



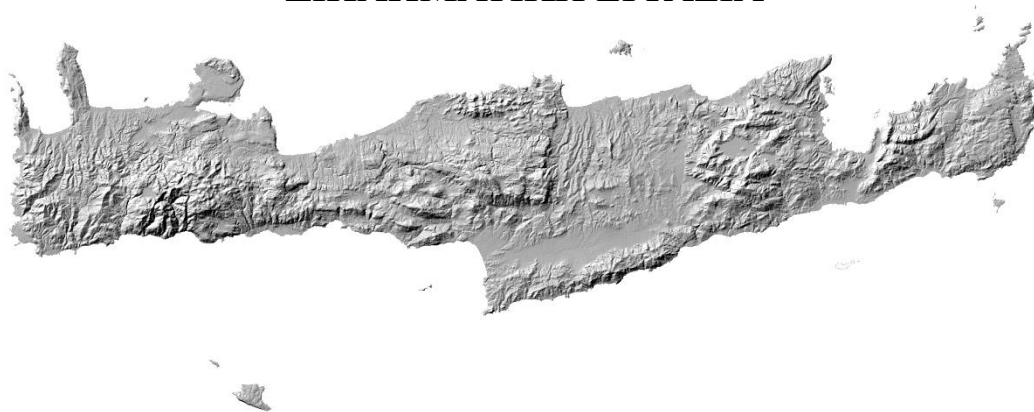
ΕΘΝΙΚΟ ΜΕΤΣΟΒΙΟ ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ

ΣΧΟΛΗ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ ΜΕΤΑΛΛΕΙΩΝ – ΜΕΤΑΛΛΟΥΡΓΩΝ

ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΛΟΓΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ

Προσέγγιση του τεκτονικού ιστού της Κρήτης μέσω φασματικής  
ανάλυσης ψηφιακού μοντέλου εδάφους

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ



Όνοματεπώνυμο : Γιανναδάκης Χριστόφορος

Επιβλέπων καθηγητής : Αθανασίας Κωνσταντίνος, Επ. Καθηγητής

ΑΘΗΝΑ, ΜΑΡΤΙΟΣ 2022





ΕΘΝΙΚΟ ΜΕΤΣΟΒΙΟ ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ

ΣΧΟΛΗ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ ΜΕΤΑΛΛΕΙΩΝ – ΜΕΤΑΛΛΟΥΡΓΩΝ

ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΛΟΓΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ

Προσέγγιση του τεκτονικού ιστού της Κρήτης μέσω φασματικής  
ανάλυσης ψηφιακού μοντέλου εδάφους

## ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

Όνοματεπώνυμο : Γιανναδάκης Χριστόφορος

Επιβλέπων καθηγητής : Αθανασάς Κωνσταντίνος, Επ. Καθηγητής

Εγκρίθηκε από την τριμελή επιτροπή στις 15/03/222

Αθανασάς Κωνσταντίνος, Επ. Καθηγητής .....(Υπογραφή)

Μόδης Κωνσταντίνος, Καθηγητής .....(Υπογραφή)

Τριανταφυλλίδης Σταύρος, Επ. Καθηγητής .....(Υπογραφή)

ΑΘΗΝΑ, ΜΑΡΤΙΟΣ 2022



## **Ευχαριστίες:**

Αρχικά, θα ήθελα να εκφράσω τις θερμές μου ευχαριστίες στον επιβλέπων μου, Καθηγητή της σχολής Μηχανικών Μεταλλείων – Μεταλλουργών Ε.Μ.Π., Αθανασά Κωνσταντίνο, αφ' ενός για την ανάθεση ενός τόσο ενδιαφέροντος θέματος κι αφ' ετέρου για την υποστήριξη, τη βοήθεια και την καθοδήγηση του. Οι συμβουλές και οι υποδείξεις του καθ' όλη την διάρκεια της εκπόνησης της παρούσας διπλωματικής υπήρξαν καθοριστικές για την τελική έκβαση της εργασίας.

Επίσης, από τις ευχαριστίες δεν θα μπορούσα να παραλείψω τους συντρόφους και τις συντρόφισσες μου, από τον Αριστερό Χώρο Μεταλλειολόγων ΜΕΤαλλουργών, παλαιότερους και νεώτερους. Πλάι σε αυτούς, έμαθα τι σημαίνει συντροφικότητα, αλληλεγγύη, το να αγωνίζομαι για ένα καλύτερο και πιο δίκαιο κόσμο. Εύχομαι σε όλους τους, κόντρα σε αυτούς τους δύσκολους καιρούς, να μην σβήσει ποτέ η σπίθα τους για τον αγώνα για μια καλύτερη κοινωνία.

Ειδικότερα, θα ήθελα να ευχαριστήσω την φίλη μου και συντρόφισσα Γεωργία που μαζί περάσαμε όλες τις όμορφες αλλά και δύσκολες στιγμές κατά την διάρκεια των σπουδών μας και που πάντα με την στάση της και το ήθος της μου υπενθυμίζει να κυνηγάμε τα όνειρα μας. Ακόμα, θα ήθελα να ευχαριστήσω τον φίλο μου Ιωάννη για την συμπαράσταση και την αμέριστη βοήθεια του κατά την διάρκεια της εκπόνησης της διπλωματικής μου εργασίας.

Ένα μεγάλο ευχαριστώ στους συντρόφους και τις συντρόφισσες από την οργάνωση μου, την Αριστερή Συσπείρωση, για την στήριξη, την κατανόηση και την αμέριστη συμπαράσταση που μου έχουν δώσει όλα αυτά τα χρόνια.

Τέλος, θα ήθελα να ευχαριστήσω την οικογένεια μου, τον αδερφό μου Κωνσταντίνο και τους γονείς μου, Γεώργιο και Γεωργία, για την απεριόριστη υποστήριξη τους, ηθική και υλική, σε κάθε στάδιο της ζωής μου. Η εμπιστοσύνη τους σε κάθε επιλογή μου, η αγάπη τους και η υπομονή τους, καθώς και τα ιδανικά και η στάση ζωής που μου μεταλαμπαδεύσανε ήταν καθοριστικοί παράγοντες στην ολοκλήρωση της προσπάθειάς μου.

## **Περίληψη**

Αντικείμενο της παρούσας διπλωματικής εργασίας αποτελεί η φασματική ανάλυση τοπογραφικών τομών στο νησί της Κρήτης, οι οποίες σχεδιάστηκαν από Ψηφιακό Υψομετρικό Μοντέλο (DEM), για την προσέγγιση του τεκτονικού ιστού της περιοχής. Αναλυτικότερα, αναπτύχθηκε, εφαρμόστηκε και αξιολογήθηκε αλγόριθμος της μεθόδου ταχέως μετασχηματισμού Fourier (FFT) σε 12 συνολικά τοπογραφικές τομές με διεύθυνση Δ-Α και Β-Ν, που διέρχονταν από τις μεγάλες τεκτονικές δομές του νησιού. Χρησιμοποιήθηκε λογισμικό Συστημάτων Γεωγραφικών Πληροφοριών (GIS) για τον σχεδιασμό και την εξαγωγή των τοπογραφικών τομών από χάρτη ράστερ της περιοχής και στη συνέχεια αξιοποιήθηκε το πρόγραμμα Octave, για τον μετασχηματισμό των δεδομένων και την δημιουργία των αντίστοιχων διαγραμμάτων φασματικής πυκνότητας. Με τροποποίηση των παραμέτρων και με δοκιμές στον κώδικα της μεθόδου, επιτεύχθηκε το βέλτιστο αποτέλεσμα στην εξαγωγή των φασματικών διαγραμμάτων για κάθε τομή. Για την αξιολόγηση των αποτελεσμάτων και την αποδοτικότητα της μεθόδου χρησιμοποιήθηκε σεισμοτεκτονικός χάρτης της περιοχής ο οποίος γεωαναφέρθηκε στο περιβάλλον του Σ. Γ. Π. για την ευχερέστερη μέτρηση των τεκτονικών δομών της περιοχής και την σύγκριση τους με τα παραγόμενα διαγράμματα συχνότητας. Τα αποτελέσματα της μεθόδου φασματικής ανάλυσης κρίθηκαν ικανοποιητικά από πλευράς ποιότητας, με σημαντικές ωστόσο προοπτικές βελτίωσης της μεθόδου, ειδικά στον εντοπισμό των μικρότερων τοπογραφικών δομών. Απο τα δεδομένα που αναλύθηκαν εξήχθησαν σημαντικά συμπεράσματα, τα οποία θα μπορούσαν να τροφοδοτήσουν συζητήσεις, τόσο για την γεωλογία και τεκτονική της περιοχής που μελετήθηκε, όσο και για την σημασία της χρήσης της μεθόδου στις γεωλογικές επιστήμες.

## **Abstract**

The overall study objective is the spectral analysis of topographic profiles in the island of Crete, which were generated from a Digital Elevation Model (DEM) in order to approach the tectonic structures of the area. More specifically, an algorithm of the method of Fast Fourier Transform (FFT) was developed, implemented and evaluated in a total of 12 topographic profiles, with a W-E and N-S trend, which passed through the large tectonic structures of the island. GIS software was employed for the design and export of the topographic sections from a raster map of the area and subsequently there was made use of the Octave software aiming to transform the data, as a means to product the corresponding spectral density diagrams. Through modifying the parameters and testing the code of the method, the optimal outcome was achieved regarding the extraction of the spectral diagrams for each profile. A seismotectonic map of the area was used in order to evaluate the results and the efficiency of the method. The map was georeferenced in the GIS environment for the simplification of the tectonic structures measurement and for the comparison of these structures with the generated spectral diagrams. The results of FFT method were found decent in terms of quality, but further improvements are required, mainly relevant to the detection of the smaller topographic structures. Taking into account the analyzed data, important conclusions of this study could be used as feedback in discussions concerning the geology and the tectonics of the study area, as well as, for the importance of FFT method in geological sciences.

## Πίνακας Περιεχομένων

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1 : ΕΙΣΑΓΩΓΗ – ΣΤΟΧΟΣ ΕΡΕΥΝΑΣ .....	5
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2: ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΚΑΙ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΝΗΣΟΥ ΚΡΗΤΗΣ.....	10
2.1. Περιοχή Μελέτης.....	10
2.1.1. Η δράση των ενεργών ρηγμάτων στην περιοχή μελέτης.....	14
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3 : ΘΕΩΡΗΤΙΚΟ ΥΠΟΒΑΘΡΟ .....	20
3.1. Τοπογραφία τοπίου .....	20
3.2 Φασματική ανάλυση .....	24
3.2.1 Συνεχές & Διακριτό Φάσμα Διακύμανσης.....	27
3.2.2 Αυτοσυσχέτιση.....	30
3.2.3. Φιλτράρισμα .....	31
3.2.4. Ερμηνεία φασμάτων .....	33
3.3. Μετασχηματισμός / Ανάλυση Fourier .....	36
3.3.1. Βασικές Αρχές Μετασχηματισμού Fourier.....	38
3.3.2. Μετασχηματισμός Fourier μίας διάστασης .....	43
3.3.3. Μετασχηματισμός Fourier Δύο Διαστάσεων .....	50
3.4. Γεωγραφικά Συστήματα Πληροφοριών – Ψηφιακά Υψομετρικά Μοντέλα.....	52
3.4.1. Συστήματα Γεωγραφικών Πληροφοριών (Σ.Γ.Π.).....	52
3.4.2. Ψηφιακά Υψομετρικά Μοντέλα (Digital Elevation Models) .....	53
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4 : ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ.....	56
4.1. Επεξεργασία και εξαγωγή δεδομένων από DEM .....	56
4.2. Αναμενόμενα Αποτελέσματα .....	58
4.3. Μετασχηματισμός Fourier μίας διάστασης των δεδομένων των τοπογραφικών τομών .....	59
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6 : ΑΞΙΟΛΟΓΗΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ .....	69
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7 : ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΠΡΟΟΠΤΙΚΕΣ .....	73
Βιβλιογραφία .....	75
Παράρτημα.....	84
I – Κώδικας στο πρόγραμμα Octave.....	84
II – Δοκιμές.....	87



## Πίνακας Εικόνων

- Εικ. 1. Ψηφιακό μοντέλο εδάφους (κάτω) όπου εναλλαγές κοιλοτήτων και ραχών αντιπροσωπεύουν ένα σύνολο καρστικών γεωμορφών (δολίνες και ενδιάμεσες ράχες) και χάρτης κατανομής χαμηλής και υψηλής χωρικής συχνότητας (πάνω) που ανακτήθηκε με μετασχηματισμό Fourier. Αποτυπώνονται περιοχές χαμηλής και υψηλής χωρικής συχνότητας (πηγή: González-Díez et al. 2021).....σελ. 6
- Εικ. 2. Στο διάγραμμα αυτό παρουσιάζεται η συχνότητα με την οποία εμφανίζονται στην Σλοβενία δολίνες διαφόρων διαμέτρων. Στην συγκεκριμένη περίπτωση κουριαρχούν (μεγάλη κορυφή στα αριστερά) γεωμορφές διαμέτρου (μήκους κύματος ~128 m) (Podobnikar et al., 2019).....σελ. 7
- Εικ. 3. Υψομετρικός χάρτης της Κρήτης που δημιουργήθηκε από χάρτη ράστερ με την βοήθεια του λογισμικού QGIS.....σελ. 9
- Εικ. 4. Το ελληνικό τόξο (πηγή ΟΑΣΠ).....σελ. 11
- Εικ. 5. Απλοποιημένος σεισμοτεκτονικός χάρτης της νήσου Κρήτης και της περιβάλλουσας θαλάσσιας περιοχής. Οι διαθέσιμοι εστιακοί μηχανισμοί των σεισμών μεγέθους  $M \geq 5.0$  προέρχονται από Lyon-Caen et al. (1987), Taymaz et al. (1990), Pondrelli et al. (2002) και Kiratzi & Louvari (2003). Το δομικό μοτίβο της θαλάσσιας περιοχής νότια της Κρήτης είναι από τους Leite & Mascle (1982), Le Pichon et al. (2002) και Alves et al. (2007). Οι περιοχές που επισημαίνονται με πλέγμα αντιπροσωπεύουν τις κύριες λεκάνες που διαμορφώθηκαν από την δράση ρηγμάτων. Τα ενεργά ρήγματα συντάχθηκαν από Armijo et al. (1992), Fassoulas (2001) and Caputo et al. (2006). SfF: Sfakia Fault, AF: Asomatos Fault, SpF: Spili Fault, AGF: Agia Galini Fault, PAGF: Paleochora-Agia Roumeli Fault, MF: Messara Fault, CLF: Cape Lithino Fault, MrF: Mirto Fault, SFZ: Sitia Fault Zone, IFZ: Ierapetra Fault Zone, KF: Kastelli Fault, EPFZ: Eastern Psiloritis Fault Zone, RFZ: Rodopos Fault Zone, GrF: Gramvousa Fault (Caputo et al. 2010).....σελ. 12
- Εικ. 6. Ρήγμα Σφακίων (SfF).....σελ. 14
- Εικ. 7. Ρήγμα Σπηλίου (SpF).....σελ. 15
- Εικ. 8: Σχηματική εγκάρσια αποτύπωση του λιθοσφαιρικού τμήματος της δυτικής Κρήτης (δεδομένα από Bohnhoff et al. 2001, Endrun et al. 2004, Meier et al. 2004, 2007, Snopce et al. 2007) που αποτυπώνει το πιθανό ρήγμα που ευθύνεται για τον σεισμό που έλαβε χώρα το 365 μ.Χ. (αστερίσκος). Το συν-σεισμικό τυφλό ανάστροφο ρήγμα έχει την αφετηρία του σε ένα υπο-οριζόντιο ρήγμα αποκόλλησης που εκτείνεται προς βορρά, προς τον αιγιακό μανδύα, ως μια μεγάλη σεισμική διατμητική ζώνη. Οι διακεκομμένες περιοχές αναπαριστούν τα δύο κύρια σεισμικά συμπλέγματα που συνέβησαν (a) κατά μήκος της ζώνης υποβύθισης και (b) εντός του ανώτερου κρητικού φλοιού (από Meier et al. 2004).....σελ. 17
- Εικ. 9: Κάτοψη της επαρχίας Basin and Range, Καλιφόρνια, Δυτικές ΗΠΑ (Wikimedia commons).....σελ. 21
- Εικ. 10: Τοπίο με χαρακτηριστική φράκταλ μορφή (google earth fractals Paul Bourke

- 2012).....σελ. 23
- Εικ. 11: Τυπική μορφή ενός αρμονικού κύματος.....σελ. 25
- Εικ. 12: Διάγραμμα σύγκρισης του φάσματος ισχύος και του τρόπου απεικόνισης του [Bekker, 1969]. Ο οριζόντιος άξονας περιγράφει τις διακυμάνσεις του μήκους κύματος και του κυματάριθμου (ή συχνότητα) τα οποία είναι αντιστρόφος ανάλογα μεγέθη (συχνότητα =  $1 / \text{μήκος κύματος}$ , ενώ ο κάθετος περιγράφει την χωρική διακύμανση και την φασματική ισχύς σε κάθε σημείο των καμπυλών. ....σελ. 27
- Εικ. 13 Παράδειγμα ανάλυσης σήματος σε διακριτά φάσματα διακύμανσης πλάτους και φάσης μέσω του μετασχηματισμού Fourier (Γαραντζιώτης Α., 2005).....σελ. 28
- Εικ 14: Τα αποτελέσματα της αυτοσυσχέτισης: Δύο πλασματικά συσχετιστικά που αντιστοιχούν χονδρικά στα φάσματα των εδαφών για γεωργική χρήση της Εικ. 12. Οι συντελεστές της αυτοσυσχέτισης υπολογίστηκαν για ένα τοπογραφικό προφίλ και για ένα πανομοιότυπο προφίλ κατά μήκος το οποίο μετατοπίστηκε οριζόντια με μια άυξηση ή υστέρηση. Η τυχαία τοπογραφία (συμπαγής καμπύλη χωρίς κορυφή), έρχεται σε αντίθεση με την τοπογραφία η οποία είναι ισχυρά περιοδική (διακεκομμένη καμπύλη με κορυφή). Η κορυφή καταλαμβάνει ένα στενό εύρος τιμών καθυστέρησης, ή αλλιώς μηκών κύματος εδάφους. Το βασικό διάστημα καθυστέρησης είναι περίπου 1,5 cm και η διακεκομμένη καμπύλη υποδηλώνει μια μη τυχαία συγκέντρωση επαναλαμβανόμενων μορφών εδάφους (οργανωμένα αυλάκια), κάθε 15 με 27 cm (το διάγραμμα έχει τροποποιηθεί από Roach, 1961).....σελ. 30
- Εικ. 15: γραφική απόδοση του φαινομένου aliasing. Αραιή δειγματοληψία μπορεί να αποδόσει τη διακύμανση (μπλε καμπύλη) λανθασμένα σε σχέση με την πραγματική (κόκκινη καμπύλη).....σελ. 31
- Εικ. 16: Τυπικό παράδειγμα τιμής και συχνότητας Nyquist.....σελ. 32
- Εικ. 17: Μια απλή αναλογία για το πως λειτουργεί ο μετασχηματισμός Fourier είναι η ανάλυση των ακτίνων φωτός σε ένα πρίσμα. Το ηλιακό φως που εισέρχεται σε ένα πρίσμα δεν έχει συνεχώς την ίδια ισχύ. Το φως που εξέρχεται από το πρίσμα έχει χωριστεί στον χώρο σε αμιγή χρώματα, ή συχνότητες. Η ένταση του κάθε χρώματος συνεπάγεται ένα πλάτος σε κάθε συχνότητα. Έτσι, μια συνάρτηση ισχύς / χρόνου έχει μετατραπεί σε συνάρτηση πλάτους / συχνότητας. Ο μετασχηματισμός Fourier μπορεί να αναπαριστά ένα χρονικά ή χωρικά μεταβαλλόμενο σήμα ως συνάρτηση της συχνότητας και του πλάτους, αλλά ο μετασχηματισμός παρέχει επίσης πληροφορίες για την φάση (Bracewell R.N. , 1989).....σελ. 36
- Εικ. 18: Τοπογραφικά προφίλ από 5 διαφορετικές περιοχές της β. Αμερικής, στα οποία πρόκειται να πραγματοποιηθεί μετασχηματισμός Fourier μίας διάστασης. Όλα τα προφίλ έχουν σχεδιαστεί στην ίδια κλίμακα με 5 : 1 κάθετη υπερβολή (Pike & Rozema, 1975).....σελ. 46
- Εικ. 19: Φιλτραρισμένες (εξομαλυμένες) εκδοχές των πέντε αρχικών τοπογραφικών προφίλ. Τα πολύ μικρά τοπογραφικά γνωρίσματα (μικρότερα των 240 m) και οι πολύ

μεγάλες τάσεις (μεγαλύτερες των 3700 m) έχουν αποκλειστεί από την περαιτέρω ανάλυση με την χρήση ενός ψηφιακού φίλτρου, αλλά τα τοπογραφικά χαρακτηριστικά οριζόντιων διαστάσεων μεταξύ αυτών των δύο τιμών έχουν διατηρηθεί. Οι διαφορές μεταξύ των αρχικών τοπογραφικών προφίλ και των φιλτραρισμένων προφίλ είναι σχετικά μέτριες για τα προφίλ των McHenry's Peak και Looney και μόλις ελάχιστες για τα υπόλοιπα τρία προφίλ (Pike & Rozema, 1975).....σελ. 47

Εικ. 20: Συναρτήσεις φασματικής πυκνότητας ή φάσματος διακύμανσης των τοπογραφικών προφίλ των 5 περιοχών της προηγούμενης εικόνας (Εικ. 14). Το ύψος κάθε φάσματος αντανakλά την συνολική τραχύτητα κάθε τοπογραφικού προφίλ. Διακριτές κορυφές στα φάσματα υποδεικνύουν περιοδικότητες στην τοπογραφία. Η κλίση του φάσματος εκφράζει μια σχετικά εξέχουσα θέση κάποιου τοπογραφικού χαρακτηριστικού μεγάλης ή μικρής κλίμακας (Pike & Rozema, 1975).....σελ. 48

Εικ. 21: Απλοποιημένη μορφή επιφάνειας 2 διαστάσεων, που αποτελείται από δύο ορθογώνια ημιτονοειδή κύματα : ένα με μήκος κύματος 128 στην κατεύθυνση x και ένα με μήκος κύματος 32 στην κατεύθυνση y και με το μισό πλάτος σε σχέση με το πρώτο.....σελ. 50

Εικ. 22: Ένας χάρτης περιγράμματος του φάσματος ισχύος της επιφάνειας της εικόνας 21. Οι δύο κορυφές που είναι ευθυγραμμισμένες κατά τον άξονα x ( $\theta = 0^\circ$ ), ανταποκρίνονται στο σήμα της χαμηλότερης συχνότητας (μεγαλύτερο μήκος κύματος) και συνεπώς είναι πιο κοντά στην αρχή. Οι κορυφές που είναι ευθυγραμμισμένες κατά τον άξονα y ( $\theta = 90^\circ$ ) ανταποκρίνονται στο σήμα της υψηλότερης συχνότητας (μικρότερο μήκος κύματος) και συνεπώς είναι πιο μακριά από την αρχή. Ο σταυρός σηματοδοτεί την αρχή όπου η συχνότητα είναι μηδενική και η διακεκομμένη γωνία απεικονίζει πως μετριέται.....σελ 50

Εικ. 23: Ο χάρτης ράστερ της περιοχής της Κρήτης που χρησιμοποιήθηκε για την εξαγωγή των τοπογραφικών τομών.....σελ. 55

Εικ. 24: Απεικόνιση της τομής 1 με διεύθυνση Δ-Α πάνω στο χάρτη ράστερ, διαμέσου μεγάλων ορεινών όγκων της νήσου Κρήτης. Η τομή έχει μήκος 249.591,1 m και συνολικά πάρθηκαν 1001 σημεία δειγματοληψίας με μέση απόσταση μεταξύ τους 249,341 m.....σελ. 57

Εικ. 25 : Σεισμοτεκτονικός χάρτης της περιοχής της νήσου Κρήτης που ψηφιοποιήθηκε και γεωαναφέρθηκε με τη χρήση του προγράμματος QGIS για την αξιολόγηση των αποτελεσμάτων.....σελ. 60

## **ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1 : ΕΙΣΑΓΩΓΗ – ΣΤΟΧΟΣ ΕΡΕΥΝΑΣ**

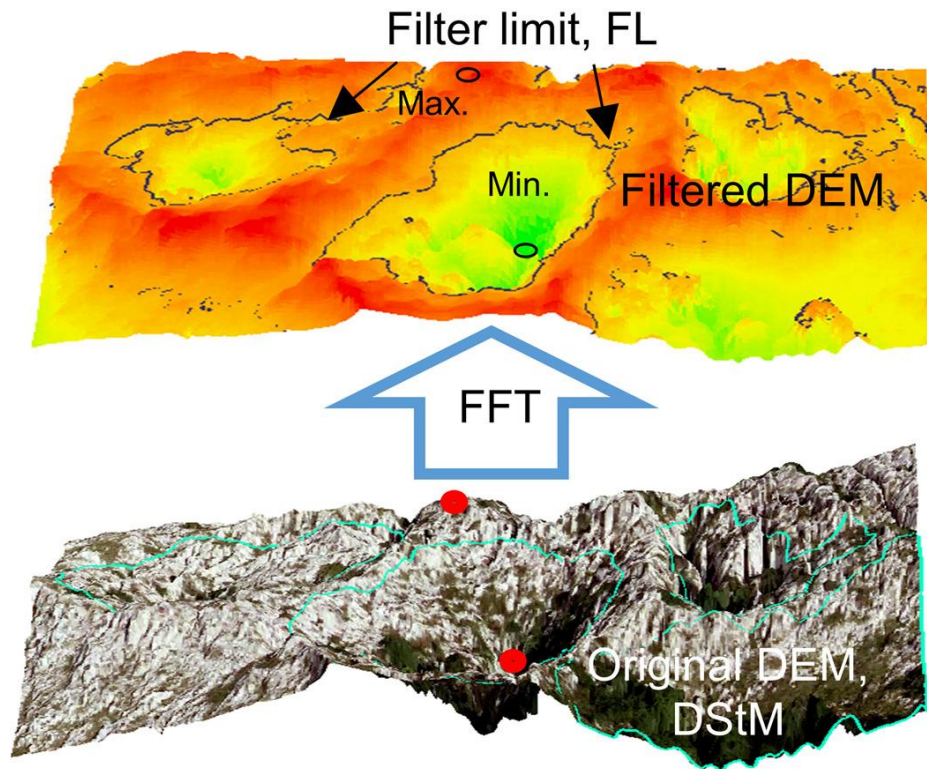
Η συνεχής εξέλιξη των γεωλογικών επιστημών σε συνδυασμό με την αλματώδη ανάπτυξη της τεχνολογίας έχει ως αποτέλεσμα την όλο και πιο ευρεία χρήση γεωπληροφορικών συστημάτων και μεθόδων στην μελέτη της επιφάνειας και του υπεδάφους της Γης. Ο τομέας των Συστημάτων Γεωγραφικών Πληροφοριών (GIS) ξεκίνησε την δεκαετία του '60 με την ταυτόχρονη εμφάνιση των υπολογιστών και τις πρώτες έννοιες της ποσοτικής και της υπολογιστικής γεωγραφίας. Όσο οι ηλεκτρονικοί υπολογιστές γίνονταν ισχυρότεροι και η χρήση τους πιο ευρεία, τόσο πιο διαδεδομένη γινόταν και η εφαρμογή των Συστημάτων Γεωγραφικών Πληροφοριών (Σ.Γ.Π.). Σήμερα, τα Σ.Γ.Π. βρίσκουν απήχηση σε ένα τεράστιο εύρος τομέων και ερευνητικών δραστηριοτήτων με την χρήση αυτής της τεχνολογίας να έχει τεράστια χρησιμότητα σε τομείς όπως την μελέτη και αξιοποίηση των ορυκτών πόρων αλλά και στις περιβαλλοντικές επιστήμες.

Μια από αυτές τις μεθόδους αποτελεί και η φασματική ανάλυση της γήινης τοπογραφίας, ένα ισχυρό μέσο ανάλυσης και ταξινόμησης των τοπογραφικών δομών. Η φασματική ανάλυση αν και αρχικά αφορούσε μεταβλητές χρονικών δεδομένων, βρίσκει όλο και περισσότερο μεγαλύτερη εφαρμογή στις γεωλογικές επιστήμες. Τεχνικές που ήταν καθιερωμένες στις χρονοσειρές έχουν πλέον προσαρμοστεί και σε χωρικά δεδομένα με σκοπό την μελέτη τοπογραφικών περιοδικοτήτων και άλλων γνωρισμάτων της μορφής της γήινης επιφάνειας. Η εξέλιξη των τεχνικών φασματικής ανάλυσης της γήινης τοπογραφίας έχει επιταχυνθεί από την όλο και πιο ευρεία χρήση και ανάπτυξη των Συστημάτων Γεωγραφικών Πληροφοριών και υπολογιστικών κωδίκων. Η τεράστια πρόοδος στην γεωπληροφορική δεν έχει ωθήσει μόνο την συλλογή τεράστιων όγκων χωρικών δεδομένων (πχ από διαστημικούς ή αερομεταφερόμενους αισθητήρες) αλλά παρέχει και τα μέσα αποθήκευσης, χειρισμού, οπτικοποίησης και ανάλυσης αυτών των δεδομένων.

