



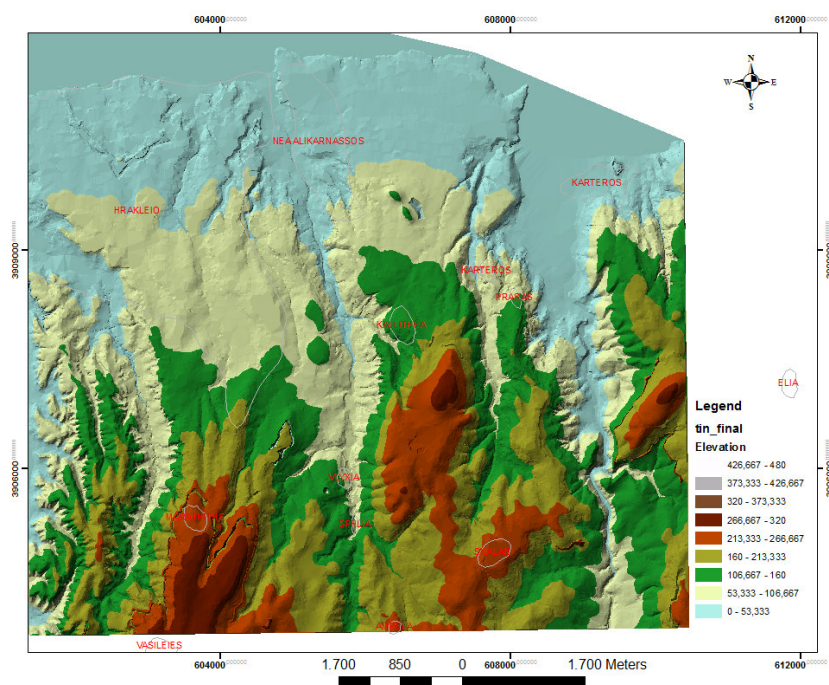
Τ.Ε.Ι ΚΡΗΤΗΣ – ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ ΧΑΝΙΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΦΥΣΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ ΚΑΙ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΥΔΑΤΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ & ΓΕΩΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ



ΤΟΠΟΓΡΑΦΙΑ ΚΑΙ ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΛΕΚΑΝΗΣ
ΗΡΑΚΛΕΙΟΥ

ΠΤΥΧΙΑΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΑΡΓΥΡΗ ΡΟΔΙΤΑΚΗ



Δεκέμβριος 2011



Τ.Ε.Ι ΚΡΗΤΗΣ – ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ ΧΑΝΙΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΦΥΣΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ ΚΑΙ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΥΔΑΤΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ & ΓΕΩΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ



ΤΟΠΟΓΡΑΦΙΑ ΚΑΙ ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΛΕΚΑΝΗΣ
ΗΡΑΚΛΕΙΟΥ

ΠΤΥΧΙΑΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΑΡΓΥΡΗ ΡΟΔΙΤΑΚΗ

Επιβλέπων : *Δρ. Κόκκινου Ελένη*
Επίκουρος Καθηγήτρια

Επιτροπή Αξιολόγησης : *Δρ. Ελένη Κόκκινου*
: *Δρ. Σάλτας Βασίλειος*
: *Δρ. Σουπιός Παντελής*

Ημερομηνία Παρουσίασης :

Αύξων Αριθμός Πτυχιακής Εργασίας :

Ευχαριστίες

Μέσα από αυτό το σημείωμα θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά την καθηγήτριά μου, κυρία Ελένη Κόκκινου, για όλη την βοήθεια που μου προσέφερε στο διάστημα της επιμέλειας της πτυχιακής μου εργασίας. Αρχικά θέλω να την ευχαριστήσω για την επιλογή του θέματος, γιατί παρόλο που στην αρχή μου φάνηκε δύσκολο και ότι δεν θα τα κατάφερνα, τελικά μου δόθηκε η ευκαιρία να ασχοληθώ με τον τομέα της μαγνητικής επιδεκτικότητας και αυτό αποδείχθηκε αρκετά ενδιαφέρον. Χωρίς όμως την υπομονή, την κατανόηση, την διάθεσή της να μοιράζεται τις γνώσεις και την ικανότητά της να εξηγεί τους πιο σύνθετους όρους με τις πιο απλές λέξεις, δεν θα μπορούσα να καταφέρω τίποτα. Για αυτούς τους λόγους λοιπόν, όπως και για πολλούς άλλους, θέλω να της εκφράσω την ευγνωμοσύνη μου και να της πω ένα μεγάλο ευχαριστώ.

Τέλος θα ήθελα να ευχαριστήσω τους γονείς μου για την αγάπη τους, για το ενδιαφέρον και για ότι μου έχουν χαρίσει όλα αυτά τα χρόνια και που για μένα ήταν πολύτιμο.

Περίληψη

Σκοπός της συγκεκριμένης εργασίας είναι η παρουσίαση του τοπογραφικού ανάγλυφου τμήματος της λεκάνης του Ηρακλείου Κρήτης και η ανάλυση των μορφολογικών της χαρακτηριστικών. Η υλοποίηση της παρούσας εργασίας έγινε σε Γ.Σ.Π. Επιπρόσθετα χρησιμοποιήθηκαν και στοιχεία από τον γεωλογικό χάρτη 1:50000 του Ηρακλείου έκδοσης ΙΓΜΕ.

Abstract

Main purpose of the present study is to investigate the creation of the relief for part of the Heraklion basin using GIS and to study the tectonic and morphological elements. Additionally information concerning the geological status of the study area has been used from the geological map of Heraklion (IGME).

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

1	ΕΙΣΑΓΩΓΗ	6
1.1	Σκοπός και υλοποίηση της εργασίας	6
1.2	Γεωγραφική θέση και περιγραφή της ευρύτερης περιοχής	6
1.4	Γενικά στοιχεία για το κλίμα της Κρήτης	7
2.	Η ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΔΟΜΗ ΤΗΣ ΚΡΗΤΗΣ	9
2.1	Η γεωλογία της Κρήτης	9
2.2	Η ενότητα των πλακωδών ασβεστολίθων	10
2.3	Η ενότητα Τρυπαλίου	12
2.4	Η ενότητα φυλλιτών-χαλαζιτών	13
2.5	Η ενότητα Γαβρόβου-Τρίπολης	14
2.6	Η ενότητα Πίνδου	16
2.7	Το τεκτονικό “Melange”	17
2.8	Η ενότητα Αστερουσίων	19
2.9	Οι οφιόλιθοι	20
2.10	Νεογενείς και Τεταρτογενείς αποθέσεις	21
2.11	Ταξινόμηση των καλυμμάτων της κεντρικής Κρήτης	23
2.12	Γενικά γεωλογικά στοιχεία της ευρύτερης περιοχής μελέτης	24
2.13	Τεκτονική της εξεταζόμενης περιοχής	26
3.	ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΟ ΣΥΣΤΗΜΑ ΠΛΗΡΟΦΟΡΙΩΝ (GIS)	28
3.1	Το σύστημα Γεωγραφικών Πληροφοριών	28
3.2	Διαδικασίες Γ.Σ.Π.	29
3.3	Βάσεις δεδομένων	31
3.4	Χρήση του Arcview	32
4.	ΤΟΠΟΓΡΑΦΙΚΑ ΚΑΙ ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΗΣ ΕΞΕΤΑΖΟΜΕΝΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ	39
4.1	Το τοπογραφικό ανάγλυφο της εξεταζόμενης περιοχής	39
4.2	Χάρτης κλίσεων, χάρτης διεύθυνσης κλίσης	42
5.	ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	56
5.1	Συμπεράσματα	56
6.	ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	57

1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1 Σκοπός και υλοποίηση της εργασίας

Σκοπός της συγκεκριμένης εργασίας είναι η παρουσίαση του τοπογραφικού ανάγλυφου τμήματος της λεκάνης του Ηρακλείου Κρήτης και η ανάλυση των μορφολογικών της χαρακτηριστικών. Η υλοποίηση της παρούσας εργασίας έγινε σε Γ.Σ.Π. Επιπρόσθετα χρησιμοποιήθηκαν και στοιχεία από τον γεωλογικό χάρτη 1:50000 του Ηρακλείου έκδοσης ΙΓΜΕ καθώς και τοπογραφικοί χάρτες από την Γ.Υ.Σ. η ψηφιοποίηση του τοπογραφικού ανάγλυφου έχει γίνει χρησιμοποιώντας τις ισοϋψείς καμπύλες των 4 m.

1.2 Γεωγραφική θέση και περιγραφή της ευρύτερης περιοχής

Ο νομός Ηρακλείου, έχει έκταση 2.641 τετρ. χλμ. και πληθυσμό 264906 κατοίκους και βρίσκεται ανάμεσα στους νομούς Ρεθύμνου και Λασιθίου. Βρέχεται από το Κρητικό πέλαγος προς βορρά και νότια από το Λιβυκό πέλαγος. Είναι ο πιο πυκνοκατοικημένος νομός της Κρήτης και η πρωτεύουσά του, η πόλη του Ηρακλείου, που είναι η πρωτεύουσα του νησιού. Άλλες αναπτυγμένες πόλεις και χωριά είναι η Αγία Πελαγία, τα Μάλια, η Χερσόνησος, ένα πολύ καλά οργανωμένο τουριστικό θέρετρο, οι Επάνω Αρχάνες, η Νέα Αλικαρνασσός, οι Μοίρες και η Αγία Βαρβάρα.

Ο Νομός Ηρακλείου έχει ορεινά συγκροτήματα και βουνά τα οποία είναι:

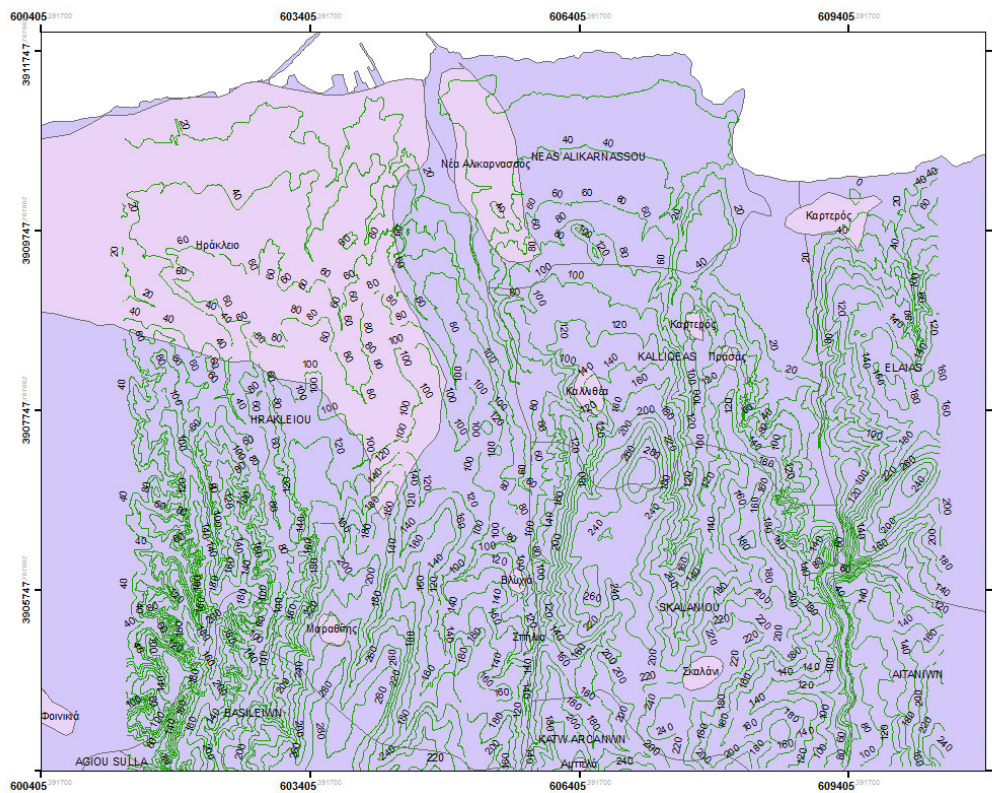
- Οροσειρά Δίκτης (2.148 m). Ψηλότερες κορυφές είναι ο Αφέντης (1.578 m). Μαδάρα (2141 m), Σαρακηνό (1558 m), Τραύλος (1.416 m) κ.ά.
- Οροσειρά της Ίδης (Ψηλορείτης, 2.456 m) στα σύνορα με το νομό Ρεθύμνης με ψηλότερες κορυφές μέσα στο νομό το Κουδούνι (1.860 m), Λώρος (1.720 m), Ξεροσκάφη (1.500 m), Σαμάρι (1.417 m) κ.ά.

Οι ποταμοί του Νομού είναι μικροί. Κυριότεροι από αυτούς είναι ο Γιόφυρος, ο οποίος πηγάζει από τον Ψηλορείτη και χύνεται στο Κρητικό πέλαγος και ο Γεροπόταμος, ο οποίος πηγάζει από το Δίκτη, ποτίζει την κ της Μεσαράς και χύνεται στον κόλπο της Μεσαράς.

Ο Νομός Ηρακλείου έχει την πεδιάδα Ηρακλείου - Μαλίων στα Βόρεια και την πεδιάδα της Μεσαράς στα ΝΔ. Οι πεδιάδες αυτές είναι παραλιακές. Λίμνες δεν υπάρχουν.

Στο Νομό Ηρακλείου κυριαρχεί το εύκρατο προς το θαλάσσιο μεσογειακό κλίμα. Γλυκός χειμώνας και δροσερό καλοκαίρι.

Η περιοχή που μελετήθηκε παρουσιάζεται στο σχήμα 1.1. αποτελεί το κεντρικό τμήμα της πόλης του Ηρακλείου, το οποίο εκτείνεται από την Κνωσσό έως το λιμάνι του Ηρακλείου.



Σχήμα 1.1 Χάρτης που απεικονίζει την περιοχή μελέτης στο Ηράκλειο Κρήτης (με βάση το τοπογραφικό 1:5000 Γ.Υ.Σ.)

1.4 Γενικά στοιχεία για το κλίμα της Κρήτης

Η Κρήτη και γενικότερα σχεδόν ολόκληρη η Μεσόγειος θάλασσα βρίσκονται βορειότερα των περιοχών υποτροπικών νηνεμιών. Σ' αυτές τις περιοχές λόγω της διανομής ατμοσφαιρικής πίεσης και της κυκλοφορίας των ανέμων, παρατηρούνται δύο κυρίως εποχές: η βροχερή και η ξηρή. Εάν σαν βάση του διαχωρισμού χρησιμοποιηθεί η θερμοκρασία του αέρα, τότε και πάλι παρατηρούνται δύο εποχές: η ψυχρή και η θερμή. Στο μεσογειακό τύπο κλίματος, υπάρχει σαφής συσχετισμός ανάμεσα στην ψυχρή και βροχερή, καθώς και ανάμεσα στην ξηρή και θερμή εποχή.

Σαν θερμή εποχή χαρακτηρίζεται το διάστημα Ιουνίου – Σεπτεμβρίου και σαν ψυχρή εποχή το διάστημα Οκτωβρίου – Μαΐου, αν και οι μήνες Οκτώβριος και Μάιος μπορούν να θεωρηθούν μεταβατικοί μήνες.

Το κλίμα της Κρήτης είναι εύκρατο και πλησιάζει προς το θαλάσσιο. Σε υψηλά υψόμετρα, τείνει προς τον ορεινό τύπο κλίματος. Από την άποψη ηπιότητας και των μεταβολών, το κλίμα της Κρήτης θεωρείται προνομιούχο και οφείλεται στην κεντρική θέση που κατέχει το νησί στην ανατολική Μεσόγειο. Ο χειμώνας αρχίζει περίπου από τα μέσα Δεκεμβρίου και είναι ήπιος. Ο ψυχρότερος μήνας του έτους είναι ο Ιανουάριος που διαφέρει ελάχιστα θερμομετρικά από το Φεβρουάριο. Η διαφορά τους όμως τόσο με το Δεκέμβριο όσο και με το Μάρτιο, είναι αισθητή. Γενικά τα πεδινά της Ανατολικής Κρήτης είναι από τις θερμότερες περιοχές της Ελλάδας με μακρά ηλιοφάνεια ακόμα και κατά τους μήνες Οκτώβριο μέχρι Απρίλιο. Η νέφωση είναι γενικά μικρή και μειώνεται από ανατολικά προς δυτικά. Το ανατολικό άκρο κατά τους χειμερινούς μήνες ανήκει σε περιοχή μεγίστου νεφώσεως. Οι βροχές αυξάνονται από τα ανατολικά προς δυτικά και από τα παράλια προς την ηπειρωτική χώρα.

Κύρια χαρακτηριστικά του κλίματος στο νησί είναι:

- Υψηλά ποσοστά βροχοπτώσεων με μη κανονική κατανομή τόσο τυπικά (αυξητική κλίμακα από ανατολικά προς δυτικά και μεγάλο ημερήσιο ποσοστό βροχοπτώσεων στην Κεντρική και Δυτική Κρήτη που φτάνει το 1/3) όσο και χρονικά (την περίοδο των έντονων βροχοπτώσεων, διαδέχονται περίοδοι με μεγάλη ξηρασία).
- Έντονη ηλιοφάνεια.
- Ήπιες θερμοκρασιακές αποκλίσεις.
- Δεν παρατηρείται ποτέ παγετός.
- Η θερμοκρασία σπάνια πέφτει κάτω από τους 0°C.

2. Η ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΔΟΜΗ ΤΗΣ ΚΡΗΤΗΣ

2.1 Η γεωλογία της Κρήτης

Μεγάλο μέρος του θεωρητικού τμήματος του συγκεκριμένου κεφαλαίου προέρχεται από την διδακτορική διατριβή του Δρ. Φασουλά Χ. με τίτλο «Κινηματική και παραμόρφωση των καλυμμάτων της Κεντρικής Κρήτης» - 1995.

Το νησί της Κρήτης χαρακτηρίζεται από μια πολύπλοκη γεωλογική δομή, αποτέλεσμα της αλπικής καλυμματικής τεκτονικής και νεοτεκτονικής δράσης (ΦΥΤΡΟΛΑΚΗΣ 1980, BONNEAU 1984, HALL 1984).

Τα διάφορα ετερογενή τεκτονικά καλύμματα που συνιστούν το τεκτονικό οικοδόμημα της Κρήτης περιγράφονται από κάποιους μελετητές (EPTING 1972, CREUTZBURG & SEIDEL 1975, BONNEAU 1977 και ΦΥΤΡΟΛΑΚΗΣ 1980).

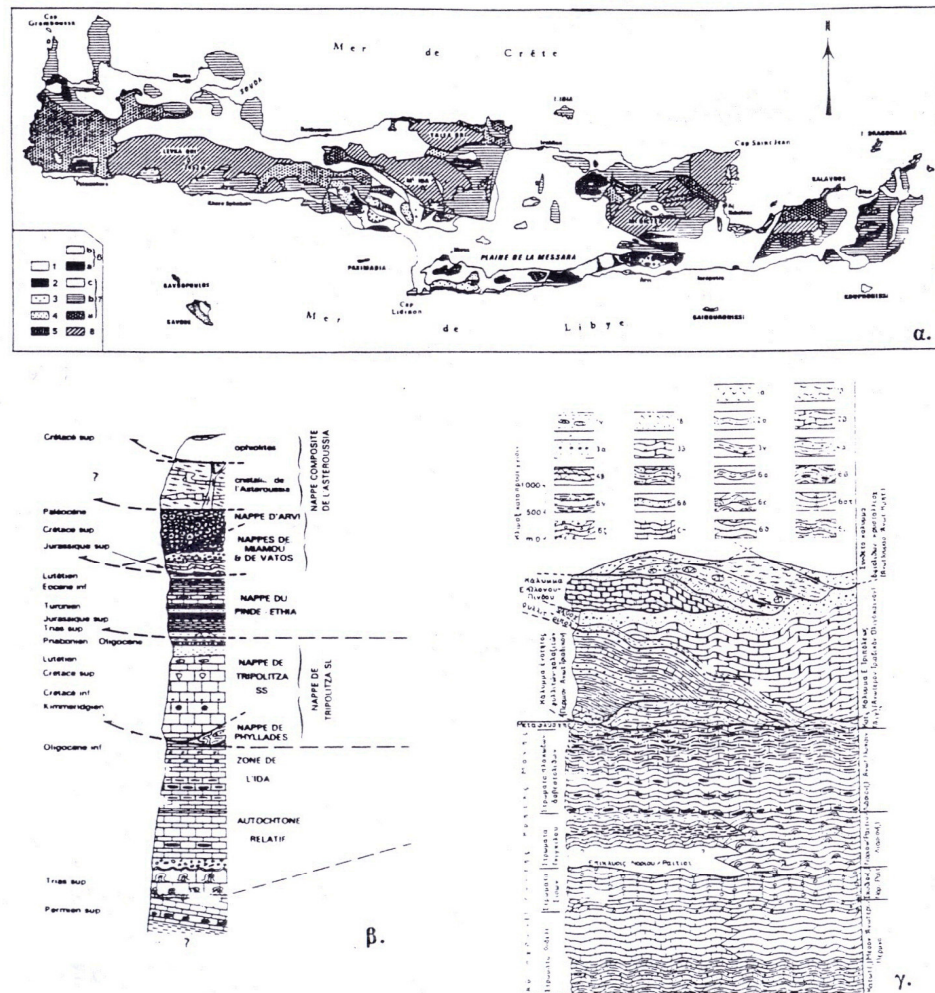
Σύμφωνα με τους παραπάνω μελετητές ένα σύνολο αλλόχθονων καλυμμάτων, που προέρχονται από το σύνολο των Ελληνίδων ζωνών και παρουσιάζουν διαφορετική τεκτονική και παλαιογραφική εξέλιξη βρίσκεται τεκτονικά τοποθετημένο πάνω στην αυτόχθονη έως παρααυτόχθονη (ΦΥΤΡΟΛΑΚΗΣ 1980) ενότητα των Πλακωδών ασβεστόλιθων.

Ένα σύνολο επτά καλυμμάτων πάνω από την ενότητα των Πλακωδών ασβεστόλιθων όπου αναφέρουν οι CREUTZBOURG 1977 είναι: του Τρυπαλίου, των Φυλλιτών- χαλαζιτών, του Γαβρόβου- Τρίπολης, της Πίνδου, των χαοτικών τεμαχών, της Καλυψούς και των οφιολίθων.

Ο Φυτρολάκης (1980) αναφέρει ένα σύνολο πέντε καλυμμάτων τεκτονικά τοποθετημένων πάνω στην ενότητα Κρήτης- Μάνης όπου είναι τα εξής: το κάλυμμα Τρυπαλίου, των Φυλλιτών- Χαλαζιτών, το κάλυμμα της Τρίπολης, το κάλυμμα Ωλονού- Πίνδου και το σύνθετο κάλυμμα οφιολιθικών και κρυσταλλοσχιστωδών πετρωμάτων.

Ο Bonneau (1984) υποστηρίζει ένα σύνολο έξι καλυμμάτων που βρίσκεται τεκτονικά τοποθετημένο πάνω στην ενότητα της Ίδης. Τα καλύμματα είναι τα εξής: των Φυλλιτών – χαλαζιτών, του Γαβρόβου- Τρίπολης, της Πίνδου- Εθιάς, του Βάτου και Καλυψώς, των Αστερουσίων και των Οφιολίθων (σχ. 2.1).

Στην περιοχή της κεντρικής Κρήτης εμφανίζονται όλα τα καλύμματα της Κρήτης εκτός από το κάλυμμα του Τρυπαλίου.



Σχήμα 2.1 α) Γεωλογικός χάρτης της Κρήτης κατά BONNEAU et al. (1977). 1. Νεογενή και Τεταρτογενή, 2. Οφιόλιθοι, 3. Κ. Αστερουσιών, 4. Κ. Μιαμους, 5. Κ. Αρβής, 6. Κ. Πινδο-Εθιάς, 7. Κ. Τριπόλης (α. Φυλλίτες-Χαλαζίτες), 8. Ζώνη Ιδας, και τεκτονοσρωματώγραφικές στήλες των καλυμμάτων της Κρήτης, β) κατά BONNEAU et al. (1977) και γ) κατά ΦΥΤΡΟΛΑΚΗ (1980).

Σχήμα 2.1. Γεωλογικός χάρτης και στρωματογραφική τομή των σχηματισμών της Κρήτης

2.2 Η ενότητα των πλακωδών ασβεστολίθων

Η ενότητα των Πλακωδών ασβεστόλιθων αποτελεί την τεκτονικά κατώτερη ενότητα του νησιού (σχ. 2.2) και καταλαμβάνει κυρίως τους πυρήνες των μεγάλων οροσειρών. Εμφανίζεται στην περιοχή των Λευκών ορέων, στην περιοχή του Ψηλορείτη, στα όρη Ταλλαία, Δίκτη και Σητείας. Στην περιοχή των Ταλλαίων ορέων οι πλακώδεις ασβεστόλιθοι εμφανίζονται σε ανεστραμένη θέση αποτελώντας την ανεστραμένη πτέρυγα μιας μέγα πτυχής (Φυτρολάκης 1980, Hall & Aydley- Charles 1983).

Τα αρχαιότερα πετρώματα της ενότητας εμφανίζονται στην περιοχή βόρεια των Ταλλαίων ορέων. Πρόκειται για σχιστόλιθους χαλαζίτες και κλαστικά μετά-ιζηματα Περμικής ηλικίας (KOENIG & KUSS 1980). Πάνω από αυτά με στρωματογραφική συμφωνία εμφανίζονται βιτουμενούχοι δολομίτες και ασβεστόλιθοι ηλικίας Άνω Περμίου (EPTING 1972).

Ακολουθούν κλαστικοί ασβεστόλιθοι και δολομίτες καθώς και σερικιτικά μάρμαρα με ηλικία που κυμαίνεται από το Άνω Πέρμιο έως το Σκύθιο\ Νόριο (EPTING 1972, KUSS & THEORBECKE 1974). Κατά το Νόριο\ Ραίτιο έλαβε χώρα επίκλυση και ακολούθησε η απόθεση ενός στρωματολιθικού δολομίτη Νόριου ηλικίας (EPTING 1972). Τα πετρώματα αυτά εμφανίζονται κυρίως στην περιοχή των Ταλλαίων ορέων με πάχος έως και 1100μ.

