



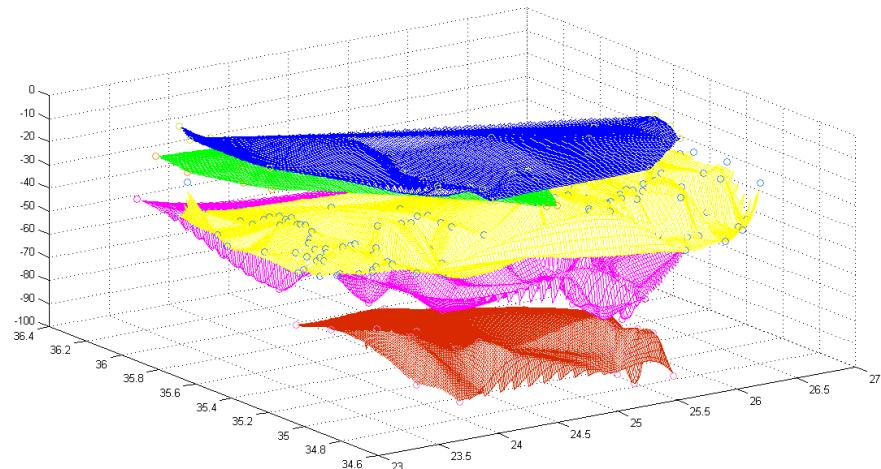
T.E.I ΚΡΗΤΗΣ – ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ ΧΑΝΙΩΝ

ΤΜΗΜΑ ΦΥΣΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ ΚΑΙ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ

ΤΟΜΕΑΣ ΥΔΑΤΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ & ΓΕΩΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ



ΔΟΜΗ ΤΟΥ ΑΝΩΤΕΡΟΥ ΦΛΟΙΟΥ ΓΙΑ ΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΚΡΗΤΗΣ



ΠΤΥΧΙΑΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

Διάκος Γιώργος

Μάρτιος 2011



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



ΔΟΜΗ ΤΟΥ ΑΝΩΤΕΡΟΥ ΦΛΟΙΟΥ ΓΙΑ ΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΚΡΗΤΗΣ

Διάκος Γιώργος

Μάρτιος 2011

Επιβλέπουσα : *Δρ. Κόκκινον Ελένη*
Επίκουρος Καθηγήτρια

Επιτροπή Αξιολόγησης : *Δρ. Ελένη Κόκκινον*
: *Δρ. Σουπίδης Παντελής*
: *Δρ. Σάλτας Βασίλειος*

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. Επίσης 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 θέματα δομής του φλοιού. 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. Ολοκληρώνοντας ευχαριστώ την εξεταστική επιτροπή για τον χρόνο που μου διέθεσε.

Περίληψη

Στα πλαίσια της παρούσας πτυχιακής γίνεται προσδιορισμός της δομής του φλοιού στον ευρύτερο χώρο της Κρήτης. Για το σκοπό αυτό χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα κατανομής της σεισμικότητας από το EMSC με στόχο να εμπλουτίσουν την πληροφορία για την περιοχή μελέτης.

Abstract

Information concerning the seismic velocity structure and local seismicity in the area around Crete Island are combined in order to indicate the crust structure. EMSC data was used for the pre-mentioned scope.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

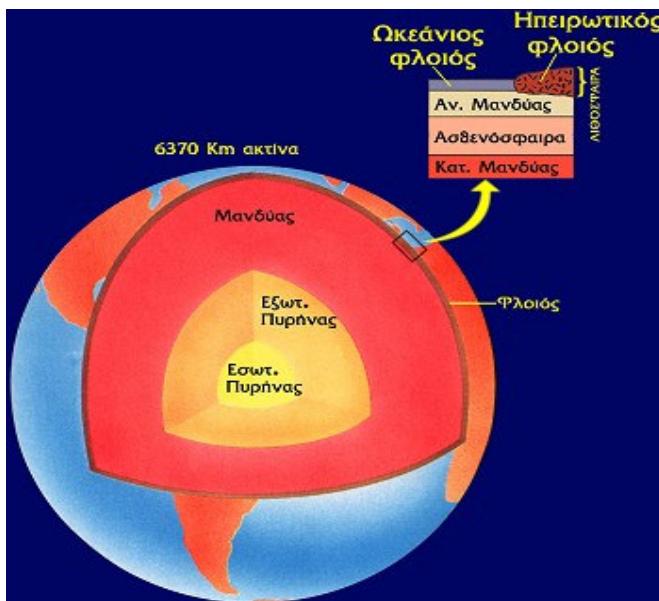
1. ΕΙΣΑΓΩΓΙΚΑ ΕΝΝΟΙΕΣ ΓΙΑ ΤΗΝ ΔΟΜΗ ΤΟΥ ΦΛΟΙΟΥ	6
1.1 Η δομή του εσωτερικού της γης	6
1.2 Οι λιθοσφαιρικές πλάκες	7
1.3 Τα συστήματα διάρρηξης του φλοιού της γης και η θέση της Ελλάδας στο ηπειρωτικό σύστημα διάρρηξης	10
1.4 Γενικά για το ελληνικό τόξο	12
1.5 Τα χαρακτηριστικά του ελληνικού τόξου	14
1.6 Τα κυριότερα γεωτεκτονικά χαρακτηριστικά του ελληνικού χώρου	15
1.7 Σεισμικά κύματα	17
2. Η ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΔΟΜΗ ΤΗΣ ΚΡΗΤΗΣ	21
2.1 Η γεωλογία της Κρήτης	21
2.2 Η ενότητα των πλακωδών ασβεστολίθων	22
2.3 Η ενότητα Τρυπαλίου	24
2.4 Η ενότητα φυλλιτών-χαλαζιτών	25
2.5 Η ενότητα Γαβρόβου-Τρίπολης	27
2.6 Η ενότητα Πίνδου	28
2.7 Το τεκτονικό “Melange”	29
2.8 Η ενότητα Αστερουσίων	31
2.9 Οι οφιόλιθοι	33
2.10 Νεογενείς και Τεταρτογενείς αποθέσεις	34
2.11 Ταξινόμηση των καλυμμάτων της κεντρικής Κρήτης	36
3. ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ ΚΑΙ ΔΟΜΗ ΤΟΥ ΕΥΡΥΤΕΡΟΥ ΧΩΡΟΥ ΤΗΣ ΚΡΗΤΗΣ	38
3.1 Εισαγωγή	38
3.2 Στοιχεία από άλλες έρευνες για τον ευρύτερο χώρο της Κρήτης	38
3.3 Γενικά για την δομή της Κρήτης	39
3.3 Αποτελέσματα και συμπεράσματα	41
4. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	48
5. ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ	58
<i>Earthquake's depth determination based on a 3D generalized geophysical model for the velocity structure of Crete Island (Southern Hellenic Arc, Greece)</i>	58

1. ΕΙΣΑΓΩΓΙΚΑ ΕΝΝΟΙΕΣ ΓΙΑ ΤΗΝ ΔΟΜΗ ΤΟΥ ΦΛΟΙΟΥ

1.1 Η δομή του εσωτερικού της γης

Η Γη αποτελείται από τρία διαφορετικά στρώματα το φλοιό, το μανδύα και τον πυρήνα (σχ. 1.1), συνολικού πάχους 6.370 km περίπου.

Ο φλοιός είναι το στερεό, εξωτερικό περίβλημα της Γης. Υπάρχουν δύο είδη φλοιού, ο **ηπειρωτικός** και ο **ωκεάνιος**. Το μέσο πάχος του ηπειρωτικού είναι περίπου 35km, κάτω όμως από τις μεγάλες οροσειρές μπορεί να φτάσει τα 60 - 70km. Το μέσο πάχος του ωκεάνιου είναι 7 km. Ο μανδύας είναι το αμέσως επόμενο στρώμα και φτάνει μέχρι το βάθος των 2.900 km. Η επιφάνεια που χωρίζει το φλοιό από τον μανδύα, είναι γνωστή με το όνομα **ασυνέχεια Mohorovicic**.



Σχήμα 1.1 Η δομή της Γης

Ος λιθόσφαιρα χαρακτηρίζεται ότι ένα δύσκαμπτο στρώμα, μέσου πάχους 80km περίπου, που αποτελείται από το στερεό φλοιό και μέρος του στερεού ανώτερου μανδύα. Το τμήμα του μανδύα που βρίσκεται κάτω από τη λιθόσφαιρα είναι γνωστό ως **ασθενόσφαιρα**. Κάτω από το μανδύα υπάρχει ο πυρήνας που φτάνει έως το κέντρο της γης. Ο πυρήνας διακρίνεται σε εξωτερικό (υγρή/ρευστή κατάσταση) και σε εσωτερικό (στερεή κατάσταση).

1.2 Οι λιθοσφαιρικές πλάκες

Η λιθόσφαιρα δεν είναι ενιαία αλλά απαρτίζεται από ένα σύνολο μεγάλων και μικρότερων πλακών που ολισθαίνουν πάνω στο υποκείμενο παχύρρευστο μανδυακό υλικό (ασθενόσφαιρα) πραγματοποιώντας σχετικές μεταξύ τους κινήσεις. Οι πλάκες αυτές ονομάζονται λιθοσφαιρικές πλάκες (σχ. 1.2). Τα αίτια κίνησής τους πιθανόν να είναι οι οριζόντιες εφαπτομενικές κινήσεις που ασκούνται στον πυθμένα τους από τα θερμικά **ρεύματα μεταφοράς** τα οποία δημιουργούνται στον ασθενοσφαιρικό μανδύα. Η θεωρία που ερμηνεύει ικανοποιητικά το σύνολο των γεωλογικών και γεωφυσικών παρατηρήσεων, που σχετίζονται με την ενεργό τεκτονική δράση και κατά συνέπεια και με τη σεισμική δράση, είναι αυτή που περιγράφει την **κίνηση των λιθοσφαιρικών πλακών**.

Οι κύριες λιθοσφαιρικές πλάκες που επηρεάζουν την ενεργό τεκτονική στην Ελλάδα είναι:

- Ευρασιατική
- Αφρικανική
- Αραβική

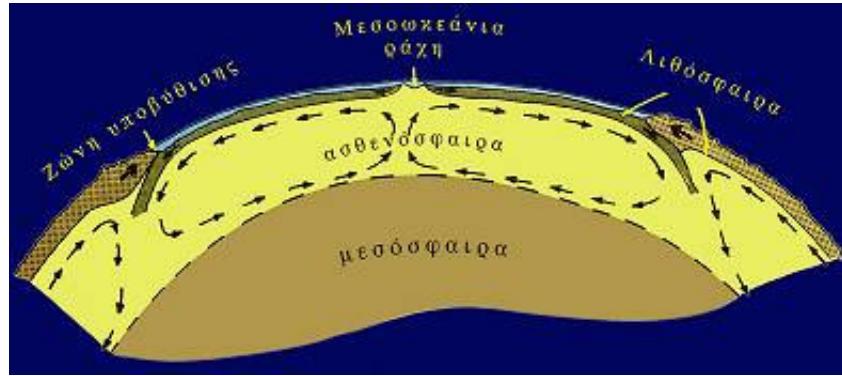
Οι μικρότερες λιθοσφαιρικές πλάκες είναι:

- Ανατολίας
- Αιγαίου
- Αδριατική



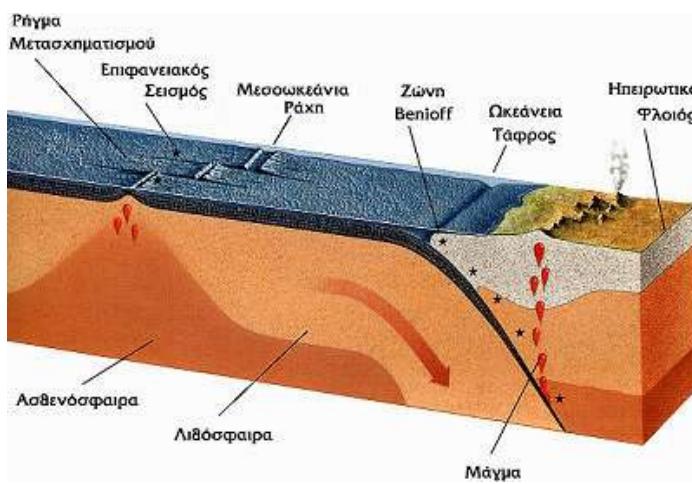
Σχήμα 1.2 Οι λιθοσφαιρικές πλάκες Οι πλάκες κινούνται προς διαφορετικές διευθύνσεις. Τα βέλη δείχνουν την κίνησή τους

Οι λιθοσφαιρικές πλάκες αλλού **αποκλίνουν**, αλλού **συγκλίνουν** και αλλού η μία κινείται **παράλληλα - εφαπτομενικά** σε σχέση με τη διπλανή της. Στις περιοχές που αποκλίνουν (σχ. 1.3) οι λιθοσφαιρικές πλάκες **-μεσοωκεάνιες ράχεις-** θερμό ασθενοσφαιρικό υλικό βγαίνει στην επιφάνεια, ψύχεται, στερεοποιείται και οδηγεί έτσι στη δημιουργία νέας λιθοσφαιρας κατά μήκος των δύο πλευρών των ράχεων (π.χ. μεσοωκεάνια ράχη Ατλαντικού ωκεανού, απομάκρυνση Αμερικανικής - Αφρικανικής πλάκας).



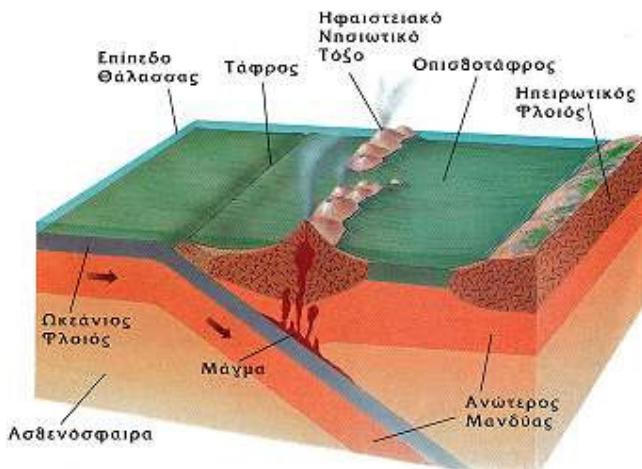
Σχήμα 1.3 Κίνηση των λιθοσφαιρικών πλακών πάνω στην ασθενόσφαιρα

Στις περιοχές που ολισθαίνουν οριζόντια η μία πλάκα σε σχέση με την άλλη, η κίνηση γίνεται κατά μήκος κατακόρυφων **ρηγμάτων μετασχηματισμού** (σχ. 1.4). Στην περίπτωση της σύγκλισης των πλακών (σχ. 1.5) **η πυκνότερη από τις δύο βυθίζεται κάτω από την άλλη** μέχρις ότου λιώσει η πρώτη μέσα στο θερμό μανδυακό υλικό κι έτσι καταστρέφεται λιθοσφαιρικό υλικό. Η δημιουργία νέου ωκεανιού φλοιού στις μεσοωκεάνιες ράχεις αντισταθμίζεται λοιπόν με την καταστροφή αντίστοιχης ποσότητας στις περιοχές σύγκλισης πλακών, οπότε η συνολική επιφάνεια της Γης παραμένει "σταθερή".



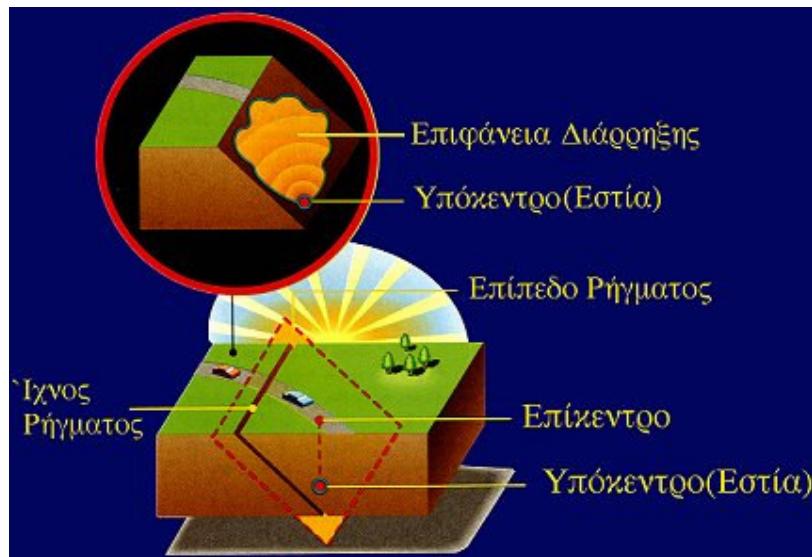
Σχήμα 1.4 Ρήγμα μετασχηματισμού και σύγκλιση λιθοσφαιρικών πλακών

Αποτέλεσμα της σχετικής κίνησης των λιθοσφαιρικών πλακών είναι η αργή παραμόρφωση των πετρωμάτων στις παρυφές τους. Για το λόγο αυτό, στα πετρώματα που βρίσκονται κοντά στις περιοχές αυτές συσσωρεύονται τεράστια ποσά δυναμικής ενέργειας (ενέργεια ελαστικής παραμόρφωσης πετρωμάτων), και αναπτύσσονται μεγάλες τάσεις που συνεχώς αυξάνουν. Όταν οι τάσεις αυξηθούν τόσο πολύ, ώστε να υπερβούν το όριο αντοχής του λιθοσφαιρικού υλικού στο σημείο αυτό επέρχεται **θραύση**. Ταυτόχρονα πραγματοποιείται απότομη σχετική κίνηση των δύο τμημάτων που έχουν προκύψει κατά μία επιφάνεια έως ότου ισορροπήσουν σε νέες θέσεις. Η επιφάνεια αυτή είναι το **σεισμικό ρήγμα**. Τη χρονική αυτή στιγμή γεννιέται ένας σεισμός.



Σχήμα 1.5 Δημιουργία τόξου που αποτελείται από ωκεάνια τάφρο, ηφαιστειακό - νησιωτικό τόξο και οπισθοτάφρο σε περιοχή υποβύθισης μιας ωκεάνιας λιθοσφαιρικής πλάκας κάτω από την άλλη

Ο χώρος που πρωτοεκδηλώνεται η διάρρηξη των πετρωμάτων (σεισμογόνος χώρος) μπορεί κατά προσέγγιση να θεωρηθεί ως σημείο και ονομάζεται **εστία** ή **υπόκεντρο** του σεισμού (σχ. 1.6). Το ίχνος της κατακόρυφης προβολής της εστίας πάνω στην επιφάνεια της γης είναι το **επίκεντρο**, ενώ η απόστασή του από την εστία (βάθος της εστίας) λέγεται **εστιακό βάθος**. Σύμφωνα με όσα έχουν ήδη αναφερθεί αυτονόητο είναι ότι οι σεισμοί γεννιούνται μόνο μέσα στη λιθόσφαιρα και κατά κύριο λόγο εντοπίζονται στα όρια των λιθοσφαιρικών πλακών.