Μια από τις πιο γνωστές μεθόδους φασματικής ανάλυσης αποτελεί και ο μετασχηματισμός Fourier με βάση τον οποίο, ένα σήμα μπορεί να αποσυντεθεί σε ένα άθροισμα αμιγών τριγωνομετρικών συναρτήσεων (Welch, 1967) και αποτελεί μια

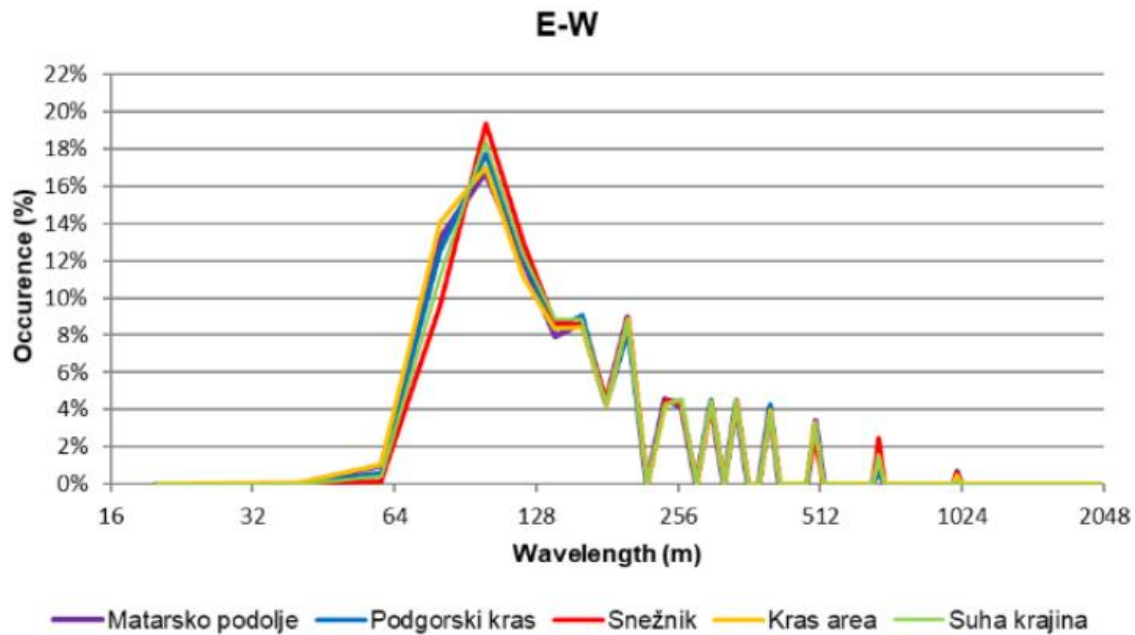
χρήσιμη τεχνική για τον προσδιορισμό βασικών δομών τοπίων.

Η ανάλυση Fourier έχει εφαρμοστεί σε μια ποικιλία γεωλογικών προβλημάτων αλλά έχει εξέχουσα θέση στην ανάλυση της φυσικής γήινης επιφάνειας. Ψηφιακά μοντέλα υψομέτρων στα οποία αναγνωρίζονται ενδιαφέρουσες γεωμορφές εισάγονται σε αλγορίθμους (συχνά ενσωματωμένους σε συστήματα γεωγραφικών πληροφοριών). Σε αυτή την περίπτωση η χωρική κατανομή των υψομέτρων μπορεί να κατανοηθεί ως η συχνότητα της κατανομής. Συνεπώς μια περιοχή με ήπια διακύμανση υψομέτρων έχει χαμηλή συχνότητα και αντιστρόφως. Παραδείγματος χάριν, πρόσφατα οι González-Díez et al. (2021) διαπίστωσαν με τη χρήση μετασχηματισμού Fourier συσχέτιση μεταξύ έντονων τοπογραφικών μεταβολών και καρστικών γεωμορφών (Εικ. 1).



Εικ. 1. Ψηφιακό μοντέλο εδάφους (κάτω) όπου εναλλαγές κοιλοτήτων και ραχών αντιπροσωπεύουν ένα σύνολο καρστικών γεωμορφών (δολίνες και ενδιάμεσες ράχες) και χάρτης κατανομής χαμηλής και υψηλής χωρικής συχνότητας (πάνω) που ανακτήθηκε με μετασχηματισμό Fourier. Αποτυπώνονται περιοχές χαμηλής και υψηλής χωρικής συχνότητας (πηγή: González-Díez et al. 2021).

Οι Podobnikar et al. (2019) εφήρμωσαν φασματική ανάλυση Fourier σε καρστικά τοπία στη Σλοβενία. Η καρστική διάβρωση σε ανθρακικά πετρώματα ακολουθεί σε μεγάλο βαθμό τον προϋπάρχοντα τεκτονικό ιστό του βραχώδους τοπίου, ήτοι ρήγματα, διαρρήξεις και διακλάσεις. Καθώς τα ρήγματα και οι διακλάσεις τείνουν να επαναλαμβάνονται στο χώρο με κάποια συχνότητα, η συχνότητα με την οποία επαναλαμβάνονται οι καρστικές γεωμορφές που διαμορφώνουν ένα τοπίο απηχεί εμμέσως και την τεκτονική οργάνωση του γεωλογικού υποβάθρου (Εικ.2).



Εικ. 2. Στο διάγραμμα αυτό παρουσιάζεται η συχνότητα με την οποία εμφανίζονται στην Σλοβενία δολίνες διαφόρων διαμέτρων. Στην συγκεκριμένη περίπτωση κυριαρχούν (μεγάλη κορυφή στα αριστερά) γεωμορφές διαμέτρου (μήκους κύματος ~128 m) ( Podobnikar et al., 2019).

Ο/Η Delenne (2008) εφάρμοσε μετασχηματισμούς Fourier για να ταξινομήσει οικόπεδα αμπέλου από αεροφωτογραφίες, ο/η Couteron (2002) εντόπισε επιτυχώς αλλαγές σε μοτίβα που αναφέρονται σε κυρίαρχο μήκος κύματος ανάλογα τον προσανατολισμό και ο/η ίδιος/α (2006) προσδιόρισε εξέχουσες κλίμακες μοτίβου τοπίων (με βάση την τραχύτητα από παράγωγα διαγράμματα). Τέλος, οι Mugglestone & Renshaw (1998) μέσω του υπολογισμού αντικειμενικών εκτιμήσεων προσανατολισμού και κλίμακας με την χρήση αεροφωτογραφιών, χαρακτήρισαν μοτίβα τοπίων παγετώνων

σε περιοχές του Καναδά.

Ωστόσο, δεν υπάρχουν εν γνώση μας αρκετές επιστημονικές εργασίες που να επιχειρούν να αναδείξουν την τεκτονική δομή μιας περιοχής μέσω φασματικής ανάλυσης Fourier και ιδίως τα ρήγματα. Εφαρμογές του μετασχηματισμού Fourier σε ρήγματα έχουν περιοριστεί στον χαρακτηρισμό της τραχύτητας επιφανειών ρηγμάτων (π.χ. Candela et al. (2009)). Πιο κοντά στο ζητούμενο, οι Ruzika et al. (2021) ανέπτυξαν αλγόριθμο αναγνώρισης γραμμώσεων (εν δυνάμει ρηγμάτων) σε τηλεπισκοπικά δεδομένα. Τα ρήγματα γίνονται αντιληπτά από τοπογραφικής άποψης ως «όρια» πάνω στα οποία διακόπτεται η φαινομενική συνέχεια της τοπογραφίας. Συνεπώς, η βασική υπόθεση αυτής της εργασίας είναι να εξετάσει την ανάδειξη τέτοιων έντονων τοπογραφικών ορίων που παραπέμπουν σε ρήγματα με ανάλυση Fourier (González-Díez et al., 2021). Η υπόθεση αυτή δοκιμάζεται εδώ σε μια καλά χαρτογραφημένη και τεκτονικά ενεργή περιοχή, αυτή της νήσου Κρήτης. Με την χρήση ανάλυσης Fourier ελέγχεται από την συχνότητα εμφάνισης και το εύρος της μετατόπισης των ρηγμάτων που επιβάλλουν στην τοπογραφία έντονες υψομετρικές διακυμάνσεις. Τα αποτελέσματα συγκρίνονται με λεπτομερή σεισμοτεκτονικό χάρτη της Κρήτης. Εάν τα αποτελέσματα είναι ενθαρρυντικά θα μπορούσε αυτή η μέθοδος να προταθεί σαν μια προκαταρκτική εκτίμηση της πυκνότητας του τεκτονικού ιστού μιας περιοχής, καθοδηγώντας χαρτογραφικές προσπάθειες (τηλεσκοπικές ή στο πεδίο).

Τα κύρια αποτελέσματα της έρευνας του Caruto (2010) υποδηλώνουν ότι το νησί της Κρήτης έχει επηρεαστεί κυρίως από διάσπαρτα παράλληλα και κάθετα κανονικά ρήγματα της εποχής του Ολόκαινου και μόνο σε κάποιες περιπτώσεις στο δυτικότερο μέρος του νησιού, από επωθήσεις. Η επέκταση παράλληλα με το ελληνικό τόξο (arc-parallel), επηρεάζει με ένα ομοιόμορφο τρόπο ολόκληρο το νησί, δημιουργώντας τμήματα κανονικών ρηγμάτων BBA-NNΔ. Η επέκταση που συμβαίνει κάθετα στο ελληνικό τόξο (arc-normal) συνοδεύεται από συστήματα κανονικών ρηγμάτων ΔΒΔ - ΑΝΑ προσανατολισμού και εκτείνεται εκτός και κατά μήκος των ακτών.

Η υπόθεση αυτή δοκιμάζεται εδώ σε μια καλά χαρτογραφημένη και τεκτονικά ενεργή περιοχή, αυτή της νήσου Κρήτης. Πιο ειδικά, η Κρήτη εμφανίζει τεκτονική παραμόρφωση τύπου επέκτασης (εφελκυσμό) τόσο διεύθυνση παράλληλα με την μεγάλη

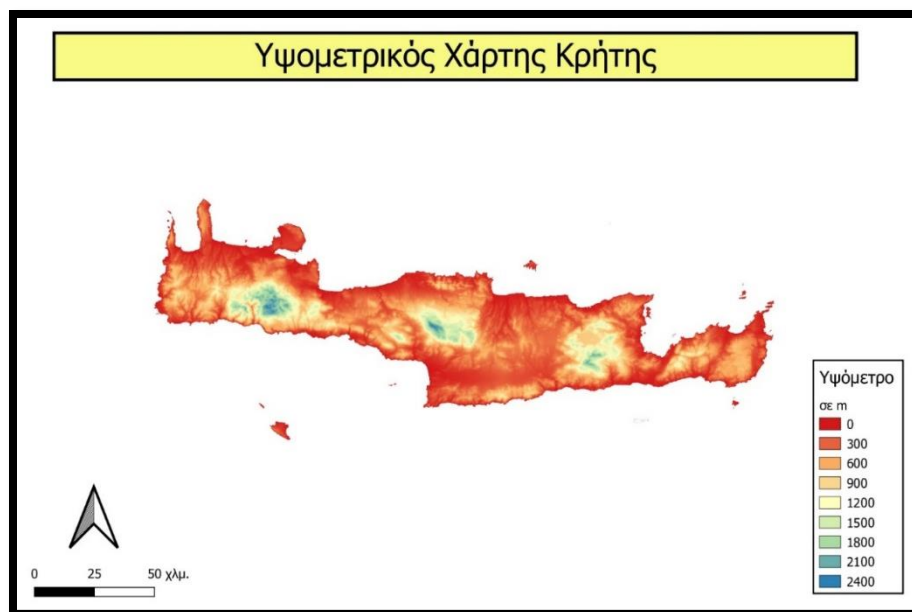
διάστασή της, ΑΔ (arc-parallel), όσο και κατά τη μικρή της διάσταση, ΒΝ (arc-normal) (π.χ. Fassoulas 1999, Caputo 2010). Με άλλα λόγια, μεγάλα ρήγματα τεμαχίζουν την Κρήτη τόσο κατά τη διεύθυνση Α-Δ όσο και κατά τη διεύθυνση Β-Ν. Ένα άμεσο ερώτημα που ανακύπτει είναι εάν η Κρήτη «τεμαχίζεται» τεκτονικά με διαφορετική χωρική συχνότητα στην arc-normal διεύθυνση σε σχέση με την arc-parallel διεύθυνση, δηλαδή αν τα ρήγματα (που οριοθετούν τεκτονικά τεμάχια – τάφρους και κέρατα) εμφανίζουν διαφορετική συχνότητα στη μεγάλη διεύθυνση (ΑΔ) σε σχέση με τη μικρή διεύθυνση (ΒΝ). Αυτό το ερώτημα ελέγχεται εδώ με χρήση ανάλυσης Fourier ενός τοπογραφικού μοντέλου της Κρήτης. Τα αποτελέσματα συγκρίνονται με λεπτομερή σεισμοτεκτονικό χάρτη της Κρήτης. Εάν τα αποτελέσματα είναι ενθαρρυντικά θα μπορούσε αυτή η μέθοδος να προταθεί σαν μια προκαταρκτική εκτίμηση της πυκνότητας του τεκτονικού ιστού μιας περιοχής, καθοδηγώντας χαρτογραφικές προσπάθειες (τηλεσκοπικές ή στο πεδίο).



## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2: ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΚΑΙ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΝΗΣΟΥ ΚΡΗΤΗΣ

### 2.1. Περιοχή Μελέτης

Ως περιοχή μελέτης επιλέχθηκε το νησί της Κρήτης, το οποίο βρίσκεται στο νότιο τομέα του ελληνικού τόξου, στην υποβύθιση της αφρικανικής πλάκας κάτω από το Αιγαίο και είναι από τις πιο σεισμογενείς περιοχές στην ανατολική Μεσόγειο. Είναι το μεγαλύτερο νησί της Ελλάδας και το πέμπτο στη Μεσόγειο αλλά δεν μοιάζει με κανένα από αυτά στη γεωλογική διαμόρφωση, αφού παρουσιάζει ξεχωριστή ιδιομορφία. Η μορφολογία της χαρακτηρίζεται από την ύπαρξη τριών βασικών ζωνών : την ζώνη με υψόμετρο 400 m και άνω (υψηλή ή ορεινή), τη ζώνη από 200-400 m (μέση) και την χαμηλή ζώνη που αφορά τις περιοχές που εκτείνονται από την επιφάνεια της θάλασσας έως τα 200 m. Τα βασικά ορεινά συγκροτήματα είναι προς τα δυτικά τα Λευκά όρη (2.454 m) στο κεντρικό τμήμα ο Ψηλορείτης (ή Ιδη, 2.456 m) και προς τα ανατολικά το όρος Δίκτη (2.147 m) και τα όρη Σητείας (1 476 m).



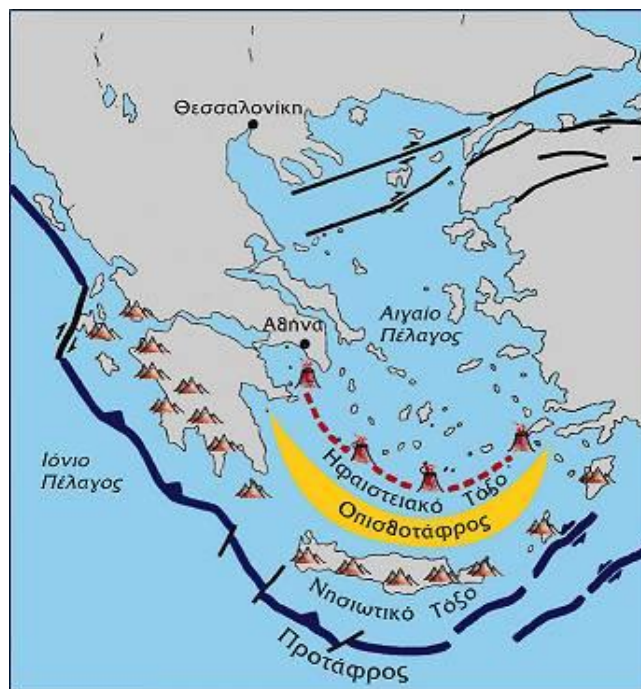
Εικ. 3. Υψομετρικός χάρτης της Κρήτης που δημιουργήθηκε από χάρτη ράστερ με την βοήθεια του λογισμικού QGIS.

Προς τα δυτικά και νότια οι υπόγειες των ορέων είναι απότομες και φθάνουν με μεγάλη κλίση προς τη θάλασσα ενώ προς τα βόρεια το ανάγλυφο είναι πιο ήπιο και λοφώδες (πεδιάδες Χανίων, Ρεθύμνου). Η μεγαλύτερη πεδιάδα βρίσκεται στο νότιο-κεντρικό τμήμα του νησιού (πεδιάδα Μεσσαράς) ενώ στα νοτιοανατολικά αναπτύσσεται η πεδιάδα της Ιεράπετρας. Υπάρχουν επίσης αρκετά οροπέδια τα κυριότερα των οποίων είναι του Λασιθίου και του Ομαλού.

Πολλές μελέτες για την Κρήτη έχουν τονίσει την σημασία της απότομης ρηγμάτωσης στη διαμόρφωση της γεωλογικής δομής και της τοπογραφίας του νησιού και τα εκπληκτικά τοπία για τα οποία είναι γνωστή η Κρήτη και αποτελούν αποτέλεσμα αυτής της έντονης διάρρηξης.

Η τεκτονική δραστηριότητα παραμένει έντονη τουλάχιστον από το ανώτερο Τεταρτογενές και εκφράζεται κυρίως από την τεράστια περιφερειακή ανύψωση και την κανονική ρηγμάτωση

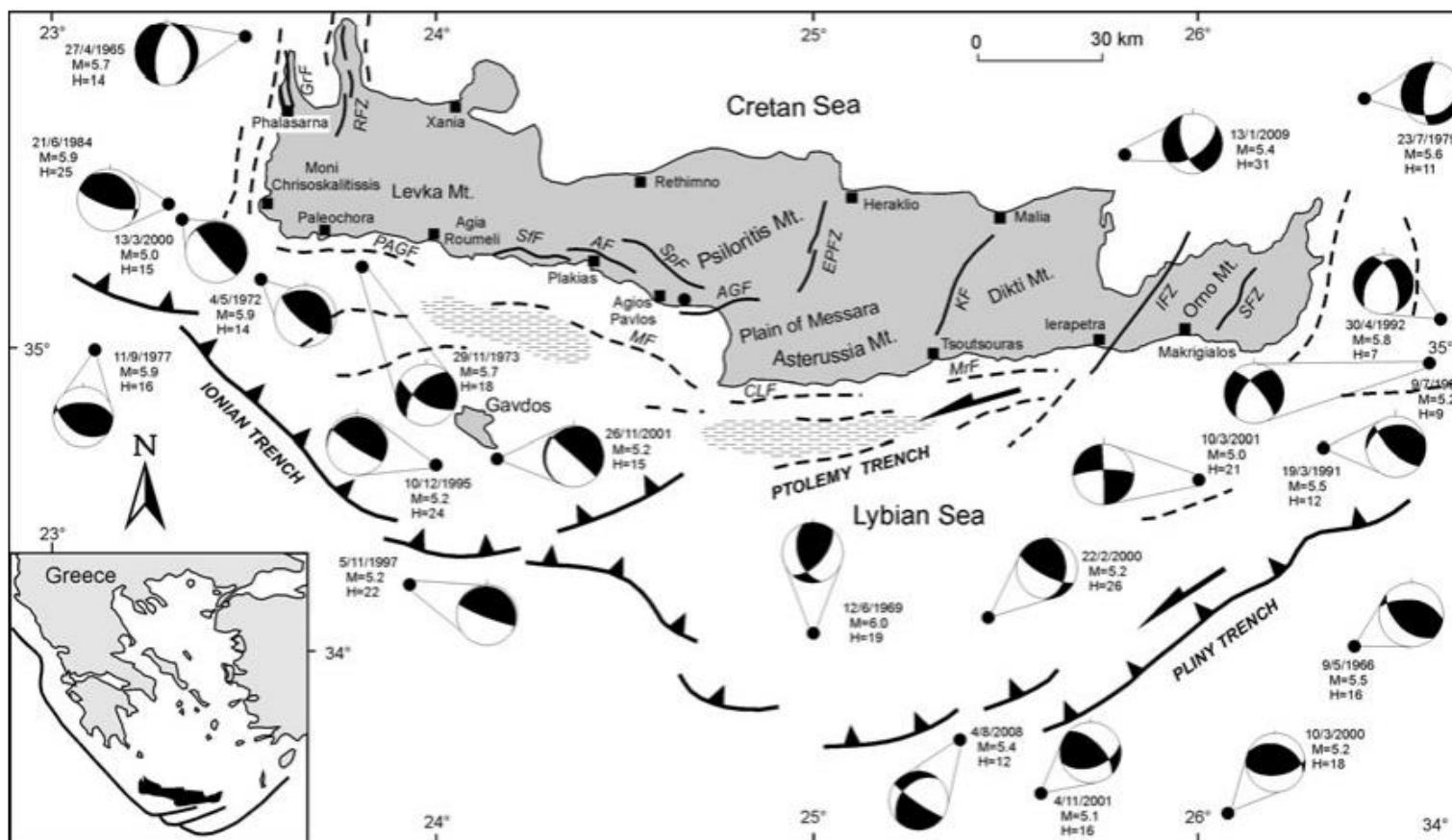
Η Κρήτη βρίσκεται στην μέση και στο νότιο μέρος του ελληνικού τόξου και έχει ένα σαφή προσανατολισμό παράλληλα αυτού του τόξου. Η παρατήρηση αυτή υποδηλώνει πως η γεωλογία της Κρήτης μπορεί κατά κάποιο τρόπο να σχετίζεται με την δομή και την εξέλιξη του Ελληνικού Τόξου και αποτελούσε μια πρόταση για γεωλογικά μοντέλα που είχαν δημιουργηθεί για την περιοχή αυτή στο παρελθόν (πχ Aubouin et al. 1976, Jacobshagen et al. 1978). Ο προσδιορισμός της εξέλιξης της Κρήτης από τη δημιουργία της μέχρι σήμερα δεν είναι εύκολος. Οι συνεχείς μεταβολές τις στάθμης της θάλασσας, η διάβρωση και η ιζηματογένεση διαμόρφωσαν το σημερινό ανάγλυφο. Αυτό αποτελεί τη βασική πηγή (αλλά όχι τη μόνη) των πληροφοριών μας.



Εικ. 4. Το ελληνικό τόξο (πηγή ΟΑΣΠ).

Η σεισμικότητα του νησιού συσχετίζεται με την γεωδυναμική που προκύπτει από την υποβύθιση της αφρικανικής πλάκας και χαρακτηρίζεται από τα φαινόμενα που συμβαίνουν στον φλοιό της Γης, σε βάθος μικρότερο των 25-30 km, προσδιοριζόμενο τόσο από μετρήσεις αλλά και από τα σεισμικά στοιχεία της περιοχής, που δείχνουν μεγέθη σεισμών έως 7 (Papazachos & Papazachou 1997, Papanastassiou et al. 2001, Kiratzi & Louvari 2003, Meier et al. 2004, National Observatory of Athens Catalogue 2009). Κοντά στην ελληνική τάφρο νότια της Κρήτης, οι προσανατολισμοί των ρηγματίων της περιοχής (Lyon-Caen et al. 1987, Taymaz et al. 1990, Delibasis et al. 1999, Jost et al. 2002, Pondrelli et al. 2002, Kiratzi & Louvari 2003), υποδεικνύουν μια BBA-NNΔ διεύθυνση συμπίεσης, αλλά εντός του νησιού και του περιβάλλοντος χώρου, η κατεύθυνση είναι A(NA)-Δ(BΔ) ενώ εμφανίζονται ρήγματα και σε διεύθυνση B-N, εγκάρσια στις προηγούμενες δομές (Εικ. 5)

Έντονη τεκτονική ανύψωση της Κρήτης ξεκίνησε πριν από περίπου 0,6 εκατομμύρια χρόνια, όπως τεκμηριώνεται από τις θαλάσσιες αναβαθμίδες του Μέσου – Ανώτερου Πλειστόκαινου (Angelier & Gigout 1974, Angelier 1975, 1979, Angelier et al. 1977, Gaki-Papanastassiou et al. 2009) και τις ανυψωμένες θαλάσσιες εγκοπές του Ολόκαινου (Pirazzoli et al. 1982, Shaw et al. 2008) κατά μήκος των ακτών του νησιού.



Εικ. 5. Απλοποιημένος σεισμοτεκτονικός χάρτης της νήσου Κρήτης και της περιβάλλουσας θαλάσσιας περιοχής. Οι διαθέσιμοι εστιακοί μηχανισμοί των σεισμών μεγέθους  $M \geq 5.0$  προέρχονται από Lyon-Caen et al. (1987), Taymaz et al. (1990), Pondrelli et al. (2002) και Kiratzi & Louvari (2003). Το δομικό μοτίβο της θαλάσσιας περιοχής νότια της Κρήτης είναι από τους Leite & Mascle (1982), Le Pichon et al. (2002) και Alves et al. (2007). Οι περιοχές που επισημαίνονται με πλέγμα αντιπροσωπεύουν τις κύριες λεκάνες που διαμορφώθηκαν από την δράση ρηγμάτων. Τα ενεργά ρήγματα συντάχθηκαν από Armijo et al. (1992), Fassoulas (2001) and Caputo et al. (2006). SfF: Sfakia Fault, AF: Asomatos Fault, SpF: Spili Fault, AGF: Agia Galini Fault, PAGF: Paleochora-Agia Roumeli Fault, MF: Messara Fault, CLF: Cape Lithino Fault, MrF: Mirto Fault, SFZ: Sitia Fault Zone, IFZ: Ierapetra Fault Zone, KF: Kastelli Fault, EPFZ: Eastern Psiloritis Fault Zone, RFZ: Rodopos Fault Zone, GrF: Gramvousa Fault (Caputo et al. 2010).

### **2.1.1. Η δράση των ενεργών ρηγμάτων στην περιοχή μελέτης**

Μεγάλα κανονικά ρήγματα που έχουν αναπτυχθεί τόσο στην θαλάσσια περιοχή γύρω από την Κρήτη (Leite & Mascle 1982, Le Pichon et al. 2002, Alves et al. 2007) όσο και την ξηρά απαρτίζονται από τμήματα ρηγμάτων μήκους 10-20 km (Εικ. 5). Η δραστηριότητα των ρηγμάτων κατά το Ολόκαινο είναι συνήθως εύκολα αναγνωρίσιμη καθώς τμήματα των κανονικών ρηγμάτων διαμορφώνουν σαφείς επιφάνειες πάνω στα συμπαγή πετρώματα διακόπτοντας τη συνέχεια ομαλών βουνοπλαγιών (Εικ 6 & 7).

Το νησί της Κρήτης υπέστη ανύψωση κατά το Τεταρτογενές ως επακόλουθο της ηπειρωτικής σύγκρουσης και της σφηνοειδούς εισχώρησης του μανδύα κάτω από το φλοιό του Αιγαίου που σχετίζεται με την υποβύθιση της αφρικανικής πλάκας (Meier et al. 2004, 2007, Brun & Faccenna 2008, Ganas & Parsons 2009). Η τεκτονική ανύψωση συνεχίστηκε καθ' όλη τη διάρκεια του ανώτερου Τεταρτογενούς όπως καταγράφηκε από την ύπαρξη ανυψωμένων παλαιών ακτών του Ολόκαινου κατά μήκος της νότιας ακτής του νησιού (Pirazzoli et al. 1982, Shaw et al. 2008).

Το νησί της Κρήτης χαρακτηρίζεται από την εμφάνιση μερικών κανονικών ρηγμάτων με κίνηση κατά την κλίση τα οποία φανερώνουν πολύ πρόσφατη δραστηριότητα και εκτείνονται κατα μήκος δύο κύριων συστημάτων που έχουν χονδρικά προσανατολισμό ΔΒΔ – ΑΝΑ (Εικ. 5). Τα κανονικά ρήγματα διαχωρίζουν κυρίως Μεσοζωϊκά ανθρακικά και μεταμορφωμένα πετρώματα που ανήκουν στα αλπικά καλύμματα (napres) στο ανερχόμενο τέμαχος και από χονδρόκοκκες αλλουβιακές τεταρτογενείς αποθέσεις στο κατερχόμενο τέμαχος. Αυτές οι δομές είναι συνήθως μερικά μέτρα σε ύψος και μερικά χιλιόμετρα σε μήκος, απότομοι κρημνοί – τάφροι με έντονο αποτύπωμα στην πλαγιά του βουνού (Εικ. 6). Τα ανερχόμενα τεμάχη οριοθετούνται από στενά φαράγγια και κοιλάδες.

Ρήγματα ΔΒΔ - ΑΝΑ προσανατολισμού εντοπίζονται κυρίως κατά μήκος της νότιας ακτής της Κρήτης όπου σχηματίζουν μια ζώνη ρηγμάτων που εκτείνεται σε συνολικό μήκος 55 km μεταξύ των οικισμών των Σφακίων στα δυτικά και της Αγίας Γαλήνης στα ανατολικά (Εικ. 5). Η ζώνη αυτή αποτελείται από τα ρήγματα των

Σφακίων (Sfakia Fault – SfF), του Ασωμάτου (AF) και της Αγίας Γαλήνης (AGF) που καταλήγει στα βόρεια της πεδιάδας της Μεσσαράς.