Πάνω από το στρωματολιθικό δολομίτη εμφανίζονται κυρίως στην περιοχή του οροπεδίου του Ομαλού στα Χανιά μια σειρά στρωμάτων που ονομάζεται από τον CREUTZBURG ως σειρά Γκιγκίλου και από τους Τατάρη & Χριστοδούλου ως 'σύστημα στρωμάτων υποκείμενων των πλακωδών ασβεστόλιθων'.

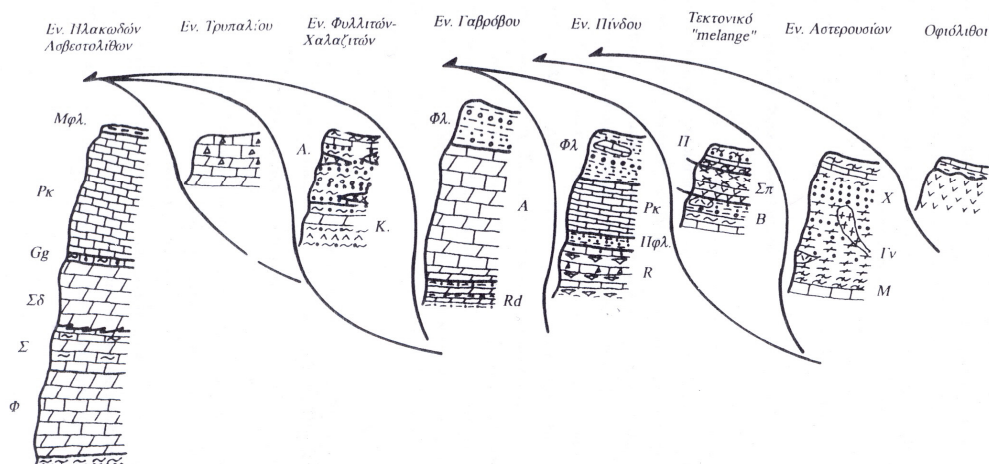
Ακολουθούν οι τυπικοί πλακώδεις ασβεστόλιθοι από τους οποίους ονομάστηκε η ενότητα. Η πλήρη στρωματογραφική τους ανάπτυξη παρατηρείται στα Λευκά όρη, στον Ψηλορείτη, στα όρη Δίκτη Σητείας και στην περιοχή της Ελούντας. Η σειρά χαρακτηρίζεται από λεπτοστρωματώδεις ασβεστόλιθους με κερατολιθικές παρεμβολές υπό μορφή φακών ή ενστρώσεων. Μεταξύ των ασβεστόλιθων παρεμβάλλονται κυρίως στα μεσαία τμήματα λεπτές στρώσεις σερικιτικών φυλλιτών. Η ηλικία των πλακωδών ασβεστόλιθων κυμαίνεται από το Δογγέριο έως το Ανώτερο Ηώκαινο (BIZON & THIEBAULT 1974, Φυτρολάκης 1972).

Στην ανώτερη θέση της ενότητας εμφανίζεται ένα λεπτό στρώμα πάχους από 0 έως 50μ. ασβεστο-φυλλιτών που χαρακτηρίζεται ως μεταφλύσχης των Πλακωδών ασβεστόλιθων. Ο μεταφλύσχης εμφανίζεται σε αρκετές περιοχές της ανατολικής και δυτικής Κρήτης. Στην κεντρική εμφανίζονται στις περιοχές του οροπεδίου της Νίδας και στην περιοχή του Κρούσωνα. Τα στρώματα μεταβαίνουν ομαλά από τους πλακώδεις ασβεστόλιθους στην αρχή με ανθρακική ιζηματογένεση προς τυπική αργιλική στο τέλος.

Η ενότητα των Πλακωδών ασβεστόλιθων σύμφωνα με τους SEIDEL 1982 έχει μεταμορφωθεί στο Άνω Ολιγόκαινο\ Κάτω Μειόκαινο σε συνθήκες υψηλής πίεσης χαμηλής θερμοκρασίας.

Η ενότητα των Πλακωδών ασβεστόλιθων αποτελεί μια ανθρακική αβαθή λεκάνη συνολικού πάχους ιζημάτων μέχρι 5000μ στην οποία αποτέθηκαν από το Τριαδικό μέχρι το

Άνω Ιουρασικό ιζήματα νηριτικής φάσης, ενώ από το Άνω Ιουρασικό μέχρι το Κατώτερο Ολιγόκαινο πελαγικής φάσης.



Σχήμα 2.5 Στρωματογραφικές στήλες των καλυμμάτων της κεντρικής Κρήτης και οι μεταξύ τους τεκτονικές σχέσεις. (βιβλιογραφία στο κείμενο).

Σχήμα 2.2. Στρωματογραφικές στήλες των καλυμμάτων της Κεντρικής Κρήτης

2.3 Η ενότητα Τρυπαλίου

Η ενότητα Τρυπαλίου (σχ. 2.2) ονομάστηκε έτσι λόγω της μεγάλης της εμφάνισης στην περιοχή του όρους Τρυπάλι, στα όρια του νόμου Ρεθύμνης κα Χανίων. Εμφανίζεται μόνο στη δυτική Κρήτη (Φυτρολάκης 1980, Krah1 1983, Κιλίας 1986) στην περιοχή των Λευκών ορέων και στο όρος Τρυπάλι.

Η ενότητα του Τρυπαλίου αποτελείται από ανθρακικά ιζήματα αβαθούς θάλασσας (Φυτρολάκης 1980). Χαρακτηριστικό γνώρισμα της ενότητας είναι τα ανθρακικά ανακρυσταλλωμένα λατυποπαγή μέσα στα οποία παρατηρήθηκαν απολιθώματα Λιάσιου ηλικίας (ΟΤΤ 1965, KOPP & ΟΤΤ 1977, Φυτρολάκης 1978).

Η απόδειξη της Τριαδικής και κάτω Ιουρασικής (Λιάσιου) ηλικίας της ενότητας επέτρεψε το διαχωρισμό σε ξεχωριστό κάλυμμα.

Η παλαιογραφική θέση και ο χαρακτήρας της ενότητας του Τρυπαλίου παραμένει ακόμα ασαφής. Οι CREUTZBURG & SEIDEL (1975) τοποθετούν την ενότητα στη σειρά Φυλλιτών- χαλαζιτών. Ο Φυτρολάκης (1980) θεωρεί ότι η ενότητα αποτελούσε ύβωμα ανάμεσα στον πελαγικό χώρο της ενότητας των Πλακωδών ασβεστόλιθων και στη λεκάνη της ενότητας Φυλλιτών- χαλαζιτών. Ο BONNEAU (1984) ότι οι σχηματισμοί της ενότητας Τρυπαλίου αποτελούν το κατακλαστικό υλικό της κύριας τεκτονικής επαφής μεταξύ των

Πλακωδών ασβεστόλιθων και της ενότητας των Φυλλιτών- χαλαζιτών. Οι HALL et al. (1984) θεωρούν ότι τα πετρώματα της ενότητας είναι ανάλογα των λατυποπαγών που βρίσκονται στη βάση της ενότητας των Πλακωδών ασβεστόλιθων και αποτελούν πλευρικά κορήματα ενός μεγάλου ρήγματος που αποτέθηκαν στο Άνω Ιουρασικό.

2.4 Η ενότητα φυλλιτών-χαλαζιτών

Η ενότητα των Φυλλιτών – χαλαζιτών (σχ. 3.2) περιλαμβάνει όλα τα μεταμορφωμένα πετρώματα που βρίσκονται τεκτονικά πάνω στα ανθρακικά πετρώματα ή στον μεταφλύσχη της ενότητας των Πλακωδών ασβεστόλιθων και στη ενότητα Τρυπαλίου καθώς και κάτω από τους ασβεστόλιθους ή την αργιλο- σχιστολιθική σειρά (στρώματα Ραβδούχα) της ενότητας Γαβρόβου- Τρίπολης (Φυτρολάκης, 1980).

Τα πετρώματα της ενότητας εμφανίζονται σε μεγάλη έκταση στη δυτική και ανατολική Κρήτη όπως και στη βόρεια-κεντρική Κρήτη. Μικρές εμφανίσεις παρατηρούνται στις περιοχές δυτικά της οροσειράς του Ψηλορείτη, του Κρούσωνα και του χωριού Κεραμέ στη νότια Κρήτη.

Η ενότητα είναι έντονα τεκτονισμένη και ορισμένοι συγγραφείς (WACHENDORF 1974, SEIDEL 1982) θεώρησαν ότι αποτελεί ένα τεκτονικό ανακάτεμα (mélange) πετρωμάτων που προέρχονται από διάφορες ενότητες, χωρίς στρωματογραφική σχέση μεταξύ τους.

Η ενότητα λοιπόν σύμφωνα με το Φυτρολάκη (1980) αποτελείται από δύο μέρη. Το κατώτερο περιλαμβάνει γύψους, ραουβάκες, μελανούς δολομίτες και μελανούς αργιλικούς σχιστόλιθους. Το μέρος αυτό εμφανίζεται στην περιοχή του οροπεδίου του Ομαλού στα Χανιά ενώ μικρότερες εμφανίσεις υπάρχουν στο ανατολικότερο ακρωτήριο Σίδερο του νησιού και κοντά στη Σητεία.

Το ανώτερο μέρος περιλαμβάνει κλαστικά μετά-ιζήματα με εναλλαγές φυλλιτών και ενστρώσεις χαλαζιτών και χαλαζιακών μετά- κροκαλοπαγών. Ανάμεσα στα πετρώματα της ενότητας παρατηρούνται μικρές εμφανίσεις ηφαιστειακών πετρωμάτων (CREUTZBURG & SEIDEL 1975). Πρόκειται για μετά- ανδεσιτικά και μετά- βασαλτικά πετρώματα τα οποία έχουν ανακατευτεί και μεταμορφωθεί μαζί με τα περιβάλλοντα πετρώματα. Τα μετά- ηφαιστειακά αυτά πετρώματα σχηματίστηκαν σύμφωνα με τους SEIDEL (1982) στο Άνω Πέρμιο σε ένα καθεστώς ηπειρωτικής έκτασης και διάρρηξης. Μικρές εμφανίσεις των σωμάτων παρατηρούνται κατά μήκος της εθνικής οδού Ηρακλείου- Χανίων, στην ευρύτερη περιοχή Αχλάδας- Αγίας Πελαγίας. Η ενότητα έχει χρονολογηθεί ως Περμικής – Άνω

Τριαδικής ηλικίας από μικροαπολιθώματα που βρέθηκαν στους αργιλικούς σχιστόλιθους και φυλλίτες (Papastamatiou & Reichel 1956, Φυτρολάκης 1978) καθώς στα ανθρακικά πετρώματα της ενότητας (Cayeux 1902, Τατάρης & Χριστοδούλου 1965).

Η ενότητα Φυλλιτών- χαλαζιτών αποτελείται από πετρώματα που μεταμορφώθηκαν σε συνθήκες υψηλής πίεσης χαμηλής θερμοκρασίας. (ΥΠΛΧΘ, SEIDEL 1982)

Ο βαθμός της μεταμόρφωσης καθώς και οι παραγενέσεις ορυκτών στα πετρώματα Φυλλιτών- χαλαζιτών διαφέρουν από την ανατολική προς τη δυτική Κρήτη (SEIDEL 1982).

Στην ανατολική Κρήτη επικρατούν οι παραγενέσεις:

Ρειβεκίτης \ κροσσίτης + λανσωνίτης + πουμπειλίτης και

Fe- καρφόλιθος + πυροφυλλίτης + χαλαζίας + ασβεστίτης (SEIDEL 1982, THEYE 1992).

Στην κεντρική Κρήτη οι παραγενέσεις της ΥΠΛΧΘ διατηρούνται υπολειμματικές λόγω μιας ανάδρομης ΧΠ μεταμόρφωσης και αποτελούνται από τα ορυκτά:

Καρφόλιθος + πυροφυλλίτης + χλωρίτης και

Χλωριτοειδής + χλωρίτης + μοσχοβίτης (SEIDEL 1982, THEYE 1992).

Στη δυτική Κρήτη κυριαρχεί η παραγένεση:

Γλαυκοφανής + ομφακίτης + λανσωνίτης + πουμπειλίτης (SEIDEL 1982, THEYE 1992).

Η ηλικία της μεταμόρφωσης είναι Άνω Ολιγοκαινική \ Κάτω Μειοκαινική .

Το συνολικό πάχος της ενότητας των Φυλλιτών- χαλαζιτών είναι δύσκολο να εκτιμηθεί λόγω του έντονου τεκτονισμού της.

Η ενότητα Φυλλιτών-χαλαζιτών αποτελεί ένα ανεξάρτητο τεκτονικό κάλυμμα ανάμεσα στις ενότητες Πλακωδών ασβεστόλιθων και Γαβρόβου, άγνωστης προέλευσης και χαρακτήρα (Φυτρολάκης 1980, SEIDEL 1982, HALL 1984, Κιλίας 1986, Αλεξόπουλος 1989, THEYE 1992).

2.5 Η ενότητα Γαβρόβου-Τρίπολης

Η ενότητα του Γαβρόβου- Τρίπολης (σχ. 3.2) στην Κρήτη αποτελείται από πετρώματα που αντιστοιχούν στη γεωτεκτονική ζώνη Γαβρόβου- Τρίπολης (CREUTZBURG 1977, Φυτρολάκης 1980, BONNEAU 1984).

Τα πετρώματα της ενότητας Γαβρόβου – Τρίπολης έχουν ίσως τη μεγαλύτερη επιφανειακή εξάπλωση από οποιοδήποτε κάλυμμα της Κρήτης. Η ενότητα Γαβρόβου αποτελείται από μια στρωματογραφική ακολουθία πετρωμάτων που υπέρκεινται τεκτονικά

της ενότητας των Φυλλιτών – χαλαζιτών (SANNENMAN & SEIDEL 1976, KOPP & OTT 1977, Φυτρολάκης 1980, BONNEAU 1984).

Η ενότητα Γαβρόβου, αποτελείται από τρεις στρωματογραφικές σειρές (Φυτρολάκης 1980), οι οποίες από τη βάση τους προς τα πάνω είναι η αργιλοσχιστολιθική σειρά ή στρώματα Ραβδούχα, η ανθρακική σειρά ή ασβεστόλιθοι της Τρίπολης και η σειρά του φλύσχη.

Τα στρώματα Ραβδούχα εμφανίζονται στη δυτική Κρήτη, στην περιοχή της Σητείας στην ανατολική, και στην περιοχή Πλακιά –Σελλίων στην κεντρική Κρήτη.

Σύμφωνα με τους συγγραφείς τα στρώματα αποτελούνται στη βάση από εναλλαγές ιλυόλιθων, λεπτοπλακωδών ψαμμιτών και αργιλικών σχιστόλιθων και από παρεμβολές λεπτοπλακωδών δολομιτών και ασβεστόλιθων. Ακολουθούν μικρού πάχους αργιλικόι σχιστόλιθοι και δολομίτες που μεταβαίνουν κανονικά στην ανώτερη ανθρακική σειρά.

Η ανθρακική σειρά της ενότητας Γαβρόβου εμφανίζεται κυρίως στην κεντρική και ανατολική Κρήτη. Η σειρά αρχίζει στο Μέσο με Άνω Τριαδικό με λεπτοστρωματώδεις δολομίτες (SANNENMAN & SEIDEL 1976, KOPP & OTT 1977) συνεχίζει κανονικά με εναλλαγές δολομιτών καθώς και ασβεστόλιθων ηλικίας Ιουρασικού έως Άνω Κρητιδικού (ασβεστόλιθοι με Ρουδιστές, ZAGER 1972, Φυτρολάκης 1967).

Η Μέσο με Άνω Ηώκαινικής ηλικίας σειρά του φλύσχη επικάθεται ασύμφωνα πάνω στους ασβεστόλιθους της ανθρακικής σειράς (SEIDEL 1968, ZAGER 1972).

Αποτελείται κυρίως από αργιλικά και ψαμμιτικά πετρώματα με μονότονη ιζηματογένεση . Τις περισσότερες φορές είναι δύσκολο να διαχωριστεί καθώς καλύπτεται από τον αντίστοιχο φλύσχη της υπερκείμενης ενότητας της Πίνδου.

Η ενότητα λοιπόν Γαβρόβου – Τρίπολης αντιπροσωπεύει μια μεγάλου πάχους, ανθρακική, αβαθή λεκάνη ιζηματογένεσης η οποία δέχθηκε στο Μέσο με Άνω Τριαδικό κλαστικά ιζήματα ενώ κατά τη διάρκεια του Άνω Τριαδικού με Μέσο- Ηώκαινου νηριτικά ανθρακικά ιζήματα .Η ιζηματογένεση συνεχίστηκε στο Μέσο με Άνω- Ηώκαινο με ασύμφωνη απόθεση ψαμμιτικό- αργιλικού φλύσχη. Τα πετρώματα τα οποία βρίσκονται τεκτονικά τοποθετημένα πάνω στην ενότητα Φυλλιτών- χαλαζιτών εμφανίζουν μόνο μια μικρού βαθμού μεταμόρφωση στη βάση τους. Η ενότητα Γαβρόβου είναι αντίστοιχη της γεωτεκτονικής ζώνης Γαβρόβου- Τρίπολης της Ηπειρωτικής Ελλάδας.

2.6 Η ενότητα Πίνδου

Με τον όρο ενότητα Πίνδου (σχ. 2.2) περιλαμβάνουμε όλα τα πετρώματα της Κρήτης που χαρακτηρίστηκαν είτε ως «σειρά Πίνδου» (SEIDEL 1968, KUSS & THEORBECKE 1974), είτε ως «σειρά Εθιάς» (RENZ 1947, PARASKEYAIDIS 1961, Τατάρης 1964, BONNEAU & FLEURY 1971), είτε ως «σειρά Μαγκασσά» (BONNEAU & ZAMBETAKIS 1975, ZAMBETAKIS & LEKKAS 1977) και τα οποία παρουσιάζουν λιθοφασικές ομοιότητες με τα αντίστοιχα πετρώματα της γεωτεκτονικής ζώνης Ωλονού Πίνδου της ηπειρωτικής Ελλάδας.

Τα πετρώματα της ενότητας της Πίνδου παρατηρούνται στην κεντρική και ανατολική Κρήτη και είναι τεκτονικά τοποθετημένα πάνω στην ενότητα Γαβρόβου και στην ενότητα Φυλλιτών – χαλαζιτών (CREUTZBURG 1977). Στην περιοχή της κεντρικής Κρήτης εμφανίζονται στην περιοχή των Αστερουσίων, στις νότιες παρυφές του Ψηλορείτη και στην περιοχή του όρους Κέδρος.

Η ενότητα της Πίνδου αρχίζει με την απόθεση στο Άνω Τριαδικό, κερατολίθων, κερατολιθικών ασβεστολίθων και σχιστών αργίλων (SEIDEL 1968). Από το Ιουρασικό μέχρι το κάτω Κρητιδικό η ιζηματογένεση συνεχίστηκε με απόθεση ωολιθικών, ψαμμιτικών και μικρολατυποπαγών ασβεστολίθων και κερατολίθων (SEIDEL 1968, BONNEAU & FLEURY 1971, BONNEAU & ZAMBETAKIS 1975, ZAMBETAKIS & LEKKAS 1977).

Κατά το Άνω Κρητιδικό αποτέθηκαν στρώματα πηλινών και ψαμμιτών τα οποία χαρακτηρίστηκαν ως Πρώτος φλύσχη (SEIDEL 1968, BONNEAU & FLEURY 1971). Τον πρώτο φλύσχη ακολούθησε μέχρι το Άνω Παλαιοκαινο η απόθεση πελαγικών ασβεστολίθων. Η ενότητα τελειώνει με την απόθεση του Άνω Παλαιοκαινικού Ηωκαινικού φλύσχη (AUBOUIN 1965, SEIDEL 1971, BONNEAU & FLEURY 1971, BONNEAU & ZAMBETAKIS 1975, ZAMBETAKIS & LEKKAS).

Τα πετρώματα της ενότητας Πίνδου που εντοπίζονται στις περιοχές της Κρήτης έχουν χωριστεί σε τρεις υπό- ενότητες την τυπική Ινδική στην περιοχή της κεντρικής Κρήτης, της Εθιάς στην περιοχή των Αστερουσίων και της Μαγκασσάς στην ανατολική Κρήτη.

Όλες οι παραπάνω ενότητες θεωρείται ότι αποτελούν τη συνέχεια της Κρήτης της ζώνης Ωλονού – Πίνδου (RENZ 1947, PARASKEYAIDIS 1961, TATARIS 1964, SEIDEL 1968, BONNEAU & ZAMBETAKIS 1975, ZAMBETAKIS & LEKKAS 1977, Φυτρολάκης 1980).

Οι λιθοφασικές και χρονικές διαφορές που παρατηρούνται στις επιμέρους ενότητες οφείλονται στις διαφορετικές παλαιογεωγραφικές τους θέσεις: η σειρά της Πίνδου

τοποθετείται στο εσωτερικό περιθώριο της αύλακας Ωλονού- Πίνδου (SEIDEL 1968), η σειρά της Εθίας στο εξωτερικό περιθώριο της αύλακας (AUBOUIN & DERCOURT 1965, BONNEAU & FLEURY 1971), ενώ η σειρά Μαγκασσά στην εσωτερική κλιτύ του υβώματος της Γαβρόβου – Τρίπολης προς την αύλακα της Πίνδου (BONNEAU & ZAMBETAKIS 1975, ZAMBETAKIS & LEKKAS 1977).

2.7 Το τεκτονικό “Melange”

Με τον όρο «Τεκτονικό mélange» (σχ. 3.2) αναφέρονται εκείνα τα ετερογενή πετρώματα τα οποία είναι τεκτονικώς τοποθετημένα ανάμεσα στο υποκείμενο κάλυμμα της Πίνδου και στο υπερκείμενο κάλυμμα των Αστερουσίων.

Τα πετρώματα αυτά έχουν συνήθως μικρή επιφανειακή εξάπλωση καθώς τις περισσότερες φορές εμφανίζονται ως τεκτονικά ράκη.

Το τεκτονικού mélange αποτελείται από μια σειρά πετρωμάτων με σαφή χαρακτήρα τεκτονικού ανακατέματος (mélange, SEIDEL 1977) τα οποία τοποθετήθηκαν από τους ερευνητές είτε σε ένα ευρύτερο τεκτονικό κάλυμμα που περιλάμβανε όλα τα ανώτερα του καλύμματος της Πίνδου πετρώματα είτε κατατάχθηκαν σε επιμέρους καλύμματα.

Έτσι οι BONNEAU (1970,1972), VICENTE (1970), AUBOUIN & DERCOURT (1965), CREUTZBURG & SEIDEL (1975) και Φυτρολάκης (1980) τοποθετούν τα αμεταμόρφωτα ή ελαφρώς μεταμορφωμένα πετρώματα που εμφανίζονται πάνω από το κάλυμμα της Πίνδου ή του Γαβρόβου στις περιοχές των Αστερουσίων, Ανωγείων, Καμάρων, Σπηλίου και Βιάννου σε ένα σύνθετο κάλυμμα «οφιόλιθων και κρυσταλλοσχιστωδών», ανάλογο του οποίου δεν εμφανίζεται στον Ελληνικό χώρο.

Μεταγενέστερα ο BONNEAU (1976) τοποθετεί μια σειρά πετρωμάτων Τριαδικό-Ιουρασικής ηλικίας, που αποτελείται από κερατολιθικούς ασβεστόλιθους, ραδιολαρίτες και σπηλίτες στο κάλυμμα της Άρβης. Επίσης ο ερευνητής τοποθετεί τα Άνω Ιουρασικά- Άνω Κρητιδικά (BONNEAU 1974, Φυτρολάκης 1980) φλυσχοειδή ιζήματα της περιοχής Μιαμού και Καμάρων σε ένα ανεξάρτητο κάλυμμα, υποκείμενο του καλύμματος της Άρβης που ονομάζει κάλυμμα Μιάμου.

Το τεκτονικό mélange λοιπόν αποτελείται από τρεις ενότητες τεκτονικά υπερκείμενες του καλύμματος της Πίνδου και υποκείμενες του καλύμματος των Αστερουσίων. Οι ενότητες αυτές είναι από την κατώτερη προς την ανώτερη του Βάτου, του Σπηλίου και του Πρέβελι.

Η ενότητα του Βάτου είναι ανάλογη των ενοτήτων της Άρβης και Μιαμού. Η ενότητα αποτελείται στη βάση από χαμηλής μεταμόρφωσης ασβεστόλιθους, αργιλικούς

ασβεστόλιθους και ψαμμίτες Άνω Ιουρασικής ηλικίας καθώς και από Άνω Κρητιδικής έως Ηωκαινικής ηλικίας ιζήματα που περιέχουν ηφαιστειακά σώματα και μοιάζουν με άγριο φλύσχη (KRAHL 1982). Η ενότητα είναι έντονα τεκτονισμένη και δίνει την εικόνα τεκτονικού ανακατέματος.

Η αμέσως τεκτονικά ανώτερη ενότητα του Σπηλίου αποτελείται από υπερβασικά και κρυσταλλικά πετρώματα τα οποία περιγράφονται από τους BONNEAU (1976), SEIDEL (1977) και BONNEAU & LYS (1978) ως σερπεντινίτες ή οφιόλιθοι. Τα πετρώματα εμφανίζονται στην περιοχή του Σπηλίου, Γερακαρίου και Κεραμών και είναι γρανατούχοι, επιδοτικοί αμφιβολίτες στα ανώτερα τμήματα και έντονα τεκτονισμένοι σερπεντινίτες στα κατώτερα.

Η ανώτερη ενότητα του Πρέβελι που εμφανίζεται στις περιοχές της Μονής Πρέβελι, Πλακιά και βορειοδυτικά του Σπηλίου αποτελείται από μεταμορφωμένα σε συνθήκες υψηλής πίεσης χαμηλής θερμοκρασίας, πετρώματα (KRAHL 1982), όπως μπλε σχιστόλιθους, φυλλίτες χαλαζίτες, μάρμαρα και μετα-κροκαλοπαγή. Η ηλικία της ενότητας είναι σύμφωνα με τους BONNEAU & LYS (1978) Άνω Περμική. Τα πετρώματα του Πρέβελι που εμφανίζονται στην περιοχή της Πλακιά - Μονής Πρέβελι αποδίδονται από τον KARAKITSIO (1979), στο κάλυμμα Φυλλιτών – χαλαζιτών.