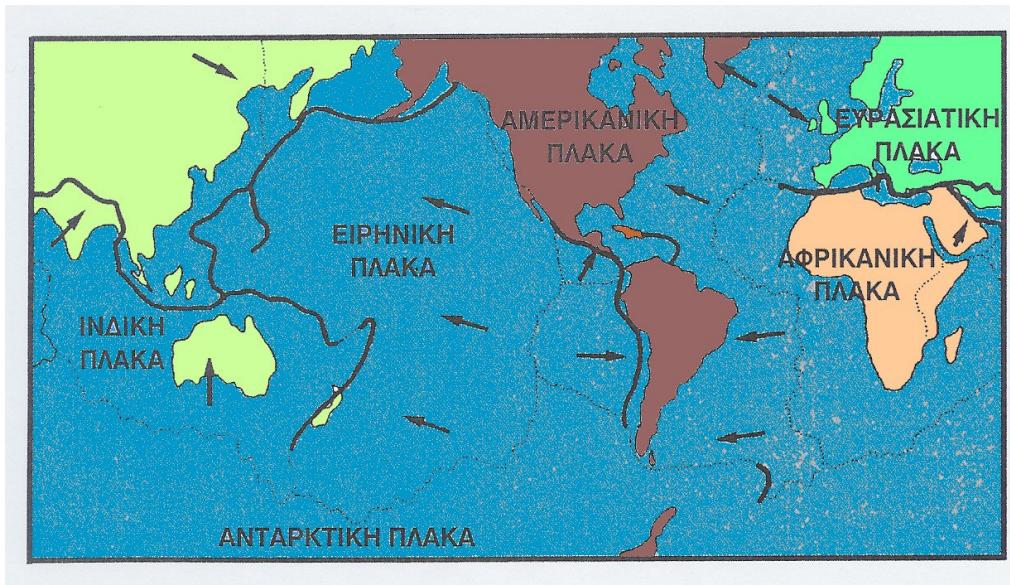


Σχήμα 1.6 Τα χαρακτηριστικά ενός σεισμού

1.3 Τα συστήματα διάρρηξης του φλοιού της γης και η θέση της Ελλάδας στο ηπειρωτικό σύστημα διάρρηξης

Η σεισμική δράση σε μια περιοχή και τα άλλα γεωδυναμικά φαινόμενα τα οποία συνδέονται άμεσα με αυτή είναι αποτέλεσμα σχετικά πρόσφατης γεωλογικής διαδικασίας που συνήθως ονομάζεται ενεργός τεκτονική της περιοχής. Η ηλικία αυτής της διαδικασίας είναι σχετικά μικρή (<10 εκατομμύρια χρόνια) σε σχέση με την ηλικία της Γης (4.6 δισεκατομμύρια χρόνια) και με την ηλικία γένεσης του πρώτου ηπειρωτικού φλοιού (3.8 δισεκατομμύρια χρόνια). Τα αίτια των σεισμών και των άλλων γεωδυναμικών φαινομένων βρίσκονται στο εσωτερικό της Γης και ειδικά μέσα στο φλοιό, ο οποίος έχει ένα μέσο πάχος ίσο προς 35km κάτω από τις ηπείρους και 7km κάτω από τους ωκεανούς, καθώς και κάτω από το φλοιό στο μανδύα της Γης. Η ένταση και η μορφή της ενεργού τεκτονικής διαφέρουν από περιοχή σε περιοχή. Υπάρχουν περιοχές όπου η τεκτονική δράση είναι υψηλή σήμερα και σε άλλες περιοχές που είναι ασθενής, αλλά σ' ορισμένες απ' αυτές ήταν υψηλή στο γεωλογικό παρελθόν. Τα σημαντικότερα γεωδυναμικά φαινόμενα που παρατηρούνται σήμερα στην επιφάνεια της Γης είναι αποτέλεσμα της ενεργού τεκτονικής δράσης που λαμβάνει χώρα σε ορισμένες ζώνες της Γης. Αυτές οι ζώνες χωρίζονται σε δύο συστήματα διάρρηξης (σχ. 1.7) και ορίζουν τα όρια των μεγάλων λιθοσφαιρικών πλακών. Αυτά είναι: το ηπειρωτικό σύστημα διάρρηξης (παχιές γραμμές στο σχήμα 1.7) και το σύστημα μεσοωκεάνιων ράχεων (στικτές γραμμές στο σχήμα 1.7).

Το ηπειρωτικό σύστημα διάρρηξης αποτελείται από την Ευρασιατική – Μελανησιακή Ζώνη Διάρρηξης (Γιβραλτάρ – Άλπεις – Βαλκάνια – Ιράν – Ιμαλάια – Βιρμανία – Ινδονησία) και την Περιειρηνική Ζώνη Διάρρηξης (οι Περιειρηνικές παράκτιες περιοχές με εξαίρεση της παράκτιες περιοχές της Βόρειας Αμερικής). Στο σύστημα αυτό βρίσκονται όλες οι νέες οροσειρές, τα νησιωτικά τόξα, τα ανδεσιτικά ηφαίστεια, οι εστίες όλων σχεδόν των σεισμών βάθους ($h>300km$) και οι περισσότερες εστίες των επιφανειακών σεισμών. Το σύστημα αυτό αποτελεί περιοχή σύγκλισης των λιθοσφαιρικών πλακών και καταστροφής του φλοιού της Γης.



Σχήμα 1.7 Τα δυο συστήματα των ζωνών διάρρηξης της Γης. Η Ελλάδα βρίσκεται στο τμήμα του ηπειρωτικού συστήματος διάρρηξης που χωρίζει την Ευρασιατική λιθοσφαιρική πλάκα από Αφρικανική λιθοσφαιρική πλάκα.

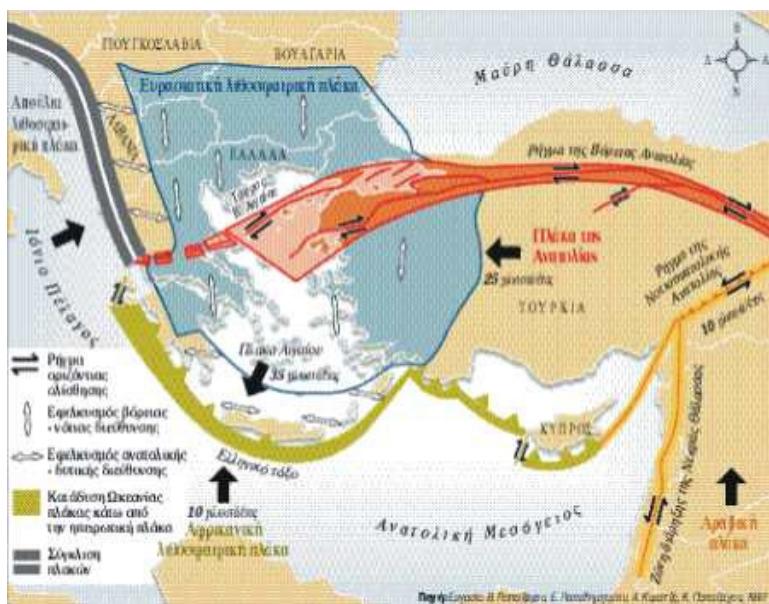
Οι μεσο-ωκεάνιες ράχες είναι ανυψώσεις του ωκεάνιου φλοιού οι οποίες διατρέχουν τον Ατλαντικό ωκεανό από βορρά προς νότο και διασχίζουν τον Ινδικό και τον Ειρηνικό Ωκεανό. Σε μερικές θέσεις τα ύψη αυτών των ράχεων (από τον πυθμένα της θάλασσας) είναι μεγαλύτερα από 3000m. Αυτό το σύστημα διάρρηξης διασχίζει και ηπειρωτικές περιοχές, όπως είναι η ανατολική Αφρική και η δυτική βόρεια Αμερική. Στο σύστημα διάρρηξης των μεσοωκεάνιων ράχεων συμβαίνουν μόνο επιφανειακοί σεισμοί ($h<60km$). Σ' αυτό το σύστημα διάρρηξης πραγματοποιείται απόκλιση λιθοσφαιρικών πλακών και γένεση νέου φλοιού. Η Ελλάδα βρίσκεται στην Ευρασιατική – Μελανησιακή ζώνη του ηπειρωτικού συστήματος διάρρηξης και το Ελληνικό τόξο (Ιόνια νησιά – Κρήτη – Ρόδος) και

είναι ένα από τα πιο χαρακτηριστικά νησιωτικά τόξα του συστήματος αυτού. Δηλαδή η Ελλάδα βρίσκεται στο όριο σύγκλισης δύο μεγάλων λιθοσφαιρικών πλακών, της Ευρασιατικής και της Αφρικανικής. Αυτός είναι ο κύριος λόγος για τον οποίο η ενεργός τεκτονική είναι υψηλή στην περιοχή της Ελλάδας.

1.4 Γενικά για το ελληνικό τόξο

Το ελληνικό τόξο (σχ. 1.8) ξεκινώντας από την Κεφαλονιά, διασχίζει το νότιο Ιόνιο ανατολικά της Πελοποννήσου και περνώντας νότια της Κρήτης καταλήγει στη Ρόδο. Η μεγάλη σεισμικότητα της Ελλάδας (η χώρα μας κατέχει την έκτη θέση στην παγκόσμια κατάταξη και την πρώτη στην Ευρώπη) οφείλεται στα ιδιαίτερα γεωλογικά χαρακτηριστικά της, τα οποία έχουν διαμορφωθεί από τις κινήσεις των τεκτονικών πλακών στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου. Η Τουρκία κινείται δυτικά προς το Αιγαίο με ταχύτητα 25 χιλιοστά τον χρόνο κατά μήκος του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας. Το Αιγαίο ακολουθεί την κίνηση αυτή και κινείται με την ίδια ταχύτητα σε σχέση με την Ευρώπη κατά μήκος της τάφρου του Βορείου Αιγαίου προς τα δυτικά. Ταυτόχρονα όμως το Αιγαίο, λόγω εσωτερικής παραμόρφωσης, επεκτείνεται προς τα νότια (με μια ταχύτητα η οποία φθάνει περίπου τα 10 χιλιοστά ανά έτος). Με τον τρόπο αυτό, ο ρυθμός ολίσθησης στο νότιο τμήμα του φθάνει ως τα 35 χιλιοστά το έτος, περίπου, με διεύθυνση βορειοανατολικά - νοτιοδυτικά. Επειδή και η Αφρική κινείται προς τα βόρεια (με ταχύτητα 10 χιλιοστά ανά έτος), ο ρυθμός σύγκλισης μεταξύ της αφρικανικής λιθοσφαιρικής πλάκας με εκείνης του Αιγαίου είναι της τάξεως των 45 χιλιοστών το έτος, με αποτέλεσμα τη διαρκή επέκταση του Αιγαίου. Επιπλέον δυτικά του ελληνικού χώρου (στην περιοχή βόρεια της Κεφαλονιάς), η Απουλία μικροπλάκα (Βόρειο Ιόνιο - Αδριατική) εκτελεί μια αριστερόστροφη κίνηση και το ανατολικό της όριο συγκρούεται με την Πίνδο.

Όλες αυτές οι παραπάνω κινήσεις των λιθοσφαιρικών πλακών που σε γενικές γραμμές θα μπορούσαμε να πούμε ότι αποτελούν και την κύρια αιτία της σεισμικής δραστηριότητας που εκδηλώνεται στον ελληνικό χώρο «συναντώνται» στην περιοχή της Κεφαλονιάς, γεγονός που έχει αποτέλεσμα στον χώρο αυτό να παρουσιάζεται και η μεγαλύτερη σεισμικότητα της ευρύτερης περιοχής του Αιγαίου, ολόκληρης της Ελλάδας και κατ' επέκταση της Ευρώπης.



Σχήμα 1.8 To Ελληνικό τόξο (Πηγή <http://www.earthquakenet.gr/toellinikotoxo.htm>)

Το ελληνικό τόξο είναι το όριο επαφής και σύγκλισης της αφρικανικής με την Ευρασιατική λιθοσφαιρική πλάκα, που η πρώτη βυθίζεται με ταχύτητα περίπου 4,5 εκατοστών τον χρόνο κάτω από τη δεύτερη. Το γεωδυναμικό αυτό φαινόμενο είναι η κύρια αιτία εκδήλωσης των περισσότερων σεισμών στην Ελλάδα. Η μεγαλύτερη σεισμική δραστηριότητα παρουσιάζεται στο δυτικό τμήμα του Ελληνικού Τόξου.

Κατά μήκος των ακτών της Δυτικής Ελλάδας από την Κέρκυρα ως τη Δυτική Κρήτη, η σεισμική δραστηριότητα μπορεί να διακριθεί γενικά σε τρεις περιοχές. Η πρώτη περιοχή βρίσκεται βορείως της Λευκάδας και η σεισμική δραστηριότητα εκεί οφείλεται σε συμπιεστικές δυνάμεις περίπου ανατολικής - δυτικής διεύθυνσης (κάθετες στη διεύθυνση των ακτών της Δυτικής Ελλάδας). Η δεύτερη περιοχή βρίσκεται νοτίως της Κεφαλονιάς και αποτελεί το δυτικό τμήμα του Ελληνικού Τόξου. Η σεισμική δραστηριότητα εκεί οφείλεται στη σύγκλιση μεταξύ της αφρικανικής πλάκας και του Αιγαίου και της κατάδυσης της πρώτης κάτω από τη δεύτερη. Αποτέλεσμα της κατάδυσης αυτής είναι και η εκδήλωση σεισμικής δραστηριότητας ενδιαμέσου βάθους (εστιακά βάθη σεισμών μεγαλύτερα των 60 χιλιομέτρων) κάτω από την Πελοπόννησο και ανατολικά αυτής περίπου ως τον χώρο των Κυκλαδων. Η τρίτη περιοχή βρίσκεται μεταξύ των δύο προηγούμενων, στον ευρύτερο χώρο της Κεφαλονιάς, από τη Ζάκυνθο ως τη Λευκάδα. Η σεισμική δραστηριότητα εδώ εκδηλώνεται κυρίως κατά μήκος ενός ρήγματος, το οποίο έχει διεύθυνση βορειοανατολική - νοτιοδυτική. Με άλλα λόγια, η σεισμική δραστηριότητα στον χώρο αυτό εκδηλώνεται επειδή έχουμε μια οριζόντια κίνηση του χώρου νοτίως του ρήγματος προς τα νοτιοδυτικά (προς τη Μεσόγειο) και του

χώρου βορείως του ρήγματος προς τα βορειοανατολικά (προς την Πίνδο). Η συνολική σχετική κίνηση κοντά στο ρήγμα αυτό είναι της τάξεως των 25 χιλιοστών ανά έτος. Χαρακτηριστικό της σεισμικής δραστηριότητας στη Δυτική Ελλάδα που οφείλεται στις τεκτονικές ιδιότητες της περιοχής, είναι ο μεγάλος αριθμός μικρών και ενδιαμέσου μεγέθους σεισμών αλλά και η μεγαλύτερη συχνότητα γένεσης ισχυρών, καταστρεπτικών σεισμών. Έτσι παρά το γεγονός ότι στον χώρο αυτό τα μεγέθη των μεγαλύτερων σεισμών είναι λίγο μικρότερα από ότι σε άλλες περιοχές του ελληνικού χώρου, ο σεισμικός κίνδυνος είναι σαφώς μεγαλύτερος εξαιτίας της συχνότητας γένεσης σεισμών ικανών να προκαλέσουν καταστροφές.

1.5 Τα χαρακτηριστικά του ελληνικού τόξου

Το νησιωτικό τόξο της Ελλάδας (που κάποιες φορές αναφέρεται και σαν "τόξο του Αιγαίου") είναι χαρακτηριστικό παράδειγμα νησιωτικού τόξου. Δημιουργείται λόγω της σύγκλισης της Αφρικανικής τεκτονικής πλάκας με την Ευρασιατική (με ρυθμό περίπου 2,5 cm/χρόνο) στην περιοχή νότια της Πελοποννήσου.

Η πρόταφρος^f εκτείνεται από τη Ρόδο, περνά νότια της Κρήτης, ΝΔ της Πελοποννήσου και φτάνει μέχρι τα Ιόνια νησιά. Το βάθος της είναι αρκετά μεγάλο, και περιλαμβάνει και το βαθύτερο σημείο της Μεσογείου (ανοιχτά της Μάνης, με βάθος περίπου 5.200 μέτρα).

Το νησιωτικό τόξο περιλαμβάνει τα νότια Δωδεκάνησα, την Κρήτη, τμήματα της Νότιας και Δυτικής Πελοποννήσου και τα νότια Ιόνια Νησιά (Ζάκυνθος, Κεφαλονιά, Λευκάδα).

Βόρεια της Κρήτης παρατηρείται αβαθής θάλασσα, το Κρητικό και Καρπάθιο πέλαγος.

Τέλος, η εικόνα συμπληρώνεται από την ύπαρξη του ηφαιστειακού τόξου του νότιου Αιγαίου, που περιλαμβάνει τα νησιά Νίσυρος, Σαντορίνη, Μήλος, Κίμωλος, Κως, τα Μέθανα και το Σουσάκι Κορινθίας, όπου παρατηρείται ηφαιστειακή ή/και γεωθερμική δραστηριότητα. Παρατηρείται επίσης βαρυτομετρική και γεωμαγνητική ανωμαλία στην περιοχή.

^f Η πρόταφρος, είναι μια στενή περιοχή όπου παρατηρούνται μεγάλα βάθη στη θάλασσα

Η ζώνη Benioff^f του ελληνικού τόξου εκτείνεται σε όλο το νότιο και κεντρικό Αιγαίο. Χωρίζεται σε τρεις περιοχές:

- ➔ Μια περιοχή που δίνει επιφανειακούς σεισμούς βάθους 0-60 km και περιλαμβάνει την Κρήτη, τη Ρόδο, τη Νότια Πελοπόννησο και τα Νότια Επτάνησα.
- ➔ Μια δεύτερη ζώνη, που συμπίπτει με το ηφαιστειακό τόξο και δίνει σεισμούς επικεντρικού βάθους περίπου 100 km.
- ➔ Τέλος, μια τρίτη ζώνη, που αντιστοιχεί στο κάτω μέρος της Αφρικανικής πλάκας, περίπου στο κεντρικό Αιγαίο και δίνει σεισμούς με μέσο βάθος περίπου 160 km.