Στο δυτικότερο τμήμα βρίσκεται το SfF (Tsimi et al. 2007), το οποίο διαχωρίζει τον ορεινό όγκο των Λευκών Ορέων από το παραλιακό μέτωπο. Το ρήγμα εμφανίζει μια πολύ έντονη μορφολογία που ορίζεται από ένα απότομο, γραμμικό, γκρεμό φτάνοντας σε ύψη μεταξύ 400-600 m. Το ίχνος του ρήγματος εκτείνεται από την βάση του βουνού στην περιοχή των οικισμών των Σφακίων και του Ροδάκινου, κατα μήκος μιας Α-Δ διεύθυνσης σε συνολικό μήκος περίπου 16 km και κλίσης προς το νότο 70°-75°.



Εικ. 6. Ρήγμα Σφακίων (SfF).

Ανατολικά του SfF εντοπίζεται το AF (Tsimi et al. 2007), το οποίο διαχωρίζει το όρος Κουρούπα από την λεκάνη των Λευκογείων. Το ίχνος του ρήγματος ορίζει την βάση του βουνού ύψους 400-600 m με ένα σχετικά νέο γεωλογικά γκρεμό μήκους 9 km.

Το SpF (Εικ. 5) (Angelier 1979, Monaco & Tortorici 2004, Caputo et al. 2006), οριοθετεί την νότια πλευρά της κορυφογραμμής του Κέδρου. Τα ίχνη του ρήγματος εκτείνονται σε διεύθυνση ANA – ΔΒΔ στη βάση του βουνού σε συνολικό μήκος 25 km με κλίση 60°-70° προς τον νότο.



Εικ. 7. Ρήγμα Σπηλίου (SpF).

Στα ανατολικά τα βόρεια όρια της πεδιάδας της Μεσσαράς οριοθετούνται από το AGF με διεύθυνση Α-Δ [Ring et al. 2003, ten Veen & Kleinspehn 2003, Monaco & Tortorici 2004]. Άλλα κανονικά ρήγματα διεύθυνσης ΔΒΔ – ANA εκτείνονται στον θαλάσσιο χώρο των νότιων ακτών του νησιού. Με βάση ένα πυκνό πλέγμα των προφίλ των σεισμικών ανακλάσεων (Leite & Mascle 1982, Le Pichon et al. 2002, Alves et al. 2007), τα κύρια τμήματα των ρηγμάτων αποτελούνται από κανονικά ρήγματα μήκους 20 – 30 km τα οποία συνήθως οριοθετούν τεκτονικές κοιλότητες αποτελούμενες από Νεογενείς έως Τεταρτογενείς αποθέσεις (Alves et al. 2007).

Στα ανατολικά, τμήματα των κανονικών ρηγμάτων, ANA διεύθυνσης, εκτείνονται στην θαλάσσια περιοχή με απόσταση περίπου 12 km από την ακτογραμμή μεταξύ του οικισμού του Πλακιά και του ακρωτηρίου Λίθινο σε συνολικό μήκος περίπου

30 km (Messara Fault, MF). Το τμήμα αυτό του ρήγματος οριοθετεί στον βορρά, τμήμα μιας τεκτονικής τάφρου με αποθέσεις που σχηματίζουν μια κλαστική σφήνα η οποία μεγαλώνει σε πάχος προς τα όρια του ρήγματος και σταδιακά εκτείνεται νότια προς την νήσο Γαύδο.

Ένα παρόμοιο μοτίβο μπορεί να παρατηρηθεί κατά μήκος της ανατολικής ακτής του νησιού το οποίο οριοθετείται από κανονικά ρήγματα διεύθυνσης περίπου Α-Δ. Αυτή η ζώνη αποτελείται από δύο κύρια τμήματα ρηγμάτων διεύθυνσης ΑΒΑ και μήκους 20-25 km, ενώ και τα δύο τμήματα βυθίζονται με κλίση περίπου 70° προς τον νότο.

Τα τμήματα κανονικών ρηγμάτων διεύθυνσης ΒΒΑ – ΝΝΔ είναι αρκετά διάσπαρτα σε όλο το νησί διαμορφώνοντας καλά ορισμένες και διακριτές ζώνες ρηγμάτων οι οποίες από τα ανατολικά προς τα δυτικά είναι: οι ρηξιγενείς ζώνες Σητείας και Ιεράπετρας ( Sitia & Ierapetra Fault Zones, SFZ & IFZ), το ρήγμα Καστελλίου (KF), η ρηξιγενής ζώνη ανατολικού Ψηλορείτη (EPFZ), η ρηξιγενής ζώνη του Ροδώπου (RFZ) και το ρήγμα της Γραμβούσας (GrF).

Η SFT εκτείνεται κατά μήκος του βυθίσματος της Σητείας όπου διαμορφώνει μια ρηξιγενή ζώνη μήκους 18-20 km. Το KF (Εικ. 3) οριοθετεί στα βορειοδυτικά το όρος Δίκητη. Το νεοτεκτονικό ρήγμα χαρακτηρίζεται από έναν μεγάλο γκρεμό ύψους 300 m και βορειοδυτικής κλίσης 70°-75°. Η EPFZ εκτείνεται στην βάση του ανατολικού ορεινού μετώπου του Ψηλορείτη. Η RFZ αναπτύσσεται για περίπου 20 km κατά μήκος της χερσονήσου του Ροδώπου.

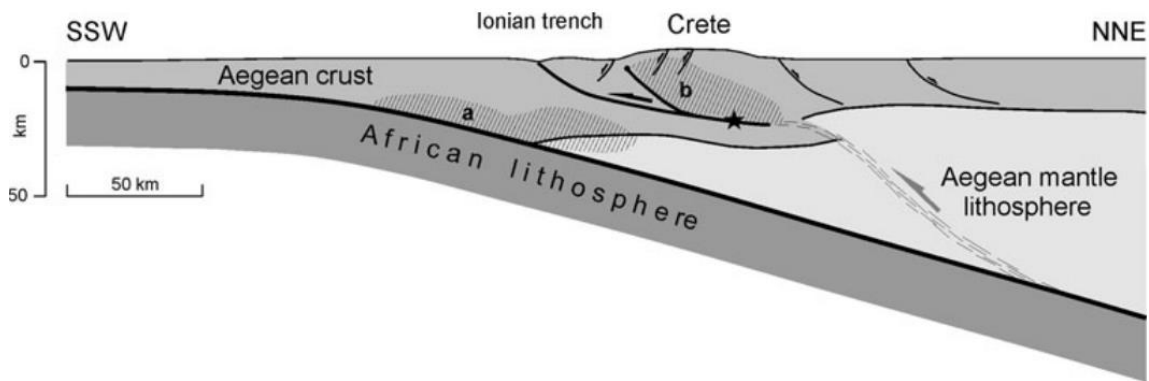
Κατά μήκος της δυτικότερης ακτής του νησιού, τα μεσοζωϊκά ανθρακικά πετρώματα του ακρωτηρίου της Γραμβούσας επηρεάζονται από ένα τμήμα κανονικού ρήγματος διεύθυνσης περίπου Β-Ν, δυτικού προσανατολισμού. Το ρήγμα αυτό ενδεχομένως να αποτελεί τμήμα μιας μεγαλύτερης ρηξιγενούς ζώνης η οποία οριοθετεί την δυτική ακτή του νησιού και πιθανά να αντιστοιχεί στο ρήγμα διεύθυνσης Α-Δ που ευθύνεται για την εκτεταμένη σεισμική δραστηριότητα που έλαβε χώρα σε αυτό το τμήμα του νησιού (Εικ. 5).

Στο δυτικότερο μέρος της Κρήτης εντοπίζονται παλαιοακτές στο ανερχόμενο τέμαχος κανονικών ρηγμάτων που οριοθετούν την ακτή. Στη νοτιοδυτικότερη γωνία του



νησιού, η νεότερη παλαιοακτή του Ολόκαινου, η οποία χρονολογείται σε ένα χρονικό διάστημα που κυμαίνεται μεταξύ 160-261 μ.Χ και 425-600 μ.Χ (Pirazzoli et al. 1982, 1996, Shaw et al. 2008), φτάνει σε υψόμετρο περίπου 9 m (Pirazzoli et al. 1996). Η μεγάλη αυτή ανύψωση θεωρείται ως το αποτέλεσμα σεισμικής δραστηριότητας που έλαβε χώρα το 365 μ.Χ., η οποία υπολογίζεται πως ήταν μεγέθους ( $M \approx 8-8,5$ ) και ήταν υπεύθυνη για το τσουνάμι που καταγράφηκε στις ανατολικές Μεσογειακές ακτές από την Ανδριατική έως το Δέλτα του Νείλου (Caruto, 2010). Η δραστηριότητα αυτή προέκυψε από μια ρήξη που σημειώθηκε κατά μήκος ενός ρήγματος χαμηλής κλίσης προς τον βορρά διεύθυνσης ΔΒΔ – ΑΝΑ και αντιστοιχεί στην διεπιφάνεια των πλακών κάτω από το νησί (Stiros 2001, Papadimitriou & Karakostas 2008, Ganas & Parsons 2009), ή σε ένα ρηχό ανάστροφο ρήγμα εντός της άνω πλάκας του Αιγαίου (Shaw et al. 2008).

Οι γεωλογικές και μορφολογικές παρατηρήσεις τονίζουν πως κατά την διάρκεια του ανώτερου Τεταρτογενούς το νησί της Κρήτης επηρεάστηκε από την δράση κανονικών ρηγμάτων τόσο ΒΒΑ όσο και ΔΒΔ διεύθυνσης, προσανατολίζοντας προϋπάρχουσες χωρικές δομές σε παράλληλες και κάθετες του ελληνικού τόξου διευθύνσεις.



Εικ. 8: Σχηματική εγκάρσια αποτύπωση του λιθোসφαιρικού τμήματος της δυτικής Κρήτης (δεδομένα από Bohnhoff et al. 2001, Endrun et al. 2004, Meier et al. 2004, 2007, Snopce et al. 2007) που αποτυπώνει το πιθανό ρήγμα που ευθύνεται για τον σεισμό που έλαβε χώρα το 365 μ.Χ. (αστερίσκος). Το συν-σεισμικό τυφλό ανάστροφο ρήγμα έχει την αφετηρία του σε ένα υπο-οριζόντιο ρήγμα αποκόλλησης που εκτείνεται προς βορρά, προς τον αιγαίο μανδύα, ως μια μεγάλη σεισμική διατμητική ζώνη. Οι διακεκομμένες περιοχές αναπαριστούν τα δύο κύρια σεισμικά συμπλέγματα που συνέβησαν (a) κατά μήκος της ζώνης υποβύθισης και (b) εντός του ανώτερου κρητικού φλοιού (από Meier et al. 2004).

Τα δεδομένα δείχνουν πως τα γεωλογικά και μορφολογικά χαρακτηριστικά του ανώτερου Τεταρτογενούς του νησιού της Κρήτης σχετίζονται κυρίως με την δράση κανονικών ρηγμάτων η οποία όρισε και την εξέλιξη της μορφολογίας της τοπογραφίας τόσο στην ξηρά όσο και στη θαλάσσια λεκάνη της περιοχής (Caputo et al, 2010). Το δυτικό μέρος του νησιού, δυτικά από τον κόλπο της Μεσσαράς πιθανά αντιπροσωπεύει το πιο ενεργό τεκτονικά τμήμα του νησιού. Η κατακόρυφη παραμόρφωση που σχετίζεται με τα σεισμικά γεγονότα του 365 μ.Χ. εκτιμάται σε μια ανύψωση του εδάφους κατά 5,5-6,5 m. Λαμβάνοντας υπόψιν την λιθοσφαιρική δομή της ζώνης υποβύθισης στην δυτική Κρήτη (Bohnhoff et al. 2001, Endrun et al. 2004, Snopek et al. 2007) και το σεισμικό μοτίβο που χαρακτηρίζει την πλάκα του Αιγαίου (Meier et al. 2004, 2007) προτείνεται η εμφάνιση μιας επώθησης (μη ευθύγραμμο ανάστροφο ρήγμα) διεύθυνσης ΒΔ και ΒΑ κλίσης  $30^{\circ}$ - $35^{\circ}$  (Caputo et al. 2010).

Τα κύρια αποτελέσματα της έρευνας του Caputo (2010) υποδηλώνουν ότι το νησί της Κρήτης έχει επηρεαστεί κυρίως από διάσπαρτα παράλληλα και κάθετα κανονικά ρήγματα της εποχής του Ολόκαινου και μόνο σε κάποιες περιπτώσεις στο δυτικότερο μέρος του νησιού, από επωθήσεις. Η επέκταση παράλληλα με το ελληνικό τόξο, επηρεάζει με ένα ομοιόμορφο τρόπο ολόκληρο το νησί, δημιουργώντας τμήματα κανονικών ρηγμάτων ΒΒΑ-ΝΝΔ. Η επέκταση που βρίσκεται κάθετα στο ελληνικό τόξο συνοδεύεται από συστήματα κανονικών ρηγμάτων ΔΒΔ -ΑΝΑ προσανατολισμού και εκτείνεται εκτός και κατά μήκος των ακτών. Οι δομές αυτές επηρεάζουν κυρίως το νότιο τμήμα του νησιού. Παρατηρήσεις και δεδομένα υποδηλώνουν πως διαδικασίες επώθησης θα μπορούσαν να έχουν συμβεί κατά μήκος μη ευθύγραμμου ανάστροφου ρήματος διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ και ΒΑ κλίσης στην περιοχή της δυτικής Κρήτης. Οι διαδικασίες αυτές σχετίζονται με ισχυρούς σεισμούς ( $M \approx 7,5$ ), χαρακτηριζόμενες από ένα επαναλαμβανόμενο διάστημα δεκάδων χιλιάδων χρόνων.

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3 : ΘΕΩΡΗΤΙΚΟ ΥΠΟΒΑΘΡΟ

### 3.1. Τοπογραφία τοπίου

Η τοπογραφία «κωδικοποιεί» πληροφορίες όσον αφορά τις επιφανειακές διεργασίες αλλά και τη γεωλογική δομή στο υπέδαφος (τεκτονική δομή, λιθολογία). Η σχέση μεταξύ τεκτονικής παραμόρφωσης του φλοιού της γης και της παρατηρούμενης τοπογραφίας έχει αναδειχθεί από την εποχή της σύλληψης της θεωρίας της τεκτονικής των λιθοσφαιρικών πλακών. Σε πρώτο επίπεδο η λιθόσφαιρα (φλοιός και ανώτερος μανδύας) μπορεί να θεωρηθεί ως μια ελαστική «πλάκα» που ισορροπεί σε μια ιξώδη ασθενόσφαιρα (κατώτερος μανδύας). Αν δυο υλικά σώματα διαφορετικών διαστάσεων έχουν τις ίδιες αναλογίες μήκους, ύψους και πλάτους, και αποτελούνται από το ίδιο υλικό, τότε η διακύμανση της μηχανικής παραμόρφωσης στο εσωτερικό τους θα είναι ανάλογη. Αυτό προκύπτει αυθόρμητα, ως αποτέλεσμα των αδιάστατων φορμαλισμών της μηχανικής του συνεχούς μέσου. Ο μόνος τρόπος για να αλλάξουν τα μοτίβα της παραμόρφωσης μεταξύ δύο υποθετικών σωμάτων ανάλογων διαστάσεων είναι να αλλάξει το περιεχόμενο υλικό τους. Συνεπώς, ένα ελαστικό τέμαχος λιθόσφαιρας και ένα ιξώδες τέμαχος ασθενόσφαιρας που έχουν τις ίδιες διαστάσεις και υφίστανται τις ίδιες μηχανικές τάσεις θα εκδηλώσουν διαφορετικά μοτίβα τεκτονικής παραμόρφωσης στις διάφορες κλίμακες (π.χ. England et al. 1985, Mahadevan et al. 2010).

Στην περίπτωση του ιξώδους τμήματος της γης (ασθενόσφαιρα) οι επιφανειακές διακυμάνσεις της παραμόρφωσης μπορεί εκτείνεται σε κλίμακες από 200 έως 700 km, ενώ η επιφανειακές διακυμάνσεις της παραμόρφωσης της ελαστικής λιθόσφαιρας (φλοιού και ανώτερου μανδύα) κυμαίνονται σε μικρότερα μήκη, μεταξύ 15-45 km π.χ. (Bomberger 2016). Εκτενέστερη περιγραφή των μηκών κύματος της παραμόρφωσης του μανδύα και του φλοιού αντίστοιχα μπορούν να αναζητηθούν σε βιβλιογραφικές αναφορές όπως Savage and Burford (1973), Turcotte and Spence (1974), Okada (1985), Cohen (1999). Από τις χωρικές διακυμάνσεις της παραμόρφωσης μπορούμε να

εκτιμήσουμε τη συμβολή βαθύτερων ή ρηχότερων δομών στην τεκτονική οργάνωση μιας περιοχής αλλά και την διαμόρφωση της τοπογραφίας πάνω σε αυτή. Γενικά, τα χαρακτηριστικά μήκη της τοπογραφικής διακύμανσης που οφείλονται σε υψηλότερα (λιθόσφαιρα) ή βαθύτερα (ασθενόσφαιρα) αίτια θεωρείται ότι διαφέρουν κατά μία τάξη μεγέθους περίπου, 10 km και 100 km αντίστοιχα (Bomberger, 2016).

Η υποστήριξη υψηλής τοπογραφίας πάνω στο φλοιό οφείλεται στη σχετική ακαμψία του ανώτερου φλοιού. Συγκεκριμένα, μεγάλου μήκους διακυμάνσεις της τοπογραφίας σχετίζονται με την περιορισμένη ικανότητα του ελαστικού φλοιού να υποστηρίξει μεγάλα τοπογραφικά φορτία π.χ. (Crough & Jurdy 1980, Hager 1984 Hager et al. 1985). Όταν η ελαστική αντοχή του φλοιού συμβάλει ολοένα και λιγότερο στην εξισορρόπηση των δυνάμεων που δημιουργούν και διατηρούν τοπογραφία, οι ισοστατικές και ιξώδεις δυνάμεις καθίστανται κυρίαρχες. Σε τοπική κλίμακα, οι τεκτονικές κινήσεις κατά μήκος ρηγμάτων που αναπτύσσονται στον φλοιό αντανakλώνται σε χαρακτηριστικά γεωμορφολογικά στοιχεία όπως γραμμικές κοιλάδες ή ράχες που επιφέρουν διακυμάνσεις στην τοπογραφία μικρότερου μήκους απ'ότι οι βαθύτερες (ιξώδεις). Η αριθμητική ανάλυση ψηφιακών μοντέλων εδάφους (μαθηματική γεωμορφολογία) προσφέρει τη δυνατότητα αναγνώρισης τέτοιων διαρρήξεων στην τοπογραφία (μορφοτεκτονική) ώστε να χαρακτηριστεί η τεκτονική δομή μιας περιοχής με ποσοτικό τρόπο. Ένα κλασικό παράδειγμα και διεθνώς γνωστό στη γεωλογία είναι περίπτωση της επαρχίας Basin and Range στις Δυτικές ΗΠΑ.

Η επαρχία Basin and Range χαρακτηρίζεται από εναλλαγές ραχών και κοιλάδων τα όρια των οποίων συμπίπτουν με περιθωριακά ρήγματα (ενεργά, σχετιζόμενα με σεισμικότητα). Η υψηλή τοπογραφία των Δυτικών ΗΠΑ δημιουργήθηκε εξαιτίας της υποβύθισης που λαμβάνει χώρα κατά μήκος του δυτικού περιθωρίου της τεκτονικής πλάκας της Β. Αμερικής και έχει μακρά ορογενετική ιστορία. Η υψηλή ισχύς στο εύρος συχνοτήτων ελαστικότητας σχετίζεται με περιοχές εφελκυσμού. Η συχνότητα διακύμανσης της τοπογραφίας στην Basin and Rage είναι μεγάλη (εναλλαγές ραχών και κοιλάδων εντός μικρών σχετικά αποστάσεων) υποδηλώνοντας ελαστική τεκτονική παραμόρφωση σχετιζόμενη με λιθοσφαιρικές διεργασίες (υψηλότερες, π.χ. στο φλοιό) και όχι ασθενοσφαιρικές (κατω-μανδουακές).



Εικ. 9: Κάτοψη της επαρχίας Basin and Range, Καλιφόρνια, Δυτικές ΗΠΑ (Wikimedia commons).

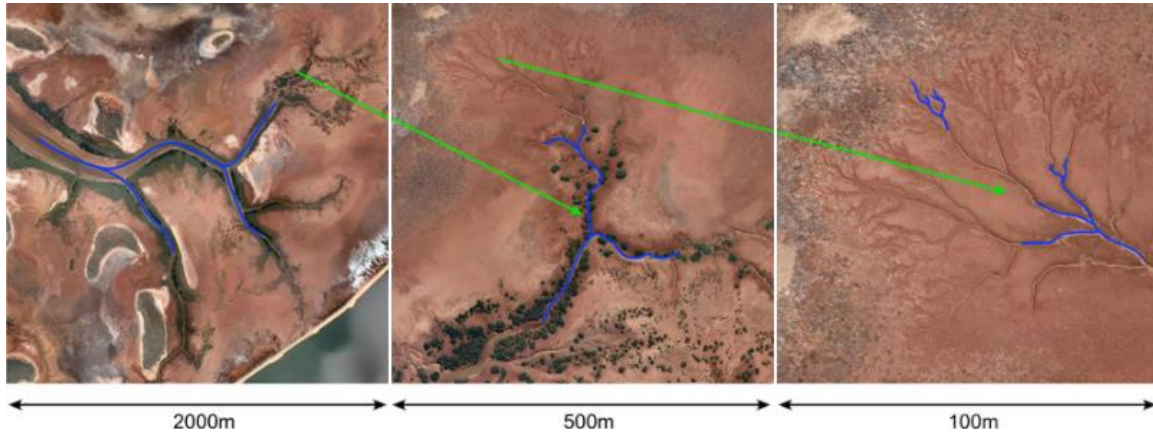
Κάποιες ιδιότητες των τοπίων υποδηλώνουν πως η τοπογραφία της επιφάνειας της Γης μπορεί να είναι αμετάβλητη της κλίμακας. Επιτόπιες παρατηρήσεις καθώς και μελέτες των τοπογραφικών χαρτών έχουν οδηγήσει στην ποιοτική εντύπωση ότι τεμαχισμένα από την διάβρωση τοπία έχουν παρόμοια εμφάνιση για ένα μεγάλο εύρος χωρικών κλιμάκων (π.χ. Davis, 1899, Montgomery and Dietrich, 1992). Επίσημες αναλύσεις των τοπογραφικών δεδομένων υποδηλώνουν πως μερικά τοπία μπορεί να εμφανίζουν μια συμπεριφορά μορφοκλασματικού συνόλου. Τα τοπία αυτά μπορεί να είναι είτε αυτοπαρόμοια (self-similar), δηλαδή να αποτελούνται από εκτάσεις με το ίδιο σχήμα και αναλογία απεικόνισης ή αυτοσυγγενικά (self-affine), δηλαδή η αναλογία απεικόνισης να ποικίλει εξαιτίας της διαφορετικής κλίμακας του κάθε άξονα (π.χ. Mandelbrot, 1975 Church and Mark, 1980, Mandelbrot, 1983, Newman and Turcotte, 1990, Rodriguez-Iturbe and Rinaldo, 2001), ή μπορεί να απεικονίζουν άλλες ιδιότητες τυχαίων ή μορφοκλασματικών επιφανειών (π.χ., Ahnert, 1984, Ijjasz-Vasquez et al., 1992, Schorghofer and Rothman, 2001, 2002). Αυτές οι παρατηρήσεις έχουν οδηγήσει σε συμπεράσματα / υποδείξεις πως η φυσική που διέπει την εξέλιξη των διαβρωμένων τοπίων είναι ανεξάρτητη της χωρικής κλίμακας (π.χ., Somfai and Sander, 1997).

Ωστόσο, έχει επίσης παρατηρηθεί πως τα τοπία έχουν χαρακτηριστικές χωρικές

κλίμακες. Επιτόπιες παρατηρήσεις και μετρήσεις δείχνουν πως υπάρχει ένα όριο στον διαβρωτικό τεμαχισμό των τοπίων, με την έννοια ότι τα ποτάμια κανάλια σχηματίζονται σε κλίμακες πολύ πιο χονδροειδής από την κοκκώδη υφή του εδάφους (Gilbert, 1877, 1909, Horton, 1945, Montgomery and Dietrich, 1992, Dietrich and Montgomery, 1998).. Μελέτες οι οποίες αναφέρουν αυτοομοιότητα και αυτοσυγγένεια των τοπογραφικών τοπίων συχνά επισημαίνουν πως αυτή η ιδιότητα εντοπίζεται μονάχα σε συγκεκριμένο εύρος χωρικών μηκών κύματος (Church and Mark, 1980,, Gilbert, 1989, Moore et Gallant, 1997, Dodds and Rothman, 2000). Πολλά τοπία επίσης εμφανίζονται να περιέχουν ημιπεριοδικές (quasiperiodic) δομές, συμπεριλαμβανομένων των ομοιόμορφων σε απόσταση ποταμιών και λεκανών απορροής (Shaler, 1899, Hanley, 1977, Hovius, 1996, Talling et al., 1997).

Σημαντικό χαρακτηριστικό γνώρισμα της γήινης τοπογραφίας (αναγλύφου) είναι η έννοια της υφής του αναγλύφου που ορίστηκε πρώτη φορά από Johnson (1933), ως το μέσο μέγεθος των τοπογραφικών μονάδων από τις οποίες αποτελείται ένα τοπίο. Ωστόσο, λαμβάνοντας αποκλειστικά υπόψη μόνο τον παραπάνω ορισμό μπορεί να ληφθεί μια παραπλανητική και ατελής εντύπωση της υφής αν τα χαρακτηριστικά της γής (π.χ. μαιανδρικές κοιλάδες ποταμών, περιοχές κορυφογραμμών - κοιλάδων, ακτογραμμές, αμμόλοφοι ή τοπογραφίες που φέρουν την επίδραση ρηγμάτων και διακλάσεων) δεν είναι επαναλαμβανόμενα, ή περιοδικά κατά την κατανομή του στο χώρο. Περιοδικότητα στις γεωμορφές δεν μπορεί να εντοπιστεί με άμεσο τρόπο σε μία τυχαία τοπογραφία (random topography) χρησιμοποιώντας τις καθιερωμένες παραμέτρους που περιγράφουν ποσοτικά τις γεωμορφές. Οι τοπογραφικές υπογραφές (topographic signatures) μπορούν να διακριθούν καλύτερα με το να συμπεριλαμβάνουν μια μεταβλητή που είναι ευαίσθητη στην περιοδικότητα (Pike & Rozema 1975). Αν και ο υπολογισμός της συχνότητας των αποστάσεων με την οποία εμφανίζονται συγκεκριμένες μορφές (modal spacing) της τοπογραφίας θα μπορούσε με μια πρώτη ματιά να είναι μια αποδεκτή λύση, αυτό είναι δύσκολο να εξαχθεί από τους τοπογραφικούς χάρτες ή από τα δεδομένα του εδάφους.

Μια άλλη σημαντική έννοια της γήινης τοπογραφίας αποτελεί η τοπογραφική τραχύτητα (ανθεκτικότητα), η οποία μπορεί να ορίζεται με διαφορετικό τρόπο ανάλογα με τον τρόπο υπολογισμού της.



Εικ. 10: Τοπίο με χαρακτηριστική μορφοκλασματική μορφή (google earth fractals Paul Bourke 2012).

Εάν ένα τοπίο αποτελείται από καλά ορισμένες, παράλληλες κοιλάδες, είναι εύκολο να μετρηθούν οι αποστάσεις τους κατευθείαν από τους τοπογραφικούς χάρτες, ωστόσο ελάχιστα τοπία έχουν τόσο απλή δομή. Συνεπώς απαιτείται μια μέθοδος μέτρησης βασισμένη στο συνολικό σχημα της τοπογραφίας του εδάφους σε σχέση με την γεωμετρία κάτοψης του δικτύου αποστράγγισης. Τέτοια είναι η φασματική ανάλυση εδάφους η οποία θα αναλυθεί διεξοδικά παρακάτω.

### 3.2 Φασματική ανάλυση

Συγκεκριμένοι τύποι γεγονότων που παρατηρούνται σε πεπερασμένα διαστήματα και επίσης μεταβάλλονται με έναν τυχαιοκρατικό/πιθανοκρατικό (στατιστικό) τρόπο μπορούν να παρουσιαστούν σαν τυχαίες συναρτήσεις οι οποίες ονομάζονται χρονοσειρές (time series). Ανάμεσα στις πιο λεπτομερείς τεχνικές για την εξαγωγή πληροφοριών από τις χρονοσειρές είναι η φασματική ανάλυση (spectral analysis), η οποία αποφέρει μια λεπτομερή περιγραφή των δεδομένων εντός ενός συγκεκριμένου εύρους συχνοτήτων (Tyson, 1971, Granger & Hatanaka, 1964). Η φασματική ανάλυση προσδιορίζει τις

στατιστικές ιδιότητες των γεγονότων στις σειρές μέσω των συχνοτήτων που αυτά εμφανίζουν. Η φασματική ανάλυση συνήθως εφαρμόζεται σε δεδομένα στα οποία η μετρούμενη μεταβλητή είναι εξαρτώμενη από τον χρόνο (ή το χώρο), όπως οι καταγραφές του ύψους βροχής για μεγάλες περιόδους. Στην περίπτωση τυχαίων συναρτήσεων στο χώρο, η φασματική ανάλυση είναι ένας μαθηματικός μετασχηματισμός δεδομένων από το πεδίο του χώρου στο πεδίο των συχνοτήτων, έτσι ώστε τα δεδομένα να μπορούν να ερμηνευτούν πιο εύκολα με βάση τις σύμφυτες περιοδικότητες τους.