Τα πετρώματα του Γερακαρίου εμφανίζουν ένα καφέ- πράσινο χρώμα είναι πολυπτυχωμένα σε σημείο που να εμφανίζουν χαοτικές εικόνες και η ορυκτολογική γράμμωση δεν έχει ένα σταθερό προσανατολισμό. Σε αντίθεση τα πετρώματα του Πρέβελι είναι τυπικοί μπλε σχιστόλιθοι με το χαρακτηριστικό μπλε χρώμα του γλαυκοφανή εμφανίζουν μια σταθερή ορυκτολογική γράμμωση και μια καλοσχηματισμένη σχιστότητα.

Συνοψίζοντας λοιπόν το τεκτονικό mélange αποτελεί ένα ετερογενές λιθολογικά και μεταμορφικά σύνολο πετρωμάτων τα οποία εμφανίζονται τεκτονικά ανακατεμένα μεταξύ τους. Η τεκτονική ενότητα αποτελείται από τρεις επιμέρους ενότητες. Την κατώτερη αποτελούν τα Άνω Ιουρασικής- Ηωκαινικής ηλικίας, ελαφρώς μεταμορφωμένα πετρώματα του Βάτου. Την επόμενη ενότητα του Σπηλίου αποτελούν τα κρυσταλλικά πετρώματα και οι σερπεντινίτες, με Άνω Ιουρασική ηλικία σχηματισμού. Η ενότητα θεωρείται ανάλογη της Καλυψούς, η οποία μεταμορφώθηκε σε ανάλογες συνθήκες πριν το Άνω Κρητιδικό. Η ανώτερη ενότητα του Πρέβελι περιλαμβάνει μεταμορφωμένα σε συνθήκες ΥΠΛΧΘ, προ-Αλπικά ιζήματα.

2.8 Η ενότητα Αστερουσίων

Η ενότητα των Αστερουσίων (σχ. 2.2) αποτελεί μαζί με τους υπερκείμενους Οφιόλιθους τα ανώτερα καλύμματα της Κρήτης και εμφανίζεται μόνο στην κεντρική και ανατολική Κρήτη.

Από το 1955 ο WURM περιγράφει στην περιοχή των Αστερουσίων την παρουσία μιας ποικιλόχρωμης σειράς από σερπεντινίτες, αμφιβολίτες, μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους και μάρμαρα. Μέσα σε γρανατικούς – βιοτικούς σχιστόλιθους αναγνώρισε σιλλιμανίτη και γι αυτό χαρακτήρισε τα παραπάνω πετρώματα ως προϊόντα μεταμόρφωσης επαφής.

Ο BONNEAU (1970, 1972) αναγνωρίζει στις περιοχές των Γωνιών, Σπηλίου, Μέλαμπων, Καμάρων και Αστερουσίων της κεντρικής Κρήτης και Βιάννου της ανατολικής, μια αλλόχθονη σειρά με γνεύσιους που περιέχουν σιλλιμανίτη, κορδιερίτη, γρανάτη, βιοτίτη, ανδεδίνη και χαλαζία, την οποία ονομάζει « la nappe metamorphique de l Asteroussia ».

Συνοψίζοντας λοιπόν τις παρατηρήσεις στις περιοχές των Καμάρων, Μέλαμπων και Αστερουσίων η ενότητα των Αστερουσίων αποτελείται από έντονα τεκτονισμένα και έντονα μεταμορφωμένα κρυσταλλικά πετρώματα τα οποία εμφανίζονται ως αποκομμένα τεκτονικά λείπια πάνω στα πετρώματα του τεκτονικού mélange και της Πίνδου.

Στη βάση της ενότητας εμφανίζονται συνήθως λευκά μάρμαρα μικρού πάχους και πάνω από αυτά μικρού πάχους μαρμαρυγιακοί σχιστόλιθοι. Ακολουθούν περίπου 150μ με εναλλαγές γνευσίων και αμφιβολιτών. Μέσα στις εναλλαγές παρατηρούνται μεταηφαιστειακά πετρώματα που διατηρούν κατά τόπους τον χαρακτηριστικό ιστό. Τις εναλλαγές ακολουθούν μαύροι χαλαζίτες πάχους 100μ, ενώ στα ανώτερα τμήματα εμφανίζονται εναλλαγές γρανατούχων μαρμαρυγιακών σχιστόλιθων και μαρμάρων.

Στα πετρώματα της ενότητας στην περιοχή των Αστερουσίων εμφανίζονται όξινες διεισδύσεις πλουτωνικών μαγμάτων όπως γρανιτών και γρανοδιοριτών τα οποία παραμορφώνονται μαζί με τα περιβάλλοντα πετρώματα.

Καθώς τόσο η ηλικία των γρανιτικών διεισδύσεων όσο και η ηλικία της ΥΘΧΠ μεταμόρφωσης συμπίπτουν απόλυτα (SEIDEL 1976,1981) οι BONNEAU 1982 και HALL(1987) πιστεύουν ότι τα δύο γεγονότα έλαβαν χώρα ταυτόχρονα διαφωνούν όμως στο μηχανισμό γένεσης. Ο BONNEAU θεωρεί ότι τα γεγονότα έλαβαν χώρα κατά την υποβύθιση μιας ωκεάνιας πλάκας κάτω από την Πελαγονική ζώνη στο Άνω Κρητιδικό. Ο HALL συνδέει τη δημιουργία της ΥΘΧΠ μεταμόρφωσης και του πλουτωνισμού με μια έντονη λέπτυνση και βύθιση του ηπειρωτικού φλοιού της Απούλιας μικρόπλακας που έλαβε χώρα από το

Ιουρασικό μέχρι το Άνω Κρητιδικό. Οι WACHENDORF et al. 1980 υποστηρίζουν ότι η μεταμόρφωση και η δημιουργία των οφιολίθων συνδέονται γενετικά.

Ανάλογα πετρώματα με της ενότητας των Αστερουσίων μεταμορφωμένα στο Άνω Κρητιδικό σε ΥΘ\ΧΠ συνθήκες εμφανίζονται σε ορισμένα νησιά των Κυκλάδων και νοτιοδυτικά της Μικράς Ασίας. Λόγω της τεκτονικής τους θέσης τα πετρώματα της ενότητας των Αστερουσίων θεωρήθηκαν ανάλογα του Πελαγονικού καλύμματος της ηπειρωτικής Ελλάδος.

2.9 Οι οφιολίθοι

Το κάλυμμα των Οφιολίθων (σχ. 2.2) αποτελεί την ανώτερη τεκτονικά ενότητα του οικοδομήματος των καλυμμάτων της Κρήτης. Εμφανίζεται μόνο στην περιοχή της Κεντρικής Κρήτης με τη μορφή απομονωμένων τεκτονικών ράκων είτε πάνω στην ενότητα των Αστερουσίων είτε πάνω στο τεκτονικό mélange (Φυτρολάκης 1980, BONNEAU 1984). Εμφανίζεται κυρίως στην περιοχή των Αστερουσίων, του Σπηλίου, των Καμάρων- Βορίζων, της Άρβης και στην περιοχή των Ανωγείων- Γωνίων της κεντρικής Κρήτης όπου έχει και την πλήρη ανάπτυξή του.

Το κάλυμμα των Οφιολίθων περιλαμβάνει έντονα τεκτονισμένα βασικά και υπερβασικά πετρώματα όπως σερπεντινίτες, περιδοτίτες, βασάλτες, γάβρους και δολερίτες. Σε μερικές θέσεις τα πετρώματα καλύπτονται από Άνω Ιουρασικά\ Κάτω Κρητιδικά ιζήματα (BONNEAU 1976).

Οι παραπάνω συγγραφείς σχετίζουν την παλιότερη Άνω Ιουρασική ηλικία (156 εχ) με μια διαδικασία διάτμησης μέσα στην ωκεάνια λιθόσφαιρα και άρα θεωρούν ότι αντιπροσωπεύει τη μικρότερη ηλικία σχηματισμού των Οφιολίθων. Η νεότερη ηλικία (148 ε.χ.) που προκύπτει από τις γαβροδιοριστικές φλέβες αντιπροσωπεύει την ηλικία απόσπασης των Οφιολίθων πιθανώς σε ένα περιβάλλον νησιωτικού τόξου ή ηπειρωτικού περιθωρίου (SEIDEL 1981).

Η προέλευση και η γεωτεκτονική τοποθέτηση του καλύμματος των Οφιολίθων παραμένει ασαφής. Οι περισσότεροι ερευνητές τοποθετούσαν τα Οφιολιθικά πετρώματα μαζί με τα πετρώματα της ενότητας των Αστερουσίων και το τεκτονικό mélange σε ένα σύνθετο κάλυμμα.

Ο WURM (1955) κατέταξε τα σερπεντινικά πετρώματα της ενότητας των Αστερουσίων τα οποία χαρακτήρισε ως μεταμορφωμένα πετρώματα επαφής. Επίσης οι WACHENDORF et al. (1980) υποστήριζαν ότι η μεταμόρφωση στο Άνω Κρητιδικό των

κρυσταλλικών πετρωμάτων των Αστερουσίων σχετίζεται γενετικά με τους Οφιόλιθους. Το επιχείρημα αυτό απορρίπτεται από τους SEIDEL (1981) διότι ραδιομετρικές αναλύσεις έδειξαν ότι οι γαβροδιοριτικές φλέβες διείσδυσαν και στερεοποιήθηκαν τουλάχιστον 60 ε.χ. πριν την άνοδο και ψύξη των κρυσταλλοσχιστωδών πετρωμάτων.

Ο THEORBECKE (1973) ονόμασε τα πετρώματα που εμφανίζονται πάνω από το κάλυμμα της Πίνδου στην περιοχή των Ανωγείων ως οφιολιθικό κάλυμμα.

Οι AUBOUIN & DERCOURT (1965) και VICENTE (1970) ονόμασαν το σύνθετο κάλυμμα ως “nappe ophiolitifere”, ο τελευταίος συγγραφέας θεωρεί ότι το κάλυμμα αυτό προέρχεται από το χώρο της Υποπελαγονικής ζώνης. Οι CREUTZBURG & SEIDEL (1975) αναφέρονται στα υπερκείμενα της ενότητας της Πίνδου πετρώματα ως “serpentinit-Amphibolit – Assoziation” και θεωρούν ότι η επαφή των οφιολιθικών πετρωμάτων και των κρυσταλλοσχιστωδών της ενότητας των Αστερουσίων είναι τεκτονική.

Ο Φυτρολάκης (1980) τοποθετεί τα επιμέρους τεκτονικά καλύμματα που υπέρκεινται της ενότητας της Πίνδου σε ένα σύνθετο κάλυμμα οφιολίθων και κρυσταλλοσχιστωδών η προέλευση του οποίου να ήταν από ένα χώρο βορειότερα του χώρου ιζηματογένεσης της ζώνης Ωλονού – Πίνδου.

Τέλος ο BONNEAU αν και χαρακτηρίζει τα πετρώματα ως “la nappe metamorphique de l’Asterousia”, μεταγενέστερα (BONNEAU 1984) διαχωρίζει τα επιμέρους καλύμματα και τοποθετεί τα βασικά και υπερβασικά πετρώματα στην ανώτερη τεκτονική θέση του νησιού στο κάλυμμα των Οφιολίθων. Το κάλυμμα θα πρέπει να επωθήθηκε πάνω στα Αστερούσια μετά το Άνω Κρητιδικό κατά την κύρια ορογενετική φάση του Ανώτερου Ηώκαινου-Ολιγόκαινου (BONNEAU 1984).

2.10 Νεογενείς και Τεταρτογενείς αποθέσεις

Τα *Νεογενή* πετρώματα της Κρήτης επικάθονται ασύμφωνα στους προ- Νεογενείς σχηματισμούς του νησιού και διαχωρίζονται στις ακόλουθες ομάδες (MEULENKAMP 1979).

Την ομάδα *Πρίνα* που αποτελείται από χονδρόκοκκα συνεκτικά ασβεστολιθικά λατυποπαγή και κροκαλοπαγή του Μέσου με Άνω Μειόκαινου. Τα ιζήματα αυτά είναι τα πρώτα Νεογενή πετρώματα του νησιού που αποτέθηκαν σε ένα μη θαλάσσιο υφάλμυρο περιβάλλον.

Την ομάδα *Τεφελίου* που περιλαμβάνει κλαστικά ιζήματα όπως κροκαλοπαγή, άμμους και αργίλους που υπέρκεινται της ομάδας Πρίνας ή επικάθονται ασύμφωνα στα προ-

Νεογενή πετρώματα. Τα ιζήματα αυτά αποτέθηκαν στο Κατώτερο έως το Ανώτερο Τορτόνιο σε ένα περιβάλλον γλυκού μέχρι αλμυρού νερού.

Την ομάδα *Βρυσών* που χαρακτηρίζεται από βιοκλαστικούς έως υφαλογενείς ασβεστόλιθους που μεταβαίνουν πλευρικά σε μάργες με ενστρώσεις εβαποριτών και γύψου ηλικίας Ανώτερου Τορτονίου έως Κατώτερου Μεσσήνιου. Τα πετρώματα αυτά είτε υπέρκεινται παλιότερων νεογενών είτε προ-Νεογενών πετρωμάτων.

Την ομάδα *Ελληνικού* με μη θαλάσσια κροκαλοπαγή και λιμνοποτάμια λεπτοκοκώδη ιζήματα του Ανώτερου Μεσσήνιου. Τα ιζήματα αυτά επικάθονται ασύμφωνα πάνω σε παλιότερα νεογενή πετρώματα, ενώ σπανιότερα σε προ-Νεογενή.

Την ομάδα *Φοινικιάς* που αποτελείται από μάργες και αργίλους ανοιχτής θάλασσας του Κατώτερου, Μέσου και Ανώτερου Πλειόκαινου.

Και τέλος την ομάδα *Αγίας Γαλήνης* που αποτελεί την ανώτερη Νεογενή ομάδα της Κρήτης, με ερυθρά κροκαλοπαγή και άμμους μη θαλάσσιας φάσης ηλικίας Πλειόκαινου.

Τα *Νεογενή* πετρώματα εμφανίζονται σε όλη την Κρήτη (ΠΑΠΑΠΕΤΡΟΥ-ZAMANH 1973) σε μερικές θέσεις σε αρκετά μεγάλο υψόμετρο όπως στην περιοχή της χώρας Σφακίων στα Χανιά στα 800μ (Φυτρολάκης 1980) και στην περιοχή του Κρουσώνα επίσης στα 800μ (Παπαπέτρου- Ζαμάνη 1973).

Αρκετά ενδιαφέρουσα για την τεκτονική εξέλιξη του νησιού είναι η παρουσία πάνω σε ιζήματα του Ανώτερου Σερραβάλλιου, αλλόχθονων προ-Νεογενών ασβεστολιθικών τεμαχών (MEULENKAMP 1979). Ο παραπάνω συγγραφέας θεωρεί ότι τα αλλόχθονα αυτά τεμάχια ολίσθησαν από μορφολογικά υψηλότερες θέσεις ενώ ο Φυτρολάκης (1980) ότι αποτελούν τα υπολείμματα των τελευταίων τεκτονικών κινήσεων του ανώτερου σύνθετου τεκτονικού καλύμματος. Στην περιοχή του χωριού Γωνιές εμφανίζονται επίσης ανθρακικά πετρώματα της ενότητας του Γαβρόβου πάνω σε συνεκτικά κροκαλοπαγή που θα πρέπει να ανήκουν στην ομάδα Πρίνα (Κατσιαβριάς). Η επαφή τους φαίνεται να είναι ένα ανάστροφο προς τα δυτικά ρήγμα.

Τα *Τεταρτογενή* ιζήματα εμφανίζονται σε όλη την Κρήτη, κυρίως όμως στα νότια παράλια όπου η διάβρωση ήταν μικρότερη (Φυτρολάκης 1980). Τα χερσαία ιζήματα αποτελούνται από ασύνδετα χονδροκλαστικά υλικά με τη μορφή κώνων κορημάτων ή αναβαθμίδων.

Τα θαλάσσια *Τεταρτογενή* ιζήματα περιλαμβάνουν συνήθως άμμους, και κροκαλοπαγή συγκολλημένα με άμμους, που εμφανίζονται ως θαλάσσιες αναβαθμίδες. Η ηλικία των στρωμάτων αυτών είναι Τηρρήνια. (ανώτερο Πλειστόκαινο, Ψαριανός 1961, CREUTZBURG 1961, Συμεωνίδης 1967, Δερμιτζάκης 1969, Παπαπέτρου- Ζαμάνη 1971).

2.11 Ταξινόμηση των καλυμμάτων της κεντρικής Κρήτης

Η τεκτονική δομή των καλυμμάτων της κεντρικής Κρήτης (σχ. 2.3) αποτελείται από μια συσσώρευση καλυμμάτων ετερογενούς σύστασης μεταμόρφωσης και προέλευσης. Το κάθε επιμέρους κάλυμμα όπως δείχνει και η τεκτονο- μεταμορφική του εξέλιξη, παραμορφώθηκε σε διαφορετική θέση και κάτω από διαφορετικές συνθήκες.

Στη στήλη των καλυμμάτων της κεντρικής Κρήτης εμφανίζονται δύο ζώνες μεταμορφωμένων καλυμμάτων οι οποίες καταλαμβάνουν την κατώτερη και την ανώτερη τεκτονικά θέση. Στον ενδιάμεσο χώρο παρεμβάλλονται τα αμεταμόρφωτα αλπικά πετρώματα του νησιού των καλυμμάτων του Γαβρόβου και Πίνδου.

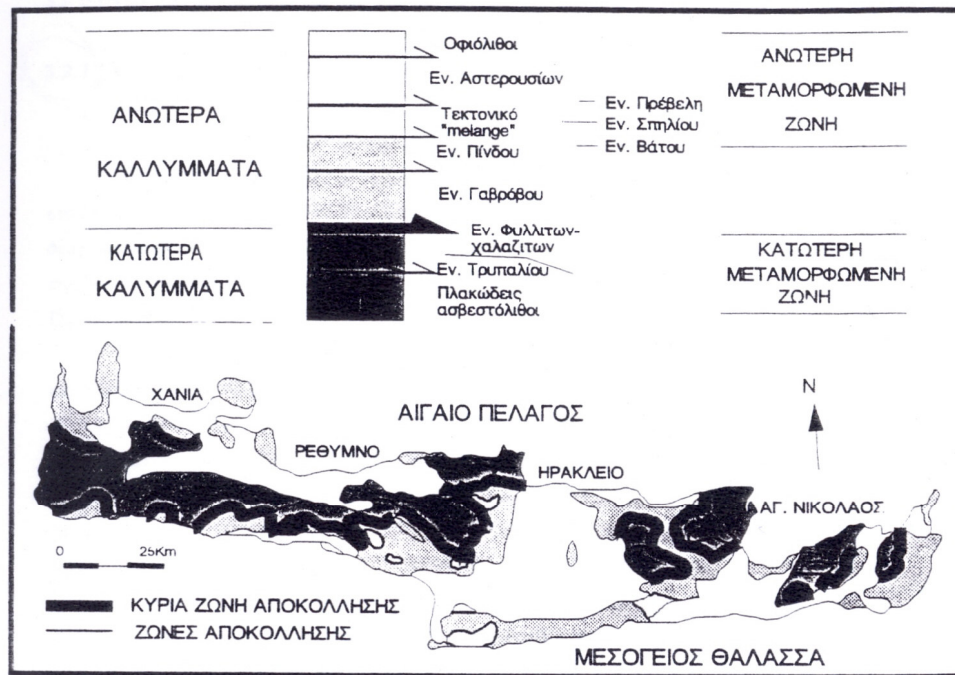
Την κατώτερη ζώνη των μεταμορφωμένων σχηματισμών αποτελούν τα πετρώματα των κατώτερων καλυμμάτων δηλαδή των Πλακωδών ασβεστολίθων και των Φυλλιτών-χαλαζιτών που μεταμορφώθηκαν στο Ανώτερο Ολιγόκαινο\Κατώτερο Μειόκαινο σε συνθήκες ΥΠΧΘ (SEIDEL 1982, THEYE 1992).

Την ανώτερη ζώνη των μεταμορφωμένων πετρωμάτων συνιστούν τα ανώτερα μεταμορφωμένα καλύμματα δηλαδή του τεκτονικού mélange που περιλαμβάνει διαφορετικά μεταμορφωμένα αλλά και αμεταμόρφωτα πετρώματα καθώς και τα ΥΘΧΠ μεταμορφωμένα πετρώματα των Αστερουσίων.

Ορισμένες ομοιότητες στη μεταμορφική εξέλιξη των καλυμμάτων επέτρεψαν το διαχωρισμό τους σε δύο κύριες ομάδες (ΚΙΛΙΑΣ1993): στα κατώτερα και στα ανώτερα καλύμματα.

Τα κατώτερα καλύμματα περιλαμβάνουν την ενότητα των Πλακωδών ασβεστολίθων και το κάλυμμα των Φυλλιτών – χαλαζιτών. Τα καλύμματα δέχθηκαν στο Άνω Ολιγόκαινο \ Κάτω Μειόκαινο την επίδραση μιας ΥΠΧΘ μεταμόρφωση και κατά συνέπεια υποβυθίστηκαν και παραμορφώθηκαν σε μεγάλο βάθος.

Τα ανώτερα καλύμματα περιλαμβάνουν όλα εκείνα τα καλύμματα που βρίσκονται πάνω από το κάλυμμα των Φυλλιτών- χαλαζιτών και τα οποία δεν δέχθηκαν την επίδραση της Ολιγοκαινικής\Κάτω Μειοκαινικής, ΥΠΧΘ μεταμόρφωση. Τα ανώτερα καλύμματα αποτελούν τα αμεταμόρφωτα καλύμματα των ενοτήτων Γαβρόβου και Πίνδου και τα υπερκείμενά τους ανώτερα μεταμορφωμένα καλύμματα του τεκτονικού mélange των Αστερουσίων και Οφιολίθων.



Σχήμα 2.6 Ταξινόμηση των καλυμμάτων της Κρήτης, σε ανώτερα και κατώτερα καλύμματα.

Σχήμα 2.3. Ταξινόμηση των καλυμμάτων της Κρήτης

2.12 Γενικά γεωλογικά στοιχεία της ευρύτερης περιοχής μελέτης

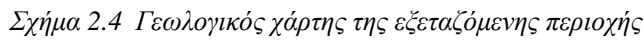
Από την μελέτη των γεωλογικών χαρτών Φύλλου Ηρακλείου έκδοσης Ι.Γ.Μ.Ε. 1:50000 και επιτόπου γεωλογική αυτοψία, προκύπτει ότι η ευρύτερη περιοχή καλύπτεται κυρίως από Αλπικά και Μεταλπικά ιζήματα. Ο γεωλογικός χάρτης της εξεταζόμενης περιοχής παρουσιάζεται στο σχήμα 2.4. Ειδικότερα:

Ειδικότερα οι σχηματισμοί που δομούν την περιοχή από τους νεότερους προς τους παλαιότερους **είναι:**

- ΑΙ: Ποτάμιες αποθέσεις και αποθέσεις κλειστών λεκανών ηλικίας Τεταρτογενούς – Ολόκαινο.
- Qs: αδιαίρετες θαλάσσιες αναβαθμίδες και άμμοι ακτών ηλικίας Πλειστόκαινου – Ολόκαινου.
- Pl.m: Σχηματισμός Φοινικιάς, ο οποίος αποτελείται από λευκές ομοιογενείς μάργες ή μαργαϊκούς ασβεστόλιθους, τερρωπές αργίλους με καστανές συχνά λεπτοστρωμένες παρεμβολές από λευκόφαιες απολιθωματοφόρες μάργες, φυλλώδεις μάργες ή διατομίτες και βιοκλαστικούς ασβεστόλιθους. Η βάση του σχηματισμού αποτελείται

από ένα αδιαβάθμητο «μαργαϊκό λατυποπαγές» με συστατικά λευκών ομοιογενών μαργών, ασβεστόλιθων και μαργών του σχηματισμού Αγ. Βαρβάρας, πρασινωπών αργίλων και προνεογενών πετρωμάτων. Ο σχηματισμός της Φοινικιάς επίκειται ασύμφωνα του σχηματισμού Αγ. Βαρβάρας και το πάχος του υπερβαίνει τα 150 m. Η ηλικία του είναι Νεογενές έως Κατώτερο Μέσο Πλειόκαινο.

- M₅₋₆.K: Σχηματισμός Αγ. Βαρβάρας, ο οποίος αποτελείται από βιοκλαστικούς ασβεστόλιθους κατά τόπους κροκαλοπαγείς ή λατυποπαγείς πλούσιοι σε απολιθώματα. Πλευρικά μεταβαίνουν σε εναλλαγές φυλλωδών και ομοιογενών συχνά ασβεστιτικών μαργών ή μαργαϊκών ασβεστόλιθων, ενίοτε σε τοπική ασυμφωνία με τον υποκείμενο σχηματισμό. Μέσα στις φυλλώδεις μάργες παρεμβάλλονται ενστρώσεις γύψου ή κροκαλοπαγών γύψου. Το πάχος τους φθάνει έως 280 m και η ηλικία τους είναι Αν. Μειόκαινο, Αν. Τορτόνιο – Μεσσήνιο.
- Οι αλλόχθονες σειρές που εντοπίζονται στην ευρύτερη περιοχή, ανήκουν στο τεκτονικό κάλυμμα της Ζ. Τρίπολης:
 - K-Em.k: Ασβεστόλιθοι τεφροί έως τεφρόμαυροι, μεσοπαχυστρωματώδεις ως άστρωτοι, βιτουμενιούχοι κατά θέσεις μικροκροκαλοπαγείς και στα ανώτερα μέλη δολομιτικοί. Το μέγιστο πάχος τους φθάνει τα 100 m περίπου και η ηλικία τους είναι Κρητιδικό ως Μέσο Ηώκαινο.
 - Ts-Jsk,d: Ασβεστόλιθοι, δολομιτικοί ασβεστόλιθοι και δολομίτες, στην βάση τους μυλονιτωμένοι λόγω τεκτονισμού. Τα κατώτερα μέλη τους αποτελούνται από ημικρυσταλλικούς δολομίτες, παχυστρωματώδεις έως άστρωτοι, τεφρόμαυροι, ενώ τα ανώτερα μέλη μεταπίπτουν σε ασβεστόλιθους και δολομιτικούς ασβεστόλιθους, μεσοστρωματώδεις, τεφρόλευκοι έως τεφρόμαυροι. Στο σύνολο τους είναι καρστικοί, κυρίως στα ανώτερα μέλη. Το μέγιστο πάχος τους φθάνει τα 300 m και η ηλικία τους Αν. Τριαδικό – Αν. Ιουρασικό.