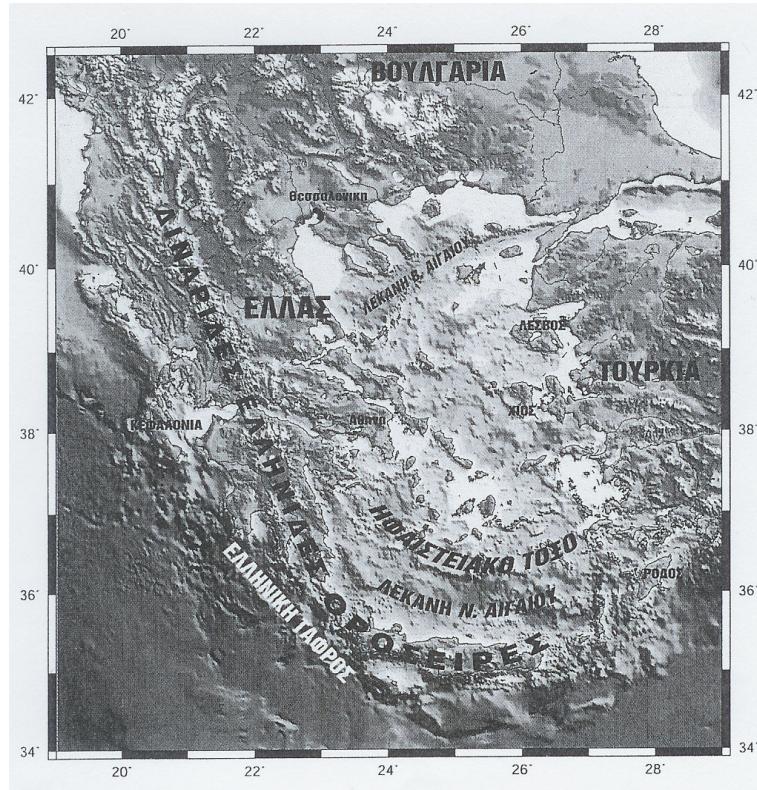
Από τα βάθη των εστιών και τη θέση των επικέντρων των σεισμών συμπεραίνεται ότι η Αφρικανική πλάκα καταβυθίζεται με γωνία περίπου 15 μοιρών κοντά στην Κρήτη, ενώ στο χώρο του ηφαιστειακού τόξου-κεντρικού Αιγαίου η καμπυλότητα αυξάνεται και φτάνει περίπου στις 35-38 μοίρες με το οριζόντιο.

Οι σεισμοί που δίνει η πρώτη ζώνη, λόγω του μικρού βάθους τους, έχουν ιδιαίτερα μεγάλη ένταση και ανάλογα καταστροφικά αποτελέσματα.

1.6 Τα κυριότερα γεωτεκτονικά χαρακτηριστικά του ελληνικού χώρου

Τα πιο ενδιαφέροντα χαρακτηριστικά τεκτονικής προέλευσης στην περιοχή αυτή είναι η Ελληνική Τάφρος, το Ελληνικό Τόξο και η λεκάνη του βόρειου Αιγαίου. Το σχήμα 1.9 δείχνει την Ελληνική Τάφρο, τον κύριο άξονα της Αλπικής πτύχωσης στην περιοχή της Ελλάδας (Διναρίδες – Ελληνίδες οροσειρές), το ηφαιστειακό τμήμα του Ελληνικού τόξου, τη λεκάνη του νότιου Αιγαίου (Κρητικό πέλαγος) και τη λεκάνη του βορείου Αιγαίου.

^f Καθώς η λιθοσφαιρική πλάκα βυθίζεται μέσα στην ασθενόσφαιρα στη ζώνη καταβύθισης ασκούνται πάνω της δυνάμεις που έχουν ως αποτέλεσμα τη δημιουργία σεισμών βάθους και ενδιάμεσου βάθους. Η διασπορά των σεισμών στο χώρο δείχνει ότι οι εστίες τους βρίσκονται σε γενικές γραμμές πάνω σε ένα επίπεδο που κλίνει προς τα κάτω, από την ωκεάνεια τάφρο προς την ήπειρο. Αντό το επίπεδο είναι γνωστό ως ζώνη Benioff. Το πάχος της ζώνης αυτής κυμαίνεται μεταξύ 20 - 100 km και έχει γωνία κλίσεως 30 - 70. (<http://www.seismos.gr/>)



Σχήμα 1.9 Κύρια χαρακτηριστικά τεκτονικής προέλευσης στην Ελλάδα και τις γύρω περιοχές

Η Ελληνική Τάφρος αποτελείται από σειρά γραμμικών τάφρων μικρότερου μήκους (τάφροι του Πλινίου και του Στράβωνα νοτιοανατολικά της Κρήτης). Αυτή είναι παράλληλη προς το Ελληνικό Τόξο και παρόμοια, ως προς πολλές ιδιότητες, με τις ωκεάνιες τάφρους που βρίσκονται στα κυρτά μέρη των νησιωτικών τόξων όπου πραγματοποιείται σύγκλιση λιθοσφαιρικών πλακών.

Το Ελληνικό Τόξο αποτελείται από το εξωτερικό ιζηματογενές τόξο, το οποίο συνδέει τις Διναρικές Άλπεις με τις Τουρκικές Ταυρίδες, και το εσωτερικό ηφαιστειακό τόξο, το οποίο είναι παράλληλο προς το ιζηματογενές τόξο και βρίσκεται σε μια μέση απόσταση 120km απ' αυτό (Papazachos and Comninakis 1971). Το ιζηματογενές τόξο (νότια οροσειρά των Ελληνίδων, Ιόνια νησιά, Κρήτη, Κάρπαθος, Ρόδος) αποτελείται από Παλαιοζωικά μέχρι Τριτογενή πετρώματα, ενώ το ηφαιστειακό τόξο από διάφορα ηφαιστειακά νησιά, ενεργά ανδεσιτικά ηφαίστεια (Μέθανα, Σαντορίνη, Νίσυρος), θειονίες και ατμίδες (Σουσάκι, Μήλος, Κως). Μεταξύ του ιζηματογενούς και του ηφαιστειακού τόξου υπάρχει το κρητικό πέλαγος (λεκάνη του Νότιου Αιγαίου) με μέγιστο βάθος θάλασσας περίπου 2000 μέτρα. Το πιο ενδιαφέρον τοπογραφικό χαρακτηριστικό τεκτονικής προέλευσης στο βόρειο Αιγαίο είναι η λεκάνη του βορείου Αιγαίου με μέγιστο βάθος θαλάσσιου πυθμένα

περίπου 1500 μέτρα. Συνέχιση της λεκάνης αυτής προς τα ανατολικά αποτελούν οι μικρές λεκάνες της θάλασσας του Μαρμαρά.

1.7 Σεισμικά κύματα

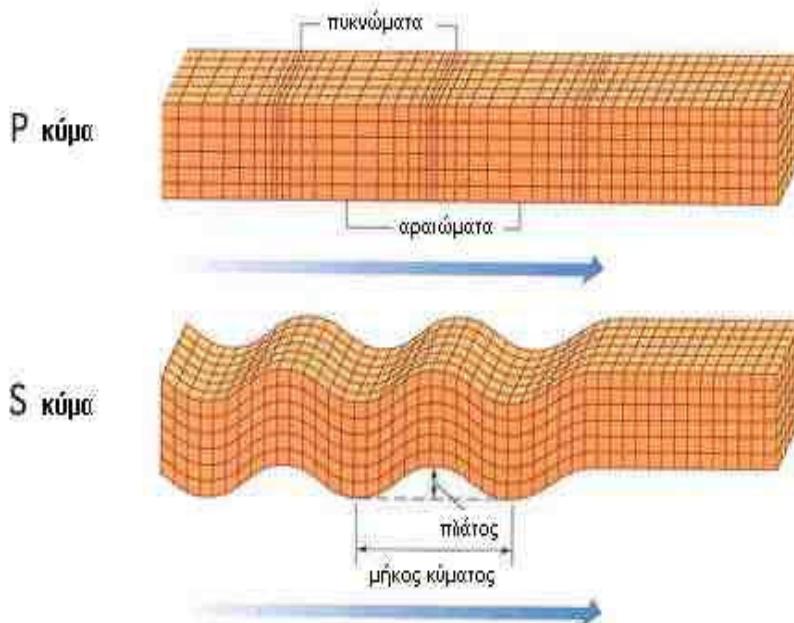
Όταν προκληθεί μια διατάραξη σε ένα απεριόριστο ελαστικό και ισότροπο μέσο παράγονται δύο είδη ελαστικών κυμάτων τα οποία ονομάζονται ελαστικά κύματα χώρου (σχ. 1.10). Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι τα στοιχεία του μέσου αντιδρούν τόσο στη μεταβολή του όγκου τους όσο και στη μεταβολή του σχήματός τους.

Τα ελαστικά κύματα χώρου του πρώτου είδους αφορούν τη διάδοση της μεταβολής του όγκου ή της πυκνότητας και λέγονται «επιμήκη ελαστικά κύματα», ενώ τα ελαστικά κύματα του δεύτερου είδους αφορούν τη διάδοση της εγκάρσιας παραμόρφωσης και γι' αυτό λέγονται «εγκάρσια κύματα».

Στη σεισμολογία τα επιμήκη κύματα παριστάνονται με το σύμβολο P (Primus), επειδή τα κύματα αυτά, που παράγονται στην εστία ενός σεισμού, φθάνουν σε ορισμένο σεισμολογικό σταθμό και αναγράφονται πρώτα από τα σεισμόμετρα, γιατί η ταχύτητα διάδοσης αυτών είναι μεγαλύτερη από την ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων που παράγονται συγχρόνως με τα επιμήκη στην ίδια εστία. Κατά τη διάδοση των επιμήκων κυμάτων μέσα σε ελαστικό μέσο, τα υλικά σημεία του μέσου κραδαίνονται κατά διεύθυνση παράλληλη προς τη διεύθυνση διάδοσης του κύματος, κατά τέτοιο τρόπο, ώστε να δημιουργούνται διαδοχικά πυκνώματα και αραιώματα. Η διάδοση μέσα στη Γη των πυκνωμάτων και αραιωμάτων αποτελεί τα επιμήκη σεισμικά κύματα. Κινούνται σε βραχώδη εδάφη με περίπου 6 km/s, ενώ στο νερό με το ένα τρίτο αυτής της ταχύτητας. Όταν φτάσουν στην επιφάνεια της Γης μπορούν να κινηθούν και στον αέρα, σαν ηγητικά κύματα. Ανάλογα με τη συχνότητά τους μπορούν να ακουστούν από τον άνθρωπο ή μόνο από τα ζώα.

Η ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων σε ένα μέσο είναι μικρότερη από την αντίστοιχη ταχύτητα των επιμήκων κυμάτων. Γι' αυτό τα εγκάρσια σεισμικά κύματα, που γεννιούνται στην εστία μιας δόνησης, φθάνουν και γράφονται σε τυχαίο σεισμολογικό σταθμό μετά τα επιμήκη κύματα της δόνησης και για το λόγο αυτό, αυτά παριστάνονται με το σύμβολο S (Secundus). Κατά τη διάδοση των εγκαρσίων κυμάτων σε ελαστικό μέσο, τα υλικά σημεία αυτού κραδαίνονται κάθετα προς τη διεύθυνση διάδοσης του κύματος και μάλιστα κατά τέτοιο τρόπο, ώστε το μέσο να παθαίνει μόνο διατμητική ελαστική παραμόρφωση. Η διάδοση αυτής της

διατμητικής παραμόρφωσης μέσα στη Γη αποτελεί τα εγκάρσια σεισμικά κύματα.[1] Τα κύματα αυτά δεν διαδίδονται μέσω υγρών σωμάτων (π.χ. στη θάλασσα ή στον εξωτερικό πυρήνα της Γης). Είναι πιο αργά (κινούνται με περίπου 2 km/sec), αλλά είναι πιο ισχυρά και καταστρεπτικά από τα επιμήκη και τα ακολουθούν στο σεισμόγραμμα.



Σχήμα 1.10 Διάδοση των κυμάτων χώρου

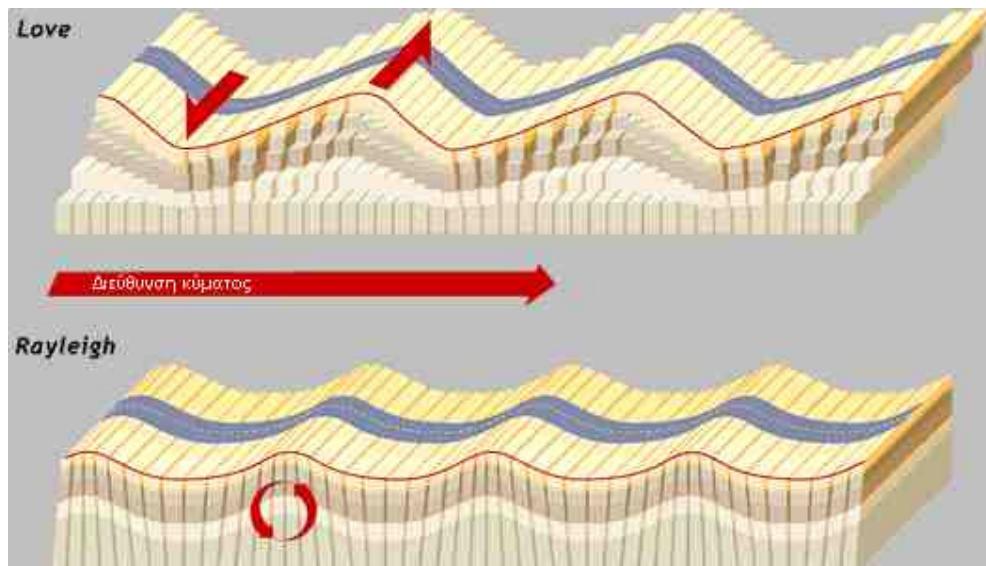
Τα κύματα P ταξιδεύουν δύο φορές γρηγορότερα από τα δευτερεύοντα (S) κύματα και αυτά είναι που φέρνουν την ισχυρή καταστρεπτική μετακίνηση του εδάφους, χαρακτηριστική των μεγάλων σεισμών. Τα κύματα S χρησιμοποιούνται παραδοσιακά για να αξιολογήσουν το μέγεθος ενός σεισμικού γεγονότος.

Τα δύο παραπάνω κύματα διέπονται από όλες τις αρχές διάδοσης των κυμάτων (ανάκλαση, διάθλαση, αρχή του Fermat και του Huygens).

Όταν μία διατάραξη συμβαίνει όχι σε ένα απεριόριστο ελαστικό μέσο αλλά κοντά σε μια επιφάνεια που χωρίζει το χώρο σε δύο μέσα με διαφορετικές ιδιότητες δεν παράγονται μόνο κύματα χώρου (P,S) αλλά και ένα άλλο είδος κυμάτων τα οποία ονομάζονται επιφανειακά κύματα. Οι σεισμοί που έχουν τις εστίες τους κοντά στην επιφάνεια της Γης προκαλούν έντονα επιφανειακά κύματα. Τα πλάτη των κυμάτων αυτών είναι μεγάλα κοντά στην επιφάνεια της Γης και ελαττώνονται με το βάθος μέσα στη Γη. Υπάρχουν δύο κατηγοριών επιφανειακά κύματα. τα κύματα Rayleigh και τα κύματα Love (σχ. 1.11). Κατά τη διάδοση των κυμάτων Rayleigh, τα υλικά σημεία κινούνται σε ελλειπτικές τροχιές, των οποίων οι μεγάλοι άξονες

είναι κατακόρυφοι και οι μικροί άξονες είναι παράλληλοι προς τη διεύθυνση διάδοσης του κύματος. Κοντά στην επιφάνεια της Γης, τα πλάτη των κυμάτων αυτών είναι μεγάλα και οι κινήσεις των υλικών σημείων πάνω στις ελλείψεις είναι ανάστροφες. Τα πλάτη των κυμάτων ελαττώνονται με το βάθος μέσα στη Γη και από ορισμένο βάθος και κάτω η φορά κίνησης των υλικών σημείων αντιστρέφεται. Η ταχύτητα των κυμάτων Rayleigh είναι λίγο μικρότερη από την ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων, και για το λόγο αυτό τα κύματα Rayleigh, τα οποία γράφονται τόσο από τα κατακόρυφα όσο και από τα οριζόντια σεισμόμετρα, εμφανίζονται στα σεισμογράμματα αμέσως μετά από τα εγκάρσια κύματα.

Κατά τη διάδοση των κυμάτων Love, τα υλικά σημεία του μέσου πραγματοποιούν οριζόντιες ταλαντώσεις κάθετες στη διεύθυνση διάδοσης των κυμάτων. Δημιουργούν δηλαδή μετακινήσεις πλευρικές της επιφάνειας του εδάφους. Είναι μάλιστα γραμμικώς πολωμένα και για το λόγο αυτό δεν γράφονται από τα κατακόρυφα σεισμόμετρα αλλά μόνο από τα οριζόντια.



Σχήμα 1.11 Διάδοση των κυμάτων Love και Rayleigh

Τα δύο τελευταία κύματα κινούνται πιο αργά από τα πρώτα (P,S) αλλά είναι πιο καταστρεπτικά, ιδιαίτερα τα κύματα Love. Ειδικά τα τελευταία είναι συχνά υπεύθυνα για την κατάρρευση των κτιρίων.

Οι σεισμοί καταγράφονται από ένα σεισμογραφικό δίκτυο. Κάθε σεισμικός σταθμός στο δίκτυο μετρά τη μετακίνηση του εδάφους στο τόπο εκείνο. Η ολίσθηση του βράχου πάνω από ένα άλλο σε ένα σεισμό απελευθερώνει ενέργεια που κάνει το έδαφος να δονείται. Αυτή η δόνηση ωθεί το πλαϊνό τμήμα του εδάφους και το

αναγκάζει να δονηθεί. Έτσι συνεχίζεται να διαδίδεται η ενέργεια του σεισμικού κύματος.

Το πόσο καταστροφικός θα είναι ένας σεισμός έχει περισσότερο σχέση με την ένταση και λιγότερο με το μέγεθος. Έτσι εξαρτάται από διάφορες φυσικές αλλά και τεχνητές συνθήκες, μεταξύ των οποίων είναι και οι παρακάτω:

- Το βάθος της σεισμικής εστίας. Όσο μικρότερο εστιακό βάθος, τόσο μεγαλύτερη ένταση.
- Η σεισμική επιτάχυνση. Αυτή είναι ανάλογη της έντασης ενός σεισμού και σαν μονάδα χρησιμοποιούμε την επιτάχυνση της βαρύτητας g. Το μέγεθος της επιτάχυνσης εξαρτάται από το έδαφος και γ' αυτό σε κάθε σεισμό έχουμε διαφορετικές επιταχύνσεις της εδαφικής κίνησης, ανάλογα με την περιοχή.
- Η χρονική διάρκεια ενός σεισμού. Γενικά, οι μεγαλύτεροι σεισμοί διαρκούν περισσότερο.
- Το έδαφος θεμελίωσης. Στα αμμώδη (χαλαρά) εδάφη έχουμε μεγαλύτερες ζημιές στα κτίρια.
- Οι επιπτώσεις ενός σεισμού σε μια πυκνοκατοικημένη περιοχή θα είναι δραματικά μεγαλύτερες από αυτές σε ένα αραιοκατοικημένο χωριό.