Ενώ κάποιες μεταβλητές στις γεωλογικές επιστήμες αποτελούν συνάρτηση του χρόνου (π.χ. παροχή ενός ποταμού, σεισμοί, παροχή γεώτρησης, στάθμη υδροφόρου ορίζοντα κ.α.) κάποιες άλλες μεταβλητές είναι εξαρτώμενες του χώρου (π.χ. γήινη τοπογραφία, τεκτονικός ιστός, κατανομή συγκέντρωσης σε κοίτασμα, το πάχος ηφαιστειακής τέφρας κ.α.). Γι' αυτόν τον λόγο οι τεχνικές που εφαρμόζονται στην ανάλυση των χρονοσειρών έχουν προσαρμοστεί και στην ανάλυση χωρικών δεδομένων. Η φασματική ανάλυση μπορεί να διαπιστώσει και να αποκαλύψει τοπογραφικές περιοδικότητες και να μετρήσει επίσης άλλες ιδιότητες της γήινης τοπογραφίας που με τη σειρά τους οδηγούν στην εκτίμηση άλλων ιδιοτήτων της επιφάνειας του εδάφους.

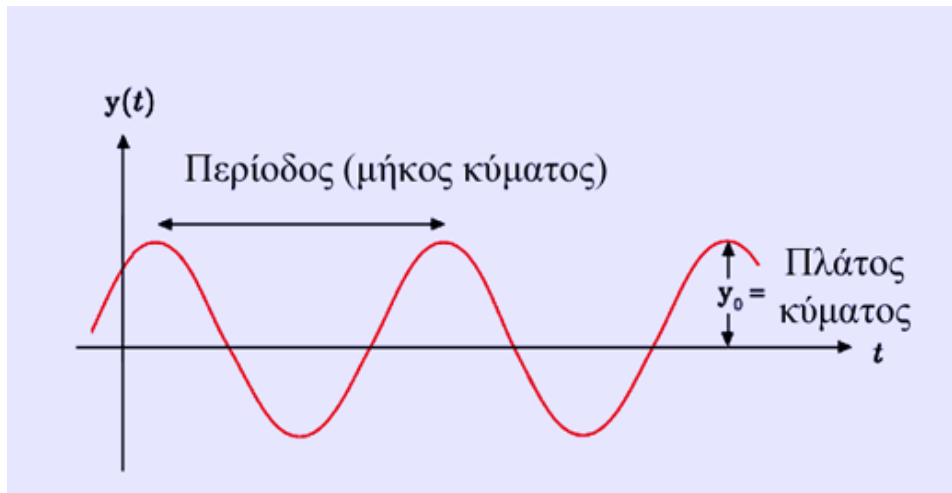
Η φασματική ισχύς (power spectrum) είναι ένας τύπος στατιστικής ανάλυσης που επινοήθηκε για να διαχειρίζεται αρμονικά ή περιοδικά δεδομένα (Pike & Rozema, 1975). Οι εφαρμογές της ανάλυσης εκτείνονται από την μελέτη της μηχανικής σε μικροκλίμακα έως στην περιγραφή και ερμηνεία μορφών της γήινης επιφάνειας μεγαλύτερης κλίμακας (Melton, 1962, Chang & Toebe, 1970). Δύο βασικές μορφές φασματικής ανάλυσης χρησιμοποιούνται στις τοπογραφικές μελέτες : το μονοδιάστατο φάσμα το οποίο προκύπτει από ένα μοναδικό τοπογραφικό προφίλ (τομή), και το διδιάστατο φάσμα, το οποίο προέρχεται από έναν πίνακα/μήτρα υψομέτρων. Κάθε μια από αυτές τις μεθόδους έχει τα πλεονεκτήματα και τα μειονεκτήματα της.

Με την ευρύτερη έννοια ένα φάσμα είναι το αποτέλεσμα της ταξινόμησης κάθε κυματικού φαινομένου με βάση την συχνότητα ή το μήκος κύματος. Η φασματική ανάλυση παρέχει ένα μέσο μέτρησης της δυναμικότητας (πλάτος) των περιοδικών (ημιτονοειδών) στοιχείων ενός σήματος σε διαφορετικές συχνότητες. Το μονοδιάστατο φάσμα παρουσιάζει την γεωμετρία της τοπογραφίας με βάσει τα διαφορετικά μεγέθη



(μήκη κύματος) των τοπογραφικών διακυμάνσεων. Αν και το συνεχές φάσμα ταιριάζει στην πολυπλοκότητα των περισσότερων φυσικών τοπογραφικών συστημάτων, είναι προτιμότερο να προσεγγίζουμε το συνεχές φάσμα από δύο απλούστερες παραλλαγές, α) το φάσμα πλάτους (amplitude spectrum) και β) το φάσμα διακριτής διακύμανσης (discrete variance spectrum) (Rayner, 1971, Kinsman, 1965).

Το φάσμα πλάτους περιγράφει μόνο τυπικές μορφές κυμάτων. Ένα υποθετικό τοπογραφικό προφίλ αποτελούμενο από μόνο ένα συνημιτονοειδές ή ημιτονοειδές κύμα, μπορεί να καθοριστεί τελείως σε ένα γράφημα πλάτους (κάθετος άξονας) και μήκους (οριζόντιος άξονας). Το μέγιστο πλάτος σ' αυτό το τοπογραφικό προφίλ επιτυγχάνεται εντός ενός μήκους κύματος.



Εικ. 11: Τυπική μορφή ενός αρμονικού κύματος.

Η εκδοχή του φάσματος στη μία διάσταση (1Δ) προκύπτει από το μετασχηματισμό ενός τοπογραφικού προφίλ σε ένα περίπου γραμμικό, κεκλιμένο γράφημα δύο λογαριθμικών ποσοτήτων, της ισχύος και της συχνότητας. Το φάσμα είναι ένα στατιστικό διάγραμμα του μήκους κύματος των μεταβολών της τοπογραφίας προς στην μέση τετραγωνική απόκλιση (variance/square of amplitude) των διαφόρων διακυμάνσεων της τοπογραφίας ως προς το εύρος μεγέθους. Ένα τέτοιο γράφημα εκφράζει τουλάχιστον 3 διαφορετικές πληροφορίες :

A) Τα μέγιστα στην γραφική καμπύλη υποδηλώνουν περιοδικότητα, ή συστηματικές

αποκλίσεις από μία τυχαία τοπογραφία.

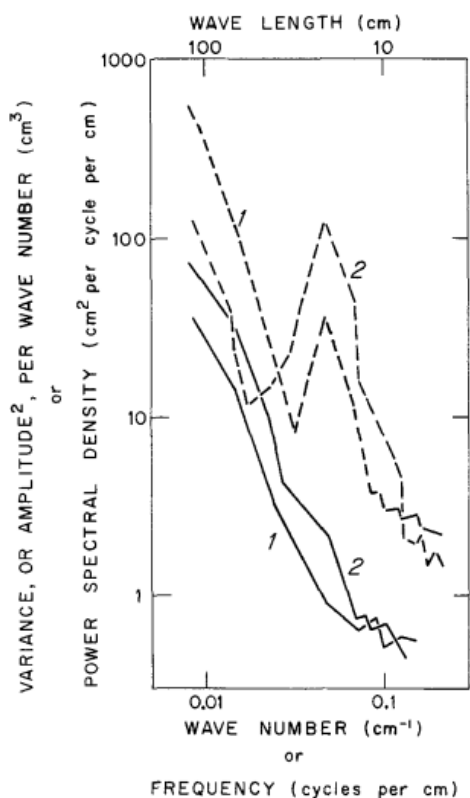
B) Το ύψος της καμπύλης πάνω από τον οριζόντιο άξονα υποδηλώνει την απόλυτη τραχύτητα της αρχικής τοπογραφίας για τα δεδομένα μήκη κύματος.

Γ) Η κλίση της καμπύλης εκφράζει την σχετική σημασία των μεγάλης και μικρής κλίμακας μορφών εδάφους.

### **3.2.1 Συνεχές & Διακριτό Φάσμα Διακύμανσης**

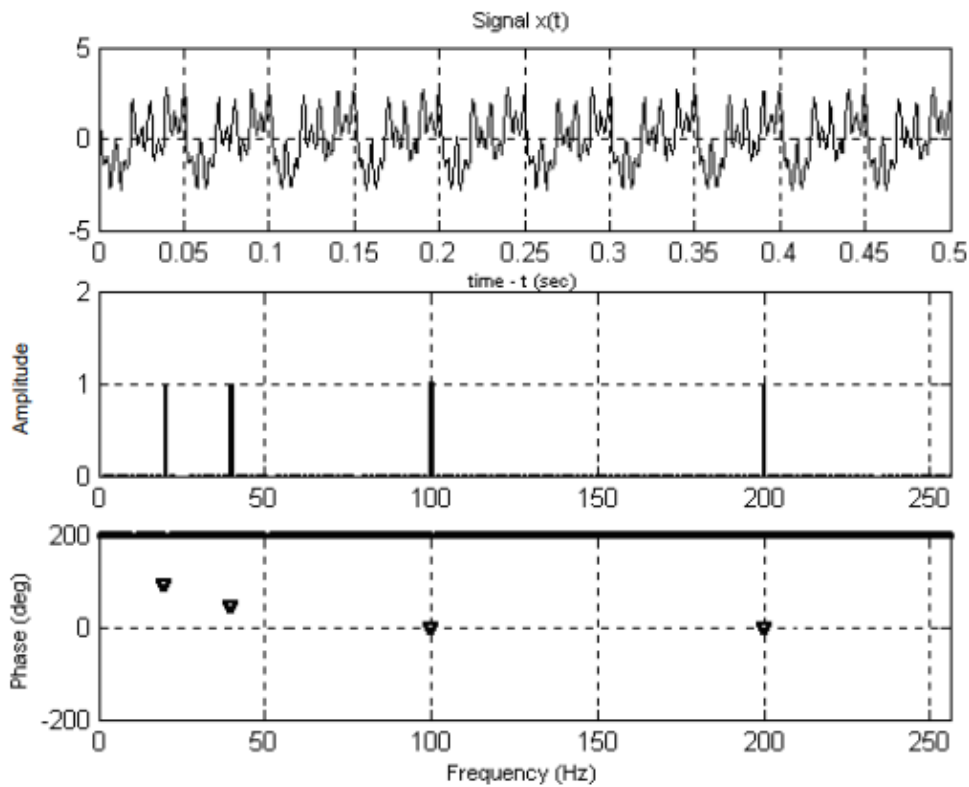
Η φυσική τοπογραφία σπάνια περιλαμβάνει ξεκάθαρα περιοδικές μορφές κυμάτων, αλλά και τα τοπογραφικά προφίλ είναι από στατιστικής άποψης τυχαίες συναρτήσεις οι οποίες μπορούν να απεικονιστούν μόνο από το φάσμα συνεχών διακυμάνσεων. Τα πλάτη υψομέτρων τα οποία συντελούν στη μεταβλητότητα ενός τυχαίου προφίλ όσον αφορά το μέσο ύψος του, συνδέονται με μια συνέχεια μήκων κύματος παρά με διακριτές διακυμάνσεις της τοπογραφίας, και η συνεισφορά της διακύμανσης πρέπει να εκφραστεί για ένα εύρος μηκών κύματος. Η διαδικασία ανάλυσης ενός τυχαίου τοπογραφικού προφίλ σε ζώνες μηκών κύματος αποδίδει στην φασματική πυκνότητα της διακύμανσης των υψομέτρων, η οποία δίνεται ως το τετράγωνο του πλάτους ανά μονάδα εύρους ζώνης των συμβαλλόμενων ζωνών μήκους κύματος. Η μεγαλύτερη κατακόρυφη μεταβλητότητα σχεδόν πάντα σχετίζεται με τα μακρύτερα μήκη κύματος και ως εκ τούτου η φασματική πυκνότητα μειώνεται δραστικά με την μείωση του μήκους κύματος της τοπογραφίας.

Ένα παράδειγμα γραφήματος φασματικής πυκνότητας και των τρόπων απεικόνισης του παρουσιάζεται στην παρακάτω εικόνα (Εικ. 12). Πιο συγκεκριμένα, οι κατά προσέγγιση φασματικές συναρτήσεις αφορούν δύο εδάφη γεωργικής χρήσης πριν (συμπαγείς καμπύλες) και μετά (διακεκομμένες καμπύλες) την άροση. Τα ομοιόμορφα σκαμμένα αυλάκια παρουσιάζουν μια μεγάλη περιοδικότητα, η οποία φαίνεται από τις μεγάλες κατακόρυφες φασματικές κορυφές περίπου στα 22 cm (0,045 κύκλοι ανά cm), στις πρώην τυχαίες (χωρίς φασματικές κορυφές) επιφάνειες. Εξαιτίας του οργώματος αυξήθηκε επίσης και η συνολική τραχύτητα, όπως φαίνεται και στις υψηλότερες διακυμάνσεις των διακεκομμένων καμπυλών στα περισσότερα μήκη κύματος. Οι πιο κατάλληλοι άξονες για αναφορά σε χωρικές σειρές δεδομένων, περιγράφουν τις διακυμάνσεις ως προς το μήκος κύματος και τον κυματαριθμό. Μονάδες που εκφράζουν τον κυματάρημο και την συχνότητα είναι εναλλάξιμες, όπως είναι και οι μονάδες διακύμανσης και ισχύος.



Εικ. 12: Διάγραμμα σύγκρισης του φάσματος ισχύος και του τρόπου απεικόνισης του [Bekker, 1969]. Ο οριζόντιος άξονας περιγράφει τις διακυμάνσεις του μήκους κύματος και του κυματάρημου (ή συχνότητα) τα οποία είναι αντιστρόφως ανάλογα μεγέθη (συχνότητα =  $1 / \text{μήκος κύματος}$ , ενώ ο κάθετος περιγράφει την χωρική διακύμανση και την φασματική ισχύς σε κάθε σημείο των καμπυλών.

Το διακριτό φάσμα διακύμανσης αναλύει τοπογραφικά προφίλ τα οποία δεν αποτελούνται από ακριβώς ημιτονοειδή και συνημιτονοειδή στοιχεία αλλά τα οποία είναι ξεκάθαρα περιοδικά και επίσης πεπερασμένα σε μήκος. Τέτοια προφίλ πρέπει πρώτα να προσεγγιστούν μαθηματικά με ανάπτυγμα σειράς Fourier, η οποία εκφράζει τις πολύπλοκες μορφές κυμάτων σαν ένα γραμμικό συνδυασμό ημιτονοειδών και συνημιτονοειδών συναρτήσεων. Γραφικά το διακριτό φάσμα διακύμανσης είναι επίσης ένα σύνολο παράλληλων κατακόρυφων γραμμών. Κάθε γραμμή δεν απεικονίζει το πλάτος καθαυτό, αλλά ένα πεπερασμένο ποσό διακύμανσης πλάτους (το οποίο ισούται με το τετράγωνο του πλάτους) και το οποίο αποδίδεται σε ένα χωριστό μήκος κύματος του αρχικού τοπογραφικού προφίλ.



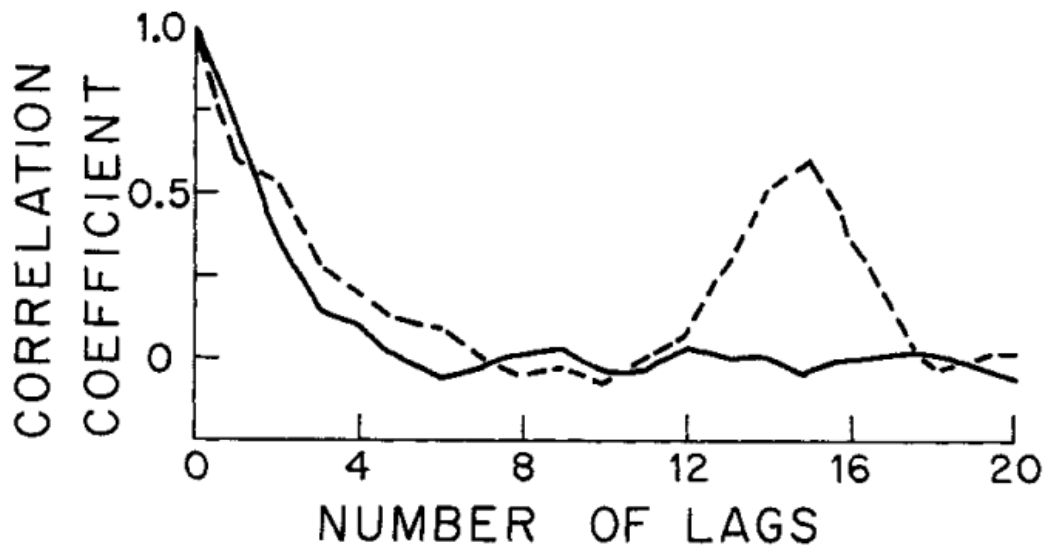
Εικ. 13 Παράδειγμα ανάλυσης σήματος σε διακριτά φάσματα διακύμανσης πλάτους και φάσης μέσω του μετασχηματισμού Fourier (Γαραντζιώτης Α., 2005).

### **3.2.2 Αυτοσυσχέτιση**

Η αυτοσυσχέτιση είναι μια διαδικασία που φανερώνει τυχόν κανονικότητες που μπορεί να υπάρχουν σε μια τυχαία τοπογραφία εδάφους. Αναπαριστά ένα αντιπροσωπευτικό μέρος του συνολικού προφίλ σε μια βολική μορφή από την οποία το φάσμα συνεχούς διακύμανσης μπορεί να υπολογιστεί με την μέθοδο Fourier. Η αυτοσυσχέτιση είναι το πρότυπο της στατιστικής σχέσης μεταξύ διαφόρων ζευγαριών υψομέτρων κατά μήκος του τοπογραφικού προφίλ. Προσδιορίζεται συσχετίζοντας το αρχικό τοπογραφικό προφίλ με ένα πανομοιότυπο προφίλ το οποίο είναι μετατοπισμένο σε σχέση με το προηγούμενο κατά ένα διάστημα ίσο με την απόσταση δύο γειτονικών υψομέτρων (δηλαδή βρίσκονται σε διαφορά φάσης). Η αυτοσυσχέτιση διεξάγεται για αυξανόμενα διαστήματα έως ότου εξαντληθούν όλες οι συσχετίσεις μεταξύ των δυο προφίλ.

Ο βαθμος τυχειότητας ή περιουδικότητας φαίνεται μέσα από την κατασκευή διαγράμματος συντελεστή συσχετίσης / διαστήματος καθυστέρησης. Κάθε τοπογραφικό προφίλ θα συσχετιστεί αρκετά με τον εαυτό του όσο το διάστημα/διαφορά φάσης είναι μηδέν ή πολύ μικρές. Αν η τοπογραφία είναι τυχαία, η τιμή της αυτοσυσχέτισης θα ελαττωθεί γρήγορα από το 1.0 (που αντιστοιχεί σε μηδενικό μήκος διαστήματος) και θα κυμανθεί ελαφρώς γύρω από το μηδέν για ολόένα αυξανόμενα διαστήματα. Αν ένα τοπογραφικό μοτίβο, ή περιουδικότητα, επαναλαμβάνεται σε οποιοδήποτε διάστημα καθυστέρησης τότε η αυτοσυσχέτιση σε αυτό το διάστημα καθυστέρησης είναι αισθητά πάνω από μηδέν.

Το συνεχές φάσμα διακύμανσης υπολογίζεται ολοκληρώνοντας το διάγραμμα της αυτοσυνδιακύμανσης το οποίο προκύπτει από τα αποτελέσματα της αυτοσυσχέτισης προηγουμένως και το οποίο αποτελεί μια μη κανονικοποιημένη αυτοσυσχέτιση. Ο μετασχηματισμός Fourier της συνάρτησης αυτοσυνδιακύμανσης αποτελεί την συνάρτηση φασματικής πυκνότητας της διακύμανσης και αντίστροφα (Wiener 1930). Το φάσμα που προκύπτει δίνει τις διαφορετικού μεγέθους διακυμάνσεις της τοπογραφίας, όπως μιας συνάρτησης για ένα εύρος τοπογραφικών μηκών κύματος. Τα διαστήματα που σχετίζονται με ιδιαίτερα υψηλες τιμές αυτοσυσχετισης θα αντιστοιχούν σε εκείνα τα μήκη κύματος στα οποία εμφανίζονται σημαντικές κορυφές στο φάσμα.



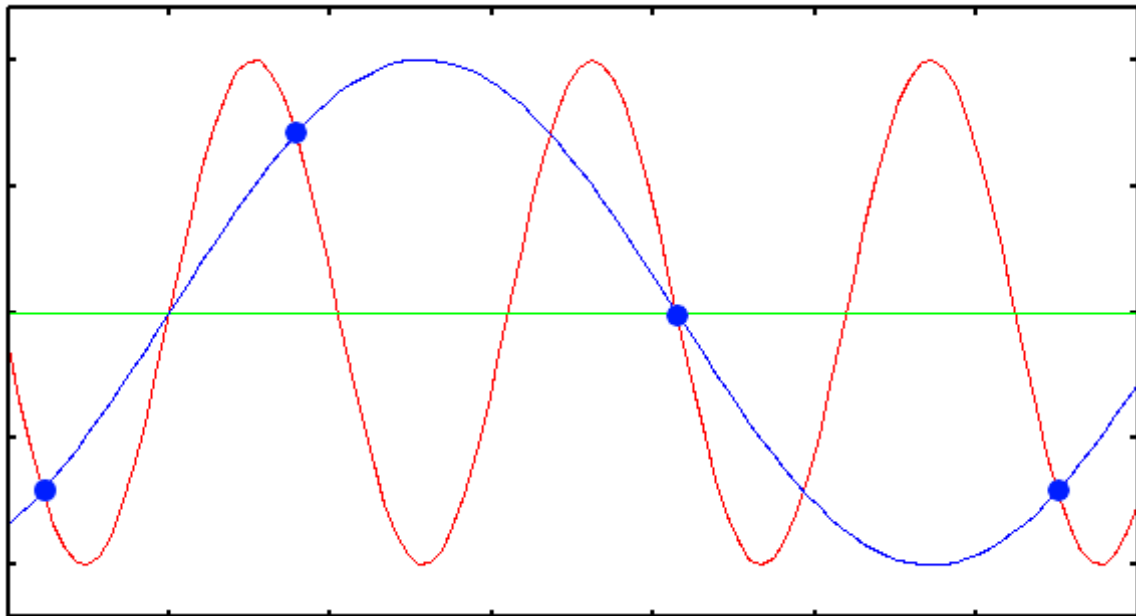
Εικ 14: Τα αποτελέσματα της αυτοσυσχέτισης: Δύο πλασματικά συσχετιστικά που αντιστοιχούν χονδρικά στα φάσματα των εδαφών για γεωργική χρήση της Εικ. 12. Οι συντελεστές της αυτοσυσχέτισης υπολογίστηκαν για ένα τοπογραφικό προφίλ και για ένα πανομοιότυπο προφίλ κατά μήκος το οποίο μετατοπίστηκε οριζόντια με μια αύξηση ή υστέρηση. Η τυχαία τοπογραφία (συμπαγής καμπύλη χωρίς κορυφή), έρχεται σε αντίθεση με την τοπογραφία η οποία είναι ισχυρά περιοδική (διακεκομμένη καμπύλη με κορυφή). Η κορυφή καταλαμβάνει ένα στενό εύρος τιμών καθυστέρησης, ή αλλιώς μηκών κύματος εδάφους. Το βασικό διάστημα καθυστέρησης είναι περίπου 1,5 cm και η διακεκομμένη καμπύλη υποδηλώνει μια μη τυχαία συγκέντρωση επαναλαμβανόμενων μορφών εδάφους (οργανωμένα αυλάκια), κάθε 15 με 27 cm (το διάγραμμα έχει τροποποιηθεί από Roach, 1961).

### 3.2.3. Φιλτράρισμα

Το αρχικό ανάγλυφο των προφίλ πρέπει να φιλτραρισθεί ή «εξομαλυνθεί» για να αφαιρεθούν οι παραμορφώσεις και στα δύο άκρα της ζώνης μήκους κύματος, διότι το φάσμα διακύμανσης μπορεί να αλλοιωθεί. Αρχικά, η φασματική θεωρία υποθέτει πως η χρονική ή χωρική σειρά είναι στατική (Blackman & Tukey, 1959, Kinsman, 1965). Αυτό σημαίνει ότι, οι μέσες και υψηλότερες τιμές της σειράς είναι χρονικά (και χωρικά) αμετάβλητες. (Σημ. : Αν είναι θεμιτή μια αυστηρή διάκριση ανάμεσα στις σειρές χώρου και χρόνου, τότε ο όρος στατικό αναφέρεται μονάχα στην μεταβλητή του χρόνου. Η διαδικασία η οποία είναι «στατική στο χώρο» ονομάζεται ομογενής) Επομένως οι

στατιστικές ιδιότητες ενός τοπογραφικού προφίλ πρέπει να παραμείνουν ανεπηρέαστες από κάθε αλλαγή στην τοποθεσία και τον προσανατολισμό του. Μεγάλες τάσεις ή τοπικές κλίσεις μπορεί να προκαλέσουν αστάθεια. Ακόμα, τοπικές τοπογραφικές τάσεις, οι οποίες συμβάλλουν στο περιεχόμενο του πλατιού - μήκους κύματος του φάσματος, επίσης παραμορφώνουν άλλα μέρη του φάσματος αυξάνοντας δραματικά την διακύμανση σε όλες τις ζώνες μηκών κύματος. Αυτή η παραμόρφωση μπορεί να είναι τόσο έντονη όπου το τοπογραφικό φάσμα να μην μπορεί να συγκριθεί έγκυρα στα πιο κοντά μήκη κύματος. Η επιλογή για το ποιά μήκη κύματος θα φιλτραριστούν είναι υποκειμενικό, για όλα τα τοπογραφικά χαρακτηριστικά και τάσεις, ανεξάρτητα πόσο μακριά, και είναι σχετικά στην τοπογραφική υπογραφή σε κάποια κλίμακα.

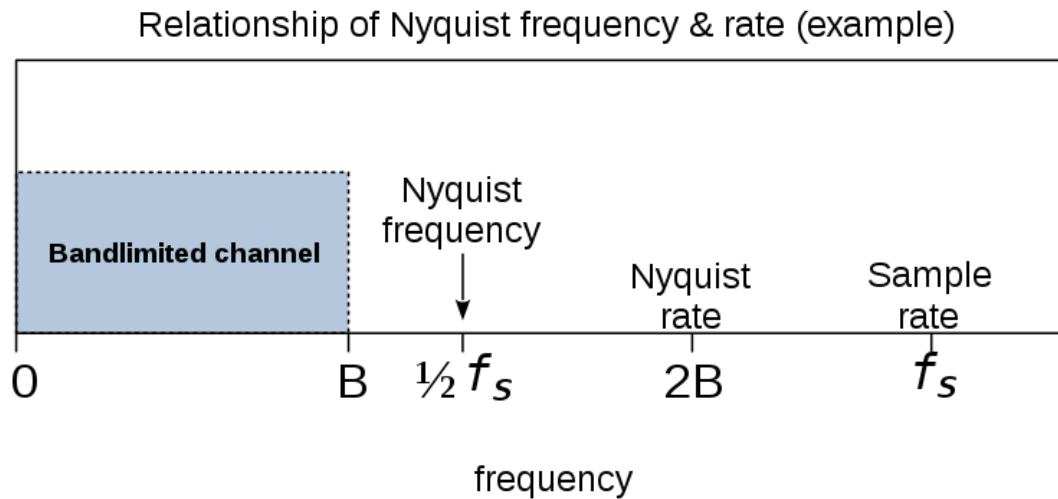
Άλλο ένα πρόβλημα φιλτραρίσματος στην φασματική ανάλυση είναι το aliasing, ή η αλλοίωση του «πραγματικού» φάσματος από μήκη κύματος μικρότερα από το διπλάσιο του διαστήματος δειγματοληψίας (Εικ. 15).



Εικ. 15: γραφική απόδοση του φαινομένου aliasing. Αραιή δειγματοληψία μπορεί να αποδώσει τη διακύμανση (μπλε καμπύλη) λανθασμένα σε σχέση με την πραγματική (κόκκινη καμπύλη).

Το φαινόμενο aliasing μπορεί συχνά να αντιμετωπιστεί διαλέγοντας ένα διάστημα δειγματοληψίας τόσο μικρό το οποίο να σχετίζεται με μήκη κύματος πολύ πιο μικρά από κάθε σημαντικά χαρακτηριστικά, ειδικά τις περιοδικότητες, που αναμένονται στις σειρές. Ένας άλλος αποτελεσματικός τρόπος αντιμετώπισης του παραπάνω προβλήματος δόθηκε

από τον Harry Nyquist ο οποίος εισήγαγε την τιμή Nyquist, η οποία καθορίζει έναν ρυθμό δειγματοληψίας ίσο με το διπλάσιο της μέγιστης συχνότητας μιας δεδομένης συνάρτησης ή σήματος. Με άλλα λόγια, όταν η υψηλότερη συχνότητα (εύρος ζώνης) ενός σήματος είναι μικρότερη από τη συχνότητα Nyquist του δειγματολήπτη, η προκύπτουσα ακολουθία διακριτού χρόνου λέγεται ότι είναι απαλλαγμένη από την παραμόρφωση που είναι γνωστή ως aliasing και ο αντίστοιχος ρυθμός δειγματοληψίας λέγεται ότι είναι πάνω από την τιμή Nyquist για το συγκεκριμένο σήμα (Condon & Ransom, 2016).