Η Μεταλπική τεκτονική

Ενδεικτικό του είδους του τεκτονισμού που έχει επηρεάσει την ευρύτερη περιοχή ενδιαφέροντος αποτελούν οι εναλλαγές επιφανειών ισοπέδωσης και χαραδρώσεων - ενεργών κοιτών του υδρογραφικού δικτύου. Η ευρύτερη νεοτεκτονική λεκάνη του Ηρακλείου (σχ. 2.5) οριοθετείται από ρηξιγενείς ζώνες προσανατολισμένες περί τις γενικές διευθύνσεις Β - Ν και Α - Δ, τα δε επιμέρους ρηξιγενή τεμάχια παρουσιάζουν διαφορετικό βαθμό και φορά ανύψωσης μεταξύ του βόρειου τμήματος τους σε σχέση με το νότιο, το οποίο στην

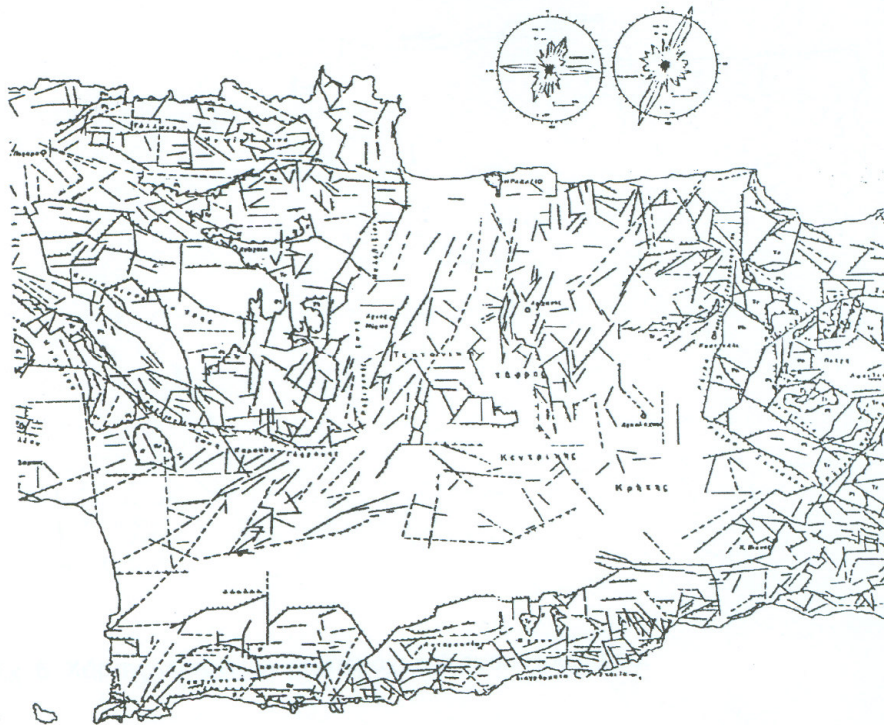
προκειμένη περίπτωση της εξεταζόμενης περιοχής, έχει μεγαλύτερη τιμή. Το γεγονός αυτό υποδυνάμει ότι ο άξονας περιστροφής είναι προσανατολισμένος στη διεύθυνση Α - Δ και ότι η βύθιση έχει γίνει προς τα βόρεια.

Η τεκτονική κατά την διάρκεια του Νεογενούς για την περιοχή της Κρήτης είναι κυρίως εφελκυστική με πιθανά διαλείμματα συμπιεστικών φάσεων. Από το Μειόκαινο έως σήμερα δύο μεγάλα γεωδυναμικά γεγονότα καθορίζουν την γεωλογική εξέλιξη της Κρήτης: η σύγκλιση Αφρικής και Ευρασίας και της διαφυγής της μικροπλάκας της Ανατολίας προς τα νοτιοδυτικά. Τρεις μεγάλες ομάδες ρηγμάτων προέκυψαν από τις εφελκυστικές φάσεις που έπληξαν την Κρήτη από το Μειόκαινο έως σήμερα.

Η πρώτη και παλαιότερη ομάδα αποτελείται από ρήγματα γενικής διεύθυνσης Α-Δ με ηλικία Μέσο/Άνω Μειόκαينو με αρχές Μεσσηνίου. Οι λεκάνες που είναι προσανατολισμένες στην διεύθυνση Α-Δ είναι αποτέλεσμα αυτών των ρηγμάτων.

Τα ρήγματα γενικής διεύθυνσης Β-Ν και ηλικίας περίπου τέλος Μεσσηνίου με μέσο Πλειόκαινο αποτελούν την δεύτερη μεγάλη ομάδα, υπεύθυνη για την δημιουργία των λεκανών του Ηρακλείου, Ιεράπετρας και Καστελίου Χανίων.

Τέλος η τρίτη και νεότερη ομάδα αποτελείται από ρήγματα γενικής διεύθυνσης ΒΑ-ΝΔ και ΒΔ-ΝΑ. Πολλά από αυτά τα ρήγματα είναι ακόμα ενεργά.



Σχήμα 2.5 Τεκτονικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής του Ηρακλείου (Fytrolakis, 1980)

3. ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΟ ΣΥΣΤΗΜΑ ΠΛΗΡΟΦΟΡΙΩΝ (GIS)

3.1 Το σύστημα Γεωγραφικών Πληροφοριών

Το [Σύστημα](#) Γεωγραφικών Πληροφοριών (ΣΓΠ), γνωστό ευρέως και ως G.I.S. Geographic Information Systems, είναι σύστημα διαχείρισης χωρικών [δεδομένων](#) (spatial data) και συσχετισμένων ιδιοτήτων. Στην πιο αυστηρή μορφή του είναι ένα ψηφιακό σύστημα, ικανό να ενσωματώσει, αποθηκεύσει, προσαρμόσει, αναλύσει και παρουσιάσει γεωγραφικά συσχετισμένες (geographically-referenced) πληροφορίες. Σε πιο γενική μορφή, ένα ΣΓΠ είναι ένα εργαλείο "έξυπνου [χάρτη](#)", το οποίο επιτρέπει στους χρήστες του να αποτυπώσουν μια περίληψη του πραγματικού κόσμου, να δημιουργήσουν διαδραστικά ερωτήσεις χωρικού ή περιγραφικού χαρακτήρα (αναζητήσεις δημιουργούμενες από τον χρήστη), να αναλύσουν τα χωρικά δεδομένα (spatial data), να τα προσαρμόσουν και να τα αποδώσουν σε αναλογικά μέσα (εκτυπώσεις χαρτών και διαγραμμάτων) ή σε ψηφιακά μέσα (αρχεία χωρικών δεδομένων, διαδραστικοί χάρτες στο [Διαδίκτυο](#)). Τα συστήματα GIS, όπως και τα συστήματα CAD, αποτυπώνουν χωρικά δεδομένα σε γεωγραφικό ή χαρτογραφικό ή [καρτεσιανό σύστημα συντεταγμένων](#). Βασικό χαρακτηριστικό των ΣΓΠ είναι ότι τα χωρικά δεδομένα συνδέονται και με περιγραφικά δεδομένα, π.χ. μια ομάδα σημείων που αναπαριστούν θέσεις πόλεων συνδέεται με ένα πίνακα όπου κάθε εγγραφή εκτός από τη θέση περιέχει πληροφορίες όπως ονομασία, πληθυσμός κλπ.

Τα Συστήματα Γεωγραφικών Πληροφοριών (ΓΠΣ) είναι πληροφοριακά συστήματα (Information Systems) που παρέχουν την δυνατότητα συλλογής, διαχείρισης, αποθήκευσης, επεξεργασίας, ανάλυσης και οπτικοποίησης, σε ψηφιακό περιβάλλον, των δεδομένων που σχετίζονται με τον χώρο.

Τα δεδομένα αυτά συνήθως λέγονται γεωγραφικά ή χαρτογραφικά ή χωρικά (spatial) και μπορεί να συσχετίζονται με μια σειρά από περιγραφικά δεδομένα τα οποία και τα χαρακτηρίζουν μοναδικά.

Η χαρακτηριστική δυνατότητα που παρέχουν τα GIS είναι αυτή της σύνδεσης της χωρικής με την περιγραφική πληροφορία (η οποία δεν έχει από μόνη της χωρική υπόσταση). Η τεχνολογία που χρησιμοποιείται για την λειτουργία αυτή βασίζεται:

- Είτε στο σχεσιακό (relational) μοντέλο δεδομένων, όπου τα περιγραφικά δεδομένα πινακοποιούνται χωριστά και αργότερα συσχετίζονται με τα χωρικά δεδομένα μέσω κάποιων μοναδικών τιμών που είναι κοινές και στα δύο είδη δεδομένων.

- Είτε στο αντικειμενοστραφές (object-oriented) μοντέλο δεδομένων, όπου τόσο τα χωρικά όσο και τα περιγραφικά δεδομένα συγχωνεύονται σε αντικείμενα, τα οποία μπορεί να μοντελοποιούν κάποια αντικείμενα με φυσική υπόσταση (π.χ. κατηγορία = "δρόμος", όνομα = "Πανεπιστημίου", γεωμετρία = "[X1,Y1],[X2,Y2]...", πλάτος = "20μέτρα").

Το αντικειμενοστραφές μοντέλο τείνει να χρησιμοποιείται όλο και περισσότερο σε εφαρμογές GIS εξαιτίας των αυξημένων δυνατοτήτων του σε σχέση με το σχεσιακό μοντέλο της δυνατότητας που παρέχει για την εύκολη και απλοποιημένη μοντελοποίηση σύνθετων φυσικών φαινομένων και αντικειμένων με χωρική διάσταση. Πολλές φορές η ολοκληρωμένη έννοια των GIS (integrated GIS concept) επεκτείνεται για να συμπεριλάβει τόσο τα δεδομένα (που αποτελούν ουσιαστικά τον πυρήνα τους), το λογισμικό και τον μηχανικό εξοπλισμό, όσο και τις διαδικασίες και το ανθρώπινο δυναμικό, που αποτελούν αναπόσπαστα τμήματα ενός οργανισμού, ο οποίος έχει σαν πρωταρχική του δραστηριότητα την διαχείριση πληροφορίας με την βοήθεια GIS.

3.2 Διαδικασίες Γ.Σ.Π.

Ένα ΣΓΠ, ως σύστημα, αποτελείται από τα παρακάτω στοιχεία:

[\[Επεξεργασία\]](#) Εισαγωγή

Το τμήμα του συστήματος που είναι υπεύθυνο για τροφοδότηση του συστήματος με δεδομένα. Αυτά πρέπει να είναι σε ψηφιακή δομή και συνήθως προκύπτουν με ψηφιοποίηση αναλογικών δεδομένων (π.χ. τυπωμένοι χάρτες) ή με τη συλλογή πρωτογενών δεδομένων με τη χρήση ψηφιακών μεθόδων αποτύπωσης χώρου (αποτύπωση με GPS, Τηλεπισκόπηση). Αυτό το στάδιο αφορά τόσο τη γεωγραφική όσο και την περιγραφική διάσταση των δεδομένων.

[\[Επεξεργασία\]](#) Επεξεργασία

Τα δεδομένα πρέπει να υποστούν εκείνη την επεξεργασία που τα καθιστά κατάλληλα για παραπέρα ανάλυση και χρήση. Αυτό μπορεί να αφορά την ορθή απόδοση του συστήματος συντεταγμένων, την δημιουργία σχέσεων μεταξύ των δεδομένων, τη διόρθωση σφαλμάτων, την μετάβαση από μια δομή σε μια άλλη.

[\[Επεξεργασία\]](#) Ανάλυση

Ο χρήστης - αναλυτής θέτει ερωτήσεις σύμφωνα με την δυνατότητα των ίδιων των δεδομένων. Οι ερωτήσεις μπορεί να είναι του τύπου :

- Πώς απεικονίζεται η περιοχή ενδιαφέροντος;
- Πού βρίσκεται το Α;
- Που βρίσκεται το Α σε σχέση με το Β;
- Τι θα συμβεί εάν...;
- Πόσο από το Α υπάρχει στην περιοχή Γ
- Ποιος είναι συντομότερος από το Α στο Β;
- Ποιος είναι ο οικονομικότερος δρόμος από το Α στο Β;

[\[Επεξεργασία\]](#) Απόδοση

Η απόδοση των αποτελεσμάτων της ανάλυσης γίνεται σε αναλογικά μέσα με την οργάνωση της εκτύπωσης χαρτογραφικών προϊόντων ή με την απόδοση σε ψηφιακές πλατφόρμες είτε με τη χρήση του Διαδικτύου, μέσω διαδραστικών χαρτών (Web-based GIS), είτε σε μέσω εσωτερικών δικτύων οργανισμών μέσω εφαρμογών που υποστηρίζουν πολλαπλούς χρήστες με διακριτούς ρόλους (Enterprise GIS).

[\[Επεξεργασία\]](#) Έλεγχος

Κάθε σύστημα οφείλει να έχει μηχανισμούς ανάδρασης (feedback) ώστε να εξασφαλίζεται η ορθότητα και ακρίβεια των πληροφοριών. Αυτό μπορεί να γίνεται μέσω λογισμικού με διαδικασίες κανόνων επικύρωσης, με διαδικασίες ελέγχου ακρίβειας συντεταγμένων και γενικότερα με διαδικασίες ποιοτικών και ποσοτικών ελέγχων ανάλογα με τη φύση των δεδομένων.

[\[Επεξεργασία\]](#) Δομές Δεδομένων

Σε ένα ΣΓΠ τα χωρικά δεδομένα μπορούν να αναπαρίστανται με δύο βασικές δομές: την διανυσματική δομή και τη ψηφιδωτή δομή. Σε όλα τα ΣΓΠ οι δύο δομές αποδίδονται ταυτόχρονα σε κοινές απεικονίσεις ενώ πολλά λογισμικά GIS προσφέρουν την δυνατότητα μετάβασης από τη μία δομή στην άλλη.

[Επεξεργασία] Τοπολογία

Στη γεωπληροφορική ως Τοπολογία εννοούμε το σύνολο των γεωμετρικών κανόνων που πρέπει να ακολουθεί η γεωγραφική πληροφορία ανάλογα με την φύση της. Έτσι για παράδειγμα, εάν η πληροφορία είναι τα οικοδομικά τετράγωνα τότε τα πολύγωνα που τα αναπαριστούν θα πρέπει να ακολουθούν μεταξύ άλλων τους κανόνες: δεν επιτρέπεται η αλληλοεπικάλυψη, δεν επιτρέπεται η ταύτιση των ορίων. Σε άλλες περιπτώσεις και για την ίδια γεωγραφική περιοχή ο κανόνας μπορεί να ισχύει αντίθετα. Π.χ στην περίπτωση που το χαρακτηριστικό που απεικονίζεται είναι τα όρια των ιδιοκτησιών, επιβάλλεται η ταύτιση των ορίων για τα όμορα ακίνητα.

3.3 Βάσεις δεδομένων

Η ιδιαιτερότητα στις βάσεις δεδομένων σε περιβαλλοντικά ζητήματα σε σχέση με άλλες βάσεις δεδομένων οφείλεται στη γεωγραφική εξάρτησή τους. Παίζει δηλαδή σημαντικό ρόλο η χωρική διάσταση των Πληροφοριών και η γεωγραφική τους κατανομή. Τα πλεονεκτήματα της χρήσης των GIS συνοψίζονται στα παρακάτω :

A) Δυνατότητα Γεωγραφικής Ανάλυσης των Πληροφοριών

Οι πληροφορίες δεν έχουν απλώς χωρική εξάρτηση αλλά μπορούν να διαχειριστούν με βάση τη γεωγραφική συνιστώσα. Έτσι μπορούν να ανακτηθούν πληροφορίες σχετικά με την κατανομή κάποιας συγκεκριμένης ιδιότητας των παραμέτρων ή πληροφορίες σχετικές με περιοχές που εμφανίζεται ιδιότητα. Για παράδειγμα, περιοχές όπου η ρύπανση υπερβαίνει κάποια όρια ή περιοχές όπου η βροχόπτωση ή η απορροή εμφανίζει συστηματική απόκλιση από τις μέσες αναμενόμενες τιμές.

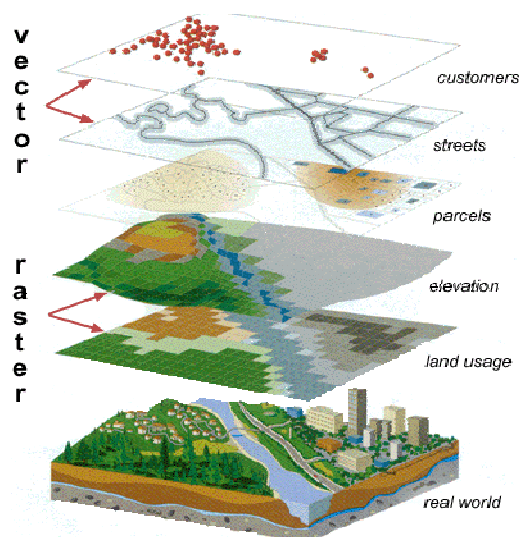
B) Δυνατότητα ηλεκτρονικής χαρτογράφησης και παρουσίασης θεματικών χαρτών

Τα GIS έχουν τη δυνατότητα να παρουσιάζουν πληροφορίες με μορφή χαρτών και ιδιαίτερα θεματικών χαρτών. Αυτοί οι χάρτες μπορούν να συνδυάζονται μεταξύ τους και να παράγουν σύνθετες χαρτογραφικές απεικονίσεις.

Γ) Δυνατότητα διεπιστημονικής εργασίας

Αυτό σημαίνει ότι μπορεί κάποιος να προσθέσει στοιχεία του δικού του επιστημονικού κλάδου σε προηγούμενες δουλειές "κτίζοντας" πάνω σε αυτές και έτσι αυξάνει τον αριθμό των πληροφοριών που αφορούν μια συγκεκριμένη περιοχή ευνοώντας την ύπαρξη κοινής αναφοράς για τους επιστήμονες διαφορετικών ειδικοτήτων που συνεργάζονται μεταξύ τους. Αυτό επιτυγχάνεται χάρη στη θεμελιώδη αρχή των επιπέδων (Layers) τα οποία

εναποτίθενται το ένα πάνω στο άλλο (σχήμα 3.1) και έτσι συνδυαζόμενα μεταξύ τους όπως συνηθίζεται με την κλασσική μέθοδο χαρτογράφησης με χρήση ριζόχαρτων που εναποτίθενται διαδοχικά το ένα πάνω στο άλλο, κατορθώνουμε την αξιοποίηση και τον συνδυασμό διαφορετικών πληροφοριών.



Σχήμα 3.1 Εναπόθεση επιπέδων

Δ) Δυνατότητα ένταξης μεθόδων μαθηματικής επεξεργασίας των πληροφοριών στα GIS καθώς και μοντέλα προσομοίωσης.

Συγκεκριμένα, στις περιβαλλοντικές εφαρμογές μπορούμε να ασχοληθούμε με μοντέλα πρόγνωσης φαινομένων, π.χ. περιβαλλοντικών αλλοιώσεων, αλλοίωση μορφολογίας της εξέλιξης των υδροσυστημάτων, την αξιοποίηση εναλλακτικών σχεδίων διαχείρισης κ.α.

3.4 Χρήση του Arcview

Σε αυτή την ενότητα περιγράφεται συνοπτικά η διαδικασία που ακολουθήθηκε για την ανάπτυξη του Γεωγραφικού Συστήματος Πληροφοριών με τη βοήθεια του ArcView 9.3.

1. Εισαγωγή του χάρτη της εξεταζόμενης περιοχής μέσω σαρωτή (scanner) στον ηλεκτρονικό υπολογιστή.

Στη συγκεκριμένη εργασία έγινε εισαγωγή 4 χαρτών, κλίμακας 1:5000. Για κάθε κομμάτι του χάρτη δίνονται οι γεωγραφικές συντεταγμένες τεσσάρων γνωστών σημείων με τέτοια ακρίβεια ώστε το σφάλμα να είναι μηδενικό στην καλύτερη περίπτωση ή τουλάχιστον μικρότερο του 2 ($rms < 2$). Η διαδικασία αυτή ονομάζεται image registration.

Το επόμενο βήμα είναι η γεωαναφορά του χάρτη (Georeferencing). Τα βήματα που ακολουθήθηκαν είναι τα εξής :

- Γίνεται προσθήκη της εικόνας στο υποπρόγραμμα ArcMap η οποία αντιστοιχεί στο σαρωμένο χάρτη. (Προαιρετικά και του βοηθητικού θεματικού επιπέδου που θα χρησιμοποιηθεί σαν οδηγός για τη γεωαναφορά)
- Κατάδειξη σημείων ελέγχου στην εικόνα για τα οποία γνωρίζουμε τις πραγματικές συντεταγμένες τους τις οποίες και εισάγουμε (άμεσα με πληκτρολόγηση ή έμμεσα με τη χρήση του βοηθητικού θεματικού επιπέδου).
- Όταν επιτευχθεί ικανοποιητική ακρίβεια (έλεγχος του RMS error), γίνεται αποθήκευση της πληροφορίας ακρίβειας γεωαναφοράς η οποία αναφέρεται στο αρχείο της εικόνας.

2. Ψηφιοποίηση των ισοϋψών του χάρτη της εξεταζόμενης.

Ισοϋψείς καμπύλες

Στους χάρτες, η αναπαράσταση του ανάγλυφου γίνεται με τη βοήθεια ισοϋψών καμπυλών. Η ισοϋψής καμπύλη είναι μια νοητή γραμμή που περνά από όλα τα σημεία που έχουν το ίδιο υψόμετρο. Η υψομετρική διαφορά ανάμεσα σε δύο διαδοχικές ισοϋψείς καμπύλες λέγεται ισοδιάσταση. Η ισοδιάσταση είναι ένα από τα βασικά χαρακτηριστικά ενός χάρτη και συνήθως συνδυάζεται με την κλίμακά του: οι χάρτες κλίμακας 1:250.000 έχουν ισοδιάσταση 100 μ., στο 1:100.000 η ισοδιάσταση είναι 40 μ., στην κλίμακα 1:50.000 συνήθως χρησιμοποιείται η ισοδιάσταση των 20 μ. με βοηθητικές καμπύλες ανά 10 μ. στα ομαλά πεδία, στο 1:25.000 η ισοδιάσταση είναι 10 μ. και στο 1:5.000 χρησιμοποιείται η ισοδιάσταση των 4 μ.

Η ισοδιάσταση των 100 μ. είναι κατάλληλη για περιγητική χρήση (χάρτες κλίμακας 1:50.000 έως 1:250.000), ενώ στην πεζοπορία, η ισοδιάσταση των 20 μ. σε συνδυασμό με την κλίμακα του 1:50.000 προσφέρουν ανεκτίμητη βοήθεια και σιγουριά, ειδικά σε ασαφή μονοπάτια.

Οποσδήποτε, για την αναγνώριση των μορφολογικών χαρακτηριστικών ενός τοπίου με βάση τις ισοϋψείς καμπύλες απαιτείται κάποια εξάσκηση. Το βασικότερο που πρέπει να γνωρίζει κανείς είναι ότι όσο πιο πυκνές είναι οι ισοϋψείς καμπύλες τόσο μεγαλύτερη είναι

κλίση της πλαγιάς. Η διάκριση των ραχών από τις ρεματιές διευκολύνεται από την παρουσία της μπλε διακεκομμένης γραμμής στις μισγάγκειες.

Πριν ξεκινήσει η ψηφιοποίηση των χαρτών, δημιουργούμε τα απαραίτητα θεματικά επίπεδα. Τα βήματα για τη διαδικασία αυτή είναι τα εξής :

1. Γίνεται έναρξη του υποπρογράμματος ArcCatalog και οδηγούμαστε στους σχετικούς καταλόγους. Δημιουργείται σύνδεση με τον επιθυμητό κατάλογο.
2. Γίνεται εκκίνηση του ArcCatalog. Επιλέγεται από το μενού File/New/Shapfile και αφού καθοριστούν τα ονόματα και ο τύπος των οντοτήτων (feature type) που περιέχονται στο νέο shapfile, δίνοντας OK δημιουργείται ένα νέο κενό θεματικό επίπεδο. Πριν ολοκληρωθεί η δημιουργία του νέου shapfile, με την επιλογή edit – select – Projected Coordinate System – Greek Grid, μπορεί να οριστεί το γεωδαιτικό σύστημα αναφοράς ΕΓΣΑ'87).

Η διαχείριση του νέου θεματικού επιπέδου δημιουργήθηκε και η προσθήκη σε αυτό γεωγραφικών οντοτήτων υλοποιείται με τη χρήση του υποπρογράμματος ArcMap, με τα παρακάτω βήματα :

1. Έναρξη του ArcMap με τη δημιουργία νέου χάρτη ή ενεργοποίηση χάρτη που έχει δημιουργηθεί προγενέστερα.
2. Δημιουργία νέου πλαισίου δεδομένων (data frame) και καθορισμός του συστήματος αναφοράς του. (data frame < Properties < Coordinate System < Predefined < Projected Coordinate System < National Grids < Greek Grid).
3. Προσθήκη σε αυτό του θεματικού επιπέδου που δημιουργήθηκε στον ArcCatalog, καθώς και του σαρωμένου χάρτη (αρχείο εικόνας), που θα χρησιμοποιηθεί σαν υπόβαθρο για την ψηφιοποίηση επί της οθόνης.
4. Στη συνέχεια γίνεται ενεργοποίηση της γραμμής εργαλείων διαμόρφωσης (Editor Toolbar Button).
5. Από το μενού επιλογών Editor, γίνεται επιλογή του Start Editing και καθορισμός ενέργειας (Task : Create New Feature) και θεματικό επίπεδο εργασίας (Target : το shapfile που δημιουργήθηκε).
6. Ψηφιοποίηση ισοϋψών με τη χρήση του εργαλείου σχεδίασης (sketch tool) και εισαγωγή με κλικ του ποντικιού (mouse) στα σημεία που ορίζουν τις ισοϋψείς.

7. Λήξη της ψηφιοποίησης με διπλό κλικ ή F2.

3. Δημιουργία – Διαμόρφωση περιγραφικών δεδομένων.

Για την πληρέστερη ψηφιακή κωδικοποίηση των γεωγραφικών δεδομένων, εκτός από τη θέση, καταγράφονται και τα περιγραφικά τους χαρακτηριστικά.