Οι παράγοντες που καθορίζουν τη σεισμική κίνηση είναι:

- Ιδιότητες της σεισμικής εστίας
- Ιδιότητες του δρόμου διάδοσης
- Ιδιότητες της θέσης

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).

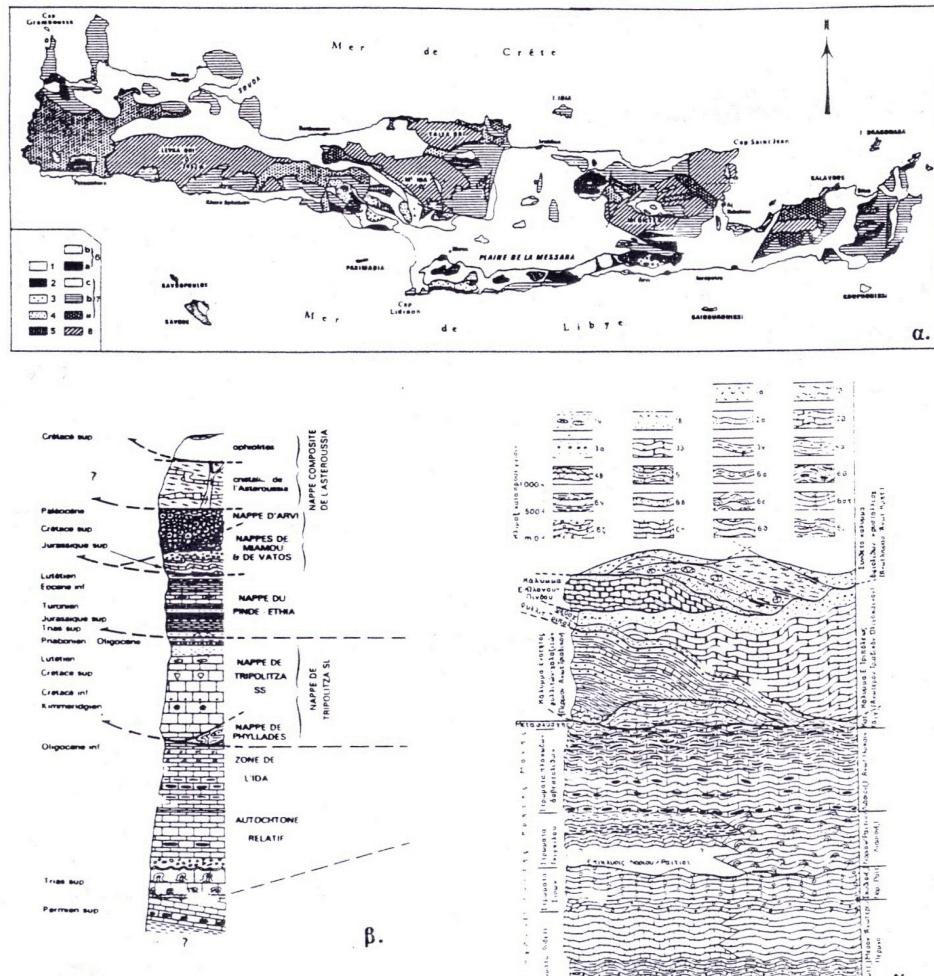
Σύμφωνα με τους παραπάνω μελετητές ένα σύνολο αλλόχθονων καλυμμάτων, που προέρχονται από το σύνολο των Ελληνίδων ζωνών και παρουσιάζουν διαφορετική τεκτονική και παλαιογραφική εξέλιξη βρίσκεται τεκτονικά τοποθετημένο πάνω στην αυτόχθονη εώς παρααυτόχθονη (ΦΥΤΡΟΛΑΚΗΣ 1980) ενότητα των Πλακωδών ασβεστόλιθων.

Ένα σύνολο εφτά 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. Μιαμούς, 5. Κ. Αρβης, 6. Κ. Πινδού-Εθιάς, 7. Κ. Τριπολης (α. Φυλλίτες-Χαλαζίτες), 8. Ζώνη Ιδας, και τεκτονοστρωματογραφικές στήλες των κάλυμμάτων 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 ασβεστολίθων 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-ιζήματα 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 εώς 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 εώς και 1100μ.

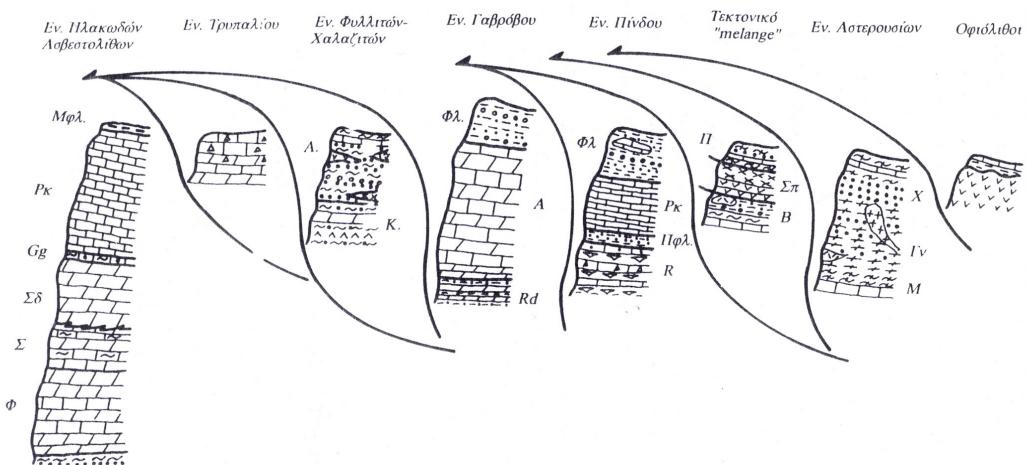
Πάνω από το στρωματολιθικό δολομίτη εμφανίζονται κυρίως στην περιοχή του οροπεδίου του Ομαλού στα Χανιά μια σειρά στρωμάτων που ονομάζεται από τον CREUTZBURG ως σειρά Γκιγκίλου και από τους Τατάρη & Χριστοδούλου ως ‘σύστημα στρωμάτων υποκείμενων των πλακωδών ασβεστόλιθων’.

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 εώς 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 και Χανίων. Εμφανίζεται μόνο στη δυτική Κρήτη (Φυτρολάκης 1980, Krahl 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 (OTT 1965, KOPP & OTT 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 αποτέληκαν 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 Περικής – Άνω Τριαδικής ηλικίας από μικροαπολιθώματα που βρέθηκαν στους αργιλικούς σχιστόλιθους και φυλλίτες (Papastamatioy & 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.(ΥΠΙΧΘ , 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 + λαυσωνίτης + πουμπειλίτης και

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

Στην κεντρική Κρήτη οι παραγενέσεις της ΥΠΙΧΘ 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 + λαυσωνίτης + πουμπειλίτης (SEIDEL 1982, THEYE 1992).

Η ηλικία της μεταμόρφωσης είναι Άνω Ολιγοκαϊνική \ Κάτω Μειοκαϊνική .

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 φλύσγη.

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 αργιλικοί 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 εώς Άνω Κρητιδικού (ασβεστόλιθοι με Ρουδιστές, ZAGER 1972, Φυτρολάκης 1967).

Η Μέσο με Άνω Ηωκαινικής 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- Ήώκαινο 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 ωλιθικών, ψαμμιτικών και μικρολατυποπαγών ασβεστολίθων και

κερατολίθων (SEIDEL 1968, BONNEAU & FLEURY 1971, BONNEAU & ZAMBETAKIS 1975, ZAMBETAKIS & LEKKAS 1977).

Κατά το Άνω Κρητιδικό αποτέθηκαν στρώματα πηλιτών και ψαμμιτών τα οποία χαρακτηρίστηκαν ως Πρώτος φλύσχης (SEIDEL 1968, BONNEAU & FLEURY 1971). Τον πρώτο φλύσχη ακολούθησε μέχρι το Άνω Παλαιόκαινο η απόθεση πελαγικών ασβεστόλιθων. Η ενότητα τελειώνει με την απόθεση του Άνω Παλαιοκαινικού Ήσσοκαινικού 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 Εθίας 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 τεκτονικό 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 περιλαμβανει όλα τα ανώτερα του καλύμματος της Πίνδου πετρώματα είτε κατατάχθηκαν σε επιμέρους καλύμματα.

Ετσι 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 Πρέβελη.

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 εώς Ήωκαινικής 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 Πρέβελη που εμφανίζεται στις περιοχές της Μονής Πρέβελη, 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 Πρέβελη που εμφανίζονται στην περιοχή της Πλακιά - Μονής Πρέβελη 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 Πρέβελη 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- Ήωκαινικής 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 Πρέβελη 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, ανδεσίνη και χαλαζία, την οποία ονομάζει « la nappe métamorphique de l Asteroussia».

Συνογίζοντας 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 λέπια 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 μετά- ηφαιστειακά 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 ΥΘΛΠ 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 ΥΘΛΠ 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 ΥΘΛΠ συνθήκες εμφανίζονται σε ορισμένα νησιά των Κυκλαδων

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 γαβροδιοριτικές 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 métamorphique 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 εώς το Ανώτερο Τορτόνιο σε ένα περιβάλλον γλυκού μέχρι αλμυρού νερού.

Την ομάδα *Brunswón* που χαρακτηρίζεται από βιοκλαστικούς εώς υφαλογενείς ασβεστόλιθους που μεταβαίνουν πλευρικά σε μάργες με ενστρώσεις εβαποριτών και γύψου ηλικίας Ανώτερου Τορτονίου εώς 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 αργύλους 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 τεμάχη 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 *Tetarτογενή* 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 *Tetraplogenή* 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.

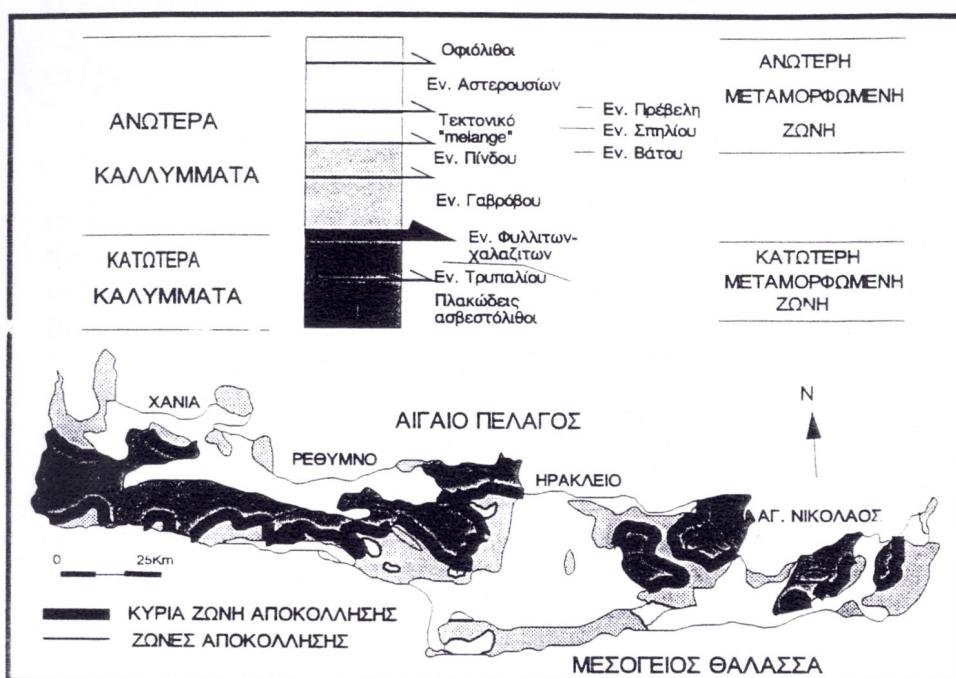
Την κατώτερη ζώνη των μεταμορφωμένων σχηματισμών αποτελούν τα πετρώματα των κατώτερων καλυμμάτων δηλαδή των Πλακωδών ασβεστολίθων και των Φυλλιτών- χαλαζιτών που μεταμορφώθηκαν στο Ανώτερο Ολιγόκαινο\Κατώτερο Μειόκαινο σε συνθήκες ΥΠ\ΧΘ (SEIDEL 1982, THEYE 1992).

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 ΥΘ\ΧΠ 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 ΥΠ\ΧΘ μεταμόρφωσης 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, ΥΠ\ΧΘ 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 Ταξινομηση των καλυμμάτων της Κρήτης, σε ανώτερα και κατώτερα καλύμματα.

Σχήμα 2.3. Ταξινόμηση των καλυμμάτων της Κρήτης

3. ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ ΚΑΙ ΔΟΜΗ ΤΟΥ ΕΥΡΥΤΕΡΟΥ ΧΩΡΟΥ ΤΗΣ ΚΡΗΤΗΣ

3.1 Εισαγωγή

Στα πλαίσια της συγκεκριμένης εργασίας έγινε προσπάθεια να καθοριστεί η δομή της ευρύτερης περιοχής της Κρήτης, μελετώντας την κατανομή της σεισμικότητας (δεδομένα από EMSC, Eastern Med. Seismological Centre). Για τον επαναπροσδιορισμό των σεισμικών βαθών χρησιμοποιήθηκε ο αλγόριθμος των Kokinou et al., 2009. Η συγκεκριμένη εργασία παρατίθεται στο παράρτημα της παρούσας εργασίας. Στην συνέχεια και με βάση αλγόριθμο που αναπτύχθηκε σε MATLAB προσδιορίζηκαν τα κυριότερα στρώματα που δομούν την περιοχή μελέτης.

3.2 Στοιχεία από άλλες έρευννες για τον ευρύτερο χώρο της Κρήτης

Οι Jost et al. (2002) επιχείρησαν να δημιουργήσουν ένα τρισδιάστατο μοντέλο για το Ελληνικό τόξο που αποτελεί μια περιοχή μεταξύ της Αφρικανικής και Ευρασιατικής πλάκας. Για το λόγο αυτό λύσεις επιπέδων ρηγμάτων προσδιορίστηκαν από πρόσφατους μικροσεισμούς και μικρά γεγονότα για να εκτιμήσουν την αξιοπιστία τους και την χρήση τους στην τεκτονική ερμηνεία. Ένα δίκτυο από 47 ψηφιακούς σταθμούς τριών συνιστωσών με ένα άνοιγμα 60 χιλιομέτρων και μια μέγιστη απόσταση μεταξύ των σταθμών τα 5 χιλιόμετρα λειτούργησε το 1997. Η πληθώρα των ρηγών μικροσεισμών κάτω από την Κρήτη για τους οποίους λύσεις επιπέδων ρηγμάτων καθορίστηκαν έχουν ένα σχεδόν οριζόντιο άξονα Τ προσανατολισμένο ουσιαστικά Α-Δ. Κατά δεύτερον, δεδομένα από μικρά γεγονότα μέσα στην Ελληνική ζώνη καταβύθισης συλλέχτηκαν από πρόσφατα εγκατεστημένους ευζωνικούς σταθμούς σε τοπικές και περιφερειακές αποστάσεις. Διαθέσιμες λύσεις από άλλες πηγές όπως από το Harvard group, EMSC ή SED δείχνουν ουσιαστικές διαφορές σε ορισμένες περιοχές. Η μεγάλη ευρύτητα των λύσεων επιπέδων ρήγματος για μικροσεισμούς και μικρά γεγονότα παρεμποδίζει την τεκτονική ερμηνεία στην περίπτωση χρήσης δεδομένων από λίγους σταθμούς. Τα αποτελέσματα υποδεικνύουν ότι λύσεις επιπέδων ρηγμάτων από μικρούς μέχρι μέτριους σεισμούς που παρατηρήθηκαν με διάσπαρτο δίκτυο σταθμών δεν είναι γενικά εναίσθητα σε λάθη που αφορούν το εστιακό βάθος ή το επίκεντρο. Αυτό

υποδεικνύει ότι η μέθοδος είναι σταθερή. Κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι λόσεις επιπέδων ρηγμάτων για μικρές έως μέτριες περιφέρειες καταγεγραμμένες από διάσπαρτο δίκτυο μπορούν να δείξουν σημαντική διασπορά. Ο λόγος γι' αυτήν την σημαντική διασπορά είναι άγνωστος, αλλά ίσως βρίσκεται στην μικρή αζιμουθιακή κάλυψη και στην έλλειψη επαρκών γνώσεων για την δομή.

Οι Bohnhoff et al. (2001) διεξήγαν έρευνα σεισμικής ανάκλασης και διάθλασης για να αναλύσουν την δομή του φλοιού πάνω και γύρω από την Κρήτη. Ένα σύνολο από 119 καταγραφικές μονάδες χρησιμοποιήθηκαν στις παραλιακές περιοχές αλλά και στο πέλαγος. Ως σεισμικές πηγές χρησιμοποιήθηκαν εκτονώσεις αέρα από συντονισμένα αεροβόλα. Κατά την διάρκεια του Σεισμικού Πειράματος Κρήτης, λήφθησαν τρεις σεισμικές γραμμές με απότερο σκοπό: (1) να καθοριστεί η δομή του φλοιού κάτω από την Κρήτη και στις παρακείμενες περιοχές και πιθανότατα να αναγνωριστεί η διαχωριστική επιφάνεια της ηπειρωτικής και της υποβυθίζουσας ωκεάνιας πλάκας, (2) να εντοπιστεί το σεισμικό μέτωπο και χείλος της ηπειρωτικής πλάκας στο Αιγαίο νότια του νησιού, (3) να καθορίστει η γεωμετρία της καταβύθιση στην περιοχή ενδιαφέροντος, (4) να καθορίστει η γεωμετρία των ιζηματογενών στρωμάτων πάνω και γύρω από την Κρήτη.