Εικ. 16: Τυπικό παράδειγμα τιμής και συχνότητας Nyquist.

### 3.2.4. Ερμηνεία φασμάτων

Οι φασματικές συναρτήσεις που προκύπτουν μπορούν να αναλυθούν είτε ποιοτικά είτε ποσοτικά. Αν και το φάσμα μπορεί να συγκριθεί οπτικά μέσω της επικάλυψης των γραφημάτων και να ερμηνευτούν οι αντιστοιχίες και οι αποκλίσεις των καμπυλών, χρήσιμες πληροφορίες μπορούν να εξαχθούν και με άλλους τρόπους. Οι φασματικές συναρτήσεις είναι επίσης μια πηγή αριθμητικών περιγραφών που εκφραζουν



τρία διακριτά γνωρίσματα της τοπογραφίας : την απόλυτη τραχύτητα, την σχέση μεταξύ μεγάλης και μικρής κλίμακας τραχύτητα και την χωρική κατανομή στην τοπογραφική περιοδικότητα. Η ερμηνεία του τέταρτου φασματικού χαρακτηριστικού, της σχετικής ισχύος των τοπογραφικών περιοδικοτήτων, παραμένει ποιοτική.

Γενικά, η φασματική ανάλυση αποτελεί ένα ισχυρό μέσο ανάλυσης των τοπογραφικών δομών οι οποίες είναι ποιοτικά εμφανείς αλλά είναι δύσκολο να μετρηθούν αντικειμενικά. Κάποιος, μπορεί να χρησιμοποιήσει ένα χάρτη ή έναν χάρακα προκειμένου να μετρήσει πχ. την απόσταση κάποιων από τις υποπαράλληλες κοιλάδες σε αυτόν, αλλά μια τέτοια προσέγγιση περιλαμβάνει μια αυθαίρετη επιλογή για το ποιές κοιλάδες θα μετρηθούν και είναι ακατάλληλη μέθοδος για τοπία όπου οι κορυφογραμμές και οι κοιλάδες δεν είναι παράλληλες. Σε αντίθεση, η φασματική ανάλυση παρέχει την βάση για μια σχετικά απλή, προσιτή τεχνική μέτρησης η οποία :

- 1) Αντικατροπτρίζει ολόκληρο το δείγμα του εδάφους και όχι λίγα χαρακτηριστικά του τα οποία είναι οπτικά εμφανή.
- 2) Είναι ευαίσθητη ως προς το υψόμετρο εκτός από την οριζόντια δομή της τοπογραφίας.
- 3) Μπορεί να εφαρμοστεί σε τοπία με μεταβλητό προσανατολισμό κορυφογραμμών και κοιλάδων.
- 4) Δεν χρειάζεται υποκειμενική οριοθέτηση των στοιχείων του τοπίου, όπως την έκταση του δικτύου καναλιών.

Η αριθμητική ανάλυση των τοπογραφικών σχημάτων μπορεί να είναι χρήσιμη σε σχέση τον τρόπο με τον οποίο τα αποτελέσματα σχετίζονται με τις άλλες μεταβλητές σε ευρύτερα γεωγραφικά προβλήματα, όπως την απογραφή πόρων, τον σχεδιασμό και την διοίκηση της χρήσης εδάφους και την περιβαλλοντική παρακολούθηση και έρευνα. Η δουλειά αυτού του τύπου δείχνει να έχει ολοένα και μεγαλύτερη πρακτική χρησιμότητα. Όσο οι χρήσεις γης αξιολογούνται με περισσότερα κριτήρια από παλαιότερα, η εμπειρική ταξινόμηση της τοπογραφίας μπορεί να χρησιμοποιηθεί όλο και περισσότερο στην πολιτική διαχείρισης πόρων και στις περιβαλλοντικές αποφάσεις.

Οι μεταβλητές που εξάγονται από ένα φάσμα μπορούν να αποβούν χρήσιμες στον διαχωρισμό ευρύτερων τοπογραφικών συστημάτων σε μικρότερα μορφολογικά συστήματα, ή γεωμορφικές περιοχές. Αυτό το βασικό ταξινομικό πρόβλημα, στο οποίο οι βέλτιστα παραγόμενες υποδιαιρέσεις διακρίνονται από μέγιστη εσωτερική και ελάχιστη εξωτερική ομοιογένεια τοπογραφίας, έχει προσεγγιστεί ποσοτικά. Πλέον το ενδιαφέρον στην ταξινόμηση του εδάφους έχει επεκταθεί παραπέρα από την σκοπιά της ακαδημαϊκής εξάσκησης. Τόσο οι παραδοσιακές όσο και οι σύγχρονες τάσεις ως προς την ταξινόμηση των γεωμορφών δείχνουν ότι η διαδικασία είναι απατηλά δύσκολη και απαιτεί επιπλέον προσοχή. Μια μακροχρόνια έλλειψη που παρατηρείται σε αυτή την περιοχή μελέτης είναι η υπεραπλούστευση των κριτηρίων ταξινόμησης.

Οι φασματικοί παράμετροι μπορεί να συνεισφέρουν σε μεγάλο βαθμό στο να τεθούν τα ταξινομικά κριτήρια των οποίων η συνολική πολυπλοκότητα είναι ανάλογη με την τοπογραφία. Οι ποσοτικές μεταβλητές οι οποίες έχουν χρησιμοποιηθεί για να προσδιορίσουν και να περιγράψουν τις τοπογραφικές περιοχές δεν έχουν ποτέ κατοπτρίσει περισσότερες από πέντε, μη συσχετιζόμενες πτυχές : την τραχύτητα, την λεπτοειδής υφή , το ποσοστιαίο υψόμετρο, την χονδροειδής υφή και το ύψος πάνω από βασικό επίπεδο.

Παρόλα αυτά, η φασματική ανάλυση έχει και περιορισμούς στην εφαρμογή της ως περιγραφέας γεωμορφών. Εκεί που βασικά δεδομένα λαμβάνονται από υψομετρικούς χάρτες, το μονοδιάστατο φάσμα είναι πιο κατάλληλο για ευρείας κλίμακας, τυχαία τοπογραφία σε σχέση με λεκάνες απορροής και άλλα συγκεκριμένα γεωμορφικά χαρακτηριστικά. Ο μεγάλος χώρος που απαιτείται στους συνηθισμένους τοπογραφικούς χάρτες από το γραμμικό δείγμα σχεδίου εξαλείφει αποτελεσματικά μικρότερες, χαμηλής τάξης λεκάνες απορροής σαν ατομικές μονάδες για μελέτη από φασματικές μεθόδους. Αυτό το πρόβλημα μπορεί να παρακαμφθεί σε κάποιο βαθμό με την χρήση επιτόπιων ερευνών ή φασματικών φωτογραμμικών δεδομένων.

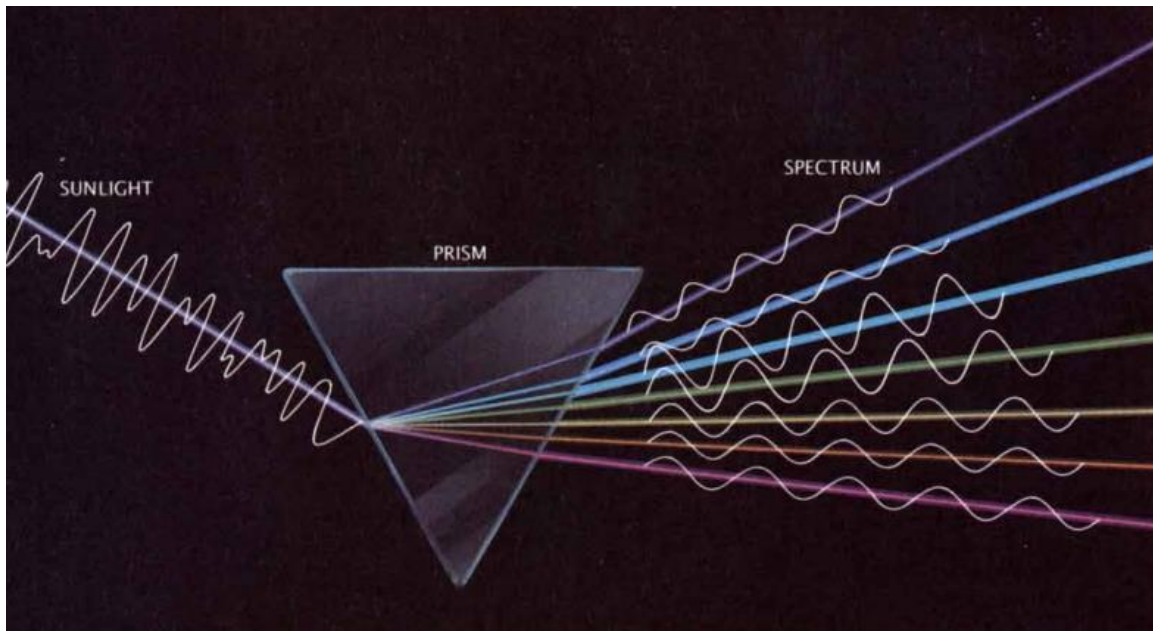
Εξαιρώντας τις περιγραφικές ικανότητες, η φασματική ανάλυση δεν αποτελεί πανάκια για τα τοπογραφικά προβλήματα, όχι μόνο γιατί εκφράζει μερικές μόνο πτυχές της τοπογραφικής γεωμετρίας, αλλά και υπερβολική σημασία μπορεί να αποδίδεται σε αυτές. Το φάσμα περιγράφει ολόκληρο το περιεχόμενο της υψομετρικής διαφοράς ενός

εδάφους ποσοτικά σε ειδικευμένους, αρμονικούς όρους αλλά δεν εξαντλεί το περιεχόμενο των πληροφοριών ενός τοπογραφικού χάρτη ή προφίλ. Ακόμα και τα δισδιάστατα φάσματα δεν μπορούν να περιγράψουν ορισμένες τοπογραφικές πτυχές όπως την ασυμμετρία και την διασπορά ιδιοτήτων των υψομέτρων, της κλίσης και της καμπυλότητας κλίσης. Το μονοδιάστατο φάσμα παραλείπει και αυτό με την σειρά του άλλα χαρακτηριστικά, όπως την συμφωνία των κλίσεων και τον βαθμό και την κατεύθυνση της γραμμικότητας (lineation). Οι φασματικοί παράμετροι από μόνοι τους δεν αποτελούν επαρκή κριτήρια για περισσότερα προβλήματα της τοπογραφικής ανάλυσης και ταξινόμησης.

### **3.3. Μετασχηματισμός / Ανάλυση Fourier**

Ο Jean-Batiste Joseph Fourier (1768-1830), έδειξε πως πολλές μορφές κυμάτων, είτε περιοδικές είτε μη περιοδικές, μπορούν να αντιπροσωπευθούν από άπειρες σειρές ημιτονοειδών και συνημιτονοειδών κυμάτων. Έτσι, ήταν δυνατό για τον Fourier να παρουσιάσει με ακρίβεια την συμπεριφορά μη-ημιτονοειδούς (περιοδικού) σήματος εξετάζοντας τα πλάτη και τις συχνότητες από τις ημιτονοειδείς και συνημιτονοειδείς συνιστώσες του, αποσυνθέτοντας την συνάρτηση στο άθροισμα αμιγών τριγωνομετρικών συναρτήσεων οι οποίες διαφέρουν σε πλάτος, συχνότητα και φάση. Το διάστημα είναι πεπερασμένο αλλά οι επαναλήψεις αυτού άπειρες. Η διαδικασία προσδιορισμού αυτών των πλατών και των συχνοτήτων για μια δοσμένη μορφή κύματος είναι γνωστή ως ανάλυση Fourier, μια μαθηματική έννοια η οποία χρησιμοποιείται στις επιστήμες των πληροφοριών και αποτελεί μια χρήσιμη τεχνική για την ποσοτική σύγκριση τοπογραφικών διαφορετικών περιοχών (Cooley et al., 1969, Bracewell, 1986).

Ο μετασχηματισμός Fourier χρησιμοποιεί μια εισερχόμενη συνάρτηση του χρόνου ή του χώρου και την μετασχηματίζει σε μια σύνθετη συνάρτηση συχνότητας η οποία υποδηλώνει το εύρος και την φάση της εισερχόμενης συνάρτησης. Εάν η εισερχόμενη συνάρτηση έχει δύο ή περισσότερες ανεξάρτητες διαστάσεις, το φάσμα Fourier δίνει το εύρος και την φάση ως συνάρτηση του προσανατολισμού καθώς και της συχνότητας. Σε αυτό το πεδίο της συχνότητας είναι συγκριτικά ευκολότερο να απομακρυνθούν οι όποιες αδιάφορες συχνότητες. Χρησιμοποιώντας τον αντίστροφο μετασχηματισμό Fourier, το σήμα μπορεί να μετρήεται ξανά στο πεδίο του χρόνου, αλλά αυτή την φορά περιέχει μόνο τις πληροφορίες ενός συγκεκριμένου φάσματος. Αυτή η τεχνική χρησιμοποιείται ευρέως στην επεξεργασία ψηφιακών σημείων.



Εικ. 17: Μια απλή αναλογία για το πως λειτουργεί ο μετασχηματισμός Fourier είναι η ανάλυση των ακτίνων φωτός σε ένα πρίσμα. Το ηλιακό φως που εισέρχεται σε ένα πρίσμα δεν έχει συνεχώς την ίδια ισχύ. Το φως που εξέρχεται από το πρίσμα έχει χωριστεί στον χώρο σε αμιγή χρώματα, ή συχνότητες. Η ένταση του κάθε χρώματος συνεπάγεται ένα πλάτος σε κάθε συχνότητα. Έτσι, μια συνάρτηση ισχύς / χρόνου έχει μετατραπεί σε συνάρτηση πλάτους / συχνότητας. Ο μετασχηματισμός Fourier μπορεί να αναπαριστά ένα χρονικά ή χωρικά μεταβαλλόμενο σήμα ως συνάρτηση της συχνότητας και του πλάτους, αλλά ο μετασχηματισμός παρέχει επίσης πληροφορίες για την φάση (Bracewell R.N. , 1989).

Ο μετασχηματισμός Fourier στη γεωμορφολογία έχει δύο χρήσιμες ιδιότητες : την γραμμικότητα και την ερμηνευσιμότητα. Η γραμμικότητα επιτρέπει την ανακατασκευή του αρχικού σήματος μέσω του συνδυασμού δύο ή περισσότερων

φιλτραρισμένων σημάτων, ενώ η ερμηνευσιμότητα σημαίνει ότι η αποσύνθεση ενός σήματος σε ημιτονοειδείς συναρτήσεις είναι εύκολα κατανοήσιμη στην ανάλυση τοπίου, ακόμα και οι ημιτονοειδείς συναρτήσεις δεν είναι μέρος ενός πραγματικού τοπίου. Συνεπώς, ο μετασχηματισμός Fourier είναι μια κατάλληλη μέθοδος για να εντοπίζονται βασικές δομές τοπίων όπως τα χαμηλά και τα υψηλά υψομετρικά σημεία. Ο συνδυασμός του μετασχηματισμού Fourier με αλγόριθμο φιλτραρίσματος επιτρέπει ένα καλό αποτέλεσμα για το επιθυμητό μέγεθος της δομής. Επιπλέον, βασικές δομές τοπίων όπως οι κλίμακες, οι οποίες υποδηλώνουν συγκεκριμένες οικολογικές ή μορφογενετικές συνθήκες, μπορούν άνετα να απομονωθούν για καλύτερη ανάλυση. Κατά την ποσοτικοποίηση της κάλυψης μιας περιοχής σε χαμηλά και υψηλά υψομετρικά σημεία μιας ορισμένης οριζόντιας κλίμακας και κατακόρυφου πλάτους, μπορούν να πραγματοποιηθούν ποσοτικές συγκρίσεις μεταξύ διαφορετικών περιοχών μεταξύ εκείνων των επιλεγμένων στοιχείων των τοπίων.

### 3.3.1. Βασικές Αρχές Μετασχηματισμού Fourier

Με μαθηματικούς όρους, το ημιτονοειδές και το συνημιτονοειδές αποτελούν κύματα με περιοδική φύση. Επειδή ένα ημιτονοειδές κύμα μπορεί να παρουσιαστεί ως ένα συνημιτονοειδές κύμα μετατοπισμένης φάσης κατά  $\varphi(\kappa)$  ( $= \pi/2$ ), η βασική μορφή ενός ημιτονοειδούς κύματος μπορεί να αλλάξει ως εξής :

$$Y = A(\kappa)\sin(\kappa\theta) = A(\kappa)\cos(\kappa\theta - \varphi(\kappa)), \text{ (Εξ. 1)}$$

Όπου το  $A(\kappa)$  αναπαριστά το πλάτος του κύματος και το  $\varphi(\kappa)$  την μετατόπιση φάσης.

Η σχέση (1) γράφεται επίσης ως εξής :

$$Y = \alpha(\kappa)\cos(\kappa\theta) + b(\kappa)\sin(\kappa\theta), \text{ (Εξ. 2)}$$

Όπου,

$$\alpha(\kappa) = A(\kappa)\cos(\varphi(\kappa)), \text{ (Εξ. 3)}$$

$$b(\kappa) = A(\kappa)\sin(\varphi(\kappa)), \text{ (Εξ. 4)}$$

Η ανάλυση Fourier βασίζεται στην υπόθεση πως πρακτικά κάθε συνεχής συνάρτηση μπορεί να αναλυθεί σε μια σειρά ημιτονοειδών και συνημιτονοειδών κυμάτων διαφορετικού πλάτους και συχνότητας. Με αυτόν τον τρόπο μια συνάρτηση μετασχηματίζεται αποτελεσματικά από τον πεδίο του χώρου στο πεδίο της συχνότητας.

Έχοντας υποθέσει την περιοδικότητα, η σχέση της εξίσωσης (2) μπορεί να εφαρμοστεί προκειμένου να αθροίσει όλα τα ημιτονοειδή συστατικά μιας σύνθετης μορφής κύματος :

$$y(\theta) = \sum_{\kappa=0}^{\infty} [\alpha(\kappa) \cos(\kappa\theta) + b(\kappa) \sin(\kappa\theta)], \text{ (Εξ. 5)}$$

Το οποίο μπορεί να αναπτυχθεί ως :

$$y(\theta) = a(0) + a(1)\cos(\theta) + \dots + \alpha(\kappa) \cos(\kappa\theta) + b(1)\sin(\theta) + \dots + b(\kappa)\sin(\kappa\theta), \text{ (Εξ. 6)}$$

Οι όροι  $\{ \alpha(0) \dots \alpha(\kappa), b(1) \dots b(\kappa) \}$  είναι οι συντελεστές Fourier, οι οποίοι αναπαριστούν τα πλάτη καθενός από τα ημιτονοειδή συστατικά τα οποία απαρτίζουν το αρχικό κύμα. Το  $a(0)$  πάντα αναπαριστά την μέση τιμή του σήματος.

Εάν έχουν γίνει παρατηρήσεις για ένα πεπερασμένο διάστημα  $X$ , και η ανεξάρτητη μεταβλητή συμβολίζεται με  $x$ , τότε η έκφραση γίνεται :

$$y(x) = \sum_{\kappa=0}^{\infty} [\alpha(\kappa) \cos\left(\frac{2\pi\kappa x}{X}\right) + b(\kappa) \sin\left(\frac{2\pi\kappa x}{X}\right)], \text{ (Εξ. 7)}$$

για συνεχή δεδομένα ή :

$$y(x) = \sum_{\kappa=0}^{\infty} [\alpha(\kappa) \cos\left(\frac{2\pi\kappa x}{n}\right) + b(\kappa) \sin\left(\frac{2\pi\kappa x}{n}\right)], \text{ (Εξ. 8)}$$

για διακριτά δείγματα δεδομένων.

Είναι εφικτό να μετασχηματιστούν διακριτές τιμές – σημεία χρησιμοποιώντας τον διακριτό μετασχηματισμό Fourier (discrete Fourier transform- DFT), ο οποίος έχει πρακτική εφαρμογή, καθώς είναι πρακτικά αδύνατο να δημιουργηθεί ένα συνεχές φάσμα συχνότητας. Ο DFT επιτρέπει και την επανασύνθεση του σήματος από τα αποσυνδεδεμένα ημιτονοειδή. Αυτή η διαδικασία ονομάζεται αντίστροφος διακριτός

μετασχηματισμός Fourier (IDFT).

Το όριο στο σύνολο της (Εξ. 8) αντικαθίσταται από τον πεπερασμένο αριθμό δειγμάτων σύμφωνα με την παρακάτω σχέση :

$$y(x) = \sum_{\kappa=0}^{n-1} [a(\kappa) \cos\left(\frac{2\pi\kappa x}{n}\right) + b(\kappa) \sin\left(\frac{2\pi\kappa x}{n}\right)], \text{ (Εξ. 9)}$$

Πολλές φορές σε σήματα που μεταβάλλονται περιοδικά με τον χρόνο ή με τον χώρο σε αυτή την περίπτωση, και περιγράφονται σαν ένας συνδυασμός συναρτήσεων ημιτόνου και συνημιτόνου, μας διευκολύνει να εκφράσουμε τις συναρτήσεις αυτές ως το πραγματικό μέρος εκθετικών συναρτήσεων με φανταστικούς εκθέτες. Η μετατροπή αυτή δύναται να γίνει χρησιμοποιώντας τον τύπο του Euler, ένα μαθηματικό τύπο στη μιγαδική ανάλυση που καθορίζει τη θεμελιώδη σχέση μεταξύ των τριγωνομετρικών συναρτήσεων και της εκθετικής συνάρτησης με φανταστικό όρισμα. Σύμφωνα με τον τύπο του Euler για κάθε πραγματικό αριθμό  $x$  ισχύει :

$$e^{ix} = \cos x + i \sin x, \text{ (Εξ. 10)}$$

όπου  $e$  είναι η βάση του φυσικού λογαρίθμου,  $i$  η φανταστική μονάδα, ενώ τα  $\cos$  and  $\sin$  συμβολίζουν τις τριγωνομετρικές συναρτήσεις του συνημιτόνου και του ημιτόνου, αντίστοιχα, με το όρισμα  $x$  να δίνεται σε ακτίνια.

Εφαρμόζοντας λοιπόν το θεώρημα Euler, η ημιτονοειδής απεικόνιση των σειρών Fourier μπορεί να μετατραπεί σε μια εκθετική αναπαράσταση ως εξής :

$$y(t) = \frac{1}{n} \sum_{\kappa=0}^{n-1} Y(\kappa) e^{j2\pi\kappa/n}, \text{ (Εξ. 11)}$$

Όπου  $Y(\kappa)$  είναι ο συντελεστής Fourier σε εκθετική μορφή, του οποίου η τιμή ορίζεται από τα πλάτη των ημιτονοειδών συντελεστών της εξίσωσης (9).

Ενώ διακριτός μετασχηματισμός Fourier μπορεί να εφαρμοστεί σε κάθε περίπλοκη σειρά τιμών, για μεγάλες σειρές, μπορεί να χρειαστεί πολύ χρόνο για τον υπολογισμό των συντελεστών Fourier. Οι Cooley και Tukey (1965) ανεπτυξαν έναν πολύ γρήγορο αλγόριθμο, τον ταχύ μετασχηματισμό Fourier (FFT) ο οποίος εκμεταλλεύεται πολλά από τα χαρακτηριστικά χειρισμού των δεδομένων των ψηφιακών υπολογιστών,

και ιδιαίτερα, την δυαδική φύση των υπολογιστικών συστημάτων των υπολογιστών και βασίζεται στο DFT. Εν συντομία, ο στόχος του FFT είναι να πάρει τα αρχικά σύνολα δεδομένων και κατά επανάληψη να τα υποδιαιρέσει σε ίσα υποσύνολα, και τελικά χρησιμοποιώντας ένα τέτοιο σχέδιο διαίρεσης, να καταλήξει σε  $2^N$  σύνολα δεδομένων, τα οποία τότε μπορούν ατομικά να μετασχηματιστούν σε συντελεστές Fourier. Σήμερα υπάρχουν πολλοί αλγόριθμοι FFT με βάση ένα εύρος θεωριών. Στην συγκεκριμένη εργασία επιστρατεύθηκε ο αλγόριθμος των Cooley & Tukey, σύμφωνα με τον οποίο για να υπολογίσουμε τους συντελεστές Fourier, χρησιμοποιείται η ακόλουθη σχέση [Cooley & Tukey, 1965] :

$$X(k) = \sum_{t=0}^{n-1} y(x)e^{-j2\pi kt/n}, \text{ (Εξ. 12)}$$

όπου  $y(x)$  τα δεδομένα των δειγμάτων και  $k$  ένας ακέραιος αριθμός που κυμαίνεται από 0 έως  $(N-1)$ .

Για την επέκταση στην κατάσταση πολλαπλών διαστάσεων, ο μετασχηματισμός Fourier δίνεται από την σχέση :

$$Y(k_1, k_2) = \sum_{x_1=0}^{n_1-1} \sum_{x_2=0}^{n_2-1} y(x_1, x_2)e^{-j2\pi((x_1k_1/n_1) + (x_2k_2/n_2))}, \text{ (Εξ. 13)}$$

όπου  $y(x_1, x_2)$  οι τιμές των δειγμάτων (πχ υψόμετρο) στις συντεταγμένες  $(x_1, x_2)$ . Οι συντεταγμένες  $(k_1, k_2)$  αναπαριστούν τις συχνότητες των ημιτονοειδών στις κατευθύνσεις  $(x_1, x_2)$ , αντίστοιχα.

Με γνωστές τις συνιστώσες των μορφών των κυμάτων, η τρισδιάστατη επιφάνεια των αρχικών χωρικών δεδομένων μπορεί να ανακατασκευαστεί, χρησιμοποιώντας τον αντίστροφο μετασχηματισμό του  $Y(k_1, k_2)$  της εξίσωσης (13) ως εξής :

$$y(t^1, t^2) = \frac{1}{n_1 n_2} \sum_{k_1=0}^{n_1-1} \sum_{k_2=0}^{n_2-1} Y(k_1, k_2)e^{j2\pi((x_1k_1/n_1) + (x_2k_2/n_2))}, \text{ (Εξ. 14)}$$

Η λύση για το  $Y(k_1, k_2)$  της σχέσης (14) μπορεί να βρεθεί χρησιμοποιώντας μια απευθείας προσέγγιση, αλλά η προσέγγιση αυτή είναι υπολογιστικά εντατική, απαιτώντας περίπου  $(8N^2 - 14N + 6)$  πραγματικούς πολλαπλασιασμούς και προσθήσεις για συνολικά  $N$  σημεία δειγματοληψίας. Προκειμένου να μειωθεί ο αριθμός των



υπολογισμών χρησιμοποιούνται διάφορες μεθόδους ταχείου μετασχηματισμού Fourier (fast Fourier transform –FFT), όπως των Cooley και Tukey (1965) ο οποίος μειώνει τους υπολογισμούς σε  $(5N \log_2 N - 6N + 6)$  (Kamin & Adams, 1988). Πιο συγκεκριμένα, στην ανάλυση της τοπογραφίας τα εισαγόμενα δεδομένα είναι της μορφής ενός ψηφιακού υψομετρικού μοντέλου (DEM).

Μια άλλη τεχνική για ταχύ μετασχηματισμό Fourier, το HFT (High-Frequency Trading), έχει ως αποτέλεσμα συντελεστές Fourier να είναι μιγαδικοί αριθμοί. Το πραγματικό μέρος αυτών αντιπροσωπεύει το πλάτος, ενώ το φανταστικό το πλάτος και την φάση του σήματος. Το μεγαλύτερο μειονέκτημα αυτής της μεθόδου είναι το γεγονός πως τα εν λόγω σύνολα δεδομένων πρέπει να έχουν έναν αριθμό στοιχείων ίσο της δύναμης του 2, το οποίο δεν συμβαίνει σχεδόν ποτέ. Δηλαδή, η αποτελεσματικότητα αυτού του αλγορίθμου είναι μέγιστη όταν  $N_x$  και  $N_y$  είναι ακέραιες δυνάμεις του 2. Προκειμένου να υπερβούμε αυτή την δυσκολία, μηδενικά προσθέτονται στα σύνολα των δεδομένων προκειμένου να φέρουν τον συνολικό αριθμό των σημείων δεδομένων στην αμέσως επόμενη δύναμη του 2. Η κατάλληλη τοποθέτηση αυτών των μηδενικών πρέπει να διασφαλίζει ότι αυτά θα βρίσκονται στο «εξωτερικό» των συνόλων δεδομένων. Η παρουσία «παραγεμισμένων μηδενικών» δεν έχει επίδραση στους παραγόμενους συντελεστές Fourier. Πρέπει να σημειωθεί πως η χρήση του FFT θα έχει ως αποτέλεσμα μια κατα προσέγγιση σειρά Fourier. Ωστόσο, με την συνετή χρήση αυτού του αλγορίθμου, οι περισσότερες διαφοροποιήσεις θα είναι εμφανής μόνο στα στοιχεία των υψηλότερων συχνοτήτων και συνεπώς θα έχει πολύ μικρή επίδραση στο συνολικό φάσμα συχνοτήτων του ανακατασκευασμένου τοπίου.

