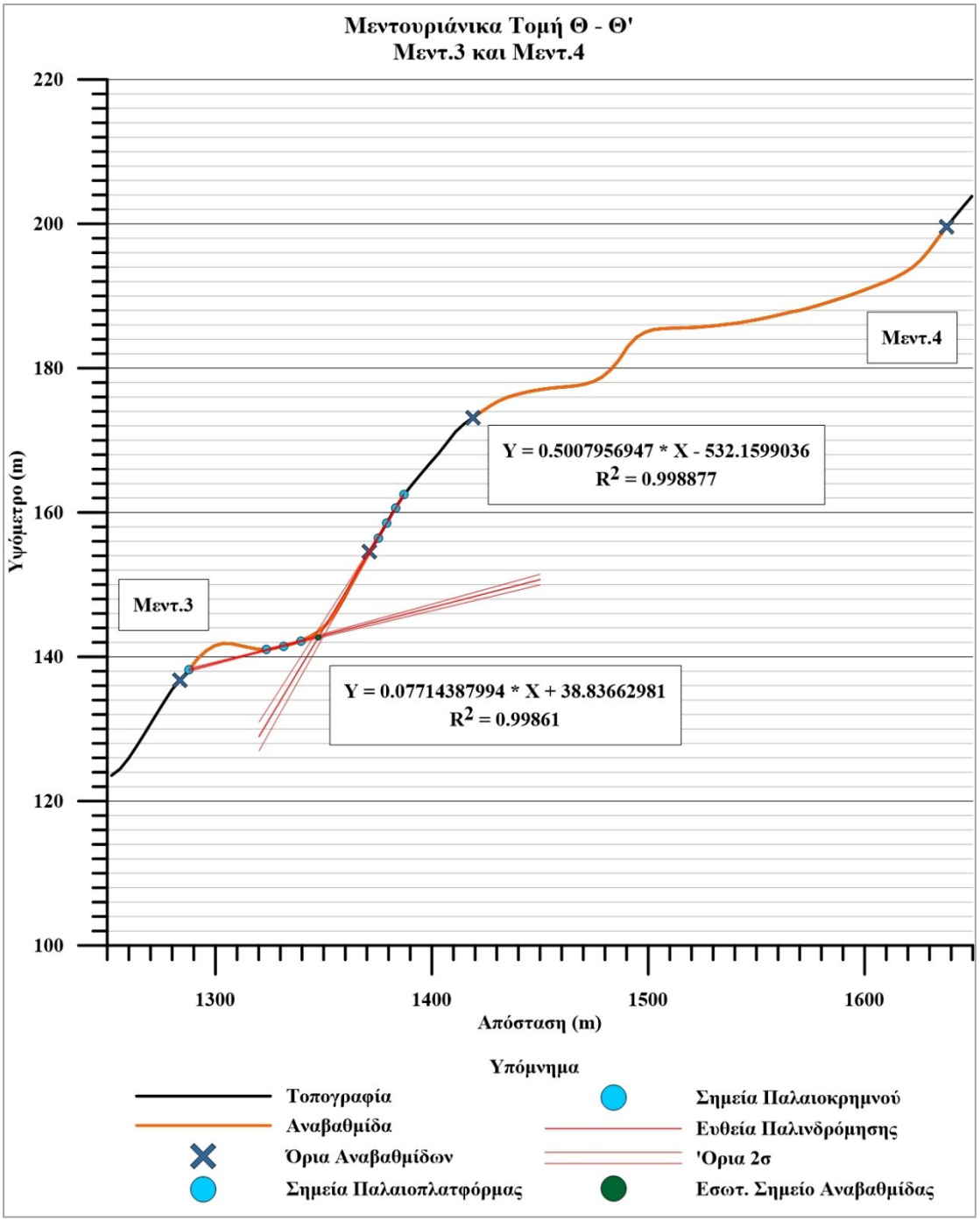


Τομή	Αναβαθμίδα	Εσωτ. Σημείο Αναβαθμίδας (m)	Ελάχιστο (m)	Μέγιστο (m)
Θ-Θ'	**Μεντ.1**	72 - 76		
	Μεντ.2	109,064	108,293	109,787
	Μεντ.3	142,740	142,380	143,240
	Μεντ.4	187,194	186,617	187,917
	Μεντ.5	210,280	210,150	210,600
	Μεντ.6	238,492	237,433	239,450
	Μεντ.7	276,846	274,517	279,067
	Μεντ.8	318,067	317,330	319,030
	Μεντ.9*	332,500	–	–
	Μεντ.7α	290,003	289,083	291,217

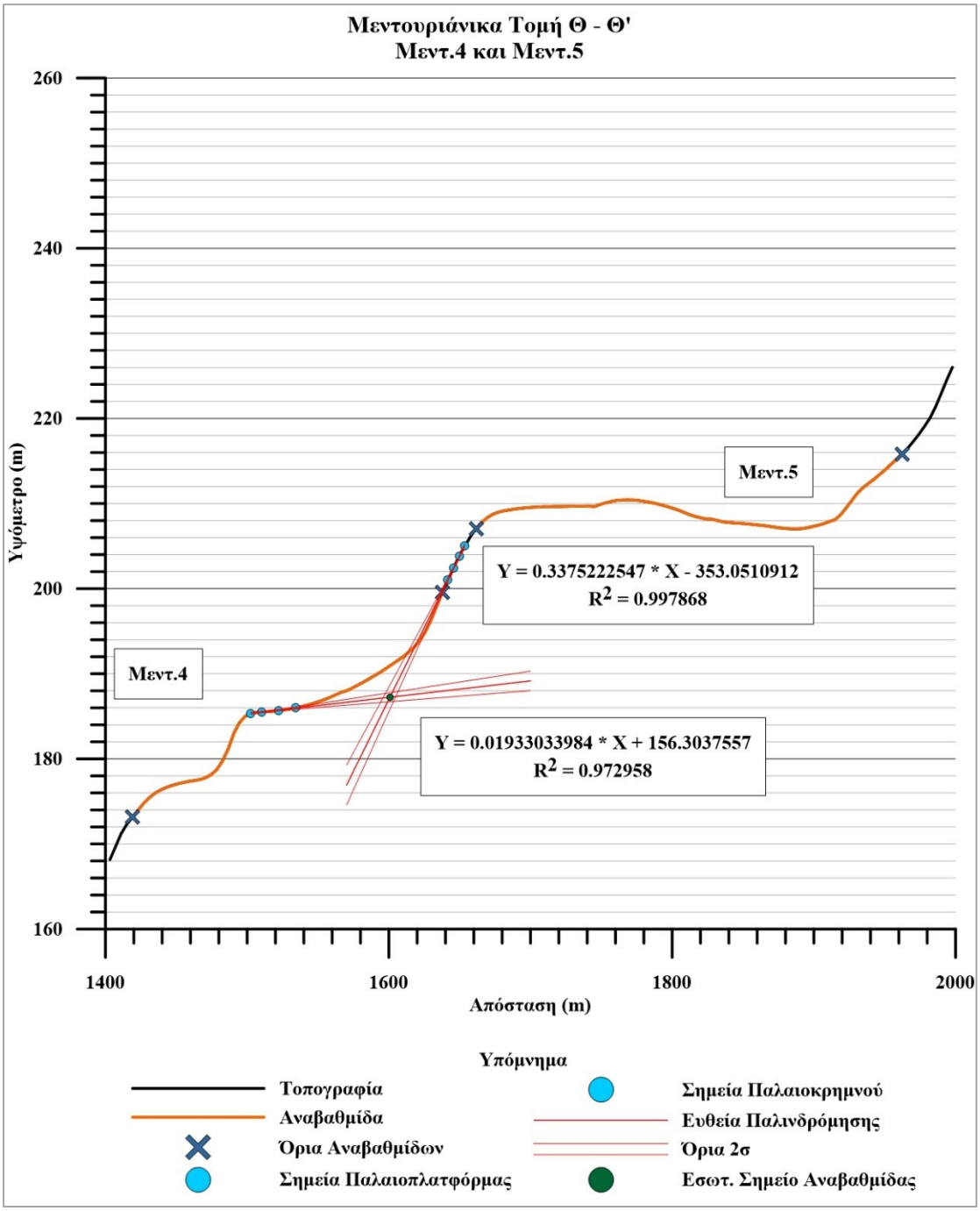
Εικόνα 5.35: Τοπογραφικό προφίλ (επάνω) και πίνακας χαρακτηριστικών υψομέτρων (κάτω) της τομής Θ – Θ' από την ακτή έως το τέλος της ακολουθίας στα Μεντουριάνικα. Για την Μεντ.9 δεν υπάρχουν ελάχιστη και μέγιστη τιμή, επειδή βρίσκεται στην κορυφή της ακολουθίας και δεν υπάρχει παλαιότερος παλαιοκρημνός για τον υπολογισμό του εσωτερικού σημείου της αναβαθμίδας.



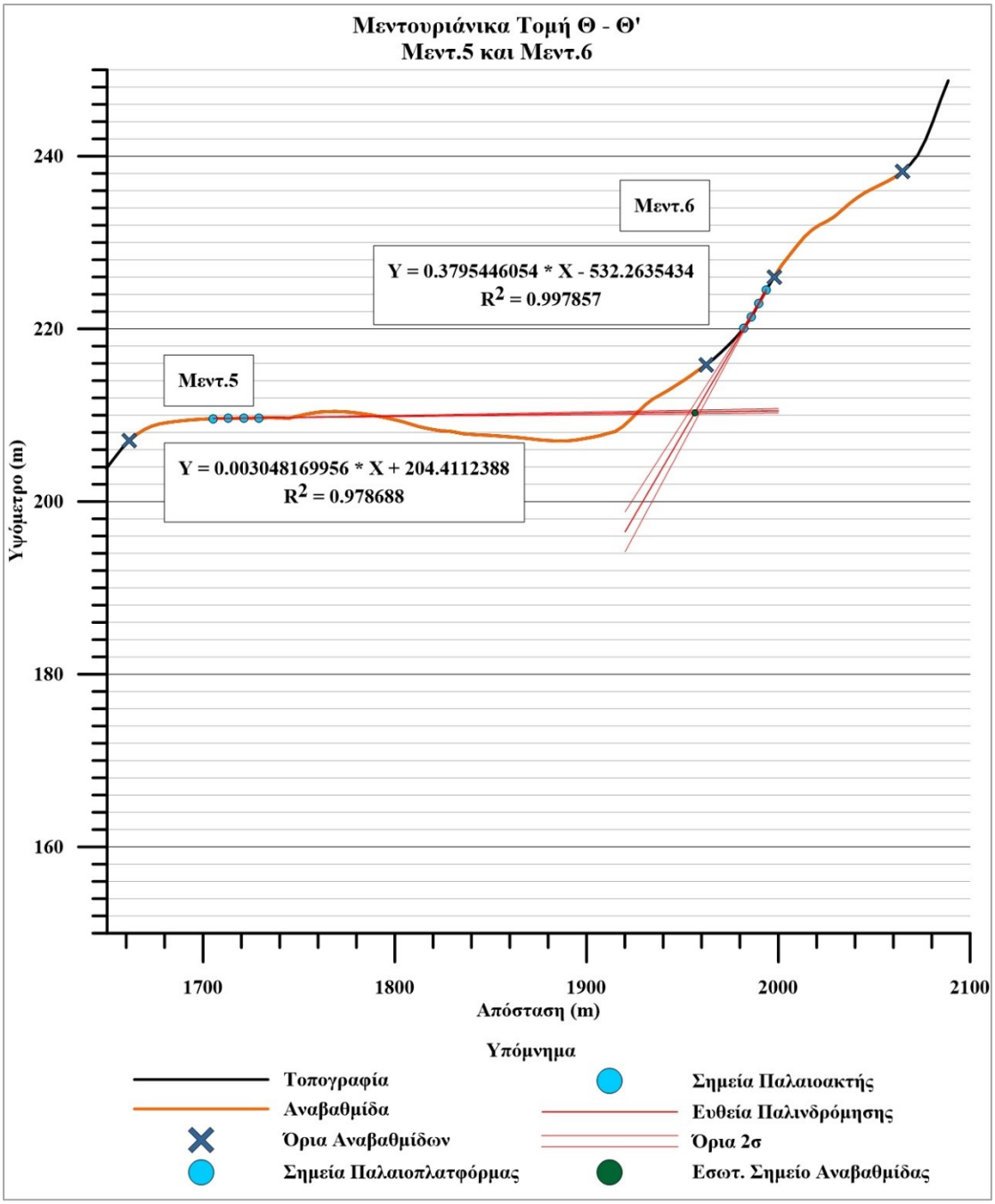
Εικόνα 5.36: Διάγραμμα τοπογραφικού προφίλ για τον υπολογισμό του εσωτερικού άκρου της αναβαθμίδας Μεντ.2, με βάση τη τομή Θ – Θ'. Το εσωτερικό της άκρο υπολογίστηκε στα 109,064 m, με ελάχιστη τιμή 108,293 m και μέγιστη 109,787 m.



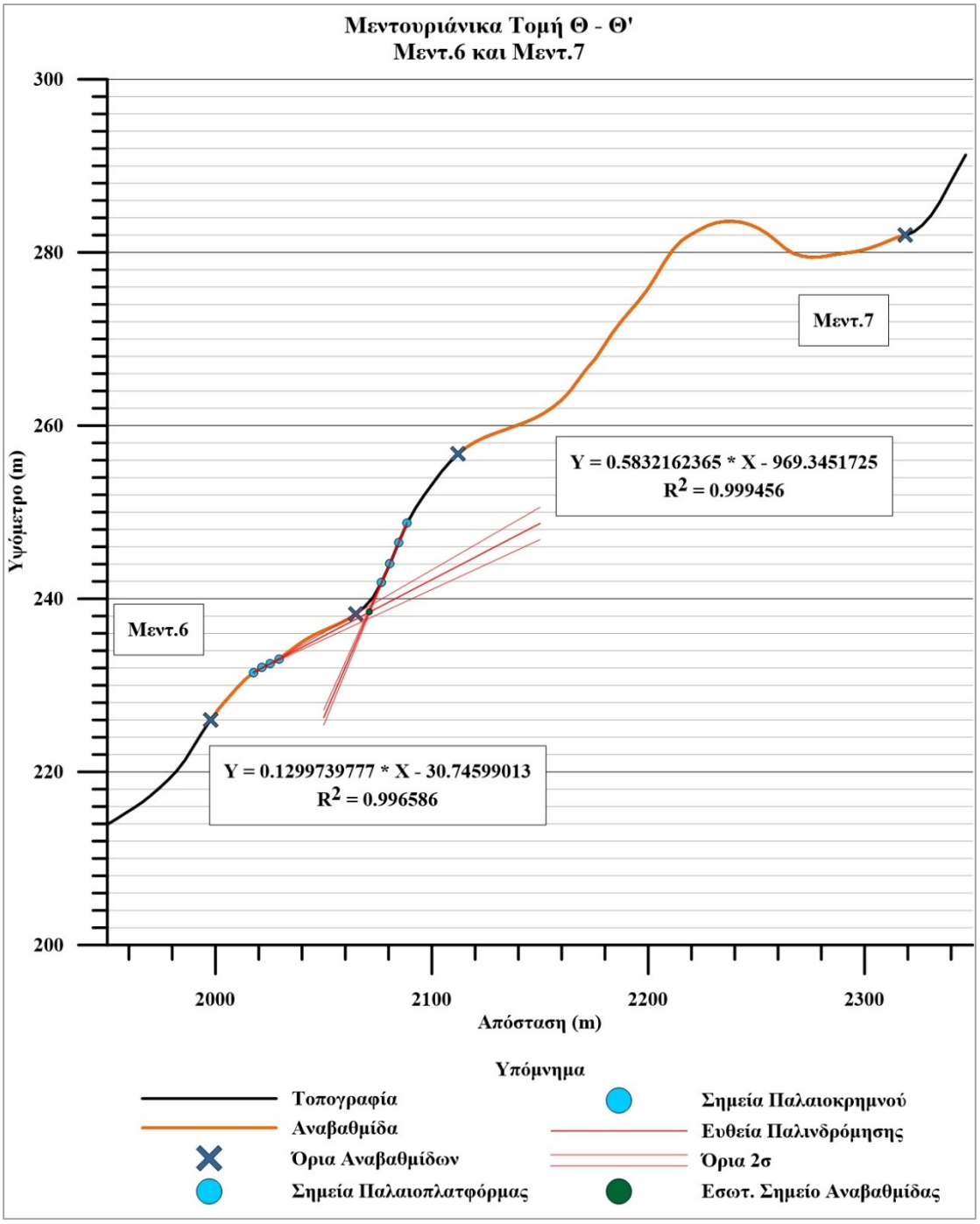
Εικόνα 5.37: Διάγραμμα τοπογραφικού προφίλ για τον υπολογισμό του εσωτερικού άκρου της αναβαθμίδας Μεντ.3, με βάση τη τομή Θ – Θ'. Το εσωτερικό της σημείο υπολογίστηκε στα 142,740 m, με ελάχιστη τιμή 142,380 m και μέγιστη 143,240 m.



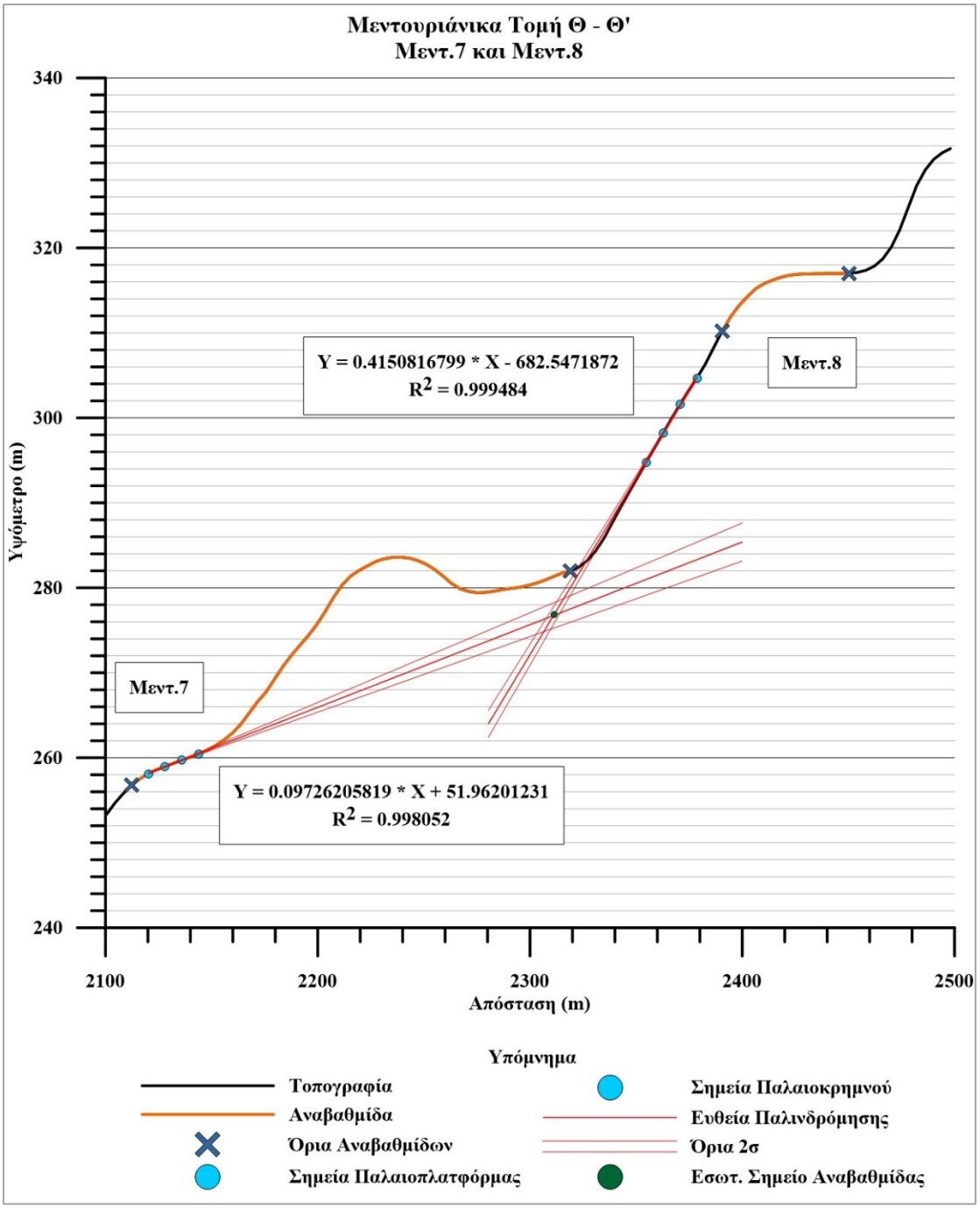
Εικόνα 5.38: Διάγραμμα τοπογραφικού προφίλ για τον υπολογισμό του εσωτερικού άκρου της αναβαθμίδας Μεντ.4, με βάση τη τομή Θ – Θ'. Το εσωτερικό της σημείο υπολογίστηκε στα 187,194 m, με ελάχιστη τιμή 186,617 m και μέγιστη 187,917 m.



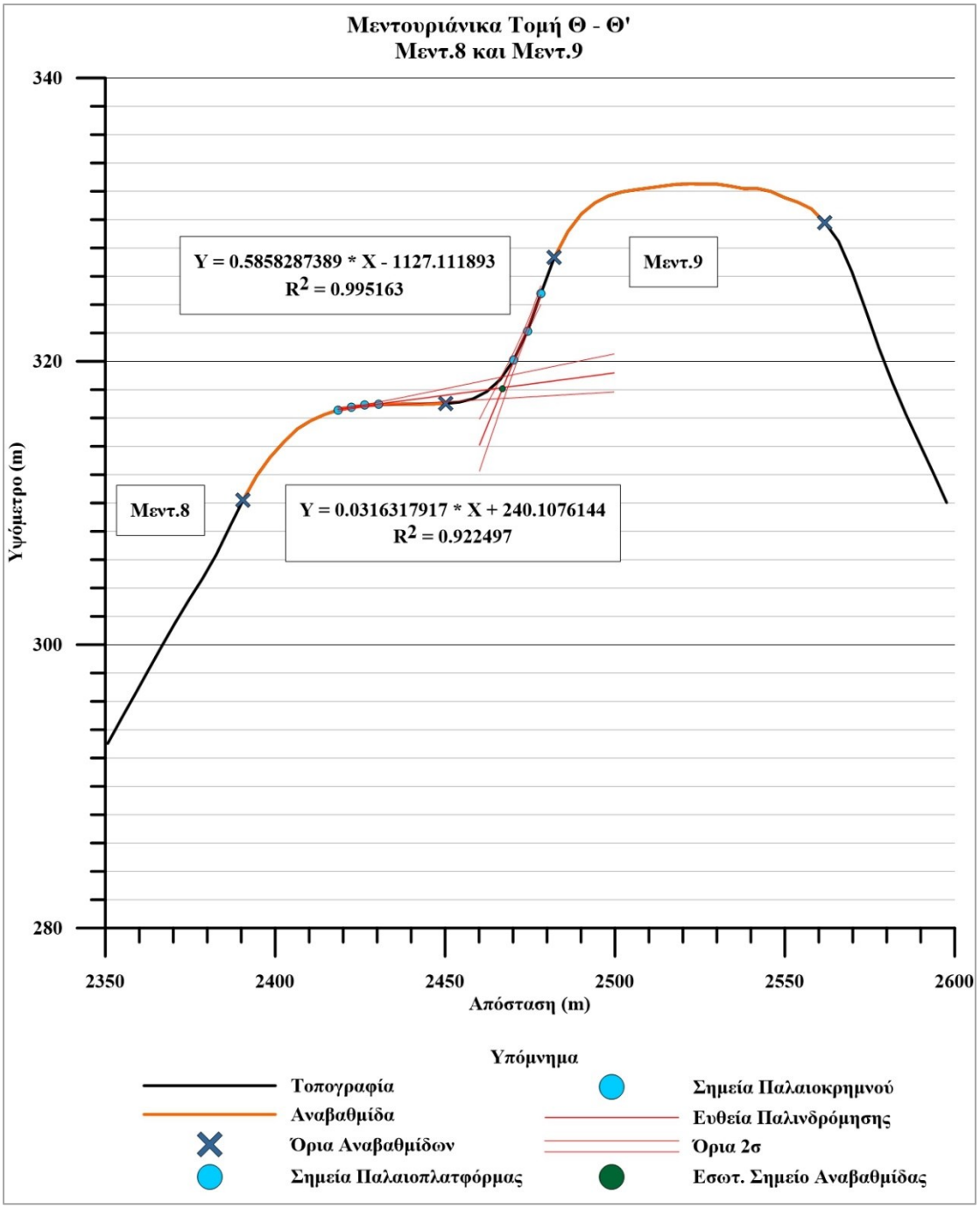
Εικόνα 5.39: Διάγραμμα τοπογραφικού προφίλ για τον υπολογισμό του εσωτερικού άκρου της αναβαθμίδας Μεντ.5, με βάση τη τομή Θ – Θ'. Το εσωτερικό της σημείο υπολογίστηκε στα 210,280 m, με ελάχιστη τιμή 210,150 m και μέγιστη 210,600 m.



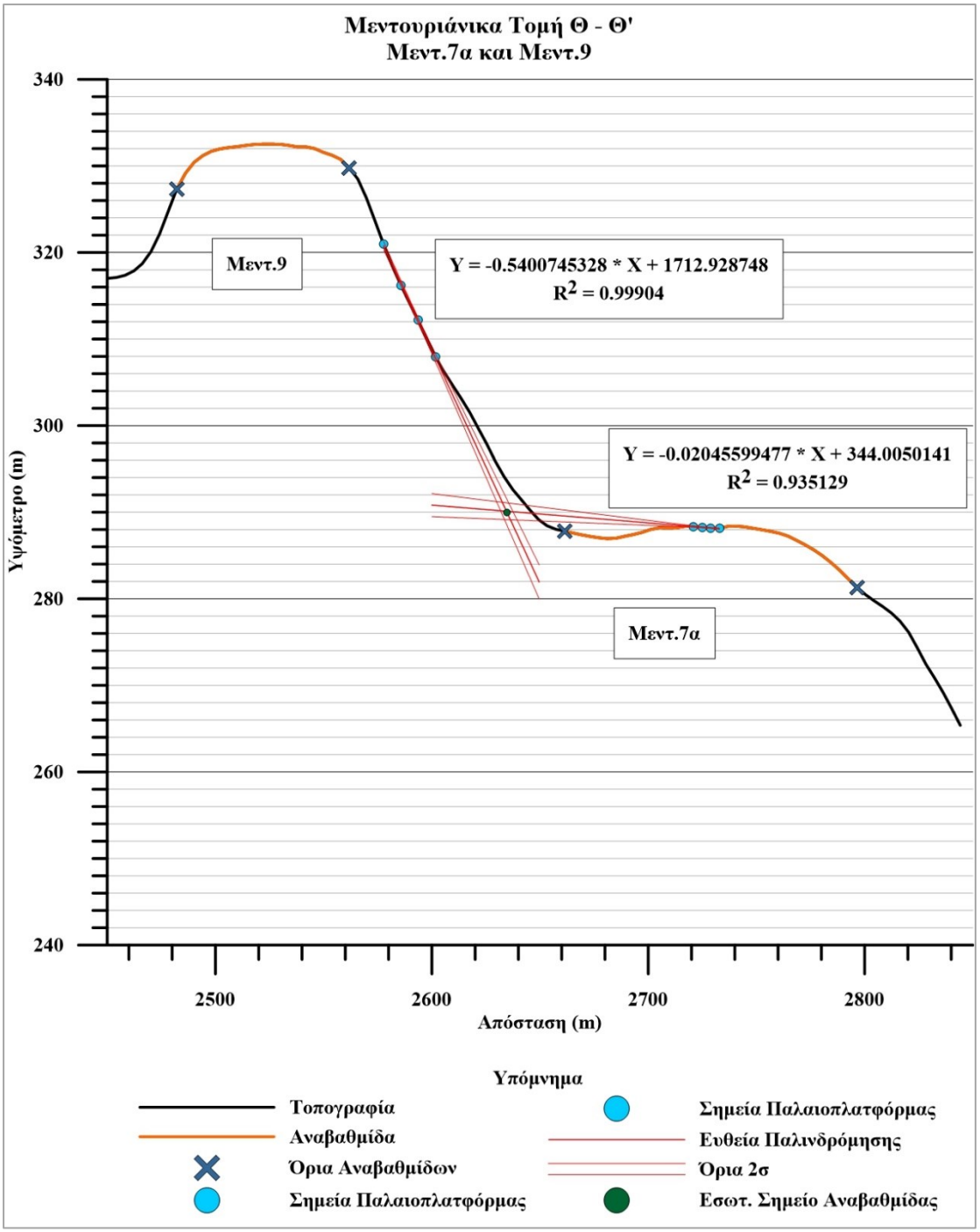
Εικόνα 5.40: Διάγραμμα τοπογραφικού προφίλ για τον υπολογισμό του εσωτερικού άκρου της αναβαθμίδας Μεντ.6, με βάση τη τομή Θ – Θ'. Το εσωτερικό της σημείο υπολογίστηκε στα 238,492 m, με ελάχιστη τιμή 237,433 m και μέγιστη 239,450 m.



Εικόνα 5.41: Διάγραμμα τοπογραφικού προφίλ για τον υπολογισμό του εσωτερικού άκρου της αναβαθμίδας Μεντ.7, με βάση τη τομή Θ – Θ'. Το εσωτερικό της σημείο υπολογίστηκε στα 276,846 m, με ελάχιστη τιμή 274,517 m και μέγιστη 279,067 m.



Εικόνα 5.42: Διάγραμμα τοπογραφικού προφίλ για τον υπολογισμό του εσωτερικού άκρου της αναβαθμίδας Μεντ.8, με βάση τη τομή Θ – Θ'. Το εσωτερικό της σημείο υπολογίστηκε στα 318,067 m, με ελάχιστη τιμή 317,330 m και μέγιστη 319,030 m.



Εικόνα 5.43: Διάγραμμα τοπογραφικού προφίλ για τον υπολογισμό του εσωτερικού άκρου της αναβαθμίδας Μεντ.7α, με βάση τη τομή Θ – Θ'. Το εσωτερικό της σημείο υπολογίστηκε στα 290,003 m, με ελάχιστη τιμή 289,083 m και μέγιστη 291,217 m.

5.1.3.2 Τομή Ι – Ι'

Είναι η δεύτερη και τελευταία τομή στην περιοχή και όπως η Θ – Θ', τέμνει όλες τις εμφανίσεις εκτός της Μεντ.1. Έχει διεύθυνση ΒΔ – ΝΑ στην Μεντ.2 και στην Μεντ. 8 – Μεντ.9 και ΒΒΔ – ΝΝΑ στην Μεντ.3 μέχρι και την Μεντ.8 και στην Μεντ.7α. Η απόσταση των δύο τομών είναι πολύ μικρή και δεν υπάρχουν ουσιαστικές αλλαγές

στην μορφολογία την οποία τέμνουν. Συνεπώς, για τις εμφανίσεις, ισχύουν αυτά που αναφέρθηκαν στη Θ – Θ' και οι επιλογές των σημείων για τις παλαιοπλατφόρμες και τους παλαιοκρημνούς έγιναν με βάση τους ίδιους λόγους. Στη συνέχεια παρουσιάζονται τα προφίλ όλων των εμφανίσεων με τα αποτελέσματα τους (Εικ. 4.23 και 5.44).

Η Μεντ.2 παρουσιάζει ακριβώς το ίδιο προφίλ με πριν. Το εξωτερικό της όριο εδώ βρίσκεται στα 95 – 96 m και το εσωτερικό στα 112 – 113 m. Το εσωτερικό άκρο που προκύπτει είναι 110,176 m, με ελάχιστη τιμή 109,300 m και μέγιστη 111,000 m (Εικ. 5.45). Η τιμή αυτή βρίσκεται σχεδόν 1 m υψηλότερα από την Θ – Θ'.

Η Μεντ.3 έχει εξωτερικό όριο στα 136 – 137 m και εσωτερικό στα 160 – 161 m περίπου. Το εσωτερικό της άκρο υπολογίστηκε στα 154,961 m, με ελάχιστη τιμή 150,630 m και μέγιστη 159,870 m. Αυτό, το φέρνει σχεδόν 12 m υψηλότερα από την Θ – Θ', η οποία διαφορά είναι αρκετά μεγαλύτερη από αυτή της Μεντ.2, κάτι λογικά συμβαίνει εξαιτίας της μεγάλης διακύμανσης στο ανάγλυφο της Μεντ.3 (Εικ. 5.46).

Η Μεντ.4 εδώ, παρουσιάζει ένα «σπάσιμο» και είναι χωρισμένη σε δύο τμήματα. Η θέση και το μικρό μέγεθος του σπασίματος αυτού, το οποίο σβήνει προς τα ανατολικά, δεν δίνουν καθαρό τοπογραφικό προφίλ για δύο ξεχωριστές αναβαθμίδες και συνηγορούν στο ότι πρόκειται για την ίδια εμφάνιση. Ίσως να είναι και αυτό αποτέλεσμα της διάβρωσης. Η Μεντ.4 λοιπόν, έχει εξωτερικό όριο στα 173 – 174 m και εσωτερικό στα 208 – 210 m περίπου. Το εσωτερικό της άκρο υπολογίστηκε στα 197,366 m, με ελάχιστη τιμή 195,440 m και μέγιστη 199,380 m. Για την παλαιοπλατφόρμα επιλέχθηκαν τα σημεία κάτω από το «σπάσιμο», όπου το επίπεδο ήταν πιο καλό και πιο κοντά στο εξωτερικό όριο της, ενώ για τον παλαιοκρημνό, εξαιτίας του μικρού του μεγέθους, αυτά τα τρία ήταν τα μόνα που μπορούσαν να επιλεχθούν, τα οποία παρόλα αυτά, παρέχουν ικανοποιητική κλίση. Τα σημεία του παλαιοκρημνού βρίσκονται σε πολύ καλή ευθυγράμμιση μεταξύ τους, για αυτό και έδωσαν τόσο μικρό περιθώριο για τα όρια 2σ (Εικ. 5.47).

Η Μεντ.5 είναι λίγο μικρότερη στο δυτικό της τμήμα από ότι στο ανατολικό και παρουσιάζει μεγαλύτερο υψόμετρο. Εδώ δεν υπάρχει κανένα βαθούλωμα όπως στην Θ – Θ', οπότε για την παλαιοπλατφόρμα επιλέχθηκαν τα σημεία στο πιο επίπεδο κομμάτι κοντά στο εξωτερικό όριο της και για τον παλαιοκρημνό, εκείνα τα οποία παρείχαν την πιο απότομη κλίση. Το εξωτερικό της όριο βρίσκεται στα 216 – 217 m περίπου, το εσωτερικό στα 224 – 228 m και το εσωτερικό της άκρο υπολογίστηκε στα 224,184 m,

με ελάχιστη τιμή 223,740 m και μέγιστη 224,510 m, κάτι που το μετατοπίζει σχεδόν 14 m υψηλότερα από τη Θ – Θ' (Εικ. 5.48).

Το τοπογραφικό προφίλ της Μεντ.6 έχει αρκετά καλύτερη εμφάνιση και για αυτό, τα σημεία της παλαιοπλατφόρμας επιλέχθηκαν κοντά στο εξωτερικό της όριο, ενώ για τον παλαιοκρημνό μόνο τρία εξαιτίας του μικρού μεγέθους του, τα οποία όμως δίνουν την απαραίτητη απότομη κλίση για τον υπολογισμό. Παρουσιάζει εξωτερικό όριο στα 243 – 245 m και εσωτερικό στα 252 – 256 m περίπου στην περιοχή της τομής, ενώ το εσωτερικό της άκρο υπολογίστηκε στα 248,430 m, με ελάχιστη τιμή 248,053 m και μέγιστη 248,640 m (Εικ. 5.49).

Και σε αυτό το τμήμα η Μεντ.7 εμφανίζει ένα απότομο ύψωμα στο κέντρο της και ένα μικρότερο βαθούλωμα κοντά στο εσωτερικό της όριο. Το εξωτερικό της όριο βρίσκεται στα 260 – 261 m και το εσωτερικό στα 276 – 280 m περίπου. Η πιο πιθανή υπόθεση είναι αυτή της διάβρωσης. Συνεπώς, τα σημεία της παλαιοπλατφόρμας επιλέχθηκαν στην αρχή της εμφάνισης, όπου παρατηρείται η πιο επίπεδη επιφάνεια και για τον παλαιοκρημνό στο τμήμα με την μεγαλύτερη κλίση. Το εσωτερικό της άκρο υπολογίστηκε στα 272,951 m, με ελάχιστη τιμή 271,190 m και μέγιστη 274,830 m (Εικ. 5.50).

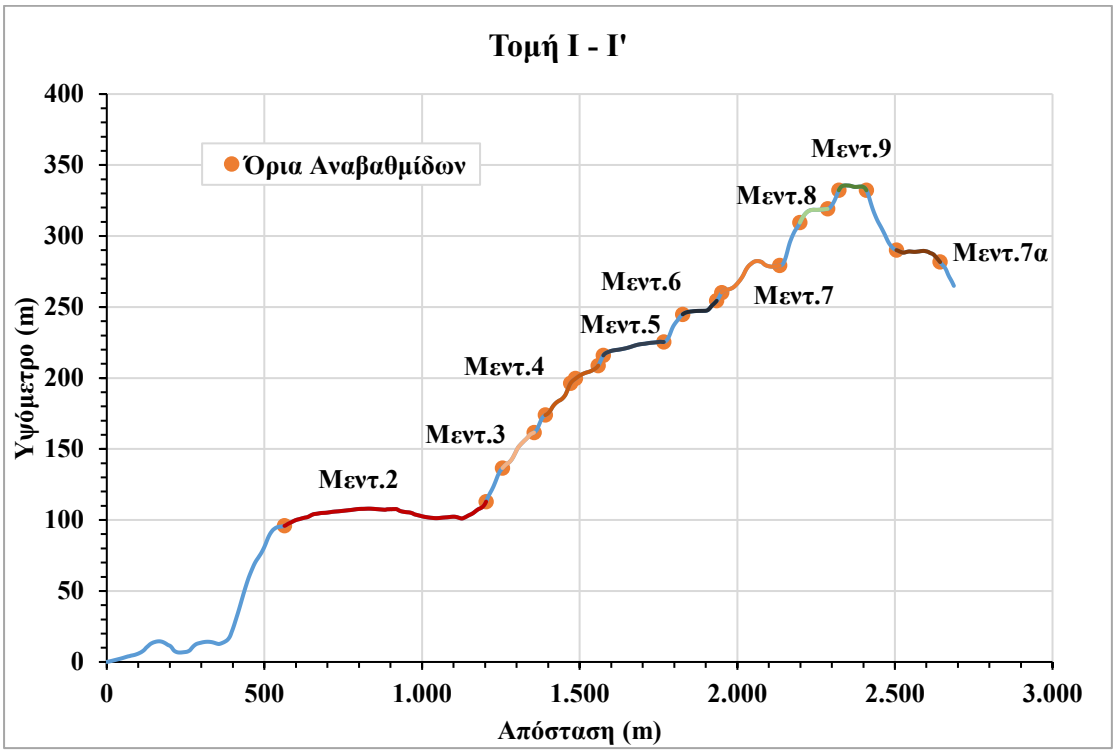
Η Μεντ.8 δεν δείχνει αλλαγές στο προφίλ της σε σχέση με την Θ – Θ'. Το εξωτερικό της όριο εμφανίζεται στα 310 – 311 m και το εσωτερικό στα 318 – 320 m περίπου, με το τοπογραφικό της προφίλ να παρουσιάζει σχεδόν οριζόντια μορφή. Ίσως το εξωτερικό της όριο να μπορούσε να χαρτογραφηθεί πιο ψηλά, κοντά στην ισοϋψή των 316 m. Με ανάλογο τρόπο και εδώ τα σημεία για την παλαιοπλατφόρμα επιλέχθηκαν στο πιο επίπεδο και με την καλύτερη κλίση τμήμα και για τον παλαιοκρημνό τρία με την πιο απότομη κλίση, λόγω του μεγέθους του. Το εσωτερικό της άκρο υπολογίστηκε στα 319,124 m, με ελάχιστη τιμή 319,093 m και μέγιστη 319,373 m (Εικ. 5.51).

Όσον αφορά την Μεντ.9, ισχύουν αυτά που ειπώθηκαν και στην προηγούμενη τομή. Στο τμήμα από το οποίο περνάει η τομή, το υψηλότερο σημείο είναι 335,5 m, το εξωτερικό της όριο 332 – 335 m και το εσωτερικό 332 – 334 m. Φαίνεται δηλαδή ότι η συγκεκριμένη εμφάνιση διατηρεί μία σχετικά οριζόντια επιφάνεια. Επομένως, σαν εσωτερικό άκρο θα μπορούσαμε να λάβουμε τη τιμή 335,5 m (Εικ. 4.23 και 5.44).

Η Μεντ.7α έχει εξωτερικό όριο το οποίο βρίσκεται ανάμεσα στα 280 – 284 m και το εσωτερικό στα 287 – 290 m περίπου. Στη συγκεκριμένη περίπτωση τα κατάλληλα σημεία βρίσκονταν στο κέντρο περίπου της παλαιοπλατφόρμας και στο ανώτερο τμήμα

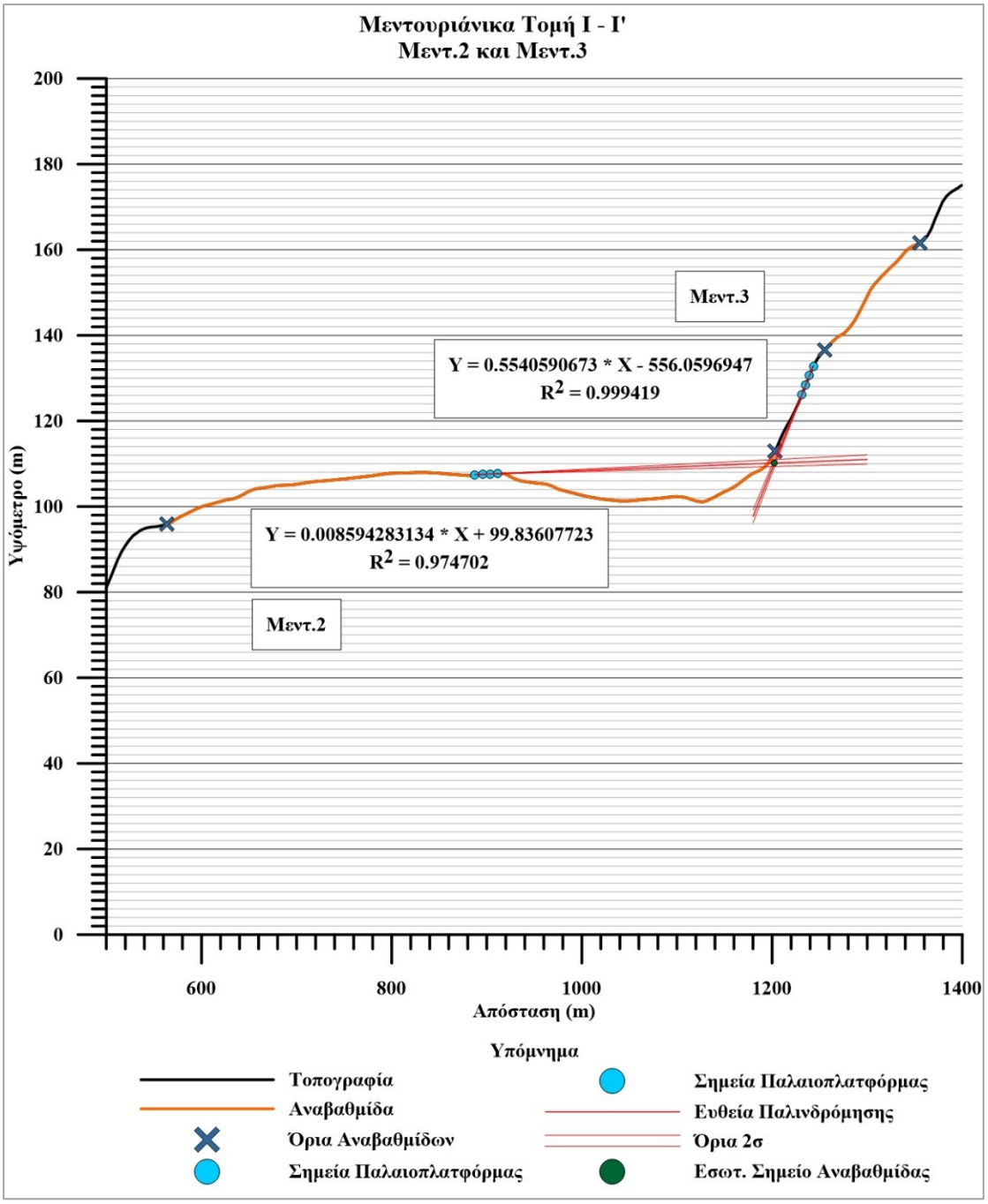
του παλαιοκρημνού. Το εσωτερικό της άκρο υπολογίστηκε στα 290,702 m, με ελάχιστη τιμή 290,517 m και μέγιστη 291,117 m (Εικ. 5.52).

Τέλος, πρέπει να αναφερθεί και η Μεντ.1, παρόλο που δεν τέμνεται από τις τομές. Έχει μακρόστενο σχήμα με διεύθυνση ΒΔ – ΝΑ, σχετικά επίπεδη επιφάνεια η οποία καλλιεργείται, βρίσκεται αμέσως νότια από την Νέα Εθνική Οδό Αθηνών – Πατρών και είναι ορατή από την περιοχή της Λυγιάς. Το εξωτερικό της άκρο κυμαίνεται σε υψόμετρα 64 – 70 m και το εσωτερικό της 72 – 76 m. Το τελευταίο μπορεί να θεωρηθεί και ως το εσωτερικό της άκρο (Εικ. 4.23 και 4.24α).