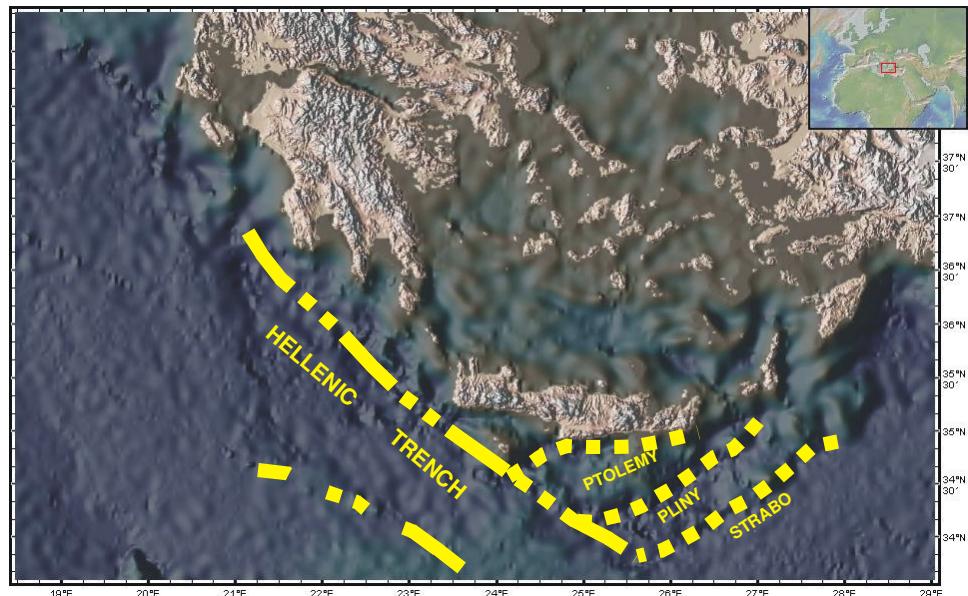
Οι Meier et al. (2004) εγκατέστησαν προσωρινά τοπικά σεισμικά δίκτυα στην δυτική Κρήτη, στην κεντρική Κρήτη και στη νήσο Γαύδο, νότια της δυτικής Κρήτης, με σκοπό να αναπαραστήσουν ρηχές ενεργές σεισμικές ζώνες της Ελληνικής ζώνης καταβύθισης. Περισσότερα από 400 συμβάντα μεταξύ 0.5 και 4.8 ανιχνεύθηκαν και εντοπίστηκαν. Τα υπόκεντρα των μικροσεισμών χρησιμοποιήθηκαν για να παραχθούν τρισδιάστατες εικόνες από ενεργές σεισμικές ζώνες στην περιοχή της δυτικής και κεντρικής Κρήτης από τη Μεσογειακή Ράχη έως το Κρητικό πέλαγος. Ένα τρισδιάστατο μοντέλο φλοιού της ίδιας περιοχής παρουσιάστηκε, βασιζόμενο σε παρατηρήσεις από ευρείας γωνίας σεισμικά και επιφανειακά κύματα. Η σταθερότητα του είναι συγκρίσιμη με την σταθερότητα των σεισμικά ενεργών ζωνών καθορισμένων από την κατανομή του υπόκεντρου των μικροσεισμών. Αναγνωρίστηκαν οι σεισμικά ενεργές ζώνες και προσδιορίστηκαν οι ιδιότητές τους.

3.3 Γενικά για την δομή της Κρήτης

Η Κρήτη εδράζεται πάνω στο νότιο τμήμα του «Ελληνικού Τόξου» (σχ. 3.1), περιοχή μελέτης που συγκαταλέγεται μεταξύ των πλέον σεισμοπαθών του Ελληνικού χώρου στον οποίο απελευθερώνεται 80% τους σεισμικής ενέργειας τους Ευρώπης και

αποτελεί σε παγκόσμια κλίμακα ένα από τα νέα, ενεργά ορογενή που συνοδεύεται από αλλεπάλληλα τεκτονικά γεγονότα κατά τη διάρκεια των γεωλογικών χρόνων. Στην εξωτερική πλευρά του τόξου υπάρχει η Ελληνική Τάφρος, ήτοι το μέτωπο βύθισης της Αφρικανικής πλάκας υπό της Ευρασιατικής (σχετική κίνηση 4.5cm/yr) καθώς η πίεση λόγω μετακίνησης της πλάκας της Ανατολίας (δυτικά κατά 2.5cm/yr) έχει ως συνέπεια η κεντρική και νότια Ελληνική χερσόνησος και το νότιο Αιγαιακό τόξο να κινούνται νότια – νοτιοδυτικά (3cm/yr). Η μεγάλη αυτή σχετική μετακίνηση συσσωρεύει τεράστια ποσά ενέργειας στα πετρώματα του τόξου που θραύονται και προκαλούν σεισμούς.

Οι νεότερες κινήσεις της νήσου χαρακτηρίζονται από ανύψωση τους Δ. Κρήτης και καταβύθιση τους Α. Κρήτης που προκαλούνται από μια γενικευμένη περιστροφική κίνηση γύρω από άξονα στη γραμμή Τυμπάκι–Ηράκλειο. Στην περιστροφική αυτή κίνηση η Κρήτη μετέχει με πολλά τεμάχια (τεκτονικές εξάρσεις ή τάφροι που χωρίζονται με μεγάλα ρήγματα) με διαφορετικές τους ταχύτητες και ουσιαστικά οι κινήσεις αυτές ευθύνονται για τη σεισμική δραστηριότητα της νήσου και της ευρύτερης περιοχής. Οι τεκτονικές τάσεις που επικρατούν στην περιοχή είναι εφελκυστικές για τους επιφανειακούς σεισμούς (<60km, νότια και δυτική περιοχή) και συμπιεστικές για τους σεισμούς ενδιαμέσου βάθους (>60km, βόρειο και ανατολικό τμήμα).



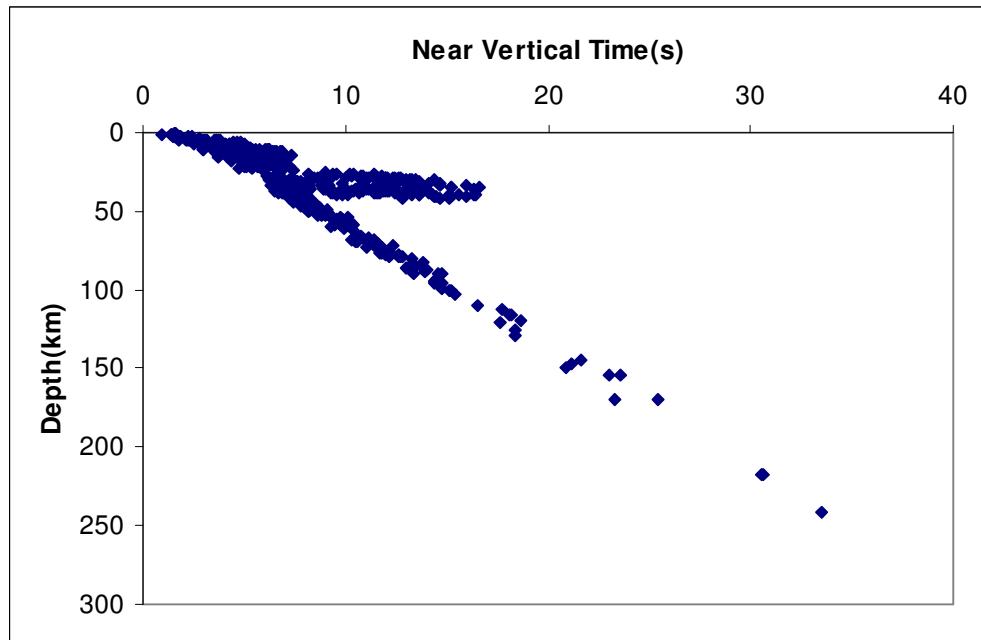
Σχήμα 3.1 Το νότιο Ελληνικό τόξο (τοπογραφικά δεδομένα από www.geomapapp.org)

3.3 Αποτελέσματα και συμπεράσματα

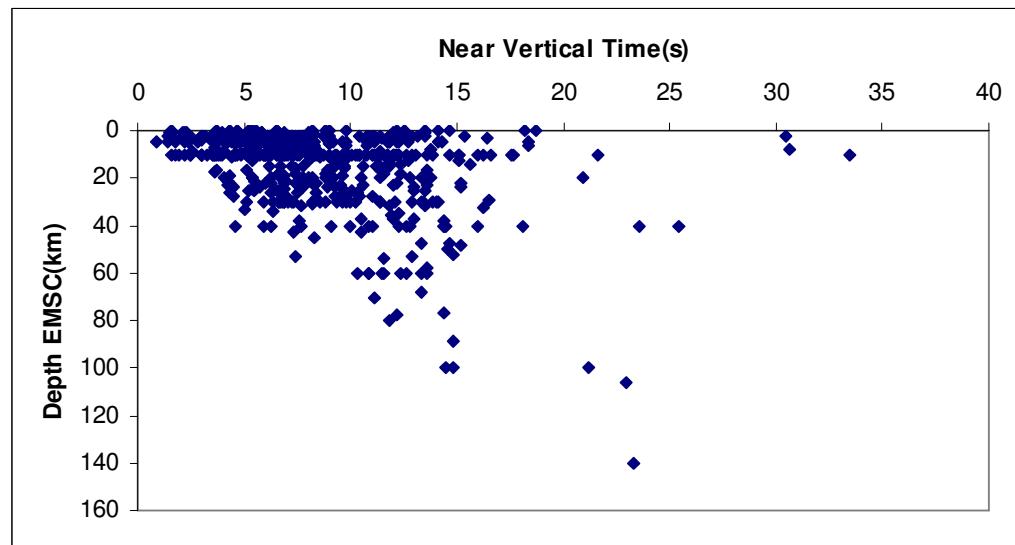
Στα σχήματα 3.2 – 3.10 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της παρούσας εργασίας.

Τα συμπεράσματα που προκύπτουν από την μελέτη των σχημάτων αυτών είναι:

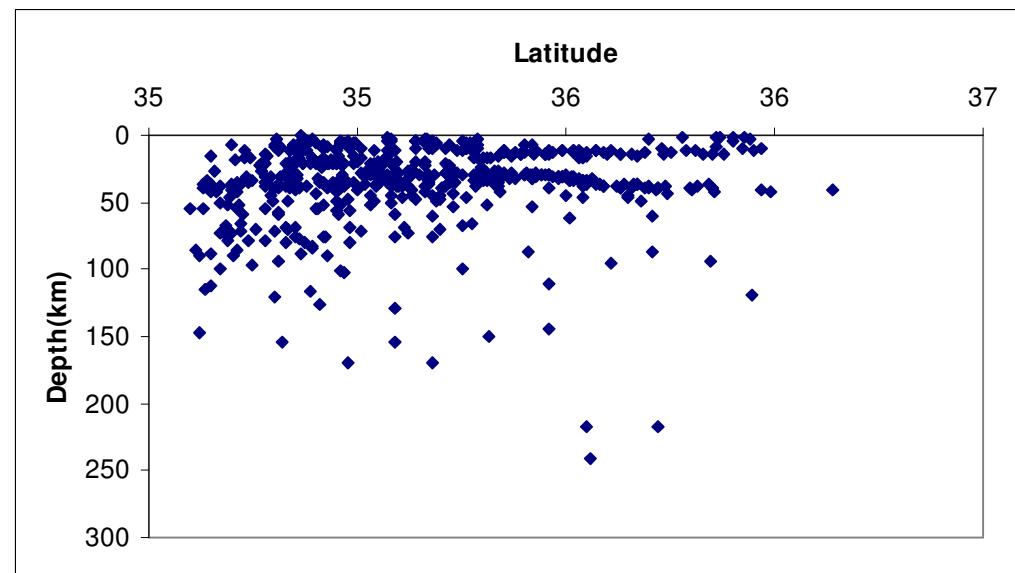
- Έντονη σεισμικότητα παρατηρείται νότια της Κρήτης μέχρι και βάθος 50 Km.
- Η πλειονότητα της σεισμικής δραστηριότητας εντοπίζεται σε βάθη μεγαλύτερα από 5Km.
- Εντοπίζονται δύο σεισμογενή στρώματα, το πρώτο κυμαίνεται σε βάθη κάτω από 20Km, ενώ το δεύτερο μεταξύ 30- 45 Km.



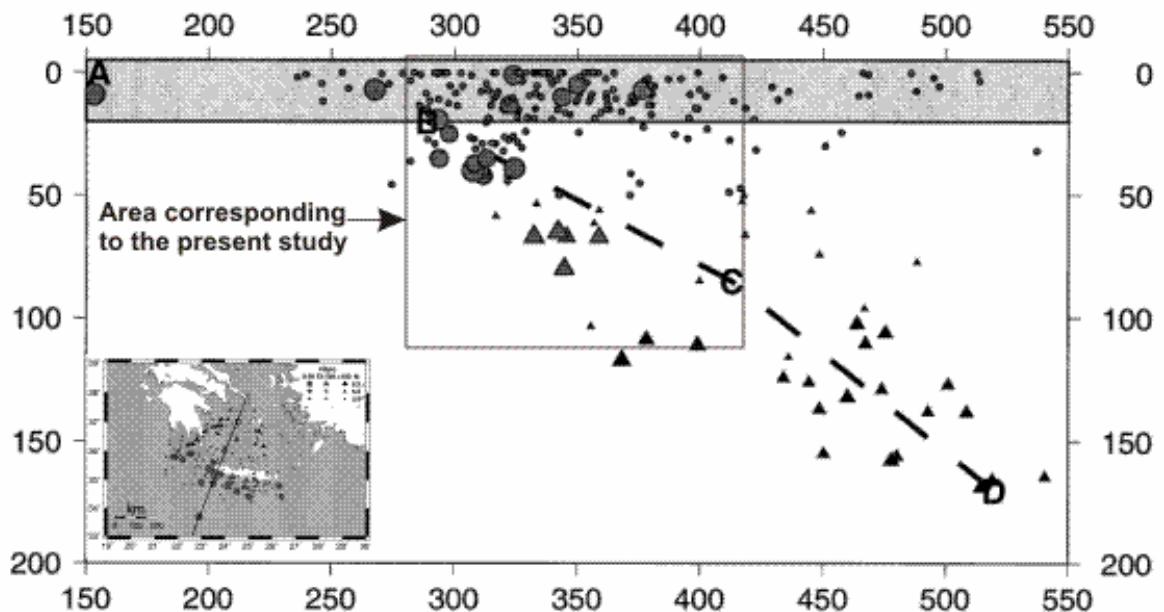
Σχήμα 3.2 Κατανομή των κατακόρυφων χρόνων διαδρομής των σεισμικών κυμάτων P με το βάθος με βάση τον αλγόριθμο των Kokinou et al. (2009)



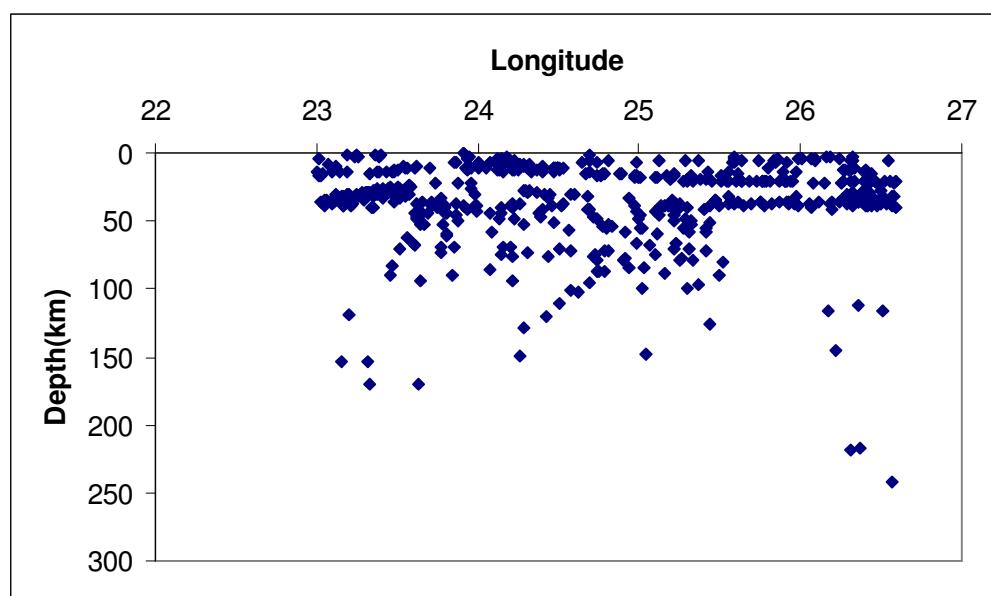
Σχήμα 3.3 Κατανομή των κατακόρυφων χρόνων διαδρομής των σεισμικών κυμάτων P με το βάθος με βάση το βάθος το οποίο προσδιορίστηκε από το EMSC



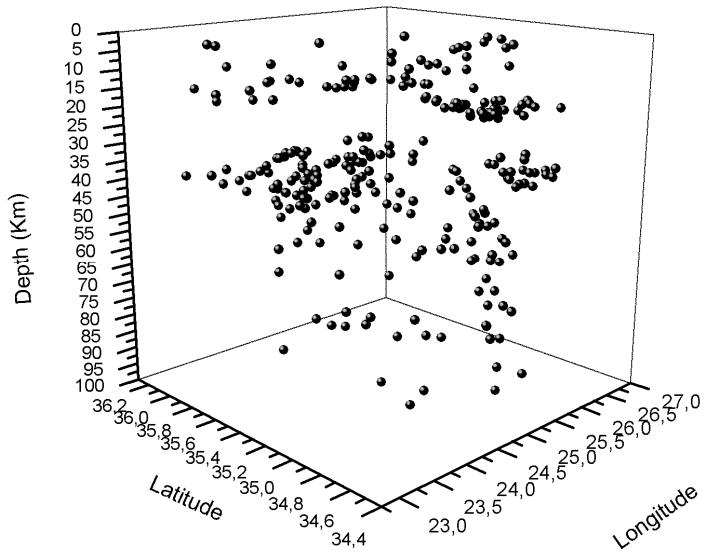
Σχήμα 3.4 Κατανομή των σεισμικών βαθών με βάση τον αλγόριθμο των Kokinou et al. (2009) με βάση το γεωγραφικό πλάτος



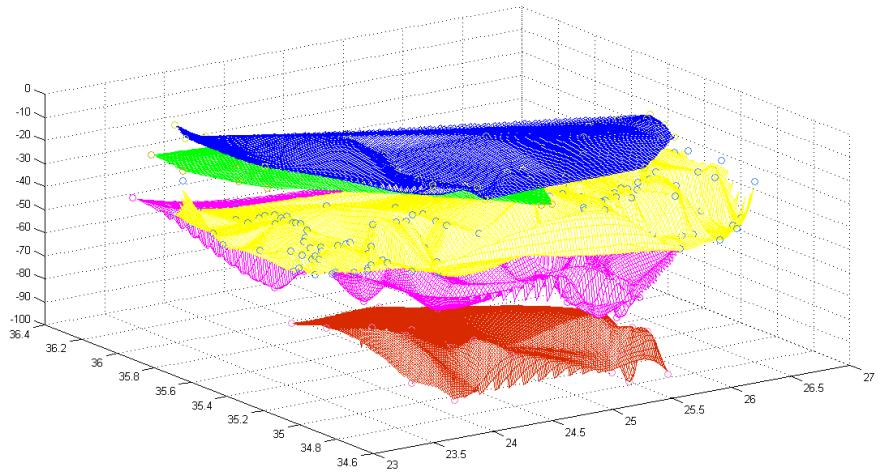
Σχήμα 3.5 Κατανομή των σεισμικών βαθών με βάση την εργασία των Papazachos *et al.* (2000)



Σχήμα 3.6 Κατανομή των σεισμικών βαθών με βάση τον αλγόριθμο των Kokinou *et al.* (2009)
με βάση το γεωγραφικό μήκος.