Συνεπώς, παρά την προφανή μαθηματική πολυπλοκότητα του FFT, η χρήση αυτών των αριθμητικών εργαλείων έχει το πλεονέκτημα του πολύ λιγότερου απαιτούμενου χρόνου υπολογισμού σε σχέση με άλλες εφαρμογές φιλτραρίσματος, οι οποίες επηρεάζουν τον χρόνο υπολογισμού τόσο της κεντρικής μονάδας υπολογισμού (CPU), όσο και της μονάδας γραφικής επεξεργασίας (GPU). Επιπλέον στην αξιοσημείωτη συντόμευση χρόνου στον υπολογιστή, ο αλγόριθμος για τον ταχύ μετασχηματισμό Fourier (FFT) προσφέρει μέσω του πλέγματος φασματικής πυκνότητας, μια εξαιρετική ματιά στα συμφυή χαρακτηριστικά της τοπογραφίας. Είναι μια ιδιαίτερα

χρήσιμη τεχνική στα ψηφιακά υψομετρικά μοντέλα όπου υπάρχει ασυνήθιστη τοπογραφία με ποικίλα υψόμετρα και με πολλά σημεία καμπής όπως παρατηρείται στα καρστικά τοπία. Οι νέες μορφές ψηφιακών μοντέλων εδάφους βρίσκουν εφαρμογή σε ένα πλήθος τομέων της μηχανικής. Είναι μια ευρέως χρησιμοποιούμενη μέθοδος για την επεξεργασία σημάτων στην ηλεκτρολογία, και εξαιτίας της ικανότητας του να εξαγει περιόδους, βρίσκει εφαρμογή στην γεωλογία και σε μερικά άλλα πεδία, με τις περισσότερες εφαρμογές σε σχετικούς με τον χρόνο ιζηματολογικούς κύκλους και γεωμορφολογικές αναλύσεις. Όσον αφορά τις τελευταίες έχουν εφαρμοστεί ήδη από τις δεκαετίες του '60 και του '70 (Rayner 1972, Pike and Rozema 1975, Hanley 1977) .

Το FFT έχει εφαρμοστεί στα περισσότερα λογισμικά τηλεπισκόπησης, εξαιτίας του χαμηλού κόστους υπολογισμού (Brigham, 1988, Pinilla Ruiz et al., 1997, Stone et al., 2001). Τα φίλτρα του FFT μπορούν να εφαρμοστούν στα DEMs και χρησιμοποιούνται στις γεωεπιστημονικές έρευνες από τα τέλη του 20ού αιώνα (Brigham, 1988, Brook and Hanson, 1991, Jensen, 1996), και κατά την διάρκεια των πρώτων δεκαετιών του 21ου αιώνα (Booth et al., 2009, Davis and Chojnacki, 2017, Ganesh Kumar et al., 2015).

### **3.3.2. Μετασχηματισμός Fourier μίας διάστασης**

Ο μετασχηματισμός Fourier μιας διάστασης εφαρμόζεται παράγοντας μια σειρά από συντελεστές οι οποίοι περιγράφουν το εύρος και την φάση της σύνθετης συνάρτησης συχνοτήτων οι οποίες αναπαριστούν το τοπογραφικό προφίλ. Οι τιμές των συντελεστών μπορούν να χρησιμοποιηθούν για να εκτιμηθεί η συνεισφορά των διαφόρων αρμονικών στοιχείων. Ο αριθμός των συντελεστών που απαιτούνται γενικά εξαρτάται τόσο από την απόσταση των σημείων δειγματοληψίας όσο και από το μήκος του τοπογραφικού προφίλ. Πραγματοποιείται το φιλτράρισμα στο φάσμα συχνοτήτων που προκύπτει προκειμένου να αποκοπούν ανεπιθύμητες συχνότητες το φάσμα ισχύος. Αυτό περιλαμβάνει τον πολλαπλασιασμό των μετασχηματισμένων συχνοτήτων με το 0 ή το 1, ανάλογα με το αν η δοσμένη συχνότητα πρόκειται να αφαιρεθεί ή να παραμείνει. Η μέθοδος αυτή προσφέρει μια ποσοτική περιγραφή των τοπογραφικών προφίλ (Hanley, 1977).

Ο μονοδιάστατος ταχύς μετασχηματισμός Fourier (1-D FFT) σε αντίθεση με τον

δυσδιάστατο (2-D FFT) δίνει την δυνατότητα προσανατολισμού των προφίλ σε αρκετές διαφορετικές κατευθύνσεις, για απλή μελέτη των ανισοτροπικών επιδράσεων και συνεπώς την επιρροή των τεκτονικών δομών, όπως επιχειρήθηκε και στην παρούσα διπλωματική εργασία.

Στις παρακάτω εικόνες (Εικ. 18, 19 & 20) παρουσιάζεται ένα τυπικό παράδειγμα μετασχηματισμού Fourier μίας διάστασης σε χωρικά δεδομένα, από 5 διαφορετικές περιοχές της Β. Αμερικής (Pike & Rozema, 1975). Όσον αφορά τα τρία διακριτά γνωρίσματα της τοπογραφίας τα οποία μπορούν να υπολογιστούν από τους αριθμητικούς περιγραφείς, πιο συγκεκριμένα έχουμε :

### 3.3.2.1. Απόλυτη τραχύτητα (*Absolute Roughness*)

Η μετατόπιση μιας φασματικής συνάρτησης πάνω από τον οριζόντιο άξονα υπολογίζει την διακύμανση στο υψόμετρο του δειγματος του τοπογραφικού προφίλ και την τραχύτητα του αρχικού τοπογραφικού προφίλ. Η συνολική τραχύτητα των διαφορετικών περιοχών μπορεί να συγκριθεί μέσω της απεικόνισης του διαγράμματος των φασμάτων τους πάνω στο ίδιο διάγραμμα. Για παράδειγμα, στην Εικ. 20 η περιοχή McHenry's Peak παρουσιάζει την μεγαλύτερη τραχύτητα μεταξύ των συγκρινόμενων τοπογραφικών προφίλ. Οι οπτικές συγκρίσεις απαιτούν κάποια επεξεργασία.

Η συνολική τραχύτητα συμπεριλαμβάνει την υψομετρική διακύμανση σε πολλές τοπογραφικές κλίμακες, αλλά η τραχύτητα μπορεί να εξεταστεί επίσης για συγκεκριμένα μήκη κύματος εντός ενός φάσματος. Κάποιες διαφοροποιήσεις στην διακύμανση συμβαίνουν μέσα σε στενές ζώνες μηκών κύματος.

Μια αριθμητική εκτίμηση για την συνολική τοπογραφική τραχύτητα μπορεί να είναι πιο χρήσιμη σε ορισμένες περιπτώσεις από μια οπτική σύγκριση. Αλληλεπιδρώντας μαθηματικά με το φάσμα διακύμανσης πάνω στην ζώνη μεταξύ των αποκομμένων μηκών κύματος μπορούμε να υπολογίσουμε την τραχύτητα ολόκληρου του τοπογραφικού δείγματος.

Ως ένας υπολογισμός της συνολικής τραχύτητας, η ολοκληρωμένη διακύμανση περιστασιακά έρχεται σε αντίθεση με τα αποτελέσματα άλλων παραμέτρων, που

οφείλονται σε θεμελιώδεις διαφοροποιήσεις μεταξύ των διαφορετικών τύπων παραμέτρων τραχύτητας.

### **3.3.2.2. Κλίμακα Τραχύτητας (Scale of roughness)**

Η κλίση σε ένα τοπογραφικό φάσμα ή σε ένα από τα τμήματα του περιγράφει μια σχέση μεταξύ των χαρακτηριστικών των μικρών και μεγάλων μηκών κύματος που έχουν σχέση με υψόμετρο (Bryson & Dutton, 1967). Πιο απότομες φασματικές καμπύλες σημαίνουν αναλογικά μικρότερη τραχύτητα σε μικρότερες τοπογραφικές κλίσεις σε σχέση με τις μεγαλύτερες, οι οποίες μπορεί να είναι ιδιαίτερα απότομες, ή απλά ασυνήθιστα κοινές.

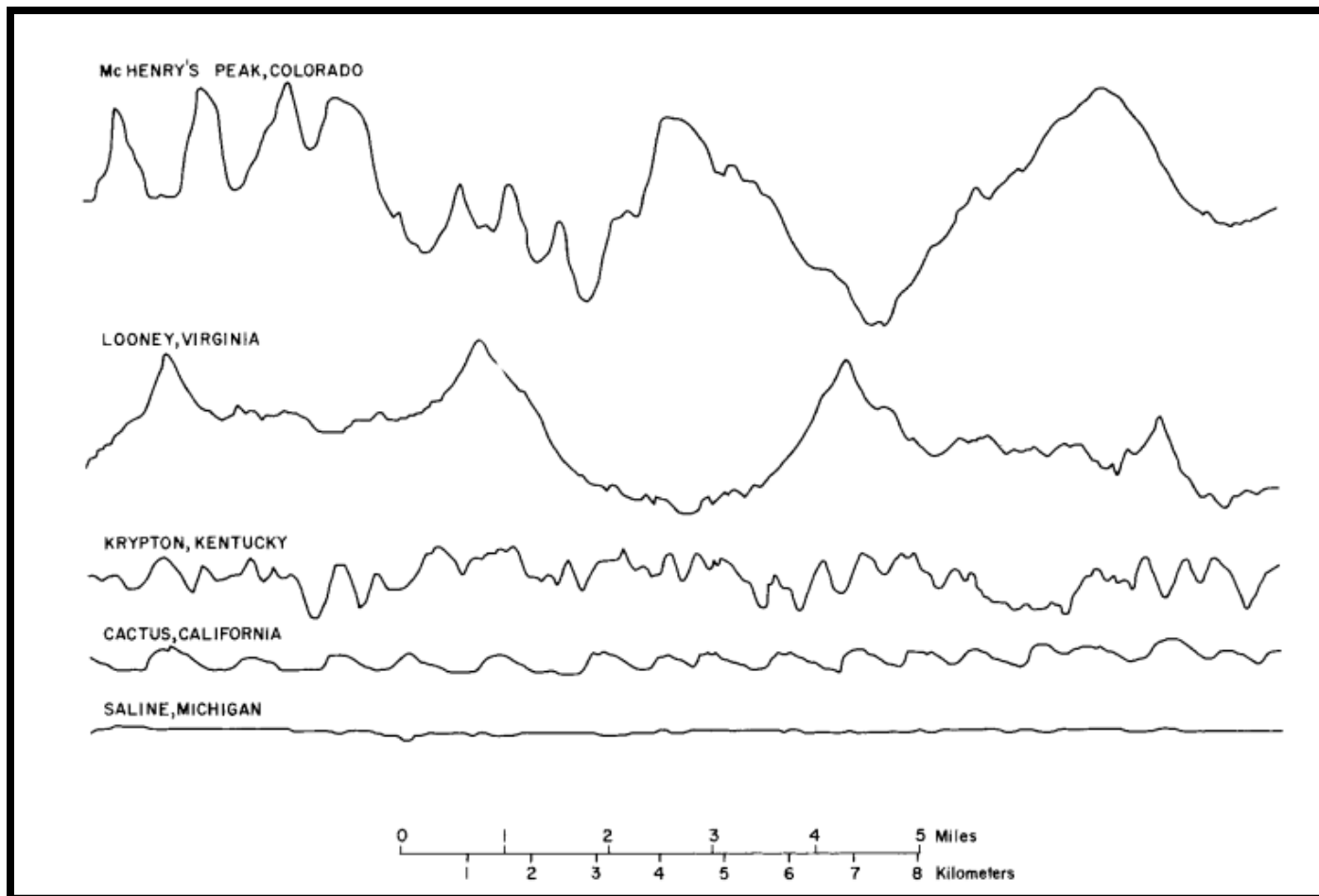
Στο παράδειγμα μονοδιάστατου μετασχηματισμού των Εικ. 18, 19 & 20, η υψομετρική διαφορά που συσχετίζεται με τα μεγαλύτερα μήκη κύματος των κορυφογραμμών και των κοιλάδων των Απαλαχιών συνεισφέρει σχετικά μεγαλύτερη διακύμανση στο φάσμα της περιοχής Looney, ενώ τα μικρότερα μήκη κύματος που σχετίζονται με τις απότομες, λεπτής τοπογραφικής υφής λεκάνες απορροής συνεισφέρουν συγκριτικά σε μεγαλύτερο βαθμό στην διακύμανση της περιοχής Krypton. Η ισορροπία της τραχύτητας από χονδροειδή προς λεπτοειδή κλίμακα τυπικά δεν παραμένει συνεχής εντός μιας συγκεκριμένης περιοχής αλλά διαφέρει με το τοπογραφικό μήκος κύματος όπως φαίνεται από τις αλλαγές στην κλίση της φασματικής του καμπύλης (Εικ. 20). Όλα τα φάσματα των δειγμάτων μειώνονται σε κλίση με την αύξηση του κύματος, γεγονός που αντανακλά την τάση οι μεγαλύτερες πλαγιές της τοπογραφίας, να είναι ηπιότερες, κατά μέσο όρο σε σχέση με τις μικρότερες.

Η σχετική αναλογία του υψομετρικού περιεχομένου στα διαφορετικά τοπογραφικά μήκη κύματος μπορεί να εκφραστεί κατά την αντίθετη ανάλυση, μια αρκετά βοηθητική προσφυγή για την ακόλουθη παραμετρική ανάλυση ή όπου οι αντίθετες διακύμανσης δεν είναι εμφανή οπτικά με την εξέταση του φάσματος.

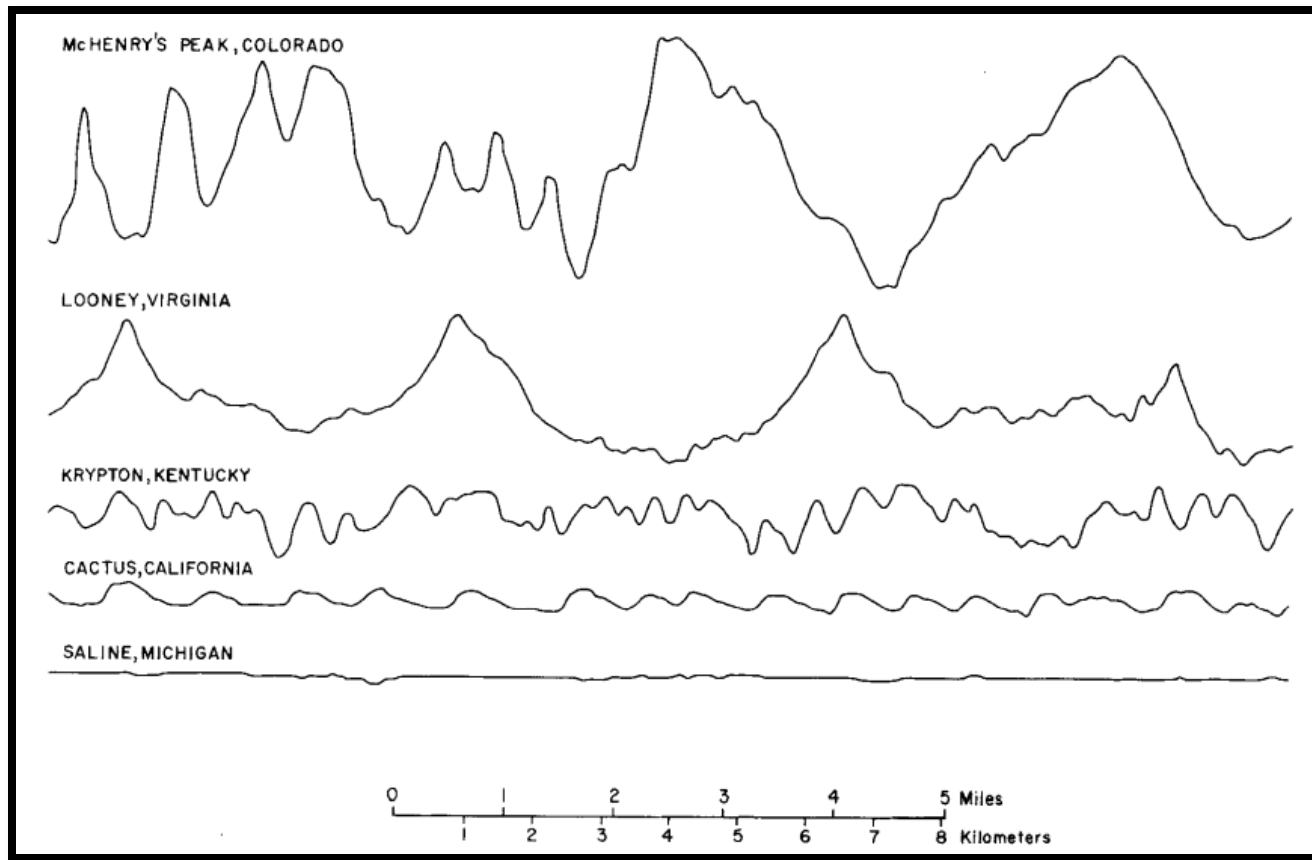
### **3.3.2.3. Τοπογραφικές Περιοδικότητες (Topographic Periodicities)**

Αν οι λόφοι και οι κοιλάδες που διασχίζονται στα τοπογραφικά προφίλ, ήταν τυχαία διατεταγμένα, οριζόντια και κάθετα, τότε το φάσμα διακύμανσης που θα προέκυπτε θα ήταν γραμμικό χωρίς χαρακτηριστικά κομμάτια γης. Είναι πολύ συνήθης πρακτική στη φασματική ανάλυση να ερμηνεύονται φασματικές κορυφές ως περιοδικότητες σε μια σειρά. Μια εξέχουσα κορυφή σε ένα τοπογραφικό φάσμα δείχνει ότι το αρχικό τοπογραφικό προφίλ περιέχει έναν ασυνήθιστα μεγάλο αριθμό τοπογραφικών διακυμάνσεων ενός περιορισμένου οριζοντιου εύρους μεγέθους, ή πιθανά μερικές διακυμάνσεις σε εκείνο το μήκος κύματος μπορεί να έχουν ασυνήθιστα υψηλή τοπική υψομετρική διαφορά. Πολλαπλές κορυφές υποδηλώνουν περισσότερες από μια τέτοιες τακτικότητες. Περιοδικότητες στη φυσική τοπογραφία ποικίλουν ευρέως στην ισχύ, όπως αντικατοπτρίζεται στο πλάτος και στο ύψος της φασματικής κορυφής. Το πλεονέκτημα της ερμηνείας φασματικών κορυφών δεν έγκειται στην επιβεβαίωση προφανών τακτικοτήτων, αλλά πολύ περισσότερο στον προσδιορισμό απροσδόκητων ή λιγότερο προφανών περιοδικοτήτων στην τοπογραφία.

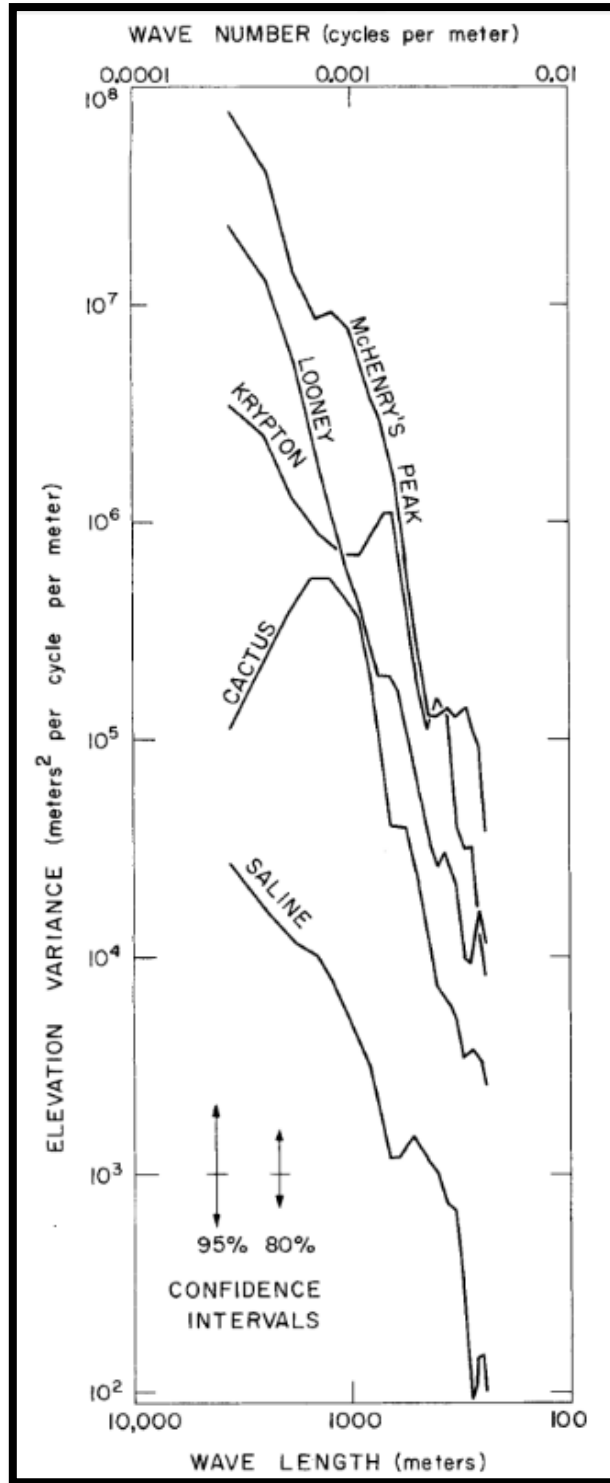
Στην Εικ. 20, το φάσμα της περιοχής Krypton έχει δύο κορυφές, μια προεξέχουσα στα 700 m και μια μικρότερη στα 400 m. Οι περιοδικότητες σε αυτά τα μήκη κύματος δεν είναι εμφανείς σε ένα υψομετρικό χάρτη, ωστόσο η συγκέντρωση της διακύμανσης του φάσματος σε αυτά τα μήκη κύματος δείχνει πως οι τοπογραφικές δομές αυτών των δύο ζωνών μήκους κύματος έχουν σημαντική συμβολή στην τοπογραφία της περιοχής.



Εικ. 18: Τοπογραφικά προφίλ από 5 διαφορετικές περιοχές της β. Αμερικής, στα οποία πρόκειται να πραγματοποιηθεί μετασχηματισμός Fourier μίας διάστασης. Όλα τα προφίλ έχουν σχεδιαστεί στην ίδια κλίμακα με 5 : 1 κάθετη υπερβολή (Pike & Rozema, 1975).



Εικ. 19: Φιλτραρισμένες (εξομαλυμένες) εκδοχές των πέντε αρχικών τοπογραφικών προφίλ. Τα πολύ μικρά τοπογραφικά γνωρίσματα (μικρότερα των 240 m) και οι πολύ μεγάλες τάσεις (μεγαλύτερες των 3700 m) έχουν αποκλειστεί από την περαιτέρω ανάλυση με την χρήση ενός ψηφιακού φίλτρου, αλλά τα τοπογραφικά χαρακτηριστικά οριζόντιων διαστάσεων μεταξύ αυτών των δύο τιμών έχουν διατηρηθεί. Οι διαφορές μεταξύ των αρχικών τοπογραφικών προφίλ και των φιλτραρισμένων προφίλ είναι σχετικά μέτριες για τα προφίλ των McHenry's Peak και Looney και μόλις ελάχιστες για τα υπόλοιπα τρία προφίλ (Pike & Rozema, 1975).



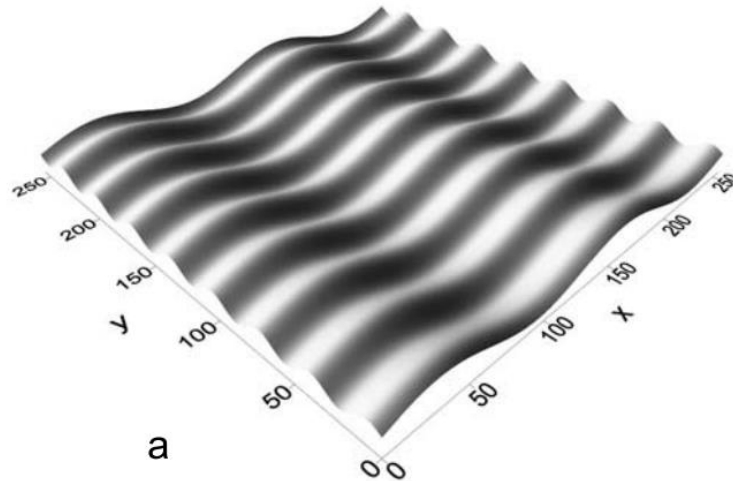
Εικ. 20: Συναρτήσεις φασματικής πυκνότητας ή φάσματος διακύμανσης των τοπογραφικών προφίλ των 5 περιοχών της προηγούμενης εικόνας (Εικ. 14). Το ύψος κάθε φάσματος αντανακλά την συνολική τραχύτητα κάθε τοπογραφικού προφίλ. Διακριτές κορυφές στα φάσματα υποδεικνύουν περιοδικότητες στην τοπογραφία. Η κλίση του φάσματος εκφράζει μια σχετικά εξέχουσα θέση κάποιου τοπογραφικού χαρακτηριστικού μεγάλης ή μικρής κλίμακας (Pike & Rozema, 1975).



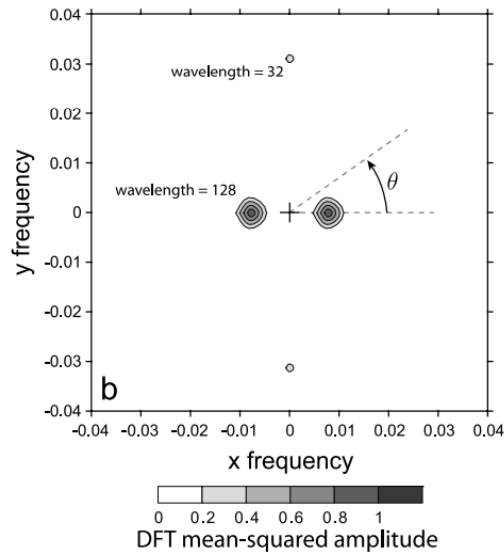
### 3.3.3. Μετασχηματισμός Fourier Δύο Διαστάσεων

Η εφαρμογή της δυσδιάστατης ανάλυσης Fourier στην ανάλυση της τοπογραφίας μπορεί να χρονολογηθεί πίσω στα τέλη της δεκαετίας του '60 και στις αρχές της δεκαετίας του '70. Οι Stone και Dugundji (1965) έδειξαν την χρησιμότητα της χρήσης φασματικής ανάλυσης στη χαρτογράφηση, την ταξινόμηση και την ποσοτικοποίηση σε μικροκλίμακα. Οι James (1966) και οι Harbaugh & Sackin (1968) δημοσίευσαν τα προγράμματα FORTRAN IV των διπλών σειρών Fourier για να περιγράψουν την χωρική διακύμανση των τοπογραφικών και γεωλογικών χαρακτηριστικών χρησιμοποιώντας σύνολα δεδομένων που εμφανίζονταν είτε ακανόνιστα είτε σε τακτικά διαστήματα. Ο/Η Rayner (1971) περιέγραψε αναλυτικά τις τεχνικές φασματικής ανάλυσης και έδωσε προσοχή συγκεκριμένα στην χρησιμότητα αυτών στην ανάλυση της επιφάνειας του εδάφους.

Στις παρακάτω δύο εικόνες (Εικ. 21 & 22) απεικονίζεται η σχέση μεταξύ μιας επιφάνειας δύο διαστάσεων και του φάσματος ισχύος της. Η εισαγόμενη επιφάνεια αποτελείται από δύο ορθογώνια ημιτονοειδή κύματα. Το κύμα στην κατεύθυνση  $x$  έχει μήκος κύματος 4 φορές μεγαλύτερο και πλάτος 2 φορές μεγαλύτερο σε σχέση με το κύμα στην κατεύθυνση  $y$ . Το περιοδόγραμμα DFT περιέχει δύο σύνολα κορυφών τα οποία είναι συμμετρικά ως προς το σημείο της μηδενικής συχνότητας στο κέντρο του διαγράμματος. Η συχνότητα είναι αντιστρόφως ανάλογη του μήκους κύματος, οπότε οι κορυφές επί της κατεύθυνσης του  $y$  είναι 4 φορές πιο μακριά από το σημείο της μηδενικής συχνότητας σε σχέση με εκείνες επί της κατεύθυνσης  $x$ , οι οποίες αντιστοιχούν σε ένα σημείο με μήκος κύματος 4 φορές πιο μακρύ. Επειδή η φασματική ισχύς είναι μια μέτρηση του μέσου τετραγώνου του πλάτους, οι κορυφές που ευθυγραμμίζονται στην κατεύθυνση  $y$  είναι το ένα τέταρτο σε διάμετρο σε σχέση με αυτές που ευθυγραμμίζονται στην κατεύθυνση  $x$ , οι οποίες αντιστοιχούν σε ένα σημείο με το διπλάσιο πλάτος. Οι δύο συνιστώσες των εισαγόμενων σημείων είναι τέλεια ημιτονοειδή με συχνότητες οι οποίες ανταποκρίνονται ακριβώς στις δύο από τις συνήθεις δειγματοληπτικές συχνότητες του πίνακα DFT, άρα και η φασματική ισχύς σε κάθε κορυφή περιέχεται μεταξύ ενός μοναδικού στοιχείου του πίνακα (το φάσμα στην εικόνα  $b$  έχει εξομαλυνθεί προκειμένου οι κορυφές να είναι πιο ορατές).



Εικ. 21: Απλοποιημένη μορφή επιφάνειας 2 διαστάσεων, που αποτελείται από δύο ορθογώνια ημιτονοειδή κύματα : ένα με μήκος κύματος 128 στην κατεύθυνση  $x$  και ένα με μήκος κύματος 32 στην κατεύθυνση  $y$  και με το μισό πλάτος σε σχέση με το πρώτο.