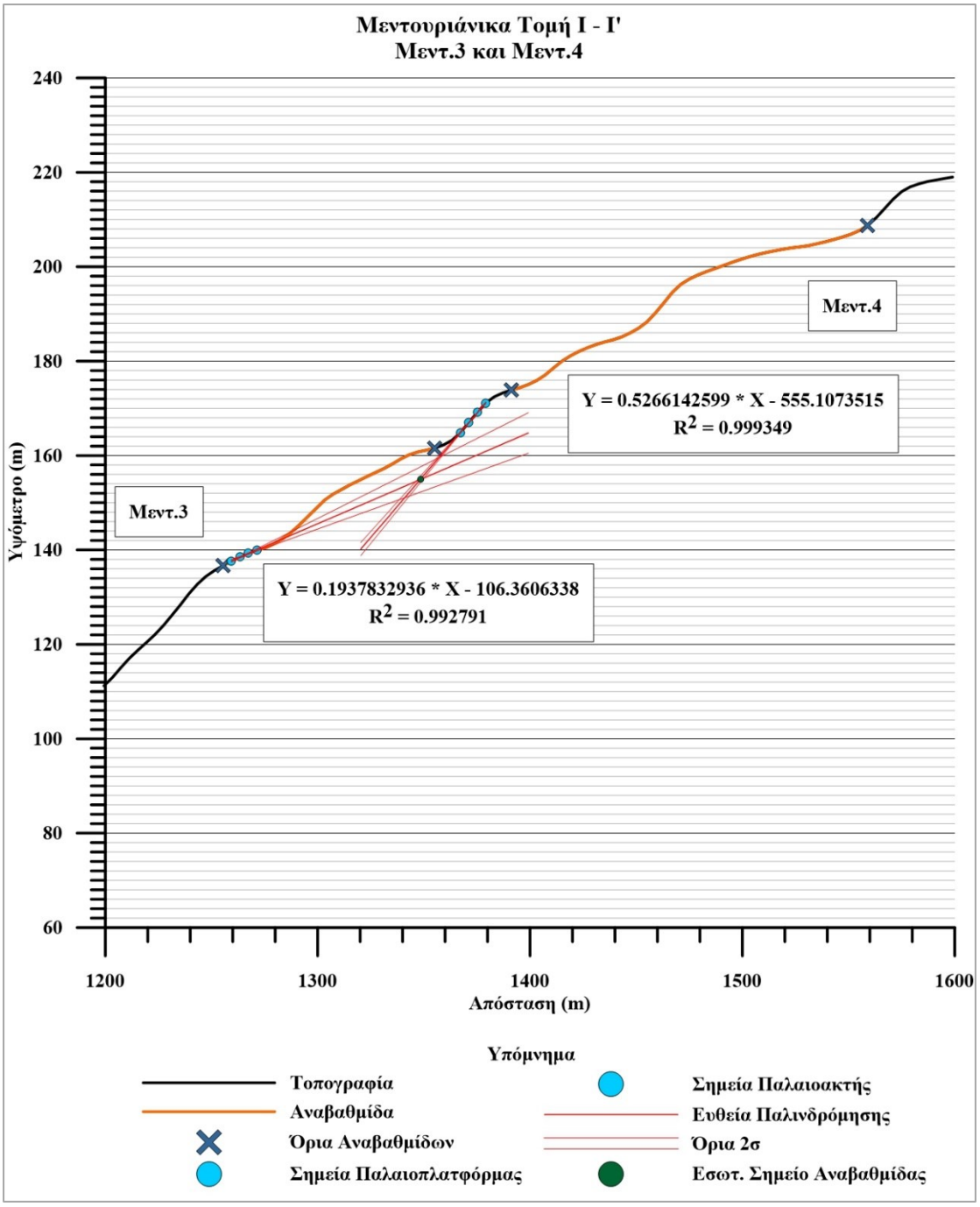


Τομή	Αναβαθμίδα	Εσωτ. Σημείο Αναβαθμίδας (m)	Ελάχιστο (m)	Μέγιστο (m)
I-I'	**Μεντ.1**	72 - 76		
	Μεντ.2	110,176	109,300	111,000
	Μεντ.3	154,961	150,630	159,870
	Μεντ.4	197,366	195,440	199,380
	Μεντ.5	224,184	223,740	224,510
	Μεντ.6	248,430	248,053	248,640
	Μεντ.7	272,951	271,190	274,830
	Μεντ.8	319,124	319,093	319,373
	Μεντ.9*	335,500	–	–
	Μεντ.7α	290,702	290,517	291,117

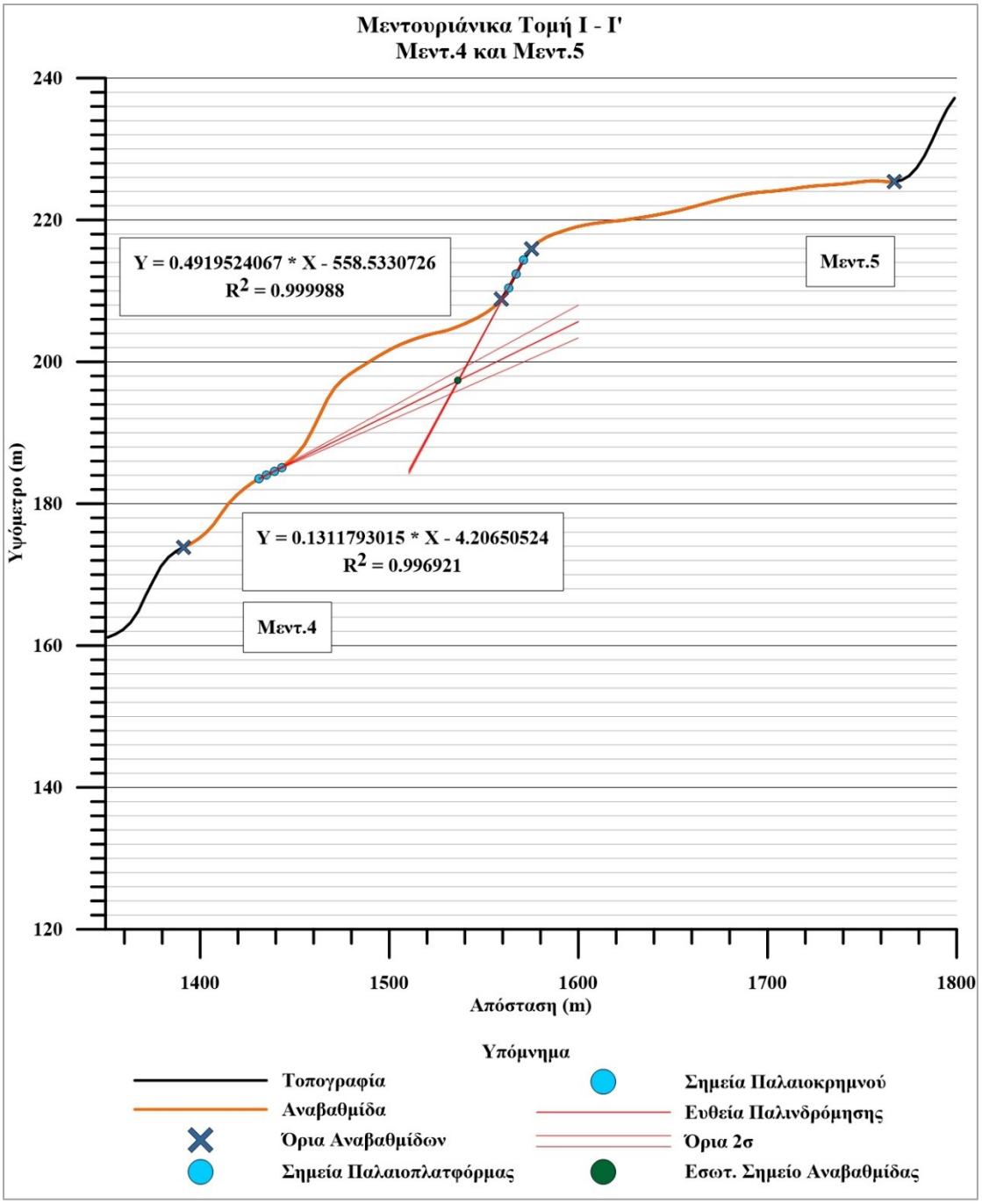
Εικόνα 5.44: Τοπογραφικό προφίλ (επάνω) και πίνακας χαρακτηριστικών υψομέτρων (κάτω) της τομής I – I' από την ακτή έως το τέλος της ακολουθίας στα Μεντουριάνικα. Για την Μεντ.9 δεν υπάρχουν ελάχιστη και μέγιστη τιμή, επειδή βρίσκεται στην κορυφή της ακολουθίας και δεν υπάρχει παλαιότερος παλαιοκρημνός για τον υπολογισμό του εσωτερικού σημείου της αναβαθμίδας.



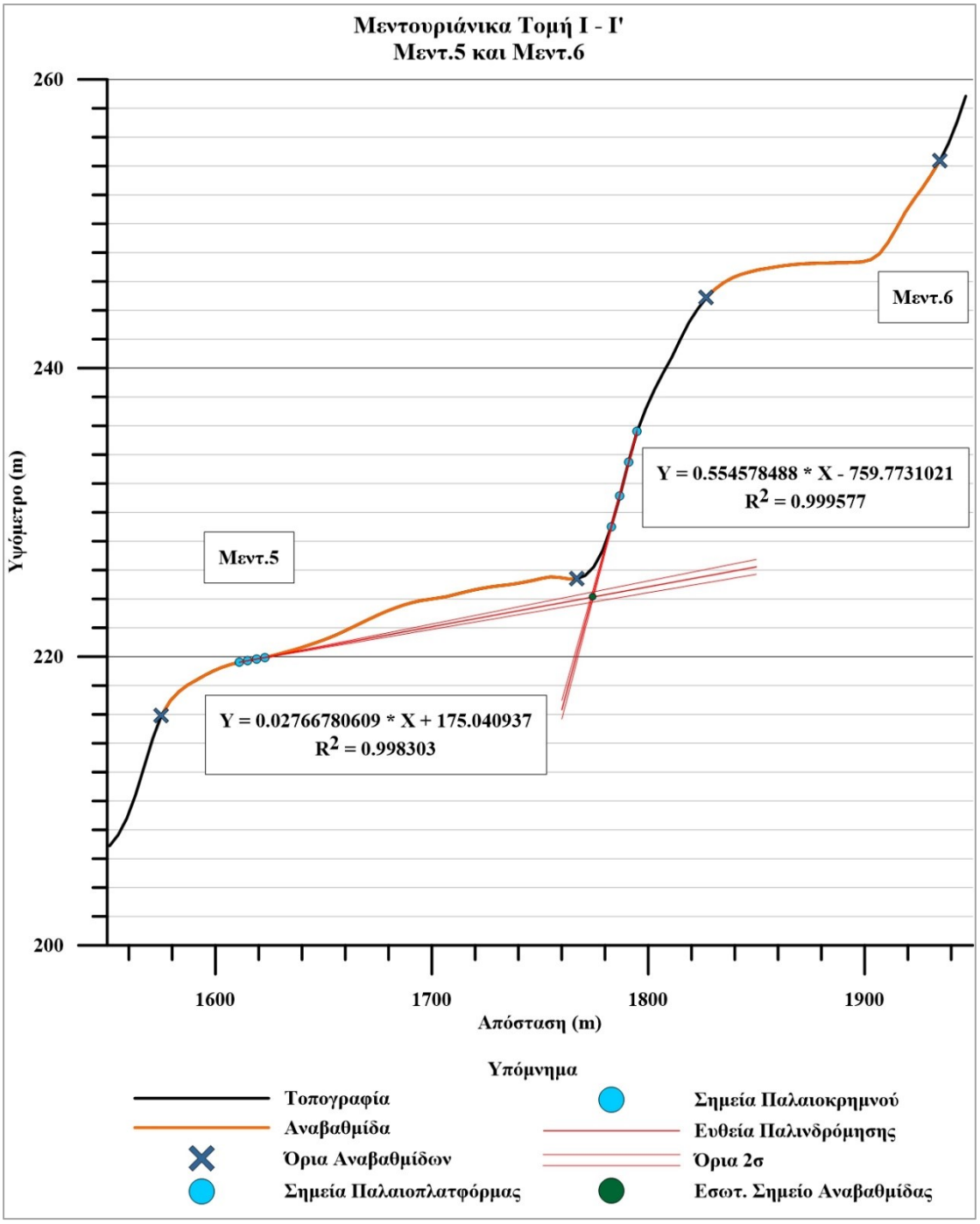
Εικόνα 5.45: Διάγραμμα τοπογραφικού προφίλ για τον υπολογισμό του εσωτερικού άκρου της αναβαθμίδας Μεντ.2, με βάση τη τομή I – I'. Το εσωτερικό της σημείο υπολογίστηκε στα 110,176 m, με ελάχιστη τιμή 109,300 m και μέγιστη 111,000 m.



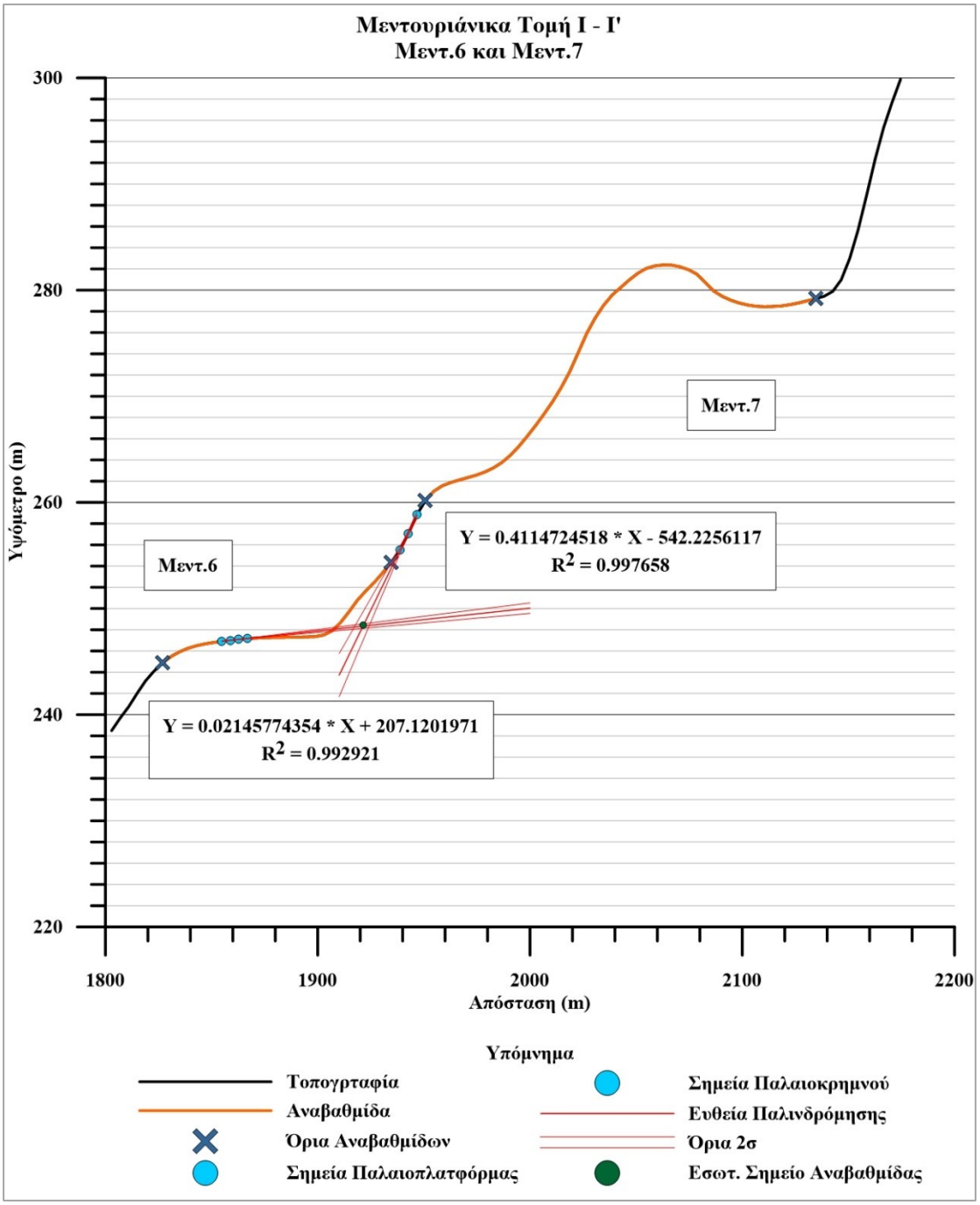
Εικόνα 5.46: Διάγραμμα τοπογραφικού προφίλ για τον υπολογισμό του εσωτερικού άκρου της αναβαθμίδας Μεντ.3, με βάση τη τομή I – I'. Το εσωτερικό της σημείο υπολογίστηκε στα 154,961 m, με ελάχιστη τιμή 150,630 m και μέγιστη 159,870 m.



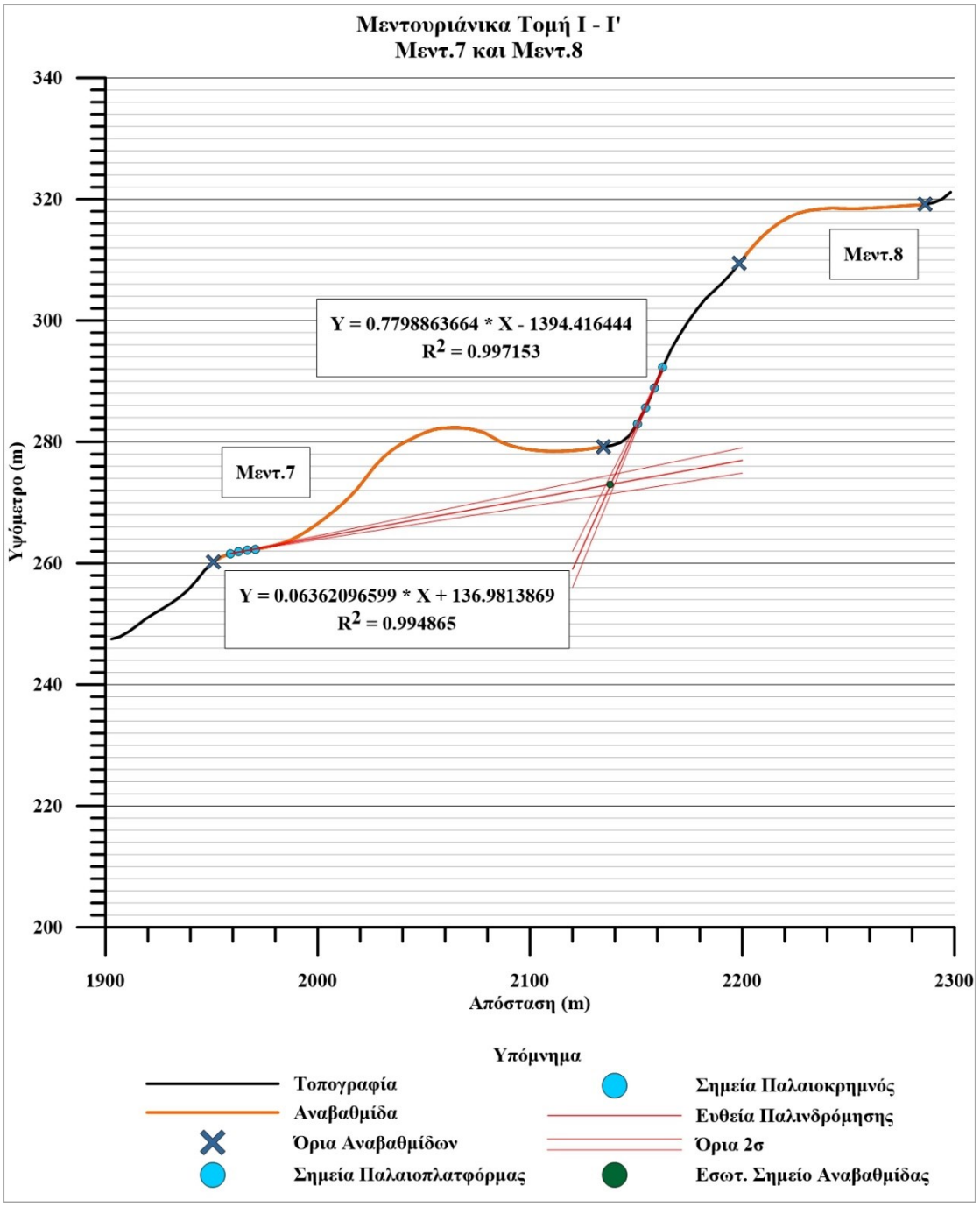
Εικόνα 5.47: Διάγραμμα τοπογραφικού προφίλ για τον υπολογισμό του εσωτερικού άκρου της αναβαθμίδας Μεντ.4, με βάση τη τομή I – I'. Το εσωτερικό της σημείο υπολογίστηκε στα 197,366 m, με ελάχιστη τιμή 195,440 m και μέγιστη 199,380 m.



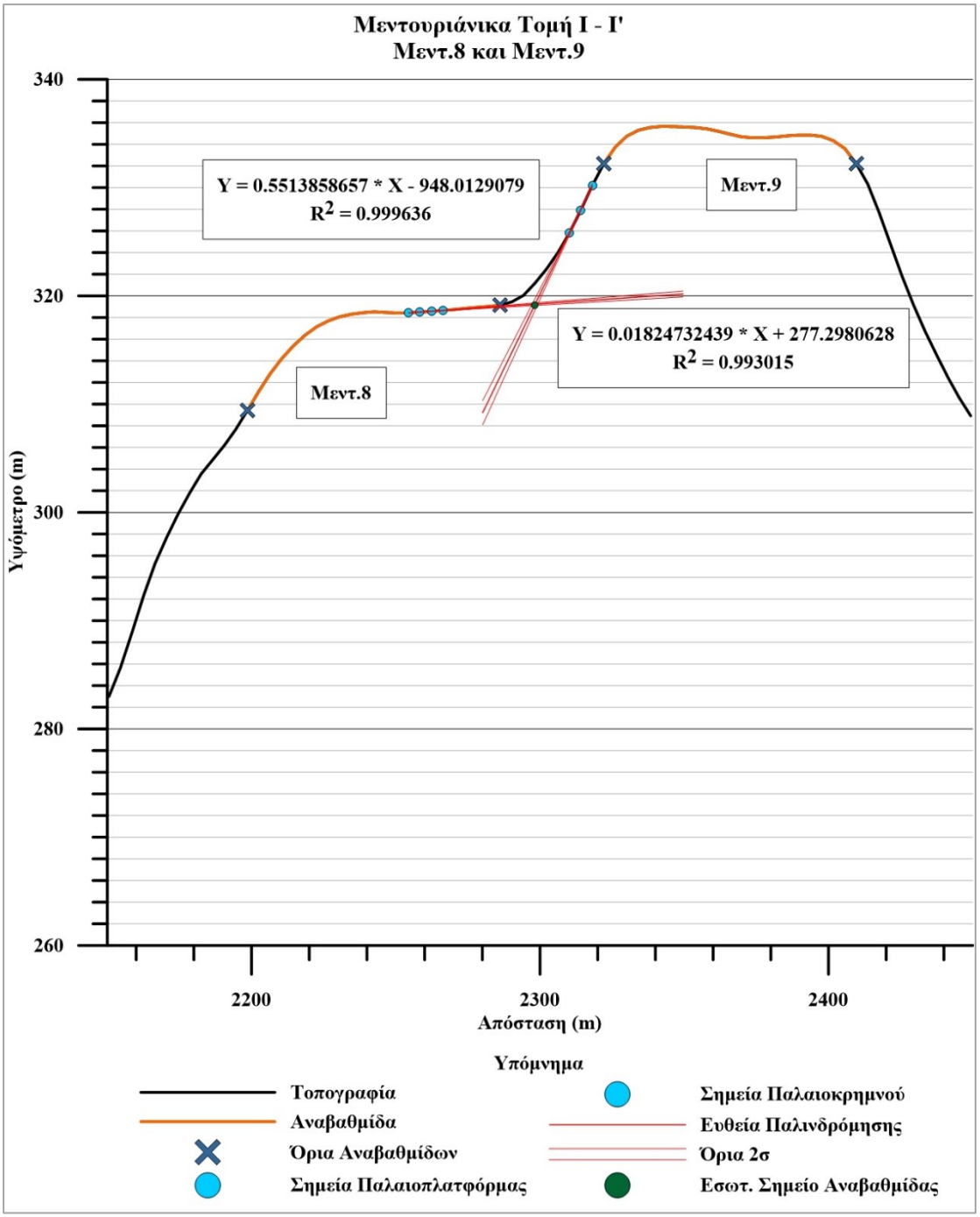
Εικόνα 5.48: Διάγραμμα τοπογραφικού προφίλ για τον υπολογισμό του εσωτερικού άκρου της αναβαθμίδας Μεντ.5, με βάση τη τομή I – I'. Το εσωτερικό της σημείο υπολογίστηκε στα 224,184 m, με ελάχιστη τιμή 223,740 m και μέγιστη 224,510 m.



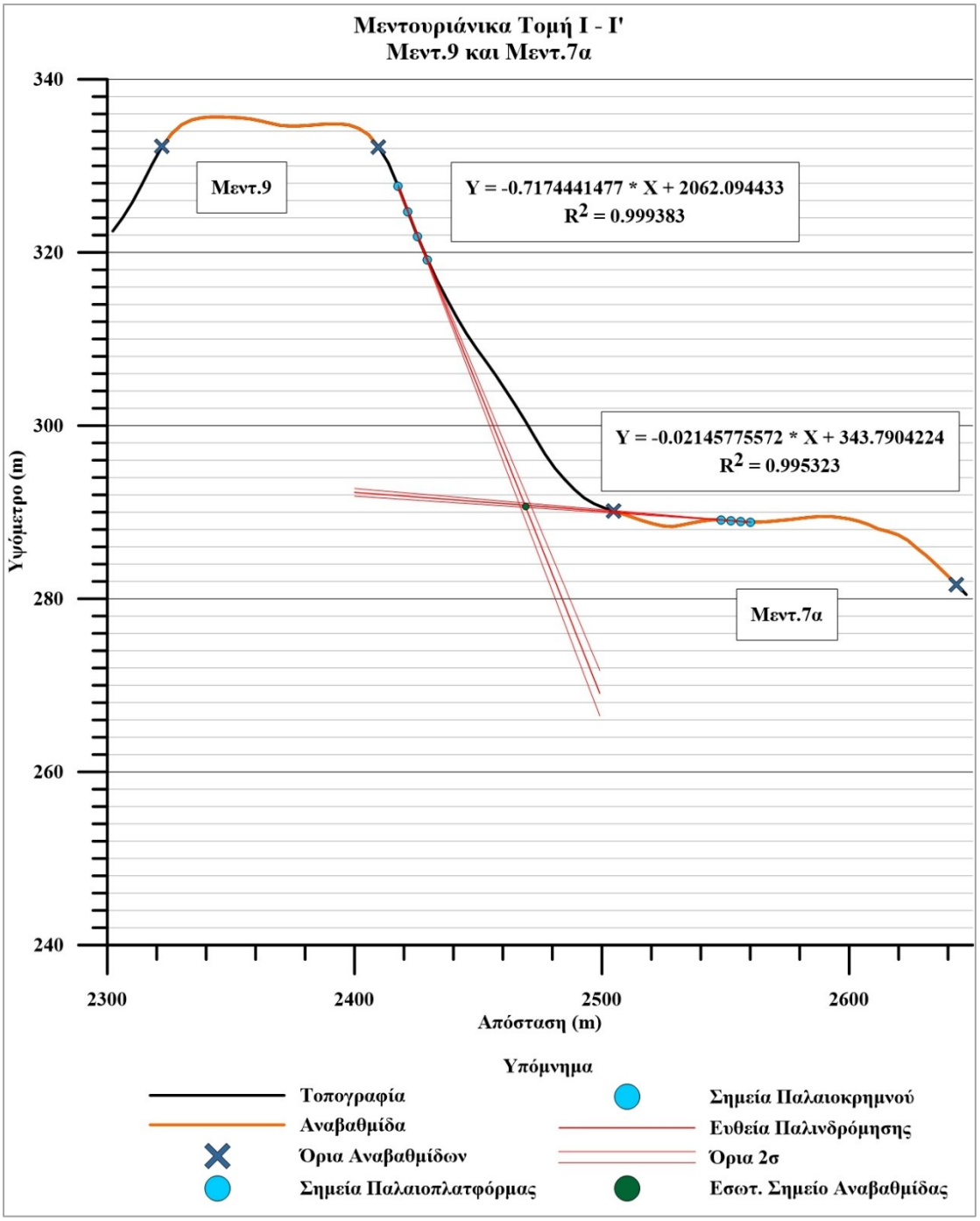
Εικόνα 5.49: Διάγραμμα τοπογραφικού προφίλ για τον υπολογισμό του εσωτερικού άκρου της αναβαθμίδας Μεντ.6, με βάση τη τομή I – I'. Το εσωτερικό της άκρο υπολογίστηκε στα 248,430 m, με ελάχιστη τιμή 248,053 m και μέγιστη 248,640 m.



Εικόνα 5.50: Διάγραμμα τοπογραφικού προφίλ για τον υπολογισμό του εσωτερικού άκρου της αναβαθμίδας Μεντ.7, με βάση τη τομή I – I'. Το εσωτερικό της σημείο υπολογίστηκε στα 272,951 m, με ελάχιστη τιμή 271,190 m και μέγιστη 274,830 m.



Εικόνα 5.51: Διάγραμμα τοπογραφικού προφίλ για τον υπολογισμό του εσωτερικού άκρου της αναβαθμίδας Μεντ.8, με βάση τη τομή I – I'. Το εσωτερικό της σημείο υπολογίστηκε στα 319,124 m, με ελάχιστη τιμή 319,093 m και μέγιστη 319,373 m.



Εικόνα 5.52: Διάγραμμα τοπογραφικού προφίλ για τον υπολογισμό του εσωτερικού άκρου της αναβαθμίδας Μεντ.7α, με βάση τη τομή Ι – Ι'. Το εσωτερικό της σημείο υπολογίστηκε στα 290,702 m, με ελάχιστη τιμή 290,517 m και μέγιστη 291,117 m.

5.2 Χρονολόγηση των θαλάσσιων αναβαθμίδων της περιοχής έρευνας

Το επόμενο βήμα ήταν να βρεθεί η ηλικία των συγκεκριμένων εμφανίσεων, δηλαδή να συσχετιστούν με συγκεκριμένο ισοτοπικό στάδιο (MIS), με βάση τις διαθέσιμες ευστατικές καμπύλες της παγκόσμιας στάθμης της θάλασσας και από εκεί να εξαχθούν οι ρυθμοί ανύψωσης. Επειδή όμως, δεν βρέθηκε χρονολογήσιμο υλικό, ο συσχετισμός τους με τη στάθμη της θάλασσας μπορεί να γίνει είτε με βάση τις παρακείμενες εμφανίσεις αναβαθμίδων γνωστής ήδη ηλικίας, είτε με προσπάθεια αντιστοίχισης των μεγαλύτερων και πιο χαρακτηριστικών εμφανίσεων με τα αντίστοιχα highstands, με την υπόθεση σταθερού ρυθμού ανύψωσης (Lajoie 1986). Όπως αναφέρουν οι McNeill & Collier (2004), λάθη στα υψόμετρα των αναβαθμίδων, το υψόμετρο και ο συγχρονισμός των υψηλών στάθμεων και η απουσία ακριβών ηλικιών εμποδίζουν τον υπολογισμό μεταβλητών ρυθμών ανύψωσης για μία ακολουθία.

Για την περιοχή του ανατολικού Κορινθιακού οι Armijo *et al.* (1996), χρησιμοποίησαν μία συνδυαστική ευστατική καμπύλη, η οποία προέκυψε από αυτές των Imbrie *et al.* (1984), Chappell & Shackleton (1986) και Merritts & Bull (1989). Πιο δυτικά, για το ανατολικό τμήμα του ρήγματος της Ελίκης, οι McNeill & Collier, (2004), χρησιμοποίησαν μία καμπύλη η οποία προέκυψε από αυτές των Imbrie *et al.* (1984) για το OIS 8e και παλαιότερα και των Chappell & Shackleton (1986) και Chappell *et al.* (1996) από το OIS 7e μέχρι σήμερα. Για καλύτερη συσχέτιση της περιοχής έρευνας της παρούσης εργασίας με τις παρακείμενες της, προτιμήθηκε να χρησιμοποιηθεί μία από τις προαναφερθείσες καμπύλες, οπότε και επιλέχθηκε αυτή των McNeill & Collier (2004). Η κατασκευή των συνδυαστικών διαγραμμάτων υψομέτρων και ηλικίας μαζί με την καμπύλη της θαλάσσιας στάθμης έγινε, επίσης, στο λογισμικό Grapher 12.

Όμως, τα δεδομένα είναι περιορισμένα όσον αφορά την ηλικία και το υψόμετρο των εμφανίσεων των αναβαθμίδων, τα διάφορα ισοτοπικά στάδια διήρκεσαν αρκετές χιλιάδες χρόνια και η χρήση της καμπύλης γίνεται χωρίς πρωτογενή δεδομένα. Συνεπώς, για τον υπολογισμό των ρυθμών ανύψωσης χρησιμοποιήθηκαν τα σημεία στα οποία οι ευθείες, των οποίων η κλίση δείχνει το ρυθμό ανύψωσης, τέμνουν τον άξονα y και την ευστατική καμπύλη (τιμές από τον άξονα x) και όχι όλο το χρονικό εύρος του εκάστοτε σταδίου. Σαν σημείο τομής των ευθειών των ρυθμών ανύψωσης με την ευστατική καμπύλη, επιλέχθηκε (όσο ήταν δυνατό) το κορυφαίο της καμπύλης

του κάθε σταδίου. Αφού, η καμπύλη μεταφέρθηκε σωστά, ώστε η κλίμακα της να συμπίπτει με τους άξονες x και y και σχεδιάστηκαν όλα τα απαραίτητα δεδομένα, έγινε η λήψη των συντεταγμένων των σημείων αυτών με την εντολή «Digitize» από το μενού «Graphs» (Πίνακας 5.1).

Έχοντας λοιπόν, γνωστά τα σημεία που αντιστοιχούν στις ηλικίες των ισοτοπικών σταδίων και την τότε στάθμη της θάλασσας, δοκιμάστηκαν πιθανοί ρυθμοί ανύψωσης, οι οποίοι ταιριάζουν με την γεωλογία της περιοχής (π.χ. έχουν υπολογιστεί σε άλλες εργασίες για κοντινές περιοχές). Με αυτό τον τρόπο υπολογίστηκαν τα αναμενόμενα υψόμετρα εκπροσώπησης (με την μορφή θαλάσσιων αναβαθμίδων) κάθε ισοτοπικού σταδίου, που αποδίδει ο εκάστοτε πιθανός ρυθμός ανύψωσης (Πίνακες 5.2 – 5.4). Με σύγκριση αυτών των υψομέτρων και αυτών στα οποία βρίσκονται στην πραγματικότητα οι αναβαθμίδες, μπορεί να επιλεχθεί ποιος ρυθμός ταιριάζει καλύτερα στο προφίλ της περιοχής.

Ο υπολογισμός έγινε κανονικά με τον τύπο του Lajoie (1986) :

$$R = D/A = (E - e) /A),$$

όπως αυτός περιεγράφηκε νωρίτερα στη θεωρία των θαλάσσιων αναβαθμίδων. Έχοντας, λοιπόν, ως γνωστά τα R (ρυθμός ανύψωσης), A (ηλικία του ισοτοπικού σταδίου) και e (τη τότε στάθμη της θάλασσας), λύνουμε ως προς E και βρίσκουμε το αναμενόμενο υψόμετρο.

Πίνακας 5.1: Ηλικία και υψόμετρο της θαλάσσιας στάθμης του κάθε MIS της ευστατικής καμπύλης των McNeill & Collier (2004), όπως υπολογίστηκαν μέσω του λογισμικού Grapher. Οι τιμές χρησιμοποιήθηκαν για τον υπολογισμό του αναμενόμενου υψομέτρου για διάφορους σταθερούς ρυθμούς ανύψωσης.

Ισοτοπικό Στάδιο	**Ηλικία (kyr)**	**Στάθμη της Θάλασσας (m)**	**Ηλικία (yr)**
3a	29,92	-71,87	29.916,67
	40,25	-66,07	40.250,00
	45,92	-67,00	45.916,67
3c	53,92	-55,13	53.916,67
	59,25	-54,20	59.250,00
5a	71,83	-37,73	71.833,33
	81,00	-11,53	81.000,00
5c	101,17	-10,93	101.166,67
5e	118,67	-1,80	118.666,67
	126,67	5,20	126.666,67

6e	172,42	-57,27	172.416,67
7a	194,50	-23,47	194.500,00
	199,83	-8,20	199.833,33
7c	212,00	-9,73	212.000,00
7e	238,67	-12,13	238.666,67
8e	289,00	-46,93	289.000,00
9a	307,67	-27,40	307.666,67
9c	332,75	4,27	332.750,00
11	403,08	0,20	403.083,33
13	483,75	-31,00	483.750,00
	499,58	-30,00	499.583,33

Στη συνέχεια ακολουθούν οι τρεις πίνακες, στους οποίους αναγράφονται τα αναμενόμενα υψόμετρα για τους διάφορους ρυθμούς ανύψωσης που επιλέχθηκαν και τα διαγράμματα που απεικονίζουν αυτή τη σύνδεση μεταξύ αναβαθμίδων, ηλικίας και ρυθμών ανύψωσης (Πίνακες 5.2 – 5.4). Αυτά υπολογίστηκαν με βάση δεκαεννιά ρυθμούς ανύψωσης στο εύρος 0,45 – 2,5 mm/yr. Οι ρυθμοί μικρότεροι του 1 mm/yr, χρησιμοποιήθηκαν για την περίπτωση, στην οποία το χερσαίο ρήγμα του Ξυλοκάστρου είχε δράσει και μετά τη δημιουργία των αναβαθμίδων ή οι τελευταίες είναι παλαιότερες αυτών στο Ξυλόκαστρο και ανατολικά, οπότε το σημερινό τους υψόμετρο τους θα είναι χαμηλότερο από αυτό που θα έπρεπε και συνεπώς θα φαινόταν μικρότερη κατακόρυφη κίνηση για ίδια ή μεγαλύτερη χρονική περίοδο, άρα και χαμηλότερος ρυθμός ανύψωσης. Για άνω του 1 mm/yr, ελήφθησαν υπόψη εργασίες όπως, των McNeill & Collier (2004) που υπολογίζουν περίπου 1 mm/yr με μέγιστο περίπου 1,5 mm/yr για το ανατολικό ρήγμα της Ελίκης, των Armijo *et al.* (1996) με μέγιστο ρυθμό ανύψωσης 1,3 mm/yr νότια της πόλης του Ξυλοκάστρου, των De Martini *et al.* (2004) με 1,05 – 1,2 mm/yr για το ρήγμα του Αιγίου και 1 και 1,25 mm/yr για τα ανατολικό και δυτικό ρήγμα της Ελίκης αντίστοιχα για την περίοδο του Πλειστοκαίνου και π.χ. των Pirazzoli *et al.* (2004) για το Ολόκαινο, όπου ο εκτιμώμενος ρυθμός ανύψωσης είναι 2,9 – 3,5 mm/yr στα Μαύρα Λιθάρια (δυτικά του Δερβενίου) και ίσως μεγαλύτερο από περίπου 2,1 – 2,7 mm/yr στον Πλάτανο (δυτικά της Ακράτας). Με βάση αυτά θεωρήθηκε ότι πιθανός ρυθμός, για το Πλειστόκαινο, μεγαλύτερος των 2 mm/yr, θα ήταν πολύ μεγάλος για την περιοχή μελέτης, αλλά συμπεριλήφθηκαν και οι ρυθμοί από 2,0 έως 2,5 mm/yr σαν ένα ακραίο σενάριο.

Δεν παρουσιάζονται, διαγράμματα για όλους τους πιθανούς ρυθμούς ανύψωσης, παρά μόνο για αυτούς που φαίνεται να αποδίδουν υψόμετρα ίδια ή παραπλήσια με αυτά που μετρήθηκαν ή εκτιμήθηκαν για την κάθε ακολουθία.

Επειδή, για κάθε ακολουθία σχεδιάστηκαν περισσότερες από μία τοπογραφικές τομές και σε κοντινή μεταξύ τους απόσταση, για να μην κατασκευαστούν πολλά διαγράμματα για σχεδόν ίδια υψόμετρα, προτιμήθηκε στον άξονα y να απεικονιστεί το εύρος του υψομέτρου, στο οποίο βρίσκεται η κάθε αναβαθμίδα (από την ελάχιστη τιμή του μικρότερου παρατηρούμενου υψομέτρου έως την μέγιστη τιμή του μεγαλύτερου παρατηρούμενου υψομέτρου της) και όχι απλώς ένα σημείο αυτού.

Πίνακας 5.2: Τα αναμενόμενα υψόμετρα των αντιπροσωπευτικών θαλάσσιων αναβαθμίδων για κάθε MIS, με βάση συγκεκριμένους ρυθμούς ανύψωσης από 0,45 mm/yr έως 1,1 mm/yr.

	Αναμενόμενο Υψόμετρο Με Βάση Πιθανούς Ρυθμούς Ανύψωσης (m)						
Ισοτοπικό Στάδιο	**0,45 mm/yr**	**0,5 mm/yr**	**0,6 mm/yr**	**0,7 mm/yr**	**0,9 mm/yr**	**1,0 mm/yr**	**1,1 mm/yr**
3a	-58,40	-56,91	-53,92	-50,93	-44,94	-41,95	-38,96
	-47,95	-45,94	-41,92	-37,89	-29,84	-25,82	-21,79
	-46,34	-44,04	-39,45	-34,86	-25,67	-21,08	-16,49
3c	-30,87	-28,17	-22,78	-17,39	-6,61	-1,22	4,18
	-27,54	-24,58	-18,65	-12,73	-0,88	5,05	10,98
5a	-5,41	-1,82	5,37	12,55	26,92	34,10	41,28
	24,92	28,97	37,07	45,17	61,37	69,47	77,57
5c	34,59	39,65	49,77	59,88	80,12	90,23	100,35
5e	51,60	57,53	69,40	81,27	105,00	116,87	128,73
	62,20	68,53	81,20	93,87	119,20	131,87	144,53
6e	20,32	28,94	46,18	63,43	97,91	115,15	132,39
7a	64,06	73,78	93,23	112,68	151,58	171,03	190,48
	81,72	91,72	111,70	131,68	171,65	191,63	211,62
7c	85,67	96,27	117,47	138,67	181,07	202,27	223,47
7e	95,27	107,20	131,07	154,93	202,67	226,53	250,40
8e	83,12	97,57	126,47	155,37	213,17	242,07	270,97
9a	111,05	126,43	157,20	187,97	249,50	280,27	311,03
9c	154,00	170,64	203,92	237,19	303,74	337,02	370,29
11	181,59	201,74	242,05	282,36	362,97	403,28	443,59
13	186,69	210,88	259,25	307,63	404,38	452,75	501,13
	194,81	219,79	269,75	319,71	419,62	469,58	519,54

Πίνακας 5.3: Τα αναμενόμενα υψόμετρα των αντιπροσωπευτικών θαλάσσιων αναβαθμίδων για κάθε MIS, με βάση συγκεκριμένους ρυθμούς ανύψωσης από 1,2 mm/yr έως 1,7 mm/yr.

	Αναμενόμενο Υψόμετρο Με Βάση Πιθανούς Ρυθμούς Ανύψωσης (m)					
Ισοτοπικό Στάδιο	**1,2 mm/yr**	**1,3 mm/yr**	**1,4 mm/yr**	**1,5 mm/yr**	**1,6 mm/yr**	**1,7 mm/yr**
3a	-35,97	-32,97	-29,98	-26,99	-24,00	-21,01
	-17,77	-13,74	-9,72	-5,69	-1,67	2,36
	-11,90	-7,31	-2,72	1,88	6,47	11,06
3c	9,57	14,96	20,35	25,74	31,13	36,53
	16,90	22,83	28,75	34,68	40,60	46,53
5a	48,47	55,65	62,83	70,02	77,20	84,38
	85,67	93,77	101,87	109,97	118,07	126,17
5c	110,47	120,58	130,70	140,82	150,93	161,05
5e	140,60	152,47	164,33	176,20	188,07	199,93
	157,20	169,87	182,53	195,20	207,87	220,53
6e	149,63	166,88	184,12	201,36	218,60	235,84
7a	209,93	229,38	248,83	268,28	287,73	307,18
	231,60	251,58	271,57	291,55	311,53	331,52
7c	244,67	265,87	287,07	308,27	329,47	350,67
7e	274,27	298,13	322,00	345,87	369,73	393,60
8e	299,87	328,77	357,67	386,57	415,47	444,37
9a	341,80	372,57	403,33	434,10	464,87	495,63
9c	403,57	436,84	470,12	503,39	536,67	569,94
11	483,90	524,21	564,52	604,82	645,13	685,44
13	549,50	597,88	646,25	694,63	743,00	791,38
	569,50	619,46	669,42	719,37	769,33	819,29

Πίνακας 5.4: Τα αναμενόμενα υψόμετρα των αντιπροσωπευτικών θαλάσσιων αναβαθμίδων για κάθε MIS, με βάση συγκεκριμένους ρυθμούς ανύψωσης από 2,0 mm/yr έως 2,5 mm/yr.

	Αναμενόμενο Υψόμετρο Με Βάση Πιθανούς Ρυθμούς Ανύψωσης (m)					
Ισοτοπικό Στάδιο	**2,0 mm/yr**	**2,1 mm/yr**	**2,2 mm/yr**	**2,3 mm/yr**	**2,4 mm/yr**	**2,5 mm/yr**
3a	-12,03	-9,04	-6,05	-3,06	-0,07	2,93
	14,43	18,46	22,48	26,51	30,53	34,56
	24,83	29,43	34,02	38,61	43,20	47,79
3c	52,70	58,09	63,48	68,88	74,27	79,66
	64,30	70,23	76,15	82,08	88,00	93,93
5a	105,93	113,12	120,30	127,48	134,67	141,85
	150,47	158,57	166,67	174,77	182,87	190,97
5c	191,40	201,52	211,63	221,75	231,87	241,98
5e	235,53	247,40	259,27	271,13	283,00	294,87
	258,53	271,20	283,87	296,53	309,20	321,87
6e	287,57	304,81	322,05	339,29	356,53	373,78
7a	365,53	384,98	404,43	423,88	443,33	462,78

	391,47	411,45	431,43	451,42	471,40	491,38
7c	414,27	435,47	456,67	477,87	499,07	520,27
7e	465,20	489,07	512,93	536,80	560,67	584,53
8e	531,07	559,97	588,87	617,77	646,67	675,57
9a	587,93	618,70	649,47	680,23	711,00	741,77
9c	669,77	703,04	736,32	769,59	802,87	836,14
11	806,37	846,67	886,98	927,29	967,60	1.007,91
13	936,50	984,88	1.033,25	1.081,63	1.130,00	1.178,38
	969,17	1.019,12	1.069,08	1.119,04	1.169,00	1.218,96

5.2.1 Μερτικαίικα

Στην περιοχή των Μερτικαίικων, έγινε η συσχέτιση των αναβαθμίδων κατευθείαν με αυτές του Ξυλοκάστρου. Γνωρίζοντας λοιπόν, τις ηλικίες οι οποίες αποδόθηκαν στην εργασία των Armijo *et al.* (1996), γνωρίζουμε τις ηλικίες και για αυτές τις εμφανίσεις. Στην εργασία τους έφτιαξαν τέσσερις τομές παράλληλες στο ίχνος του ρήγματος του Ξυλοκάστρου, σε απόσταση 5, 10, 15 και 20 km από αυτό και οι οποίες στη συνέχεια συσχετίστηκαν με την ευστατική καμπύλη. Στις τομές στα 10 και 5 km, αντιστοιχούν την K1 στο 3c, την P2 στο 5a, την M3 στο 5c, την NC στο 5e και την S στο 7a MIS. Η K2, εμφανίζεται μόνο στην περιοχή νότια του Ξυλοκάστρου και στην τομή στα 5 km και μέσω του διαγράμματος στην εικόνα 12α της εργασίας τους, την αντιστοιχούν στην αρχή του 5 ή μεταξύ των 5a και 3c MIS. Σύμφωνα και με τα όσα περιεγράφηκαν στα διαγράμματα των τοπογραφικών προφίλ, η Μερτ.1 (K2) τοποθετείται στο τέλος του Σταδίου MIS 5, η Μερτ.2 (P2) στο 5a, η Μερτ.2,5 (M3) στο 5c, η Μερτ.3 (NC) στο 5e και η Μερτ.4 (S) στο 7a.

Λαμβάνοντας τις τιμές για τις ηλικίες των MIS και τη θαλάσσια στάθμη κατά τη διάρκεια τους από τον πίνακα 5.1 υπολογίστηκαν οι ρυθμοί ανύψωσης για την περιοχή, από κάθε αναβαθμίδα. Η Μερτ.1 (K2) δίνει ρυθμό περίπου 1,53 – 1,54 mm/yr, η Μερτ.2 (P2) 1,58 mm/yr περίπου στη Μαραθόλακα και 1,29 – 1,33 mm/yr κοντά στο Βιολογικό του Ξυλοκάστρου, η Μερτ.2,5 (M3) 1,56 mm/yr περίπου, η Μερτ.3 (NC) 1,37 – 1,39 mm/yr περίπου και η Μερτ.4 (S) 1,3 – 1,46 mm/yr, αν μπορεί να χρησιμοποιηθεί εξαιτίας του ότι διασώζεται τμήμα της μονάχα κοντά στο εξωτερικό της όριο. Για τους υπολογισμούς χρησιμοποιήθηκαν οι τιμές που αναφέρονται ως «Εσωτ. Σημείο Αναβαθμίδας» σε κάθε πινακάκι για κάθε τοπογραφική τομή. Π.χ. για την Μερτ.3 στην τομή Α – Α’ χρησιμοποιήθηκε η τιμή 181,22 m κοκ.

Η διαφορά του 0,2 – 0,28 mm/yr στα αποτελέσματα είναι σημαντική, αλλά θα μπορούσε να αποδοθεί σε σφάλματα του υπολογισμού των υψομέτρων από τα τοπογραφικά προφίλ και των υψομέτρων και ηλικίας των MIS από την ευστατική καμπύλη. Αν απομονωνόταν ο ρυθμός για την Μαραθόλακα, δεχόμενοι σημαντικό λάθος στην εκτίμηση του υψομέτρου του εσωτερικού άκρου της αναβαθμίδας και ότι το αντίστοιχο υψόμετρο για την Μερτ.4 (S) θα ήταν αρκετά μεγαλύτερο σε περίπτωση που είχε διασωθεί ολόκληρη, τότε ένας ρυθμός ανύψωσης που πλησιάζει το 1,5 mm/yr μοιάζει να συγκεντρώνει αρκετές πιθανότητες. Από την άλλη όμως, επειδή η Μερτ.3 είναι η καλύτερα σωζόμενη εμφάνιση και παρέχει μεγαλύτερη σιγουριά για το υψόμετρο της, ο ρυθμός που προκύπτει (1,37 – 1,39 mm/yr) φαντάζει ορθότερος και συμφωνεί με τον 1,3 mm/yr των Armijo *et al.* (1996).

5.2.2 Καρυώτικα Καμαρίου

Στα Καρυώτικα Καμαρίου αναφέρθηκε και νωρίτερα ότι υπάρχει μία σημαντική διαφορά σε σχέση με τον ανατολικό Κορινθιακό. Η εκεί ακολουθία των αναβαθμίδων βρίσκεται στο υπερκείμενο τέμαχος του ΔΡΞ, ενώ οι υπόλοιπες στα ανατολικά βρίσκονται στο υποκείμενο τέμαχος του (υποθαλάσσιου) ΑΡΞ. Συνεπώς, θα πρέπει να γίνει εξέταση εάν η λειτουργία του ΔΡΞ επηρέασε τη δημιουργία και την μορφολογία των αναβαθμίδων της περιοχής. Έχοντας ως δεδομένα τις ηλικίες των αναβαθμίδων στον ανατολικό Κορινθιακό και την περίοδο λειτουργίας του ΔΡΞ, μπορούμε να οδηγηθούμε σε κάποιες υποθέσεις.