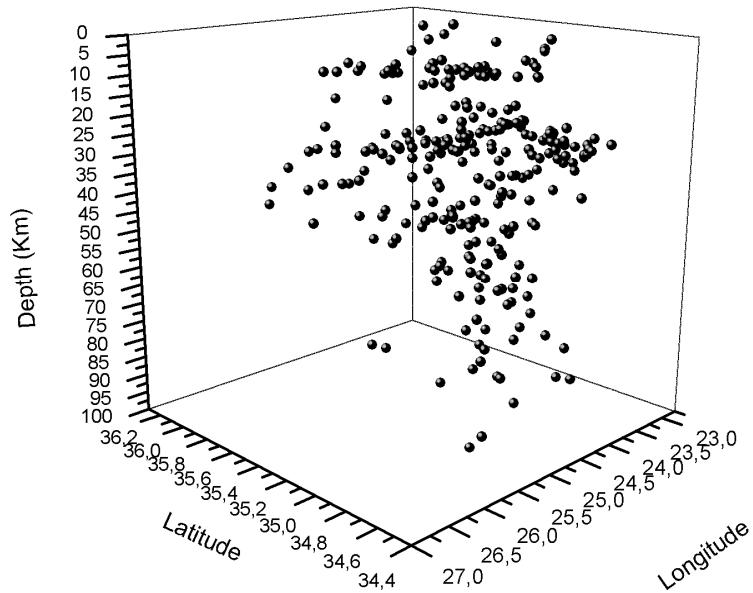


(a)

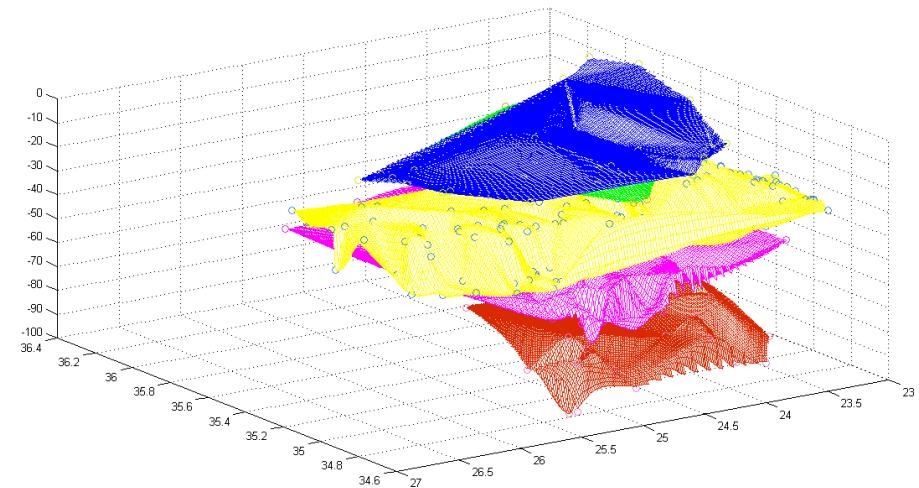


(b)

Σχήμα 3.7 (a) Τριασδιάστατη κατανομή (από ΝΔ) των σεισμικών βαθών με βάση τον αλγόριθμο των Kokinou et al. (2009), (b) και προσδιορισμός των κυριότερων διαχωριστικών επιφανειών χρησιμοποιώντας λύση για 5 στρώματα.

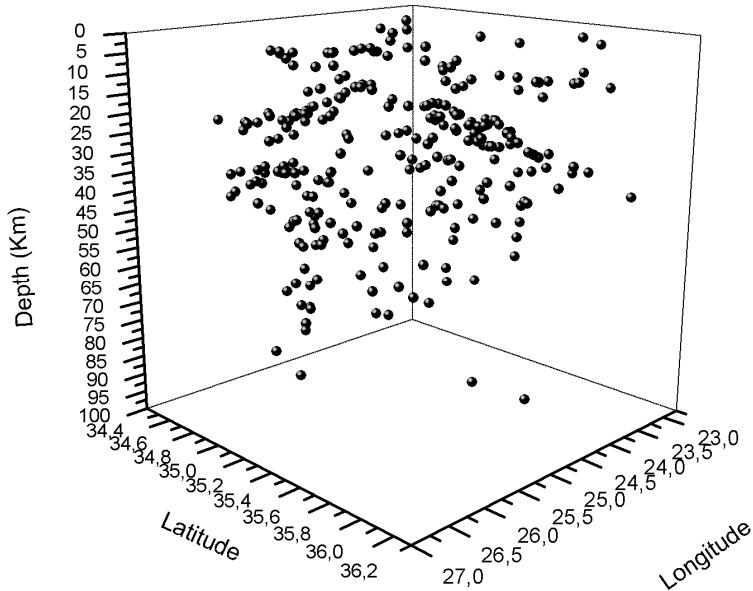


(a)

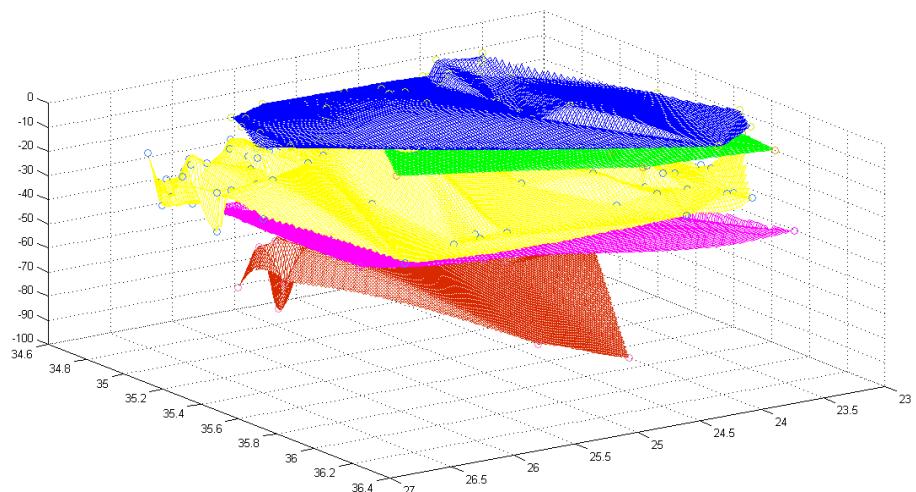


(b)

Σχήμα 3.8 (a) Τριασδιάστατη κατανομή (από NA) των σεισμικών βαθών με βάση τον αλγόριθμο των Kokinou et al. (2009), (b) και προσδιορισμός των κυριότερων διαχωριστικών επιφανειών χρησιμοποιώντας λύση για 5 στρώματα.

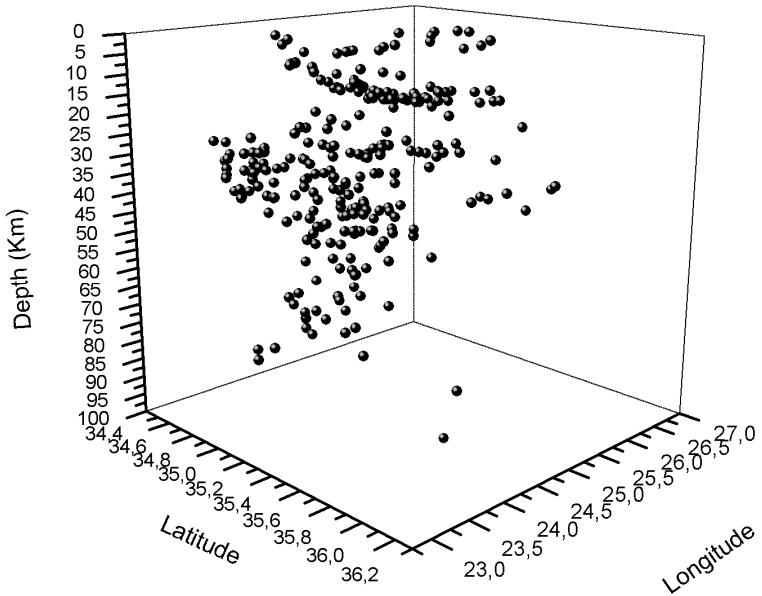


(a)

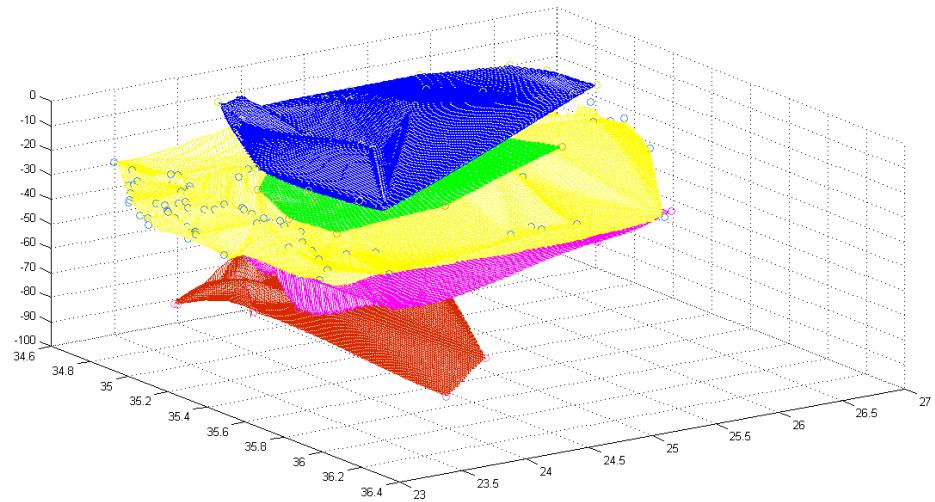


(b)

Σχήμα 3.9 (a) Τριασδιάστατη κατανομή (από BA) των σεισμικών βαθών με βάση τον αλγόριθμο των Kokinou et al. (2009), (b) και προσδιορισμός των κυριότερων διαχωριστικών επιφανειών χρησιμοποιώντας λύση για 5 στρώματα.



(a)



(b)

*Σχήμα 3.10 (a) Τριασδιάστατη κατανομή (από ΒΔ) των σεισμικών βαθών με βάση τον αλγόριθμο των Kokkinou *et al.* (2009), (b) και προσδιορισμός των κυριότερων διαχωριστικών επιφανειών χρησιμοποιώντας λύση για 5 στρώματα.*

4. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- ALTHERR. R., SCHLIESSTEDT, 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. . λ -finer. 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). -GeoJ. lb., E23, 97-164.
- ANDRIESS EN, 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. Miner. & 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. -Tera 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 à l'étude géologique de la Grèce septentrionale: les confins de l'Épire et de la Thessalie. -Ann. géol. Pays Hellén., 10, 1-483.
- AUBOUIN, J., (1965): Geosynclines. -Developments in Geotectonics, vol. I, Elsevier ed., Amsterdam, 335p.
- AUBOUIN, J., (1973): Des tectoniques superposées et de leur simplification, par rapport aux modèles géophysiques: l'exemple des Dinarides, paléotectonique, tectonique, tarditectonique, néotectonique. -Bull. Soc. Géol. France, (7), 15, 42c
- AUBOUIN, L. & DEDOUPT, J., (1965): Sur la géohôte de l'Égée: regard sur la Crète (Grèce). -Bull. Soc. Géol. France, (7), 7, 787-821.
- AUBOUIN, J., DERCOURT, J., NEUMANN, M. & SIGAL, J. (1965): Un élément externe de la zone du Pinde: la série d'Ethisia (Crète, Grèce). -Bull. Soc. Géol. France, (7), 7, 753-757.
- BARBER, D.J. (1985): Dislocations and microstructures. -In H.R. Wenk (edt): 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 Thethys ocean to the Mediterranean seas: a plate tectonic model of the evolution of the western Alpine system. -In B. Bijou-Duval and L. Montadert (eds), Histoire Structurale Des Bassins Méditerranéens. Split, Yougoslavie. Editions Technip. Paris, 143-164.
- BIZON, C & THIEBAUL T F. (1974): Données nouvelles sur l'âge des marches et quartzites du Taygete (Péloponnèse méridionale, Grèce). -C R. Acad. Sc. Serie D, 278, 9-12.

- BLAKE, M.-C, BONNEAU, M., GEYSSANT, I.. 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): Mesogeia, Measoparatethys. Mediterranean and Paratethys: Their possible relations with the Tethys ocean development. -Ophioliti, 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 chevauchant 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 de Tripolitza de la Crete moyenne (Grece). -C R. Acad. Sc. Paris, 275, 2303-2306.
- BONNEAU, M. (1973): Sur les affinites ionniennes 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, Coll. Geol. regions Egeeennes; 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'unité de Miamou (Crete, Grece) et sa macrofaune d'age Jurassique supérieur (Brachiopods, Madrepores). -Ann. soc. geoJ. Nord. 94, 71-85.
- BROWN, E.H. (1977): Crossite content of Ca-amphibole. -1. Petror. 18, 53-72.
- BRUN, J.P. & SOKOUTIS, D. & VAN DEN DRIESSCHE, J.L. (1994): Analogue modelling of detachment fault systems and core complexes. -Geology, 22, 319-322.
- BRUNN, J.H. (1956): Etude géologique du Pindos septentrional et de la Macédoine occidentale. -Ann. geol. Pays Hellén., 7, 1-358.
- BUICK, I.-S. (1991): Mylonite fabric development on Naxos, Greece. -1. Struct. Geol., 13, 643-655.
- BURCHFIELD, 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., RICOU, 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.
- CARMIGNOLY, L. & KLIEGFIELD, 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'âge des terrains métamorphiques de la Crete. -e. R. Acad. Sc. Paris, 134, 1116-1119.

- CHALIKIOPYLOS, 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. Geoi., 9, 525-530.
- CLOOS, M. (1982): Flow melanges: numerical modeling and geological constrains on their originin the Franciscan subduction complex, California. -Bull. Geoi. Soc. Am., 93, 330-345.
- CRESPI, J.-M. (1986): Some guidelines for the practical application of Fry's methll of strain analysis. -J. Struct. Geoi., 8, 799-808, 1986.
- CREUTZBURG, N. (1961): Uber junge Verschuttungserscheinungen auf der Insel Krete und ihre Beziehnungen zum KLima des Pleistozans. -Ann. Geoi. d. Pays HeiJ., 12, 1-11.
- CREUTZBURG, N. & SEIDEL, E. (1975): Zum Stand der Geologie des praneogens auf Kreta. -N. Jb. Geoi. Palaont. Abh., 149, 363-383.
- CREUTZBURG, N., DROOGER, c.-W., MEULENKAMP, I.-E., PAPASTAMA TIOU, I., SANDEMANN, W., SEIDEL, E. & TATARIS, A. (1977): General geological map of Crete (scale 1:200.000). -Institute of Geological and Mining Reseach, Athens.
- DAVIS, G.-H. (1983): A shear zone model for the origin of metamorphic core complex.Jeoiology, 11.342-3~
- DERCOURT. 1. (1972): The Canadian cordilera. the Hellenides and the sea floor spreading theory. -Can. 1. Earth. Sci., 9, 709-743.
- DEWEY, J., PITMAN, W., RYAN, W. & BONNIN, J. (1973): Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. -GeoJ. Soc. Am. Bull., 84, 3137-3180.
- DING, Z. (1984): Some formulae for calculating the parameters of the strain eUiipse. Tectonophysics, 110, 167-175.
- DUNNET, D. (1969): A technique of finite strain analysis using eUiptical panicles. Tectonophysics, 7, 117-136.
- DURR, S., ALTHERR, R., KELLER, J., OKRliSCH, M. & SEIDEL E. (1978): The median Aegean Crystalline Belt. Stratigraphy, Structure, Metamorphism. Magmatism. -In: Cloos H., Roeder D. & Schmidt k., Alps, Appenines, 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. GeoJ., 9, 705-717.
- ETHERDGE, M.A., WALL, V.J., COX, S.F. & VERNON, R.H. (1984): High t1uid pressures during regional metamorphism and deformation: implications for mass transport and deformation mechanisms. -1. geophys. Res., 89, 4344-4358.
- EPTING, M., KUDRASS, H. & SCHAFFER, A. (1972): Stratigraphie et position des series metamorphiques aux Talea Ori. -z. dt. geol. Ges., 123, 365-370.
- EVRGEN, M. & ATAMAN, G. (1981): Study of metamorphisnl of the central Menderes Massif: isograds, pressure and temperature. - Yebilimleri (Hacatepe 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 ProA. Panagos, 885-903.
- FRY, N. (1979): Randomly distributions and 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. & POWELL, 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. (19C:;7): 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. rondon, sp. publ.*, 17, 4Q9-516.
- HANCOCK, M. (1985): Brittle microtectonics: Principles and practise. -1. *Struct. GeoJ.*, V7, 3/4, 437-457.
- HANNA, S. & FRY, N. (1979): A comparison of methods of strain determination in rocks from southwest Wales (Pembrokeshire) and adjacent areas. -1. *Struct. GeoJ.*, 1, 156-162
- HARMS, T., JA YKO, 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. 5~ VILLE-AMS, 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. AnaJ.*, 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 Othrys region (eastern central Greece). -2. *dt. GeoJ. Ges.*, 123, 455-468.
- JACOBSEN, v., MAKRIS, J., RICHTER, D., BACHMANN, H.G., DOERT, D., GIESE, P. & RISCH, H. (1976): Alpidischer Gebirgsbau und Krustenstruktur des Peloponnes. -2. *dt. GeoJ. 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 cJ,de. UniY. P. et M. Curie. Paris, 155pp.
- KA 1'5IKA 1'5OS, G. (1977): La structure tectonique d'Attique et d'ile d'Eubee -Proc. 6 Coli. Geol. Aegean Region, 211-228.
- KAUFFMAN, G., KOCKEL, F. & MOLLAT, H. (1976): Notes on the stratigraphic and paleogeographic position of the Svolva Formation in the Innermost Zone of the Hellenides (Northern Greece). -Bull. Soc. geol. France, 18, 225-230.
- KILIAS, A, SOTIRIADI<;, L. & MOUNTAKIS, D. (1986): New data concerning the structural geology of the Western Crete. The transgressiv carbonate mass of the Herospilion Area. -Geol. Geoph. res. Special Issue, 101\-'1f, 2u-223.
- KILIAS, A, FRISCH, W., RA1'5CHBACHER L. & SFEIKOS, A (1990): Structural evolution and PIT conditions of metamorphism of blue schists of E. Thessaly (Greece). -Bull GeoJ. Soc. Greece, XXI/I, 81-99.
- KILIAS, A, FASSOULAS, c., PRINOTAKIS, M., FRISCH, W. & SFEIKOS, A (1991): Deformation and HP/LT Metamorphic conditions at the tectonic window of Kranea (W. Thessaly, N. Greece). -2. dt. geoJ. Ges., 142, 87-96p.
- KILIAS, A, FASSOULAS, CH. & MOYNTIAKIS, D. (1994): Tertiary extension of continental crust and uplift of Psiloritis "Metamorphic core complex", in the central part of the Hellenic arc (Crete, Greece), -Geo!. Rundsch, 83, 417-430.
- KLIGFIELD, R., CARMIGMANI, L. & OWENS, W. (1981): Strain analysis of a Northern Apennine shear zone using defomt:J marble breccias. -T. Struct. GeoJ., 3, 421-436.
- KNIPE, R.J. (1989): Deformatil . mechanisms-recog ..ition from natural tectonites. -1. Struct. Geol., 11, 127-146.
- KNIPE, 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 Sudlichen 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 permotriadiischen Autochthons der Insel Kreta. -N.lh. GeoJ. Palaont. Mh., 1980,525.
- KOPP, K.-O., OTI, E. (1977): Spezialkartierungen in Umkreis neuer Fossifunde im Trypali- und Tripolitsa-Kalken West-Kretas. -N. lb. 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, 32-1--3-1-2., 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, 133-140.
- KUSS, S.-E. & THORBECKE, G. (1974): Die praeogenen Gesteine der Insel Kreta und ihre korellierbarkeit im agalschen 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. -J. 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 HeUenic 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 nouveUes mesures de geodesie spatiale en Grece et en Turquie sur l'extrusion laterale de l'Arlatolie et de l'Egee. -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. - TectonopliJscis, 39, 381-395.
- LISLE, I. (1985): J-eological strain analysis. -Pergamon PI~SS, Oxford.
- LISTER, G.-S. & WILLIAMS, P.-T. (1979): Fabric development in shear zones, thee. retical controlsd observed phenomena. -J. Struct. veol., 1, 283-299.
- LISTER, G.-S. & HOBBS, B.-E. (1980): The simulation of fabric ?ment 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 t10wing rock masses. - Tectonophysics, 92, 1-33.
- LISTER, G.-S. & SNOKE, A.-W. (198+): S-C Mylonites. -J. 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. -J. Struct. GeoJ., 11, 65-94.
- LISTER, G.-S., BANGA, G. & FEENSTRA, A. (1984): Metamorphic core complexes of cordileran 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.
- MATTHWES, P., BOND, R. & VAN DEN BERG, J. (1971): Arlalysis 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'etud~ du metamorphisme et de l'evolution magmatique des zones inernes des Hellenides. - Theses, Paris]966, Ann. Geoi. Pa:/sHellen, 20, 1-792.
- MERCIER, L. M., SOREL, D. & SIMEAKIS, K. (1987): Changes in the state at' stress in the overriding plate of a subduction zone: the Aegean Arc from the Pliocene to the Present. -Ann. Tectonicae, I, 20-39