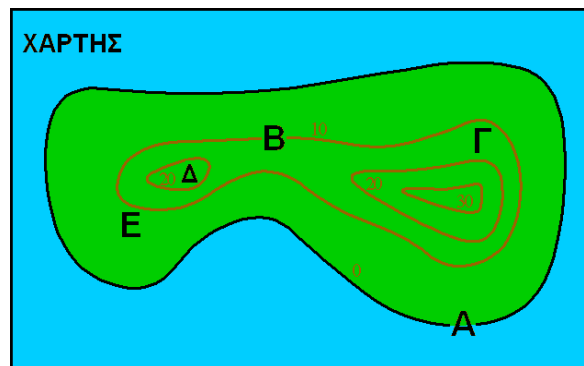
Α) Σε κάθε διανυσματικό θεματικό επίπεδο τύπου shapefile, αντιστοιχεί ένας πίνακας περιγραφών (attribute table) ο οποίος περιέχει τα γνωρίσματα των γεωγραφικών οντοτήτων του, που συγκεκριμένη περίπτωση είναι οι ισοϋψείς. Η προσπέλαση στον πίνακα περιγραφών μπορεί να γίνει τόσο από το υποπρόγραμμα ArcCatalog, όσο και από το ArcMap.

Ο πίνακας αυτός περιέχει περιγραφικά στοιχεία που σχετίζονται με τις χωρικές οντότητες (ισοϋψείς). Ο πίνακας περιγραφών, σε συνδυασμό με τη χωρική – γεωμετρική πληροφορία, αποτελούν τον πυρήνα ενός τέτοιου θεματικού επιπέδου πληροφοριών.

4. Δημιουργία βάσης δεδομένων μέσω του GIS.

Με τη βοήθεια του Γεωγραφικού Συστήματος Πληροφοριών ArcView 9.3., αφού εισήχθησαν τα δύο κομμάτια χαρτών του νησιού της Τήνου με κλίμακα 1:50000 στον υπολογιστή, με τη βοήθεια σαρωτή, έγινε η ψηφιοποίηση των ισοϋψών του ανάγλυφου του νησιού ανά 20 μέτρα.

Σχηματικά αναφέρεται παρακάτω η διαδικασία της ψηφιοποίησης και αναφορά των ισοϋψών στον attribute table :



Το σημείο Α = 0 μέτρα

Το σημείο Α βρίσκεται ακριβώς πάνω στην ισοϋψή 0 μέτρα του περιγράμματος. Δεδομένου ότι όλα τα σημεία πάνω στη γραμμή αυτή έχουν υψόμετρο 0 μέτρα, το σημείο Α έχει και αυτό υψόμετρο 0 μέτρα.

Σημείο Β = 10 μέτρα

Το σημείο Β βρίσκεται ακριβώς πάνω στην ισοϋψή 10 μέτρα του περιγράμματος. Δεδομένου ότι όλα τα σημεία πάνω στη γραμμή αυτή έχουν υψόμετρο 10 μέτρα, το σημείο Β έχει και αυτό υψόμετρο 10 μέτρα.

Σημείο Γ ~ 15 μέτρα

Σημείο Γ, δε βρίσκεται ακριβώς πάνω σε γραμμή του περιγράμματος και έτσι δεν μπορεί να προσδιορίσει με ακρίβεια το υψόμετρο. Το σημείο Γ είναι μεταξύ των ισοϋψών 10 μέτρα και 20 μέτρα. Έτσι το υψόμετρο σε εκείνο το σημείο πρέπει να είναι μεγαλύτερο από 10 μέτρα και μικρότερο από 20 μέτρα. Επειδή το σημείο Γ βρίσκεται σε ίση απόσταση μεταξύ αυτών των γραμμών, το υψόμετρο σε εκείνο το σημείο είναι περίπου 15 μέτρα. (Σημείωση αυτό προϋποθέτει ότι η κλίση είναι σταθερή μεταξύ των δύο ισοϋψών καμπύλων).

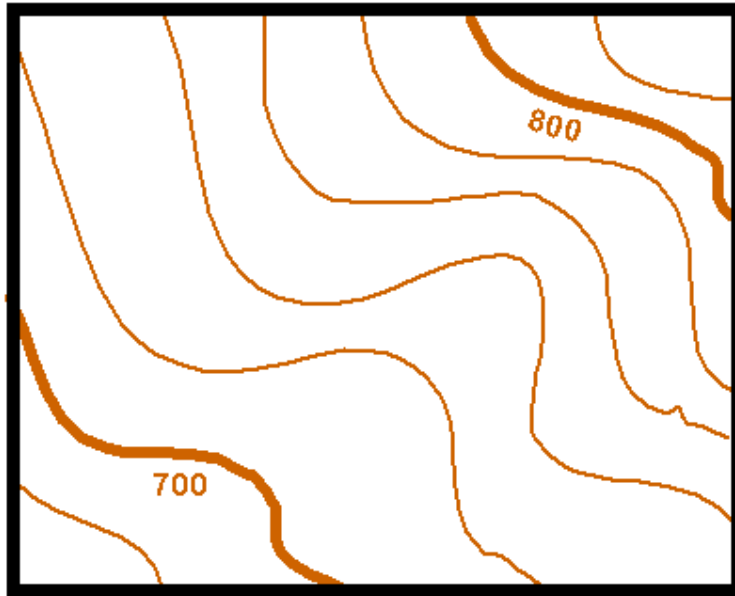
Σημείο Δ ~ 25 μέτρα

Το σημείο Δ έχει υψόμετρο μεγαλύτερο από 20 μέτρα και λιγότερο από 30 μέτρα αφού δεν υπάρχει ισοϋψής σε εκείνο το σημείο με υψόμετρο 30 μέτρα. Δε μπορούμε να ήμαστε σίγουροι για το ακριβές υψόμετρο σε εκείνο το σημείο. Σε αρκετές περιπτώσεις αναφέρεται το υψόμετρο σε παρόμοια σημεία. Θα μπορούσε το σημείο αυτό να έχει υψόμετρο 21 μέτρα ή 29 μέτρα. Δεν υπάρχει τρόπος να προσδιοριστεί το ακριβές υψόμετρο. Ωστόσο η διαφορά των 8 μέτρων δεν είναι μεγάλη, οπότε μπορεί να αναφέρουμε το σημείο με υψόμετρο 25 μέτρα. (Με την προϋπόθεση ότι η κλίση του εδάφους μεταξύ των δύο ισοϋψών είναι σταθερή).

Το σημείο Ε ~ 8 μέτρα

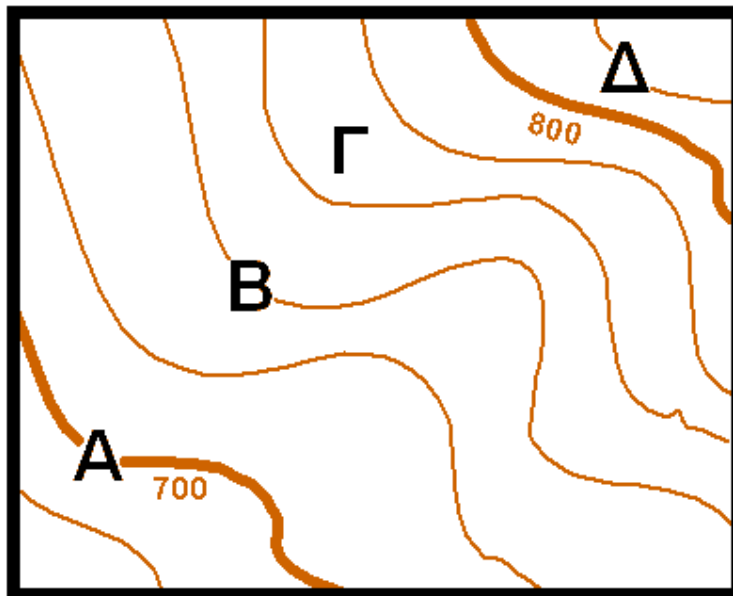
Ακριβώς όπως με το σημείο Γ ανωτέρω, πρέπει να εκτιμηθεί ότι το σημείο Ε βρίσκεται κάπου μεταξύ των υψομέτρων 0 μέτρα και 10 μέτρα. Επειδή αυτό το σημείο είναι πιο κοντά στην ισοϋψή των 10 μέτρων από τη γραμμή 0 μέτρα εκτιμούμε υψόμετρο είναι πιο κοντά στην ισοϋψή των 10 μέτρων. Σε αυτή την περίπτωση 8 μέτρα φαίνεται λογικό. (Με την προϋπόθεση ότι η κλίση του εδάφους μεταξύ των δύο ισοϋψών είναι σταθερή).

- Αρχικά ψηφιοποιήθηκαν οι κύριες ισοϋψείς (σχ. 3.2, 3.3): η 100 μέτρα, η 200 μέτρα, η 300 μέτρα κτ.λ.



Σχήμα 3.2 Κύριες ισουψείς

- Αφού ψηφιοποιήθηκαν οι κύριες γραμμές, συνεχίστηκε η ψηφιοποίηση όπως αναφέρεται παρακάτω :



Σχήμα 3.3 Δευτερεύουσες ισουψείς

Οι ισοϋψείς απέχουν μεταξύ τους 20 μέτρα. Επομένως αναφέρθηκαν στον attribute table ως εξής :

Σημείο A = 700

Κύρια γραμμή με υψόμετρο 700 μέτρα.

Σημείο B = 740

Αυτή η ισοϋψής δε αναφέρεται τι υψόμετρο έχει. Επειδή βρίσκεται πάνω από την ισοϋψή των 700 μέτρων κατά δύο ισοϋψεις, έχει υψόμετρο 740 μέτρα.

Σημείο Γ ~ 770

Το σημείο Γ δεν βρίσκεται πάνω σε μια ισοϋψή με γνωστό υψόμετρο. Όμως, μετρώντας από την ισοϋψή των 700 μέτρων φαίνεται πως βρίσκεται μεταξύ των ισοϋψών 760 μέτρα και 780 μέτρα. Επειδή είναι στη μέση των δύο μπορεί να εκτιμηθεί ότι εκεί είναι το υψόμετρο των 770 μέτρων.

Σημείο D = 820

Αυτή η ισοϋψής δε αναφέρεται τι υψόμετρο έχει. Επειδή βρίσκεται πάνω από την ισοϋψή των 800 μέτρων κατά μια ισοϋψή, έχει υψόμετρο 820 μέτρα.

Πηγές

<http://raider.mountunion.edu/~mcnaugma/Topographic%20Maps/contour.htm>

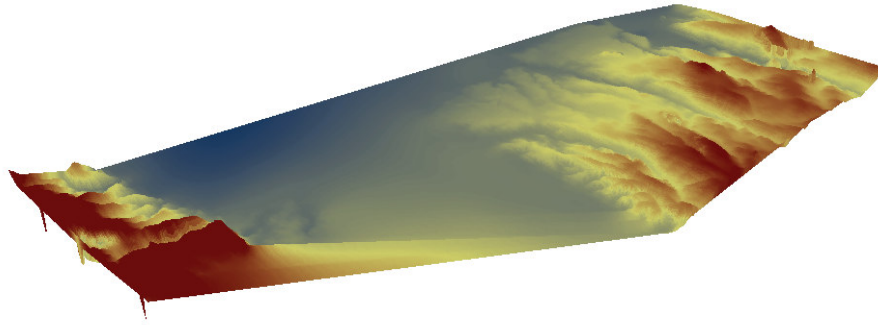
<http://estia.hua.gr:8080/dspace/bitstream/123456789/183/1/Ptychiaki34.pdf>

<http://www.anavasi.gr/about.php>

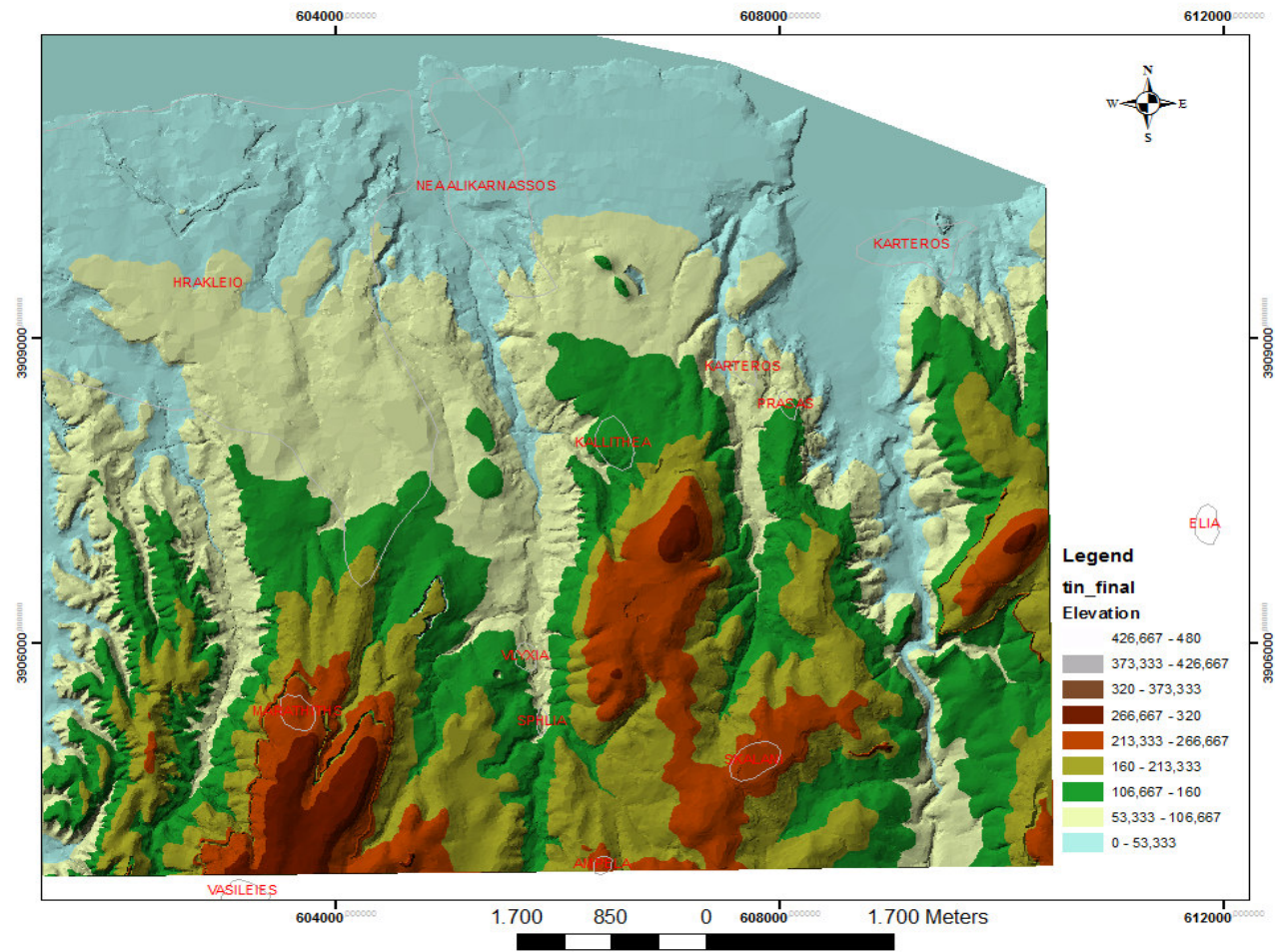
4. ΤΟΠΟΓΡΑΦΙΚΑ ΚΑΙ ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΗΣ ΕΞΕΤΑΖΟΜΕΝΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ

4.1 Το τοπογραφικό ανάγλυφο της εξεταζόμενης περιοχής

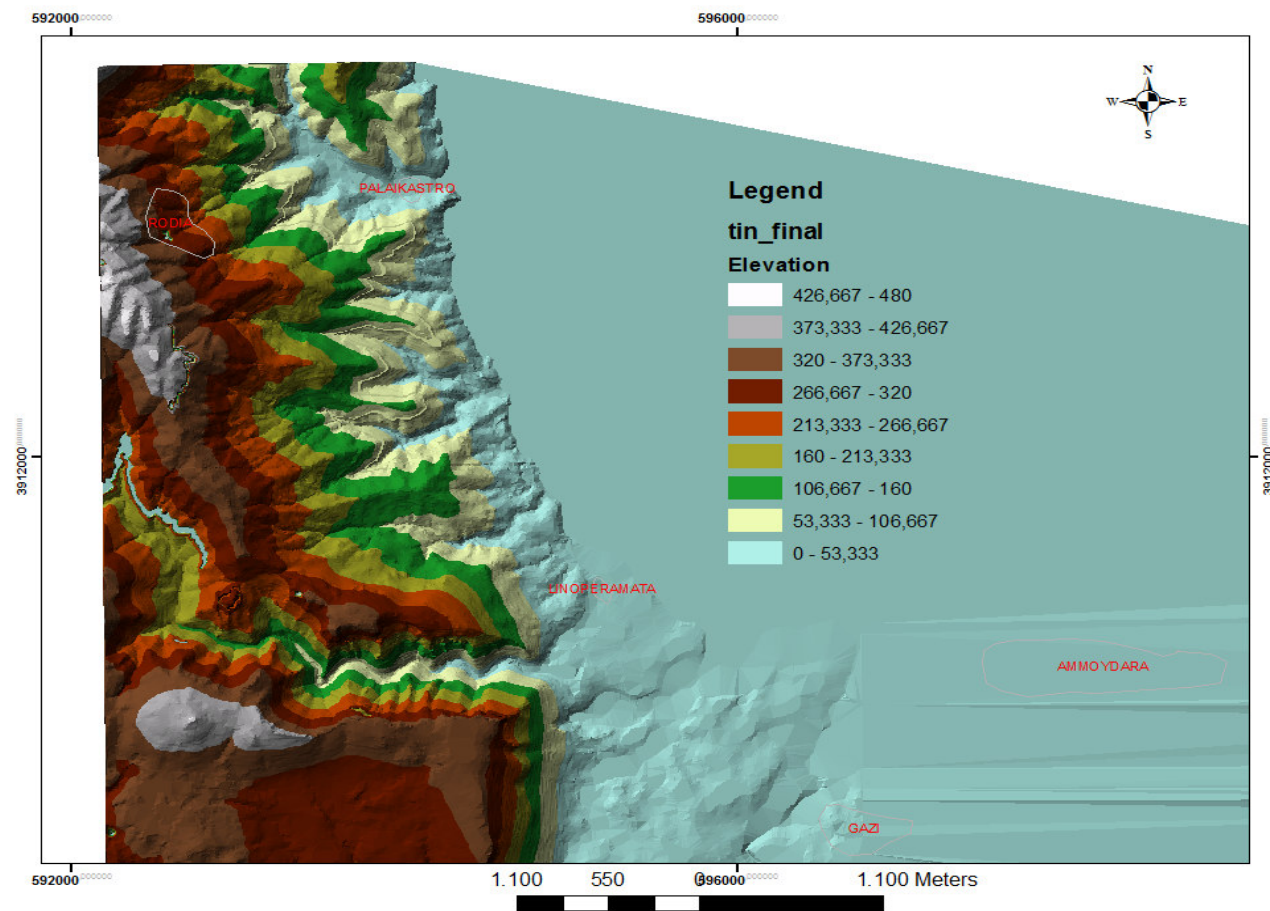
Η εξεταζόμενη περιοχή (σχ. 4.1, 4.2) αποτελεί το μεγαλύτερο τμήμα της λεκάνης του Ηρακλείου Κρήτης. Προς το βορρά βρέχεται από το Κρητικό πέλαγος, ενώ προς νοτιοδυτικά συναντά τις βόρειες παρυφές των Ταλέων ορέων. Το μεγαλύτερο υψόμετρο που εμφανίζεται στην περιοχή είναι της τάξης των 480 μέτρων. Επίσης παρουσιάζει και ένα εκτεταμένο υδρογραφικό δίκτυο για το οποίο θα γίνει αναφορά στην συνέχεια.



Σχήμα 4.1. Η εξεταζόμενη περιοχή



(α)



(β)

Σχήμα 4.2. (α), (β) Το τοπογραφικό ανάγλυφο της εξεταζόμενης περιοχής

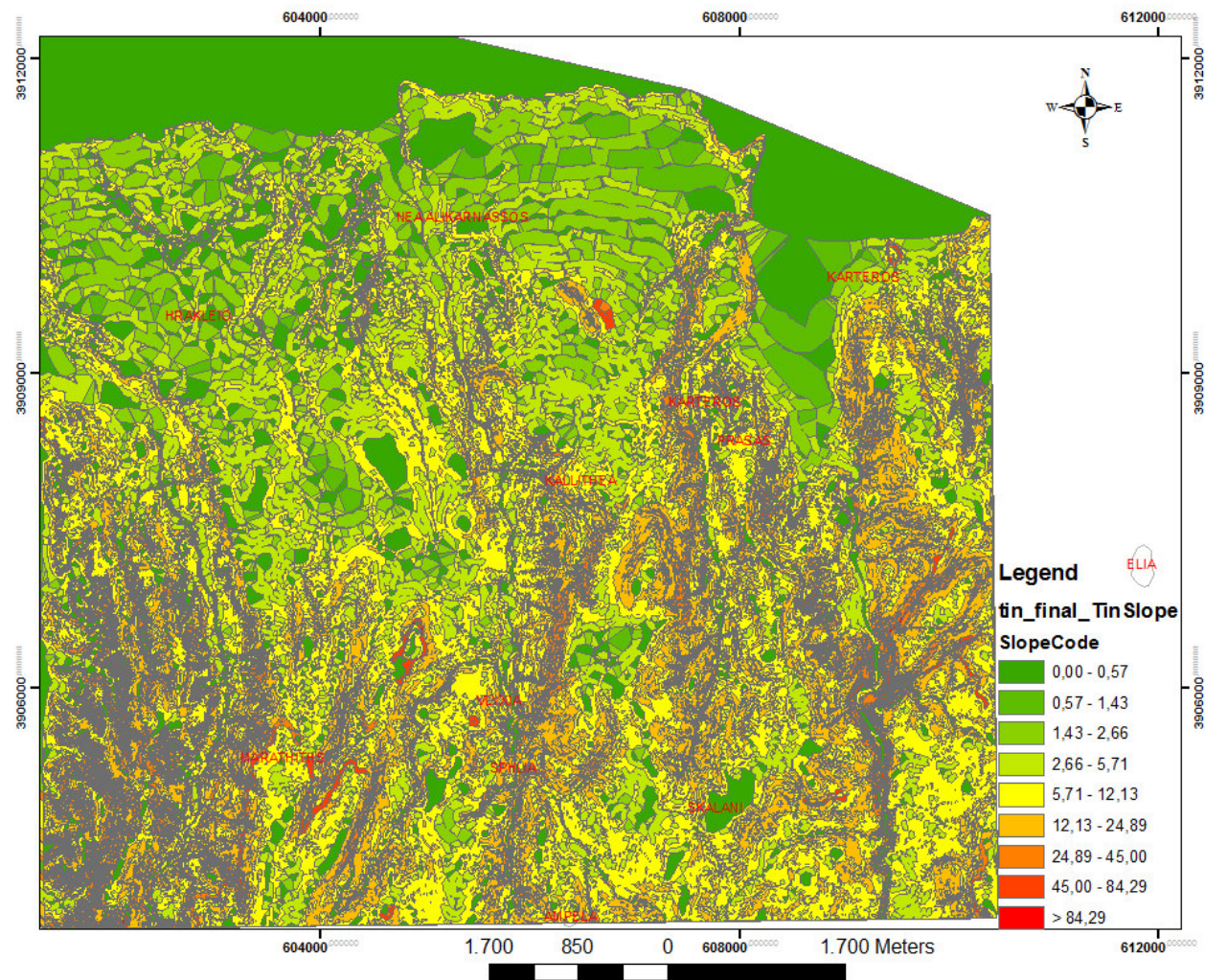
4.2 Χάρτης κλίσεων, χάρτης διεύθυνσης κλίσης

Το γεωμορφολογικό ανάγλυφο της εξεταζόμενης περιοχής παρουσιάζεται στο σχήμα 4.2α,β. Έχει προκύψει από την επεξεργασία των στοιχείων που αφορούν τις ισουψείς καμπύλες της περιοχής (ανά 4 μέτρα). Εντοπίζονται τέσσερις γεωμορφολογικές ενότητες (σχ. 4.3α,β) με βάση τις κλίσεις.

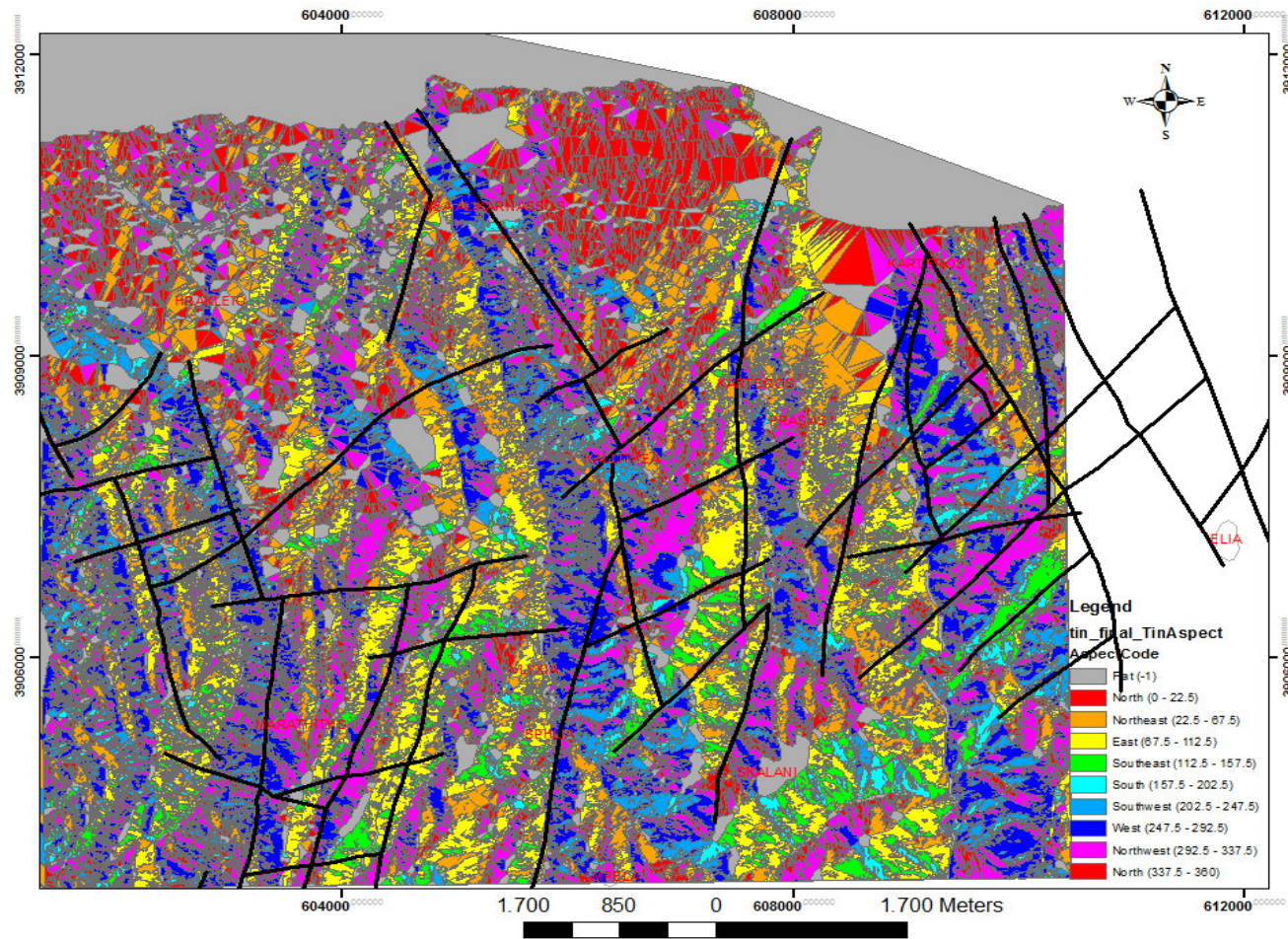
1. Περιοχές με κλίση $0-6^{\circ}$, οι οποίες αφορούν κυρίως την παράκτια ζώνη, και τμήμα των περιοχών του υδρογραφικού δικτύου.
2. Περιοχές με κλίση $7-25^{\circ}$, που αποτελούν την πλειονότητα της εξεταζόμενης περιοχής.
3. Περιοχές με κλίση $26-45^{\circ}$, που εντοπίζονται κυρίως σε μεμονωμένες λοφώδεις περιοχές στο νότιο τμήμα της εξεταζόμενης περιοχής.
4. Ελάχιστες περιοχές με κλίση πάνω από 45° .