Εάν, η ηλικία τους είναι η ίδια με αυτές στα ανατολικά και δεν ξεπερνάει τα 450.000 – 500.000 yr ή το MIS 11 ή 13 και το ΔΡΞ έδρασε τελευταία φορά γύρω στα 600.000 – 1.000.000 Myr (Causse *et al.* 2004), σημαίνει ότι τα υψόμετρα της ακολουθίας δεν επηρεάστηκαν από αυτό. Αν τώρα, το ρήγμα ήταν ενεργό τελευταία φορά πριν από 108 kyr περίπου (Causse *et al.* 2004) ή έχει πλέον «κλειδώσει» ανενεργό, τουλάχιστον από τα 112,4 ± 0,4 kyr (Flotté *et al.* 2001), είναι πολύ πιθανό ότι, αν όχι όλες, οι αναβαθμίδες κοντά στην επιφάνεια ολίσθησης θα έχουν υποστεί κάποιο ποσοστό παραμόρφωσης. Σε αυτή την περίπτωση τα υψόμετρα τους βρίσκονται χαμηλότερα από αυτά στα οποία θα έπρεπε να βρίσκονται με βάση την ιστορία της περιοχής, οπότε και θα υπάρχει δυσκολία στην προσπάθεια συσχέτισης και σύγκρισης τους με τις εμφανίσεις σε Μερτικαίικα, Μαύρα και Μαραθόλακα.

Μία ακόμη σημαντική ίσως λεπτομέρεια, είναι οι ορεινοί όγκοι Κούτσα και Κουκουζιέρες της ενότητας της Πίνδου. Η ύπαρξη τους τόσο κοντά στην ακτογραμμή περιορίζει δραστικά το χώρο, σε σύγκριση με τις περιοχές ανατολικά του Ξυλοκάστρου, όπου βλέπουμε τις θαλάσσιες αναβαθμίδες να εκτείνονται σε αρκετά μεγάλη απόσταση από την ακτογραμμή προς το εσωτερικό. Επιπλέον, η ύπαρξη των σκληρότερων σε αντοχή ασβεστόλιθων τους σε, αντίθεση με τις μάργες, πιθανώς δεν επέτρεψε στη θάλασσα να προχωρήσει τη διάβρωση με τον ίδιο ρυθμό προς την ενδοχώρα. Αυτό ενδεχομένως να επηρέασε αρνητικά την επιφανειακή τους εξάπλωση, ενώ κάποιες που αντιστοιχούσαν σε μικρότερης διάρκειας highstands να μην διατηρήθηκαν.

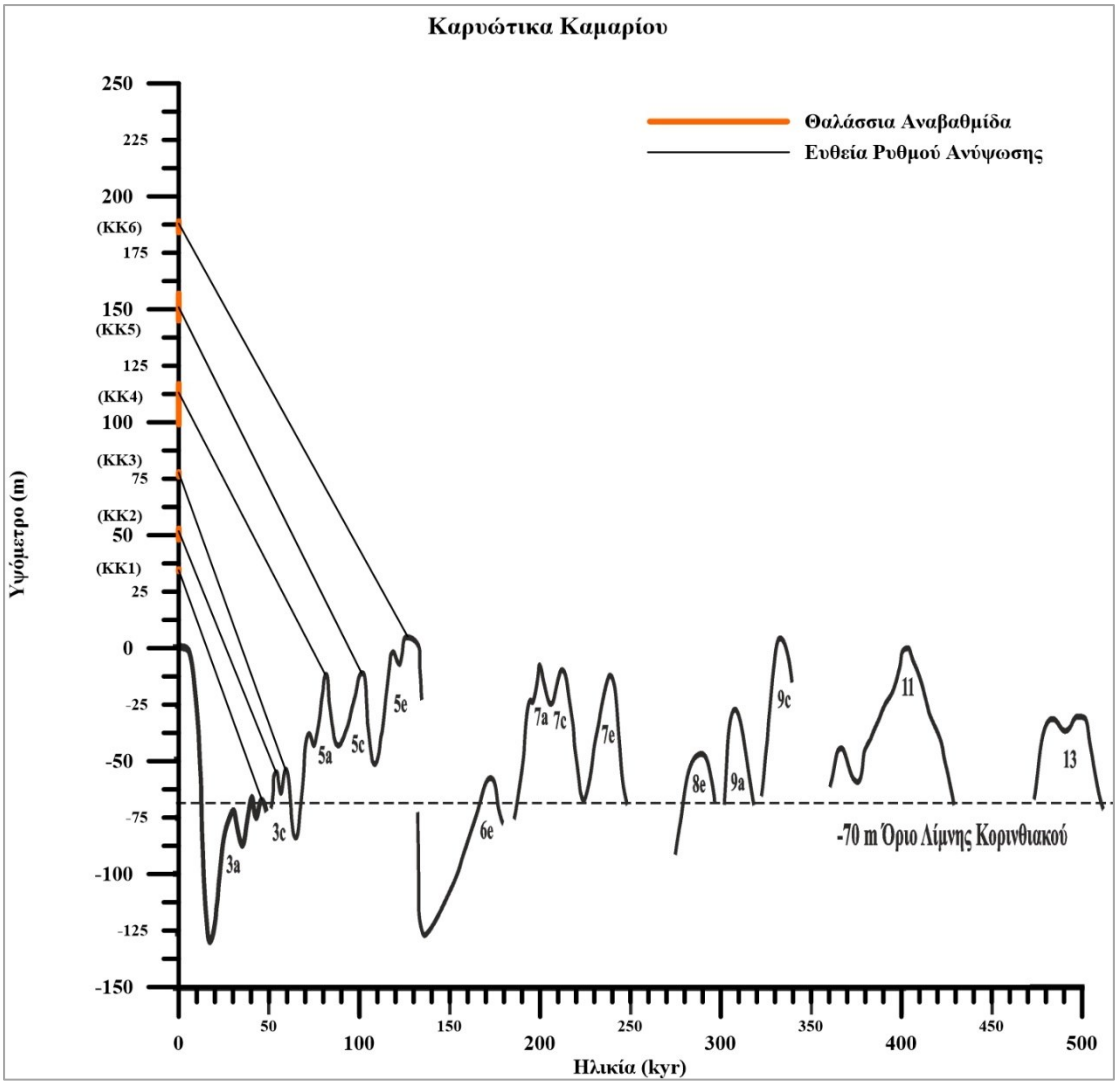
Στην υπόθεση ότι το ΔΡΞ δεν μετατόπισε τα υψόμετρα της ακολουθίας, μπορούμε να κάνουμε απευθείας σύγκριση τους με αυτά προς τα ανατολικά. Από τους πίνακες για τις τομές Ε – Ε' – 1, Ε – Ε', Ζ – Ζ' και Η – Η', διαπιστώνουμε την ύπαρξη τριών εμφανίσεων σε υψόμετρα 34,5 m (ΚΚ1), 49 – 52m (ΚΚ2) και 77 – 87 m (ΚΚ3) περίπου. Στην Μαραθόλακα και στα Μαύρα η νεότερη εμφάνιση είναι η Μερτ.1 στα 71 – 74 m περίπου και η οποία αντιστοιχήθηκε με την Καρυώτικα 2 (Κ2) των Armijo *et al.* (1996), η οποία φτάνει σε μέγιστο ύψος στα 80 m στο Σύθα ποταμό και εμφανίζεται μόνο στην περιοχή του Ξυλοκάστρου. Η νεότερη της και νεότερη αναβαθμίδα στον ανατολικό Κορινθιακό Καρυώτικα 1 (Κ1), αγγίζει τα 68 m στην ίδια περιοχή. Ακολουθώντας την λογική ότι τα υψόμετρα αυξάνουν προς τα δυτικά και ότι η διαφορά μεταξύ της ΚΚ3 και της Καρυώτικα 1 είναι κοντά στα 10 m (λαμβάνοντας υπόψη την πιθανή κάλυψη από αλλούβια στην Η – Η'), ίσως οι εμφανίσεις ΚΚ1, ΚΚ2 και ΚΚ3 να αποτελούν συνέχεια της Κ1 και συνεπώς να ανήκουν στο MIS 3c.

Έχοντας την παραπάνω διαπίστωση ως δεδομένο, η αμέσως παλαιότερη, η ΚΚ4 αντιστοιχεί στην Πάσιο 2 (Ρ2) και στο MIS 5a. Τα 100 – 117 m υψόμετρο της είναι λίγο χαμηλότερα από τα 120 m της Ρ2 στην περιοχή του Σύθα, αλλά η διαφορά είναι πολύ μικρή. Συνεχίζοντας την ίδια υπόθεση, η ΚΚ5 με τα 145 – 157 m περίπου υψόμετρο, είναι η συνέχεια της Μελίσσι 3 (Μ3) στα 148 m και ηλικίας MIS 5c, με την ΚΚ6 στα 184 – 189 m περίπου να είναι τα υπολείμματα της Νέας Κορίνθου (NC) στα 184 m και ηλικίας MIS 5e.

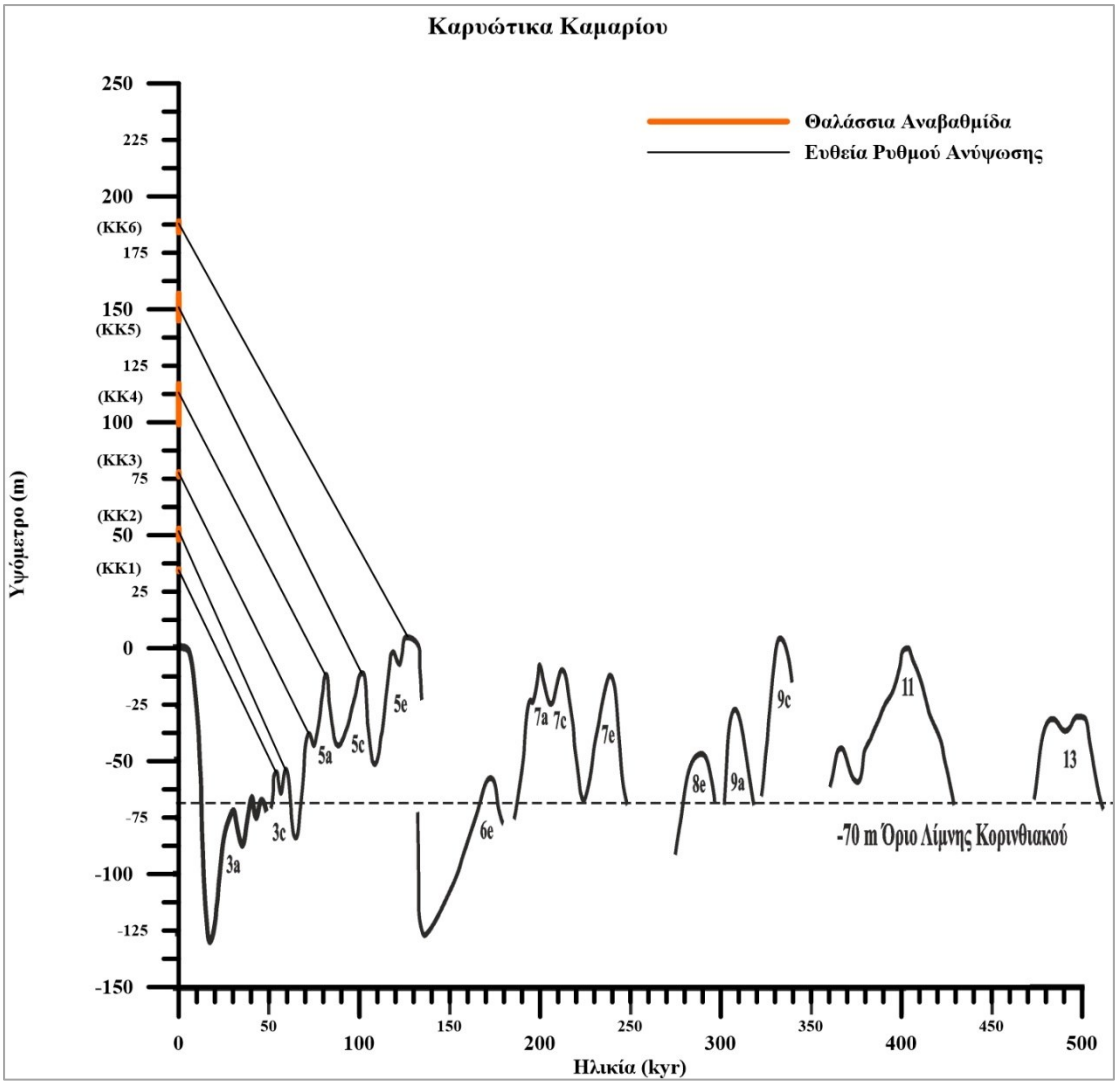
Η συγκεκριμένη υπόθεση δείχνει να ταιριάζει και μορφολογικά με τις εμφανίσεις, καθότι οι μεγαλύτερες σε έκταση αποδίδονται σε highstands με μεγαλύτερη χρονική διάρκεια και οι μικρότερες σε μικρότερης διάρκειας, με την παλαιότερη ΚΚ6 να περιορίζεται η ανάπτυξη της προς το εσωτερικό λόγω των

σκληρότερων ασβεστόλιθων και στο εξωτερικό της όριο να είναι πιο επιρρεπής στη διάβρωση λόγω της δημιουργίας νεότερου κρημνού.

Εάν τοποθετήσουμε όμως τα υψόμετρα τους σε διάγραμμα μαζί με την ευστατική καμπύλη και κάνουμε την αντιστοίχιση τους στα highstands των MIS, παίρνουμε το διάγραμμα της εικόνας 5.53. Σε αυτό φαίνεται ξεκάθαρα ότι οι εμφανίσεις χωρίζονται σε δύο ομάδες με διαφορετικό ρυθμό ανύψωσης. Στην πρώτη οι ΚΚ1 (2,19 mm/yr), ΚΚ2 (2,09 mm/yr) και ΚΚ3 (2,19 mm/yr) και στην δεύτερη οι ΚΚ4 (1,52 mm/yr), ΚΚ5 (1,58 mm/yr) και την ΚΚ6 (1,44 mm/yr). Σε περίπτωση που ισχύει η εν λόγω υπόθεση, σημαίνει ότι από το 5a και έπειτα αυξήθηκε ο ρυθμός ανύψωσης της περιοχής (Εικ. 5.53).



Εικόνα 5.53: Αντιστοίχιση των θαλάσσιων αναβαθμίδων στα Καρυώτικα Καμαρίου σε αυτές στα ανατολικά με βάση τα γεωμορφολογικά τους χαρακτηριστικά.

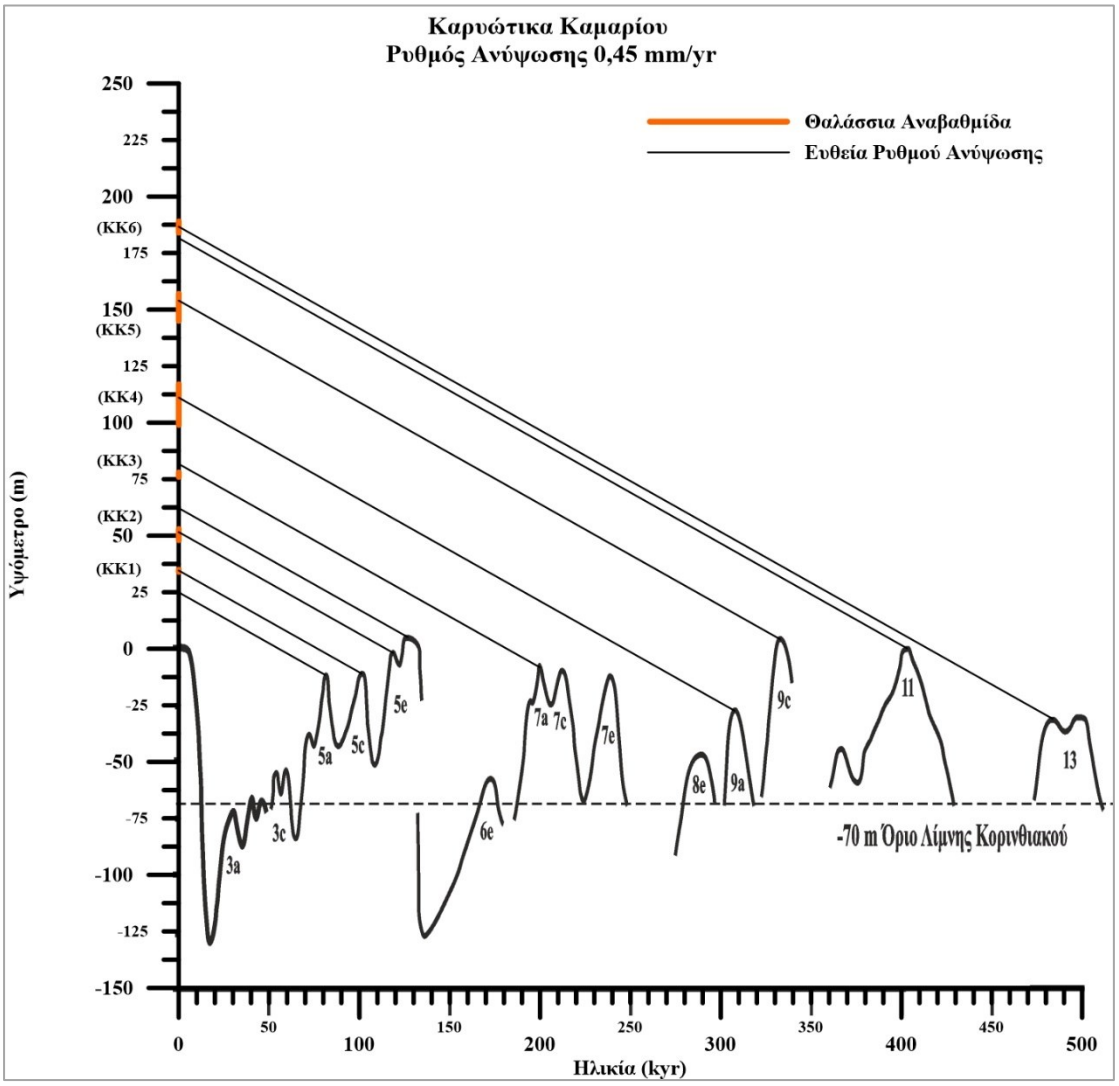


Εικόνα 5.54: Αντιστοίχιση των θαλάσσιων αναβαθμίδων στα Καρυώτικα Καμαρίου σε αυτές στα ανατολικά με βάση τα γεωμορφολογικά τους χαρακτηριστικά, με μετατόπιση των KK1, KK2 και KK3 κατά ένα highstand παλαιότερα.

Εάν όμως αλλάξουμε λίγο την αντιστοίχιση και συσχετίσουμε τις KK1 και KK2 με τις δύο κορυφές του 3c, την KK3 με το τέλος του 5 και οι KK4, KK5 και KK6 παραμείνουν ως έχει, βρίσκουμε διαφορετικό ρυθμό ανύψωσης για τις τρεις νεότερες εμφανίσεις της ακολουθίας, οι οποίοι γίνονται για την KK1 ~1,66 mm/yr, για την KK2 ~1,88 mm/yr και για την KK3 ~1,61mm/yr. Με αυτή την υπόθεση διατηρείται αυξημένος ρυθμός για τις τρεις νεότερες εμφανίσεις, αλλά με αρκετά πιο κοντινές τιμές για όλη την ακολουθία (Εικ. 5.54).

Και για τα δύο διαγράμματα που προηγήθηκαν, χρησιμοποιήθηκαν τα υψόμετρα τα οποία υπολογίστηκαν με βάση τη τομή Ε – Ε’ – 1. Επειδή όμως, όπως αναφέρθηκε νωρίτερα, τα διάφορα σφάλματα στα διαθέσιμα δεδομένα (McNeill & Collier 2004), εμποδίζουν τον υπολογισμό μεταβλητού ρυθμού ανύψωσης για μία ακολουθία,

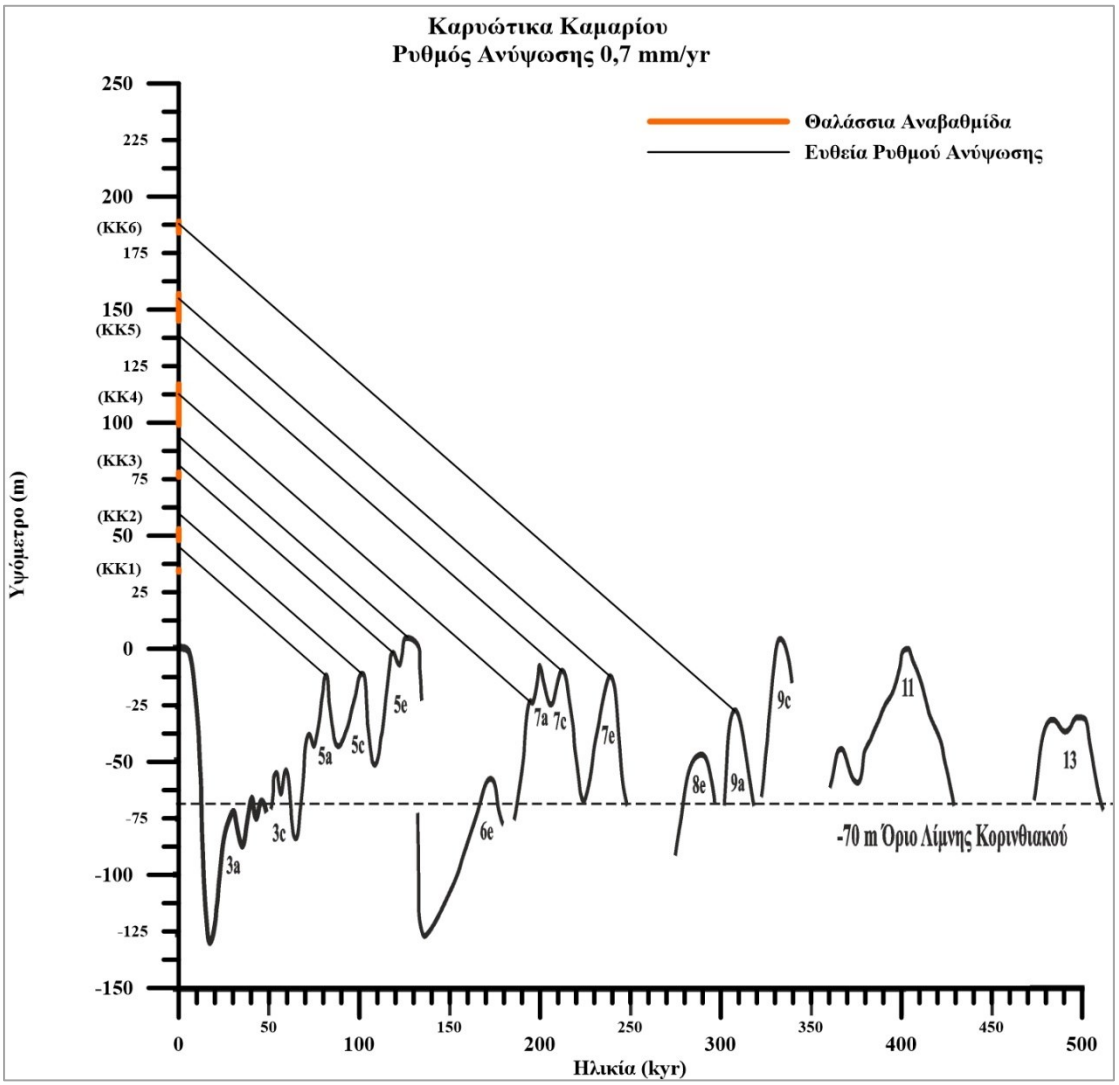
ακολουθούν τα διαγράμματα με την εφαρμογή διαφόρων σταθερών ρυθμών ανύψωσης.



Εικόνα 5.55: Τα υψόμετρα των αναβαθμίδων σε σχέση την ευστατική καμπύλη για ρυθμό ανύψωσης 0,45 mm/yr στην περιοχή Καρυώτικα Καμαρίου.

Στις υποθέσεις με τους σταθερούς ρυθμούς ανύψωσης, τώρα, ο μικρότερος που δοκιμάστηκε είναι στα 0,45 mm/yr. Όπως φαίνεται και στο διάγραμμα της εικόνας 5.55, έχει πολύ καλή εφαρμογή στην περιοχή με σχεδόν όλες τις αναβαθμίδες να αντιστοιχούν απευθείας σε κάποιο MIS. Μόνη εξαίρεση είναι η KK3, η οποία βρίσκεται λίγο χαμηλότερα από τα 81,72 m, στα 76 – 78 m. Η διαφορά αυτή είναι πολύ μικρή και λογικά βρίσκεται μέσα στα περιθώρια λαθών λόγω συγκέντρωσης και επεξεργασίας των δεδομένων, όπως περιεγράφηκαν νωρίτερα. Αυτός ο ρυθμός όμως, δίνει πολύ μεγαλύτερη ηλικία για την ακολουθία από αυτές στα ανατολικά τους, με την KK6 να μπορεί να αποδοθεί στο 11 ή και στο 13 MIS, η KK5 στο 9c, η KK4 στο 9a, η

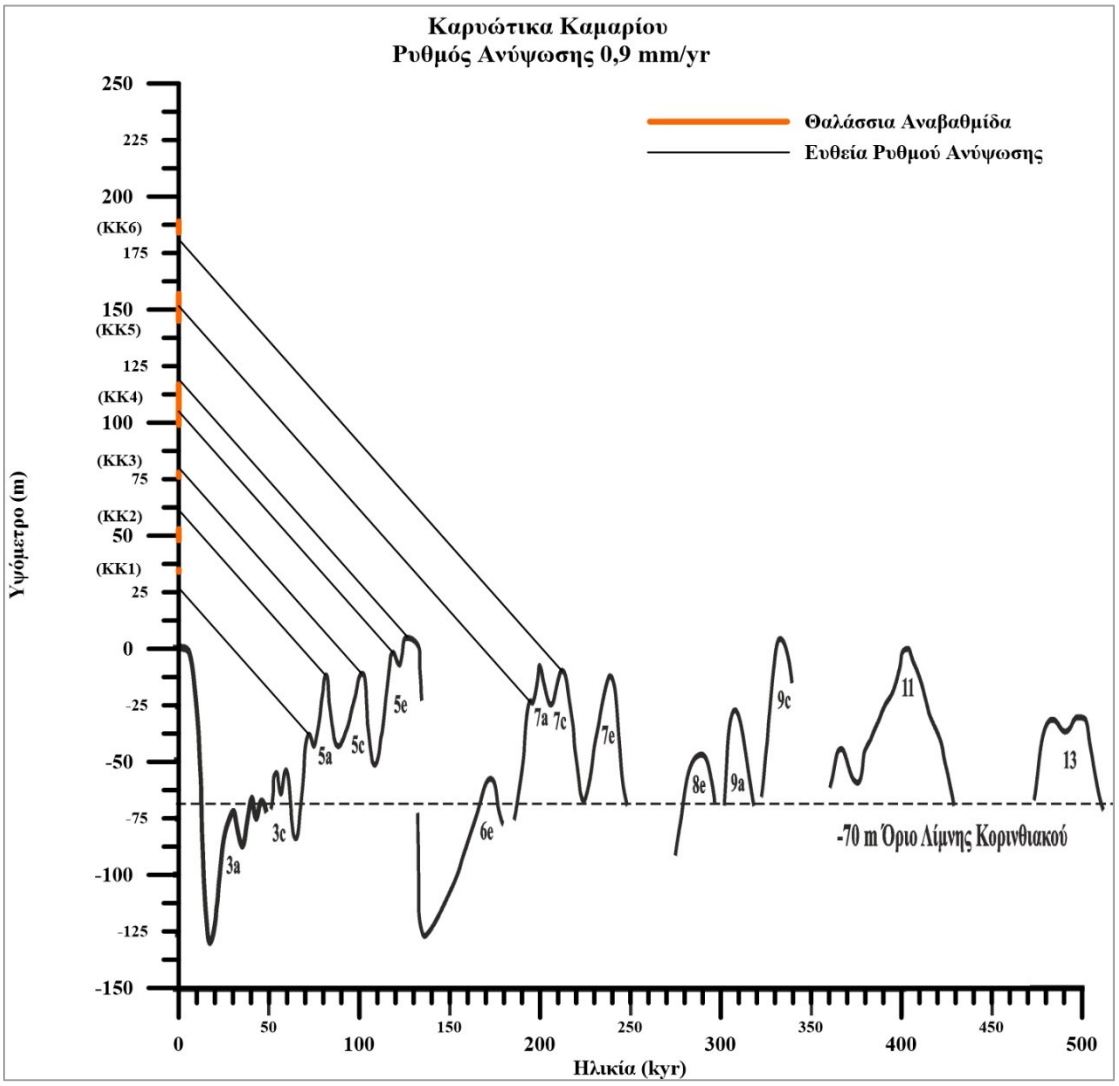
ΚΚ3 στο 7a, η ΚΚ2 στο τέλος του 5e και η ΚΚ1 στο 5c. Επίσης, τα MIS 7c, 7e και 11 (αν η ΚΚ6 αποδοθεί στο 13), δεν έχουν έκφραση στην ακολουθία ή απλώς δεν διατηρήθηκαν, ενώ η νεότερη εμφάνιση που θα έπρεπε να δούμε είναι αυτή του 5a στα 24,92 m η οποία όμως δεν παρατηρείται στην περιοχή (Εικ. 5.55). Τοποθετώντας τη νεότερη στο 5c ή στα ~101 kyr και με βάση τις ηλικίες των Causse *et al.* (2004) και Flotté *et al.* (2001), μπορούμε να υποθέσουμε ότι όλη ακολουθία βρίσκεται σε χαμηλότερο του αναμενόμενου υψομέτρου εξαιτίας μιας τελευταίας δράσης του ΔΡΞ στα όρια του 5c.



Εικόνα 5.56: Τα υψόμετρα των αναβαθμίδων σε σχέση την ευστατική καμπύλη για ρυθμό ανύψωσης 0,7 mm/yr στην περιοχή Καρυώτικα Καμαρίου.

Ένας λίγο υψηλότερος ρυθμός στα 0,7 mm/yr, θα ελάττωνε την ηλικία της ακολουθίας και θα είχε καλή συσχέτιση με τις ΚΚ6, ΚΚ5, ΚΚ4 και ΚΚ3 τοποθετώντας τις στα MIS 9a, 7e, στο τέλος του 7 και στο τέλος του 5e αντίστοιχα, ενώ για τις ΚΚ2

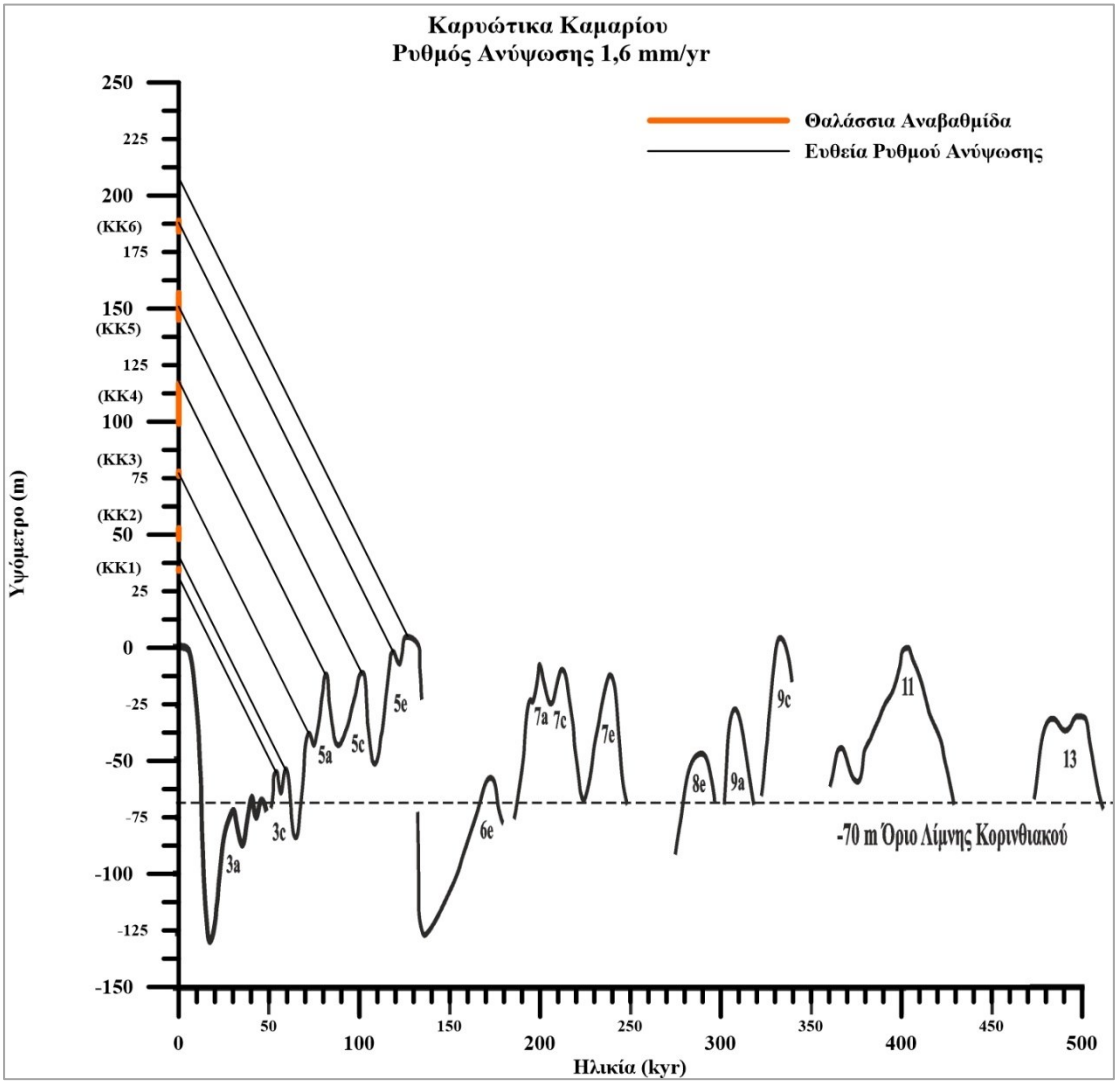
και ΚΚ1 τα αναμενόμενα υψόμετρα θα ήταν υψηλότερα από τα πραγματικά τους (Πίν. 5.2). Η ΚΚ2 θα μπορούσε κάλλιστα να αποδοθεί και στο 5a, αλλά η αμέσως νεότερη που θα έπρεπε να εμφανίζεται είναι στα 12,55 m για το τέλος του 5, αρκετά χαμηλότερα από τα 34 – 35 m της ΚΚ1. Και σε αυτή την περίπτωση όμως, δεν υπάρχουν στην περιοχή, σημάδια ύπαρξης εμφάνισης νεότερης της ΚΚ1. Τα MIS 7c, 7a και 5e δεν εμφανίζονται στην ακολουθία ή δεν διατηρήθηκαν, εκτός και αν θεωρηθεί το 5e σαν το αντίστοιχο της ΚΚ4 (Εικ. 5.56).



Εικόνα 5.57: Τα υψόμετρα των αναβαθμίδων σε σχέση την ευστατική καμπύλη για ρυθμό ανύψωσης 0,9 mm/yr στην περιοχή Καρυώτικα Καμαρίου.

Μία μικρή αύξηση στα 0,9 mm/yr ρίχνει την ηλικία της ΚΚ6 στο MIS 7c και της ΚΚ1 πιθανώς στο τέλος του 5. Σε αυτή την υπόθεση ρυθμού ανύψωσης, οι εμφανίσεις περιορίζονται σε δύο MIS, τα 5 και 7 και τα υποστάδια τους. Οι ΚΚ5 και ΚΚ4 συμφωνούν με τα αναμενόμενα υψόμετρα (Πίν. 5.2), με την ΚΚ4 να μπορεί να

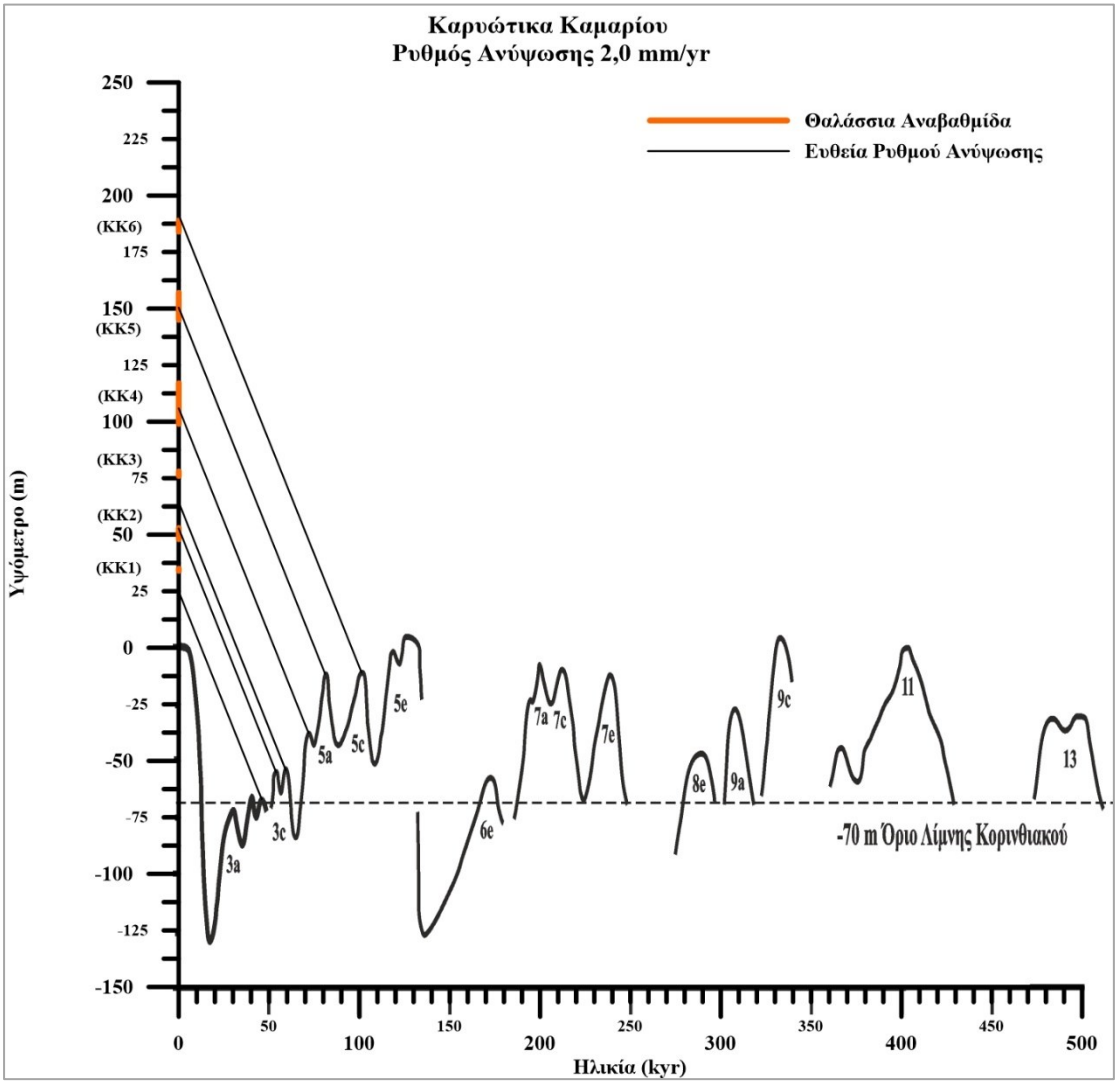
συμπεριληφθεί και στα δύο υψηλά του 5e. Η ΚΚ6 βρίσκεται 3 – 8 m περίπου πιο πάνω από το 7c, η ΚΚ3 2 – 4 m χαμηλότερα από 5c, η ΚΚ2 8 – 13 m χαμηλότερα από το 5a και η ΚΚ1 7 – 8 m υψηλότερα από το τέλος του 5a. Εδώ, φαίνεται να μην έχει εκπροσώπηση το MIS 7a, με την ΚΚ5 να αντιστοιχείται στο τέλος του 7, με την πιθανότητα να μην ισχύει αυτό σε συνθήκες μεταβλητού ρυθμού. Η μεγάλη έκταση της ΚΚ4 σε σύγκριση με τις υπόλοιπες ταιριάζει με το 5e, μιας και το συγκεκριμένο στάδιο είχε μεγάλη χρονική διάρκεια (Εικ. 5.57).



Εικόνα 5.58: Τα υψόμετρα των αναβαθμίδων σε σχέση την ευστατική καμπύλη για ρυθμό ανύψωσης 1,6 mm/yr στην περιοχή Καρυώτικα Καμαρίου.

Επειδή τα αποτελέσματα των ενδιάμεσων ρυθμών δεν έδωσαν υψόμετρα τα οποία να ταίριαζαν στην ακολουθία (Πίν. 5.3), διπλασιάστηκε σχεδόν ο ρυθμός στα 1,6 mm/yr. Σε αυτή την περίπτωση υπάρχει καλή συσχέτιση με τα πραγματικά υψόμετρα των αναβαθμίδων, εκτός της ΚΚ2 γιατί βρίσκεται στα 48 – 53 m από ότι στα 40,6 m που θα αναμενότανε για την αρχή του 3c MIS και της ΚΚ1 η οποία βρίσκεται σχεδόν

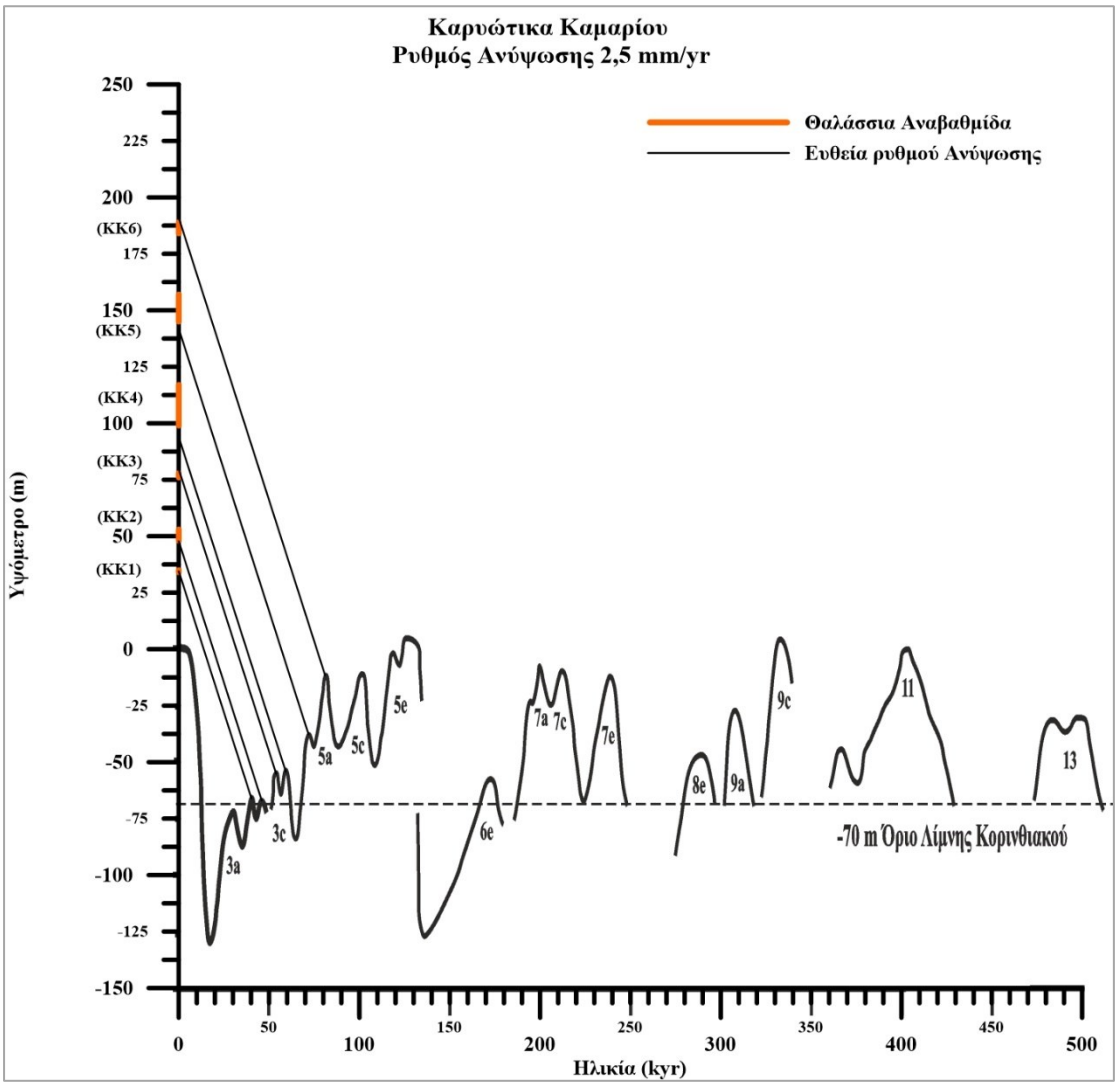
4 m υψηλότερα από το αναμενόμενο υψόμετρο. Οι υψομετρικές αυτές διαφορές και ειδικά της ΚΚ1, θα μπορούσαν να θεωρηθούν λογικές λόγω των σφαλμάτων που υπεισέρχονται σε όλη την μεθοδολογία. Συνεπώς οι ΚΚ1 και ΚΚ2 θα μπορούσαν να θεωρηθούν έκφραση όλου του 3c, η ΚΚ3 του τέλους του 5, η ΚΚ4 του 5a, η ΚΚ5 του 5c και η ΚΚ6 του τέλους του 5e (Εικ. 5.58). Η τιμή 1,6 mm/yr παρουσιάζει σημαντική διαφορά σε σχέση με τα 1,3 mm/yr με την περιοχή νότια του Ξυλοκάστρου, αλλά δίνει μία συνεχή ακολουθία χωρίς να παραλείπονται ενδιάμεσα στάδια.



Εικόνα 5.59: Τα υψόμετρα των αναβαθμίδων σε σχέση την ευστατική καμπύλη για ρυθμό ανύψωσης 2,0 mm/yr στην περιοχή Καρυώτικα Καμαρίου.

Επόμενος ρυθμός με καλή προσαρμογή στα υψόμετρα της ακολουθίας είναι στα 2 mm/yr, δίνοντας ηλικία για την ΚΚ6 το MIS 5c και για την ΚΚ1 πιθανώς την αρχή του 3a (Πίν. 5.4). Σε αυτή την υπόθεση τα εύρη των υψομέτρων των εμφανίσεων ΚΚ6, ΚΚ5, ΚΚ4 και ΚΚ2 συμπίπτουν με τα αναμενόμενα, ενώ υπάρχει διαφορά για τις ΚΚ3 και ΚΚ1. Η ΚΚ3 βρίσκεται στα 76 – 78 m και η ΚΚ1 στα 34 – 35 m, ενώ σύμφωνα με

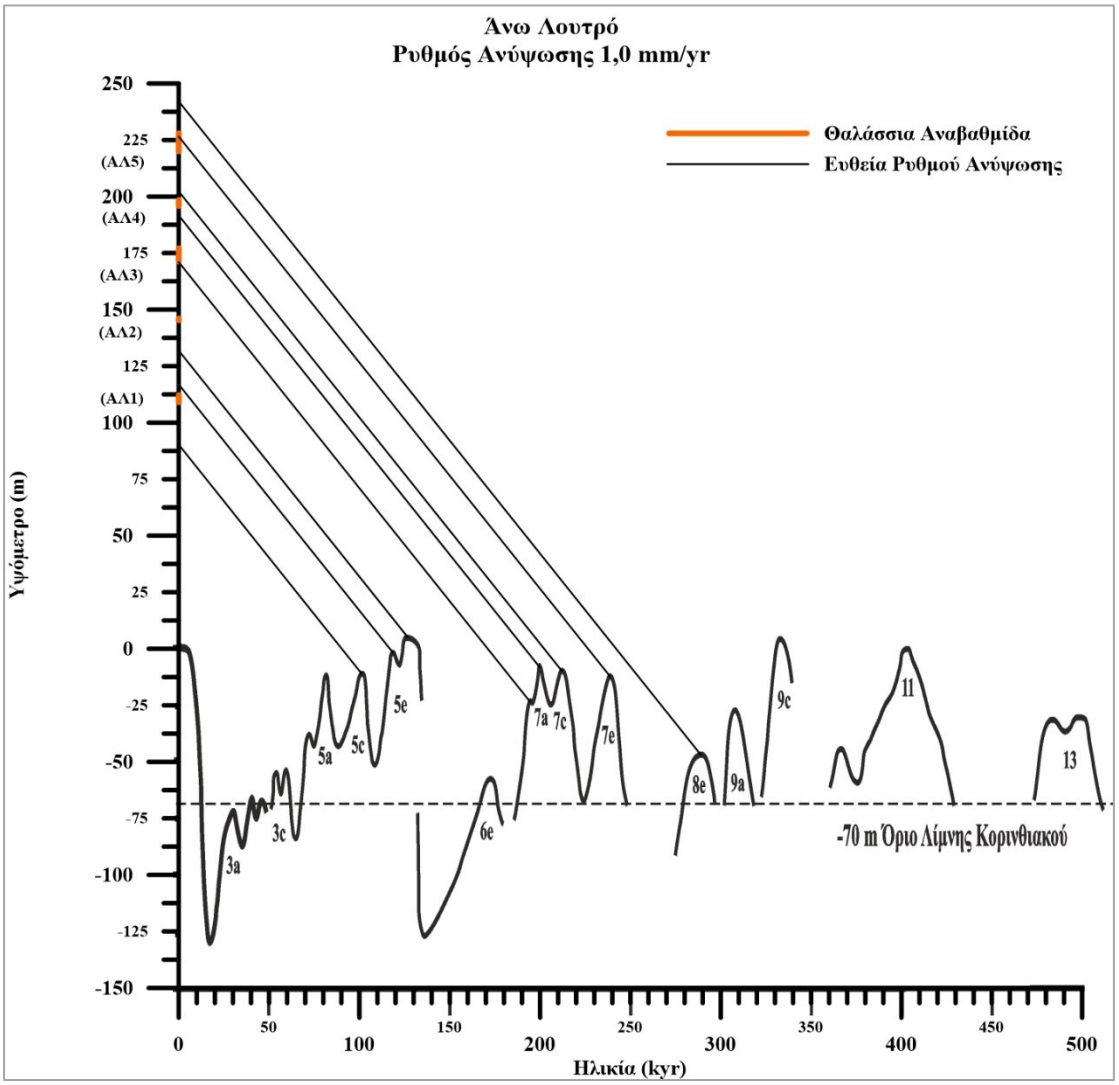
το διάγραμμα θα έπρεπε να βρίσκονται στα 64,3 m και 24,83 m αντίστοιχα (Εικ. 5.59). Υπάρχει μια διαφορά της τάξης των 13 m και 10 m, περίπου, η οποία αν θεωρηθεί ανεκτή λόγω της εισαγωγής λαθών στην ακρίβεια των δεδομένων ή κάποιας γεωλογικής τοπικής αιτίας μη ορατής σε αυτό το επίπεδο έρευνας, τότε πρόκειται για έναν επίσης υποψήφιο ρυθμό ανύψωσης της περιοχής. Επομένως, αντιστοιχούνται ως εξής : η ΚΚ1 στην αρχή του 3a, η ΚΚ2 στο τέλος του 3c, η ΚΚ3 στην αρχή του 3c, η ΚΚ4 στο τέλος του 5a, η ΚΚ5 στο 5a και η ΚΚ6 στο 5c. Πάντως, είναι κατά 0,7 mm/yr υψηλότερος από το Ξυλόκαστρο, μία διαφορά η οποία ίσως να είναι πολύ υψηλή για την μικρή απόσταση μεταξύ των δύο περιοχών (~8 km σε ευθεία γραμμή μετρούμενη στο ArcGIS).