- MEULENKAMP, J-E.. JONKERS, A & SPPAK P. (1977): Late Miocene to early Pliocene development of Crete. - VI Col. Geoi. Aegean region, Athen. 269-280
- MEULENKAMP, J.-E., WORTEL, M.-J.-R., VAN WAMEL, W.-A, SPAKM-\N, W. & HOOGERDUNSTRATING, E. (1988): On the Hellenic subduction zone and the geodynamic evolution of Crete since the late Middle Miocene. -Tectonophysics,]46, 203-215.
- MILLER, D.-M. & CHRISTIE, J.-M. (1981): Comparison of quartz microfabric with strain in recrystallized quartzite. -1. Struct. Ceoi., 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 continentl area. Canad.1. Ear. Sc., 20, 1673-1681.
- MOUNTRAKIS, D., KILIAS, A & ZOUROS, N. (1993): Kinematic analysis and Tertiary evolution of Pindos-Vourinos Ophiolites (Epirus-Western Macedonia, Greece). -Bull. Geoi. Soc. Greece, XXII/I.,
- OLENSEN, N.O. (1987): Plagioclase fabric development in a high grade shear zone, Jotunheimen, Norway. - Tectonophysics,]42, 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. Geoi., 639-65..
- PAPANIKOLAOY, D. (1984): The three metamorphic belts of the Hellenides: a review and a kinematic interpretation. -Spec. Pub! Ceol. Soc. London,] 7. 551-561.
- PAPANIKOLAOU. D. (1987): Tectonic evolution of the Cycladic blueschist belt (Aegean Sea. Greece). -In: Helgeson H.-C <.\: Schuling R.-D. (eds), Chemical Transport in \letasomatic Processes. 429-450.
- PAPASTAMATIOY. J. & REICHEL, M. (1956): Sur l'age des phyllades de l'ile de Crete. -Eclogae geol. helv., 49, 147-149.
- PARASKEV ALDIS, I. (1961): Uber die Geologie des oestlichen 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. Bathlemy Massif. Pyrenees. -1. Struct. Geo'. -1. 69-79.
- PASCHIER C- W. & SIMPSON C (1986): Porphyroblast systems as kinematic indicators. -1. Struct. Geol., 8. 831-843.
- PAVLIDES, S., MOYNTRAKHS, 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 form the Catalina schist terrane. -Buil. Geoi. Soc. Am., 86, 1337-1347.
- PLATT, J.-P. (1986): Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. -Geoi. Soc. America Bull., 97, 1037-1053.
- PLATT, J.-P. (1987): The uplift of high-pressure-low-temperature metamorphic rocks.Phii. Trans. R. Soc. Land., A321, 87-103.
- PLATT, J .-P. (1988): The mechanics offrontal imbrication: a first-order analysis. - Geoi. Rdsch, 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 Gibrlaltar 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.: 19671: Young and fracturing of rocks. -J. Geol. 1-Hill, New York, 568.
- RAMSAY, G. J. & HUBER I., M. (1983/1987): The techniques of modern structural geology. vol. 1 & 2. -Academic press Inc. XII +307 S. & XII + 700 S.
- RA TSCHBACHER, L. (1987): Quantification of deformation: Evaluation and comparison of strain-analysis techniques in metaconglomerates and phyllites of the Veitsch Nappe (eastern Alps). - J. Geol. Palaen., 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. Jb. Geol. Palaeont. Abh., 1-15, 17-182.
- RENTZ, C. (1947): Eine zusammenfassende Übersicht über die Maßstrichen Fauna der Insel Kreta. -Eel. geol. Helv., 40, 379-388.
- RING, O. (1989): Tectonogenesis of the Penninic/Austroalpine Boundary zone: The Arosa zone. - Diss., Tuebinger Geowissenschaftliche 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. Geol. Soc. Am., 104, 901-914.
- RUBIE, D. (1984): A thermal-tectonic model for High-pressure metamorphism and deformation in the Sesia zone, western Alps. -T. Geol., 92, 21-36.
- RUITER, E.H. (1983): Pressure solution in nature theory and experiment. -T. Geol. 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 RawduchajNW Kreta. Ihre Stellung im Kretischen Deckenbau. -N. Jb. Geol. Palaontology, 1976, 221-228.
- SCHERMER, E.R., LUX, D.R. & BURCHFIELD, B.C. (1989): Age and tectonic significance of metamorphic events in the Mt. Olympos region, Greece. -Bull. Geol. 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., PANIZZO, R. & BAUER, S. (1987): Simple shear experiments on calcite rocks: rheology and microfabric (Special Research Paper). -1. Struct. GeoJ., 9, 747-778.
- SEIDEL, E. J96R): Tri~oli~a und Pindosserie iul RaUIY\von PaleochGr d (SW kreta Griechenl: 1d). -Dis<; rJniv. 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 jb. Mi Abh .. 130, 134-1
- SEIDFEL, E. (1978): Zur p .ologie der Phyllit-Quarzit-Serie Kretas ... HabiJ.-Sc.'1r., 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. -GeoI. lb., E 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): Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape. Turkey as a case study. -In: Biddle K.. Christie-Blick N.: strike-slip deformation, basin formation. And sedimentation, Tusla 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 deduce 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 Naturforsc: 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 l'ile de Gavdos (Grece), la plus meridionale de l'Europe. -Bull. Geol. Soc. France, (7), XII, 481-495.
- WHITE, S.H., BURROWS, S.E., CARRERAS. I.. SHA.W, N.D. & HUMPHREYS. f":. (1980); On mylonites in ductile shear zones. -J. Struct. Geol., 2, 175-18-.
- WHITE, S.H .. BRETAN P.G. & RUTTER, E.H. (1986): Fault-zone reactivation: kinematic and mechanisms. -Phil. Trans. R. Soc. Lond., A317, 81-97.
- WILLIAMS F. P. (1985): Multiply deformed terrains-problems of correlation .. 1. Stmcl Geal.. 7. 269-280.
- WURM, A. (1950): Zur Kenntnis des Metamorphikurms der Insel Kreta. -Neues Jahrb. 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.

Papachazos, B.C., Karakostas, V.G., Papazachos, C.B., and Scordilis, E.M., 2000, The geometry of the Wadati-Bennioff zone and lithospheric kinematics in the Hellenic arc: Tectonophysics, v. 319, p. 275-300.

Kokinou, E., Kalokairinos, G., and Vallianatos F., 2009, Earthquake's depth determination based on a 3D generalized consideration for the velocity structure of Crete Island (Southern Hellenic Arc, Greece): Proceedings of the 3rd IASME/WSEAS International Conference on Gology and Seismology (GES'09), ISBN: 978-960-474-1, p. 97-103.

5. ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ

Earthquake's depth determination based on a 3D generalized geophysical model for the velocity structure of Crete Island (Southern Hellenic Arc, Greece)

KOKINOU ELENI^a, KALOKAIRINOS GEORGE^b AND VALLIANATOS PHILIPPOS^a

^aLaboratory of Geophysics and Seismology, Department of Natural Resources and Environment,
Technological Educational Institut Crete, 3 Romanou Str. Chalepa, Chania, Crete, GR 73133,
GREECE, ekokinou@chania.teicrete.gr

^bInstitute of Computer Science, Foundation for Research & Technology - Hellas P.O. Box 1385
Heraklio, GR-711-10 Crete, Greece

Abstract: - The Southern Hellenic Arc (SHA) comprises an active plate boundary separating the northward moving eastern Mediterranean oceanic plate from the southwest moving continental Aegean microplate. Crete Island is situated as an emergent high in the forearc of the Hellenic Subduction Zone, which is the most prominent geodynamic feature of the broader Aegean region, indicating the transition between the African and Eurasian plates.

In the context of the present work information concerning velocity analysis data from offshore seismic reflection experiments, topographic data and geological information are combined in order to construct a 3D velocity model of the wide area of Crete in the SHA. The focal depth of the earthquakes occurred in the time period 07/2007-06/2008 for the offshore and onshore area of Crete, is further determined based on the 3D velocity model. The comparison of our results with those of the Eastern Mediterranean Seismological Centre shows a good approximation for the 32% of the events.

The innovation of this work is the 3D velocity model, corresponding to an area of great structural complexity, used for the determination of the focal depths. Additionally the use of the near vertical time of the closest to the epicentre station comprises a safe method for the accurate focal depth determination. Finally, the computational cost is dramatically reduced using the proposed method.

Key-Words: - Greece, velocity model, earthquake, near vertical time

1 Introduction

The most popular local-earthquake locations programs, as HYPO71 [1], HYPOINVERSE [2] [3] and HYPOELLIPE [4], routinely use velocity models assuming homogenous and horizontal layers. The real Earth structure is far from being horizontally layered and thus large errors occur in the focal depth determination. Velocity models for earthquake locations programs are usually based on tomographic inversion techniques using the arrival times of P and S waves. Modern techniques in 3D tomographic inversion techniques and modern advances in seismic networks have offered the opportunity to determine reliable 3D velocity models and earthquake locations [5] but the computation cost, in order to do the ray tracing during travel-time calculations, is still high. A single-earthquake location technique was proposed recently [6] based on classical Geiger's method [7] that was successfully applied in data from the United States and eastern Taiwan.

In the context of the present work the focal depths of the earthquakes for the time period 07/2007-06/2008, occurred onshore and offshore Crete (Southern Hellenic Arc, Greece), are determined based on a velocity model [8] resulted from deep reflection experiments in the study area. The estimation of the earthquake epicentres has been a priori considered accurate. However the equipment and the software in the last two decades has been dramatically enhanced, contributing more and more to accurate determination of earthquake's epicentres. Up to now velocity models [9] used for the determination of earthquake depths in the study area, assume horizontal and homogenous layers. The velocity model used in the present work takes in account the topography of the study area, the dipping layers as well as the vertical and lateral variations of the velocity. The method, implemented in order to calculate the focal depths, is fast and effective if high resolution 3D velocity models are available.

The selection of the study area is based on the fact that it comprises one of the most active seismic regions in Europe. It has well characterized geological structures (including various fault systems), and the earthquake hazard is enhanced by the presence of deep and thick sedimentary sequences.

2 Geological setting

The Hellenic Arc (Fig. 1a) represents the most seismically active area of Europe due to the

interaction between Eurasia and Africa plates. Main geotectonic feature of the area is the Hellenic Trench, where the eastern Mediterranean oceanic lithosphere (frontal part of the African plate) is subducted under the Aegean overriding plate. Earthquakes with magnitudes of up to 8.0 have been reported in the literature since the early historic times [10] [11] pointing out the great seismogenetic potential of the area. According to [12], an ocean-continent interaction occurs on a curved subduction zone, which is characterized by a shallow branch (20.0-100.0 km) of the Wadati-Benioff zone, intersecting the outer side of the sedimentary arc (Western Peloponnesus-west of Kythira-south coast of Crete, east coast of Rhodes) and dips at low angle ($\sim 30^\circ$) to the north and northeast. Subduction at the Hellenic subduction zone appears to have been operated continuously since the late Cretaceous [13] [14].

The Hellenic Arc can be at present subdivided into three zones with different kinematic behaviour: In the northwestern part of the Aegean region, the boundary between the Aegean and African plates (e.g Ionian Sea) is of continent-continent type now due to the collision of the Hellenides with the Apulian platform [15] [16] [17]. The southern part of the Hellenic arc south of, and including Crete and Rhodos has since the early Pliocene been associated with left-lateral strike slip along the Pliny and Strabo trenches [18].

North of Crete, the tomography drops off into the thinned continental crust of the Cretan sea [19]. The volcanic arc is positioned about 100km north of Crete, represented by the island of Santorini. The divergent motion between the Aegean block and mainland Europe is indicated by an extension zone, with Crete and Aegean diverging from mainland Europe at a rate of about 3cm/yr [20] while Africa is moving northward relative to Europe at a rate of about 1cm/yr [21].

The Hellenic nappes are the dominating sequences within the upper structure of Crete. Two major rock successions could be distinguished, the Apline and the post-Alpine rock succession. According to previous geologic and tectonic studies [15] [22] three successive fault groups-generations could be distinguished in Crete. The first group represents E-W kilometer-scale trending faults, mainly cutting the basement rocks or bound basement rocks and Miocene sediments. The second group consists of large and moderate-scale N-S striking faults, cutting the previous mentioned group. The third group comprises kilometer-scale faults striking NE-SW and NW-SE which appear to be the youngest faults occurring on Crete Island. The largest earthquakes

occurred on and around Crete indicate N-S striking faults with T-axes nearly horizontal and oriented mostly E-W in the upper crust [23] [24]. They also concluded that N-S compression dominates the offshore regions south of Crete, perpendicular to the African-Aegean plate and moderate extension parallel to the arc. Along the subducted interface thrust faulting dominates on shallow dipping faults with P-axes oriented NNE-SSW [25].

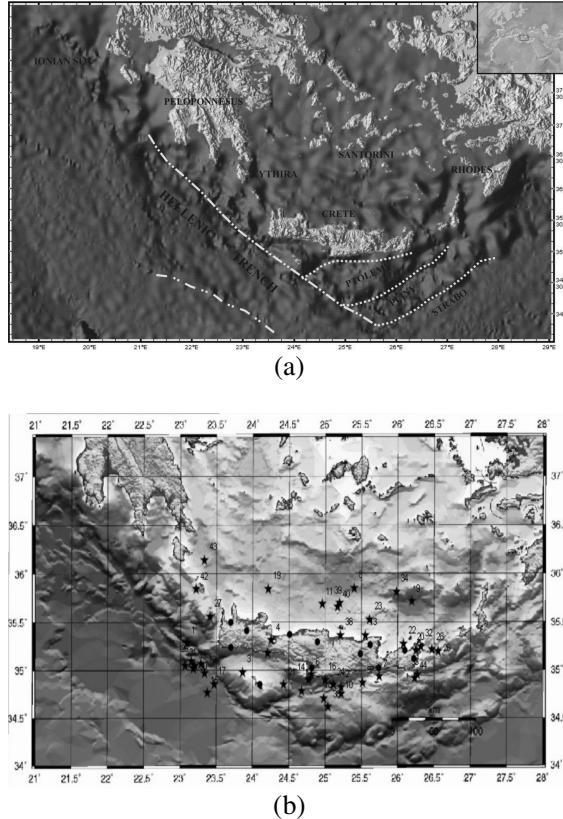


Figure 1 a: Generalized map of the geodynamic setting in the SHA, b: Seismicity ($M \geq 3.0$) around Crete Island for the time period 07/2007-06/2008 according to EMSC catalogs. Circles represent the locations of the stations while the stars the epicentres of the earthquakes reported in Table 1

3 Methodology

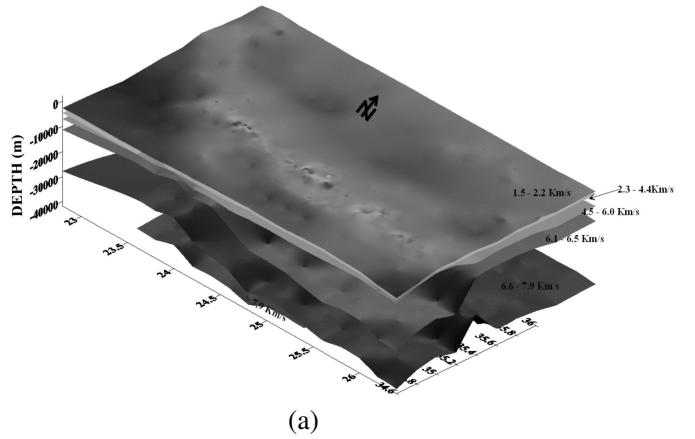
Data The earthquakes of magnitude $M \geq 3.0$ which occurred in the broader area of Crete, during the period 07/2007-06/2008 have been selected from the Eastern Mediterranean Seismological Centre (EMSC) catalogs and plotted on the map of Figure 1b. These data are based on the recordings at the permanent seismological networks in Greece (National Observatory of Athens - Institute of Geodynamics, Aristotle University of Thessaloniki-Department of Geophysics, the regional seismological network of the laboratory of

Geophysics and Seismology of the Technological and Educational Institute of Crete) and the neighboring countries. The number of each event plotted in Figure 1b corresponds to that of table 1. The majority of the earthquakes are distributed offshore, south of Crete Island, while inland the seismic activity is low. The stations (Fig. 1b) used in the present work are mostly distributed in the periphery of Crete.