Στο σχήμα 4.4 παρουσιάζεται ο χάρτης της διεύθυνσης κλίσης των επιφανειακών στοιχείων της εξεταζόμενης περιοχής με υπέρθεση των ρηματογενών ζωνών. Οι διευθύνσεις προσανατολισμού των ρηματογενών ζωνών γενικά συμπίπτουν με τις αντίστοιχες διευθύνσεις προσανατολισμού των επιφανειακών στοιχείων. Ακόμη καλύτερη σύγκλιση υπάρχει για το προσανατολισμό του υδρογραφικού δικτύου. (σχ. 4.5). Με βάση τα παραπάνω οδηγούμαστε στο συμπέρασμα ότι υπάρχει στενή σχέση του υδρογραφικού δικτύου με την ρηξιγενή τεκτονική (σχ. 4.6α, β και σχ. 4.7α, β) στην εξεταζόμενη περιοχή.

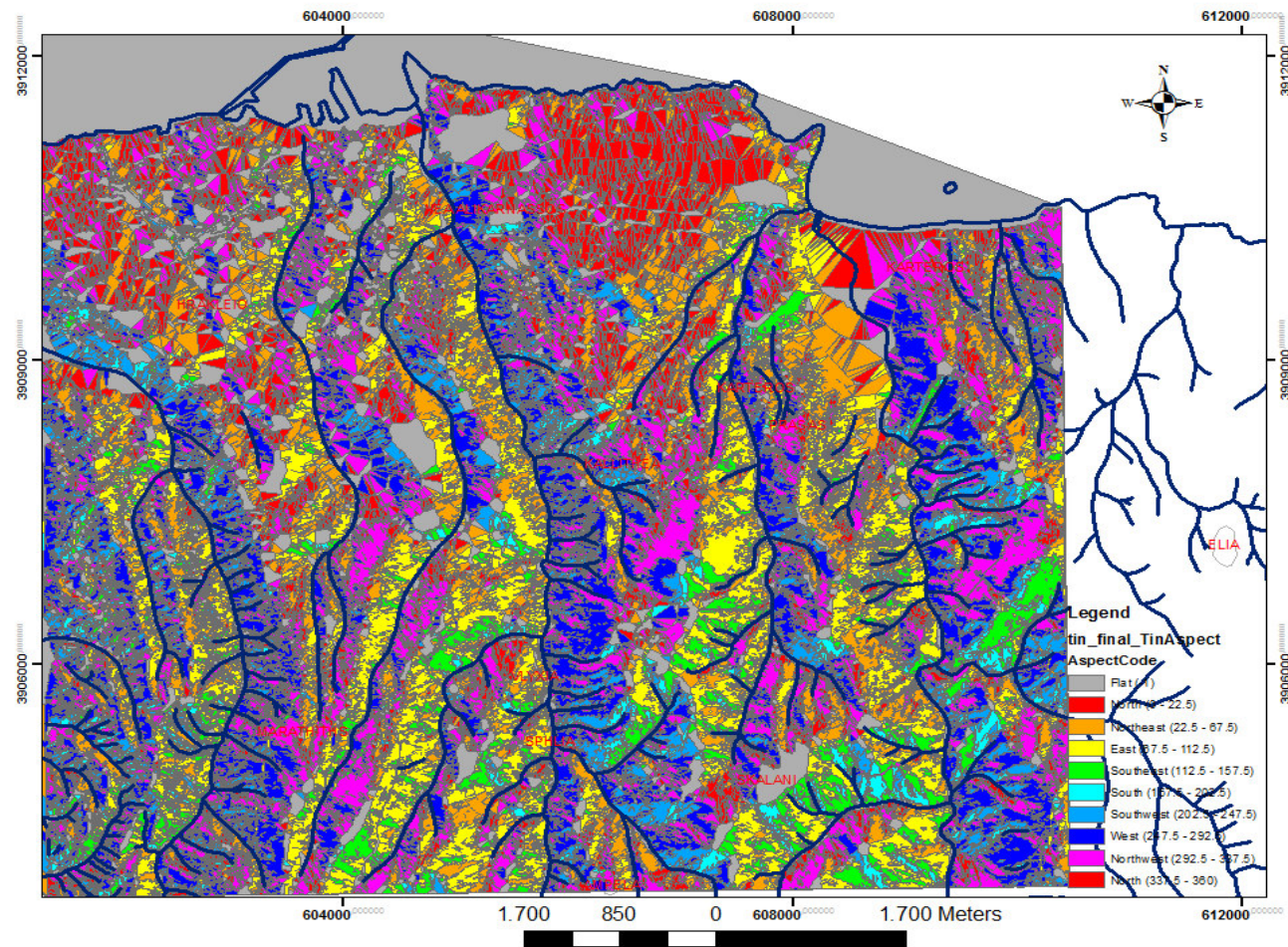
Τα σχήματα 4.8α, β - 4.9α, β - 4.10α, β παρατίθενται για να δείξουν τον σημαντικό ρόλο που έχει η χρήση υψηλής ανάλυσης τοπογραφικών δεδομένων για τον ακριβή προσδιορισμό και μελέτη της γεωμορφολογίας μιας περιοχής.



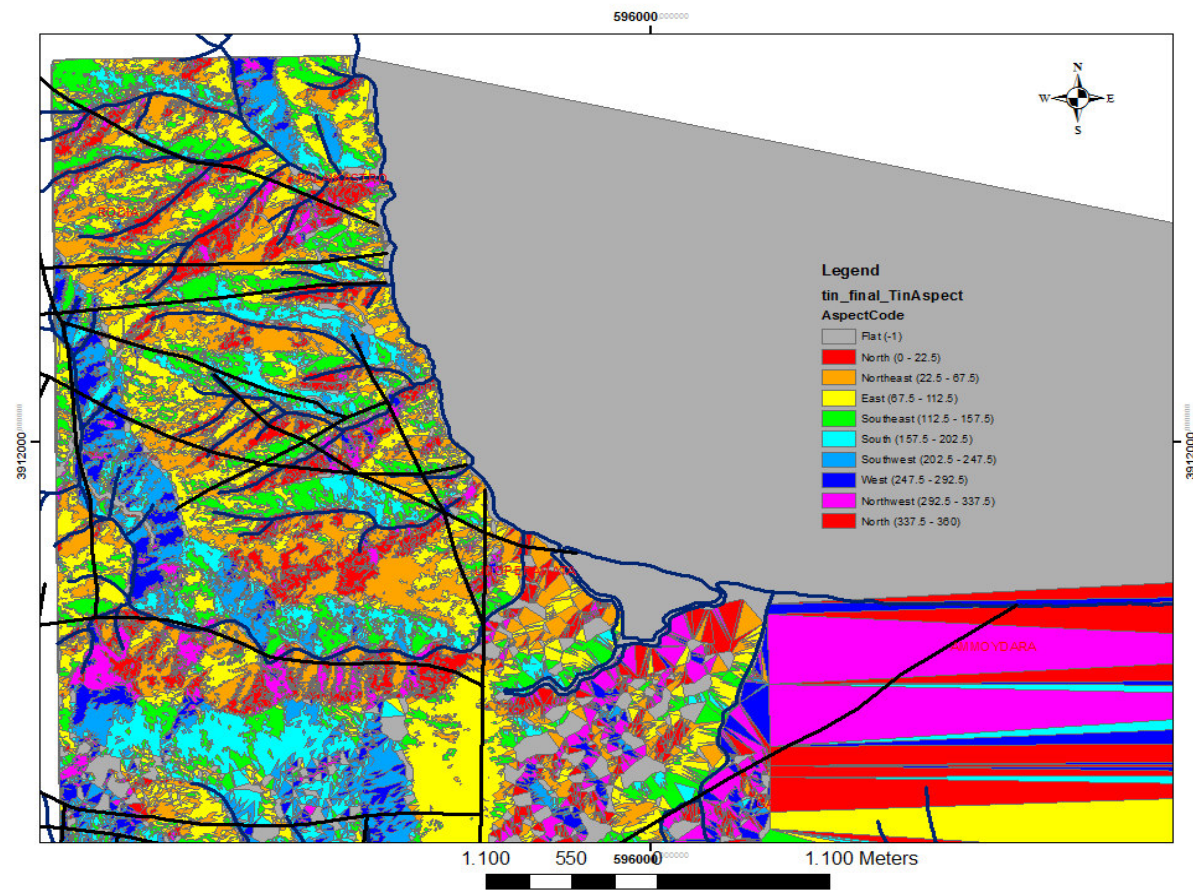
Σχήμα 4.3. Χάρτης κλίσεων της εξεταζόμενης περιοχής



Σχήμα 4.4. Χάρτης διεύθυνσης κλίσης των επιφανειακών στοιχείων για την εξεταζόμενη περιοχή με υπέρθεση των ρηγματογενών ζωνών

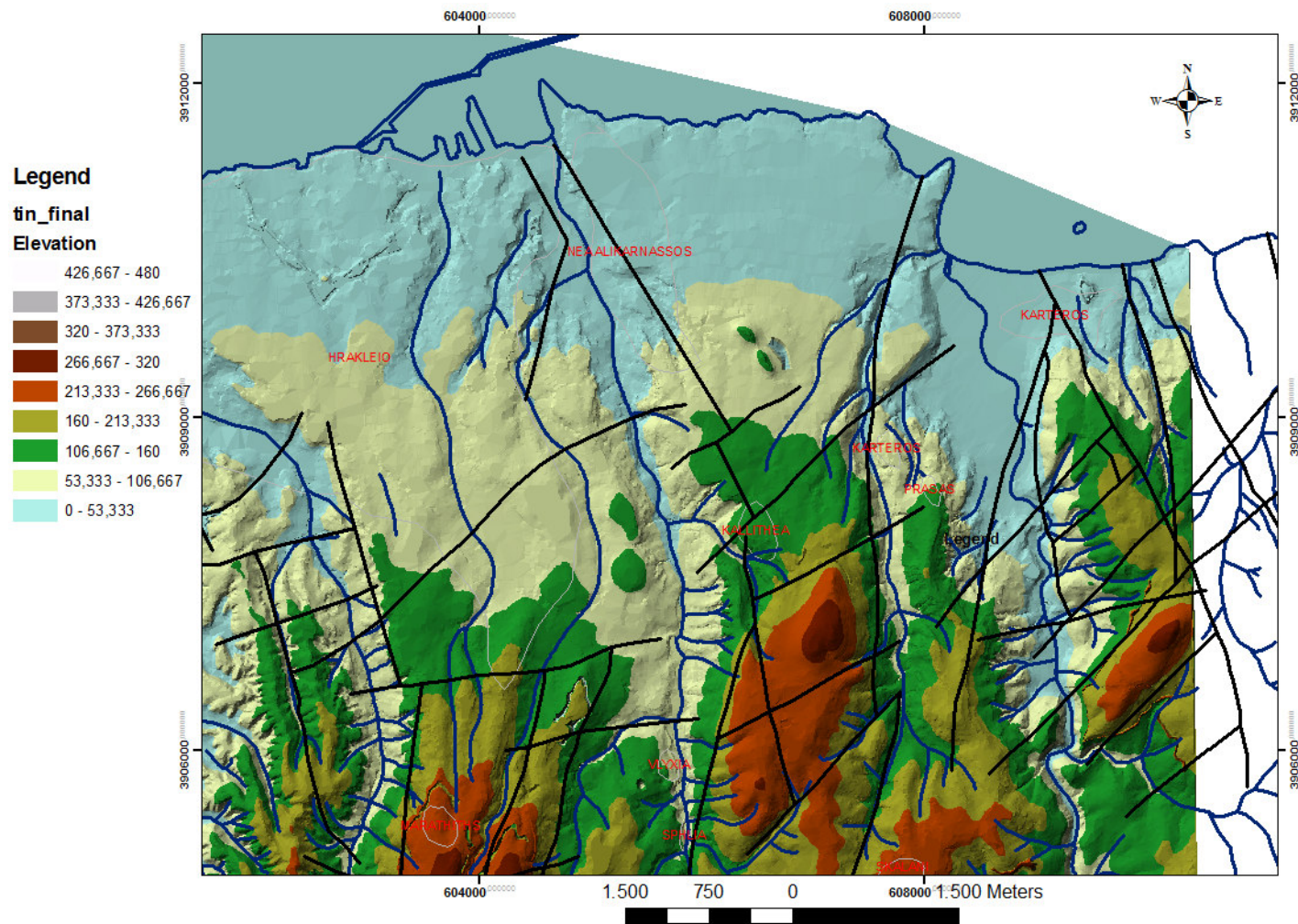


Σχήμα 4.5. Χάρτης διεύθυνσης κλίσης των επιφανειακών στοιχείων για την εξεταζόμενη περιοχή με υπέρθεση του υδρογραφικού δικτύου

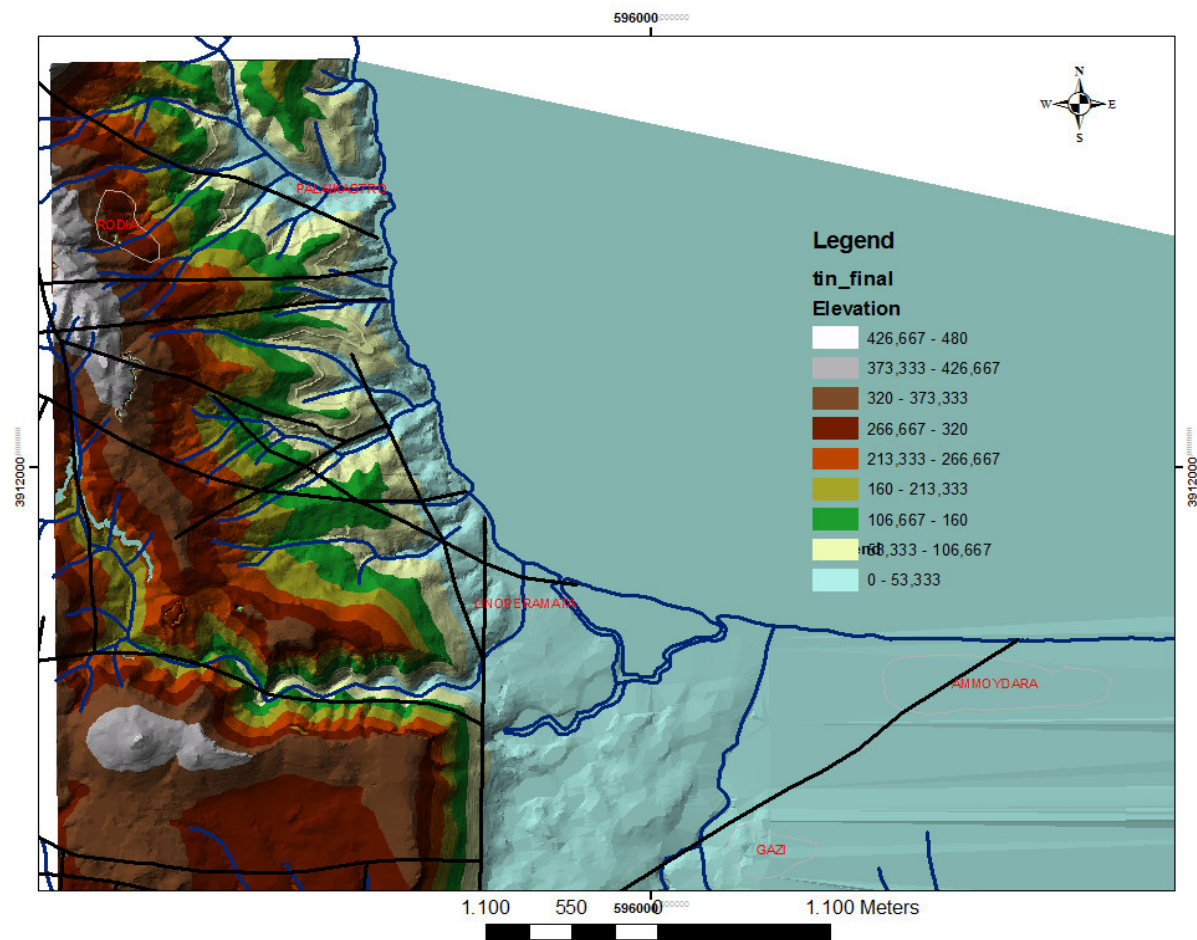


(β)

Σχήμα 4.6. α,β Χάρτης διεύθυνσης κλίσης των επιφανειακών στοιχείων για την εξεταζόμενη περιοχή με υπέρθεση του υδρογραφικού δικτύου και των ρηματογενών ζωνών

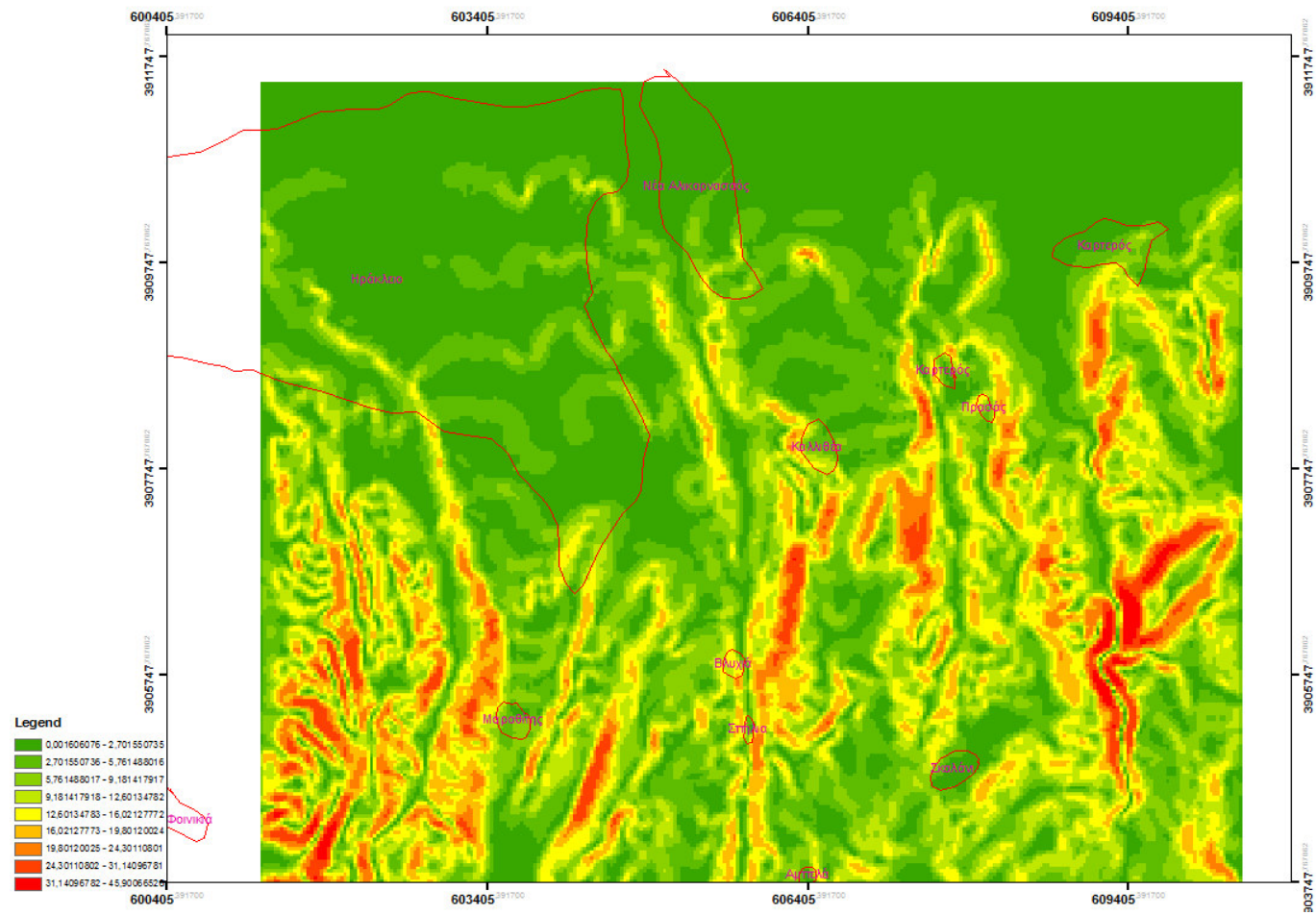


(α)

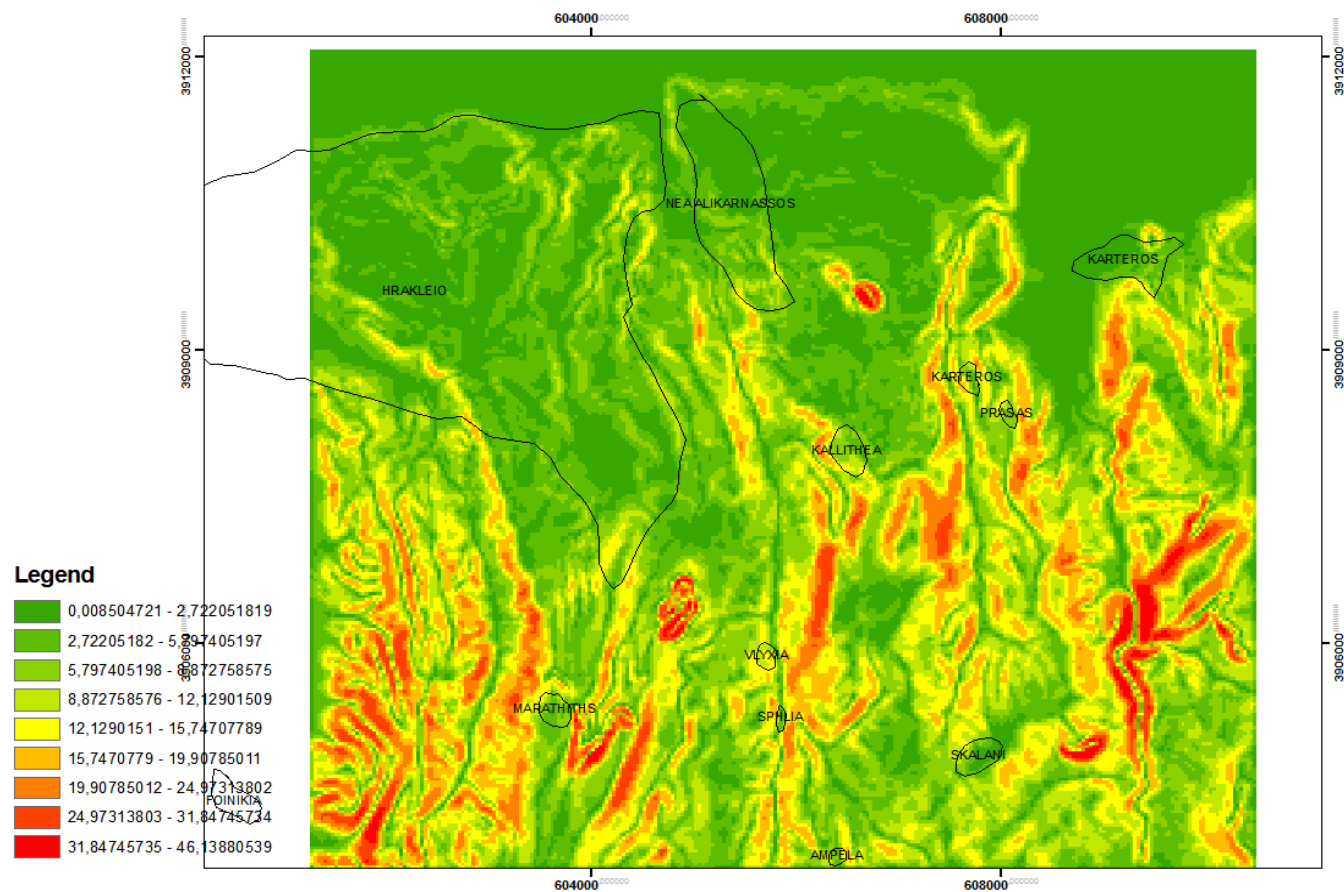


(β)