Εικ. 22: Ένας χάρτης περιγράμματος του φάσματος ισχύος της επιφάνειας της εικόνας 21. Οι δύο κορυφές που είναι ευθυγραμμισμένες κατά τον άξονα  $x$  ( $\theta = 0^\circ$ ), ανταποκρίνονται στο σήμα της χαμηλότερης συχνότητας (μεγαλύτερο μήκος κύματος) και συνεπώς είναι πιο κοντά στην αρχή. Οι κορυφές που είναι ευθυγραμμισμένες κατά τον άξονα  $y$  ( $\theta = 90^\circ$ ) ανταποκρίνονται στο σήμα της υψηλότερης συχνότητας (μικρότερο μήκος κύματος) και συνεπώς είναι πιο μακριά από την αρχή. Ο σταυρός σηματοδοτεί την αρχή όπου η συχνότητα είναι μηδενική και η διακεκομμένη γωνία απεικονίζει πως μετριέται η γωνία  $\theta$ .

### **3.4. Γεωγραφικά Συστήματα Πληροφοριών – Ψηφιακά Υψομετρικά Μοντέλα**

#### **3.4.1. Συστήματα Γεωγραφικών Πληροφοριών (Σ.Γ.Π.)**

Μια από τις σημαντικότερες εξελίξεις στον χειρισμό χωρικών δεδομένων σε υπολογιστές αποτέλεσε η ευρεία χρήση αυτών που είναι σήμερα γνωστά ως Συστήματα Γεωγραφικών Πληροφοριών (Geographical Information Systems – GIS). Υπάρχουν πολλοί ορισμοί όσον αφορά τα Συστήματα Γεωγραφικών Πληροφοριών, όπως του Aronoff (1989) σύμφωνα με τον οποίο «Ένα Σ.Γ.Π. είναι κάθε συμβατικό, ή βασισμένο σε υπολογιστές σύνολο διαδικασιών που χρησιμοποιούνται για την αποθήκευση και διαχείριση γεωγραφικά αναφερόμενης πληροφορίας» ή του Parker (1989) κατά τον οποίο «Ένα Σ.Γ.Π. είναι μια τεχνολογία πληροφορικής που αποθηκεύει, αναλύει και εμφανίζει χωρικά και μη χωρικά δεδομένα». Ουσιαστικά ένα Σ.Γ.Π. είναι ένα σύστημα υπολογιστή για την λήψη, το χειρισμό, την οπτικοποίηση και την ανάλυση δεδομένων με γεωγραφική αναφορά, διαδικασίες απαραίτητες για την μελέτη του εδάφους, την ανίχνευση μορφολογικών αλλαγών και την ανάπτυξη μοντέλων. Τα Σ.Γ.Π. έχουν εφαρμοστεί σε μια σειρά από πεδία όπως την αξιολόγηση των πόρων, τον χωροταξικό σχεδιασμό, τις συγκοινωνίες, το μάρκετινγκ, την δασοκομία, την επιδημιολογία και πολλά άλλα. Ο κοινός παρανομαστής σε όλα τα παραπάνω αποτελεί η χρήση πληροφοριών για φαινόμενα τα οποία κατανέμονται πάνω στη Γη.

Ένα Σ.Γ.Π. έχει σχεδιαστεί για τη συλλογή, αποθήκευση και ανάλυση αντικειμένων και φαινομένων όπου η γεωγραφική τοποθεσία είναι ένα σημαντικό ή κρίσιμο χαρακτηριστικό για την ανάλυση (Aronoff, 1989). Συνεπώς, το Σ.Γ.Π. μπορεί να θεωρηθεί ως ένα εργαλείο λήψης αποφάσεων όπου η γεωγραφική απεικόνιση είναι απαραίτητη. Επιπλέον, η αναφορά σε φαινόμενα συνεπάγεται την μοντελοποίηση των χωρικών διαδικασιών. Στις γεωλογικές επιστήμες, η γεωγραφική κατανομή αντικειμένων και φαινομένων αποτελεί συνέπεια διεργασιών, π.χ. κατολισθήσεις που απαιτούν κάποια πρόβλεψη και ερμηνεία ως προς τα αίτιά τους.

Ένα Σ.Γ.Π. μπορεί να περιέχει τρεις τύπους γεωγραφικών στοιχείων : τα διανυσματικά για την αντιπροσώπευση των χαρακτηριστικών γνωρισμάτων, τα ψηφιακά στοιχεία για τις εικόνες, τα τριγωνικά ακανόνιστα δίκτυα (TINs) για τις επιφάνειες και τις διευθύνσεις. Επιπλέον σε μια βάση δεδομένων Σ.Γ.Π, υπάρχουν δύο τρόποι με τους οποίους τα στοιχεία μπορούν να δομηθούν: σαν επίπεδα ή ως αντικείμενα (Gustavsson et all, 2005).

### **3.4.2. Ψηφιακά Υψομετρικά Μοντέλα (Digital Elevation Models)**

Τα ψηφιακά υψομετρικά μοντέλα (Digital Elevation Models - DEM) είναι βασικά γεωχωρικά προϊόντα που χρησιμοποιούνται ευρέως στην χαρτογράφηση και σε άλλες εφαρμογές. Έχοντας λάβει τα δεδομένα από αερομεταφερόμενο αισθητήρα (airborne sensor), τα DEM μπορούν να διατίθενται σε διάφορες χωρικές αναλύσεις και επίπεδα ακρίβειας. Υπάρχει πλήθος όρων που χρησιμοποιούνται προκειμένου να περιγράψουν μοντέλα επιφανειών και δεδομένα συμπεριλαμβανομένων των DSM (Digital Surface Model), DTED (Digital Terrain Elevation Data), DTM (Digital Terrain Model), DEM (Digital Elevation Model). Μερικά από τα παραπάνω επικαλύπτονται όσον αφορά τον ορισμό, ενώ άλλα είναι μοναδικά (Toth et all, 2014). Η πραγματική διάδοση των DEM ξεκίνησε με την εισαγωγή των ισχυρών υπολογιστών και των ψηφιακών φωτογραμμετρικών συστημάτων τα οποία μπορούσαν να παρέχουν μια προσιτή οικονομικά πλατφόρμα για μαζική παραγωγή σημείων επιφάνειας από σκαναρισμένες αερομεταφερόμενες εικόνες (airborne imagery) όπως και από την απόκτηση δορυφορικών ραντάρ τα οποία είναι ικανά να επεξεργαστούν «νέφη» σημείων (point clouds ή PC) τα οποία αποκτήθηκαν από τα συστήματα απεικόνισης LiDAR. . Ο όρος “point cloud” (PC) χρησιμοποιείται ευρέως σε συνδυασμό με τα DEM, αλλά δεν πρέπει να συγχέεται με αυτά, καθώς τα PCs αναπαριστούν μια πολύ πιο γενική δομή χωρικών μοντέλων και δεδομένων. Τα DEM είναι δισδιάστατες συναρτήσεις μιας εξαρτημένης μεταβλητής (υψόμετρο), ενώ τα PCs δεν έχουν περιορισμό στην κατανομή των τρισδιάστατων σημείων.

Από τότε που τα DEMs έγιναν ένα βασικό γεωχωρικό προϊόν / προϊόν χαρτογράφησης, χρησιμοποιούνται ευρέως σχεδόν σε όλες τις εφαρμογές που έχουν να κάνουν με χαρτογράφηση και μηχανική καθώς και σε πλήθος άλλων πεδίων. Για παράδειγμα, χρησιμοποιούνται άμεσα στην χαρτογράφηση των πλημμυρών, σε κατολισθήσεις και εδαφικές παραμορφώσεις. Μια έμμεση εφαρμογή των DEMs είναι στην παραγωγή ορθοφωτογραφιών ή στην τρισδιάστατη μοντελοποίηση της τοπογραφίας αλλά και κατασκευών και τεχνικών έργων.

Η ερώτηση είναι πως η επιφάνεια του εδάφους (ή η τοπογραφία) μπορεί να ερμηνευτεί όχι με βάση την υποκειμενική απόφαση των ειδικών αλλά να κατοχυρώνεται με ένα «αντικειμενικό» (μαθηματικό) τρόπο. Το χωρικό φάσμα των DEM, δηλαδή το εύρος των δυνατοτήτων αποθήκευσης και απεικόνισης πληροφοριών, αποτελεί ένα μέσο για την ανάλυση της πολυπλοκότητας της γήινης τοπογραφίας (Papadaki et al. 2011, Ganas & Parsons, 2009). Όπως προελέγχθει, τα DEMs μπορούν να μοντελοποιηθούν ως πραγματικές συναρτήσεις υψομέτρου και θέσης. Χρησιμοποιώντας τον δισδιάστατο μετασχηματισμό Fourier οι τοπογραφικές επιφάνειες μπορούν να αναπαρασταθούν στο πεδίο της χωρικής συχνότητας, Με μία απλή ερμηνεία - οι χαμηλής συχνότητας συνιστώσες περιγράφουν μεγάλο μήκους κύματος αλλαγές στην επιφάνεια, όπως την μέση κλίση - ενώ οι υψηλής συχνότητας συνιστώσες περιγράφουν τις λεπτομέρειες μικροδομών ή τοπικές λεπτομέρειες. Αναλύοντας αντιπροσωπευτικά DEMs, μπορούν να προσδιοριστούν τα πιο τυπικά χωρικά φάσματα, τα οποία, στη συνέχεια μπορούν να βοηθήσουν τους επαγγελματίες να καθορίσουν τις βέλτιστες αποστάσεις δειγματοληψίας και / ή τις απαιτήσεις σφάλματος για να προσδιορίσουν την ανάλυση των DEMs και την απόκτηση δεδομένων για μεγάλες κατηγορίες επιφανειών.

Από την αποψη των DEMs, η ικανότητα μετασχηματισμού καθορίζεται από την συχνότητα δειγματοληψίας πάνω στο DEM και την ακρίβεια των μετρήσεων. Για παράδειγμα, με την αύξηση της συχνότητας δειγματοληψίας, η απόσταση των δειγματοληψιών μειώνεται, έχοντας ως αποτέλεσμα μία πιο λεπτομερή αναπαράσταση της επιφάνειας. Αντίθετα με χαμηλότερη συχνότητα δειγματοληψίας, η απόσταση δειγματοληψίας θα αυξηθεί οδηγώντας σε μια πιο χονδροειδή προσέγγιση της επιφάνειας. Θεωρητικά, η ιδανική συχνότητα δειγματοληψίας για δοσμένη

πολυπλοκότητα της επιφάνειας είναι η τιμή Nyquist. Από την άλλη, η ακρίβεια (σφάλμα κάθετης μέτρησης) έχει επίσης αντίκτυπο στο DEM, καθώς με μεγάλα κάθετα σφάλματα, οι λεπτομέρειες στον ανακατασκευασμένο DEM θα μειωθούν ή και ακόμα θα εξαφανιστούν, Πρακτικά, ο σκοπός είναι να προσδιοριστεί ο μεγαλύτερος ρυθμός δειγματοληψίας όπου το σφάλμα ανακατασκευής είναι ίσο ή συγκρίσιμο της ακρίβειας της κάθετης μέτρησης.

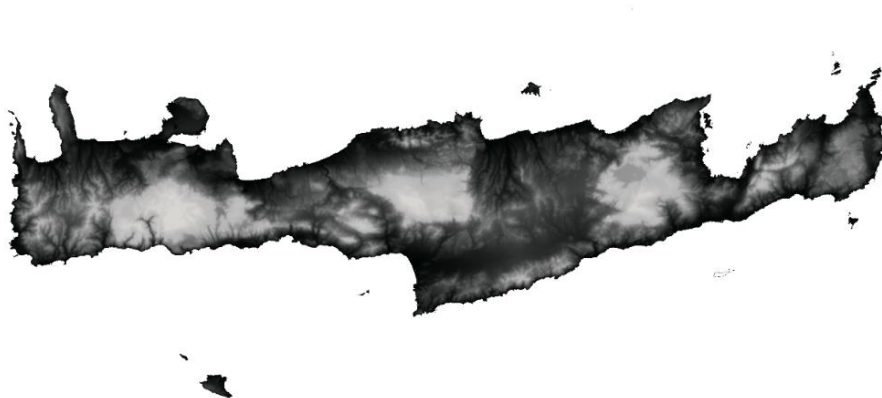
Ο σκοπός της απόκτησης δεδομένων είναι έτσι ώστε να υπάρχουν αρκετές πληροφορίες για να επιτραπεί η ανακατασκευή της αρχικής επιφάνειας από τα δείγματα. Σημαντικό είναι να υπολογιστεί η ιδανική συχνότητα δειγματοληψίας. Να σημειωθεί πως με υποδειγματοληψία, μπορεί να εμφανιστούν προβλήματα όπως το aliasing ή / και διαρροή φάσματος, που αναφέρθηκαν προηγουμένως.

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4 : ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

Στην παρούσα διπλωματική πραγματοποιήθηκε μετασχηματισμός Fourier μίας διάστασης σε δεδομένα τοπογραφικών τομών από την νήσο της Κρήτης, καθώς αποτελεί ένα κατάλληλο εργαλείο προκειμένου να εξαχθούν χωρικές συχνότητες και οι αντίστοιχες εντάσεις. Οι τοπογραφικές αυτές τομές πάρθηκαν από DEM της περιοχής μελέτης κατά μήκος και κατά πλάτος του νησιού με κατεύθυνση Β-Ν και Δ-Α. Στη συνέχεια, με βάση τα δεδομένα των παραπάνω τομών παράχθηκαν τα αντίστοιχα φάσματα ισχύος με την χρήση λογισμικού που διέθετε γλώσσα προγραμματισμού για αριθμητικούς υπολογισμούς. Για την εκτέλεση των παραπάνω σταδίων χρησιμοποιήθηκαν τα λογισμικά QGIS 3.16.2 και Octave 6.2.0 το οποίο αποτελεί μια ανοιχτή μαθηματική εργαλειοθήκη με σύνταξη σχεδόν πανομοιότυπη με εκείνη του Matlab.

### 4.1. Επεξεργασία και εξαγωγή δεδομένων από DEM

Τα υψομετρικά δεδομένα της νήσου Κρήτης, που αποτελεί και την περιοχή μελέτης, λήφθηκαν σε μορφή GeoTIFF από το πρόγραμμα Copernicus (EU-DEM v10 σε ETRS89-LAEA) με αναγνωριστικό EPSG : 3035. Το EU-DEM προσφέρει υψομετρικά δεδομένα Πανευρωπαϊκά με ανάλυση  $\approx 30$  μέτρα και βασίζεται κατα κύριο λόγο σε δεδομένα από τις αποστολές SRTM και ASTER GDEM.



Εικ. 23: Ο χάρτης ράστερ της περιοχής της Κρήτης που χρησιμοποιήθηκε για την εξαγωγή των τοπογραφικών τομών.

Η λήψη των τοπογραφικών τομών έγινε μέσω του προγράμματος QGIS (Quantum Geographical Information System), το οποίο αποτελεί ένα λογισμικό Γεωγραφικών Συστημάτων Πληροφοριών δομημένο σε ανοικτό και ελεύθερο πρόγραμμα. Πέραν των βασικών ιδιοτήτων το QGIS δίνει την δυνατότητα εγκατάστασης στον χρήστη μιας σειράς επιπρόσθετων εργαλείων (plugins). Για την παραγωγή των τοπογραφικών τομών από τα υψομετρικά δεδομένα του DEM εγκαταστάθηκε από τις προσθήκες το εργαλείο Terrain Profile. Η σειρά των εντολών για την εγκατάσταση της προσθήκης ήταν : Plugins, Manage and Install Plugins, Terrain Profile. Στη συνέχεια, με την χρήση αυτού του εργαλείου σχεδιάστηκαν με βάση την μεθοδολογία που περιγράφεται παρακάτω οι τοπογραφικές τομές και έγινε η αποθήκευση των δεδομένων των σημείων δειγματοληψίας σε μορφή αρχείου .txt (Εικ. 22).

Οι διευθύνσεις των τοπογραφικών τομών δεν επιλέχθηκαν τυχαία, αλλά σε συμφωνία με τις βασικές τεκτονικές δομές, προκειμένου να υπάρχουν επαρκή και κατάλληλα στοιχεία για την αξιολόγηση των αποτελεσμάτων για την συσχέτιση της τοπογραφίας με την τεκτονική της περιοχής. Για αυτόν τον λόγο, οι τομές σχεδιάστηκαν σε κατεύθυνση Δ-Α και Β-Ν διαπερνώντας τους μεγάλους ορεινούς όγκους και τις τεκτονικές τάφρους του νησιού, που όπως αναφέρθηκε στο Κεφ. 2 είναι το αποτέλεσμα της δράσης βασικών τεκτονικών δομών (ρήγματα). Επιπλέον, πάρθηκαν άλλες 2 τομές (τομές 3,4) σε διεύθυνση Δ-Α στις λεκάνες απορροής του Ηρακλείου και των Χανίων αντίστοιχα προκειμένου να αξιολογηθεί η μέθοδος της φασματικής ανάλυσης για τον εντοπισμό μικρότερων γεωλογικών δομών.





Εικ. 24: Απεικόνιση της τομής 1 με διεύθυνση Δ-Α πάνω στο χάρτη ράστερ, διαμέσου μεγάλων ορεινών όγκων της νήσου Κρήτης. Η τομή έχει μήκος 249.591,1 m και συνολικά πάρθηκαν 1001 σημεία δειγματοληψίας με μέση απόσταση μεταξύ τους 249,341 m.

## 4.2. Αναμενόμενα Αποτελέσματα

Ο μετασχηματισμός Fourier μιας διάστασης των τοπογραφικών τομών, όπως αναφέρθηκε και στο προηγούμενο κεφάλαιο μετατρέπει τα δεδομένα από το πεδίο του χώρου στο πεδίο της συχνότητας. Τα παραγόμενα περιοδογράμματα περιέχουν διακριτές φασματικές κορυφές, κάθε μία από τις οποίες φανερώνει μια περιοδικότητα στην τοπογραφία. Συνεπώς, αναμένεται πως οι παραγόμενες συχνότητες από τον μετασχηματισμό κάθε τοπογραφικής τομής θα πρέπει να συσχετίζονται με την συχνότητα εμφάνισης των μεγάλων τεκτονικών μπλοκ της περιοχής μελέτης. Για παράδειγμα, τα μήκη κύματος ( $1 / \text{Συχνότητα}$ ) του παραγόμενου περιοδογράμματος της τοπογραφικής τομής 1 (Εικ. 24), η οποία διέρχεται από το μεγάλα τεκτονικά μπλοκ του νησίου (Ορεινοί όγκοι και ενδιάμεσες λεκάνες), εκτιμάται πως θα είναι παρεμφερή της μέσης απόστασης των τοπογραφικών δομών από τις οποίες διέρχεται η τομή.

### 4.3. Μετασχηματισμός Fourier μίας διάστασης των δεδομένων των τοπογραφικών τομών

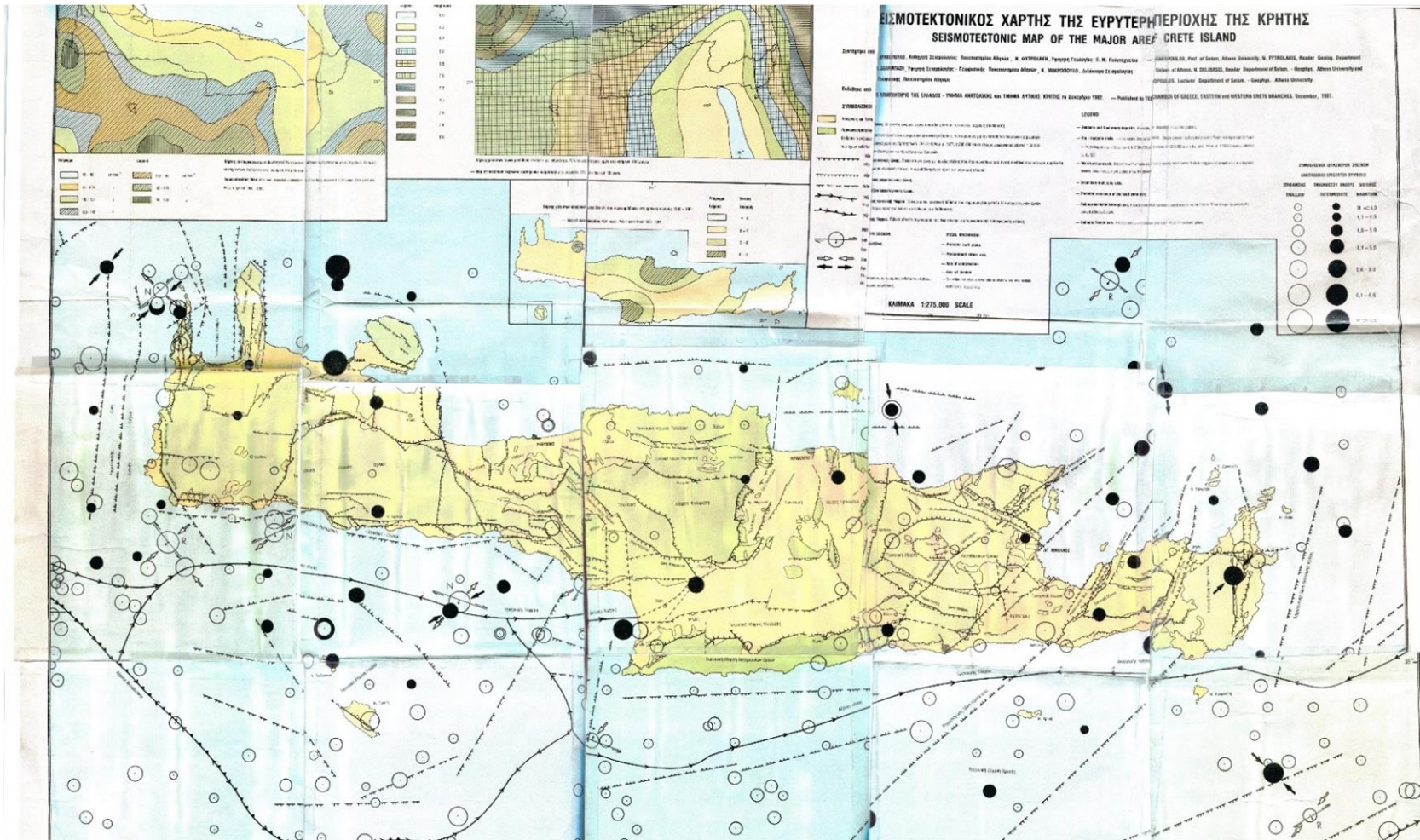
Μετά την ολοκλήρωση του σχεδιασμού των τοπογραφικών τομών πραγματοποιήθηκε ο μετασχηματισμός των δεδομένων στο περιβάλλον του Octave. Για τον μετασχηματισμό αναπτύχθηκε κώδικας ταχέως μετασχηματισμού Fourier (FFT) για την παραγωγή των περιοδογραμμάτων από τα δεδομένα των τοπογραφικών τομών ο οποίος βασίστηκε στον αλγόριθμο που ανέπτυξαν οι Cooley & Tukey (1965). Αναλυτικότερα, εγκαταστάθηκε η κατάλληλη εργαλειοθήκη επεξεργασίας στο περιβάλλον του Octave και στη συνέχεια τα δεδομένα των τοπογραφικών τομών εισήχθησαν στο πρόγραμμα όπου δόθηκε η εντολή του μετασχηματισμού τους στον τομέα των συχνοτήτων, ορίζοντας τις κατάλληλες μεταβλητές και παραμέτρους στον αλγόριθμο. Τέλος, τα μετασχηματιζόμενα δεδομένα εξήχθησαν από το περιβάλλον με την μορφή περιοδογράμματος. Σημειώνεται πως το μέρος του κώδικα για τον αλγόριθμο Cooley & Tukey, αλλά και η ανάλυση των διαφόρων εντολών αντλήθηκαν από τα αντίστοιχα επεξηγηματικά κείμενα της Mathworks. Αναλυτική περιγραφή του αλγόριθμου δίνεται στο ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ I.

Στην μέθοδο αυτή, ο σημαντικότερος συντελεστής και ρυθμιστής της ανάλυσης, της ακρίβειας και της ποιότητας των δεδομένων αποτελεί η συχνότητα δειγματοληψίας ή αλλιώς Sampling Frequency ( $F_s$ ). Ο άξονας του παραγόμενου περιοδογράμματος που αντιστοιχεί στη συχνότητα εκτείνεται από το μηδέν έως το  $F_s / 2$ , όπου το  $F_s / 2$  αντιστοιχεί στη συχνότητα Nyquist. Συνεπώς, η επιλογή της κατάλληλης τιμής του  $F_s$ , είναι καθοριστικής σημασίας για την απόδοση ενός ρεαλιστικού φάσματος καθώς διαφορετικά, όπως αναλύθηκε και στο Κεφ.3, υπάρχει αλλοίωση του «πραγματικού» φάσματος (aliasing). Στην παρούσα διπλωματική δοκιμάστηκαν διάφορες τιμές του  $F_s$  και αξιολογήθηκαν με βάση το αποτέλεσμα τους. Στο ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ II δίνονται περιοδογράμματα στα οποία η τιμή της  $F_s$  που χρησιμοποιήθηκε δεν ανταποκρινόταν σε ένα κατάλληλο για ερμηνεία φάσμα.

Η επιλογή του κατάλληλου  $F_s$  έχει επίσης να κάνει με την εκάστοτε περιοχή

μελέτης. Όπως αναλύθηκε διεξοδικά και στο Κεφ. 2, η διαμόρφωση της τοπογραφίας και τεκτονική οργάνωση μιας περιοχής καθορίζεται από λιθοσφαιρικά ή / και ασθenoσφαιρικά αίτια. Στις περιοχές όπου κυριαρχεί η επίδραση των λιθοσφαιρικών διεργασιών το μήκος κύματος των τεκτονικών δομών είναι πολύ μικρότερο σε σχέση με τις περιοχές που έχουν διαμορφωθεί από ασθenoσφαιρικά αίτια. Συνεπώς, μιας και η συχνότητα ορίζεται ως  $1 / \text{μήκος κύματος}$ , οι μεγάλες τιμές του  $F_s$  ανταποκρίνονται καλύτερα για τον εντοπισμό τεκτονικών δομών λιθοσφαιρικής προέλευσης, ενώ οι μικρές τιμές του  $F_s$  έχουν καλύτερα αποτελέσματα για τον εντοπισμό τεκτονικών δομών ασθenoσφαιρικής προέλευσης. Στην παρούσα διπλωματική, μιας και η τοπογραφία της Κρήτης είναι αποτέλεσμα κυρίαρχα της επίδρασης των ρηγμάτων (βλ. Κεφ. 2) εκτιμάται πως για μεγάλες τιμές του  $F_s$  θα παραχθούν καλύτερα περιοδογράμματα.

Για την αξιολόγηση των αποτελεσμάτων της φασματικής ανάλυσης απαιτείται η σύγκριση των διακριτών κορυφών συχνοτήτων και των αντίστοιχων μήκων κύματος στα περιοδογράμματα που προέκυψαν, με τα μήκη των βασικών τεκτονικών δομών του νησιού. Η σύγκριση αυτή έγινε με την χρήση σεισμοτεκτονικού χάρτη της Κρήτης, ο οποίος γεωαναφέρθηκε στο περιβάλλον του QGIS, με την χρήση του εργαλείου Georeferencer το οποίο εγκαταστάθηκε από τις προσθήκες. Η γεωαναφορά αποτελεί ένα πάρα πολύ χρήσιμο εργαλείο στα Σ.Γ.Π. καθώς δίνει την δυνατότητα στο χρήστη να ψηφιοποιήσει τα δεδομένα ενός χάρτη ή μιας εικόνας εισάγωντας τα στο περιβάλλον είτε χειροκίνητα είτε μέσω συντεταγμένων (εάν είναι διαθέσιμες). Με την γεωαναφορά του σεισμοτεκτονικού χάρτη επιτεύχθηκε η μέτρηση του μήκους των διαφορών τεκτονικών δομών μέσα από το περιβάλλον του QGIS, καθώς και η απευθείας σύγκριση τους με τα μήκη κύματος του κάθε φάσματος.