Velocity model The presented velocity model was implemented using velocity analysis data from seismic reflection experiments in the study area (Hellenic Petroleum Co.) many years ago. Western Geophysical Company of America, which towed a high pressure airgun tuned array, produced the seismic signals. Common depth point (CDP) velocity data was used in order to construct 2D and 3D velocity models for the upper 15.0-20.0 km of the larger study area. Bathymetry data (www.geomapapp.org) was also processed and included in the construction of the present velocity model. The detection of the velocity layers is based on velocity jumps. Previous velocity models [19] [26] were also used in order to correlate our models and to extend them to a depth of 40 km.

Root mean square (RMS) velocities were converted to interval velocities according to Dix equation. The 1D velocity models were initially used for the construction of 2D models. Thereinafter, a 3D database was created using topographic data, previously available information about velocity distribution and interval velocities for the upper 20.0 km of the Cretan crust. Special emphasis has been given to the upper 15.0-20.0 km of the cover that comprises a seismogenic layer of generally small to moderate earthquakes.

The 3D velocity sections (Fig. 2a, b) provide a generalized image of the onshore and offshore Cretan crust.



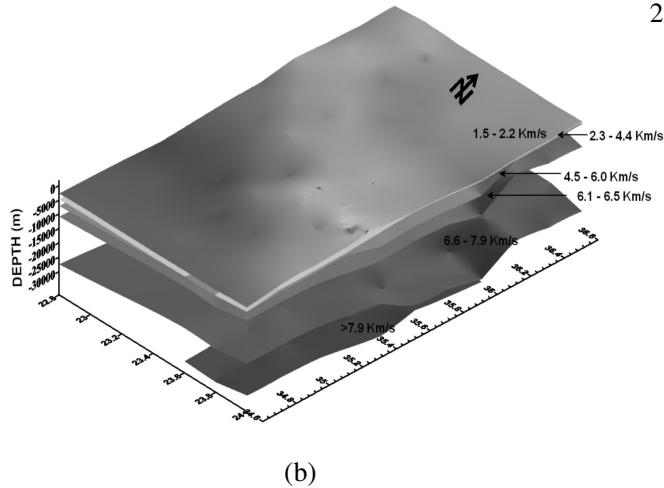


Figure 2 a: 3D velocity section of the Cretan crust in the E-W direction, b: 3D velocity section of the Cretan crust showing better the geodynamic structure in the N-S direction

We constructed the 3D model in order to have a general assumption of the Cretan crust velocity distribution, due to the high range of the velocities which characterize the crust structure of north western, southern and northern part of Crete Island. As shown in Figure 2b the layer thicknesses change not only in E-W direction but also in N-S. We divided the Cretan crust in five units. The upper layer, showing a velocity range between 1.5–2.2 km/s, corresponds to the seawater layer and the upper series of the post-Alpine sediments. The second layer has a velocity between 2.3 and 4.4 km/s and could represent the lower post-Alpine sequences and part of the upper Alpine successions. It is followed by a layer showing a velocity range of 4.5–6.0 km/s, which is attributed to the lower successions of the Alpine sediments, mainly consisting of carbonates. The next layer corresponds to a velocity between 6.1 and 6.5 km/s and could be the lowermost part of the carbonate_ succession and the Palaeozoic metamorphosed sequence. The layer corresponding to 6.6-7.9 km/s may represent the lowermost part of the Cretan crust.

Implementation In order to determine the focal depth of the earthquakes using the present 3D velocity model we have assumed a flat earth model [27] and developed an algorithm implemented on a LINUX platform by using gcc compiler, based on the following steps:

1. A 3D database was created using the coordinates and depths of the layer structure for the study area. The database is supported by a velocity table, where the minimum and maximum velocities of each layer are given.

2. For a given epicentre the nearest known points enclosing the epicentre, are defined by using blend.c routine (http://www.scs.fsu.edu/~burkhardt/cpp_src/blend.html). Values are interpolated based on a set of given data (1, 2, or 3 dimensional). In the general, 3D case, the data can depend on smoothly varying space parameters (R, S, T) or on tabular indices (I, J, K). The data may be given at the corners, edges, or faces of the unit cube. In the (R, S, T) case, blend.c routine can supply an interpolated value at any point in the cube, while in the (I, J, K) case, the previous referred routine will fill in tabular values for all intermediate indices. BLEND is equivalent to linear, bilinear or trilinear finite element interpolation of the data.
3. In the next phase, the depth and the corresponding vertical time of each layer below the given epicentre is defined.
4. The determination of the focal depth is based on the time difference between the earthquake occurrence and the P arrival at the nearest station to the epicentre. We assume that this time corresponds to the near vertical time for the propagation of the earthquake's wave front from the focus up to the epicentre.
5. Finally, the focal depth is estimated using the velocity structure below the epicentre and by comparing the near vertical time to the propagation time in each layer.

4 Results and Discussion

Table 1 shows the determination of the focal depths for 44 events occurred in the period 07/2007–06/2008. The time of occurrence, the coordinates of the epicentre, the magnitude, the depth according to EMSC catalogs, the near vertical time, and the depth determined by the methodology presented in this work, are given in each column.

Figure 3 shows the variation of the near vertical time with depth for all events presented in Table 1. Generally the near vertical travel time increases with depth except for depths between 25 and 40Km, where an accumulation of seismic events (1, 8, 9, 11, 13, 15, 17, 25, 26, 27, 30, 31, 33, 34, 39, 40, 42, 43) is observed, showing vertical travel times in the range of 9-16.5s. [12] used 961 shallow and intermediate earthquakes occurred in the period 1965 – 1995 to define the geometry of the Hellenic arc, by constructing three cross sections for its western, central and eastern part. A very intense shallow seismicity is defined in depths less than 40

Km for the wide area of Crete that is in agreement with the present work (Table 1).

The comparison between the focal depths for 14 events determined by EMSC and those with the algorithm of the present work show a correlation factor of 0.83. These events are not located in a specific region but are distributed in the larger study area, ensuring the reliability of the present velocity model. The determination of the focal depths for the rest of the events, using the present methodology, declines from EMSC's solution. However, the travel times of Table 1 show to be proportional to the depths determined by the present methodology.

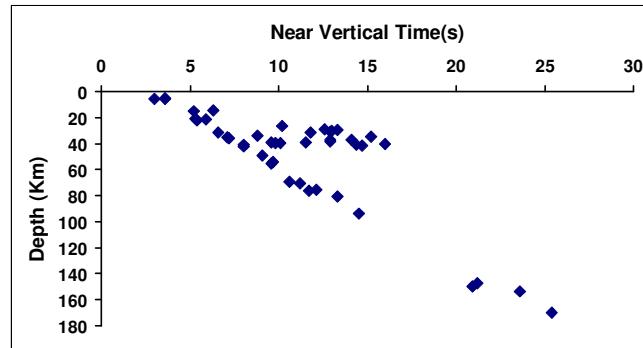


Figure 3 Diagram showing the relation of the near vertical time to depth

5 Conclusions

Large errors, ranging from a few to a few ten of kilometers, occur in the determination of earthquake focal depths, if 1D models are taken into account in the travel time calculations. Additionally even in the very few cases where 3D velocity models have been used, the ray tracing technique for travel time calculation is time consuming.

In the context of the present study we propose a simple and fast method based on the near vertical travel time for the propagation of the seismic energy from focus up to the earth' surface and using 3D velocity model. The only limitation of the present method is the requested dense seismic network configuration in order to use accurate near vertical travel times for the depth determination.

6 Acknowledgments

The authors express their gratitude to Hellenic Petroleum Co. (EL.PE) for making the data available. The GMT system [28] was used to plot part of the figures.

References:

- [1] Lee, W.H.K., and Lahr, J.C., 1975, HYPO71 (revised), a computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes, U.S. Geological Survey Open-File Report, 75-311, 114 p.
- [2] Klein, F.W., 1978, Hypocenter location program: HYPOINVERSE, U.S. Geological Survey Open-File Report, 78-694, 113 p.
- [3] Klein, F.W., 2002, User's guide to HYPOINVERSE-2000, a Fortran program to solve for earthquake locations and magnitudes, U.S. Geological Survey Open-File Report, 02-171, 123 p.
- [4] Lahr, J.C., 1999, HYPOELLIPSE: a computer program for determining local earthquake hypocentral parameters magnitude, and first – motion pattern (Y2K compliant version), U.S. Geological Survey Open-File Report, 99-23, 123 p.
- [5] Kim, K.H., 2003, *Subsurface structure, seismicity patterns, and their implication to tectonic evolution in Taiwan*, Ph.D. thesis, University of Mephis, 159 p.
- [6] Chen, H., Chiu, J.M., Pujol, J., Kim, K., Chen, K.C., Huang, B.S., Yeh, Y.H., and Chiu, S.C., 2006, A simple algorithm for local earthquake location using 3D Vp and Vs models: Test examples in the central United States and in central eastern Taiwan, *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 96(1), pp. 288-305.
- [7] Geiger, L., 1912, Probability method for the determination of earthquake epicentres from the arrival time only (translated from Geiger's 1910 German article), *Bull. St. Louis Univ.*, v. 8, no. 1, pp.56-71.
- [8] Kokinou, E., and Kamberis, E., 2009, The structure of the Kythira-Antikythira strait, offshore SW Greece (35.7°-36.6N), in van Hinsbergen, D.J.J., Edwards, M.A., and Govers, R., eds., *Geodynamics of Collision and Collapse at the Africa-Arabia-Eurasia subduction zone*, *Geological Society of London Special Publication*, in press.
- [9] Papazachos, C. B., and Nolet, G., 1997, P and S deep velocity structure of the Hellenic area obtained by robust nonlinear inversion of travel times, *Journal of Geophysical Research*, v. 102, pp. 8349–8367.
- [10] Papazachos, B.C., 1990, Seismicity of the Aegean and surrounding area, *Tectonophysics*, v. 178, p. 287-308.

- [11] Papazachos, B.C., and Papazachou, C.B., 2003, *Earthquakes of Greece* (in Greek), Ziti, Thessaloniki, 273 p.
- [12] Papachatzos, B.C., Karakostas, V.G., Papazachos, C.B., and Scordilis, E.M., 2000, The geometry of the Wadati-Bennioff zone and lithospheric kinematics in the Hellenic arc, *Tectonophysics*, v. 319, pp. 275-300.
- [13] Faccenna, C., Jolivet, L., Piromallo, C., and Morelli, A., 2003, Subduction and the depth of convection of the Mediterranean mantle, *Journal of Geophysical Research*, v. 108, no. B2, pp. 2099.
- [14] van Hinsbergen, D.J.J., Hafkenscheid, E., Spakman, W., Meulenkamp, J.E., and Wortel, M.J.R., 2005, Nappe stacking resulting from subduction of oceanic and continental lithosphere below Greece, *Geology*, v. 33, pp. 325-328.
- [15] Le Pichon, X., and Angelier, J., 1979, The Hellenic Arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the Eastern Mediterranean area, *Tectonophysics*, v. 60, pp. 1-42.
- [16] Lyberis, N., and Lallemand, S., 1985, La transition subduction-collision le long de l'arc égéen externe, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, II, v. 300, pp. 887-890.
- [17] Finetti, I., 1985, Structure and evolution of the Central Mediterranean (Pelagian and Ionian Seas), in Stanley, D. J. and Wezel, F. C., eds., *Geological Evolution of the Mediterranean Basin*, Springer, pp. 215-230.
- [18] Mascle, J., Huguen, C., Benkhelil, J., Chomot-Rooke, N., Chaumillon, E., Foucher, J.P., Griboulard, R., Kopf, A., Lamarche, G., Volkonskaia, A., Woodside, J., and Zitter, T. 1999, Images may show start of European-African plate collision, *EOS Trans.*, v. 80, pp. 421-428.
- [19] Makris, J., and Stobbe, C., 1984, Physical properties and state of the crust and upper mantle of the Eastern Mediterranean Sea deduced from geophysical data, *Marine Geology*, v. 55, pp. 347-363.
- [20] McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekeldze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradisses, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksoez, M.N., and Veis, G., 2000, Global Position System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus, *Journal of Geophysical Research*, v. 105, pp. 5695-5719.
- [21] Dewey, J.F., Helman, J.L., Turco, E., Hutton, D.W.H., and Knott, S.D., 1989, Kinematics of the Western Mediterranean, in Coward, M.P., and Dietrich, D., eds., *Alpine Tectonics*, Geological Society, London, Special Publications, v. 45, pp. 265-283.
- [22] ten Veen, J.H., and Meijer, P.Th., 1998, Late Miocene to Recent tectonic evolution of Crete (Greece): geological observations and model analysis, *Tectonophysics*, v. 298, pp. 191-208.
- [23] De Chabalier, J.B., Lyon-Caen, H., Zollo, A., Deschamps, A., Bernard, P., and Hatzfeld, D., 1992, A detailed analysis of microearthquakes in western Crete from digital three-component seismograms, *Geophysical Journal International*, v. 110, pp. 347-360.
- [24] Hatzfeld, D., Besnard, M., Makropoulos, K., and Hatzidimitriou, P., 1993, Microearthquake seismicity and fault-plane solutions in the southern Aegean and its geodynamic implications, *Geophysical Journal International*, v. 115, pp. 799-818.
- [25] McKenzie, D., 1978, Active tectonics of the alpine Himalayan belt: The Aegean Sea and surrounding regions, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, v. 55, pp. 217-254.
- [26] Makris, J., and Yegorova, T., 2006, A 3-D density-velocity model between the Cretan Sea and Libya, *Tectonophysics*, v. 417, pp. 201-220.
- [27] Snook, J.A., and Lahr, J.C., 2001, Locating earthquakes: at what distance can the earth no longer be treated as flat?, *Seismological Research Letters*, v. 72, no. 5, pp. 538-541.
- [28] Wessel, P., and Smith, W. H. F., 1998, New improved version of the Generic Mapping Tools Released, *EOS Trans. AGU* 79, pp. 579.

Table 1. The earthquakes occurred in the time period 07/2007-06/2008 used in the present work.

Event	Date	Time	Latitude	Longitude	Magnitude	Near Vertical Time (s)	Depth (EMS C, Km)	Depth (Km)
1	3/7/2007	01:54:04 .4	35	23	ML 3,3	14,1	30 f	37.204
2	23/7/2007	22:48:19 .9	34,832	25,2184	ML 3,0	9,1	20	49.203
3	9/8/2007	14:52:30 .2	34,983 4	23,8588	ML 3,5	10,6	22,6	68.924
4	10/8/2007	10:45:17 .0	35,314 7	24,2589	ML 4,0	20,9	20	149.57 0
5	10/8/2007	14:30:33 .1	35,180 9	24,2117	ML 3,5	11,7	10	75.983
6	13/8/2007	09:18:21 .5	34,960 5	24,8069	ML 3,5	3	10	5.745
7	14/8/2007	11:25:20 .0	34,939 4	25,7477	ML 3,6	7,1	5	35.340
8	28/8/2007	03:12:25 .1	35,855	25,4021	ML 3,5	14,7	47,9	41.664
9	29/8/2007	07:30:58 .3	35,716 9	26,1992	ML 4,0	14,4	40	40.835
10	1/9/2007	15:46:34 .8	34,757 7	25,2209	ML 3,3	11,2	15 f	70.689
11	16/9/2007	01:14:59 .3	35,689	24,9671	ML 3,4	9,8	30	39.394
12	24/9/2007	18:12:31 .6	34,975 7	23,334	mb 4,8	25,4	40	169.82 3
13	25/9/2007	17:00:06 .4	35,364 9	25,5563	ML 3,7	11,8	15	31.674
14	8/10/2007	05:58:08 .7	34,901 2	24,7751	ML 3,5	9,7	25	54.176
15	12/10/2007	20:30:00 .5	34,768 9	23,3783	ML 3,3	10,2	30 f	26.312
16	15/10/2007	22:17:56 .5	34,906 2	25,0051	ML 3,2	9,6	5	55.242
17	24/10/2007	11:04:40 .1	34,857 2	23,4696	ML 4,2	12,6	60	28.783
18	25/10/2007	02:26:16 .2	34,713 4	24,9845	ML 3,6	8	2	42.275
19	4/11/2007	13:27:39 .7	35,846 2	24,2179	ML 3,1	14,5	40	93.684
20	4/11/2007	20:56:17	35,210	26,2554	ML 3,5	5,9	40	21.697

	7	.9	7					
21	16/11/2007	15:17:38.8	34,8514	24,4303	ML 3,8	12,1	30	75.660
22	19/11/2007	06:07:07.9	35,2806	26,0869	ML 3,2	3,6	8	5.625
23	3/12/2007	00:19:57.2	35,5305	25,6173	ML 3,7	6,3	5,8	14.637
24	19/12/2007	18:21:26.8	34,8534	25,1201	ML 4,2	8	21,3	41.051
25	18/1/2008	12:51:10.6	35,0701	23,2857	ML 3,9	13,3	47,8	29.773
26	19/1/2008	23:11:48.0	35,2044	26,5676	mb 3,9	11,5	60	38.772
27	30/1/2008	14:42:27.4	35,5593	23,4109	ML 3,9	8,8	2	33.804
28	14/2/2008	12:58:56.0	35,2187	26,4733	ML 3,3	5,4	20	21.874
29	18/2/2008	14:03:43.2	35,0921	23,1533	ML 4,0	23,6	40	153.719
30	23/2/2008	05:17:57.2	35,0523	23,2056	ML 3,6	13	25	30.356
31	27/2/2008	09:02:22.7	35,0523	23,0645	ML 3,9	15,2	48	34.352
32	1/3/2008	00:07:07.8	35,2505	26,3187	mb 4,3	3,6	5	4.875
33	1/3/2008	02:34:34.1	35,02	23,1865	ML 3,4	12,9	53,2	30.569
34	1/3/2008	20:41:21.3	35,8166	25,987	ML 3,4	12,9	30	38.243
35	13/3/2008	6:27:44	34,9602	26,2712	ML 4,2	5,3	5	20.524
36	27/3/2008	02:06:14.7	34,6216	25,0409	ML 4,1	21,2	100	147.330
37	28/3/2008	00:16:20.4	34,8742	25,5196	Mw 5,7	13,3	60	80.246
38	6/4/2008	02:36:39.1	35,3682	25,2166	ML 3,5	5,2	2	15.135
39	10/4/2008	23:05:48.8	35,6982	25,2004	ML 3,6	10,1	25	39.416
40	10/4/2008	23:14:55.5	35,6591	25,1772	ML 3,8	9,6	30 f	39.094
41	5/5/2008	22:53:01.6	34,7938	24,6755	ML 4,0	6,6	30	31.214
42	18/5/2008	10:28:16.0	35,8421	23,2203	ML 3,5	12,9	2	36.828
43	31/5/2008	05:06:56.4	36,1415	23,3374	ML 3,4	16	40	40.181
44	12/6/2008	00:20:42.3	34,92	26,2419	Mw 5,3	7,2	15	35.666