Εικόνα 5.60: Τα υψόμετρα των αναβαθμίδων σε σχέση την ευστατική καμπύλη για ρυθμό ανύψωσης 2,5 mm/yr στην περιοχή Καρυώτικα Καμαρίου.

Τελευταία επιλογή ήταν η θεωρητικά πιο ακραία υπόθεση των 2,5 mm/yr (Πιν. 5.4). Εδώ, η παλαιότερη ηλικία κατεβαίνει στο MIS 5a για την ΚΚ6 και στα μέσα του

3a για την ΚΚ1. Οι διαφορές των πραγματικών υψομέτρων από τα αναμενόμενα (για το εύρος των τιμών τους) είναι ~1 – 6 m για την ΚΚ6 στο 5a, ~4 – 16 m για την ΚΚ5 στο τέλος του 5a, ~5 – 23 m για την ΚΚ4 στην αρχή του 3c, ~2 – 4 m για την ΚΚ3 στο τέλος του 3c, ~0,2 – 5,2 m για την ΚΚ2 στην αρχή του 3a και για την ΚΚ1 σχεδόν μηδενική στην μέση του 3a. Αν και φαίνεται να ταιριάζει καλύτερα από τα 2 mm/yr, θα πρέπει μάλλον να θεωρηθεί ως πολύ υψηλός για την περιοχή. Σε περίπτωση που ισχύει όμως, θα πρέπει να θεωρηθεί ότι αυτός ο υψηλός ρυθμός έλαβε χώρα μετά την αδρανοποίηση του ΔΡΞ γύρω στα 600.000 – 1.000.000 Myr (Causse *et al.* 2004), διότι αν υπήρξε νεότερη ενεργοποίηση και βύθιση της βάσης του, τα πραγματικά υψόμετρα θα έπρεπε να ήταν μεγαλύτερα και συνεπώς ο ρυθμός ανύψωσης μεγαλύτερος των 2,5 mm/yr (Εικ. 5.60).

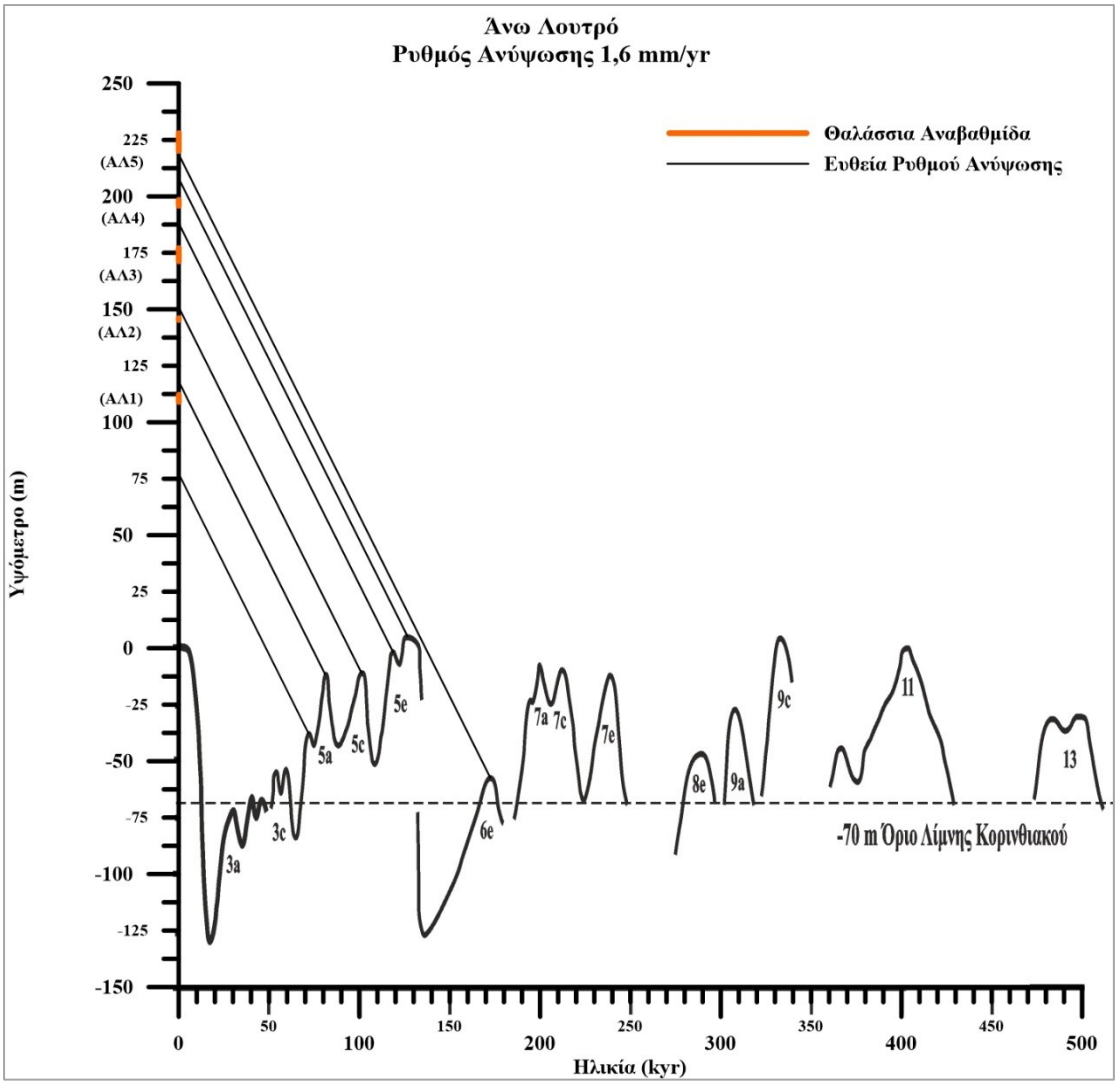


Εικόνα 5.61: Τα υψόμετρα των αναβαθμίδων σε σχέση την ευστατική καμπύλη για ρυθμό ανύψωσης 1,0 mm/yr στην περιοχή Άνω Λουτρό.

Η επόμενη ακολουθία στο Άνω Λουτρό, βρίσκεται περίπου 3 km πιο δυτικά και όπως ήδη ειπώθηκε είναι η χειρότερα διατηρημένη. Με βάση τα παρατηρούμενα υψόμετρα, ρυθμοί μεγαλύτεροι των 1,6 mm/yr δεν φαίνεται να ταιριάζουν στην περιοχή (Πίν. 5.3 και 5.4).

Για την περιοχή του Άνω Λουτρού, ακολουθήθηκε η ίδια διαδικασία όπως στα Καρυώτικα Καμαρίου, με τους πιθανούς ρυθμούς ανύψωσης να είναι οι ίδιοι όπως και προηγουμένως. Εξαιτίας όμως της γεωμορφολογίας της, η οποία δεν επιτρέπει τη ξεκάθαρη διάκριση των ορίων των αναβαθμίδων, παρουσιάζονται μόνο τα διαγράμματα για τα 1,0 mm/yr και 1,6 mm/yr (Πιν. 5.2 και 5.3), διότι αυτά δείχνουν και την καλύτερη αντιστοίχιση της ακολουθίας με τα highstands.

Στην περίπτωση του 1,0 mm/yr, η ΑΛ1 θα μπορούσε να αντιστοιχηθεί στην μικρή κορυφή του 5e καθώς η διαφορά είναι μικρή ~4,7 – 8 m, η ΑΛ2 στην μεγάλη κορυφή του 5e με διαφορά ~14 m, η ΑΛ3 είτε στο τέλος του 7 είτε στο 7a με διαφορά ~14,5 – 20 m, η ΑΛ4 στο 7c με διαφορά ~3,8 – 6,47 m και η ΑΛ5 πιθανώς στο 7e. Υπάρχει όμως και η περίπτωση το υψόμετρο της ΑΛ5 να είναι ή να ήταν υψηλότερο από τα ~228 m και να πλησίαζε ή και να ξεπερνούσε τα 250 m, όπως η ακριβώς διπλανή της εμφάνιση στα δυτικά. Τότε, η ΑΛ5 θα μπορούσε να αντιστοιχηθεί στα 8e ή 9a MIS. Σε αυτή την περίπτωση δεν μπορεί να γίνει καλή αντιστοίχιση των ΑΛ1, ΑΛ2 και ΑΛ3 με τα Καρυώτικα Καμαρίου, συν τω ότι οι ΑΛ4 και ΑΛ5 βρίσκονται υψηλότερα της τελευταίας ΚΚ6. Επίσης, δεν εμφανίζονται υψόμετρα παρόμοια των ΚΚ1, ΚΚ2 και ΚΚ3 (Εικ. 5.61).



Εικόνα 5.62: Τα υψόμετρα των αναβαθμίδων σε σχέση την ευστατική καμπύλη για ρυθμό ανύψωσης 1,6 mm/yr στην περιοχή Άνω Λουτρό.

Όπως φαίνεται και στο διάγραμμα, ο ρυθμός ανύψωσης στα 1,6 mm/yr δεν δίνει τόσο καλή σύμπτωση των υψομέτρων, αλλά μικρές διαφορές ~5 – 9 m για τις ΑΛ1 και ΑΛ2, ~11 – 17 m για την ΑΛ3, ~10 – 12 m για την ΑΛ4 και ~1,4 – 9,4 m για την ΑΛ5. Με βάση τους πίνακες των ρυθμών ανύψωσης και το διάγραμμα 1,6 mm/yr για τα Καρυώτικα Καμαρίου, μπορούμε να συνδέσουμε την ΑΛ1 με την ΚΚ4 στο 5a, την ΑΛ2 με την ΚΚ5 στο 5c και τις ΑΛ3 και ΑΛ4 με την ΚΚ6 στις δύο κορυφές του 5e. Έχοντας υπόψη μας την Μερτ.3 στα Μερτικαίικα, η οποία συνδέθηκε με την Νέα Κόρινθο στο 5e και ότι το υψομετρικό εύρος της εξάπλωσης της είναι ~150 – 200 m, το τοπογραφικό διάγραμμα της εικόνας 5.33 για τις ΑΛ3 και ΑΛ4, τα υψόμετρα των ΑΛ3 και ΑΛ4 και ότι και οι δύο ανήκουν στο 5e, μπορούμε να θεωρήσουμε τις ΑΛ3 και ΑΛ4 σαν μία αναβαθμίδα ηλικίας 5e. Αντίθετα, η ΑΛ5 δείχνει να τοποθετείται στο

6e όπως η Σατάικα bis (Armijo *et al.* 1996), ενώ αν υποθέσουμε ότι το διατηρούμενο υψόμετρο της υπολείπεται του πραγματικού τότε θα μπορεί να τοποθετηθεί και στο τέλος του highstand 7, χωρίς αντιστοίχιση στην ακολουθία στα Καρυώτικα Καμαρίου (Εικ. 5.62).

Ανάμεσα στην περιοχή της ακολουθίας και στο χωριό Ελληνικό, στα ~2,7 km δυτικά του Άνω Λουτρού δηλαδή, υπάρχει μία εμφάνιση ποικιλίας τραβερτίνη (tufa) σε υψόμετρο από ~350 έως ~450 m και κοντά στο ίχνος του ΔΡΞ (Εικ. 4.16). Αυτό αποτέλεσε αντικείμενο έρευνας του καθηγητή Julian Andrews και των συνεργατών του για εργασία η οποία δεν έχει δημοσιευθεί ακόμη. Σε προσωπική μας επικοινωνία, έγινε γνωστό ότι το εσωτερικό άκρο της επαφής ανάμεσα στα κροκαλοπαγή παράλιας απόθεσης και στο τραβερτίνη βρίσκεται στα ~414 m, με ηλικία σχηματισμού το MIS 11 (424.000 – 374.000 yr) και ελάχιστη ηλικία τα 450.000 yr για τον σχηματισμό αυτό. Είναι επίσης, πολύ πιθανό να έχει αποτεθεί πάνω σε θαλάσσια αναβαθμίδα, η οποία εφόσον ισχύει η συγκεκριμένη παραδοχή, το προαναφερθέν χρονολογικό όριο θα είναι ηλικίας MIS 9c. Με βάση τα συγκεκριμένα δεδομένα, οποιαδήποτε εμφάνιση θαλάσσιας αναβαθμίδας κάτω των ~350 m, θα είναι νεότερη των ~400.000 yr και των MIS 11 και MIS 9c, μιας και το μεγαλύτερο παρατηρηθέν υψόμετρο είναι της ΑΛ5 στα ~220 – 228 m. Συνεπώς, ένας ρυθμός ανύψωσης στα 0,5 mm/yr θα πρέπει να θεωρηθεί απορριπτέος καθώς αντιστοιχεί τις ΑΛ4 και ΑΛ5 στα MIS 11 και 13. Σε αυτή την φάση όμως δεν μπορούμε να είμαστε σίγουροι ότι ο τραβερτίνης αποτέθηκε στο επίπεδο της τότε στάθμης της θάλασσας ή σε υψηλότερο υψόμετρο, μιας και πρόκειται για γεωλογικό σχηματισμό ο οποίος δημιουργείται σε ποτάμια κανάλια ή λιμναία περιβάλλοντα.

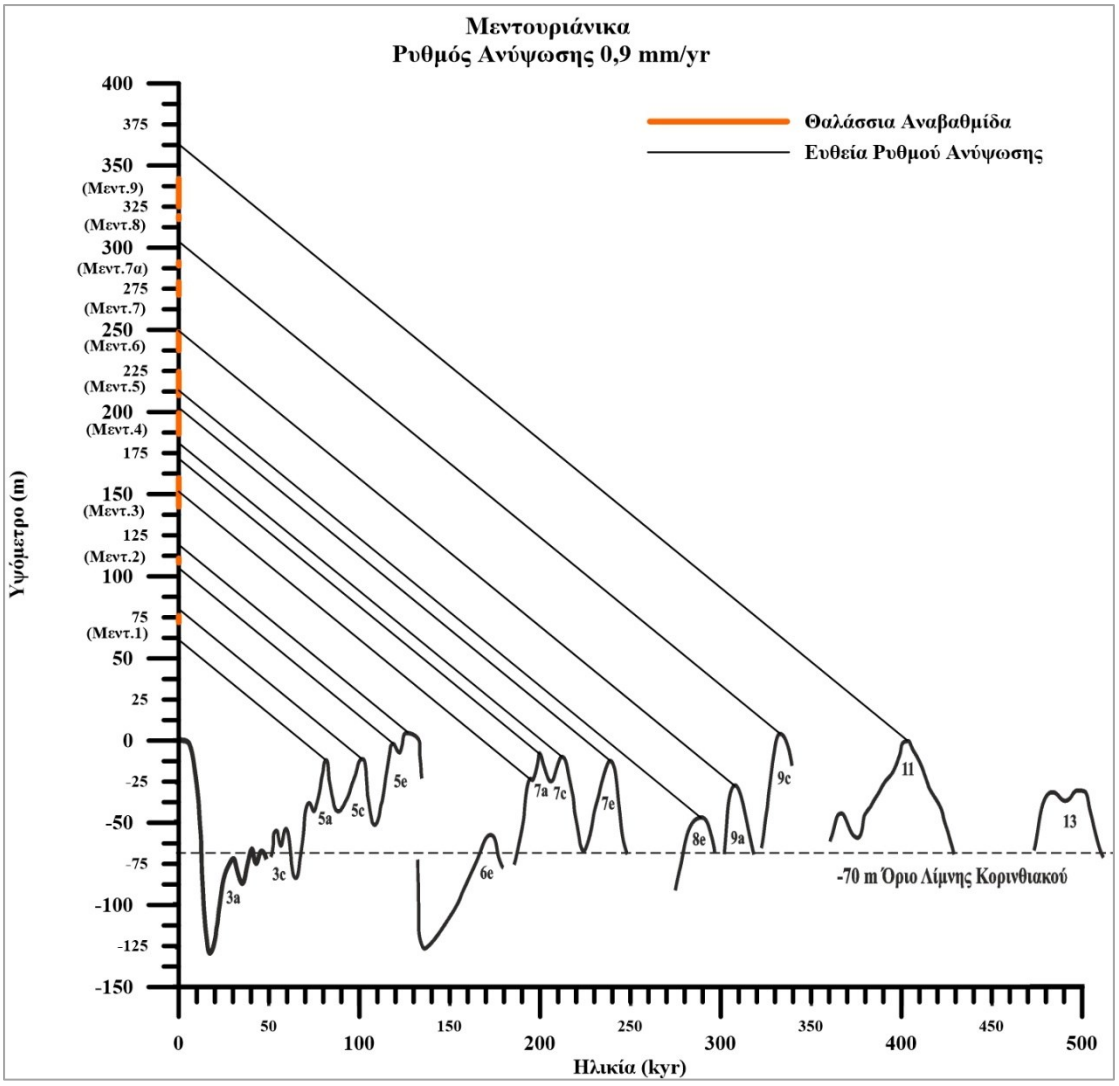
Παρόλο που δεν είναι ακριβή τα στοιχεία μας για την ηλικία του τραβερτίνη και το πραγματικό πάχος, το εύρος ηλικίας 374.000 – 450.000 yr δίνει ρυθμούς ανύψωσης μεγέθους ~0,92 – 1,11 mm/yr. Κάτι που δεν συμφωνεί με τον ρυθμό στα 1,6 mm/yr για τα Καρυώτικα Καμαρίου. Υπάρχει όμως μία σημαντική μορφοτεκτονική διαφορά ανάμεσα στις δύο περιοχές. Τα Καρυώτικα Καμαρίου βρίσκονται στο ανατολικό άκρο του ΔΡΞ και πολύ κοντά στο δυτικό άκρο του ΑΡΞ. Συνεπώς, είναι πολύ πιθανό να συμβάλει και το ΑΡΞ στην ανύψωση τους και έτσι να δικαιολογείται ο αυξημένος ρυθμός ανύψωσης, ενώ θα πρέπει να εξεταστεί και πιο λεπτομερώς αν και κατά πόσο τα ενεργά υποθαλάσσια ρήγματα της Λυκοποριάς και Δερβενίου συμβάλουν και αυτά στο ρυθμό ανύψωσης. Αντίθετα, η εμφάνιση και η ακολουθία στο Άνω Λουτρό βρίσκονται μακριά από το δυτικό άκρο του ΑΡΞ για να επηρεάζονται από αυτό και σε

μεγάλη εγκάρσια απόσταση από τα ίχνη των ΡΛ και ΡΔ. Γνωρίζουμε ότι όσο μεγαλύτερη η εγκάρσια απόσταση από το ρήγμα τόσο ελαττώνεται και η ανύψωση (Εικ. 4.7, 4.13 και 4.16).

5.2.3 Μεντουριάνικα

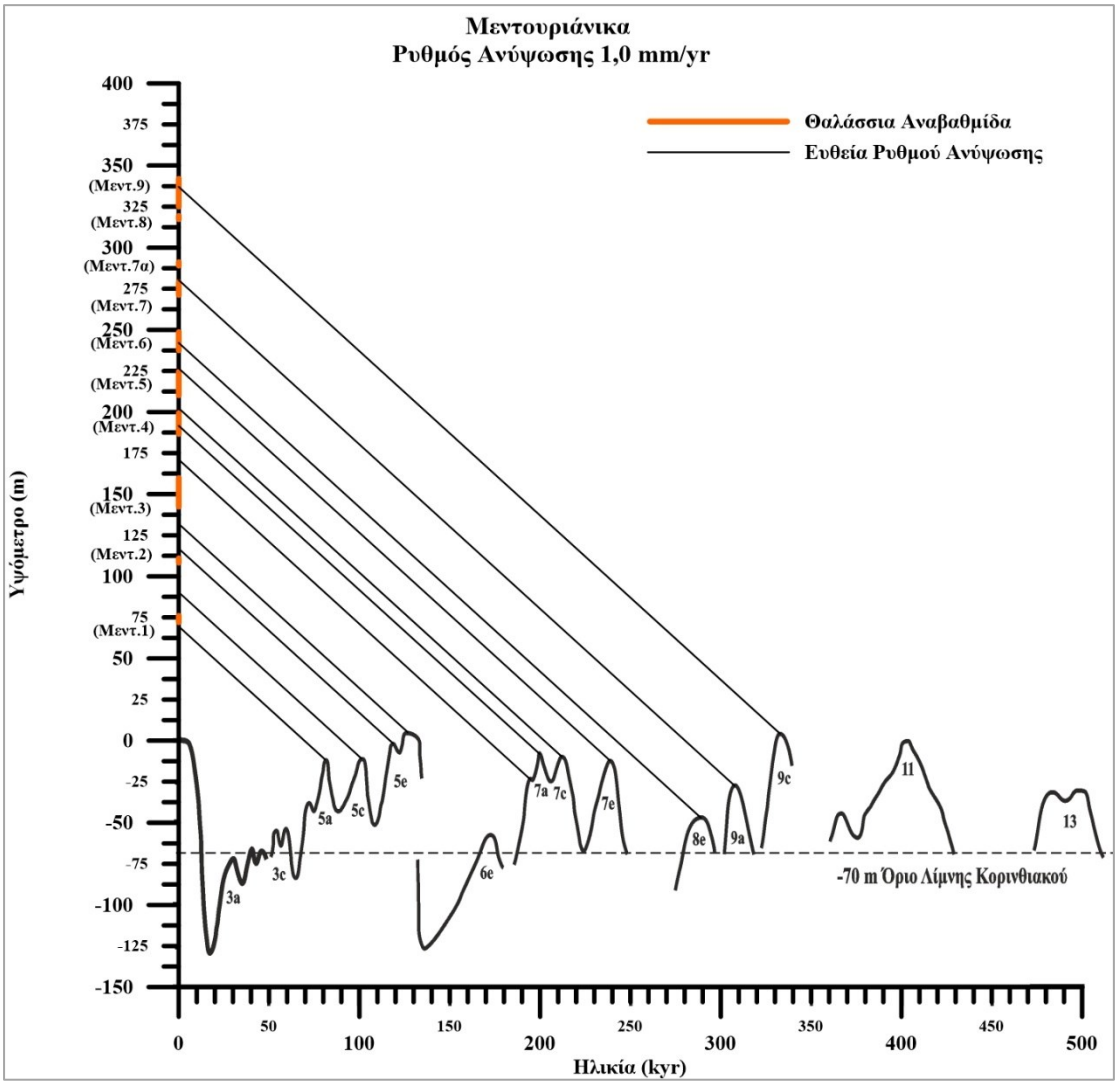
Τα Μεντουριάνικα Δερβενίου, φιλοξενούν την ακολουθία με τις περισσότερες εμφανίσεις θαλάσσιων αναβαθμίδων στην περιοχή έρευνας (Εικ. 5.63). Βρίσκεται στο δυτικό της τμήμα και σχεδόν ισαπέχει από Καρυώτικα Καμαρίου στα δυτικά και Ακράτα στα ανατολικά (~11 km). Ο μεγαλύτερος ρυθμός για τον οποίο κατασκευάστηκε διάγραμμα είναι στα 1,7 mm/yr μιας και οι μεγαλύτεροι δημιουργούσαν επιπλέον κενά στην αντιστοίχιση των ισοτοπικών σταδίων με τις αναβαθμίδες, ενώ μικρότεροι του 0,8 δεν είχαν νόημα γιατί με βάση τα υψόμετρα της ακολουθίας, οι τελευταίες εμφανίσεις βγαίνουν αρκετά μεγαλύτερες του MIS 13 (Πίνακες 5.2 – 5.4). Επιπλέον, παρά την ύπαρξη κανονικού ρήγματος στον παλαιοκρημνό μεταξύ των Μεντ.2 και Μεντ.3, η ακολουθία δεν επηρεάζεται διότι πιθανώς είναι παλαιότερο. Έτσι, ο συσχετισμός των εμφανίσεων με τα ισοτοπικά στάδια έγινε χωρίς να ληφθεί υπόψη η παρουσία του υποτιθέμενου αυτού ή κάποιου άλλου ρήγματος, κυρίως λόγω έλλειψης δεδομένων.

Εικόνα 5.63: Άποψη της ακολουθίας των θαλάσσιων αναβαθμίδων στα Μεντουριάνικα, όπως φαίνεται από τα νοτιοδυτικά της στο δρόμο προς Πύργο.



Εικόνα 5.64: Τα υψόμετρα των αναβαθμίδων σε σχέση την ευστατική καμπύλη για ρυθμό ανύψωσης 0,9 mm/yr στην περιοχή Μεντουριάνικα.

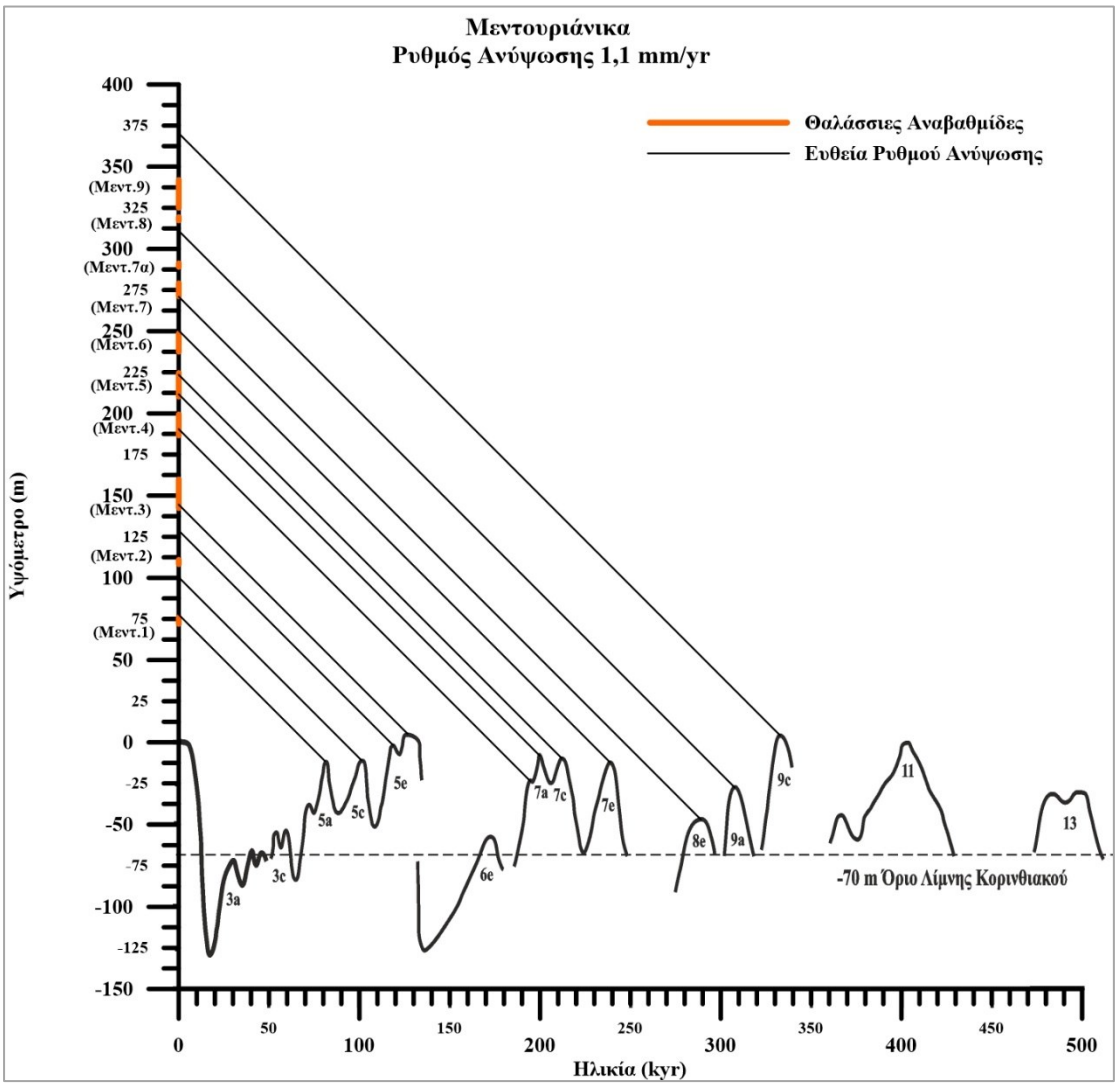
Ένας ρυθμός στα 0,9 mm/yr (Πίν. 5.2), δίνει καλή αντιστοίχιση μέχρι την Μεντ.6, με μικρή διαφορά ~5 m για την Μεντ.1, με την Μεντ.1 να μπορεί να αποδοθεί στο 5c, την Μεντ.2 είτε στην κύρια κορυφή του 5e είτε στο τέλος του, την Μεντ.3 στο τέλος του 7, την Μεντ.4 ή στο 7c ή στο 7e, την Μεντ.5 στο 8e και την Μεντ.6 στο 9a. Αν θεωρήσουμε την Μεντ.7 και 7α ότι ανήκει στο 9c παρά τα ~12 – 24 m διαφορά και την Μεντ.9 στο 11 παρά τα ~20 – 40 m διαφοράς, τότε η Μεντ.8 μένει χωρίς αντιπροσώπευση κάποιου σταδίου, εκτός και αν οι Μεντ.8 και Μεντ.9 δημιουργήθηκαν και ανήκουν στο ίδιο MIS, το 11. Μορφολογικά πάντως, η σύνδεση της Μεντ.2 με το 5e και της Μεντ.4 με το 7 ταιριάζει, μιας και η έκταση τους συμφωνεί με τα κύρια αυτά στάδια, ενώ η Μεντ.5 δείχνει αρκετά εκτεταμένη για το 8e και η Μεντ.6 περιορισμένη για το 9a (Εικ. 5.64). Η υπόθεση αυτή φαίνεται ότι ξεπερνάει το όριο των ~400.000 yr ηλικίας του τραβερτίνη του Ελληνικού.



Εικόνα 5.65: Τα υψόμετρα των αναβαθμίδων σε σχέση την ευστατική καμπύλη για ρυθμό ανύψωσης 1,0 mm/yr στην περιοχή Μεντουριάνικα.

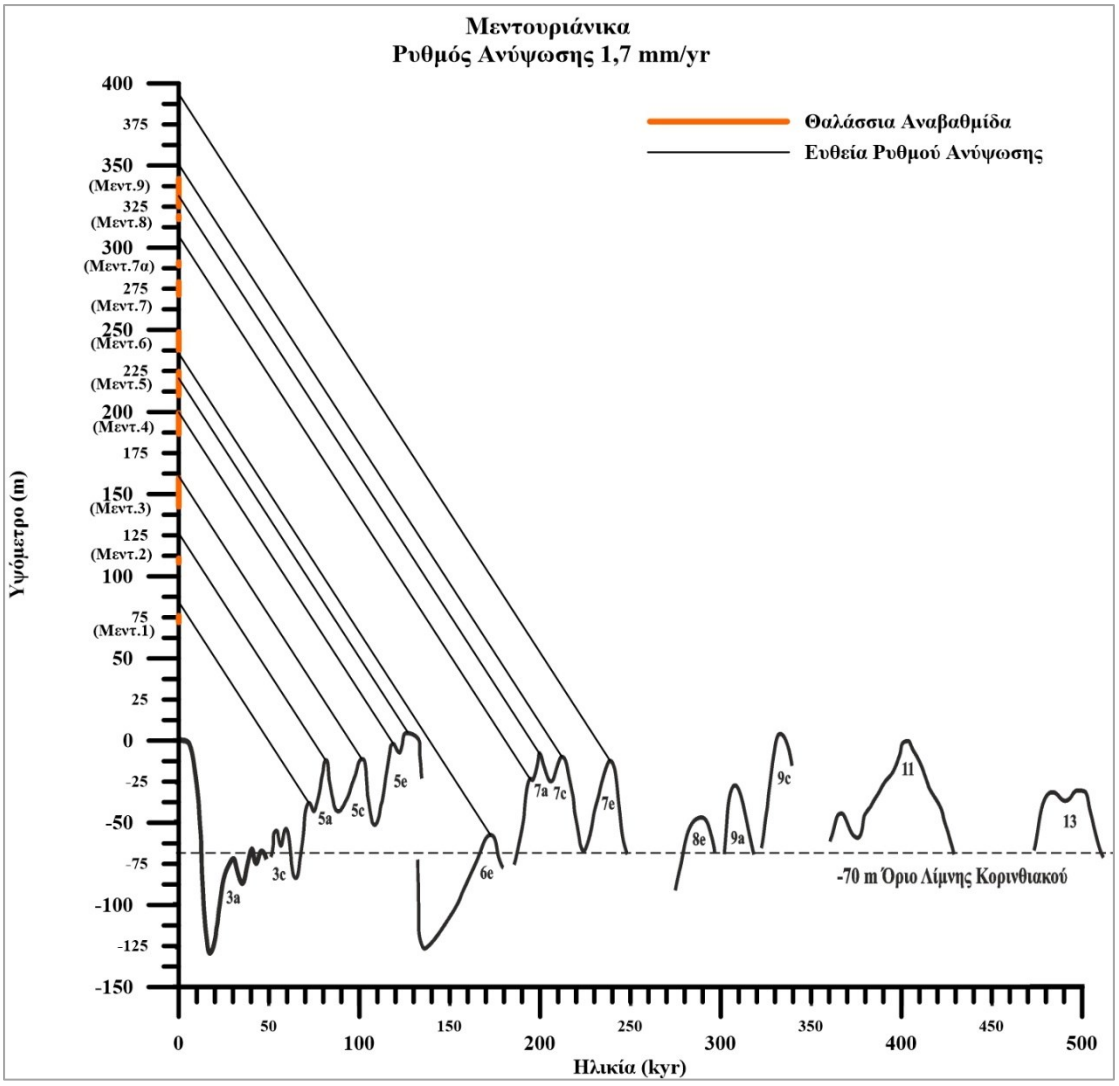
Ο επόμενος ρυθμός στο 1,0 mm/yr, δίνει επίσης καλή αντιστοίχιση και παρόμοια αποτελέσματα. Εδώ, οι διαφορές με τα αναμενόμενα υψόμετρα είναι αρκετά μικρότερες ή εντός των ευρών των εμφανίσεων (Πίν. 5.2). Η Μεντ.1 τώρα συμπίπτει με το 5a με διαφορά ~3 – 7 m ή ~24 – 28 m χαμηλότερα από το 5c, η Μεντ.2 ~20 – 24 m χαμηλότερα από το 5e, η Μεντ.3 ~9 – 28 m από το 5e ή ~11 – 30 m χαμηλότερα από το τέλος του 7, η Μεντ.4 ή στο 7a ή στο 7c, η Μεντ.5 στο 7e, η Μεντ.6 στο 8e, η Μεντ.7 και 7α στο 9a και η Μεντ.9 στο 9c. Όπως και πριν, εδώ ταιριάζει μορφολογικά η σύνδεση της Μεντ.2 με το 5e και των Μεντ.4 και Μεντ.5 με το 7. Επιπλέον, σύμφωνη φαίνεται να είναι και η μικρή έκταση της Μεντ.6 με το 8e. Η Μεντ.8 μένει πάλι χωρίς αντιπροσωπευτικό MIS, εκτός και αν δημιουργήθηκε μαζί με την Μεντ.9, οπότε

τοποθετείται στο 9c. Σε αυτή την περίπτωση, η ηλικία δεν ξεπερνάει τα ~330.000 yr, μία τιμή, η οποία φαντάζει πιο λογική συγκρίνοντας το υψόμετρο της τελευταίας εμφάνισης με αυτό του λατομείου. Βρίσκεται δηλαδή, καθαρά εντός των ορίων των ~400.000 yr. Με βάση τα αποτελέσματα αυτά, η ακολουθία διαιρείται σε τέσσερα κύρια ισοτοπικά στάδια : οι Μεντ.1, Μεντ.2 και πιθανώς η Μεντ.3 στο 5, οι Μεντ.4 και Μεντ.5 στο 7, η Μεντ.6 στο παγετώδους περιόδου 8e και οι Μεντ.7 και 7α, Μεντ.8 και Μεντ.9 στο 9 (Εικ. 5.65). Κοιτώντας την ακολουθία, από μακρινή απόσταση από τα νοτιοδυτικά της, δημιουργείται η εντύπωση ότι πρόκειται για τέσσερις κύριες αναβαθμίδες, οι οποίες πιθανώς να παρουσιάζουν στο εσωτερικό τους ανάγλυφο εκφράσεις των υποσταδίων των MIS 5, 7 και 9, κάτι που ίσως συνηγορεί υπέρ του συγκεκριμένου ρυθμού (Εικ. 5.63).



Εικόνα 5.66: Τα υψόμετρα των αναβαθμίδων σε σχέση την ευστατική καμπύλη για ρυθμό ανύψωσης 1,1 mm/yr στην περιοχή Μεντουριάνικα.

Μία μικρή αύξηση στα 1,1 mm/yr, ώστε να είναι κοντά στους ρυθμούς γειτονικών περιοχών, είναι ικανή για να αλλάξει την κατανομή των αναβαθμίδων στα διάφορα ισοτοπικά στάδια. Η Μεντ.1 ταυτίζεται με το MIS 5a, η Μεντ.2 με το 5c αν και βρίσκεται ~8 – 11 m ψηλότερα από το αναμενόμενο, η Μεντ.3 με το 5e, η Μεντ.4 με το τέλος του 7, η Μεντ.5 θα μπορούσε και στο 7a και στο 7c, η Μεντ.6 στο 7e, η Μεντ.7 και 7α στο 8e, η Μεντ.8 στο 9a αν και ευρισκόμενη ~6 – 8 m ψηλότερα και η Μεντ.9 στο 9c παρότι βρίσκεται ~28 – 50 m χαμηλότερα από το αναμενόμενο υψόμετρο. Η παραδοχή ότι οι Μεντ.8 και Μεντ.9 αποτελούν μία θαλάσσια αναβαθμίδα περιορίζει την ανώτατη ηλικία της ακολουθίας στο MIS 9a αντί για το 9c. Και στις δύο περιπτώσεις όμως βρίσκεται εντός της ηλικίας που οριοθετεί το λατομείο (Πίν. 5.2). Εκτός αυτού, η συσχέτιση των Μεντ.1, Μεντ.2 και Μεντ.3 με το στάδιο 5 και των Μεντ.4, Μεντ.5 και Μεντ.6 με το 7 ταιριάζει και λόγω της έκτασης που καταλαμβάνουν, καθότι πρόκεινται για κύρια στάδια με μεγάλη χρονική διάρκεια (Εικ. 5.66). Συνεπώς, και εδώ η ακολουθία φαίνεται να μοιράζεται σε 4 MIS. Οι Μεντ.1, Μεντ.2 και Μεντ.3 στο 5, οι Μεντ.4, Μεντ.5 και Μεντ.6 στο 7, η Μεντ.7 και 7α στο 8e (το οποίο ανήκει σε παγετώδη περίοδο) και οι Μεντ.8 και Μεντ.9 στο 9. Η ίδια λογική και αιτιολογία που εκφράστηκε στα 1,0 mm/yr, φαίνεται να στηρίζει και αυτό τον ρυθμό (Εικ. 5.63).



Εικόνα 5.67: Τα υψόμετρα των αναβαθμίδων σε σχέση την ευστατική καμπύλη για ρυθμό ανύψωσης 1,7 mm/yr στην περιοχή Μεντουριάνικα.

Τα 1,7 mm/yr είναι ο τελευταίος ρυθμός που δοκιμάστηκε και τα αποτελέσματα του φαίνεται να ταιριάζουν στην περιοχή. Η Μεντ.1 με τη διαφορά στα ~8 – 12 m αντιστοιχεί στο τέλος του σταδίου 5, η Μεντ.2 στο 5a ευρισκόμενη ~15 – 18 m χαμηλότερα από το αναμενόμενο, η Μεντ.3 στο 5c, η Μεντ.4 στο τέλος του 5e, η Μεντ.5 στο 5e, η Μεντ.6 ευρισκόμενη ~2 – 16 m ψηλότερα με το 6e, η Μεντ.7 και 7α στα ~ 16 – 36 m χαμηλότερα με το τέλος του 7, η Μεντ.8 αν και ~12 – 14 m χαμηλότερα μπορεί να αντιστοιχηθεί στο 7a και η κατά ~8 – 30 m χαμηλότερη από το αναμενόμενο υψόμετρο Μεντ.9 με το 7c (Πίν. 5.3). Με την παραδοχή όπως προηγουμένως, ότι ίσως Μεντ.8 και Μεντ.9 να είναι η ίδια αναβαθμίδα, η αντιστοίχιση μπορεί να γίνει στο 7a ή στο 7c κατά δεύτερο λόγο. Αυτή η υπόθεση ρυθμού ανύψωσης δίνει τη νεότερη ηλικία για την ακολουθία, καθώς δεν ξεπερνάει τα ~220.000 yr και συσχετίζει την ακολουθία με δύο κύρια MIS, τα 5 και 7 και με το ενδιάμεσο υψηλό (highstand)

παγετώδους περιόδου 6e. Από τη στιγμή που το εύρος υψομέτρων των Μεντ.3 – Μεντ.5 συμπίπτει με τα αναμενόμενα, ενώ οι Μεντ.1 και Μεντ.2 βρίσκονται χαμηλότερα ίσως να σημαίνει πως κάτι επηρέασε το υψόμετρο των δύο αυτών εμφανίσεων. Ίσως η ύπαρξη ενός κανονικού ρήγματος, στου οποίου την οροφή να βρίσκονται οι Μεντ.1 και Μεντ.2.

Κλείνοντας, για τα Μεντουριάνικα η τελευταία εμφάνιση της ακολουθίας (Μεντ.9) βρίσκεται σε υψόμετρο ~340 m, το οποίο όμως ίσως να είναι και μεγαλύτερο γιατί λόγω της διάβρωσης περιβάλλεται από κρημνούς. Συνεπώς, το υψόμετρο της βρίσκεται πολύ κοντά σε αυτό της αναβαθμίδας πάνω στην οποία αποτέθηκε ο τραβερτίνης. Η πιθανή ηλικία εκείνης της αναβαθμίδας είναι το MIS 9c, επομένως και η Μεντ.9 ανήκει στο ίδιο highstand. Και από τα διαγράμματα των σταθερών ρυθμών ανύψωσης της περιοχής προκύπτει το συμπέρασμα ότι, η περιοχή χαρακτηρίζεται από ρυθμό ανύψωσης 1,0 – 1,1 mm/yr.

5.3 Σύνοψη Αποτελεσμάτων

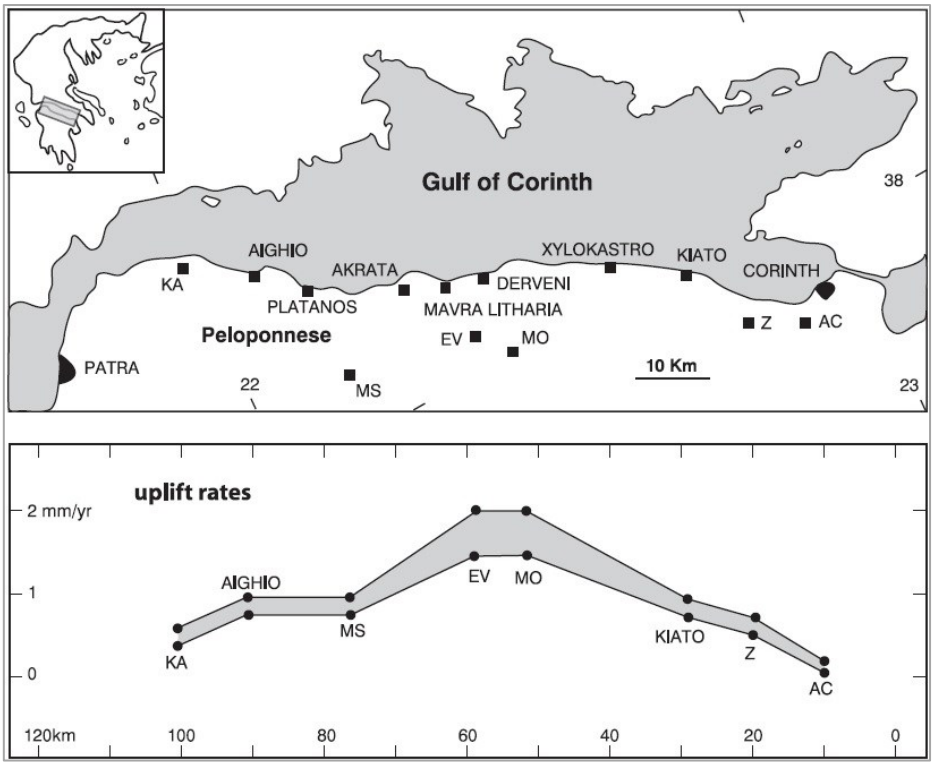
Ανακεφαλαιώνοντας, ο ρυθμός ανύψωσης που αντιστοιχεί στα Μερτικαίικα είναι της τάξης 1,37 – 1,39 mm/yr (Πιν. 5.5), ενώ για τα Καρυώτικα Καμαρίου καλή αντιστοίχιση δίνουν οι ρυθμοί 0,9 mm/yr και 1,6 mm/yr (Εικ. 5.57, 5.58 και Πιν. 5.5). Στο Άνω Λουτρό, ο ρυθμός ανύψωσης κυμαίνεται στο εύρος ~0,92 – 1,11 mm/yr με πιθανό μέσο ρυθμό στο ~1,0 mm/yr, λαμβάνοντας υπόψη την παρουσία του τραβερτίνη και ~1,6 mm/yr με βάση τα διαγράμματα και στα Μεντουριάνικα 1,0 – 1,1 mm/yr ή ~1,1 mm/yr με βάση τα διαγράμματα (Εικ. 5.64 – 5.66 και Πίν. 5.5).

Στη συνέχεια ακολουθούν δύο διαγράμματα, τα οποία συνδέουν και δείχνουν το σύνολο των αναβαθμίδων και τα υψόμετρα τους από την Κόρινθο έως τα Καρυώτικα Καμαρίου με βάση τη χαρτογράφηση των Armijo *et al.* (1996), ώστε να εντοπιστεί η συνέχεια και το υψόμετρο τους δυτικά του Σύθα. Το ένα παρουσιάζει ρυθμό ανύψωσης στα Καρυώτικα Καμαρίου 0,9 mm/yr (Εικ. 5.69) και το άλλο 1,6 mm/yr (Εικ. 5.70). Η ακολουθία στο Άνω Λουτρό δεν συμπεριλήφθηκε λόγω της φτωχής γεωμορφολογίας της και επειδή δεν φαίνεται να επηρεάζεται από το ΑΡΞ, όπως επίσης και αυτή στα Μεντουριάνικα λόγω της μεγάλης απόστασης και της μη ύπαρξης κατάλληλων διασωθέντων εμφανίσεων στο ενδιάμεσο τμήμα.

Όπως δείχνουν και τα σχηματικά διαγράμματα, με ρυθμό ανύψωσης στα 1,6 mm/yr το υψόμετρο των θαλάσσιων αναβαθμίδων αυξάνεται και δυτικά του Σύθα, τουλάχιστον μέχρι αυτό το τμήμα για το οποίο έχουμε στοιχεία. Κάτι που προϋποθέτει

ανενεργό το χερσαίο ΔΡΞ τουλάχιστον από τα 600.000 – 1.000.000 Myr (π.χ. Bell *et al.* 2009, Causse *et al.* 2004) (Εικ. 5.69 και 5.70).