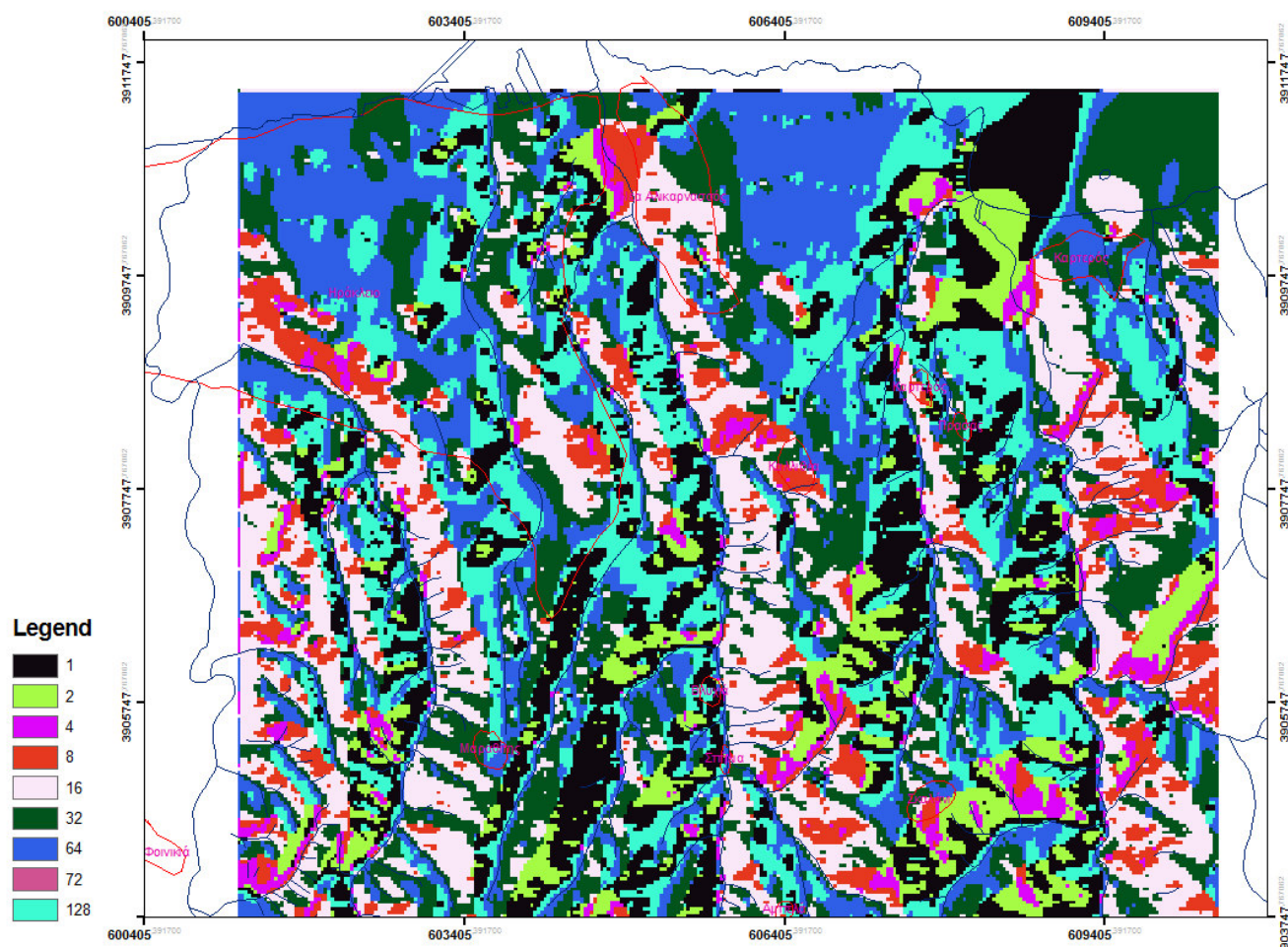
Σχήμα 4.7. α,β Τοπογραφικό ανάγλυφο της εξεταζόμενης περιοχής με υπέρθεση του υδρογραφικού δικτύου και των ρηγματογενών ζωνών

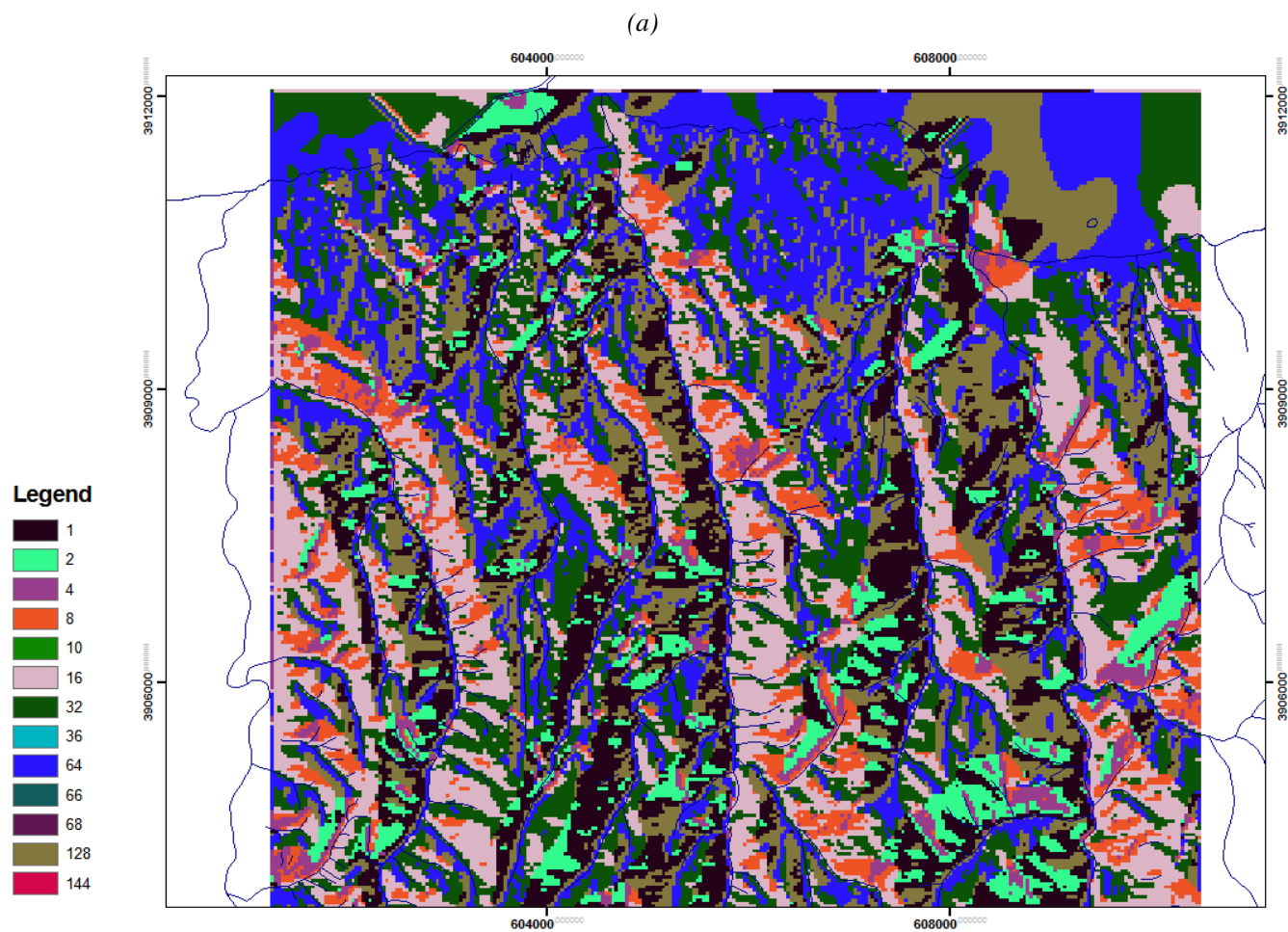


(α)

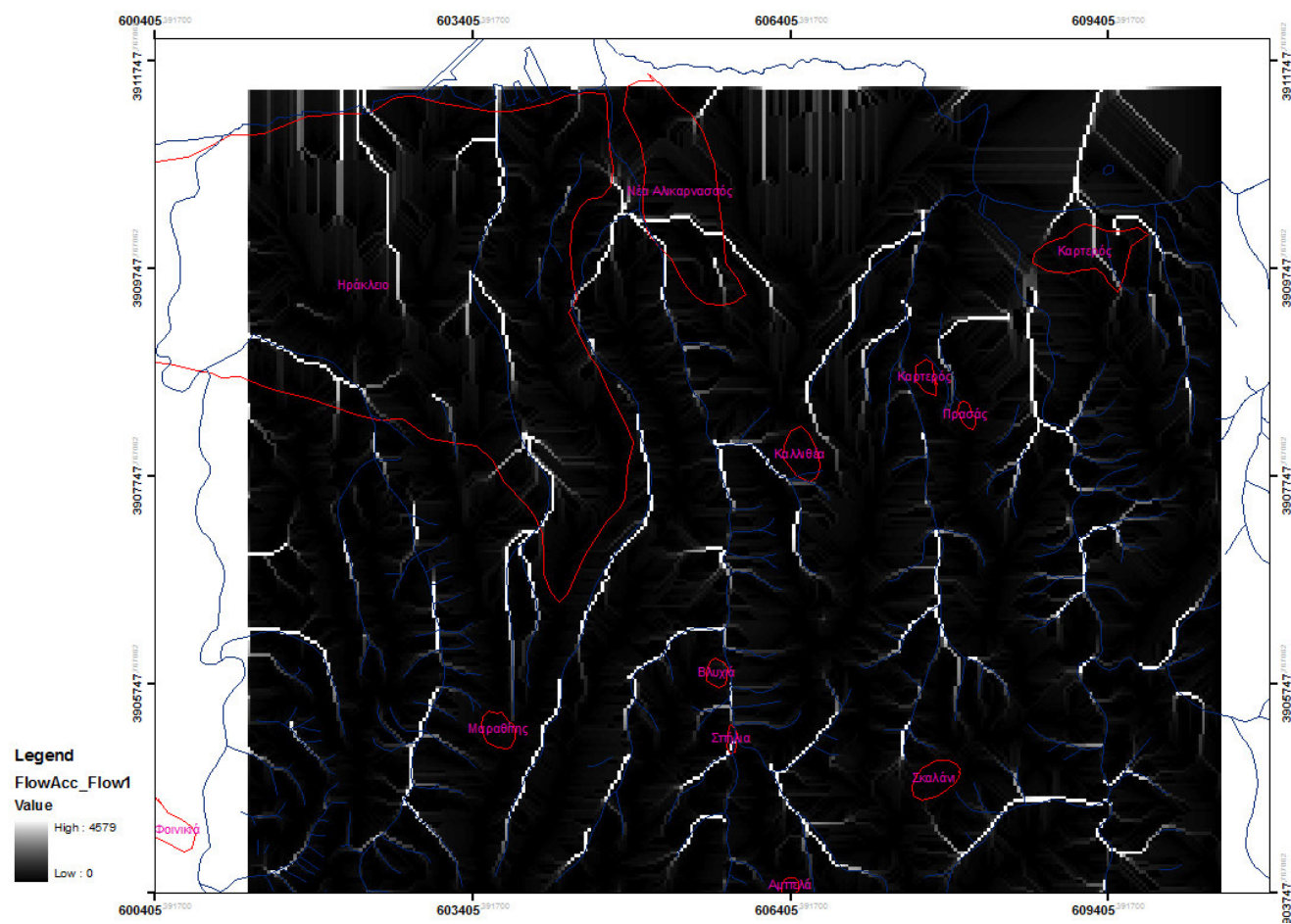


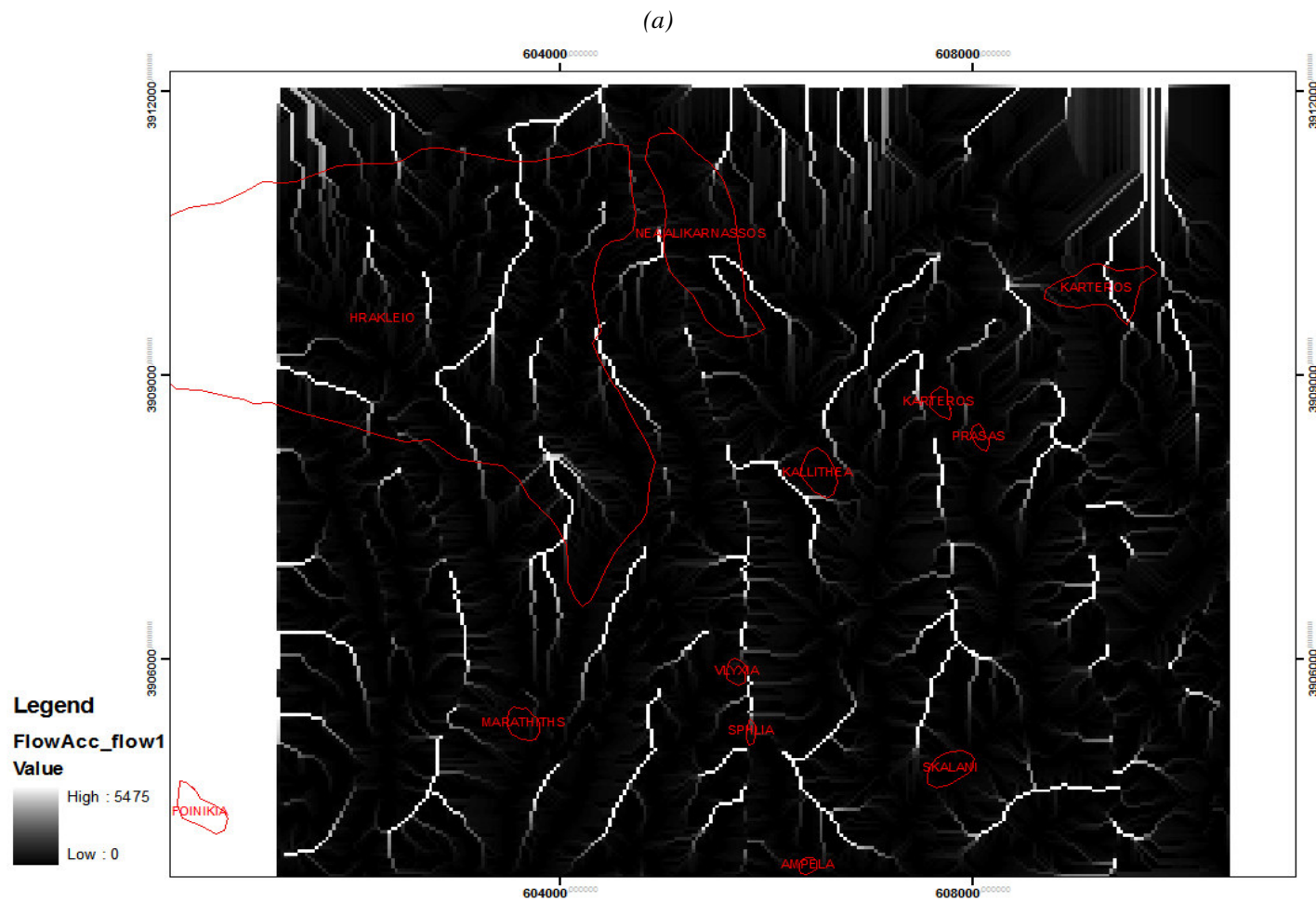
(β)
Σχήμα 4.8 Χάρτης κλίσεων με ισοδιάσταση (α) 20m και (β) 4 m





Σχήμα 4.9 Χάρτης προσανατολισμού της ροής των επιφανειακών υδάτων με ισοδιάσταση (α) 20m και (β) 4 m





(β)
Σχήμα 4.10 Χάρτης συσσώρευσης των επιφανειακών υδάτων με ισοδιάσταση (α) 20m και (β) 4

5. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

5.1 Συμπεράσματα

Στα πλαίσια της συγκεκριμένης εργασίας μελετήθηκε τμήμα της λεκάνης του Ηρακλείου με στόχο να παρουσιαστούν τα γεωμορφολογικά και τεκτονικά χαρακτηριστικά. Οι πληροφορίες που συλλέχθηκαν, εντάχθηκαν και αναλύθηκαν σε Γεωγραφικό Σύστημα Πληροφοριών.

Κάνοντας μια ανασκόπηση των όσων έχουν παρουσιαστεί στα προηγούμενα κεφάλαια παρουσιάζουμε τα κυριότερα συμπεράσματα.

- Η εξεταζόμενη περιοχή παρουσιάζει γενικά ομαλό ανάγλυφο με εξαίρεση κάποιες λοφώδεις περιοχές στο νότιο κυρίως τμήμα.
- Οι κλίσεις κυμαίνονται στο εύρος 0-45°.
- Το υδρογραφικό δίκτυο συσχετίζεται με την ρηξιγενή τεκτονική της περιοχής.
- Η χρήση τοπογραφικών δεδομένων υψηλής ανάλυσης είναι απόλυτα απαραίτητη για να καθοριστεί με ακρίβεια η γεωμορφολογία μιας περιοχής.

6. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- ALTHERR, R., SCHLIESTEDT, M., OKRUSCH, M., SEIDEL, E., KREUZER, H., HARRE, W., LENZ, H., WENDT, I. & WAGNER, G. (1979): Geochronology of high-pressure rocks on Sifnos (Greece, Cyclades). -Contr. Mineral. & Petrol., 70, 245-255.
- ALTHERR, R., KREUZER, H., WENDT, I., LENZ, H., WAGNER, G.-A., KELLER, J., HARRE, W. & HOHNDORF, A. (1982): A late Oligocene/early Miocene high temperature belt in the Attico-Cycladic crystalline complex (SE Pelagonian, Greece). -Geol. J., 23, 97-164.
- ANDRIESS, P.-A., BOELRUK, N.-A., HERBEDA, E.-H., PRIEM, H.-M., VERDURMEN, E.-A., & VERSCHURE, R.-H. (1979): Dating the events of metamorphism and granitic magmatism in the Alpine Orogen at Naxos (Cyclades, Greece). -Contr. Mineral. & Petrol., 69, 215-225.
- ANGELIER, J. (1979): Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population. -Tectonophysics, 56, T17-T26.
- ANGELIER, J., LYBERIS, N., LE PICHON, X., BARRIER, E. & HUCHON, F. (1986): The tectonic development of the Hellenic arc and the sea of Crete: A synthesis. -Tectonophysics, 86, 159-196.
- AVIGAD, D. & CARFUNKEL, Z. (1989): Low-angle faults above and below a blueschist belt, Tinos Is., Cyclades, Greece. -Terra Nova, 1, 182-187.
- AVIGAD, D. & CARFUNKEL, Z. (1991): Uplift and exhumation of high pressure metamorphic terrains: the example of the Cycladic blueschist belt. Tectonophysics, 188, 357-372.
- AUBOUIN, J. (1959): Contribution a l' etude geologique de la Grece septentrionale: les confins de l' Epire et de la Thessalie. -Ann. geol. Pays Hellen., 10, 1-483.
- AUBOUIN, J. (1965): Geosynclines. -Developments in Geotectonics, vol. I, Elsevier ed., Amsterdam, 335p.
- AUBOUIN, J. (1973): Des tectoniques superposees et de leur simplification, par rapport aux modeles geophysiques: l'exemple des Dinarides, paleotectonique, tectonique, tardo-tectonique, neotectonique. -Bull. Soc. Geol. France, (7), 15, 42c.
- AUBOUIN, J. & DEDOUPT, J. (1965): Sur la geologie de l'Egee: regard sur la Crete (Grece). -Bull. Soc. Geol. France, (7), 7, 787-821.
- AUBOUIN, J., DERCOURT, J., NEUMANN, M. & SIGAL, J. (1965): Un element externe de la zone du Pinde: la serie d'Ethia (Crete, Grece). -Bull. Soc. Geol. France, (7), 7, 753-757.
- BARBER, D.J. (1985): Dislocations and microstructures. -In H.R. Wenk (ed): Preferred Orientation in Deformed Metals and Rocks. An Introduction to modern texture analysis. Academic Press, London, 149-182.
- BIJU-DUVAL, B., DERCOURT, J. & LE PICHON, X. (1977): From the Thetys ocean to the mediterranean seas: a plate tectonic model of the evolution of the western Alpine system. -In B. Biju-Duval and L. Montadert (eds), Histoire Structurale Des Bassins Mediterranees. Split, Yougoslavie. Editions Technip. Paris, 143-164.
- BIZON, C. & THIEBAULT, F. (1974): Donnees nouvelles sur l'age des marbres et quartzites du Taygete (Peloponnese meridionale, Grece). -C.R. Acad. Sc.. Serie D, 278, 9-12.
- BLAKE, M.-C., BONNEAU, M., GEYSSANT, J.-L., KIENAST, J.-R., LEPVIER, C., MALUSKI, H. & PAPANIKOLAOU, D. (1981): A geological reconnaissance of the Cycladic blueschist belt, Greece. -Bull. Geol. Soc. Amer., 92, 247-254.

- BOCCALETTI, M. (1973): Mesogea, Measoparatethys. Mediterranean and Para tethys: Their possible relations with thw Tethys ocean development. -Ofioliti, 4, 83-96.
- BONNEAU, M. (1970): Les lambeaux allochtones du revers serpentinal du massif des Psiloriti (Crete moyenne, Grece). -Bull. Soc. Geol. France, (7), 12, 1124-1129.
- BONNEAU, M. (1972a): Existence d'un lambeau de cristallin ch~vauchant sur la serie du Pinde en Crete moyenne (Grece). -C R. Acad. Sc. Paris. 274, 2133-2136.
- BONNEAU, M. (1972b): La nappe metamorphique de l'Asteroussia, lambeau d'affinites pelagoniennes charie jusque sur la zone zone de Tripolitza de la Crete moyenne (Grece). -C R. Acad. Sc. Paris, 275, 2303-2306.
- BONNEAU, M. (1973): Sur les affinites ioniennes des "calcaires en plaquettes" epimetamorphiques de la Crete, le charriage de la serie de Gavrovo- Tripolitza et la structure de l'arc Egeen. -CR. Acad. Sc. Paris, 277, 2453-2456.
- BONNEAU, M. (1976): Esquisse structurale de la Crete alpine. -Rapp. 5, Call. Geol. regions Egeennes; Orsay. Bull. Soc. Geol. France, 2, 155-157
- BONNEAU, M. (1982): Evolution dynamique de l'Arc Egeen depuis le Jurassique superieur jusqu'au Miocene. -Bull. Soc. Geol. France, 24, 229-242.
- BONNEAU, M. (1984): Correlation of the Hellenides nappes in the south-east Aegean and their tectonic reconstruction. -Geol. Soc. London, sp. publ., 17, 517-527.
- BONNEAU, M. & FLEURY, J.-J. (1971): Precisions sur la serie d' Ethia (Crete, Grece): existence d' un premier flysch mesocretace. -CR. Acad. Sc. Paris, 272, 1840-1842.
- BONNEAU, M. & ZAMBETAKIS, A. (1975): La serie Mangassa de la Crete orientale (Grece): une klippe d'origine pindique externe. -C R. Acad. Sc. Paris, 281, 1719.
- BONNEAU, M., BEAUDVAIS, L. & MIDDLEMISS, F.-A. (1974): L' unite de Miamou (Crete, Grece) et sa macrofaune d'age J urassique superieur (Brachiopods, Madreporaires). - Ann. soc. geoJ. Nord. 94, 71-85.
- BROWN, E.H. (1977): Crossite content of Ca-amphibole. -1. Petrol. 18, 53-72.
- BRUN, J.P. & SOKOUTIS, D. & VAN DEN DRIESCHE, J.L.. (1994): Analogue modelling of detachment fault systems and core complexes. -Geology, 22, 319-322.
- BRUNN, J.H. (1956): Etude geologique du Pindos septentrional et de la Macedoine occidentale. -Ann. geaJ. Pays Hellen., 7, 1-358.
- BUICK I.-S. (1991): Mylonite fabric development on Naxos. Greece. -1. Struct. GeaJ., 13, 643-655.
- BURCHFIEL, B., ZHILIANG, C., HODGES, K., YUPING, L., ROYDEN, L., CHANG RONG, D. & JIENE, X. (1992): The south Tibetan detachment System, Himalayan Orogen: Extension contemporaneous with and parallel to Shortening in a collisional Mountain belt. - Geol. Soc. Am., Spec. Pap., 269, 141.
- BURG, J.P., IVANOV, Z., RICO, E.L., OIMOR, D. & KLIN, L. (1990): Implications of shear-sense criteria for the Tectonic evolution of the central Rhodope massif, S. Bulgaria. -Geology, 18, 451-454.
- CARMIGNY, L. & KLIEGFELD, R. (1990): Crustal extension in the northern Apennines: the transition from compression to extension in the Alpi Apuane core complex. - Tectonics, 9, 1275-1305.
- CA YEUX, L. (1902): Sur la composition et l'age des terrains metamorphiques de la Crete. -e. R. Acad. Sc. Paris, 134, 1116-1119.
- CHALIKIOPOYLOS, L. (1903): Sitia, die Osthalbinsel Kretas. - Veroeff d. Inst. F Meerskunde, 4.
- CHOUKROUNE, P., GAPAIS, D. & MERLE, O. (1987): Shear criteria and structural symmetry. -1. Struct. Geol., 9, 525-530.