Αντίθετα, αν τα Καρυώτικα Καμαρίου χαρακτηρίζονται από μειωμένο ρυθμό ανύψωσης στα 0,9 mm/yr, οι αναβαθμίδες βρίσκονται σε χαμηλότερο υψόμετρο από ότι ανατολικά του Σύθα στο ύψος του Ξυλοκάστρου. Αυτό σημαίνει ότι το ΔΡΞ έδρασε και μετά τα 600.000 yr, ίσως κατά τη διάρκεια του MIS 5e, γιατί η αρχαιότερη για την οποία έχουμε αντιστοίχιση με των Armijo *et al.* (1996) είναι η ΚΚ4 στο 5e (ή Νέα Κόρινθος – NC) και στα ~99 – 132 m υψόμετρο. Ενώ για τις ΚΚ5 και ΚΚ6 στο τέλος του 7 και στο 7c αντίστοιχα, δεν έχουμε αντίστοιχη ανατολικά του Σύθα.



Εικόνα 5.68: (Πάνω) Τοποθεσίες στο Νότιο Κορινθιακό. Ac: Αρχαία Κόρινθος, Ev: Ευρωστίνη, Ka: Καμάρες, Ms: Μεγάλο Σπήλαιο, Z: Ζευγολατιό, MO: Μόσσια. (Κάτω) Ελάχιστοι και μέγιστοι ρυθμοί ανύψωσης κατά μήκος των νότιων ακτών του Κορινθιακού με βάση το μέγιστο υψόμετρο των φάσεων μαργών – κροκαλοπαγών και της Αρχαίας Κορίνθου (OIS 7, ~220 kyr, αναβαθμίδα). Οι τιμές δεν είναι ακριβείς και βασίζονται μερικώς σε δεδομένα του Sébrier (1977), αλλά παρουσιάζουν μία ποιοτική εκτίμηση της ανύψωσης της περιοχής (Pirazzoli *et al.* 2004).

Εφόσον ισχύουν ο ρυθμός των 1,6 mm/yr για τα Καρυώτικα Καμαρίου και ~1,0 mm/yr για το Άνω Λουτρό, οι δύο αυτές περιοχές σηματοδοτούν ένα όριο και αλλαγή στην μορφοτεκτονική της περιοχής, όπου η αύξηση του ρυθμού ανύψωσης συνεχίζεται και παίρνει την μέγιστη τιμή της μέχρι τα Καρυώτικα και στη συνέχεια μειώνεται σε ~1,0 mm/yr. Υποστηρικτικό ρόλο στο προαναφερθέν συμπέρασμα μπορεί να δώσει και

το ΑΡΞ το δυτικό άκρο του οποίου πιθανώς επηρεάζει την ακολουθία στο Καμάρι αλλά όχι στο Άνω Λουτρό.

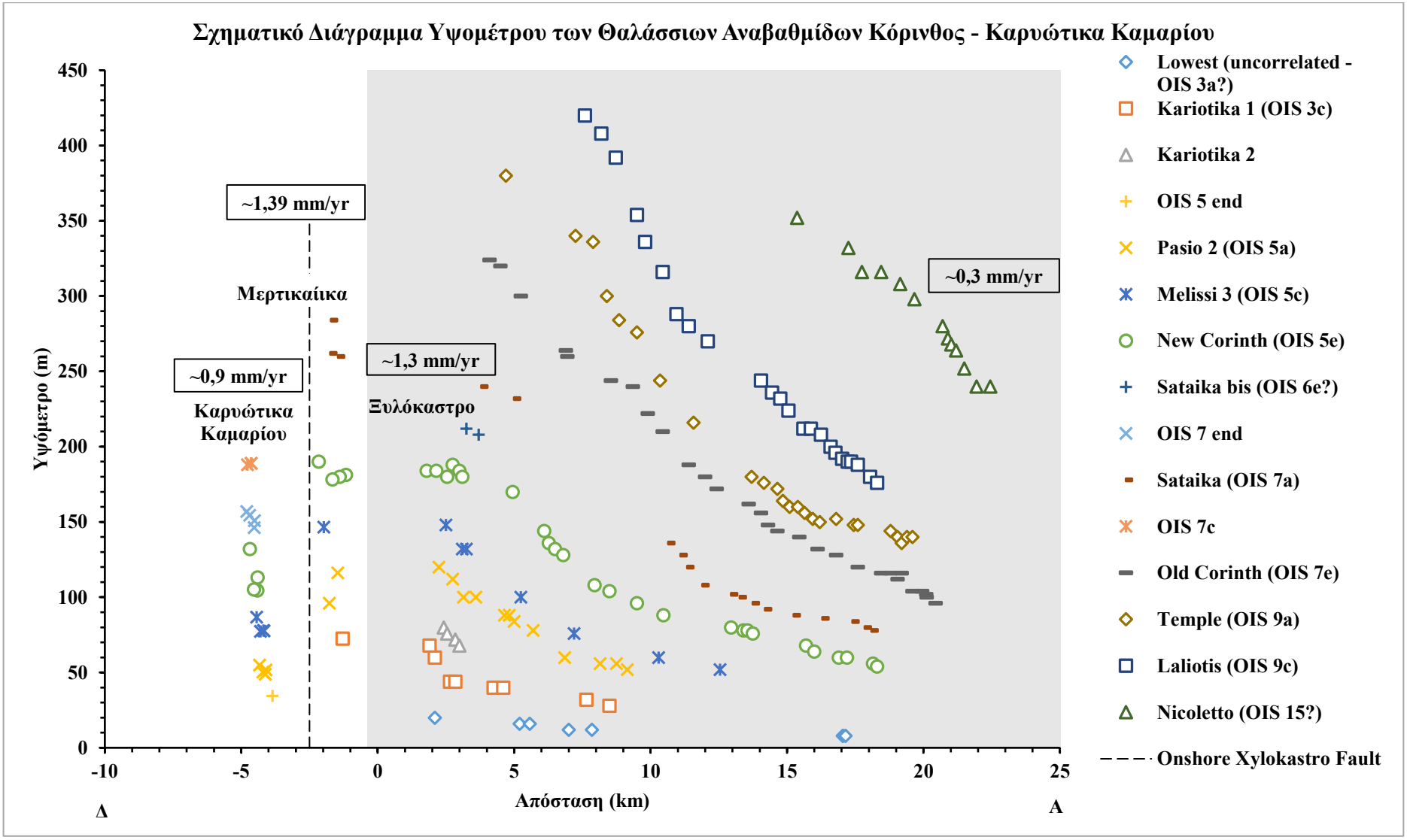
Ο χάρτης της εικόνας 5.71, δείχνει την συνέχεια των θαλάσσιων αναβαθμίδων (κατά Armijo *et al.* 1996) προς τα δυτικά μέχρι και την ακολουθία στα Καρυώτικα Καμαρίου για ρυθμό ανύψωσης 1,6 mm/yr και ανενεργό το ΔΡΞ.

Τέλος, ο ρυθμός ανύψωσης των ~1,1 mm/yr στα Μεντουριάνικα, ίσως να σημαίνει ότι σταθεροποιείται από το Άνω Λουτρό μέχρι και τα Μεντουριάνικα, αλλά θα χρειαστεί λεπτομερέστερη έρευνα στο ενδιάμεσο τμήμα για την απόκτηση όσο το δυνατόν πληρέστερων δεδομένων, εξαιτίας της φτωχής παρουσίας διακριτών εμφανίσεων θαλάσσιων αναβαθμίδων.

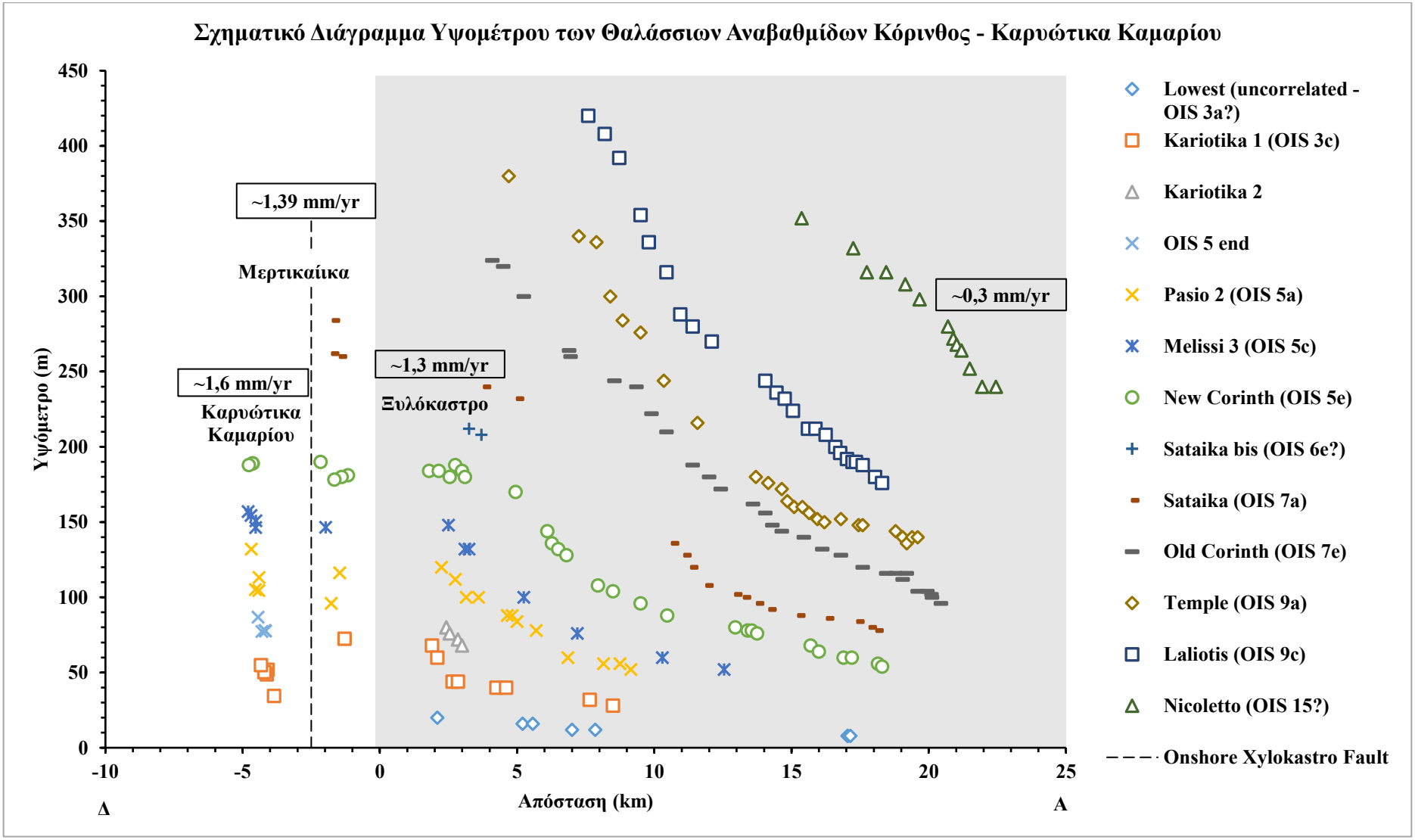
Με βάση την εικόνα 5.68 των Pirazzoli *et al.* (2004), από το Ξυλόκαστρο έως την Ευρωστίνη (Δερβένι) ο ρυθμός αυξάνεται από τα ~1,3 mm/yr στα ~2 mm/yr σε μία απόσταση 20 km. Μία τιμή της τάξης των ~0,7 mm/yr. Η απόσταση Ξυλόκαστρο – Καρυώτικα Καμαρίου είναι ~6,3 km σε ευθεία γραμμή, για την οποία με βάση την αύξηση ~0,7 mm/yr σε 20 km απόσταση, υπολογίζεται αύξηση ~0,22 mm/yr. Προστιθέμενη στο ρυθμό ~1,3 mm/yr του Ξυλοκάστρου, δίνει ρυθμό ~1,52 mm/yr για τα Καρυώτικα Καμαρίου. Μία τιμή, πολύ κοντά στην μέγιστη ~1,6 mm/yr, που υπολογίστηκε μέσω των τοπογραφικών διαγραμμάτων.

Πίνακας 5.5: Περιληπτική αναφορά των, υπολογισθέντων από θαλάσσιες αναβαθμίδες, ρυθμών ανύψωσης στο Τεταρτογενές κατά μήκος των νοτίων ακτών του Κορινθιακού από το Ξυλόκαστρο έως την περιοχή της Ακράτας.

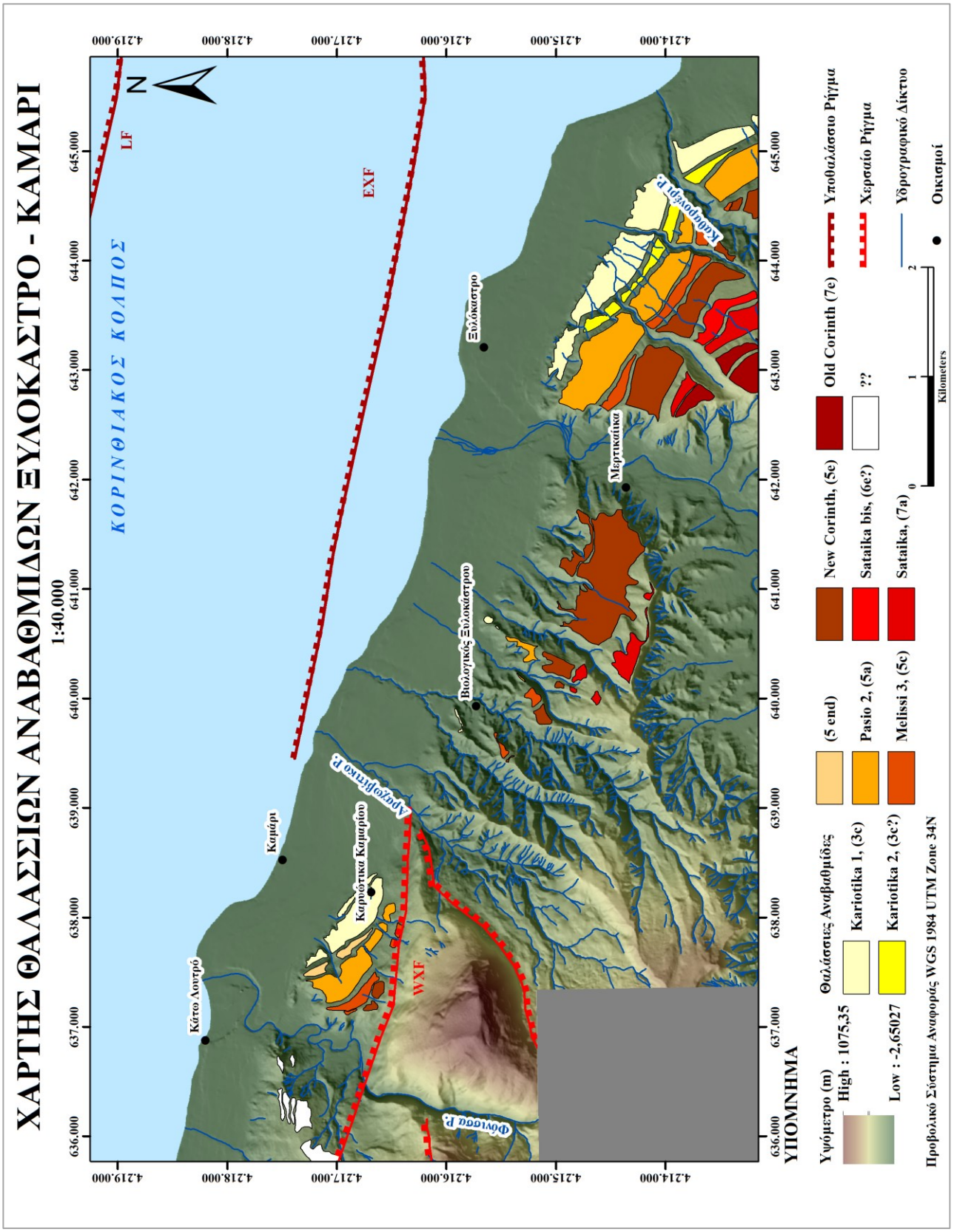
Περιοχή	Νεοτεκτονικός δείκτης	Ρυθμός Ανύψωσης	Εργασία
Ξυλόκαστρο	Θαλάσσιες αναβαθμίδες	~1,3 mm/yr	Kerauden 1987, Armijo *et al.* (1996)
Μερτικαίικα	Θαλάσσιες αναβαθμίδες	~1,37 – 1,39 mm/yr	Παρούσα εργασία
Καρυώτικα Καμαρίου	Θαλάσσιες αναβαθμίδες	~1,6 mm/yr (μέγιστος με ανενεργό το ΔΡΞ)	Παρούσα εργασία
Άνω Λουτρό - Ελληνικό	Θαλάσσιες αναβαθμίδες – Εμφάνιση τραβερτίνη	~1,0 mm/yr (τραβερτίνης) ~1,6 mm/yr	Παρούσα εργασία
Μεντουριάνικα	Θαλάσσιες αναβαθμίδες – Εμφάνιση Τραβερτίνη	~1,1 mm/yr (Μεντ.2 στο 5e)	Παρούσα εργασία
Ακράτα (Ανατολικό ρήγμα Ελίκης)	Θαλάσσιες αναβαθμίδες	0,9 – 1,1 mm/yr	McNeill & Collier (2004), De Martini *et al.* (2004), *McNeill et al.* (2005b)
Δυτικό ρήγμα Ελίκης	Θαλάσσιες αναβαθμίδες	1,25 mm/yr	De Martini *et al.* (2004)



Εικόνα 5.69: Συνολικό σχηματικό διάγραμμα της πορείας των υψομέτρων των θαλάσσιων αναβαθμίδων από την Κόρινθο έως και τα Καρυώτικα Καμαρίου, με βάση τις ονομασίες των Armijo *et al.* 1996, για ρυθμό ανύψωσης 0,9 mm/yr στα Καρυώτικα Καμαρίου, στο οποίο παρουσιάζεται απότομη πτώση των υψομέτρων δυτικά του Ξυλοκάστρου. Στο υπόμνημα διακρίνονται οι ονομασίες των εμφανίσεων και το highstand κατά το οποίο δημιουργήθηκαν. Όσες φέρουν μόνο την ονομασία του highstand, δεν έχουν αντίστοιχη ανατολικά του Ξυλοκάστρου. Εξαίρεση η εμφάνιση στο χαμηλότερο υψόμετρο, την οποία στο ύψος του Ξυλοκάστρου οι Armijo *et al.* 1996 την τοποθετούν πιθανώς στα 45 kyr ή 40 kyr της καμπύλης των Chappell & Shackleton 1986 από τη Νέα Γουϊνέα. Η διακεκομμένη μαύρη γραμμή δείχνει το ανατολικό άκρο του ΔΡΞ.



Εικόνα 5.70: Συνολικό σχηματικό διάγραμμα της πορείας των υψομέτρων των θαλάσσιων αναβαθμίδων από την Κόρινθο έως και τα Καρυώτικα Καμαρίου, με βάση τις ονομασίες των Armijo *et al.* 1996, για ρυθμό ανύψωσης 1,6 mm/yr στα Καρυώτικα Καμαρίου, στο οποίο διακρίνεται η αύξηση ή και διατήρηση των υψομέτρων δυτικότερα. Στο υπόμνημα διακρίνονται οι ονομασίες των εμφανίσεων και το highstand κατά το οποίο δημιουργήθηκαν. Όσες φέρουν μόνο την ονομασία του highstand, δεν έχουν αντίστοιχη ανατολικά του Ξυλοκάστρου. Εξαίρεση η εμφάνιση στο χαμηλότερο υψόμετρο, την οποία στο ύψος του Ξυλοκάστρου οι Armijo *et al.* 1996 την τοποθετούν πιθανώς στα 45 kyr ή 40 kyr της καμπύλης των Chappell & Shackleton 1986 από τη Νέα Γουϊνέα. Η διακεκομμένη μαύρη γραμμή δείχνει το ανατολικό άκρο του ΔΡΞ.



Εικόνα 5.71: Μορφοτεκτονικός χάρτης, στον οποίο φαίνεται η συνέχεια των θαλάσσιων αναβαθμίδων από το Ξυλόκαστρο (Armijo *et al.* 1996) έως και τα Καρυώτικα Καμαρίου (παρούσα εργασία) προς τα δυτικά. EXF: Ανατολικό Ρήγμα Ξυλοκάστρου, WXF: Δυτικό Ρήγμα Ξυλοκάστρου, LF: Ρήγμα Λυκοποριάς. Στα δυτικά του χάρτη με λευκό χρώμα απεικονίζονται οι θαλάσσιες αναβαθμίδες στο Άνω Λουτρό, οι οποίες λόγω φτωχότερων δεδομένων και διαφορετικού ρυθμού ανύψωσης δεν αντιστοιχήθηκαν με αυτές στα ανατολικά. Η ονομασία είναι από Armijo *et al.* (1996) και στην παρένθεση η ηλικία κάθε αναβαθμίδας (OIS).

5.4 Συμπεράσματα

Παρά τα σφάλματα στις μετρήσεις και στη συγκέντρωση των δεδομένων, φαίνεται ότι τα παραγόμενα αποτελέσματα της μεθόδου υπολογισμού μέσω GIS ακολουθούν το μοτίβο αύξησης του ρυθμού ανύψωσης, μέχρι μία συγκεκριμένη περιοχή.

Γενικά, η δυσκολία στην περιοχή είναι ότι υπάρχουν μόνο τέσσερις μικρής έκτασης περιοχές με θαλάσσιες αναβαθμίδες για την εκτίμηση ρυθμών ανύψωσης. Στα Μερτικαίικα, στο Άνω Λουτρό, στα Καρυώτικα Καμαρίου και στα Μεντουριάνικα Δερβενίου, με τις δύο τελευταίες να είναι οι καλύτερα διατηρημένες.

Στο τμήμα Άνω Λουτρό – Μεντουριάνικα, δεν έχουν σωθεί καθόλου αναβαθμίδες, ενώ στο τμήμα Μεντουριάνικα – Ακράτα οι ενδιάμεσες εμφανίσεις είναι δυσδιάκριτες και υπολειμματικού χαρακτήρα λόγω διάβρωσης, φυτοκάλυψης και φερτών υλικών και θα χρειαστεί περεταίρω έρευνα για τον ορθό υπολογισμό της ηλικίας τους και του υψομέτρου τους.

Παρόλα αυτά, καταφέραμε να χρονολογήσουμε εμμέσως αναβαθμίδες και να υπολογίσουμε ρυθμούς ανύψωσης με 2 τρόπους: α) στα Μερτικαίικα συσχετίζοντας τις με τις παρακείμενες γνωστής ηλικίας και την επιφανειακή τους εξάπλωση και β) στις άλλες 3 περιοχές με τη συσχέτιση χαρακτηριστικών εμφανίσεων σε συγκεκριμένα MIS της ευστατικής καμπύλης.

Τέλος, σύμφωνα με τα δεδομένα που έχουμε στη διάθεση μας, δεχόμαστε τον ρυθμό ~1,6 mm/yr για το Καμάρι και ανενεργό ΔΡΞ, ενώ πέρα από το περιθώριο λάθους που περιέχει ο ρυθμός αυτός λόγω ακρίβειας στην επανασχεδίαση της καμπύλης και στον υπολογισμό των υψομέτρων, είναι πολύ πιθανό να προσθέτει ένα μικρό μέρος στην ανύψωση και το ΑΡΞ λόγω της εγγύτητας του στην συγκεκριμένη ακολουθία. Σε συνδυασμό με τα ~1,37 – 1,39 mm/yr στα Μερτικαίκα, προκύπτει συμφωνία με την βιβλιογραφία της περιοχής ότι ο ρυθμός ανύψωσης αυξάνεται προς τα δυτικά. Για το Άνω Λουτρό, είναι δύσκολο να δεχτούμε κάποιον από τους δύο ρυθμούς ανύψωσης λόγω της φτωχής μορφολογίας της περιοχής, ενώ στα Μεντουριάνικα ο ρυθμός ανύψωσης ~1,1 mm/yr βρίσκεται σε συμφωνία με αυτόν στην Ακράτα (McNeill & Collier 2004), αλλά βρίσκεται σε μακρινή απόσταση και χωρίς δεδομένα στο ενδιάμεσο, ώστε να συσχετισθεί με την περιοχή Ξυλόκαστρο – Καμάρι.

6. Αποτύπωση Των Υψομετρικών Μεταβολών Στο Κεντρικό Τμήμα Των Ακτών Της Βόρειας Πελοποννήσου

6.1 Εισαγωγή

Όπως αναφέρθηκε και στο προηγούμενο κεφάλαιο, το τμήμα των βόρειων ακτών της Πελοποννήσου βρίσκεται σε καθεστώς ανύψωσης, το οποίο οφείλεται σε αίτια δυναμικής και τεκτονικής φύσεως και αποτυπώνεται στο ανάγλυφο με την μορφή αναβαθμίδων, ορεινών όγκων μεταλπικής προέλευσης, χαραδρών, απότομων πλαγιών κτλ.

Σκοπός αυτού του τμήματος της εργασίας, είναι να δοκιμαστεί κατά πόσο η σύγχρονη τεχνολογία, στην μορφή Ψηφιακών Μοντέλων Αναγλύφου ή Εδάφους (DEM, DTM), τοπογραφικών χαρτών, αεροφωτογραφιών και ψηφιακών χαρτών, μπορεί να αποτυπώσει ή να αποδώσει αυτές τις μεταβολές. Να γίνει δηλαδή παρατήρηση της παραμόρφωσης της περιοχής κατά τον κατακόρυφο άξονα.

Η ιδέα αυτή βασίζεται στην ύπαρξη ρυθμού ανύψωσης της τάξης των x mm/yr κατά το Ολόκαινο και στην μεγάλη χρονική απόσταση, η οποία χωρίζει τους τοπογραφικούς χάρτες της Γ.Υ.Σ. (κατασκευής 1967) από τους σύγχρονους ορθοφωτοχάρτες της Εθνικό Κτηματολόγιο και Χαρτογράφηση Α.Ε. και Οργανισμού Κτηματολογίου και Χαρτογραφήσεων Ελλάδος (Ο.Κ.Χ.Ε.) (κατασκευής 2007). Θεωρείται δηλαδή, ότι μέσα σε αυτά τα 40 χρόνια, η ανύψωση της περιοχής είναι τόση ώστε να μπορεί πιθανώς να ανιχνευθεί συγκρίνοντας τα τοπογραφικά δεδομένα των δύο χρονολογιών.

6.2 Παρουσίαση δεδομένων

Για την επίτευξη του σκοπού αυτού χρησιμοποιήθηκαν :

α) Τα τοπογραφικά διαγράμματα της περιοχής από την Γ.Υ.Σ. κλίμακας 1:5.000.

β) Το ψηφιακό μοντέλο εδάφους (DTM), το οποίο προέρχεται από τα τοπογραφικά διαγράμματα κλίμακας 1:5.000.

γ) Οι ψηφιακές ορθοφωτογραφίες μεγάλης κλίμακας (LSO).

δ) Το ψηφιακό μοντέλο εδάφους (DEM), το οποίο παράχθηκε από τις ψηφιακές ορθοφωτογραφίες μεγάλης κλίμακας (LSO).

ε) Το ψηφιακό μοντέλο εδάφους (DEM) ASTER.

στ) Το ψηφιακό μοντέλο εδάφους (DEM) SRTM.

ζ) Τα σημεία συσχέτισης (ground control points).

η) Τα λογισμικά ArcGIS 10.3.1 της εταιρείας ESRI (trial version) και το Global Mapper v.17.0.2 της εταιρείας Blue Marble Geographics (trial version).

α) Οι πληροφορίες για τα τοπογραφικά διαγράμματα αναφέρθηκαν εκτενώς στο κεφάλαιο με τις θαλάσσιες αναβαθμίδες. Υπενθυμίζεται ότι κατασκευάστηκαν το 1967 από αεροφωτογραφίες του 1965.

β) Ο ορθότερος όρος είναι ίσως ψηφιακό μοντέλο εδάφους (DTM), γιατί εμπεριέχει πληροφορία μόνο για το υψόμετρο του εδάφους, καθότι παράχθηκε μετά από την ψηφιοποίηση των ισοϋψών γραμμών των τοπογραφικών διαγραμμάτων, όπως περιεγράφηκε στο κεφάλαιο με τις θαλάσσιες αναβαθμίδες. Η μόνη διαφορά είναι ότι το συγκεκριμένο κατασκευάστηκε με μέγεθος κελιού 5 m, γιατί το DEM της Εθνικό Κτηματολόγιο και Χαρτογράφηση Α.Ε. είναι με μέγεθος κελιού 5 m.

Τα ψηφιακά μοντέλα των Κτηματολογίου, ASTER και SRTM είναι DEM (αναγλύφου), γιατί περιέχουν όλη την υπάρχουσα πληροφορία που υπάρχει στην επιφάνεια (οικιστική κάλυψη, βλάστηση κα) καθώς προέκυψαν από δορυφορικά και αερομεταφερόμενα δεδομένα με φωτογραμμετρικές μεθόδους. Στη συνέχεια όμως και χάριν ευκολίας χρησιμοποιείται ο όρος DEM και για τα τέσσερα μοντέλα.

γ) Σύμφωνα με τον Ο.Κ.Χ.Ε., το έργο LSO αφορά στην παραγωγή έγχρωμων ψηφιακών ορθοφωτογραφιών μεγάλης κλίμακας και των αντίστοιχων ψηφιακών υψομετρικών μοντέλων (DEM). Οι ορθοφωτογραφίες παρήχθησαν από αεροφωτογραφίες περιόδου λήψης 03/2007 – 09/2008 και καλύπτουν το σύνολο της χώρας. Το μέγεθος του εικονοστοιχείου στο έδαφος είναι 0,50 m, έχουν διαστάσεις στο έδαφος 4.000 m X 3.000 m, χωρίς περιμετρική επικάλυψη, και ακολουθούν τη διανομή ΕΓΣΑ ’87 κλίμακας 1:5.000. Ο τύπος των αρχείων είναι TIFF (με το αντίστοιχο αρχείο γεωαναφοράς – tfw) και έχουν ραδιομετρική ανάλυση 24-bit. Η γεωμετρική ακρίβεια των ορθοφωτογραφιών LSO είναι RMSEx ≤ 1,00 m, RMSEy ≤ 1,00 m, RMSExy ≤ 1,41 m. Η απόλυτη ακρίβεια του προϊόντος είναι ≤ 2,44 m, για επίπεδο εμπιστοσύνης 95%.

δ) Επίσης, σύμφωνα με τον Ο.Κ.Χ.Ε., το ψηφιακό υψομετρικό μοντέλο (DEM) που δημιουργήθηκε για την παραγωγή των παραπάνω ορθοφωτογραφιών έχει μέγεθος εικονοστοιχείου στο έδαφος 5,00 m. Κάθε πινακίδα DEM έχει διαστάσεις στο έδαφος 4.600 m X 3.600 m, με περιμετρική επικάλυψη 300 m, και ακολουθούν τη διανομή ΕΓΣΑ ’87 κλίμακας 1:5000. Ο τύπος των αρχείων είναι img. Η γεωμετρική ακρίβεια

του προϊόντος είναι RMSEz ≤ 2,00 m και η απόλυτη ακρίβεια ≤ 3,92 m για επίπεδο εμπιστοσύνης 95%. Το συγκεκριμένο DEM της περιοχής παραχωρήθηκε από το Ινστιτούτο Αστρονομίας, Αστροφυσικής, Διαστημικών Εφαρμογών και Τηλεπισκόπησης (Ι.Α.Α.Δ.Ε.Τ) του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών.

ε) Το Παγκόσμιο Ψηφιακό Μοντέλο Αναγλύφου ASTER (Global Digital Elevation Model - ASTGTM), αναπτύχθηκε σε συνεργασία της Εθνικής Υπηρεσίας Αεροναυτικής και Διαστήματος των Η.Π.Α. (NASA) και το Υπουργείο Οικονομίας, Εμπορίου και Βιομηχανίας της Ιαπωνίας (METI).

Το ASTER GDEM καλύπτει τις ηπειρωτικές επιφάνειες από Β 83° έως Ν 83° και αποτελείται από 22.702 πλακίδια (tiles), τα οποία περιέχουν τουλάχιστον 0,01% επιφάνεια στεριάς. Το ASTER GDEM διανέμεται σε αρχεία μορφής Geographic Tagged Image File Format (GeoTIFF) με γεωγραφικές συντεταγμένες (πλάτος, μήκος). Τα δεδομένα καταχωρούνται σε δίκτυο του 1 arc-second (περίπου 30 m στον Ισημερινό) και αναφέρονται στο Παγκόσμιο Γεωδαιτικό Σύστημα 1984 (World Geodetic System - WGS84)/γεωειδές Βαρυτικό Μοντέλο της Γης 1996 (Earth Gravitational Model EGM96 geoid) (https://lpdaac.usgs.gov/dataset_discovery/aster/aster_products_table/astgtm_v002 και https://asterweb.jpl.nasa.gov/gdem.asp).

Υπάρχουν δύο κύριες εκδόσεις, η ASTER GDEM Version 001 και η ASTER GDEM Version 002. Σύμφωνα με τους Tachikawa *et al.* (2011), τα κύρια χαρακτηριστικά της Version 002 σε σχέση με την 001 είναι τα εξής :

- Η οριζόντια ανάλυση βελτιώνεται στα 70 m από τα 110 m
- Το κατακόρυφο σφάλμα στο υψόμετρο μειώνεται στα -0,7 m από -6 m
- Μειώνονται τα κενά στις βόρειες περιοχές
- Σχεδόν εξαφανίζονται τυχόν τεχνητές γεωμορφές και μορφές
- Οι λίμνες είναι τελείως επίπεδες

στ) Το σύνολο των δεδομένων της αποστολής της NASA Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), προέκυψε από την συλλογική προσπάθεια της NASA και της National Geospatial-Intelligence Agency (NGA), παλαιότερα γνωστής ως National Imagery and Mapping Agency (NIMA) των Η.Π.Α., καθώς και με την συμμετοχή των διαστημικών υπηρεσιών της Γερμανίας και της Ιταλίας. Ο σκοπός της SRTM, ήταν η δημιουργία ενός σχεδόν παγκόσμιου ψηφιακού μοντέλου αναγλύφου (DEM) της Γης, χρησιμοποιώντας ραντάρ SAR συμβολομετρία (SAR interferometry).

Η αποστολή SRTM, ήταν κύριο μέρος του ωφέλιμου φορτίου του διαστημικού λεωφορείου Endeavour κατά τη διάρκεια της STS-99 αποστολής του. Το Endeavour εκτοξεύθηκε στις 11 Φεβρουαρίου 2000 και η αποστολή του διήρκησε 11 ημέρες.

Η αποστολή SRTM, συγκέντρωσε δεδομένα σε λωρίδες (swaths), οι οποίες εκτείνονταν από ~30° από το ναδίρ έως ~58° από το ναδίρ, από υψόμετρο 233 km. Αυτές οι λωρίδες (swaths) ήταν πλάτους ~225 km και αποτελούνταν από όλη τη στεριά ανάμεσα στα γεωγραφικά πλάτη N 56° και B 60°, αναλογώντας έτσι στο 80% της συνολικής στεριάς του πλανήτη (περισσότερες πληροφορίες στο σύνδεσμο https://lpdaac.usgs.gov/node/527).

Τα δεδομένα SRTM είναι οργανωμένα σε επιμέρους ράστερ κελιά ή πλακίδια (tiles), το κάθε ένα από τα οποία καλύπτει 1 μοίρα επί 1 μοίρα σε γεωγραφικό πλάτος και μήκος. Η απόσταση για μεμονωμένα σημεία είναι 1 arc-second, 3 arc-seconds ή 30 arc-seconds και αναφέρονται ως SRTM1, SRTM3 και SRTM30 αντίστοιχα. Εφόσον το 1 arc-second στον Ισημερινό αντιστοιχεί σε περίπου 30 m σε οριζόντια έκταση, τα SRTM1 και SRTM3 αναφέρονται κάποιες φορές ως δεδομένα "30 meter" ή "90 meter".

Το DEM παρέχεται ως ακέραια δεδομένα 16-bit σε απλό δυαδικό ράστερ. Όλα τα υψόμετρα είναι σε μέτρα και αναφερμένα στο γεωειδές σύστημα WGS84/EGM96 όπως τεκμηριώνεται στους συνδέσμους http://www.NGA.mil/GandG/wgsegm/ και https://dds.cr.usgs.gov/srtm/version2_1/Documentation/SRTM_Topo.pdf.

Στις 23 Σεπτεμβρίου 2014, ανακοινώθηκε ότι τα υψηλότερης ανάλυσης τοπογραφικά δεδομένα της SRTM το 2000, θα γίνονταν ελεύθερα παγκοσμίως μέχρι το τέλος του 2015 (http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/).

ζ) Για να μπορέσουμε να συγκρίνουμε το DEM από τα τοπογραφικά διαγράμματα με κάθε ένα από τα υπόλοιπα DEMs (Κτηματολόγιο, ASTER και SRTM), θα πρέπει να φέρουμε με ακρίβεια το κάθε ένα από τα τρία τελευταία, πάνω στο DEM των τοπογραφικών διαγραμμάτων. Η διαδικασία αυτή ονομάζεται co-registration. Αυτό γίνεται με τη βοήθεια επιλογής (ψηφιοποίησης) αναγνωρίσιμων σημείων πάνω στους χάρτες από τους οποίους προέκυψαν τα DEMs. Αυτά τα σημεία ονομάζονται Γεωγραφικά Σημεία Ελέγχου (Geographic Control Points – GCP). Στις περισσότερες περιπτώσεις χρειάζονται απλώς τέσσερα τέτοια σημεία, στα οποία για να γίνει η διόρθωση (rectification) του ενός χάρτη στον άλλο, εφαρμόζεται και μέσω λογισμικών GIS (ή με λογισμικά επεξεργασίας δορυφορικών εικόνων) συσχετισμένος μετασχηματισμός με επιλογή διάφορων πολυωνυμικών εξισώσεων.

Τέτοια σημεία (GCP) βρίσκονται κατά κύριο λόγο, σε περιοχές έντονης ανθρώπινης δραστηριότητας και όχι σε φυσικά τοπία και μπορεί να είναι διασταυρώσεις δρόμων, οι γωνίες γνωστών κτισμάτων, γνωστά σημεία αναφοράς μετρήσεων όπως κορυφές ή τριγωνομετρικά σημεία και μεγάλοι ογκόλιθοι. Γενικά, θα πρέπει να είναι σημεία αναγνωρίσιμα και όχι σε περιοχές που δεν παρουσιάζουν σταθερότητα, όπως οι όχθες ποταμών και οι κορυφογραμμές (James *et al.* 2012).

η) Το λογισμικό ArcGIS, χρησιμοποιήθηκε για την ψηφιοποίηση των ισοϋψών καμπυλών των τοπογραφικών διαγραμμάτων, την κατασκευή του DEM χωρικής ανάλυσης 5 m, την μετατροπή του προβολικού συστήματος των χαρτών και του DEM του Κτηματολογίου από ΕΓΣΑ ’87 σε WGS 1984 UTM Zone 34N, την μετατροπή του προβολικού συστήματος των ASTER και SRTM DEMs από γεωειδές σε μερκατορικό, την ψηφιοποίηση των GCPs, το co-registration των DEMs και την παραγωγή των DEMs διαφορών (DEMs of Difference – DoD, π.χ. James *et al.* 2012).

Το Global Mapper, χρησιμοποιήθηκε για τον προσδιορισμό της περιοχής ενδιαφέροντος στο συνολικό χάρτη του Κτηματολογίου και την «ανάκτηση» (downloading) του συγκεκριμένου τμήματος του χάρτη.

6.3 Μεθοδολογία

Μία παρόμοια εργασία έγινε από τους Miliaresis & Paraschou (2005) στην Κρήτη. Σε αυτή χρησιμοποίησαν ως DEM αναφοράς το παράγωγο από τις ισοϋψείς καμπύλες τοπογραφικών χαρτών της Κρήτης κλίμακας 1:250.000 και ισοδιάστασης 100 m, με σκοπό την εκτίμηση της ακρίβειας του SRTM DTED level 1 DEM στον κατακόρυφο άξονα. Το DEM διαφοράς (DoD) έδειξε τιμές στο εύρος -249 έως 220 m και η κατακόρυφη ακρίβεια για το SRTM DTED level 1 περιεγράφηκε ως εξής : μέσο απόλυτο σφάλμα 19 ± 27,5 m, μέσο σφάλμα 6,6 ± 24,6 m και RMSE 25,5 m, με το 95% των τιμών (υψόμετρα) να κυμαίνεται στο [-50, 50]. Παρατηρήθηκαν επίσης τα εξής σφάλματα από την επεξεργασία, η δημιουργία μεγάλων λωρίδων στο DoD, ύπαρξη κενών και διάφορα σφάλματα από την καταχώρηση των SRTM δεδομένων στο τοπικό προβολικό σύστημα.

6.3.1 Περιγραφή των βημάτων

Εφόσον οι ισοϋψείς ήταν ήδη ψηφιοποιημένες και τα τοπογραφικά διαγράμματα γεωαναφερμένα, ακολούθησε η παραγωγή του DEM με μέγεθος κελιού 5 x 5 m, ώστε

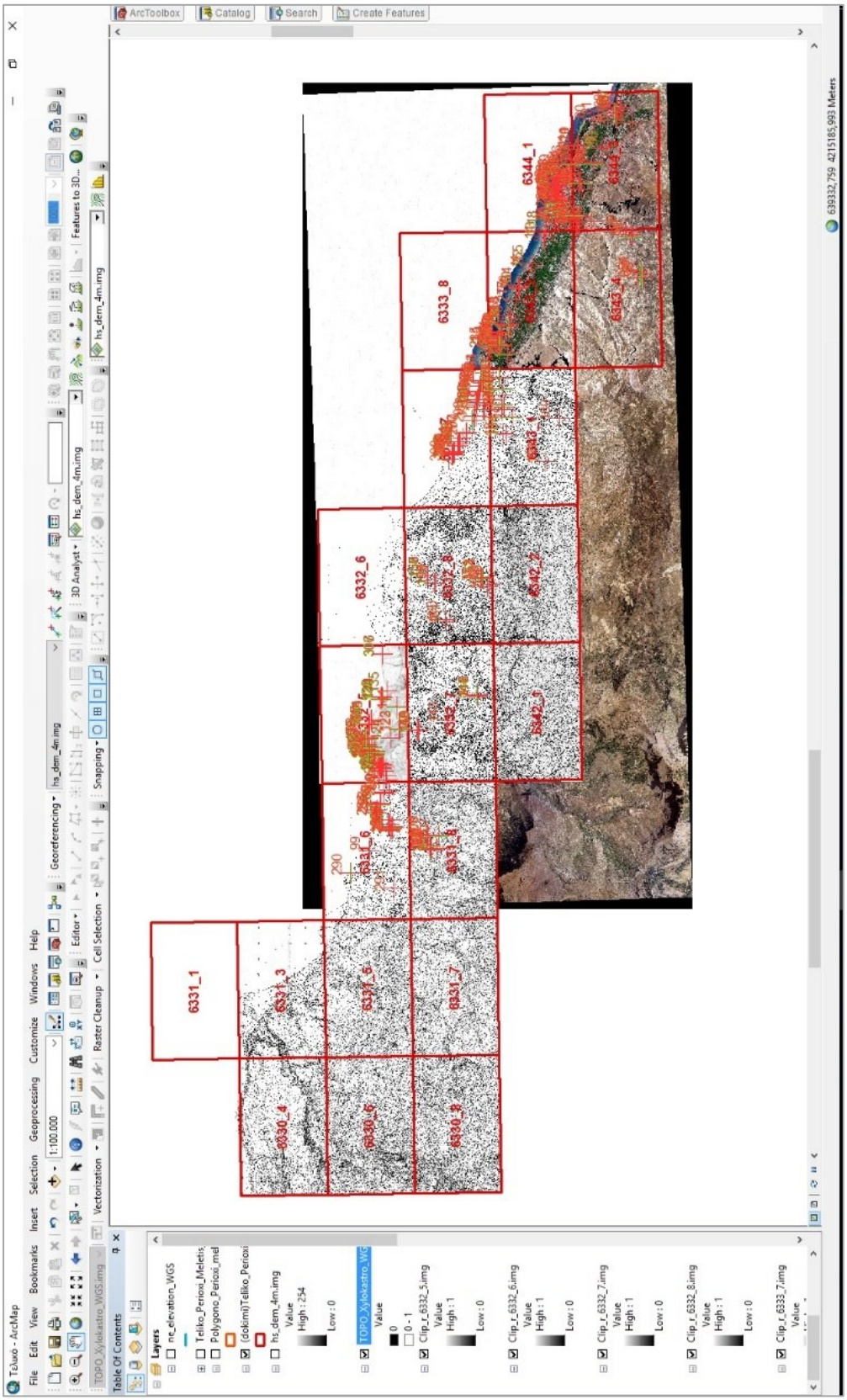
να γίνει η σύγκριση με το DEM του Ο.Κ.Χ.Ε. Επειδή, το τελευταίο ήταν σε ΕΓΣΑ ’87, έγινε η μετατροπή του προβολικού του συστήματος σε WGS 1984 UTM Zone 34N.

Για τη σύγκριση αυτή όμως χρειάζονταν τα GCPs, οπότε το επόμενο βήμα ήταν να γίνει ανάκτηση του χάρτη της περιοχής από το αρχείο του Ο.Κ.Χ.Ε. (από το οποίο και προέκυψε το DEM) με τη βοήθεια του λογισμικού Global Mapper και να εισαχθεί στο ArcGIS για την μετατροπή του προβολικού του συστήματος, από ΕΓΣΑ ’87 σε WGS 1984 UTM Zone 34N.

Η μετατροπή του προβολικού συστήματος του χάρτη και του DEM του Κτηματολογίου σε WGS 1984 UTM Zone 34N, τα έφερε σε πολύ καλή συμφωνία με τα τοπογραφικά διαγράμματα και το DEM τους, ώστε να μην παρατηρούνται αλλαγές στη θέση των φυσικών χαρακτηριστικών της περιοχής (π.χ. ποτάμια, όρη), παρά μόνο πολύ μικρές διαφορές στον οικιστικό ιστό και στις υποδομές.

Έχοντας τα τοπογραφικά διαγράμματα και τον χάρτη του Κτηματολογίου εισηγμένα μαζί στο ArcGIS, επιλέχθηκαν 318 GCPs. Το σύνολο σχεδόν, των σημείων αυτών βρίσκεται στην παραλιακή ζώνη, όπου και παρατηρείται η κύρια αλλά και πυκνή ανθρώπινη δραστηριότητα. Αντίθετα, προς την ενδοχώρα κυριαρχεί το φυσικό τοπίο της περιοχής με ελάχιστα και ερειπωμένα κτίσματα, ενώ ο οικιστικός ιστός περιορίζεται σε μικρά χωριά, κάνοντας έτσι δύσκολο τον εντοπισμό αξιόπιστων υποψήφιων σημείων. Για τα σημεία αυτά, όπως ειπώθηκε και νωρίτερα, επιλέχθηκαν το κέντρο και γωνίες διασταυρώσεων δρόμων, οι γωνίες κάθετων δρόμων, οι γωνίες ή και το κέντρο (σε ορισμένες περιπτώσεις) κτιρίων και οι γωνίες εκκλησιών μιας και αποτελούν ένα πολύ σταθερό σημείο αναφοράς. Παρόλο που η ανάλυση του χάρτη του Κτηματολογίου είναι 0,5 m περίπου, δεν ήταν δυνατή η διάκριση των τριγωνομετρικών σημείων της Γ.Υ.Σ. ώστε να συμπεριληφθούν και αυτά. Επιπλέον, αποφεύχθηκε η επιλογή σημείων σε γέφυρες γιατί το μέγεθος τους στα τοπογραφικά διαγράμματα ήταν διαφορετικό από τον χάρτη του Κτηματολογίου (Εικ. 6.1 και 6.2).

Πρώτα έγινε η επιλογή του κατάλληλου σημείου στα τοπογραφικά διαγράμματα και ύστερα στο χάρτη του Κτηματολογίου. Με αυτό τον τρόπο μπορεί να γίνει η γεωαναφορά των τοπογραφικών διαγραμμάτων του 1967, πάνω στο χάρτη του Κτηματολογίου. Όμως, αφού σώθηκαν σε ξεχωριστό αρχείο, τα σημεία αυτά χρησιμοποιήθηκαν για να γεωαναφερθεί το DEM των τοπογραφικών στο DEM του Κτηματολογίου (co-registration), μιας και αυτά είναι παράγωγα των προηγουμένων.

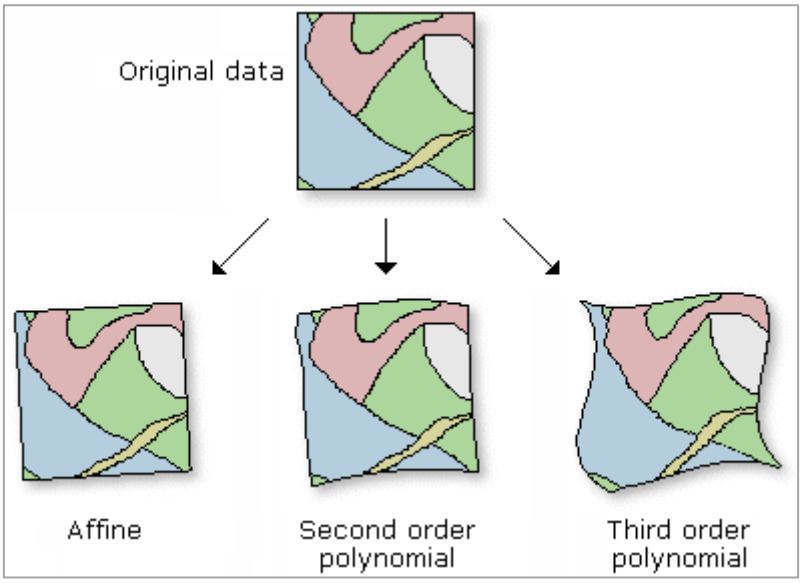


Εικόνα 6.1: Συνολική άποψη της περιοχής έρευνας με όλα τα GCPs τα οποία επιλέχθηκαν. Διακρίνονται τα τοπογραφικά διαγράμματα της Γ.Υ.Σ. με τον κάναβο της περιοχής, κλίμακας 1:5.000 σαν τα ανώτερα στρώματα (layers) και το τμήμα του χάρτη του Κτηματολογίου που χρησιμοποιήθηκε «κάτω» από αυτά. Στα ανατολικά, δεν οπτικοποιούνται τα διαγράμματα της περιοχής Ξυλοκάστρου ώστε να φαίνεται καλύτερα ο τρόπος επιλογής. Πρώτα στο τοπογραφικό διάγραμμα και έπειτα στο χάρτη του Κτηματολογίου.

Εικόνα 6.2: Μεγέθυνση της προηγούμενης εικόνας στην πόλη του Ξυλοκάστρου. Έχει γίνει αντικατάσταση του λευκού χρώματος των τοπογραφικών διαγραμμάτων σε διαφανές για άμεσο εντοπισμό των ορίων των κτισμάτων, δρόμων κτλ και την ορθή επιλογή τους. Η επιλογή όλων των GCPs, έγινε σε μεγαλύτερη μεγέθυνση από αυτή της εικόνας.

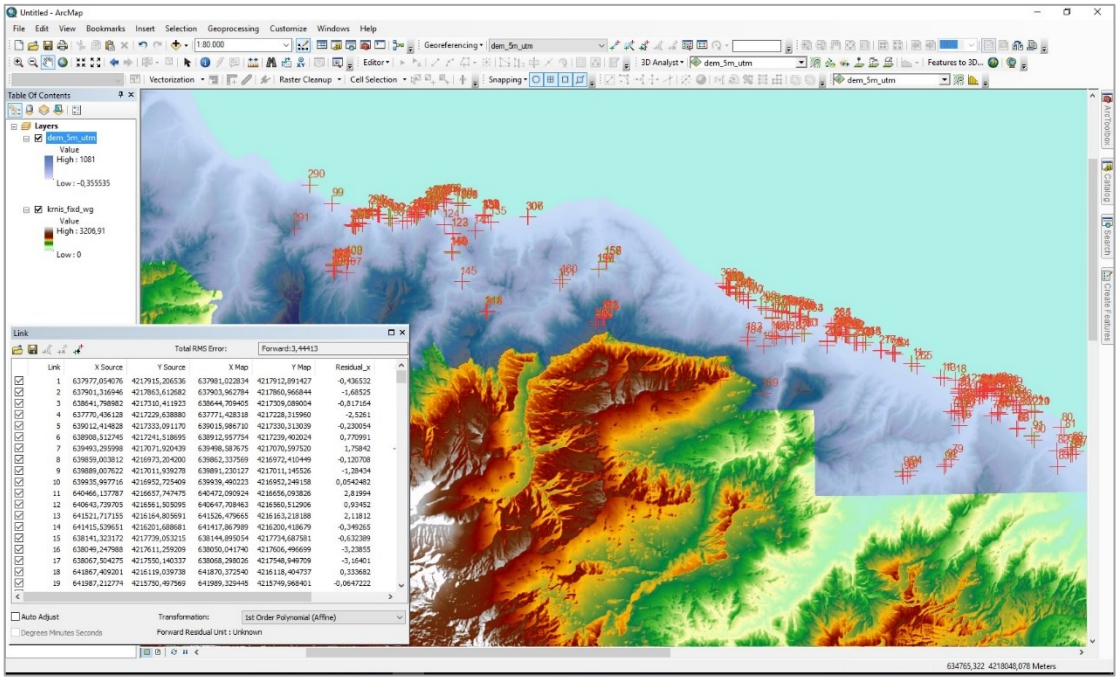
Το ArcGIS, δίνει τη δυνατότητα χρησιμοποίησης διαφόρων μεθόδων μετασχηματισμού (transformation methods) για τη νέα γεωαναφορά με βάση τα GCP. Εδώ προτιμήθηκε η επιλογή συσχέτισης πρώτου βαθμού «1st Order Polynomial Affine», γιατί χρησιμοποιείται πιο συχνά, τα δύο DEMs συνέπιπταν σχεδόν ακριβώς με διαφορές που δεν ήταν ιδιαίτερα ορατές στην παρατήρηση, αλλά και γιατί δεν αλλάζουν σημαντικά οι αρχικές τιμές των υψομέτρων του DEM μετά την καινούρια γεωαναφορά. Όσο υψηλότερη είναι η τάξη του πολυωνύμου, τόσο μεγαλύτερη θα είναι και η παραμόρφωση και η αλλαγή των υψομετρικών τιμών στα εικονοστοιχεία (Εικ. 6.3). Για την συγκεκριμένη μέθοδο, χρειάζονται τουλάχιστον 3 GCPs και κάθε ένα επιπλέον που προστίθεται εισάγει σφάλματα ή υπολειμματικές διαφορές, τα οποία διαμοιράζονται σε όλα τα GCPs. Πάντως, ενώ υπάρχει η πιθανότητα να αυξηθεί το μαθηματικό λάθος από την εισαγωγή πολλών GCPs, αυξάνει η συνολική ακρίβεια του μετασχηματισμού.

Γενικά, οι τιμές έχουν ένα περιθώριο λάθους (RMSE – root mean square error), ανάλογα με τη τάξη της πολυωνυμικής εξίσωσης που χρησιμοποιεί η κάθε μέθοδος. Το RMSE είναι η διαφορά ανάμεσα στη θέση που καταλήγει ένα GCP στο προς γεωναφορά raster και στη θέση στην οποία είχε δηλωθεί ότι βρίσκεται στο γεωαναφερμένο raster. Αυτό συμβαίνει γιατί μπορεί να μην είναι 100% ακριβής η επιλογή κάποιου ή κάποιων σημείων ή η πλειοψηφία των GCPs να περιορίζεται σε κάποια τμήματα της περιοχής (ArcGIS 10.3.1 Help).

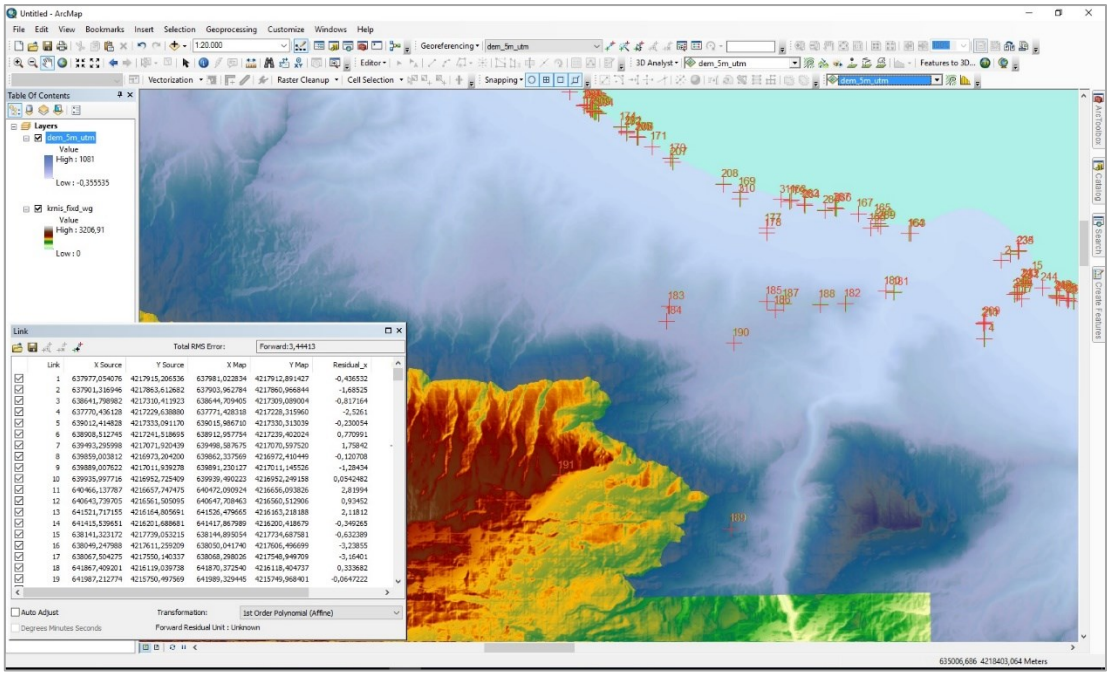


Εικόνα 6.3: Πώς παραμορφώνουν το αρχικό ράστερ αρχείο οι διάφορες μέθοδοι πολυωνυμικού μετασχηματισμού. Όσο μεγαλώνει ο βαθμός του πολυωνύμου, τόσο αυξάνεται και η παραμόρφωση και η τιμή των υψομετρικών τιμών στα νέα εικονοστοιχεία (ArcGIS 10.3.1 Help).

Συνεπώς, μετά την εισαγωγή των δύο DEMs στο ArcGIS, έγινε επιλογή στη γραμμή εργαλείων «Georeferencing» του αρχείου το οποίο θα γεωαναφερόταν (το DEM από τα τοπογραφικά του 1967, γιατί τα GCPs επιλέχθηκαν πρώτα στα τοπογραφικά διαγράμματα), εισαγωγή σε νέο επίπεδο πληροφορίας (layer) και οπτικοποίηση των GCPs από το κουμπί «View Link Table», εφαρμογή της μεθόδου από την επιλογή «Transformation» του «Link Table», ανανέωση της εικόνας από την επιλογή «Update Display» της γραμμής εργαλείων «Georeferencing» και αποθήκευση του DEM με τη τροποποιημένη γεωαναφορά σε ξεχωριστό αρχείο για την καλύτερη διασφάλιση των δεδομένων (Εικ. 6.4 και 6.5).



Εικόνα 6.4: Το DEM των τοπογραφικών διαγραμμάτων (μπλε χρώμα) και το DEM του Κτηματολογίου (πολύχρωμο και με ενεργοποιημένη την επιλογή «Hillshade effect») με τα 318 GCPs (κόκκινοι και πράσινοι σταυροί). Διακρίνεται ο πίνακας με ένα μέρος των σημείων, στον οποίο αναγράφονται οι συντεταγμένες κάθε ζεύγους GCP, το συνολικό σφάλμα RMS και η μέθοδος μετασχηματισμού.



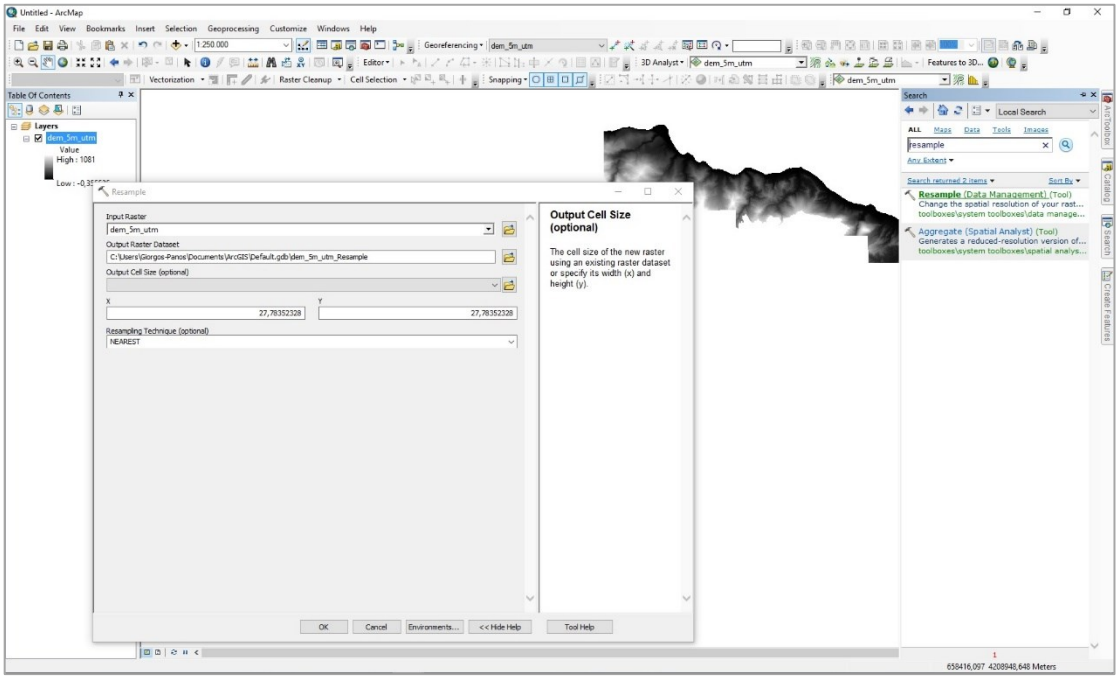
Εικόνα 6.5: Μεγέθυνση της προηγούμενης εικόνας στην περιοχή του Καμαρίου, όπου στο DEM του Κτηματολογίου διακρίνεται ο σχηματισμός πάρα πολλών τετραγώνων, τα οποία οφείλονται πιθανώς στη συρραφή πολλών ορθοφωτοχαρτών για την παραγωγή του συνολικού χάρτη του Κτηματολογίου.

Έχοντας έτοιμα τα δύο DEMs, έγινε η αφαίρεση τους με τη χρήση του εργαλείου «Minus». Στην πρώτη επιλογή εισέρχεται το DEM από το οποίο θέλουμε να αφαιρέσουμε το δεύτερο και στη δεύτερη το DEM που θέλουμε να αφαιρεθεί από το πρώτο (Εικ. 6.8). Ο τρόπος με τον οποίο λειτουργεί το «Minus», είναι απλός. Αφαίρεση της τιμής κάθε κελιού (cell) του δεύτερου DEM (αρχείο raster), από την τιμή του αντίστοιχου κελιού (cell) του πρώτου DEM (αρχείο raster). Για να γίνει αυτό, θα πρέπει και τα δύο DEM αρχεία να έχουν το ίδιο μέγεθος κελιού. Αν κάποιο κελί ενός εκ των δύο αρχείων δεν περιέχει τιμή, τότε το αντίστοιχο κελί στο παραχθέν αρχείο θα είναι κενό τιμής και δεν θα απεικονίζεται (Εικ. 6.6).

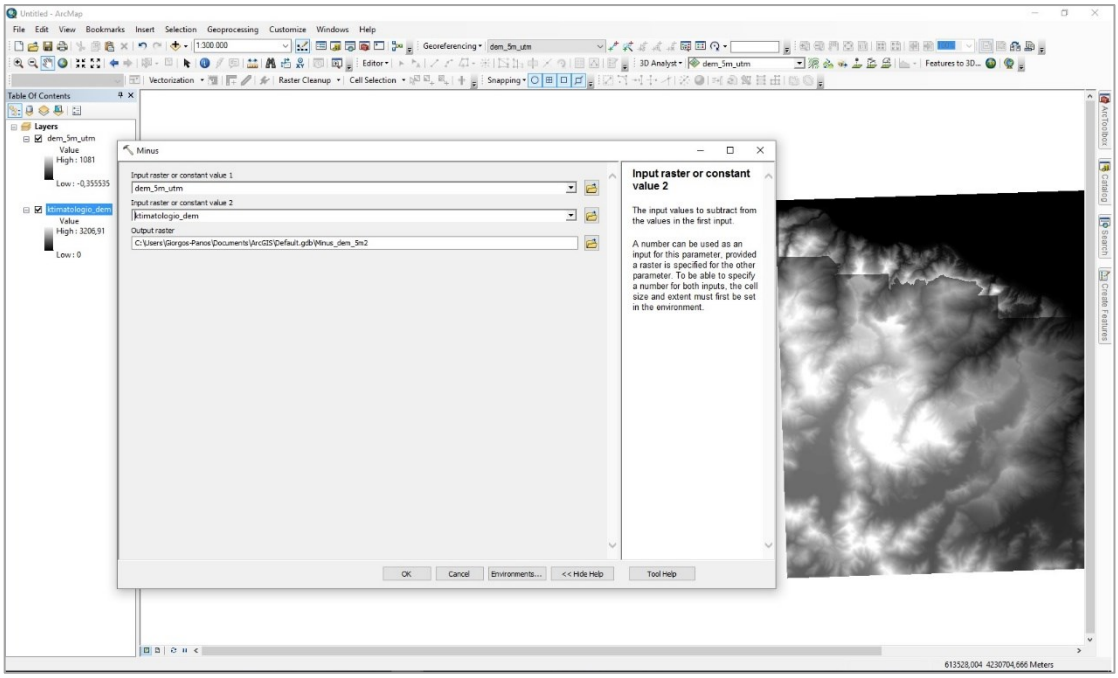
Εικόνα 6.6: Σχηματική απεικόνιση της διαδικασίας αφαίρεσης δύο αρχείων ράστερ (DEMs στην προκειμένη περίπτωση), με τη χρήση του εργαλείου «Minus». Η αφαίρεση γίνεται μεταξύ των αντίστοιχων κελιών. Αν κάποιο από τα κελιά δεν περιέχει τιμή, δεν λαμβάνει χώρα η αφαίρεση και δεν θα απεικονίζεται στο νέο ράστερ. Με γκρι χρώμα είναι τα κελιά τα οποία δεν περιέχουν τιμή (ArcGIS 10.3.1 Help).

Τέλος, το παραχθέν DEM είναι έτοιμο προς αποθήκευση, επεξεργασία του χρωματισμού, αριθμού και εύρους των κλάσεων των τιμών του και ανάλυση και επεξήγηση του αποτελέσματος για την περιοχή έρευνας.

Η ίδια ακριβώς διαδικασία με το εργαλείο «Minus», έγινε και για την παραγωγή των DEMs διαφορών (DEMs of Difference – DoD, π.χ. James *et al.* 2012) μεταξύ του DEM από τα τοπογραφικά διαγράμματα και των ASTER GDEM και SRTM DEM. Όμως, το προβολικό σύστημα των ASTER και SRTM είναι ήδη σε WGS 1984 γεωειδές, οπότε έγινε απλώς μετατροπή του σε μερκατορικό, δηλαδή σε WGS 1984 UTM Zone 34N με το εργαλείο «Project Raster». Το μέγεθος κελιού τους ήταν 1 arc-second ή 0,00027777778°, το οποίο στην μετατροπή δημιούργησε DEMs με μέγεθος κελιού 27,78352328 m. Συνεπώς, έπρεπε να γίνει αλλαγή στο μέγεθος κελιού κάποιων εκ των DEMs, γιατί η αφαίρεση γίνεται μόνο μεταξύ αρχείων με το ίδιο μέγεθος κελιού. Επειδή όμως, το αρχικό μέγεθος κελιού των ASTER και SRTM είναι 27,78352328 m δεν γίνεται να βελτιωθεί στα 5 m. Για αυτό και μειώθηκε η χωρική ανάλυση του DEM των τοπογραφικών από 5 m σε 27,78352328 m, μέσω της διαδικασίας επαναδειγματοληψίας με το εργαλείο «Resample (Data Management)» (Εικ. 6.7).



Εικόνα 6.7: Χρήση του εργαλείου «Resample», για την επαναδειγματοληψία του μεγέθους του κελιού του DEM των τοπογραφικών διαγραμμάτων από 5 m σε 27,78352328 m.



Εικόνα 6.8: Χρήση του εργαλείου «Minus» μεταξύ DEM τοπογραφικών διαγραμμάτων και DEM Κτηματολογίου, για την δημιουργία του ψηφιακού μοντέλου των υψομετρικών διαφορών τους. Το μεγάλης έκτασης DEM είναι αυτό του Κτηματολογίου, με το μαύρο τμήμα στο πάνω μέρος να συμβολίζει την θάλασσα. Το DEM των τοπογραφικών είναι στην ίδια απόχρωση και διακρίνεται λόγω της μεγαλύτερης φωτεινότητάς του, καλύπτοντας το κεντρικό τμήμα της παραλιακής ζώνης της Βόρειας Πελοποννήσου.

6.3.2 Παρουσίαση των αποτελεσμάτων

Στη συνέχεια παρουσιάζονται τα DoDs για τις τρεις περιπτώσεις των δεδομένων, μαζί με τα κύρια στατιστικά τους στοιχεία.

Το DoD μεταξύ των τοπογραφικών χαρτών και των ορθοφωτοχαρτών του Κτηματολογίου, όπως ήταν αναμενόμενο λόγω του μεγέθους κελιού στα 5 m, έχει την καλύτερη ανάλυση από τα τρία. Παρουσιάζει μέγιστη τιμή 111,9885 m, ελάχιστη -214,3063 m, μέση 0,8311 m και τυπική απόκλιση 3,7429 m περίπου. Το 95 % των τιμών κυμαίνεται στο εύρος [-14,2, 12,5] m περίπου (Πίν. 6.1 και Εικ. 6.9).

Το DoD μεταξύ των τοπογραφικών χαρτών και ASTER GDEM, έχει μέγεθος κελιού 27,83793714 m, μέγιστη τιμή 121,7603 m, ελάχιστη -150,1159 m, μέση 5,4173 m και τυπική απόκλιση 9,8458 m περίπου. Το 95 % των τιμών του, κυμαίνεται σε ένα εύρος [-32,5, 33,94] m περίπου (Πίν. 6.1 και Εικ. 6.10).

Το DoD μεταξύ των τοπογραφικών χαρτών και SRTM DEM, έχει μέγεθος κελιού στα 27,78352328 m, μέγιστη τιμή 99,4116 m, ελάχιστη -148,3022 m, μέση 0,5015 m και τυπική απόκλιση 9,3369 m περίπου, με το 95 % των τιμών του να κυμαίνεται στο εύρος [-37,04, 29,27] m περίπου (Πίν. 6.1 και Εικ. 6.11).

Πίνακας 6.1: Τα στατιστικά στοιχεία, τα οποία προκύπτουν για τα DoDs αφαιρώντας τα DEM των Κτηματολογίου, ASTER και SRTM από το DEM των τοπογραφικών διαγραμμάτων, με τη χρήση του εργαλείου Minus στο λογισμικό ArcGIS.

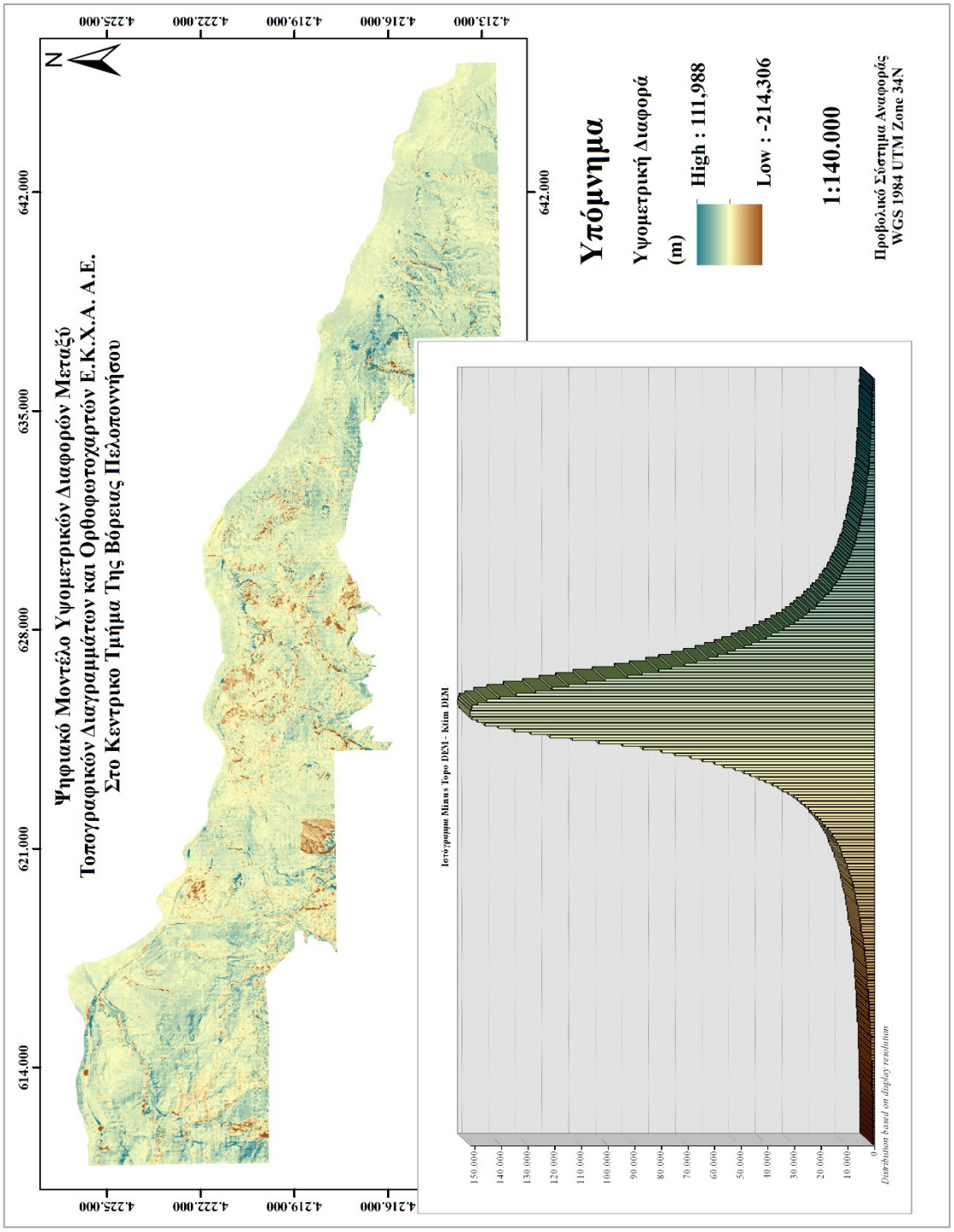
DoD (MINUS) Τοπογραφικών Διαγραμμάτων Από			
Τιμές (m)	**Εθνικό Κτηματολόγιο**	**ASTER**	**SRTM**
Ελάχιστη	-214,3063354492188	-150,1159057617188	-148,3022003173828
Μέγιστη	111,9884948730469	121,7603149414063	99,41156005859375
Μέση	0,8311434859631761	5,417276606936762	0,5015265297726104
Τυπική Απόκλιση	3,742859384633161	9,84576918936069	9,336858780407795
Εύρος τιμών στο 95 %	[-14,2, 12,5]	[-32,5, 33,94]	[-37,04, 29,27]

Και για τα τρία DoDs, επειδή από το DEM των τοπογραφικών διαγραμμάτων αφαιρέθηκαν τα νεότερης ηλικίας (Κτηματολόγιο, ASTER και SRTM), **οι αρνητικές τιμές αντικατοπτρίζουν αύξηση και οι θετικές μείωση του υψομέτρου**, για αυτή την περίοδο των περίπου σαράντα χρόνων από το 1967 έως το 2007. Μεγαλύτερο εύρος τιμών προκύπτει για το Κτηματολόγιο, με καλύτερη όμως τυπική απόκλιση και το 95% να ανταποκρίνεται σε πιο ρεαλιστικές τιμές, ενώ το SRTM παρουσιάζει την μικρότερη μέση τιμή, με μικρή διαφορά από αυτή του Κτηματολογίου (Πίν. 6.1).

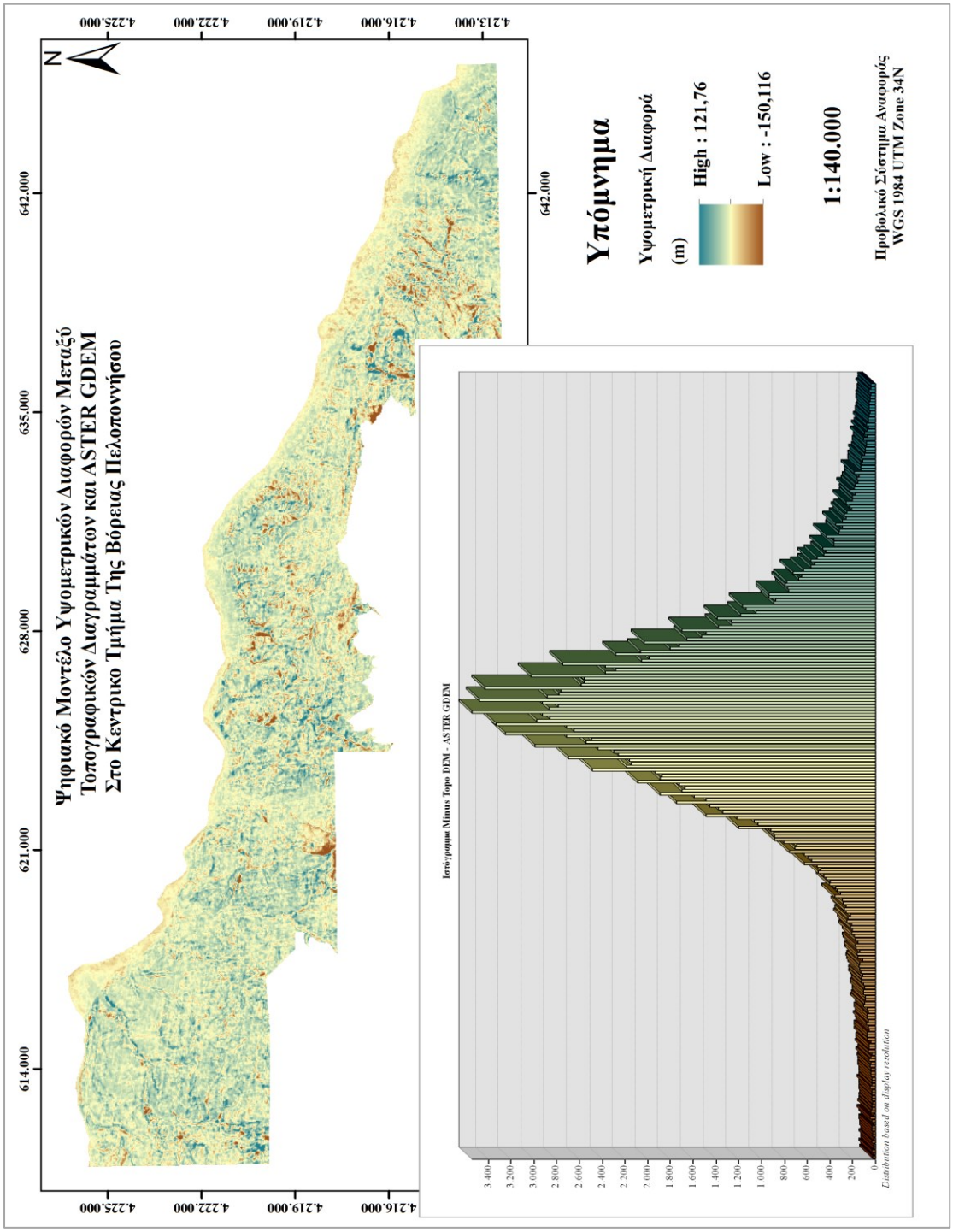
Σε αυτό το σημείο πρέπει να σημειωθεί, ότι οι παραπάνω τιμές αποτελούν τη στατιστική απεικόνιση της πληροφορίας που παρουσιάζουν τα τρία DoDs, συμπεριλαμβανομένων όλων εκείνων των σφαλμάτων τα οποία μπορεί να περιέχουν.

Ακολουθούν τα ψηφιακά μοντέλα των υψομετρικών διαφορών και για τις τρεις περιπτώσεις μαζί με τα ιστογράμματα τους, με δύο διαφορετικούς τρόπους χρωματισμού και ομαδοποίησης των τιμών τους, καθώς και ο χάρτης των κλίσεων μαζί με το υδρογραφικό δίκτυο της περιοχής (Εικ. 6.9 – 6.15).

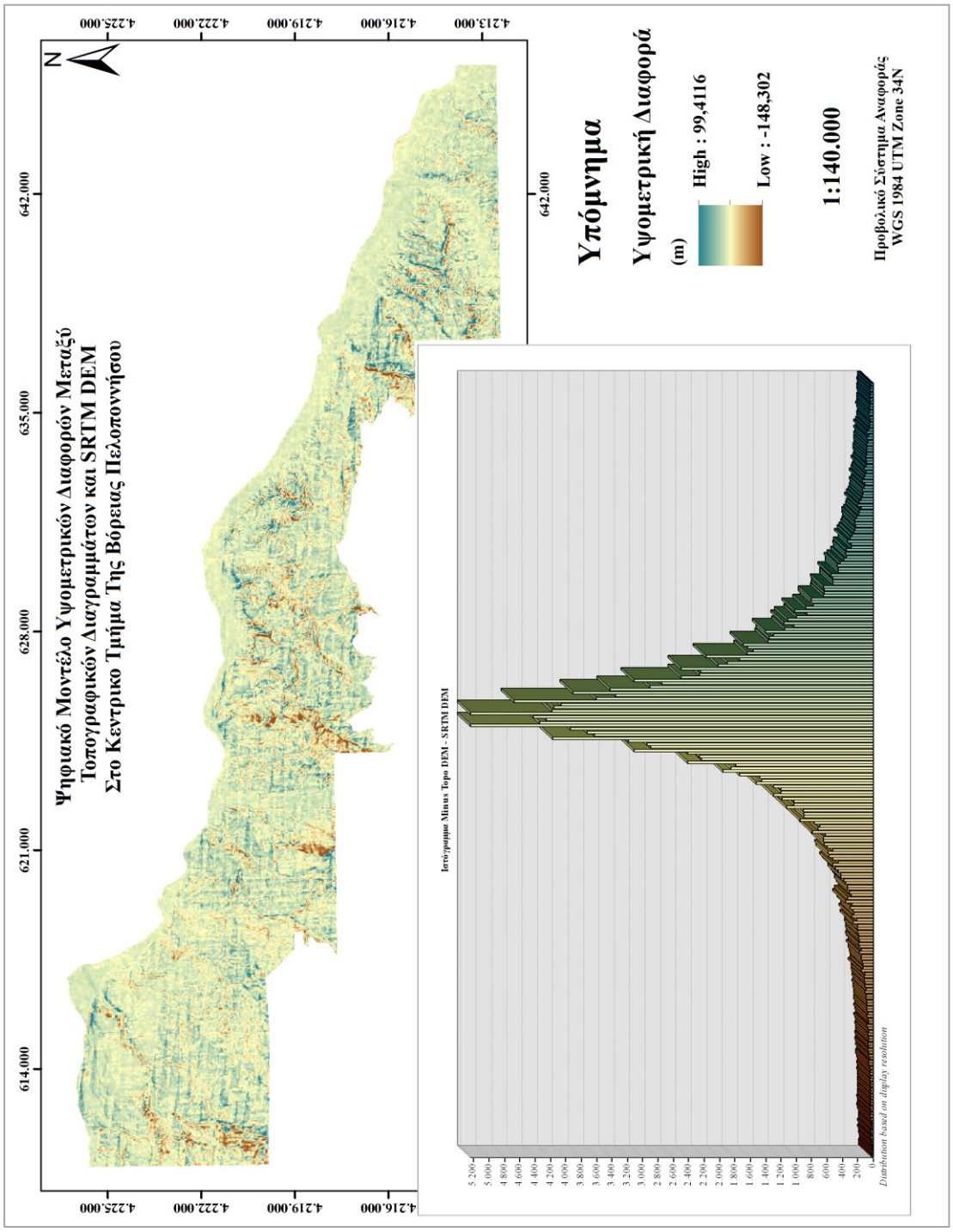
Το ότι στα ιστογράμματα των ASTER και SRTM δεν βλέπουμε ομαλή κατανομή, αλλά μεγαλύτερες κλάσεις να παρεμβάλλονται σε μικρότερες (ή μικρότερες ανάμεσα σε μεγαλύτερες κλάσεις), ίσως να οφείλεται σε σφάλματα που τυχόν να εμπεριέχονται στην κωδικοποίηση των δύο αυτών DEMs (Εικ. 6.10 και 6.11).



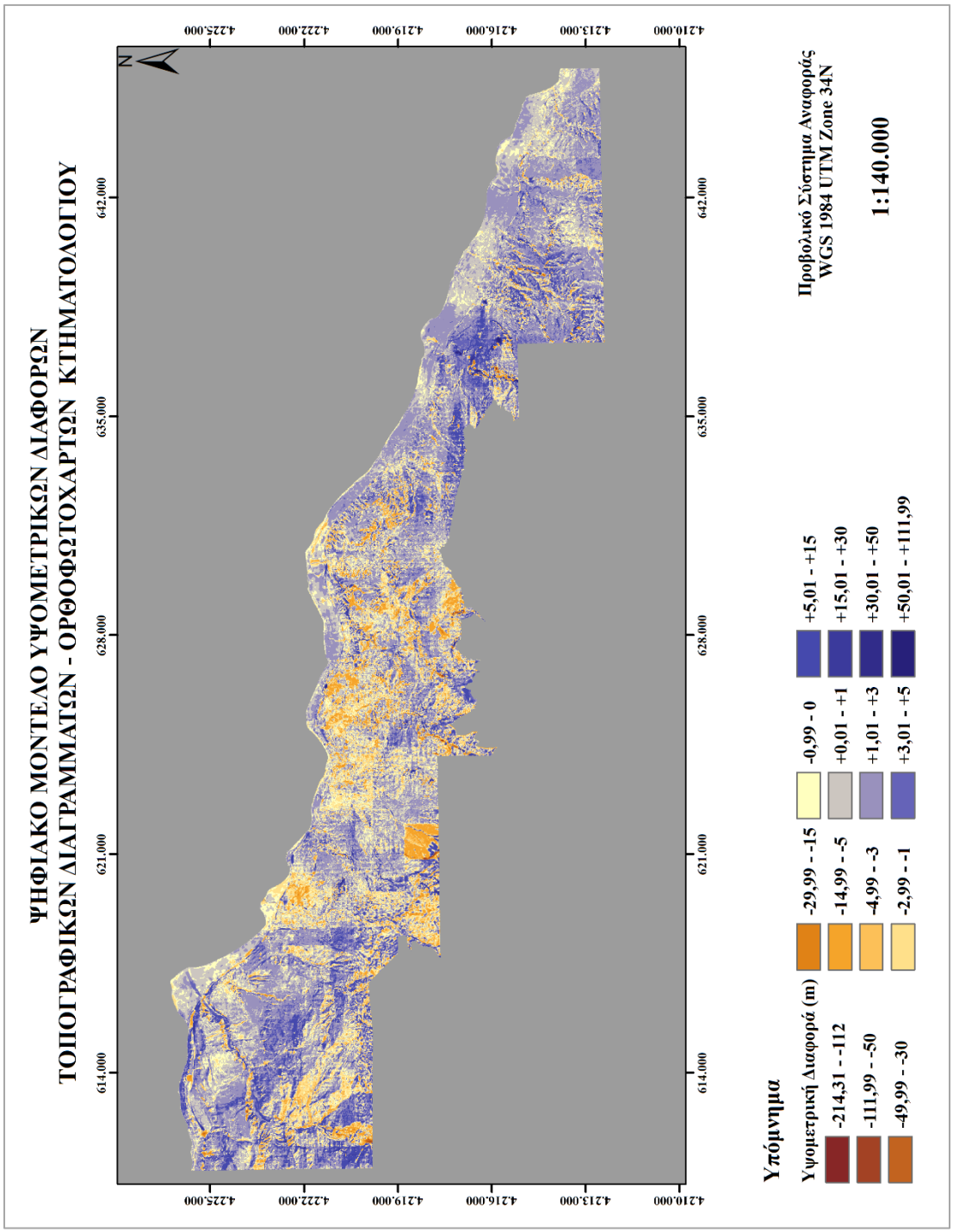
Εικόνα 6.9: Το ψηφιακό μοντέλο των υψομετρικών διαφορών μεταξύ του DEM των τοπογραφικών διαγραμμάτων και του DEM από τους ορθοφωτοχάρτες του Κτηματολογίου και το ιστόγραμμα των διαφορών. Η ύπαρξη των τετραγώνων λόγω της κατασκευής του χάρτη του Κτηματολογίου από συρραφή ορθοφωτοχαρτών, είναι εμφανής σε όλη την έκταση του DoD.



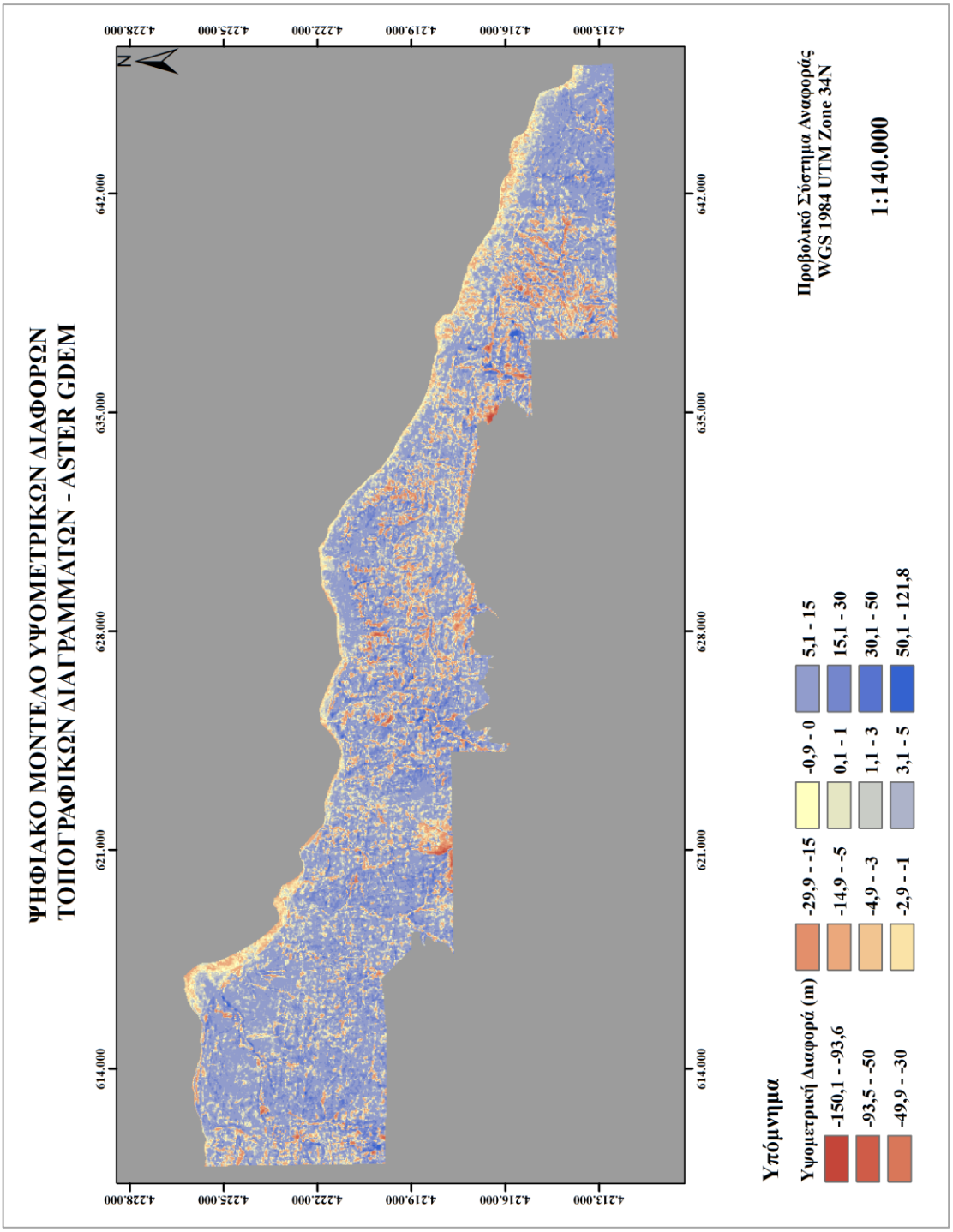
Εικόνα 6.10: Το ψηφιακό μοντέλο των υψομετρικών διαφορών μεταξύ του DEM των τοπογραφικών διαγραμμάτων και του ASTER GDEM και το ιστόγραμμα των διαφορών. Είναι ευδιάκριτες οι δύο διευθύνσεων λωρίδες ΒΔ – ΝΑ και Β – Ν, με την δημιουργία παραλληλόγραμμων «πλακιδίων».



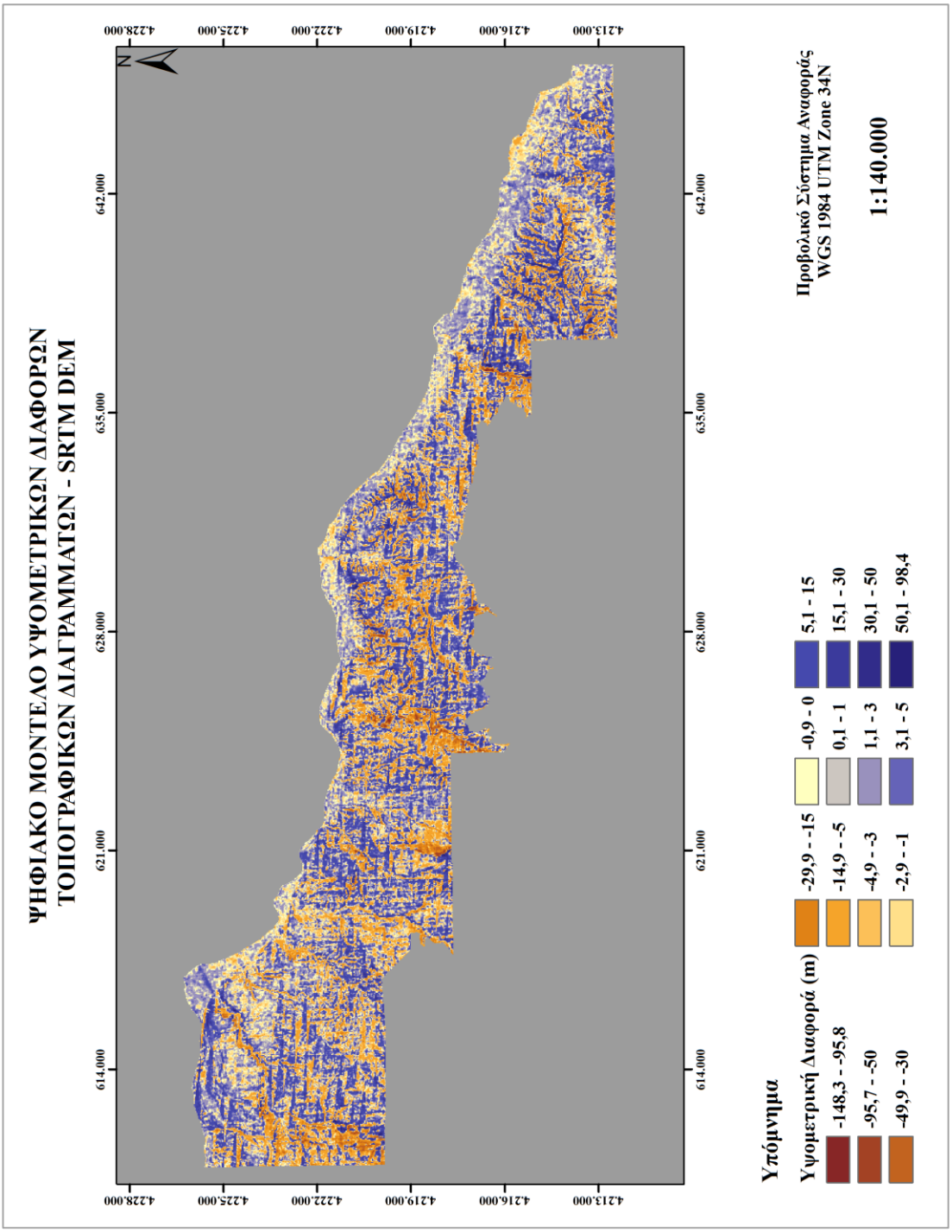
Εικόνα 6.11: Το ψηφιακό μοντέλο των υψομετρικών διαφορών μεταξύ του DEM των τοπογραφικών διαγραμμάτων και του SRTM DEM και το ιστόγραμμα των διαφορών. Είναι και εδώ ευδιάκριτες οι ομάδες λωρίδων σε διεύθυνση ΔΒΔ – ΑΝΑ και Β – Ν, με την δημιουργία παραλληλόγραμμων «πλακιδίων».