- CLOOS, M. (1982): Flow melanges: numerical modeling and geological constraints on their origin in the Franciscan subduction complex, California. -Bull. Geol. Soc. Am., 93, 330-345.
- CRESPI, J.-M. (1986): Some guidelines for the practical application of Fry's method of strain analysis. -J. Struct. Geol., 8, 799-808, 1986.
- CREUTZBURG, N. (1961): Über junge Verschüttungserscheinungen auf der Insel Kreta und ihre Beziehungen zum Klima des Pleistozäns. -Ann. Geol. d. Pays Hell., 12, 1-11.
- CREUTZBURG, N. & SEIDEL, E. (1975): Zum Stand der Geologie des präkretäns auf Kreta. -N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 149, 363-383.
- CREUTZBURG, N., DROOGER, C.-W., MEULENKAMP, I.-E., PAPASTAMATI, I., SANNEMANN, W., SEIDEL, E. & TATARIS, A. (1977): General geological map of Crete (scale 1:200.000). -Institute of Geological and Mining Research, Athens.
- DAVIS, G.-H. (1983): A shear zone model for the origin of metamorphic core complex. *Geology*, 11, 342-346.
- DERCOURT, I. (1972): The Canadian cordillera, the Hellenides and the sea floor spreading theory. -Can. J. Earth. Sci., 9, 709-743.
- DEWEY, J., PITMAN, W., RYAN, W. & BONNIN, J. (1973): Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. -Geol. Soc. Am. Bull., 84, 3137-3180.
- DING, Z. (1984): Some formulae for calculating the parameters of the strain ellipse. *Tectonophysics*, 110, 167-175.
- DUNNET, D. (1969): A technique of finite strain analysis using optical goniometers. *Tectonophysics*, 7, 117-136.
- DÜRR, S., ALTHERR, R., KELLER, J., OKRUSCH, M. & SEIDEL, E. (1978): The median Aegean Crystalline Belt. *Stratigraphy, Structure, Metamorphism. Magmatism*. -In: Cloos H., Roeder D. & Schmidt K., Alps, Apennines, Hellenides, Stuttgart.
- ENGELDER, J.T. (1974): Cataclasis and the generation of fault gouge. -Bull. geol. Soc. Am., 85, 1515-1522.
- ETCHECOPAR, A. & VASSEUR, G. (1987): A 3-D Kinematic model of fabric development in polycrystalline aggregates: comparisons with experimental and natural examples. -1. *Struct. Geol.*, 9, 705-717.
- ETHERIDGE, M.A., WALL, V.J., COX, S.F. & VERNON, R.H. (1984): High fluid pressures during regional metamorphism and deformation: implications for mass transport and deformation mechanisms. -1. *geophys. Res.*, 89, 4344-4358.
- EPTING, M., KUDRASS, H. & SCHÄFFER, A. (1972): Stratigraphie et position des séries métamorphiques aux Talea Ori. -Z. dt. geol. Ges., 123, 365-370.
- EVIRGEN, M. & ATAMAN, G. (1981): Study of metamorphism of the central Menderes Massif: isograds, pressure and temperature. -Yebilimleri (Hacettepe Univ.) 7, 15-26.
- FASSOULAS, C., KILIAS, A. & MOUNTRAKIS, D. (1994): Post-nappe stacking extension and exhumation of the HP /L T rocks in the island of Crete, Greece. *Tectonics*, 13, 1, 127-138.
- FASSOULAS, C., KILIAS, A., MOUNTRAKIS, D. & MARKOPOULOS, T. (1993): Miocene extension in the Psiloritis Metamorphic core complex, Central Crete, Greece. -In National Technical University of Athens (eds): Special issue dedicated to Prof. A. Panagos, 885-903.
- FRY, N. (1979): Randomly distributed strain measurements in rocks. *Tectonophysics*, 60, 89-105.

- FRANTZ, L. (1992): Die polymetamorphe Entwicklung des Altkristalline auf Kreta und im Dodekanes (Griechenland): eine geologische, geochemische und petrologische Bestandsaufnahme. - (Diss). Enke Verlag, Stuttgart.
- GAUTIER, P. & BRUN, J.P. (1994): Crustal-scale geometry and kinematics of lateorogenic extension in the central Aegean. Cyclades and Evvia island. *Tectonophysics*, 238, 399-424.
- GRAHAM, C. & POWEL, R. (1984): A garnet-hornblende geothermometer: calibration, testing, and application to the Pelona schist, Southern California. *J. Met. Geol.*, 2, 13-31.
- GREILING, R. (1982): The metamorphic and structural evolution of the phyllite-quartzite nappe of western Crete. -1. *Struct. geol.*, 4/3, 291-297.
- HALL, R. (1994): Basement and cover rock history in western Tethys: HT-LP metamorphism associated with extensional rifting of Gondwana. -In AudleyCharles, M.G. & Hallam, A. (eds): *Gondwana and Tethys*. *Geol. Soc. spec. Publ.*, 37, 41-50.
- HALL, R. & AUDLEY-CHARLES, M.G. (1983): The structure and regional significance of the Talea ori, Crete. -*J. Struct. Geol.*, 5, 167-179.
- HALL, R., AUDLEY-CHARLES, M.G. & CARTER, D.I. (1984): -The significance of Crete for the evolution of the eastern Mediterranean. -*Geol. soc. London, sp. publ.*, 17, 4Q9-516.
- HANCOCK, M. (1985): Brittle microtectonics: Principles and practice. -1. *Struct. Geol.*, V7, 3/4, 437-457.
- HANNA, S. & FRY, N. (1979): A comparison of methods of strain determination in rocks from southwest Dided (Pembrokeshire) and adjacent areas. -1. *Struc. Geol.*, 1, 156-162
- HARMS, T., JAYKO, A. & BLAKE, M.-C.jr (1992): Kinematic evidence for extensional unroofing of the Franciscan complex along the Coast Range Fault, northern Diablo Range, California. -*Tectonics*, 11, 228-241.
- HOBBS, B. (1971): The analysis of strain in folded layers. -*Tectonophysics*, 6, 353-401.
- HOBBS, B. MEANS, W. & VILLIAMS, P. (1970): An outline of structural geology. John Wiley & Sons, Inc. New York, 571pp.
- HOBBS, B.E. & ORD, A. & TEYSSIER, C. (1986): Earthquakes in the ductile regime. *Pure & Appl. Geophys.*, 124, 309-336.
- HSU, T. (1966): The characteristics of coaxial and non-coaxial strain-paths. -1. *Strain. Anal.*, 1, 216-222.
- HYNES, A.J. & NISBET, E.G. & SMITH, A.G., WELLAND, W.J.P. & REX, D.C. (1972): Spreading and emplacement ages of some ophiolites in the Othris region (eastern central Greece). -2. *dt. Geol. Ges.*, 123, 455-468.
- JACOBSSHAGEN, v., MAKRI, J., RICHTER, D., BACHMANN, H.G., DOERT, D., GIESE, P. & RISCH, H. (1976): Alpidischer Gebirgsbau und Krustenstruktur des Peloponnes. -2. *dt. Geol. Ges.*, 127, 337-363.
- KARAKITSIOS, V. (1979): Contribution a l'etude geologique des Hellenides. Etude de la region de Sellia (Crete moyenne, Grece). -These 3e cycle, Univ. P. et M. Curie. Paris, 155pp.
- KALISKI, G. (1977): La structure tectonique d'Attique et d'ile d'Eubee -*Proc. 6 Colloq. Geol. Aegean Region*, 211-228.
- KAUFFMAN, G., KOCKEL, F. & MOLLAT, H. (1976): Notes on the stratigraphic and paleogeographic position of the Svoula Formation in the Innermost Zone of the Hellenides (Northern Greece). -*Bull. Soc. geol. France*, 18, 225-230.
- KILIAS, A., SOTIRIADIS, L. & MOUNTRAKIS, D. (1986): New data concerning the structural geology of the Western Crete. The transgressive carbonate mass of the Herospilion Area. -*Geol. Geoph. res. Special Issue*, 101-114, 201-223.

- KILIAS, A, FRISCH, W., RAISCHBACHER L. & SFEIKOS, A (1990): Structural evolution and P/T conditions of metamorphism of blue schists of E. Thessaly (Greece). -Bull. Geol. Soc. Greece, XXI/1, 81-99.
- KILIAS, A, FASSOULAS, C., PRINIOTAKIS, M., FRISCH, W. & SFEIKOS, A (1991): Deformation and HP/LT Metamorphic conditions at the tectonic window of Kranea (W. Thessaly, N. Greece). -2. dt. geol. Ges., 142, 87-96p.
- KILIAS, A, FASSOULAS, CH. & MOYNIOTAKIS, D. (1994): Tertiary extension of continental crust and uplift of Psiloritis "Metamorphic core complex", in the central part of the Hellenic arc (Crete, Greece), -Geol. Rundsch., 83, 417-430.
- KLIGFIELD, R., CARMIGMANI, L. & OWENS, W. (1981): Strain analysis of a Northern Apennine shear zone using deformed marble breccias. -T. Struct. Geol., 3, 421-436.
- KNIPPE, R.J. (1989): Deformation mechanisms-recognition from natural tectonites. -1. Struct. Geol., 11, 127-146.
- KNIPPE, R.J. & LAW, R.D. (1987): The influence of crystallographic orientation and grain boundary migration in microstructural and textural evolution in an S-C mylonite. -Tectonophysics, 135, 153-169.
- KOBER, L. (1952): Leitlinien der Tektonik Jugoslawiens. -Serb. Akad. Wiss., 189.
- KOCKEL, F. & WALTER, H. (1968): Zur Geologischen Entwicklung des Südlichen Serbomazedonischen massivs (Nordgriechenland). -Bulg. Akad. Sc. Bull. Geol. Inst. Geot. Str. Lyth. KH. XVII, 133-142.
- KOENIG, H. & KUSS, S. (1980): Neue Daten zur Biostratigraphie des permotriadischen Autochthons der Insel Kreta. -N. Jb. Geol. Palaont. Mh., 1980, 525.
- KOPP, K.-O., OTI, E. (1977): Spezialkartierungen in Umkreis neuer Fossilfunde im Trypali- und Tripolitsa-Kalken West-Kretas. -N. Jb. Geol. Palaont. Mh., 1977, (5), 217-238.
- KRAHL, J. (1982): The significance of the Blue-schists in the area of Monastery Preveli, south-western part of central Crete, Greece. -In H.E.A. T., proc., vol. 1, 298-305, Athens.
- KRAHL, J., HERBART, H. & KATZENBERGER, S. (1982): Subdivision of the allochthonous Ophiolites-bearing formation upon the Pindos group, south-western part of central Crete, Greece. -In H.E.A. T., proc., vol. 1, 321-332, Athens.
- KRAHL, J., KAUFMANN, G., KOZUR, H., RICHTER, D., FORSTER, O. & HEINRITZI, F. (1983): Neue Daten zur Biostratigraphie und zur tektonischen Lagerung der Phyllit-Gruppe und der Trypali-Gruppe auf der Insel Kreta (Griechenland). -Geol. Rdsch., 72, 1147-1166.
- KRANTZ, R.L. (1983): Microcracks in rocks. A review. -Tectonophysics, 100, 449-480.
- KRONBERG, P., MEYER, W. & PILGER, A. (1970): Geologie der Rila-Rhodope Masse zwischen Strimon und Nestos. -Seith. Genf. Jb., 83, 133-180.
- KUSS, S.-E. & THORBECKE, G. (1974): Die präneogene Gesteine der Insel Kreta und ihre Korrelierbarkeit im ägäischen Raum. -Ber. Naturforsch. Ges. Freiburg, 64, 39-75.
- LAW, R.D. (1987): Heterogeneous deformation and quartz crystallographic fabric transitions: natural examples from the Stack of Glencoul, northern Assynt. -1. Struct. Geol., 9, 819-833.
- LEE, J. & LISTER, G. (1992): Late Miocene ductile extension and detachment faulting, Mykonos, Greece. -Geology, 20, 121-124.
- LE PICHON, X. & ANGELIER, J. (1979): The Hellenic Arc and Trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area. Tectonophysics, 69, 1-42.
- LE PICHON, X., CHAMOT-ROOKE, N., HUCHON, P. & LUXEY, P. (1993): Implications des nouvelles mesures de géodésie spatiale en Grèce et en Turquie sur l'extrusion latérale de l'Arc taurien et de l'Égée. -C.R. Acad. Sci. Paris., 316, 983-990.
- LIN, S. & WILLIAMS, F. P. (1992): The geometrical relationship between the stretching lineation and the movement direction of shear zones. -J. struct. Geol., 14, 491-497.

- LISLE, R. (1977): Clastic grain shape and orientation in relation to cleavage from Aberystwyth grits, Wales. - *Tectonophysics*, 39, 381-395.
- LISLE, R. (1985): *Geological strain analysis*. - Pergamon Press, Oxford.
- LISTER, G.-S. & WILLIAMS, P.-T. (1979): Fabric development in shear zones, theoretical controls and observed phenomena. - *Struct. Geol.*, 1, 283-299.
- LISTER, G.-S. & HOBBS, B.-E. (1980): The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: the influence of deformation history. - *J. Struct. Geol.*, 2, 355-370.
- LISTER, G.-S. & WILLIAMS, P.-T. (1983): The partitioning of deformation in flowing rock masses. - *Tectonophysics*, 92, 1-33.
- LISTER, G.-S. & SNOKE, A.-W. (1984): S-C Mylonites. - *Struct. Geol.*, 6, 617-138.
- LISTER, G.-S. & DAVIS, G.-A. (1989): The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, U.S.A. - *Struct. Geol.*, 11, 65-94.
- LISTER, G.-S., BANGA, G. & FEENSTRA, A. (1984): Metamorphic core complexes of cordilleran type in the Cyclades, Aegean Sea, Greece. - *Geology*, 12, 221-225.
- MARINOS, G. (1957): Zur Gliederung Ostgriechenlands in tektonische zonen. - *Geol. Rdsch.* 46, 2, 421-426.
- MATTHEWES, P., BOND, R. & VAN DEN BERG, J. (1971): Analysis and structural implications of a kinematic model of similar folding. - *Tectonophysics*, 12, 129-154.
- MERCIER, J. (1968): Etude geologique des zones internes des Hellenides en Macedoine centrale (Grece). Contribution a l'etude du metamorphisme et de l'evolution magmatique des zones internes des Hellenides. - Theses, Paris 1966, *Ann. Geol. Paleontol.*, 20, 1-792.
- MERCIER, L. M., SOREL, D. & SIMEAKIS, K. (1987): Changes in the state of stress in the overriding plate of a subduction zone: the Aegean Arc from the Pliocene to the Present. - *Ann. Tectonicae*, 1, 20-39.
- MEULENKAMP, J.-E., JONKERS, A. & SPANAKIS, P. (1977): Late Miocene to early Pliocene development of Crete. - *VI Col. Geol. Aegean region*, Athen. 269-280.
- MEULENKAMP, J.-E., WORTEL, M.-J.-R., VAN WAMEL, W.-A., SPANAKIS, P. & HOOGERDUYNSTRATING, E. (1988): On the Hellenic subduction zone and the geodynamic evolution of Crete since the late Middle Miocene. - *Tectonophysics*, 146, 203-215.
- MILLER, D.-M. & CHRISTIE, J.-M. (1981): Comparison of quartz microfabric with strain in recrystallized quartzite. - *Struct. Geol.*, 3, 129-141.
- MOUNTRAKIS, D., SAPOUNTZIS, E., KILLAS, A., ELEITHERIADIS, G., & CHRISTOFIDES, G., (1983): Paleogeographic conditions in the western pelagonian margin in Greece during the initial rifting of the continental area. *Canad. J. Earth Sci.*, 20, 1673-1681.
- MOUNTRAKIS, D., KILLAS, A. & ZOUROS, N. (1993): Kinematic analysis and Tertiary evolution of Pindos-Vourinos Ophiolites (Epirus-Western Macedonia, Greece). - *Bull. Geol. Soc. Greece*, XXII/1.
- OLENSEN, N.O. (1987): Plagioclase fabric development in a high grade shear zone, Jotunheimen, Norway. - *Tectonophysics*, 142, 291-308.
- ORD, A. & CHRISTIE, J.M. (1984): Flow stresses from microstructures in mylonitic quartzites from the Moine Thrust Zone, Assynt area, Scotland. - *J. Struct. Geol.*, 6, 639-651.
- PAPANIKOLAOU, D. (1984): The three metamorphic belts of the Hellenides: a review and a kinematic interpretation. - *Spec. Publ. Geol. Soc. London*, 7, 551-561.

- PAPANIKOLAOU, D. (1987): Tectonic evolution of the Cycladic blueschist belt (Aegean Sea, Greece). -In: Helgeson H.-C. & Schilling R.-D. (eds), Chemical Transport in Metasomatic Processes. 429-450.
- PAPASTAMATIOY, J. & REICHEL, M. (1956): Sur l'age des phyllades de l'île de Crète. -*Eclogae geol. helv.*, 49, 147-149.
- PARASKEV AIDIS, I. (1961): Über die Geologie des östlichen Asteroussiagebirges auf der Insel Kreta. -*Ann. Geol. d. Pays Hell.*, 12, 139-148.
- PASCHIER C-W. (1982): Pseudotachylite and the development of ultra-mylonite bands in the St. Bathélemy Massif, Pyrenees. -1. *Struct. Geol.*, 1, 69-79.
- PASCHIER C- W. & SIMPSON C (1986): Porphyroclast systems as kinematic indicators. -1. *Struct. Geol.*, 8, 831-843.
- PAVLIDES, S., MOYNTAKHS, D., KILIAS, A & TRANOS, M. (1990): The role of strike-slip movements in the extensional area of Northern Aegean (Greece). A case of transtensional tectonics. -*Ann Tectonicae*, IV /2, 196-211.
- PEACH, C & LISLE, R. (1979): A Fortran IV program for the analysis of tectonic strain using deformed elliptical markers. -*Comput. Geo-Sci.*, 5, 325-334.
- PLATT, J.-P. (1975): Metamorphic and deformational processes in the Franciscan Complex, California: Some insights from the Catalina schist terrane. -*Bull. Geol. Soc. Am.*, 86, 1337-1347.
- PLATT, J.-P. (1986): Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. -*Geol. Soc. America Bull.*, 97, 1037-1053.
- PLATT, J.-P. (1987): The uplift of high-pressure-low-temperature metamorphic rocks. *Phil. Trans. R. Soc. Land.*, A321, 87-103.
- PLATT, J. -P. (1988): The mechanics of frontal imbrication: a first-order analysis. -*Geol. Rundsch.*, 77/2, 357-389.
- PLATT, J.-P. & BEHRMANN H. J. (1986): Structures and fabrics in a crustal-scale shear zone, Betic Cordillera, SE Spain. -1. *Struct. Geol.*, 8, 15-33.
- PLATT, J.-P. & VISSERS R-L.-M. (1989): Extensional collapse of thickened continental lithosphere: a working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar arc. -*Geology*, 17, 350-343.
- POIRIER, J.P. (1985): *Creep of Crystals*. -Cambridge University Press.
- POWELL, C. (1979): A morphological classification of rock cleavage. -*Tectonophysics*, 53, 21-34.
- RAMSEY, J. (1967): *Jointing and fracturing of rocks*. -1. (J. Wiley-Hill, New York, 568.
- RAMSAY, G. H. & HUBER I., M. (1983/1987): *The techniques of modern structural geology*. vol. 1 & 2. -Academic press Inc. XII + 307 S. & XII + 700 S.
- RATSCHBACHER, L. (1987): Quantification of deformation: Evaluation and comparison of strain-analysis techniques in metaconglomerates and phyllites of the Veitsch Nappe (Eastern Alps). - *J. Geol. Palaeontol.*, 6, 332-356.
- RATSCHBACHER, L. MERLE, O. & DAVY, P. & COBBOLD, P. (1990a): Lateral extrusion in the Eastern Alps. Part 1: Boundary conditions and experiments scaled for gravity. -*Tectonics*, 10, 245-256.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., LINZER H.-G. & MERLE, O. (1990b): Lateral extrusion in the Eastern Alps. Part 2: Structural analysis. -*Tectonics*, 10, 257-271.
- RATSCHBACHER, L., WENK H. R. & SINTUBIN, M. (1991): Calcite textures: examples from nappes with strain-path partitioning. -*J. Struct. Geol.*, 13, 369-384.
- RATSCHBACHER, L., RILLER, O., MESCHÉDE, M., HERMANN O. & FRISCH, W. (1991): Second look at suspect terranes in southern Mexico. - *Geology*, 19, 1233-1236.

- REINECKE, T. (1982): Remnants of a Late Cretaceous high temperature belt on the island of Anafi (Cyclades, Greece). -N j b. Geoi. Palaeont.. Abh. 1-15.1.:7-182.
- RENTZ, C. (1947): Eine zusammenfassende Übersicht über die Mesozoische Fauna der Insel Kreta. -Eel. geoi. Helv., 40, 379-38..L
- RING, O. (1989): Tectonogenesis of the Penninic/Austroalpine Boundary zone: The Arosa zone. - Diss., Tuebinger Geowissenschaftlich Arbeiten. A3. 178p.. Tuebingen.
- RING, U. & MERLE, O. (1992): Forethrusting, backfolding and lateral gravitational escape in the northern part of the Western Alps (Monte Rosa region). -Bull. GeoJ. Soc. Am., 104, 901-914.
- RUBIE, D. (1984): A thermal-tectonic model for High-pressure metamorphism and deformation in the Sesia zone, western Alps. -1. GeoJ., 92. 21-36.
- RUITER, E.H. (1983): Pressure solution in nature theory and experiment. -1. geoJ. Soc., 140, 725-740.
- SANDERSON, D. (1982): Models of strain variation in nappes and thrust sheets: a review. -Tectonophysics, 88, 201-233.
- SANNEMANN, W. & SEIDEL, E. (1976): Die Trias-Schichten von RawdychajNWKreta. Ihre Stellung im Kretischen Deckenbau. -N lb. GeoJ. Palaont., Mh., 1976,221-228.
- SCHERMER, E.R, LUX, D.R. & BURCHFIEL, B.C. (1989): Age and tectonic significance of metamorphic events in the Mt. Olympos region, Greece. -Bull. GeoJ. Soc. Greece, 23, 13-27.
- SCHMID, S.M. (1982): Microfabric studies as conditions of deformation mechanisms and flow laws operative in mountain building. -In Hsu, K.L. (edt): Mountain Building Processes. Academic Press., London, 95-110.
- SCHMID, S.M. & CASEY, M. (1986): Complete fabric analysis of some commonly observed quartz C Axis patterns. -In Hobbs, B.E. & Heard, M.C. (eds): Mineral and Rock Deformation Laboratory Studies- The Paterson volume, Am. Geophys. Un. Geophys. Monogr., 36.
- SCHMID, S.M., PANOZZO, R. & BAUER, S. (1987): Simple shear experiments on calcite rocks: rheology and microfabric (Special Research Paper). -1. Struct. GeoJ., 9, 747-778.
- SEIDEL, E. (1968): Trias- und Pindosserie der Rauris von Paleochori (SW Kreta Griechenland). -Diss., Univ. Wurtzburg.
- SEIDEL, E. (1971): Die Pindos-Serie in West Kreta. auf der Insel Gavdos und im Kedros-Gebiet (Mittelkreta). -N lb. Geoi. Palaont. Abh., 137. 443-460.
- SEIDEL, E. (1977): Lawsonite-bearing meta-sediments in the Phyllite-Quartzite series of SW-Crete (Greece). -N j b. Mi ... Abh. 130, 134-1
- SEIDFEL, E. (1978): Zur Petrologie der Phyllit-Quarzit-Serie Kretas ... Habilitationsschrift, Techn. Univ. Braunschweig, 145 S.
- SEIDEL, E. & OKRUSCH, M. (1976): Eo-Alpine metamorphism in the uppermost unit of the Cretan nappe system- petrology and geochronology. -Contr. Min. PetroJ., 57, 259-275.
- SEIDEL, E., OKRUSCH, M., KREUZER, H., RASCHKA, H. & HARRE, W. (1981): Eo-Alpine metamorphism in the uppermost unit of the Cretan nappe system, petrology and geochronology: Part 2. Synopsis of high temperature metamorphics and associated ophiolites. -Contr. Min. PetroJ., 76,351-361.
- SEIDEL, E., KREUZER, H. & HARRE, W. (1982): A Late Oligocene/Early Miocene High Pressure Belt in the external Hellenides. -Geol. J., 23, 165-206.
- SENGOR, A.M.C. (1979): Mid-Mesozoic closure of Permo-Triassic Tethys and its implications. -Nature, 279, 590-609.

- SENGOR, A.M.C. GORUR, N. & SAROGLOY, F. (1985): Strikeslip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape. Turkey as a case study. -In: Biddle K., Christie-Blick N.: strikeslip deformation, basin formation. And sedimentation, Tulsa Spec. PubJ. Soc. Eeon. Palaeont., }"finer., 37, 227-244.
- SHACKLETON M. R. & RIES C. A. (1984): Relation between regionally consistent stretching lineations and plate motions. -f. Struct. GeoJ., 6. 111-117.
- SIBSON, R.H. (1986): Brecciation processes in fault zones. Iferences from earthquake rupturing. -Pure and Appl. Geophys., 124, 159-175.
- SIMPSON, C. & SCHMID, S. (1983): An evaluation of criteria to deduse the sense of movement in sheared rocks. -GeoJ. Soc. Am. Bull., 94, 1281-1288.
- SIMPSON, C. & DE PAOR G. D. (1993): Strain and kinematic analysis in general shear zones. -f. Struct. GeoJ., 15, 1-20.
- SMITH, A.G (1971): Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediteranean and Atlantic. -GeoJ. Soc. Am. Bull., 82, 2039-2071.
- SWART H. J. (1962): On the determination of polymetamorphic mineral assGciations and its application to the bosoft area (central Pyrenees). -GeoJ. Rdsch., 52, 3 ' . 65.
- SUPPE, J. (1989): Principles of structural geology -Prondice Hall. Inc., Englewood ChIts, New Jersey 07632.
- TAPPONNIER, P., (1977): Evolution tectonique du system alpin en Mediterranee; poinconnement et ecrasement rigite-plastique. -Bull. Soc. GeoJ. Fr., 7, 19,437460
- THEYE, T., SEIDEL, E. & VIDAL, O. (1992): Carphollite, sudoite and chloritoid in low high-pressure metapelites from Crete and the Peloponneses, Greece. -Bur. f. Mineral, 4, 487 507.
- THORBECKE, G. (1973): Die Gesteine der Ophiolith-Decke von Anogia/Mittel heta. ~Jichte Naturforsch: Gesell. Freiburg, 63, 81-92
- TWISS, R.J. (1986): Variable sensitivity piezometric equations for dislocation density and sub-grain diameter and their relevance to olivine and quartz. -In Hobbs, B.E. & Heard, M.C. (eds): Mineral and Rock Deformation Laboratory Studies- The Paterson volume, Am. Geophys. Un. Geophys. Monogr., 36.
- VICENTE, J. C. (1970): Etude geologique de j'lle de Gavdos (Grece), la plus meridionale de l' Europe. -Bull. Geol. Soc. France, (7), XII, 481-495.
- WHITE, S.H., BURROWS, S.E., CARRERAS. 1.. SHA.W, N.D. & HUMPHREYS. f"":. (1980); On mylonites in ductile shear zones. -J. Struct. Geal., 2, 175-18-.
- WHITE, S.H .. BRETAN P.G. & RUTrER, E.H. (1986): Fault-zone reactivation: kinematic and mechanisms. -Phil. Trans. R. Sac. Lond., A317. 81-97.
- WILLIAMS F. P. (1985): Multiply deformed terrains-problems of correlation .. 1. StmcL Geal.. 7. 269-280.
- WURM, A. (1950): Zur Kenntis des Metamorphikurms der Insel Kreta. -l\eu es Jhrb. Geai. Pala eont., Monatsh., 206-239.
- ZAGER, D. (1972): Sedimentologie der Tripolitsakarbonate im nordlichen Mittelkreta. -Diss., Univ. Freiburg, 1-165 .
- ZAMBETAKIS-LEKKAS, A. (1977): La serie de Mangassa. Stratigraphie, Paleogeographie, Tectonique. - VI Callaquirrm on the Geology nf the Aegean region, I, 103-109.