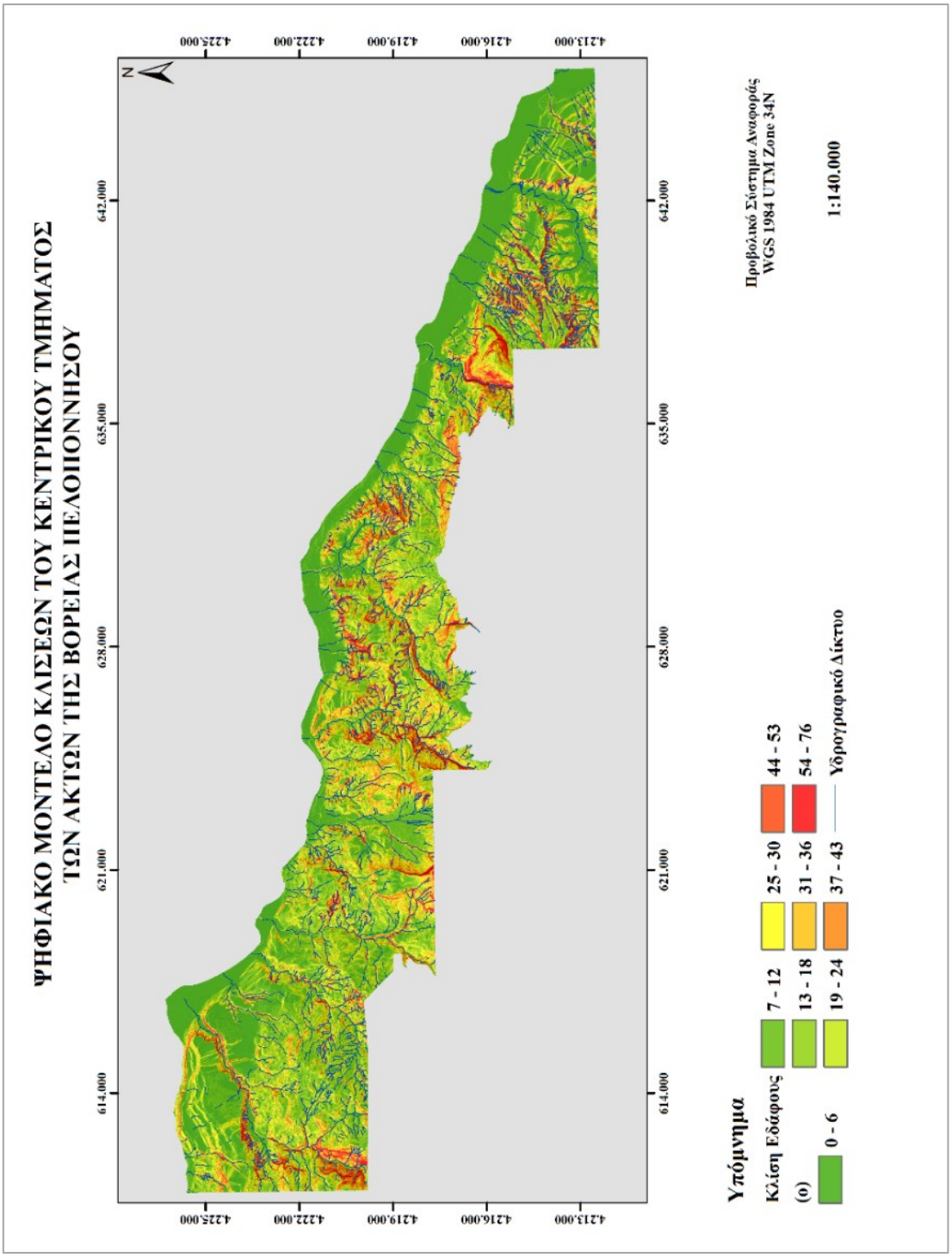
Εικόνα 6.12: Το ψηφιακό μοντέλο των υψομετρικών διαφορών μεταξύ του DEM των τοπογραφικών διαγραμμάτων και του DEM από τους ορθοφωτοχάρτες του Κτηματολογίου, με διαφορετικό χρωματισμό και ομαδοποίηση των τιμών. Η ύπαρξη των τετραγώνων είναι και εδώ εμφανής.



Εικόνα 6.13: Το ψηφιακό μοντέλο των υψομετρικών διαφορών μεταξύ του DEM των τοπογραφικών διαγραμμάτων και του ASTER GDEM με διαφορετικό χρωματισμό και ομαδοποίηση των τιμών. Διακρίνονται ακριβώς τα ίδια αποτελέσματα με την εικόνα 6.10.



Εικόνα 6.14: Το ψηφιακό μοντέλο των υψομετρικών διαφορών μεταξύ του DEM των τοπογραφικών διαγραμμάτων και του SRTM DEM με διαφορετικό χρωματισμό και ομαδοποίηση των τιμών. Διακρίνονται ακριβώς τα ίδια αποτελέσματα με την εικόνα 6.11.



Εικόνα 6.15: Ο χάρτης κλίσεων και το υδρογραφικό δίκτυο της περιοχής.

Στη συγκεκριμένη κλίμακα, δεν είναι πολύ εμφανές, αλλά το DEM που προκύπτει από την αφαίρεση DEM τοπογραφικών – DEM Κτηματολογίου, παρουσιάζει πολλές οριζόντιες και κάθετες γραμμώσεις οι οποίες σχηματίζουν πάρα πολλά μικρά τετράγωνα, δίνοντας την αίσθηση ότι το DoD αποτελείται από μικρά

ψηφιακά «πλακίδια». Το αποτέλεσμα αυτό, πιθανώς να οφείλεται στην ίδια την ύπαρξη του DEM του Κτηματολογίου, επειδή ο συνολικός χάρτης του Κτηματολογίου προέκυψε από τη συρραφή παρά πολλών ορθοφωτοχαρτών. Συνεπώς, οι γραμμώσεις αυτές που σχηματίζονται να δείχνουν τα σημεία «ραφής» μεταξύ των ορθοφωτοχαρτών (Εικ. 6.9, 6.12, 6.16 και 6.18).

Και στα άλλα δύο όμως DoDs, είναι εμφανής η ύπαρξη γραμμώσεων ή λεπτών λωρίδων δύο διευθύνσεων, δημιουργώντας και εδώ «πλακίδια», μη ορθογώνια αυτή τη φορά. Η μία διεύθυνση είναι ΔΒΔ – ΑΝΑ (στο DoD του ASTER ίσως είναι σχεδόν ΒΔ – ΝΑ) και η άλλη σχεδόν Β – Ν (Εικ. 6.10, 6.11, 6.13 και 6.14).

Όσον αφορά το DoD του SRTM, μία παρόμοια ύπαρξη λωρίδων (stripping), εμφανίζεται και στην εργασία των Miliaresis & Paraschou (2005) στην Κρήτη, με διεύθυνση ΒΔ – ΝΑ περίπου και σταθερό πάχος, προσανατολισμό και μεταξύ τους απόσταση. Είναι όμως αρκετά πιο αραιές από αυτές που σχηματίζονται στο DoD της παρούσης εργασίας, ίσως γιατί χρησιμοποίησαν τοπογραφικούς χάρτες κλίμακας 1:250.000 και ισοδιάστασης 100 m και το SRTM DTED-1 DEM με χωρική ανάλυση 3 arc-seconds (90 m), οπότε και η απεικόνιση τους να έγινε με μικρότερη λεπτομέρεια.

Επιπλέον, οι ακραίες τιμές και στα τρία DoDs φαντάζουν υπερβολικές για αυτή την ελάχιστη, γεωλογικά, χρονική περίοδο των σαράντα ετών, όπως υψηλές φαίνεται να είναι και ένα μεγάλο τμήμα των υπόλοιπων μετρήσεων είτε εκφράζουν μείωση είτε αύξηση του υψομέτρου. Η ύπαρξη τόσο μεγάλων διαφορών, πιθανώς να οφείλεται σε:

α) διάφορα σφάλματα που λογικά εμπεριέχονται στη γεωαναφορά των ψηφιακών μοντέλων και των τοπογραφικών χαρτών, είτε κατά τη δημιουργία τους είτε αργότερα κατά την μετατροπή μεταξύ των προβολικών συστημάτων και συνεπώς και στο co-registration, στην ακρίβεια των μετρήσεων που απεικονίζουν και στην αλλαγή του μεγέθους του κελιού των DEMs (James *et al.* 2012 και οι εκεί αναφορές, Miliaresis & Paraschou 2005). Για παράδειγμα, το γεγονός ότι η κατανομή των GCPs δεν είναι ομοιόμορφη σε όλη την περιοχή του DEM με τα περισσότερα σημεία να εντοπίζονται στην παραλιακή ζώνη μέσα στον οικιστικό ιστό και το οδικό δίκτυο, δημιουργεί πρόβλημα στην ακρίβεια του co-registration για το μεγαλύτερο τμήμα του DEM (εκεί όπου δεν υπάρχουν πολλά σημεία αναφοράς). Αντίθετα, στις περιοχές με το μεγαλύτερο πλήθος των GCPs, οι υψομετρικές διαφορές που παρατηρούνται είναι σε λογικά πλαίσια.

β) Η ύπαρξη αστοχιών στον αρχικό υπολογισμό των υψομετρικών τιμών των DEM.

Σχετικά με την κατανομή των τιμών των υψομετρικών διαφορών, οι κλάσεις οι οποίες αντιστοιχούν σε ανύψωση 5 m έως ταπείνωση 5 m, παρατηρούνται κυρίως στην παραλιακή ζώνη ή σε περιοχές μικρής κλίσης. Αντίθετα, στα ορεινά τμήματα ή κατά μήκος του υδρογραφικού δικτύου, όπου και οι κλίσεις είναι πολύ μεγάλες, η ανύψωση ή η ταπείνωση λαμβάνουν πολύ υψηλές τιμές και οι οποίες φαντάζουν ως εξωπραγματικές με βάση τη γεωλογική ιστορία της περιοχής και την μικρή χρονική περίοδο των σαράντα ετών. Η σύγκριση με το χάρτη των κλίσεων συνηγορεί πλήρως σε αυτή την παρατήρηση. Οι κλιτύες στις ορεινές περιοχές, οι χαράδρες, τα φαράγγια, οι όχθες και οι κοίτες του υδρογραφικού δικτύου είναι τα πιο ευμετάβλητα τμήματα ενός αναγλύφου μιας και μπορούν να υποστούν ευκολότερα κινήσεις εδαφών, όπως κατολισθήσεις, καθιζήσεις κτλ. και είναι γενικότερα πιο εκτεθειμένα στη διάβρωση και αποσάθρωση (Εικ. 6.9 – 6.15). Αυτό, σε συνδυασμό με τους λόγους που αναφέρθηκαν στην προηγούμενη παράγραφο, πιθανώς να οδηγεί σε διαφορετική απόδοση τιμών από κελί σε κελί ανάμεσα στα DEMs, οπότε και η αφαίρεση τους να δίνει αυτού του είδους τις τιμές σε αυτές τις περιοχές.

Από τα τρία DoDs, την καλύτερη λεπτομέρεια την παρέχει το προερχόμενο από τα τοπογραφικά διαγράμματα και το Κτηματολόγιο, μιας και έχει την καλύτερη ανάλυση με μέγεθος κελιού 5 m. Εδώ διατηρείται ξεκάθαρα η μορφή του αναγλύφου της περιοχής με τα όρη και τις κλιτύες τους, τις θαλάσσιες αναβαθμίδες της περιοχής με τις παλαιοπλατφόρμες και τους παλαιοκρημνούς να ξεχωρίζουν μεταξύ τους λόγω των διαφορετικών κλάσεων τιμών που λαμβάνουν και η οποία δείχνει τους κρημνούς σαν λωρίδες, αλλά και την αποτύπωση του υδρογραφικού δικτύου (Εικ. 6.9, 6.12, 6.16 και 6.18). Στα άλλα δύο, το μέγεθος του κελιού στα ~27 m, μειώνει κατά πολύ την λεπτομέρεια και τον προσδιορισμό του αναγλύφου εκτός από κάποιες μεγάλες δομές. Χωρίζουν, ουσιαστικά, την περιοχή στην παραλιακή ζώνη και στο εσωτερικό, απεικονίζοντας τμήματα με μικρές ή μεγάλες υψομετρικές διαφορές. Από αυτά τα δύο, το παράγωγο από την αφαίρεση του SRTM DEM φαίνεται να έχει την καλύτερη απεικόνιση (Εικ. 6.10, 6.11, 6.13 και 6.14).

Στο DoD τοπογραφικά διαγράμματα – Κτηματολόγιο, η παρατήρηση φτάνει μέχρι και τον οικιστικό ιστό και τις υποδομές και τις αλλαγές, οι οποίες μπορεί να έχουν επέλθει όλο αυτό το διάστημα. Χαρακτηριστική είναι η ξεκάθαρη αποτύπωση της Εθνικής Οδού Κορίνθου – Πατρών, η οποία δεν εμφανίζεται όμως παντού με την ίδια

τάση. Αλλού παρουσιάζει αύξηση και αλλού μείωση του υψομέτρου, κάτι που πιθανώς να οφείλεται στις εκάστοτε τοπικές ανάγκες του έργου. Δηλαδή, αλλού θα χρειάστηκε να γίνει π.χ. μια υπερύψωση, είτε με την κατασκευή κάποιας γέφυρας ή την προσθήκη υλικού, ενώ αλλού εξομάλυνση του αναγλύφου προς τα κάτω. Μπορεί επίσης να οφείλεται και στο ίδιο το ανάγλυφο, αφού δεν είναι επίπεδο και παρουσιάζει εναλλαγές μικρών υψωμάτων και υβωμάτων τα οποία ακολουθεί αναγκαστικά η ίδια η κατασκευή, με αποτέλεσμα να μην διατηρεί σταθερό υψόμετρο σε όλο το μήκος της. Γενικά, παρατηρείται ανύψωση και ταπείνωση έως 15 m έκαστη, με την πλειοψηφία των τιμών και για τις δύο να φτάνει τα 5 m (Εικ. 6.9, 6.12, 6.16 και 6.18).

Ένα άλλο σημείο παρατήρησης αποτελεί το λιμάνι του Ξυλοκάστρου με τον κυματοθραύστη που ολοκληρώθηκε στα μέσα της δεκαετίας του 1980 και η μετέπειτα επέκταση της δημοτικής μαρίνας προς το εσωτερικό, στο τέλος της δεκαετίας του 1990. Είναι σαφές ότι οι συγκεκριμένες κατασκευές δεν απεικονίζονταν στα τοπογραφικά διαγράμματα της Γ.Υ.Σ. και κατά επέκταση ούτε στο DEM που παράχθηκε. Έτσι, η απεικόνιση των ορίων και των υψομετρικών διαφορών τους στο DoD είναι χαρακτηριστική και μετρήσιμη. Στη νέα μαρίνα οι υψομετρικές διαφορές αποτυπώνονται ως ταπείνωση έως ~3,1 m και ανύψωση έως ~-1,2 m, τιμές οι οποίες δείχνουν πολύ λογικές για το μέγεθος του έργου. Οι θετικές τιμές αντιστοιχούν στο τμήμα στο οποίο αφαιρέθηκε υλικό και κατασκευάστηκε η νέα μαρίνα και οι αρνητικές στο τμήμα όπου βρίσκεται η γέφυρα στο δέλτα του ποταμού Σύθα (Εικ. 6.2, 6.9, 6.12, 6.16 και 6.17).

Το ίδιο ισχύει και για λατομεία ή για περιοχές, οι οποίες σκάφτηκαν για διάφορους σκοπούς. Υπάρχουν δύο τέτοιες περιοχές κοντά στην πόλη του Ξυλοκάστρου. Η μία βρίσκεται στην ανατολική όχθη του ποταμού Σύθα στον κρημνό των αναβαθμίδων και πρόκειται για το νέο κοιμητήριο της πόλης, το οποίο αποπερατώθηκε το 2001. Και η άλλη πρόκειται για λατομείο στους πρόποδες του Όρους Κούτσα, μέσα στο ρέμα της Φόνισσας και στο δυτικό κρημνό της ακολουθίας των θαλάσσιων αναβαθμίδων στα Καρυώτικα Καμαρίου. Και για τις δύο περιοχές τα όρια τους, όπως ορίζονται στο DoD μετά την αφαίρεση, συμπίπτουν με τα όρια που καταλαμβάνουν στους χάρτες τους Κτηματολογίου. Για την πρώτη οι τιμές της ταπείνωσης κυμαίνονται στα ~2 – 29 m και για τη δεύτερη στα περίπου 4 – 46 m. Και για τις δύο περιπτώσεις, όπως αναφέρθηκε, οι θετικές τιμές δηλώνουν μείωση του υψομέτρου, κάτι που συμφωνεί με το είδος της παρέμβασης στα εν λόγω τμήματα του αναγλύφου.

Από την άλλη πλευρά, εντοπίζονται τμήματα στην παραλιακή ζώνη με αρνητικές τιμές της τάξης των -3 – -20 m περίπου, δηλαδή ανύψωση. Κοιτάζοντας το χάρτη του Κτηματολογίου είναι σαφές ότι πρόκειται για περιοχές όπου υπάρχουν δέντρα, γέφυρες του Εθνικού Οδικού Άξονα και κρημνοί. Αυτό είναι λογικό, γιατί στους τοπογραφικούς χάρτες αποτυπώνεται μόνο το υψόμετρο του εδάφους, ενώ στα τρία σύγχρονα DEMs περιέχονται όλες οι πληροφορίες που υπάρχουν στην επιφάνεια, είτε είναι βλάστηση είτε κτίρια. Όσον αφορά τις γέφυρες, πολλές από αυτές είναι μεταγενέστερες (ειδικά επί της Νέας Εθνικής Οδού) οπότε και δεν υπήρχαν στους τοπογραφικούς, ενώ η υψομετρική διαφορά επί των κρημνών πιθανώς να οφείλεται σε συσσώρευση υλικού από κατολισθήσεις και λοιπές κινήσεις του εδάφους. Συνεπώς, σε αυτά τα τμήματα, ένα DoD θα δείχνει τη διαφορά μεταξύ του υψομέτρου του γυμνού εδάφους το 1967 και του υψομέτρου μαζί με τη βλάστηση ή τα κτίρια ή τις γέφυρες στα σύγχρονα DEMs. Χαρακτηριστική είναι η απεικόνιση στην ακολουθία των αναβαθμίδων στα Μεντουριάνικα, όπου ολόκληροι οι κρημνοί και ένα μεγάλο μέρος των παλαιοπλατφόρμων τους καλύπτεται από πεύκα και ελαιόδεντρα και η ανύψωση να αγγίζει τα 16 m περίπου (Εικ. 6.9, 6.12 και 6.16 – 6.19).

Σε όλα τα παραπάνω, μπορούν κάλλιστα να προστεθούν και τα ποτάμια τα οποία διατηρούν μία καθαρή έκφραση της πορείας τους (τα μεγαλύτερα κυρίως), όπως φαίνονται στο χάρτη. Μεγαλύτερα ποτάμια ή ρέματα όπως ο Σύθας και η Φόνισσα, εμφανίζουν ταπείνωση, με τιμές από 0 έως 15 m, ενώ τοπικά μπορεί να ξεπεράσουν και τα 30 m. Αντιθέτως, μικρότερα σε μέγεθος και με λιγότερη παροχή ρέματα παρουσιάζουν, κατά μήκος τους, εναλλαγές ταπείνωσης και ανύψωσης ή κατά κύριο λόγο ανύψωση έως τα 20 m περίπου. Η ύπαρξη αυτή ταπείνωσης και ανύψωσης, ίσως να οφείλεται σε πολύ έντονη κατά βάθος διάβρωση εξαιτίας της κίνησης του ύδατος μέσα στο κανάλι και η αύξηση στην έλλειψη ικανής κίνησης ύδατος με συνέπεια τη δυνατότητα συγκέντρωσης υλικού από τις όχθες και τους κρημνούς εντός του ρέματος. Βέβαια, και για τις δύο περιπτώσεις, οι τιμές αυτές φαίνονται υπερβολικές και δεν μπορούν από ένα DoD να εξαχθούν ασφαλή στοιχεία και συμπεράσματα για το πώς επηρεάζεται το ανάγλυφο από το υδρογραφικό δίκτυο (Εικ. 6.9, 6.12 και 6.15 – 6.19).

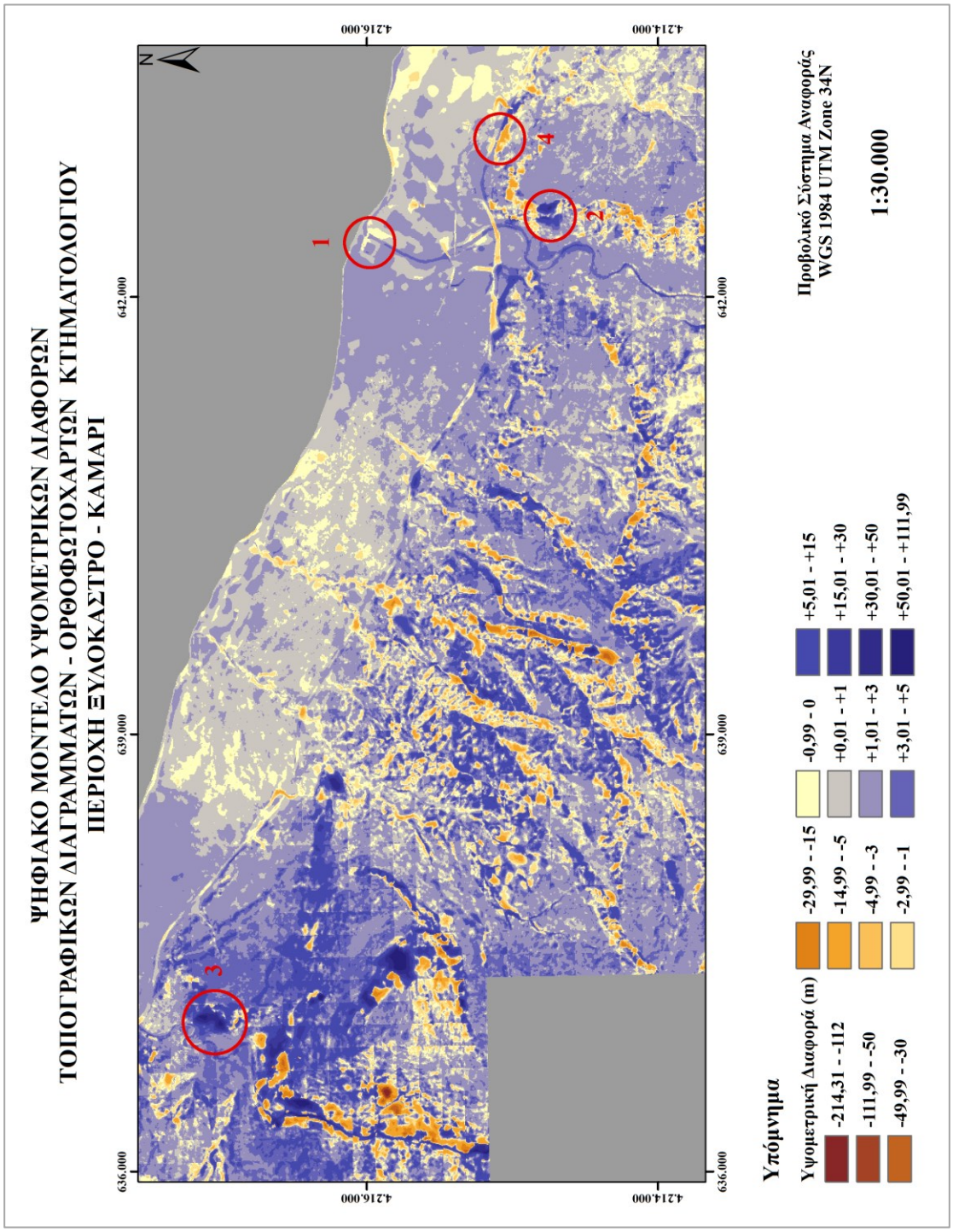
Πολλές από αυτές τις αρνητικές τιμές (αύξηση του υψομέτρου το 2007), οι οποίες οφείλονται σε ανθρώπινες κατασκευές ή επεμβάσεις και στην φυτοκάλυψη, αποτυπώνονται στο DoD και γίνονται αντιληπτές στην παρατήρηση γιατί το DEM του Κτηματολογίου περιέχει όλες τις πληροφορίες των ορθοφωτοχαρτών. Οι ορθοφωτοχάρτες παρήχθησαν από αεροφωτογραφίες, οι οποίες και σάρωσαν όλη την

επιφάνεια του εδάφους και ό,τι υπήρχε πάνω σε αυτό. Συνεπώς, στο ανάγλυφο του εδάφους είναι ενσωματωμένα, η φυτοκάλυψη, ο οικιστικός ιστός, οι υποδομές και οποιαδήποτε άλλη επιφάνεια η οποία μπορεί να μην ανήκει στις ισοϋψείς του αναγλύφου. Αντίθετα, το DEM των τοπογραφικών χαρτών περιέχει μόνο τις ισοϋψείς, η απόσταση μεταξύ των οποίων, κατά τη δημιουργία του DEM σε ανάλογο λογισμικό, λαμβάνει τις τιμές τις με την χρήση φωτογραμμετρικών μεθόδων είτε διανυσματικών («τριγωνισμένα ακανόνιστα δίκτυα», TIN), είτε πλεγματικών (Raster image) μαθηματικών μοντέλων (προτύπων).

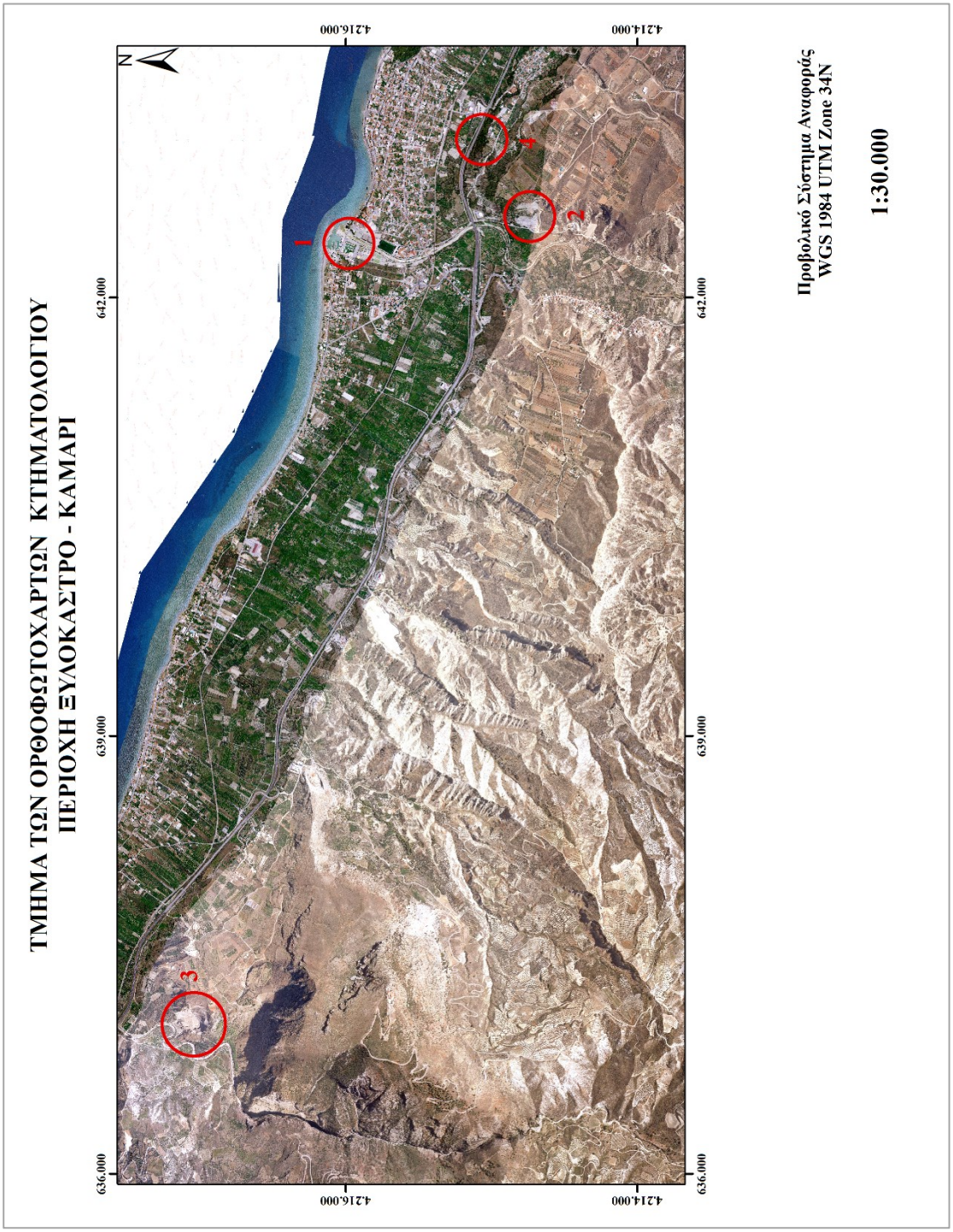
Επιπλέον, η παραλιακή ζώνη είναι μία πολύ ευπαθής και ευμετάβλητη γεωμορφή, η οποία δεν παραμένει σταθερή για πολλά χρόνια, καθότι ελέγχεται από φυσικούς παράγοντες και την ανθρώπινη επέμβαση. Η παραλιακή ζώνη της περιοχής του Ξυλοκάστρου αποτελεί ένα τέτοιο παράδειγμα και βρίσκεται υπό καθεστώς διάβρωσης και επηρεάζεται κυρίως από την μορφοτεκτονική δραστηριότητα και δευτερευόντως από την παράκτια υδροδυναμική και την προσφορά ιζήματος. Η ακτογραμμή της, έχει υποστεί οριζόντιες μεταβολές από το 1970 έως το 2011, οι οποίες αγγίζουν τα -53 m και τα +38 m τοπικά, με την πρόσφατη και σύγχρονη τάση να είναι η υποχώρηση τάξης 14 m περίπου (Valaouris *et al.* 2014 και οι εκεί αναφορές και πίνακας 4).

Οι Vassilakis *et al.* (2016) κάλυψαν με 145 τοπογραφικές τομές την μήκους 14,5 km παραλιακή ζώνη μεταξύ Ξυλοκάστρου και Κιάτου, με σκοπό την εκτίμηση της εξέλιξης της ακτογραμμής και την ποσοτικοποίηση του ρυθμού αλλαγής για την περίοδο 1987 – 2012. Από την έρευνα τους προέκυψε ότι μόνο στην περιοχή της Συκιάς (ανατολικά του Ξυλοκάστρου) παρατηρήθηκε προώθηση της ακτογραμμής προς τη θάλασσα, ενώ η μέση τιμή υποχώρησης της ακτογραμμής είναι 24 mm/yr. Η υποχώρηση τοπικά έφτασε και το 1 m/yr, θέσεις για τις οποίες εκτιμήθηκε ότι ξεπέρασε τα 20 m μέσα στα τελευταία 25 χρόνια και πως επηρεάζεται από την ανθρώπινη δραστηριότητα. Αυτό σημαίνει ότι τα δύο DEMs, του 1967 και του 2007 (και τα ASTER, SRTM παρομοίως), δεν απεικονίζουν το ίδιο την ακτογραμμή σε όλο της το μήκος και ότι κελιά πλησίον της ακτογραμμής στο ένα μπορεί να έχουν τιμή και στο άλλο όχι. Όπως αναφέρθηκε και στην μεθοδολογία, αυτά τα κελιά μένουν εκτός της αφαίρεσης, από το εργαλείο «Minus», και το DoD αποτελείται από όλα αυτά τα κελιά τα οποία είναι κοινά και στα δύο DEMs. Συνεπώς, τμήματα πλησίον της ακτογραμμής τα οποία ήταν θάλασσα το 1967 και στεριά το 2007 ή στεριά το 1967 και θάλασσα το

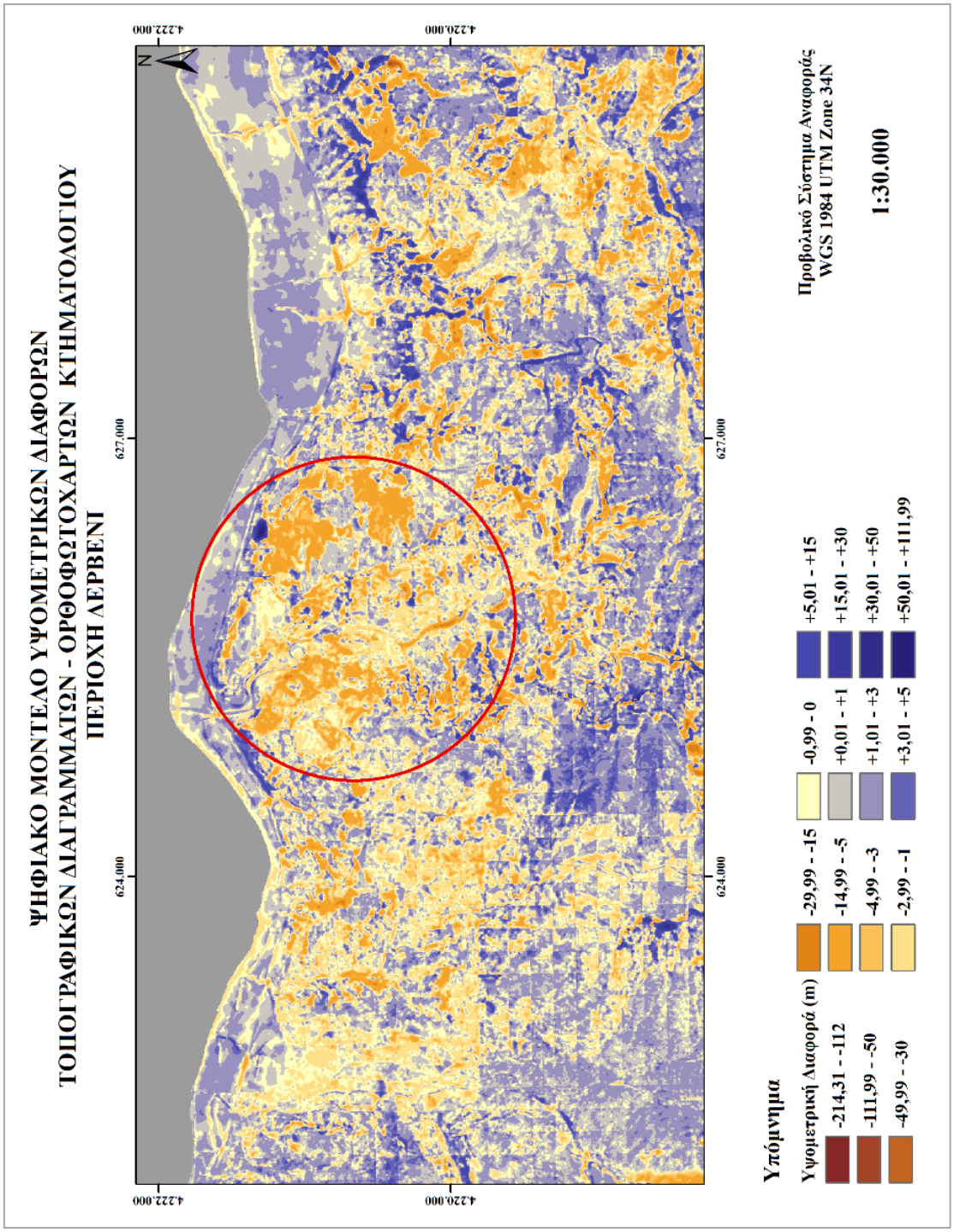
2007 δεν απεικονίζονται στο DoD, γιατί το DEM των τοπογραφικών διαγραμμάτων έχει όριο το υψόμετρο 0 m και δεν περιέχει βυθομετρικά δεδομένα.



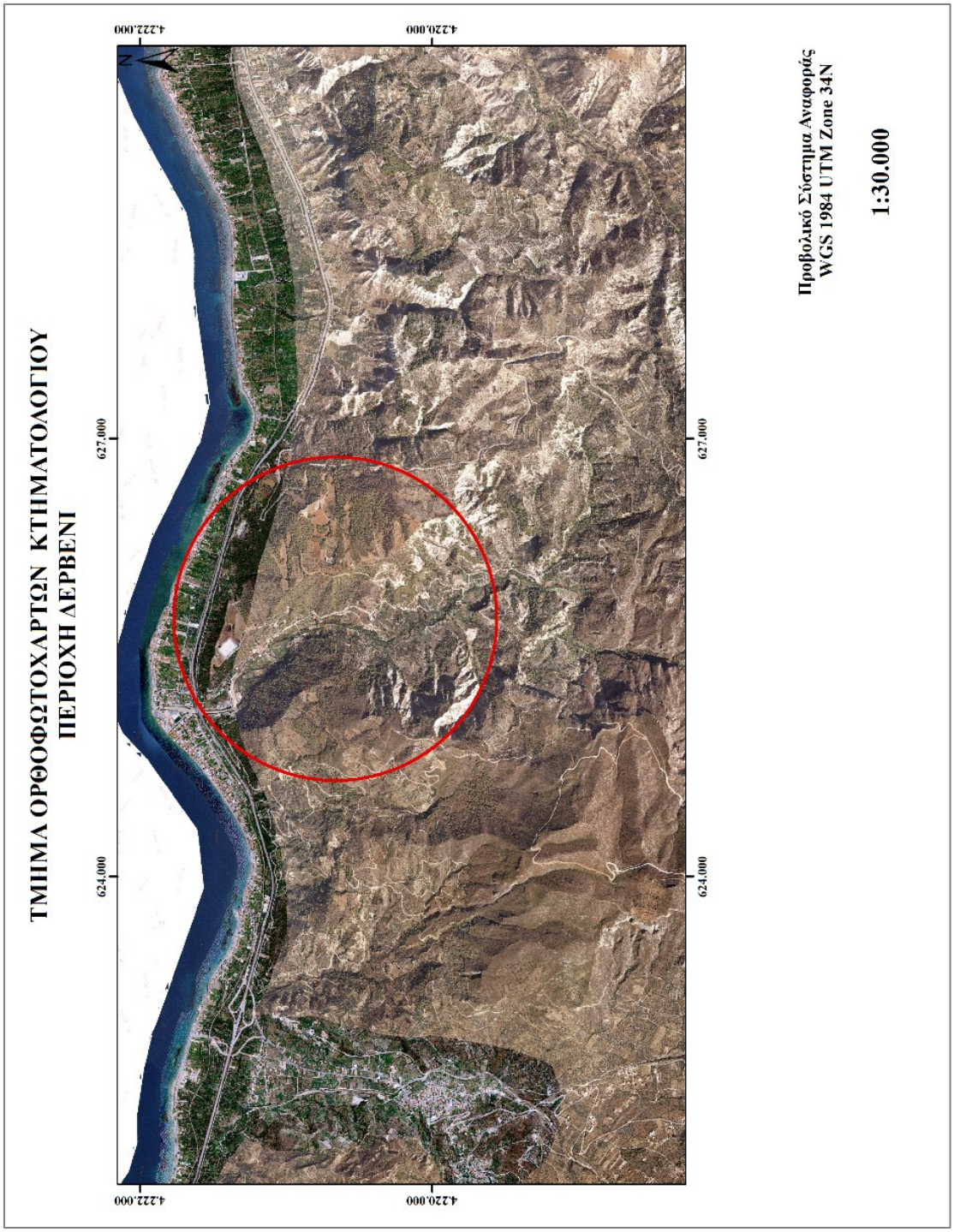
Εικόνα 6.16: Μεγέθυνση της εικόνας 6.12. Οι τέσσερις κόκκινοι κύκλοι δείχνουν τα σημεία παρατήρησης που αναλύθηκαν στο κείμενο. Δυτικά είναι το λατομείο (3) και ανατολικά η νέα μαρίνα (1), μία πυκνή λωρίδα δέντρων (4) και το νέο κοιμητήριο (2).



Εικόνα 6.17: Η εικόνα 6.16, όπως φαίνεται στο Κτηματολόγιο. Η απεικόνιση της βλάστησης στο Κτηματολόγιο υστερεί από την πραγματικότητα.



Εικόνα 6.18: Μεγέθυνση της εικόνας 6.12 στην ακολουθία θαλάσσιων αναβαθμίδων στα Μεντουριάνικα Δερβενίου. Οι περιοχές με τις πορτοκαλί αποχρώσεις εντός και εκτός του κύκλου, δείχνουν την πυκνή παρουσία βλάστησης.



Εικόνα 6.19: Η εικόνα 6.18 από το Κτηματολόγιο. Η απεικόνιση της βλάστησης στο Κτηματολόγιο υστερεί από την πραγματικότητα.

6.4 Συμπεράσματα

Η περιοχή έρευνας ήταν αρκετά μεγάλη για να αναλυθούν πλήρως πολλές λεπτομέρειες και η όλη μεθοδολογία ήταν ουσιαστικά μία πρώτη προσέγγιση για το πώς θα εφαρμοστεί και τι ποιότητας αποτελέσματα θα δώσει. Παρόλα ταύτα εξήχθησαν αρκετά χρήσιμα συμπεράσματα τα οποία συνοψίζονται παρακάτω.

Η συγκεκριμένη μέθοδος μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον έλεγχο της ακρίβειας της πληροφορίας του υψομέτρου ενός DEM, σε σχέση με ένα άλλο DEM αναφοράς, το οποίο θεωρείται ότι είναι πιο αξιόπιστο (Miliaresis & Paraschou 2005).

Από τις τρεις πηγές που χρησιμοποιήθηκαν (Κτηματολόγιο, ASTER και SRTM), τα πιο ικανοποιητικά και με καλύτερη λεπτομέρεια αποτελέσματα δίνονται από την αφαίρεση DEM τοπογραφικών διαγραμμάτων – DEM Κτηματολογίου. Αυτό συμβαίνει διότι το μέγεθος κελιού στα 5 m, επιτρέπει στην παρατήρηση να πλησιάσει πολύ πιο κοντά στην επιφάνεια του εδάφους από ότι ένα μέγεθος κελιού στα 27 – 30 m. Γενικά, τυχόν σφάλματα (π.χ. ακρίβεια υψομέτρου, ύπαρξη τεχνητών δομών όπως γραμμώσεις – stripping) λόγω του τρόπου ή της πηγής από την οποία προέρχονται τα διάφορα ψηφιακά μοντέλα, της μετατροπής μεταξύ των προβολικών συστημάτων, στην επιλογή των GCPs, στην επιλογή της μεθόδου μετασχηματισμού κατά τη νέα γεωαναφορά και άλλα, είναι δύσκολο να αφαιρεθούν και στόχος είναι πάντοτε το όσο το δυνατόν πιο ακριβές αποτέλεσμα.

Τα DoDs παρουσιάζουν υψηλές ακραίες τιμές, οι οποίες φαίνεται να περιορίζονται σε περιοχές υψηλής ή απότομης κλίσης, όπου και το ανάγλυφο είναι πιο ευμετάβλητο και οι μετρήσεις που έγιναν να εμπεριέχουν μεγαλύτερο περιθώριο λάθους. Όταν αυτές απομονωθούν, οι υπόλοιπες βρίσκονται εντός λογικών ορίων.

Το παραχθέν ψηφιακό μοντέλο υψομετρικών διαφορών (DoD), παρουσιάζει τιμές μόνο μέσα στα κοινά όρια των δύο DEMs, από τα οποία προέρχεται. Συνεπώς, για την καλύτερη αναπαράσταση των μεταβολών εκατέρωθεν της ακτογραμμής, στο επιθυμητό χρονικό διάστημα, θα πρέπει τα αρχικά DEMs να περιέχουν και τα αντίστοιχα βυθομετρικά στοιχεία έως μία ελάχιστη οριζόντια απόσταση (ανάλογα την περιοχή) από αυτήν.

Σε ένα DoD με μέγεθος κελιού στα 5 m, μπορούμε να διακρίνουμε όλες εκείνες τις αλλαγές, οι οποίες οφείλονται στην τροποποίηση ή εμπλουτισμό του αναγλύφου λόγω ανθρωπογενούς παρέμβασης (έργα υποδομής, κτήρια, εδαφική εκμετάλλευση κτλ.), στην αλλαγή της φυτοκάλυψης στο χρόνο και σε τοπικές αλλαγές του αναγλύφου

λόγω φυσικών παραγόντων. Με την εξέλιξη της τεχνολογίας και την βελτίωση της ακρίβειας των μετρήσεων και στους τρεις άξονες (x, y και z), η χρήση καλύτερης ποιότητας DEMs ή αρχείων ράστερ με μέγεθος κελιού μικρότερο των 2 m, θα απεικονίζει και θα οριοθετεί ακόμη καλύτερα αυτές τις μεταβολές. Ενδεχομένως, με καλύτερης ποιότητας DEMs ή αρχείων ράστερ, να μπορεί να γίνει και εφαρμογή της συγκεκριμένης μεθόδου σε ενεργά τεκτονικές περιοχές με σημαντικό ρυθμό ανύψωσης ή βύθισης, ώστε να ποσοτικοποιηθεί η μεταβολή σε βάθος δεκαετιών.

Τα DEMs Κτηματολογίου, ASTER και SRTM αποτυπώνουν την υψομετρική πληροφορία της επιφάνειας (κτίρια, βλάστηση, έδαφος κτλ), ενώ αυτό των τοπογραφικών διαγραμμάτων αποτυπώνει μόνο την υψομετρική πληροφορία του εδάφους. Συνεπώς, η σύγκριση δεν γίνεται μεταξύ δύο ακριβώς ίδιων πληροφοριών, εκτός από τις περιοχές όπου και στα δύο η υψομετρική επιφάνεια αντιστοιχεί σε καθαρό έδαφος. Αυτό πιθανώς σημαίνει την εισαγωγή επιπλέον σφαλμάτων.

Ακόμα και ένας ρυθμός ανύψωσης 1,6 mm/yr σε 40 χρόνια, θα δώσει συνολική κατακόρυφη μετατόπιση 6,4 cm. Τιμή ~8 φορές μικρότερη από την μέση τιμή του $DoD_{\text{τοπο. – SRTM}}$ και ~13 από το $DoD_{\text{τοπο. – Κτημ.}}$, οπότε και δεν θα αποτυπωθεί στο DoD. Αλλά, η τάση των αλλαγών στο υψόμετρο και στο ανάγλυφο γενικώς, αποτελεί μία συνισταμένη διαφόρων συνιστωσών οι οποίες μπορεί να περιέχουν τη τεκτονική, τη δυναμική, τη βλάστηση, την ανθρώπινη παρέμβαση ή και άλλους παράγοντες που δρουν στην περιοχή, οι οποίες όμως είναι αρκετά δύσκολο να απομονωθούν και να ποσοτικοποιηθούν σε αυτό το επίπεδο έρευνας.

Δηλαδή, $\boldsymbol{Υψομ.Δ._{DoD} = ΣΠ_{\text{τεκτονικής + δυναμικής + βλάστησης + ανθρ. παρέμβασης +…+ν}}}$, όπου Π οι διάφοροι παράγοντες που δρουν στην περιοχή.

Τέλος, είναι καλύτερα να χρησιμοποιείται σε αρκετά μικρότερες περιοχές με μεγάλης κλίμακας χάρτες, ώστε οι μεταβολές και τα όρια τους να είναι ευδιάκριτα και μετρήσιμα. Σε αυτή τη βάση, η εφαρμογή της σε μία κατοικημένη περιοχή (π.χ. τα όρια ενός δήμου), μπορεί να φανεί χρήσιμη για το πόσο επηρεάστηκε από αυτές τις μεταβολές και τι αντίκτυπο πιθανώς να έχουν στην οικονομική και κοινωνική πραγματικότητα της στο μέλλον.

Βιβλιογραφία

Ambraseys N.N. and Jackson J. (1990). Seismicity and associated strain of central Greece between 1890 and 1988. Geoph. J. Int. 101, 663–708.

Ambraseys N.N. and Jackson J.A. (1997). Seismicity and strain in the Gulf of Corinth (Greece) since 1694, J. Earthq. Eng., 1, 433–474.

Anderson R.S., Densmore A.L. and Ellis M.A. (1999). The generation and degradation of marine terraces: Basin Research, v. 11, p. 7–19.

Armijo R., Meyer B., King G.C.P., Rigo A. and Papanastassiou D. (1996). Quaternary evolution of the Corinth Rift and its implications for the Late Cenozoic evolution of the Aegean, Geophys. J. Int., 126, 11–53.

Armijo R., Meyer B., Hubert A. and Barka A. (1999). Westward propagation of the North Anatolian fault into the northern Aegean: Timing and kinematics, Geology, 27(3), 267–270.

Aubouin J. (1959). Contribution à l'étude géologique de la Grèce septentrionale, les confins de l'Epire et de la Thessalie, Ann. Geol. Pays Hell. 10, 526.

Avallone A., Briole P., Agatza-Balodimou A.M., Billiris H., Charade O., Mitsakaki C., Nercessian A., Papazissi K., Paradissis D. and Veis G. (2004). Analysis of eleven years of deformation measured by GPS in the Corinth Rift Laboratory area. Comptes Rendus Geoscience 336, 301–311.

Bard E., Antonioli F. and Silenzi S. (2002). Sea level during the penultimate interglacial period based on a submerged stalagmite from Argenterola Cave, Italy. Earth and Planetary Science Letters 196, 135–146.

Bard E., Hamelin B. and Fairbanks R.G. (1990). U–Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: sea level during the past 130,000 years. Nature 346, 456–458.

Bard E., Stuiver M. and Shackleton N. (1993). How accurate are our chronologies of the Past? In: Eddy, J.A., Oeschger, H. (Eds), Global Changes in the Perspective of the Past. Wiley & Sons Ltd., 109-120.

Beckers A., Hubert-Ferrari A., Beck C., Bodeux S., Tripsanas E., Sakellariou D. and De Batist M. (2015). Active faulting at the western tip of the Gulf of Corinth, Greece, from high-resolution seismic data, Mar. Geol., 360, 55–69.

Bell R.E., McNeill L. C., Bull J.M. and Henstock T.J. (2008). Evolution of the offshore western Gulf of Corinth, Geol. Soc. Am. Bull., 120(1-2), 156–178.

Bell R.E., McNeill L.C., Bull J.M., Henstock T.J., Collier R.E.L. and Leeder M.R. (2009). Fault architecture, basin structure and evolution of the Gulf of Corinth Rift, central Greece, Basin Res., 21(6), 824–855.

Bell R.E., McNeill, L.C., Henstock T.J. and Bull J.M. (2011). Comparing extension on multiple time and depth scales in the Corinth Rift, Central Greece. Geophysical Journal International 186, 463–470.

Bender M.I., Fairbanks R.G., Taylor F.W., Mathews R.K., Goddard J.G. and Broecker W.S. (1979). Uranium series dating of the Pleistocene reef tracts of Barbados, West Indies. Geological Society of America Bulletin 90, 577.

Benedetti L., Finkel R., Armijo R., Papanastassiou D., Ryerson F.J. and Flerit F. (2003). Motion on the Kaparelli Fault (Greece) prior to the 1981 Earthquake sequence determined from36cl cosmogenic dating.TerraNova, 15, 118-124.

Bernard P., Briole P., Meyer B., Lyon-Caen H., Gomez J., Tiberi C., Berge C., Cattin R., Hatzfeld D., Lachet C., Lebrun B., Deschamps A., Courboulex F., Larroque C., Rigo A., Massonnet D., Papadimitriou P., Kassaras J., Diagourtas D., Makropoulos K., Veis G., Papazisi E., Mitsakaki C., Karakostas V., Papadimitriou E., Papanastassiou D., Chouliaras M. and Stavrakakis G. (1997). The Ms=6.2, June 15, 1995 Aigion earthquake (Greece): evidence for low angle normal faulting in the Corinth rift. J. Seismol. 1, 131–150.

Bernard P., Lyon-Caen H., Briole P., Deschamps A., Boudin F., Makropoulos K., Papadimitriou P., Lemeille F., Patau G., Billiris H., Paradissis D., Papazissi P., Castarede H., Charade O., Nercessian A., Avallone D., Pachiani F., Zahradnik J., Sacks S. and Linde A. (2006). Seismicity, deformation and seismic hazard in the western rift of Corinth: New insights from the Corinth Rift Laboratory (CRL), Tectonophysics, 426(1-2), 7–30.

Billiris H., Paradissis D., Veis G., England P., Featherstone W., Parsons B., Cross P., Rands P., Rayson M., Sellers P., Ashkenazi V., Daavison M., Jackson J. and Ambraseys N. (1991). Geodetic determination of tectonic deformation in Central Greece from1900 to 1988. Nature 350, 124–129.

Bintanja R., van de Wal R.S.W. and Oerlemens J. (2005). Modelled atmospheric temperatures and global sea levels over the past million years. Nature 437, 125–128.

Bishop P., Hoey T.B., Jansen J.D. and Artza I.L. (2005). Knickpoint recession rate and catchment area: The case of uplifted rivers in eastern Scotland: Earth Surface Processes and Landforms, v. 30, no. 6, p. 767–778.

Bloom A.L. (1970). Holocene submergence in Micronesia as the standard for eustatic sea-level changes, Geol. Soc. Am. Bull. 81, 145–154.

Bloom A., Broecker W., Chappell J., Matthews R. and Mesolella K. (1974). Quaternary sea level fluctuations on a tectonic coast: New 230Th/234U dates from the Huon Peninsula, New Guinea: Quaternary Research, v. 4, no. 2, p. 185–205,

Bousquet B., Dufaure J.J. and Péchoux P.Y. (1977). Le rôle de la géomorphologie dans l'évaluation des deformations néotectoniques en Grèce, Bull. Soc. géol. Fr., 19, 685-693.

Bradley W.C. and Griggs G.B. (1976). Form, genesis, and deformation of central California wavecut platforms: Geological Society of America Bulletin, v. 87, no. 3, p. 433–449.

Briole P., Rigo A., Lyon-Caen H., Ruegg J. C., Papazissi K., Mitsakaki C., Balodimou A., Veis G., Hatzfeld D. and Deschamps A. (2000). Active deformation of the Corinth Rift, Greece: Results from repeated Global Positioning System surveys between 1990 and 1995, J. Geophys. Res., 105(B11), 25,605–25,625.

Broecker W.S., Thurber D.L., Goddard J., Ku T.-L., Matthews R.K. and Mesolella K.J. (1968). Milankovitch hypothesis supported by precise dating of coral reefs and deep-sea sediments, Science 159, 297–300.

Brooks M. and Ferentinos G. (1984). Tectonics and sedimentation in the Gulf of Corinth and the Zakynthos and Kefallinia channels, western Greece. Tectonophysics 10, 25–54.

Burbank D.W. and Anderson R.S. (2001). Tectonic Geomorphology. Wiley-Blackwell, Messachusetts, 274 p.

Burchfiel B.C. (2008). The Aegean: a natural laboratory for tectonics. In: Symposium on the Geology of the Aegean (Ed. By Donald.D. Harrington), IOP Conference Series: Earth and Environmental Science, 2. IOP Publishing.

Caputo R. (2007). Sea-level curves: Perplexities of an end-user in morphotectonic applications: Global and Planetary Change, v. 57, p. 417–423.

Carr A.S., Thomas D.S. and Bateman M.D. (2006). Climatic and sea level controls on late Quaternary eolian activity on the Agulhas Plain, South Africa: Quaternary Research, v. 65, no. 2.

Causse C., Moretti I., Ghisetti F., Eschard R., Micarelli L., Ghaleb B. and Frank N. (2004). Kinematics of the Corinth Gulf inferred from calcite dating and syntectonic sedimentary characteristics. C. R. Geosci. 336, 281–290.

Chappell J.M. (1983). A revised sea-level record for the last 300,000 years from Papua New Guinea, Search 14, 99–101.

Chappell J.M. (1974). Geology of Coral Terraces, Huon Peninsula, New Guinea. A Study of Quaternary Tectonic Movements and Sea-Level Changes. Geological Society of America Bulletin 85, 553-570.

Chappell J., Omura A., Esat T., McCulloch M., Pandolfi J., Ota Y. and Pillans B. (1996). Reconciliation of late Quaternary sea levels derived from coral terraces at Huon Peninsula with deep sea oxygen isotope records: Earth and Planetary Science Letters, v. 141, no. 1, p. 227–236.

Chappell J. and Shackleton N.J. (1986). Oxygen isotopes and sea level. Nature 324, 137–140.

Charalampakis M., Lykousis V., Sakellariou D., Papatheodorou G. and Ferentinos G. (2014). The tectono-sedimentary evolution of the Lechaion Gulf, the south eastern branch of the Corinth Graben, Greece. Marine Geology.

Charalampakis M., Stefatos A., Hasiotis T. and Ferentinos G. (2007). Submarine mass movements on an active fault system in the central Gulf of Corinth. Adv. Nat. Technol. Hazards Res., 27, 67-75.

Chouliaras G., Kassaras I., Kapetanidis V., Petrou P. and Drakatos G. (2015). Seismotectonic analysis of the 2013 seismic sequence at the western Corinth Rift, J. Geodyn., 90, 42-57.

Clarke P.J., Davies R.R., England P.C., Parson B., Billiris H., Paradissis D., Veis G., Cross P.A., Denys P.H., Ashkenazi V., Bingley R., Kahle H.-G., Muller M.-V. and Briole P. (1998). Crustal strain in central Greece from repeated GPS measurements in the interval 1989–1997, Geophys. J. Int., 135(1), 195–214.

Clark J.A., Farrell W.E. and Peltier W.R. (1978). Global changes in postglacial sea level: A numerical calculation, Quat. Res. 9, 265–287.

Clement C. (2000). Imagerie Simique Crustale De La Subduction Hellennique Et Du Golfe De Corinthe. These de doctorat Thesis, Institut de Physique du Globe, Paris.

Collier R.E. and Dart C.J. (1991). Neogene to Quaternary rifting, sedimentation and uplift in the Corinth Basin, Greece. Journal of the Geological Society 143 (6), 1049–1065.

Collier R.E.L., Leeder M., Rowe P.J. and Atkinson T.C. (1992). Rates of tectonic uplift in the Corinth and Megara Basins, central Greece. Tectonics, 11, 1159-1167.

Collier R. and Thompson J. (1991). Transveerse and linear dunes in an upper Pleistocene marine sequence Corinth Basin, Greece. Sedimentology 38, 1021–1040.

Crosby B.T. and Whipple K.X. (2006). Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks: 236 waterfalls in the Waipaoa River, North Island, New Zealand: Geomorphology, v. 82, no. 1.

Cutler K.B., Edwards R.L., Taylor F.W., Cheng H., Adkins J., Gallup C.D., Cutler P.M., Burr G.S. and Bloom A.L. (2003). Rapid sea level fall and deep ocean temperature change since the last interglacial period. Earth and Planetary Science Letters 206, 253–271.

Dansgaard W., Johnsen S.J., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Gundestrup N., Hammer C.U. and Oeschger H. (1984). North Atlantic climatic oscillations revealed by deep Greenland ice cores. Geophysical Monograph Series 29, 288–298.

Davies R., England P., Parsons B., Billiris H., Paradissis D. and Veis G. (1997). Geodetic strain of Greece in the interval 1892-1992. J. Geophys. Res., 135, 24,571-524,588.

De Gelder G., Fernández-Blanco D., Lacassin R., Armijo R., Delorme A., Jara-Muñoz J. And Melnick D. (2015). Corinth terraces re-visited: Improved paleoshoreline determination using Pleiades-DEMs. Geotectonic Research 97:12–14.

De Martini P.M., Pantosti D., Palyvos N., Lemeille F., McNeill L. and Collier R. (2004). Slip rates of the Aigion and Eliki Faults from uplifted marine terraces, Corinth Gulf, Greece. Comptes Rendus Geoscience 336, 325–334.

De Wever P. (1975). Étude geologique des series apparaissent en fenetre sous l'allochtone pindique (série de Tripolitza et série épimetamorphique de Zaroukla) Péloponnèse septentrionale, Grèce. Thèse 3e cycle, Universite de Lille.

Degnan P.J. and Robertson A.H.F. (1998). Mesozoic–early Tertiary passive margin evolution of the Pindos ocean (NW Peloponnese, Greece). Sedimentary Geology, 117, 33–70.

Demoulin A., Beckers A. and Hubert-Ferrari A. (2015). Patterns of Quaternary uplift of the Corinth rift southern border (N Peloponnese, Greece) revealed by fluvial landscape morphometry. Geomorphology (2015), vol. 246, pp. 188-204.

Dercourt J. (1964). Contribution à l'étude géologique du secteur du Péloponnèse septentrional. Thèse, faculté des sciences de l'Université de Paris.

Dia A., Cohen H., O'Nions R. and Jackson J. (1997). Rates of uplift investigated through 230th dating in the Gulf of Corinth (Greece). Chem. Geol., 138, 171-184.

Dornsiepen U., Gerolymatos E. and Jaconshagen V. (1986). Die Phyllit-Quartzit-Serie im fenster von Feneos (Nord Peloponnes). I.G.M.E. Geological and Geophysical Research, Special Issue, 99–105.

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 Res., 1(3), 177–190.

Doutsos T. and Piper D. (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.

Doutsos T. and Poulimenos G. (1992). Geometry and kinematics of active faults and their seismotectonic significance in the western Corinth-Patras rift (Greece). J. Struct. Geol., 14, (6), 689-699.

Dufaure J.J. (1975). Le relief du Péloponnèse. Thése Lettres, Univ. Paris IV, 1422 pp.

Dufaure J.J. (1977). Néotectonique et morphogenèse dans une péninsule méditerranéenne: Le Péloponnèse, Rev. Géog. Phys. Géol. Dyn., 19, 27-58.

Dufaure J.J. and Zamanis A. (1980). Styles néotectoniques et étagements de niveaux marins sur un segment d'arc insulaire, le Péloponnèse. Proc. Actes Coll. CNRS "Niveaux Marins et Tectonique Quaternaire Dans l'aire Méditerranèenne". Univ. de Paris 1, Paris, pp. 77–107.

Dumas B., Pierre Guérémy P. and Raffy J. (2005). Evidence for sea-level oscillations by the "characteristic thickness" of marine deposits from raised terraces of Southern Calabria (Italy). Quat. Sci. Rev. 24, 2120–2136.

Edwards R.L., Beck J.W., Burr G.S., Donahue D.J., Chappell J., Bloom A.L., Druffel E.R. M. and Taylor F.W. (1993). A large drop in atmospheric 14C/12C and reduced melting in the Younger Dryas, documented with 230Th ages of corals. Science 260, 962–968.

Edwards R.L., Chen J.H., Ku T.-L. and Wasserburg G.J. (1987). Precise timing of the last interglacial period from mass spectrometric determination of thorium-230 in corals. Science 236, 1547-1553.

Emiliani C. (1955). Pleistocene temperatures. J. Geol. 63, 585–599.

Emiliani C. (1966). Palaeotemperature analysis of Caribbean cores P 6304-8 and P 6304-9 and a generalised temperature curve for the last 425,000 years. J. Geol. 74, 109–126.

Fleury J. (1980). Les zones de Gavrovo–Tripolitza et du Pindos (Grece continentale et Peloponnese du Nord). Evolution d' une platforme et d' une bassin dans leur cadre alpin. Memoire de la Societe Geologique du Nord.

Flotté N., Plagnes V., Sorel D. and Benedicto A. (2001). Attempt to date Pleistocene normal faults of the Corinth–Patras rift (Greece) by U/Th method, and tectonic implications. Geophys. Res. Lett. 28 (19), 3769–3772.

Flotté N., Sorel D., Müller C. and Tensi J. (2005). Along strike changes in the structural evolution over a brittle detachment fault: example of the Pleistocene Corinth–Patras rift (Greece). Tectonophysics 403, 77–94.

Floyd M.A., Billiris H., Paradissis D., Veis G., Avallone A., Briole P., McClusky S., Nocquet J.M., Palamartchouk K., Parsons B. and England, P.C. (2010). A new velocity field for Greece: implications for the kinematics and dynamics of the Aegean. J. Geophys. Res.-Solid Earth, 115.

Ford M., Rohais S., Williams E.A., Bourlange S., Jousselin D., Backert N., Malartre F. (2013). Tectono-sedimentary evolution of the western Corinth Rift (Central Greece). Basin Research 25 (1), 3–25.

Ford M., Williams E.A., Malartre F. and Popescu S.-M. (2007). Stratigraphic architecture, sedimentology and structure of the Vouraikos Gilbert-type fan delta, Gulf of Corinth, Greece, Int. Assoc. Sediment. Spec. Publ., 38, 49–90.

Forsström L. (2001). Duration of interglacials: a controversial question. Quat. Sci. Rev. 20, 1577–1586.

Freyberg B. von (1973). Geologie des Isthmus von Korinth, Erlanger Geol. Abh., 95, 183.

Gawthorpe R., Leeder M., Kranis H., Skourtsos E., Andrews J., Henstra G., Mack G., Muravchik M., Turner J. and Stamatakis M. (2017). Tectono-sedimentary evolution of the Plio-Pleistocene Corinth rift, Greece. Bas. Res. 29, 1-32.

Gallup C.D., Edwards R.L. and Johnson R.G. (1994). The timing of high sea levels over the past 200,000 years. Science 263, 796–800.

Hanks T.C., Bucknam R.C., Lajoie K.R. and Wallace R.E. (1984). Modification of wave-cut and faulting-controlled landforms: Journal of Geophysical Research–Solid Earth (1978–2012), v. 89.

Harmon R.S., Schwarcz H.P. and Ford D.C. (1978). Late Pleistocene sea-level history of Bermuda, Quat. Res. 9, 205–218.

Harmon R.S., Ku T.-L., Matthews R.K. and Smart P.L. (1979). Limits of U-series analysis: Phase 1 results of the uranium-series intercomparison project, Geology 7, 405–409.

Hatzfeld D., Karakostas V., Ziazia M., Kassaras I., Papadimitriou E., Makropoulos K., Voulgaris N. and Papaioannou C. (2000). Microseismicity and faulting geometry in the Gulf of Corinth (Greece). Geophys. J. Int. 141, 438–456.

Hatzfeld D., Kementzetzidou D., Karakostas V., Ziazia M., Nothard S., Diagourtas D., Deschamps A., Karakaisis G., Papadimitriou P., Scordilis M., Smith R., Voulgaris N., Kiratzi S., Makropoulos K., Bouin M.P. and Bernard P. (1996). The Galaxidi earthquake of 18 November 1992: a possible asperity within the normal fault system of the gulf of Corinth (Greece). Bull.Seismol.Soc.Am., 86,1987-1991.

Hearty P.J. (1998). The geology of Eleuthera Island, Bahamas: a Rosetta Stone of Quaternary stratigraphy and sea level history. Quaternary Science Reviews 17, 333–355.

Hemelsdaël R. and Ford M. (2014). Relay zone evolution: A history of repeated fault propagation and linkage, central Corinth Rift, Greece, Basin Res., 1–23.

Higgs B. (1988). Synsedimentary structural controls on basin deformation in the Gulf of Corinth, Greece. Basin Res. 1, 155–165.

Houghton S., Roberts G., Papanikolaou I. and McArthur J. (2003). New ^{234}U–^{230}Th coral dates from the western Gulf of Corinth: Implications for extensional tectonics. Geophys. Res. Lett. 30/19.

Hoyt J.H. and Hails J.R. (1974). Pleistocene stratigraphy of southeastern Georgia, in Post-Miocene Stratigraphy, Central and Southern Atlantic Coastal Plain, R.Q.Oaks, ed., Utah State University Press, pp. 191–205.

Imbrie J., Hays J.D., Martinson D.G., McIntyre A., Mix A.C., Morley J.J., Pisias N.G., Prell W.L. and Shackleton N.J. (1984). The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the maine $\delta^{18}O$ record. In: Berger, A.L., et al. (Ed.), Milankovitch and Climate, Part I. Reidel Publ. Company, Dordrecht, pp. 269–305.

Imbrie J., Mix A.C. and Martinson D.G. (1993). Milankovitch theory viewed from Devil Hole. Nature 363, 531–533.

Inman D.L., and Nordstrom C.E. (1971). The tectonic and morphologic classification of coasts, J. Geol. 79, 1–21.

Jackson J.A., Gagnepain J., Houseman G., King G.C.P., Papadimitriou P., Soufleris C. and Virieux J. (1982). Seismicity, normal faulting and the geomorphological development of the Gulf of Corinth (Greece): the Corinth earthquakes of February and March 1981. Earth Planet. Sci. Lett., 57, 377-397.

Jackson J. and McKenzie D. (1983). The geometrical evolution of normal fault systems. J. Struct. Geol. 5, 471– 482.

James L.A., Hodgson M.E., Ghoshal S. and Megison Latiolais M. (2012). Geomorphic change detection using historic maps and DEM differencing: The temporal dimension of geospatial analysis. Geomorphology 137 (2012), 181–198.

Jara-Muñoz J., Melnick D. and Strecker Manfred R. (2016). TerraceM: A MATLAB® tool to analyze marine and lacustrine terraces using high-resolution topography. Geosphere, v. 12, no. 1.

Jolivet L., Daniel J.M., Truffert C. and Goffé B. (1994). Exhumation of deep crustal metamorphic rocks and crustal extension in arc and back-arc regions, Lithos, 33(1-3), 3–30.

Keraudren B., Falguères C., Bahain J.J., Sorel D. and Yokoyama Y. (1995). Nouvelles datations radiométriques des terrasses marines de Corinthie (Péloponnèse septentrional, Grèce). CR Acad. Sci. Paris 320,483-489.

Keraudren B. and Sorel D. (1987). The terraces of Corinth (Greece) – a detailed record of eustatic sea-level variations during the last 500,000 years, Mar. Geol., 77, 99-107.

Kershaw S., Guo L. and Braga J.C. (2005). A Holocene coral–algal reef at Mavra Litharia, Gulf of Corinth, Greece. Structure, history, and applications in relative sea-level change. Mar Geol. 215, 171–192.

Kokkalas S., Pavlides S., Koukouvelas I., Ganas A. and Stamatopulos L. (2007). Paleoseismicity of the Kaparelli fault (Eastern Corinth Gulf): evidence for earthquake recurrence and fault behaviour. Boll. Soc. Geol. Ital., 126, 387-395.

Koutsouveli A., Mettos A., Tsapralis V., Tsaila-Monopoli S. and Ioakim C. (1989). Geological Map of Greece, 1:50,000 scale, Xylokastron sheet. IGME, Athens.

Labeyrie L. D., Duplessy J.C. and Blanc P.L. (1987). Variations in mode of formation and temperature of oceanic deep waters over the past 125,000 years. Nature 327, 477–482.

Laborel J. and Laborel-Deguen F. (1994). Biological indicators of relative sea-level variations and of co-seismic displacements in the Mediterranean region. J. Coast. Res. 10 (2), 395–415.

Laborel J., Morhange C., Lafont R., Le Campion J., Laborel-Deguen F. and Sartoretto S. (1994). Biological evidence of sea-level rise during the last 4500 years on the rocky coasts of continental south-western France and Corsica. Mar. Geol. 120, 203–223.

Lajoie K.R. (1986). Coastal tectonics, in Wallace, R.E., ed., Active Tectonics: Washington, D.C., National Academy Press, p. 95–124.

Lajoie K.R., Kern J.P., Wehmiller J.F., Kennedy G.L., Mathieson S.A., Sarna-Wojcicki A.M., Yerkes R.F. and McCrory P.F. (1979a). Quaternary marine shorelines and crustal deformation, San Diego to Santa Barbara, California, in Geological Excursions Southern California Area, P.L.Abbott, ed., San Diego State University, pp. 3–15.

Lajoie K.R., Weber G.E., Mathieson S.A. and Wallace J. (1979b). Quaternary tectonics of coastal Santa Cruz and San Mateo Counties, California, as indicated by deformed marine terraces and alluvial deposits, in Coastal Tectonics and Coastal Geologic Hazards in Santa Cruz and San Mateo Counties, California, Weber, G.E., Lajoie, K.R and Griggs, G.B., eds., Geol. Soc. Am. Guidebook.

Lambeck K. and Chappell J. (2001). Sea level change through the Last Glacial cycle. Science 292, 679–686.

Lambeck K. and Nakada M. (1992). Constraints on the age and duration of the last interglacial period and on sea-level variations. Nature 357, 125–128.

Lambeck K., Yokoyama Y. and Purcell T. (2002). Into and out of the Last Glacial Maximum: sea-level change during Oxygen Isotope Stages 3 and 2. Quat. Sci. Rev. 21, 343–360.

Le Pourhiet L., Burov E. and Moretti I. (2003). Initial crustal thickness geometry controls on the extension in a back arc domain: Case of the Gulf of Corinth, Tectonics, 22(4), 1032.

Lea D.W., Martin P.A., Pak D.K. and Spero H.J. (2002). Reconstructing a 350 ky history of sea level using planktonic Mg/Ca and oxygen isotope records from a Cocos Ridge core. Quaternary Science Reviews 21, 283–293.

Leeder M.R., Collier R.E.L., Abdul Aziz L.H., Trout M., Ferentinos G., Papatheodorou G. and Lyberis E. (2002). Tectono- sedimentary processes along an active marine/lacustrine half-graben margin: Alkyonides Gulf, E. Gulf of Corinth, Greece. Basin Research 14, 25–42.

Leeder M.R. and Mack G.H. (2007). Basin-Fill incision, Rio Grande and Gulf of Corinth rifts: convergent response to climatic and tectonic drivers. In: Sedimentary Processes, Environments, and Basins: A Tribute to Peter Friend (Ed. by G. Nichols, E. Williams & C. Paola), Int. Assoc. Sediment. Spec Publ., 38, 9-27.

Leeder M.R., Mack G.H., Brasier A.T., Parrish R.R., McIntosh W.C., Andrews J.E. and Duermeijer C.E. (2008). Late Pliocene timing of Corinth (Greece) rift-margin fault migration. Earth Planet. Sci. Lett., 274, 132–141.

Leeder M., Mark D., Gawthorpe R., Kranis H., Loveless S., Pedentchouk N., Skourtsos E., Turner J., Andrews J., and Stamatakis M. (2012). A "Great Deepening": chronology of rift climax, Corinth rift, Greece. Geology 40, 999-1002.

Leeder M.R., McNeill L.C., Collier R.E.L., Portman C., Rowe P.J., Andrews J.E. and Gawthorpe R.L. (2003). Corinth rift-margin uplift: new evidence from late quaternary marine shorelines. Geophys. Res. Lett., 30, 1611-1614.

Leeder M.R., Portman C., Andrews J.E., Collier R.E.L., Finch E., Gawthorpe R.L., McNeill L.C., Pérez-Arlucea M. and Rowe P. (2005). Normal faulting and crustal deformation, Alkyonides Gulf and Perachora peninsula, eastern Gulf of Corinth Rift, Greece. Journal of the Geological Society 162 (3), 549–561.

Lekkas S. and Papanikolaou D. (1979). On the Phyllite problem in Peloponnesus. Annales Géologiques des Pays Hélleniques, 29, 395–410.

Levitus S. and Boyer T. (1994). World Ocean Atlas 1994. U.S. Department of Commerce, Washington D.C.

Lewis K.B. (1971a). Erosion and deposition on a tilting continental shelf during Quaternary oscillations of sea level, N.Z. J. Geol. Geophys. 2, 281–301.

Lewis K.B. (1971b). Growth rate of folds using tilted wave-planed surfaces: Coast and continental shelf, Hawke's Bay, R. Soc. N.Z. Bull. 9, 225–231.

Lewis K.B. (1974). The continental terrace, Earth Sci. Rev. 10, 37–71.

Loget N. and Van Den Driessche J. (2009). Wave train model for knickpoint migration: Geomorphology, v. 106, no. 3, p. 376–382.

Lykousis V., Sakellariou D., Moretti I., and Kaberi H. (2007). Late Quaternary basin evolution of the Gulf of Corinth: Sequence stratigraphy, sedimentation, fault–slip and subsidence rates, Tectonophysics, 440(1-4), 29–51.

Lyon-Caen H., Papadimitriou P., Deschamps A., Bernard P., Makropoulos K., Pacchiani F. and Patau G. (2004). First results of the CRLN seismic network in the western Corinth Rift: evidence for old-fault reactivation. Comptes Rendus Geoscience 336 (4–5), 343–351.

Makropoulos K., Kaviris G. and Kouskouna V. (2012). An updated and extended earthquake catalog for Greece and adjacent areas since 1900. Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 12, 1425–1430.

Mariolakos I. (1975). Thoughts and viewpoints on certain problems of the geology and tectonics of Peloponnesus, Greece (in Greek). Ann. Géol. Pays Hell. 27, 215– 313.

Mariolakos I. and Stiros S. (1987). Quaternary deformation of the Isthmus and Gulf of Corinthos (Greece). Geology 15, 225–228.

Maroukian H., Gaki-Papanastassiou K., Karymbalis E., Vouvalidis K., Pavlopoulos K., Papanastassiou D. and Albanakis K. (2008). Morphotectonic control on drainage network evolution in the Perachoora Peninsula, Greece. Geomorphology, 102(1): 81–92.

Martinson D.G., Pisias N.G., Hays J.D., Imbrie J., Moore Jr. T.C. and Shackleton N.J. (1987). Age dating and the orbital theory of the ice ages development of a high-resolution 0 to 300 000-year chrostratigraphy. Quaternary Research 27, 129.

Masselink G., Hughes M. and Knight J. (2014). Introduction to Coastal Processes and Geomorphology: New York, Routledge, 432 p.

Matsu'ura T., Kimura H., Komatsubara J., Goto N., Yanagida M., Ichikawa K. and Furusawa A. (2014b). Late Quaternary uplift rate inferred from marine terraces, Shimokita Peninsula, northeastern Japan: a preliminary investigation of the buried shoreline angle. Geomorphology 209, 1–17.

Matsu'ura T. (2015). Late Quaternary uplift rate inferred from marine terraces, Muroto Peninsula, southwest Japan: Forearc deformation in an oblique subduction zone. Geomorphology 234 (2015) 133–150.

Matthews R.K. (1973). Relative elevation of late Pleistocene high sea-level stands: Barbados uplift rates and their implications, Quat. Res. 3, 147–153.

McKenzie D. (1978). Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: The Aegean Sea and surrounding regions, Geophys. J. Int., 55(1), 217–254.

McNeill L.C. and Collier R.E.L. (2004). Uplift and slip rates of the Eastern Eliki fault segment, Gulf of Corinth, Greece, inferred from Holocene and Pleistocene terraces. Journal of the Geological Society 161, 81–92.

McNeill L. C., Collier R. E. L., De Martini P., Pantosti D. and D'Addezio G. (2005a). Recent history of the Eastern Eliki Fault, Gulf of Corinth: geomorphology, Palaeoseismology and Impact on Palaeoenvironments. Geophys. J. Int., 161, 154-166.

McNeill L.C., Cotterill C.J., Henstock T.J., Bull J.M., Stefatos A., Collier R.E.L., Papatheoderou G., Ferentinos G. and Hicks S.E. (2005b). Active faulting within the offshore western gulf of Corinth,Greece: implications for models of continental rift deformation. Geology, 33, 241-244.

Merritts D. and Bull W.B. (1989). Interpreting Quaternary uplift rates at the Mendocino triple junction, northern California, from uplifted marine terraces; Geology, 17, 1020-1024.

Mesolella K.J., Mathews R.K., Broecker W.S. and Thurber D.L. (1969). The astronomical theory of climatic change: Barbados data, J. Geol. 77, 250–274.

Milankovitch M. (1941). Canon of Insolation and the Ice-Age Problem. Koniglich Serbische Akademie, Beograd. English translation by the Israel Program for Scientific Translations and published for the U.S. Department of Commerce and the National Science Foundation, Washington D.C.

Miliaresis G.Ch. and Paraschou Ch.V.E. (2005). Vertical accuracy of the SRTM DTED level 1 of Crete. International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation 7 (2005), 49–59.

Moretti I., Lykousis V., Sakellariou D., Reynaud J.-Y., Benziane B. and Prinzhoffer A. (2004). Sedimentation and subsidence rate in the Gulf of Corinth: what we learn from the Marion Dufrsne's long-piston coring. C. R. Geoscience 336, 291–299.

Moretti I., Sakellariou D., Lykousis V. and Micarelli L. (2003). The Gulf of Corinth: an active half graben? Journal of Geodynamics 36 (1–2), 323–340.

Morewood N.C. and Roberts G.P. (1999). Lateral propagation of the surface trace of the South Alkyonides normal fault segment, central Greece: Its impact on models of fault growth and displacement–length relationships, J. Struc. Geol. 24, 3081–3084.

Muhs D.R., Simmons K.R., Schumann R.R., Groves L.T., DeVogel S.B., Minor S.A. and Laurel D. (2014). Coastal tectonics on the eastern margin of the Pacific Rim: Late Quaternary sea-level history and uplift rates, Channel Islands National Park, California, USA: Quaternary Science Reviews, v. 105, p. 209–238.

Muhs D.R., Simmons K.R., Schumann R.R., Groves L.T., Mitrovica J.X. and Laurel D. (2012). Sea-level history during the last interglacial complex on San

Nicolas Island, California: implications for glacial isostatic adjustment processes, paleozoogeography and tectonics. Quaternary Science Reviews 37:1–25.

Murray-Wallace C.V. (2002). Pleistocene coastal stratigraphy, sea-level neotectonism of the southern Australian passive continental margin — a review. J. Quat. Sci. 17, 469–489.

Nixon C.W., McNeill L.C., Bull J.M., Bell R.E., Gawthorpe R.L., Henstock T.J., Christodoulou D., Ford M., Taylor B., Sakellariou D., Ferentinos G., Papatheodorou G., Leeder M.R., Collier R.E.L., Goodlife A.M., Sachpazi M. and Kranis H. (2016). Rapid spatio-temporal variations in rift structure during development of the Corinth Rift, central Greece. Tectonics, 35, 1225–1248.

Nyst M. and Thatcher W. (2004). New constraints on the active tectonic deformation of the Aegean. J. Geophys. Res., 109.

Ori G.G., (1989). Geologic history of the extensional basin of the gulf of Corinth (?Miocene-Pleistocene), Greece. Geology 17, 918–921.

Palyvos N., Sorel D., Lemeille F., Mancini M., Pantosti D., Julia R., Triantaphyllou M. and De Martini P. (2007). Review and new data on uplift rates at the W termination of the Corinth Rift and the NE Rion graben area (Achaia, NW Peloponnesos). Bull. Soc. Geol. Greece 40,412-424.

Papadimitriou P., Kassaras A., Rigo A., Lyon-Caen H., Hatzfeld D., Makropoulos K.C. and Drakopoulos J. (1994). Source parameters of large and small earthquakes in Corinth Gulf (C. Greece). In: Proc. ESC XXIV Gen. Assembly, Athens, pp. 848–858.

Papadimitriou P., Voulgaris N., Kassaras I., Kaviris G., Delibasis N., Makropoulos K. (2002). The Mw = 6.0, September 7, 1999 Athens earthquake. Natl. Hazards 27, 15–33.

Papadopoulos G., Vassilopoulou A. and Plessa A. (2000). A new catalogue of historical earthquakes in the Corinth rift, Central Greece: 480 BC–AD 1910. Historical Earthquakes and Tsunamis in the Corinth rift, Central Greece. National Observatory of Athens, Institute of Geodynamics (G. Papadopoulos ed.), Publication No 12, 9–119. National Observatory of Athens, Athens.

Papanikolaou D.J. and Royden L.H. (2007). Disruption of the Hellenic arc: late Miocene extensional detachment faults and steep Pliocene-Quaternary normal faults – Or what happened at Corinth? Tectonics, 26, TC5003.

Papazachos B.C. and Papazachos C.B. (1989). The Earthquakes of Greece, Ziti Publications, Thessaloniki, Greece (in Greek).

Papazachos B.C. and Papazachou C.B. (2003). In: Ziti, P. (Ed.). The Earthquakes of Greece. Thessaloniki, Greece (in Greek).

Pavlides S., Koukouvelas I. and Doutsos T. (1998). Study of active faults along the lining of the new railway, part of Kiato-Xylokastro, Neotectonic Seismotectonic Report (unpublished report).

Pedoja K., Shen J.-W., Kershaw S. and Tang C. (2008). Coastal Quaternary morphologies on the northern coast of the South China Sea, China, and their implications for current tectonic models: A review and preliminary study: Marine Geology, v. 255, no. 3, p. 103–117.

Perissoratis C., Piper D.J.W. and Lykousis V. (2000). Alternating marine and lacustrine sedimentation during late Quaternary in the Gulf of Corinth rift basin, central Greece. Mar. Geol. 167, 391–411.

Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N. I., Barnola J.-M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis M., Delaygue G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.Y., Lorius C., Pépin L., Ritz C., Saltzman E. and Stievenard M. (1999). Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antartica. Nature 399, 429–436.

Philippson A. (1890). Der Isthmus Von Korinth, vol. 25. Zeitschrift der Gesselshaft fur Erdkunde, Berlin, pp. 1–98.

Philippson A. (1892). Der Peloponnes, Versuch einer Landeskunde auf geologishe Grundlage. Friedlaender, Berlin.

Pirazzoli P.A. (1993). Global sea-level changes and their measurements. Glob. Planet. Change 8, 135–148.

Pirazzoli P.A. (1996). Sea level changes: the last 20,000 years. Wiley, p. 224.

Pirazzoli P.A., Radtke U., Hantoro W.S., Jouannic C., Hoang C. T., Causse C. and Borel Best M. (1993). A one million-year-long sequence of marine terraces on Sumba Island, Indonesia.Mar. Geol. 109, 221–236.

Pirazzoli P.A., Stiros S.C., Arnold M., Laborel J., Laborel Deguen F. and Papageorgiou S. (1994). Episodic uplift deduced from Holocene shorelines in the Perachora Peninsula, Corinth area, Greece. Tectonophysics 229, 201– 209.

Pirazzoli P.A., Stiros S.C., Fontugne M. and Arnold M. (2004). Holocene and Quaternary uplift in the central part of the southern coast of the Corinth Gulf (Greece). Mar. Geol., 212, 35–44.

Pisias N.G., Mix A.C. and Zahn R. (1990). Nonlinear response in the global climate system: evidence from benthic oxygen isotopic record in core RC13-110. Paleoceanography 5 (2), 147–160.

Poulimenos G. (1993). Tectonics and sedimentation in the western Corinth graben. Neus. Jb. Geol. Palaont. Mh. 10, 607–630.

Richter D. (1976). Das Flysch-Stadium der Helleniden-Ein Uberblick. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 127, 96–128.

Ridlon J.B. (1972). Pleistocene-Holocene deformation of the San Clemente Island crustal block, California, Geol. Soc. Am. Bull. 83, 1831–1844.

Roberts G. (1996). Variation in fault- slip direction along active and segmented normal fault systems. J. Struct. Geol., 18, 835-845.

Roberts G.P., Gawthorpe R.L. and Stewart I. (1993). Surface faulting within active normal fault-zones: examples from the Gulf of Corinth fault system, central Greece. Zeitschrift für Geomorphologie N.F., B-94 (suppl.), 303–328.

Roberts S. and Jackson J. (1991). Active normal faulting in central Greece: An overview, Geol. Soc. London Spec. Publ., 56(1), 125–142.

Roberts G.P. and Koukouvelas I. (1996). Structural and seismological segmentation of the Gulf of Corinth fault system: implication for models of fault growth. Ann. Geofis., 39, 619–646.

Rohais S., Eschard R., Ford M., Guillocheau F. and Moretti I. (2007). Stratigraphic architecture of the pliopleistocene infill of the Corinth Rift: implications for its structural evolution. Tectonophysics 440, 5–28.

Rohais S., Eschard R. and Guillocheau F. (2008). Depositional model and stratigraphic architecture of rift climax Gilbert-type fan deltas (Gulf of Corinth, Greece). Sedimentary Geology 210, 132–145.

Rohais S., Joannin S., Colin J. P., Suc J.P., Guiloocheau F. and Eschard R. (2007b). Age and environmental evolution of the syn-rift fill of the southern coast of the Gulf of Corinth (Akrata-Derveni region, Greece). Bull. Soc. Géol. France, 178, 231–243.

Rohling E.J., Fenton M., Jorissen F.J., Bertrand P., Ganssen G. and Caulets J.P. (1998). Magnitudes of sea-level lowstands of the past 500,000 years. Nature 394, 162–165.

Ruddiman W.F., Raymo M.E., Martinson D.G., Clement B.M. and Backman J. (1989). Pleistocene evolution: Northern Hemisphere ice sheets and North Atlantic Ocean. Paleoceanography 353-412.

Ruz M.-H. and Meur-Fere C. (2004). Influence of high water levels on aeolian sand transport: Upper beach/dune evolution on a macrotidal coast, Wissant Bay, northern France: Geomorphology, v. 60, no. 1, p. 73–87

Sachpazi M., Clément C., Laigle M., Hirn A. and Roussos N. (2003). Rift structure, evolution, and earthquakes in the Gulf of Corinth, from reflection seismic images. Earth Planet. Sci. Lett. 216, 243–257.

Sachpazi M., Galvé A., Laigle M., Hirn A., Sokos E., Serpetsidaki A., Marthelot J.-M., Pi Alperin J.M., Zelt B. and Taylor B. (2007). Moho topography under central Greece and its compensation by Pn time-terms for accurate location of hypocenters: the example of the Gulf of Corinth 1995 Aigion earthquake, Tectonophyiscs, 440, 53–65.

Sakellariou D., Lykousis V., Alexandri S., Rousakis G., Nomikou P., Georgiou P. and Ballas D. (2007). Faulting, seismic- stratigraphic architecture and later quaternary evolution of the Gulf of Alkyonides basin. Basin Res., 19, 273-295.

Schellmann G. and Radtke U. (2004). A revised morphoand chronostratigraphy of the late and middle Pleistocene coral reef terraces on Southern Barbados (West Indies). Earth-Science Reviews 64, 157–187.

Scholl D.W., Craighead F.C. and Stuiver M. (1970). Florida curve revised: Its relation to coastal sedimentation rates, Science 163, 562–564.

Sébrier M. 1977. Tectonique récente d'une transversale à l'arc Egéen. Le golfe de Corinthe et ses régions périphériques. Thèse 3éme cycle Univ. Paris IX, 137p.

Shackleton N.J. (1987). Oxygen isotopes, ice volume and sea level. Quaternary Science Reviews 6, 183–190.

Shackleton N. (2000). The 100,000 year ice-age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide and orbital eccentricity, Science 289, 1897–1902.

Shackleton N.J., Berger A. and Peltier W. R. (1990). An alternative astronomical calibration on the lower Pleistocene time scale based on ODP site 677. Trans. Royal Society of Edinburgh, Earth Science 81, 2511–261.

Shackleton N.J. and Opdyke N.D. (1973). Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28–239, late Pliocene to latest Pleistocene. Geological Society of America Mem. 145, 449–464.

Shackleton N.J. and Pisias N.G. (1985). Atmospheric carbon dioxide, orbital forcing, and climate. In: Sundquist, E.T., Broeker W.S. (Eds.), The Carbon Cycle and Atmospheric CO2: Natural Variations Archean to Present. Geophysical Monographs 32, 412–417.

Siddall M., Chappell J. and Potter E.-K. (2006). Eustatic sea level during past interglacials. In: Sirocko, F., Claussen, M., Sanchez Goñi, M.F., Litt, T. (Eds.), The Climate of Past Interglacials. Elsevier, Amsterdam, pp. 75–92.

Siddall M., Rohling E.J., Almogi-Labin A., Hemleben Ch., Meischner D., Schmelzer I. and Smeed D.A. (2003). Sea-level fluctuations during the last glacial cycle. Nature 423, 853–858.

Skourlis K. and Doutsos T. (2003). The Pindos fold and thrust belt (Greece): inversion kinematics of a passive continental margin. Int. J. Earth Sci., 92, 891–903.

Skourtsos E. and Kranis H. (2009). Structure and evolution of the western Corinth Rift, through new field data from the Northern Peloponnesus, Geol. Soc. London Spec. Publ., 321(1).

Sorel D. (2000). A Pleistocene and still-active detachment fault and the origin of the Corinth–Patras rift (Greece). Geology 28, 83– 86.

Stearns C.E. (1976). Estimates of position of sea level between 140,000 and 75,000 years ago. Quaternary Research 6, 445–449.

Stefatos A., Papatheodorou G., Ferentinos G., Leeder M. and Collier R. (2002). Seismic reflection imaging of active offshore faults in the Gulf of Corinth: their seismotectonic significance. Basin Research 14 (4), 487–502.

Stirling C.H., Esat T.M., Lambeck K. and McCulloch M.T. (1998). Timing and duration of the last interglacial: evidence for a restricted interval of widespread coral reef growth. Earth and Planetary Science Letters 160, 745–762.

Stirling C.H., Esat T.M., Lambeck K., McCulloch M.T., Blake S.G., Lee D.-C. and Halliday A.N. (2001). Orbital forcing of the marine isotope stage 9 interglacial. Science 291, 290–293.

Stirling C.H., Esat T.M., McCulloch M.T. and Lambeck K. (1995). High-precision U-series dating of corals from Western Australia and implications for the timing and duration of the Last Interglacial. Earth and Planetary Science Letters 135, 115–130.

Stiros S.C. (1988). Model for the N. Peloponnesian (C. Greece) uplift. J. Geodyn. 9, 199–214.

Stiros S.C. and Pirazzoli P. (1998). Late Quaternary coastal changes in the Gulf of Corinth, Greece: tectonics earthquake, archaeology. Guidebook for the Gulf of Corinth Field Trip, 14–16 September 1998. Patras University, Greece, Patras.

Szabo B.J., Ludwig K.R., Muhs D.R. and Simmons K.R. (1994). Thorium-230 ages of corals and duration of the last interglacial sea level highstand on Oahu, Hawaii. Science 266(5182), 93–96.

Tachikawa T., Hato M., Manabu Kaku, and Iwasaki A. (2011). The characteristics of ASTER GDEM version 2. 2011 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium, IGARSS 2011, Vancouver, BC, Canada, July 24-29, 2011.

Talling P.J. (1998). How and where do incised valleys form if sea level remains above the shelf edge?: Geology, v. 26, no. 1, p. 87–90.

Taylor B., Weiss J.R., Goodliffe A.M., Sachpazi M., Laigle M. and Hirn A. (2011). The structures, stratigraphy and evolution of the Gulf of Corinth Rift, Greece. Geophysical Journal International 185 (3), 1189–1219.

Trenhaile A. (2001). Modelling the Quaternary evolution of shore platforms and erosional continental shelves: Earth Surface Processes and Landforms, v. 26, no. 10, p. 1103–1128.

Twidale C., Bourne J. and Romani J.V. (2005). Beach etching and shore platforms: Geomorphology, v. 67, no. 1, p. 47–61.

Valaouris A., Poulos S., Petrakis S., Alexandrakis G., Vassilakis E. and Ghionis G. (2014). Processes affecting recent and future evolution of the Xylokastro beach zone (semi-enclosed Gulf of Corinth, Greece), Global NEST Journal, 16(4), 773-786.

Vannucci G. and Gasperini P. (2004). The new release of the database of Earthquake Mechanisms of the Mediterranean Area (EMMA version 2). Ann. Geophys. 47, 303–327.

Vassilakis Em., Tsokos A. and Kotsi E. (2016). Shoreline change detection and coastal erosion monitoring using digital processing of a time series of high spatial resolution remote sensing data. Bulletin of the Geological Society of Greece, vol. L, 2016. Proceedings of the 14th Thessaloniki, May 2016 Intern. Congress.

Veeh H.H. and Chappell J. (1970). Astronomical theory of climate change: Support from New Guinea, Science 167, 862–865.

Vernant Ph., Reilingerb R. and Simon McClusky S. (2014). Geodetic evidence for low coupling on the Hellenic subduction plate interface. Earth and Planetary Science Letters 385, 122–129.

Vita-Finzi C. and King G.C.P. (1985). The seismicity, geomorphology and structural evolution of the Corinth area of Greece. Philos. Trans. R. Soc. London Ser. A 314, 379–407.

Waelbroeck C., Labeyrie L., Michel E., Duplessy J.C., McManus J.F., Lambeck K., Balbon E. and Labracherie M. (2002). Sea-level and deep water temperature changes derived from benthonic foraminifera isotopic records. Quaternary Science Reviews 21, 295–305.

Ward W.T. (1985). Correlation of East Australian Pleistocene shorelines with deep-sea cores stages: a basis for a coastal chronology. Geol. Soc. Amer. Bull. 96 (9), 1156–1166.

Weber G.E. (1983). Geologic investigation of the marine terraces of the San Simeon region and Pleistocene activity of the San Simeon fault zone, San Luis Obispo County, California, U.S. Geol. Surv. Tech. Rep. 66.

Wigley T.M.L. and Raper S.C.B. (1987). Thermal expansion of sea water associated with global warming, Nature 397, 293–300.

Zambetakis-Lekkas A. and Karotsieris Z. (1986). Le Jurassique supérieur de la zone de Tripolitza dans la région de Vitina (Péloponnèse Central-Grèce). Revue de Paleobiologie, 5, 269–279.

Zazo C. (1999). Interglacial sea levels. Quat. Int. 55, 101–113.

Zazo C., Goy J.L., Hillaire-Marcel C., Gillot P.-Y., Soler V., Gonzàlez J.A., Dabrio C.J. And Ghaleb B. (2002). Raised marine sequences of Lanzarote and Fuerteventura revisited—a reappraisal of relative sea level changes and vertical movements in the eastern Canary Islands during the Quaternary. Quat. Sci. Rev. 21, 2019–2046.

Τοπογραφικά διαγράμματα κλίμακας 1:5.000 της περιοχής (1967). Γ.Υ.Σ., από αεροφωτογραφίες του 1965.

Ψηφιακές ορθοφωτογραφίες μεγάλης κλίμακας (LSO) (2007). Εθνικό Κτηματολόγιο και Χαρτογράφηση Α.Ε. (Ε.Κ.ΧΑ.) και διαχείρισης του Οργανισμού Κτηματολογίου και Χαρτογραφήσεων Ελλάδος (Ο.Κ.Χ.Ε.).

Ψηφιακό μοντέλο εδάφους (DEM) παραγωγής από τις ψηφιακές ορθοφωτογραφίες μεγάλης κλίμακας (LSO) (2007). Παραχωρήθηκε από το Ινστιτούτο Αστρονομίας, Αστροφυσικής, Διαστημικών Εφαρμογών και Τηλεπισκόπησης (Ι.Α.Α.Δ.Ε.Τ) του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών. από τις ψηφιακές ορθοφωτογραφίες μεγάλης κλίμακας (LSO).

Το ψηφιακό μοντέλο εδάφους (DEM) ASTER (2011). https://asterweb.jpl.nasa.gov/gdem.asp https://lpdaac.usgs.gov/dataset_discovery/aster/aster_products_table/astgtm_v002 . Παραχωρήθηκε από το Ινστιτούτο Αστρονομίας, Αστροφυσικής, Διαστημικών Εφαρμογών και Τηλεπισκόπησης (Ι.Α.Α.Δ.Ε.Τ) του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών (Ε.Α.Α.).

Το ψηφιακό μοντέλο εδάφους (DEM) SRTM (2014). https://www2.jpl.nasa.gov/srtm/ http://www.cgiar-csi.org/data/srtm-90m-digital-elevation-database-v4-1 https://www2.jpl.nasa.gov/srtm/cbanddataproducts.html https://lpdaac.usgs.gov/node/527 http://www.NGA.mil/GandG/wgsegm/. Παραχωρήθηκε από το Ινστιτούτο Αστρονομίας, Αστροφυσικής, Διαστημικών Εφαρμογών και Τηλεπισκόπησης (Ι.Α.Α.Δ.Ε.Τ) του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών (Ε.Α.Α.).