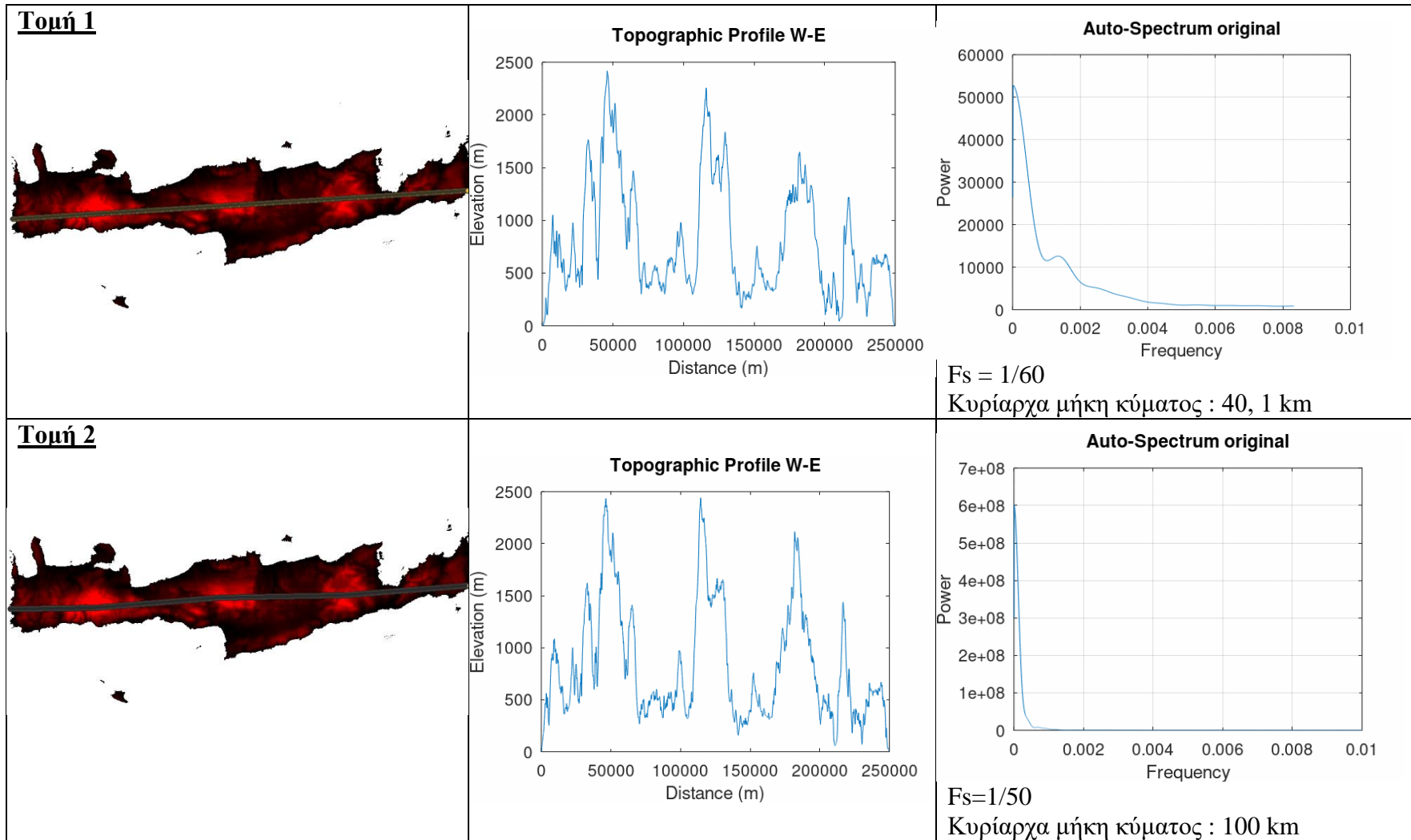


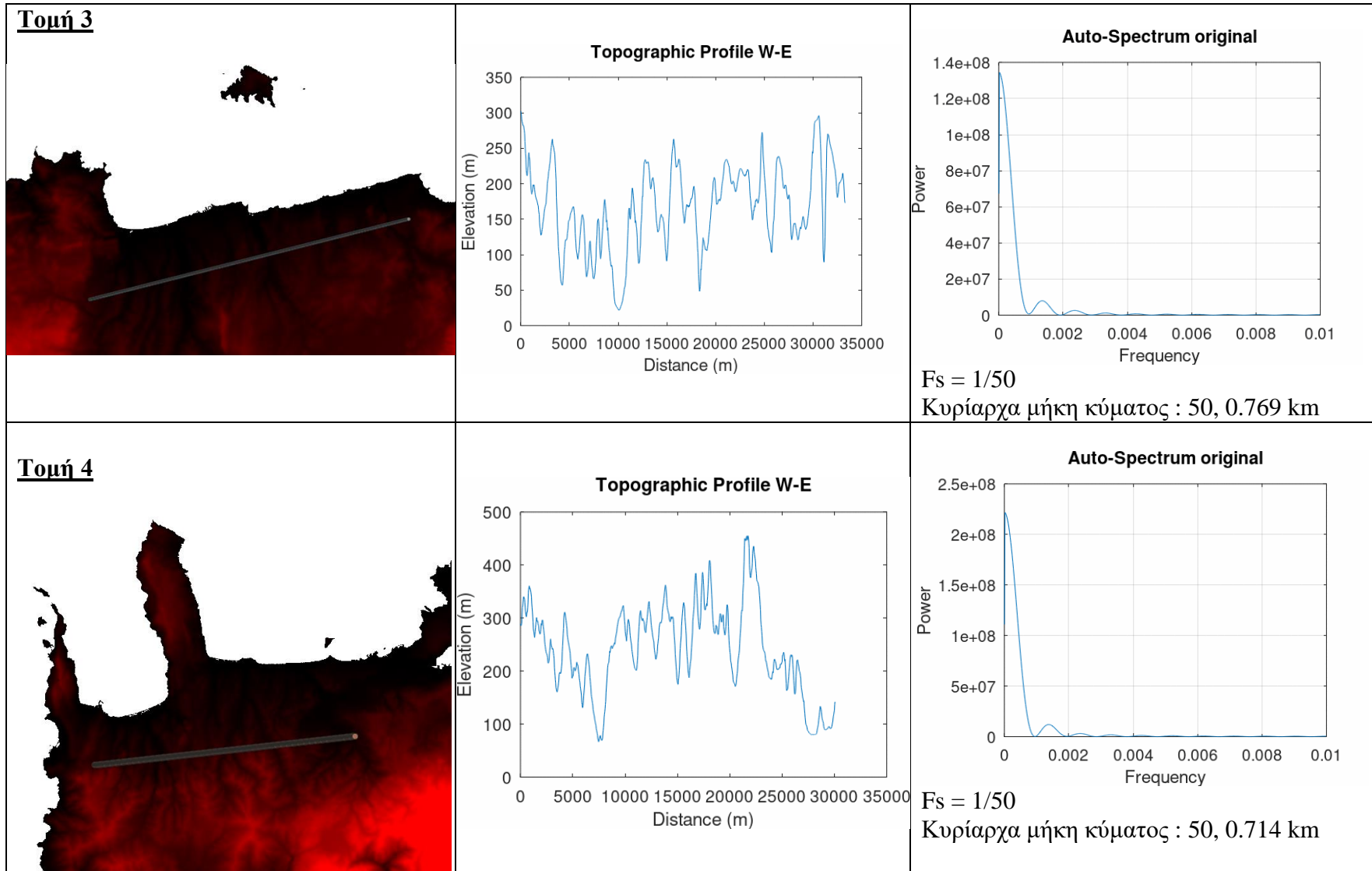
Εικ. 25 : Σεισμοτεκτονικός χάρτης της περιοχής της νήσου Κρήτης που ψηφιοποιήθηκε και γεωαναφέρθηκε με τη χρήση του προγράμματος QGIS για την αξιολόγηση των αποτελεσμάτων.

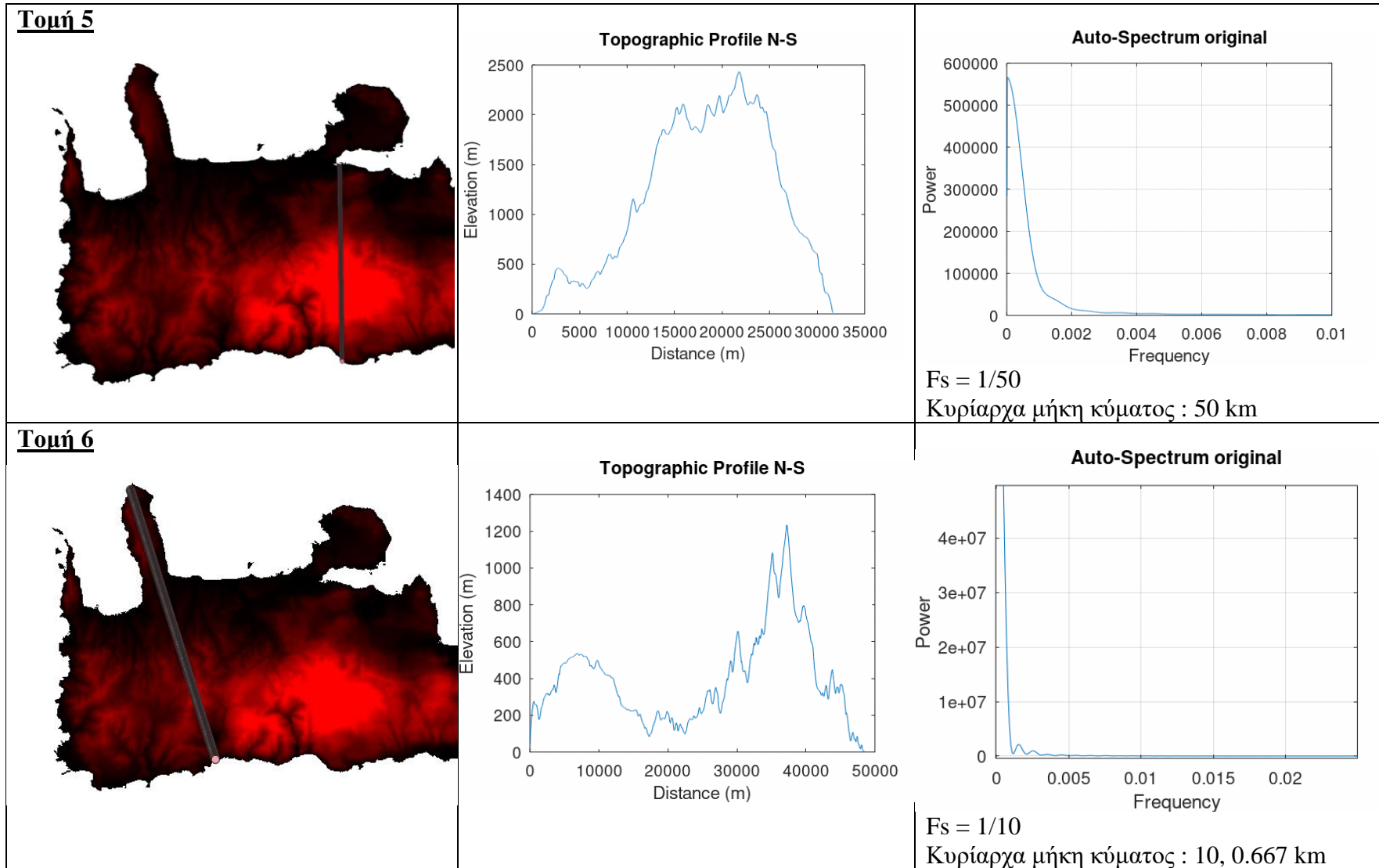
## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5 : ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

Έχοντας λάβει υπόψη τα προηγούμενα κριτήρια, υπολογίστηκαν τοπογραφικές τομές με τη χρήση των εργαλείων (plug-in) του Qgis που αναφέρθηκαν προηγουμένως. Στη συνέχεια τα δεδομένα υποβλήθηκαν σε μετασχηματισμό Fourier με βάση τον υπολογιστικό κώδικα που προαναφέρθηκε, και ο οποίος παρέχεται στο Παράρτημα 1. Ο κώδικας εκτελέστηκε πάνω στα δεδομένα για διάφορες τιμές  $F_s$ . Κύρια συνέπεια των διαφορετικών δοκιμών ήταν ότι ορισμένες τιμές  $F_s$  εννοούσαν την ενίσχυση συγκεκριμένων συχνοτήτων ενώ άλλες τιμές  $F_s$  απέκρυπταν τις προηγούμενες ενισχύοντας άλλες. Γενικά, μεγάλα μήκη κύματος (που αντιπροσωπεύουν την τοπογραφική εκδήλωση μεγάλων τεκτονικών δομών της τάξης των  $\sim 20$  km όπως φαίνεται από τον σεισμοτεκτονικό χάρτη, (Εικ. 25) αναδεικνύονταν με την εισαγωγή μικρών τιμών  $F_s$ . Αντίθετα, μεγάλες τιμές  $F_s$  ενίσχυαν τα μικρά μήκη κύματος στο φάσμα (μικρές δομές, τοπικής σημασίας και απροσδιόριστης γεωλογικής προέλευσης), παραβλέποντας τις μεγάλες δομές. Στην παράγραφο αυτή δίνεται προτεραιότητα στην παρουσίαση των μεγάλων δομών (όπως αυτές αναδείχθηκαν μέσω φασματικής ανάλυσης) καθώς αυτές καθοδηγούν τη συζήτηση για τη γεωδυναμική εξέλιξη της Κρήτης, ενώ στο Παράρτημα 2 μπορεί ο αναγνώστης να ανατρέξει σε όλες τις δοκιμές και τα αντίστοιχα φάσματα που προέκυψαν.

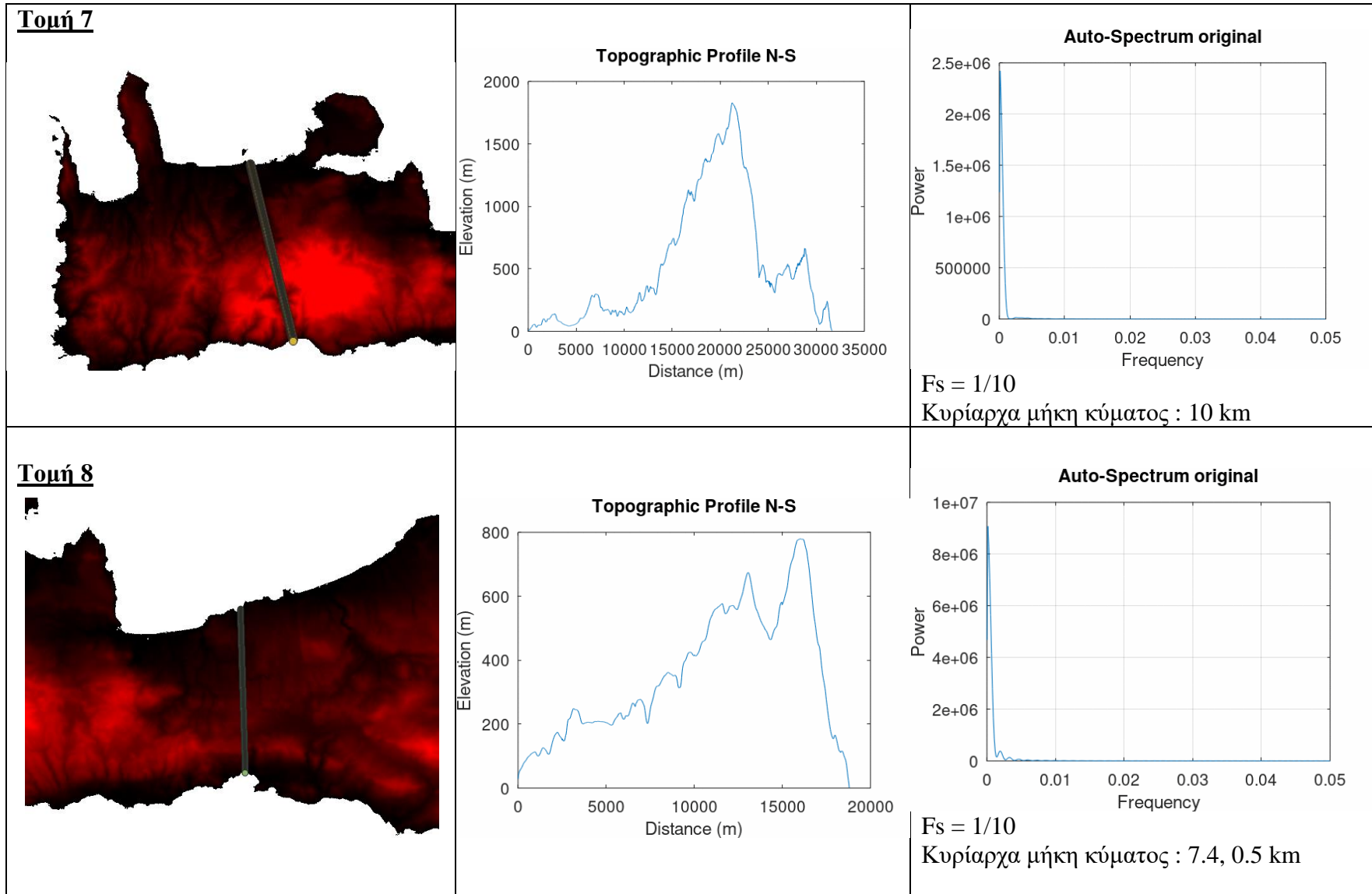
Οι πίνακες που ακολουθούν παρουσιάζουν τα αποτελέσματα που προέκυψαν από τον μετασχηματισμό των δεδομένων για κάθε μια από τις τοπογραφικές τομές. Η πρώτη στήλη απεικονίζει τις τοπογραφικές τομές που σχεδιάστηκαν στο περιβάλλον του QGIS πάνω στον χάρτη ράστερ της περιοχής. Η δεύτερη στήλη περιέχει τα αντίστοιχα διαγράμματα των τοπογραφικών τομών με τον οριζόντιο άξονα να αφορά το μήκος του τοπογραφικού προφίλ ενώ ο κάθετος την υψομετρική διακύμανση. Η τρίτη και τελευταία στήλη περιέχει τα περιοδογράμματα που προέκυψαν από τον μονοδιάστατο μετασχηματισμό Fourier για ορισμένη τιμή της  $F_s$ .

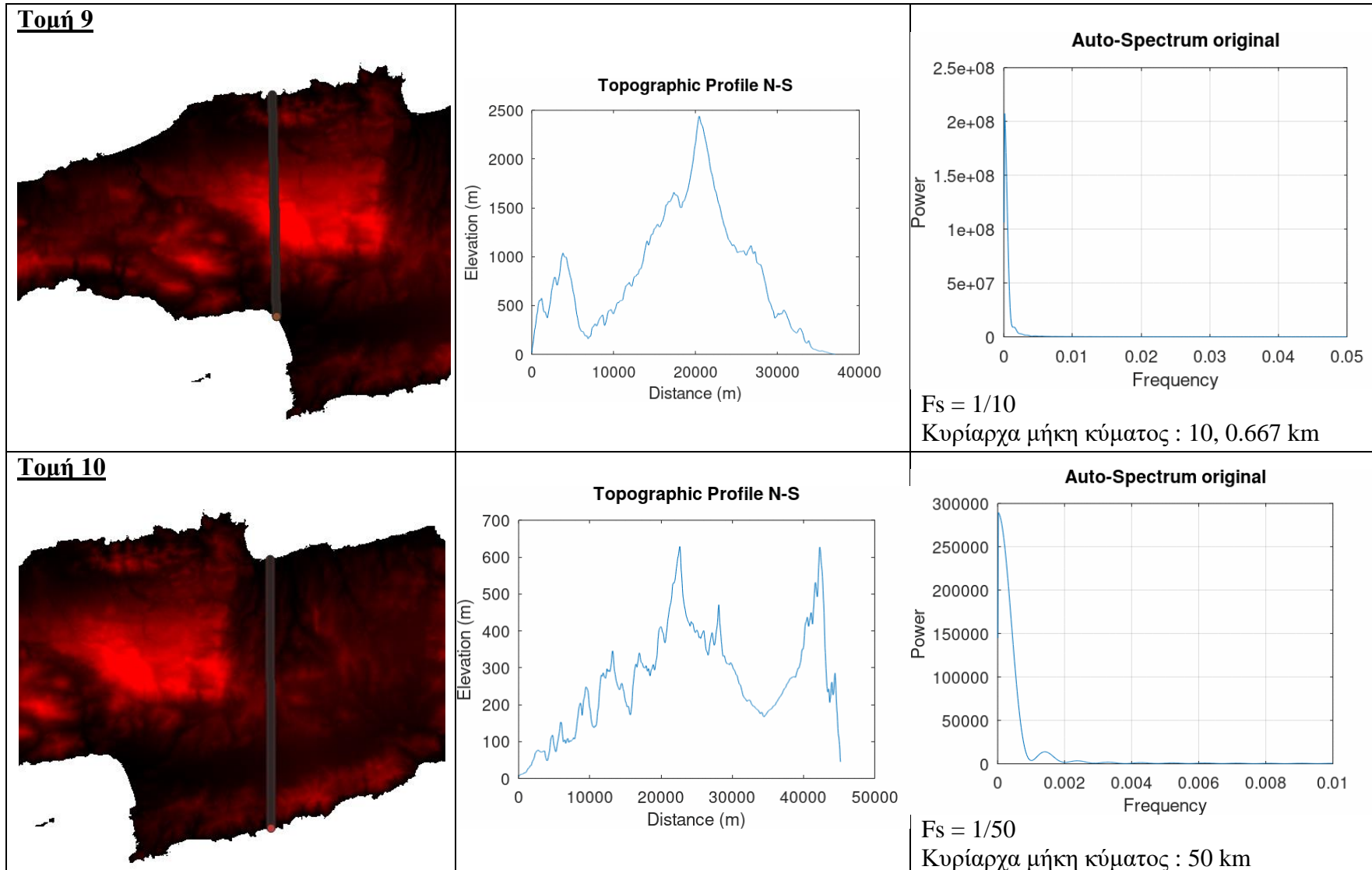


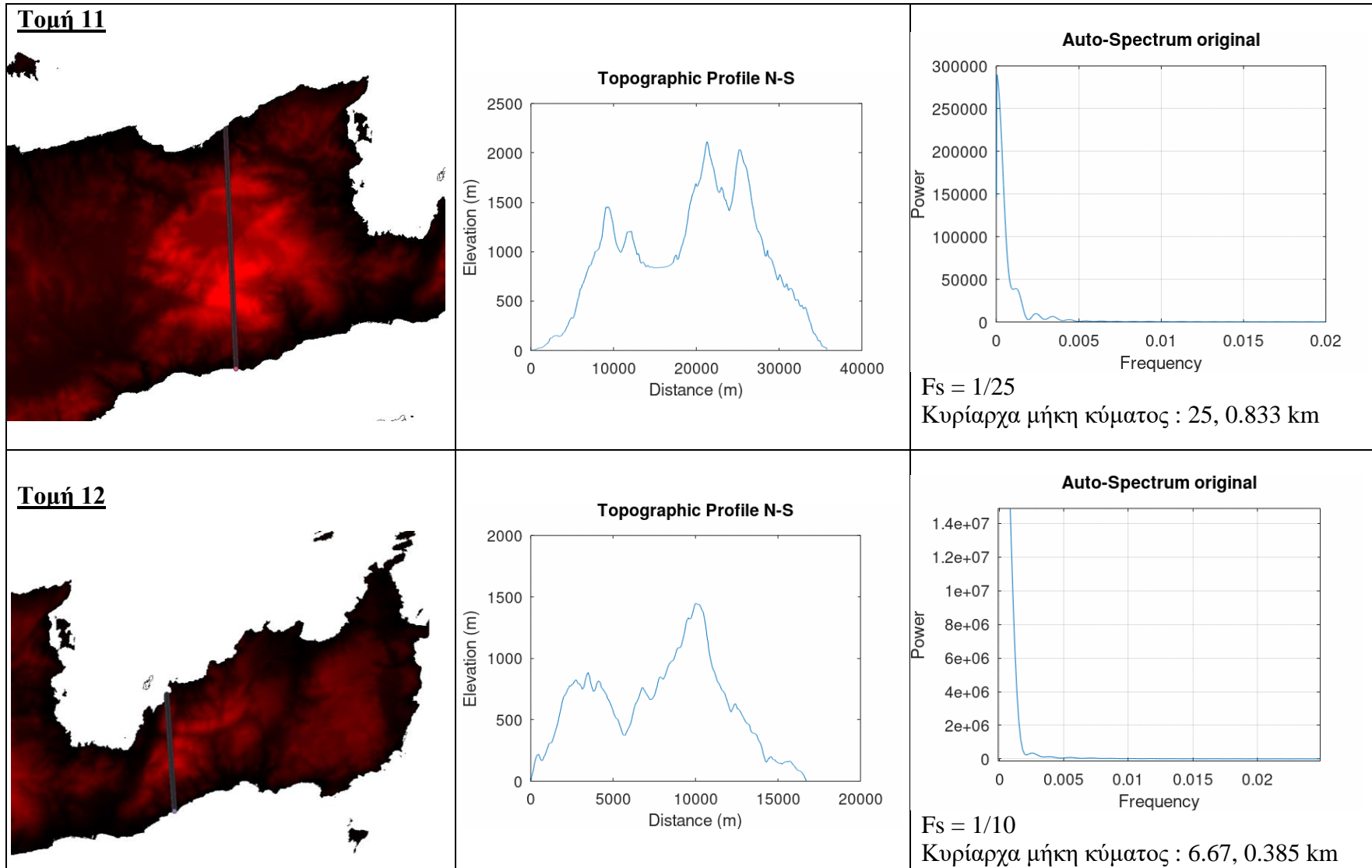












## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6 : ΑΞΙΟΛΟΓΗΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ

Από τα περιοδογράμματα που προέκυψαν για τις διάφορες τομές μπορούν να εξαχθούν κάποια γενικά συμπεράσματα. Όσον αφορά τον καθορισμό της χωρικής συχνότητας  $F_s$  παρατηρήθηκε πως μικρές τιμές της  $F_s$  εντοπίζουν μεγάλες τοπογραφικές δομές, ενώ, μεγάλες τιμές της  $F_s$ , εντοπίζουν μικρότερες τοπογραφικές δομές. Οι πρώτες καθαρές και μεγαλύτερης ισχύος συχνότητες που εντοπίζονται στα αριστερά των περιοδογραμμάτων, αντιστοιχούν σε μήκη κύματος μεταξύ 10-50 km, τα οποία είναι πολύ μικρότερα από εκείνα που συνδέονται με ασθenoσφαιρικές επιδράσεις. Άλλωστε η πιθανότητα να εμπεριέχει μικρές συχνότητες (πολύ μεγάλα μήκη κύματος) ασθenoσφαιρικής προέλευσης επισκιάζεται από την ισχυρή αυτοσυσχέτιση που ούτως ή άλλως εμφανίζει το φάσμα στις πολύ μικρές συχνότητες. Συνεπώς, τα μήκη των τεκτονικών δομών που εντοπίζονται στο περιοδογράμμα εμπίπτουν ξεκάθαρα στο εύρος των συχνοτήτων ελαστικότητας, αφού αφορούν δομές πολύ μικρότερες από αυτές που οφείλονται σε διεργασίες που συμβαίνουν στην ασθenoσφαιρα. Άρα ως πρώτο συμπέρασμα θα λέγαμε ότι η τοπογραφία της Κρήτης στο σύνολό της (και η τεκτονική της δομή) διαμορφώνεται κυρίως από λιθοσφαιρικές επιρροές (ρήγματα). Το συμπέρασμα αυτό επιβεβαιώνεται και από το γεγονός πως στα περιοδογράμματα που προέκυψαν στην παρούσα διπλωματική, όσο πιο μικρή ήταν η τιμή του  $F_s$  τόσο πιο μικρές ήταν οι κορυφές των συχνοτήτων μέχρι που από κάποια τιμή και μετά δεν ήταν δυνατή η ερμηνεία τους (περιοδογράμματα για πολύ μικρές τιμές  $F_s$ , παρατίθενται στο παράρτημα).

Όσον αφορά τα μήκη κύματος που αντιστοιχούν στην πρώτη κορυφή των συχνοτήτων των περιοδογραμμάτων, αυτά αντιστοιχούν στις εναλλαγές των μεγάλων τεκτονικών κεράτων / τάφρους της νήσου Κρήτης, όπως προέκυψε στην σύγκριση με το σεισμοτεκτονικό χάρτη που γεωαναφέρθηκε στο πρόγραμμα QGIS. Στην Τομή 1, που διασχίζει κατά μήκος με διεύθυνση Δ-Α την νήσο, για τις τιμές  $F_s = 1/25$  και  $F_s = 1/60$  παρατηρήθηκε πως το μήκος κύματος που προκύπτει είναι 25 km και 40 km αντίστοιχα. Με μια σύγκριση με τον σεισμοτεκτονικό χάρτη της περιοχής παρατηρήθηκε πως τα μεγάλα τεκτονικά κέρατα / τάφροι που διέρχεται η τοπογραφική τομή έχουν ένα μέσο

μήκος περίπου 30 km, γεγονός το οποίο δείχνει πως οι 2 αυτές τιμές του  $F_s$  αναπαράγουν καλύτερα την εναλλαγή. Αντίστοιχα, στην έκτη τομή, συνολικού μήκους 50 km που διέρχεται με κατεύθυνση ΒΔ-ΝΑ από το ακρωτήριο του Ροδωπού έως το νότιο μέρος των Χανίων και διαπερνά την τεκτονική έξαρση Ροδωπού, την τεκτονική τάφρο των Χανίων, την τεκτονική έξαρση, της Κανδάνου και ένα μικρό κομμάτι των Λευκών ορέων, παρατηρήθηκε πως για  $F_s=1/10$  το αντίστοιχο μήκος κύματος είναι γύρω στα 10 km και συνεπώς αναπαράγει αρκετά ικανοποιητικά την τεκτονική αλλαγή.

Για την ίδια τιμή της  $F_s$  αναπαράγεται εξίσου ικανοποιητικά και η τεκτονική εναλλαγή της έβδομης τομής που ξεκινά από το βόρειο τμήμα των Χανίων και διαπερνά το φαράγγι της Σαμαριάς αφού η τομή έχει μήκος 32 km και διαπερνά τρεις τεκτονικές εναλλαγές (τεκτονική τάφρος Χανίων, τεκτονική έξαρση Κανδάνου και Λευκών Ορέων) με το μήκος κύματος για  $F_s = 1/10$  να είναι 10 km, όσο είναι δηλαδή και το μέσο μήκος των δομών. Στην όγδοη τομή που διέρχεται την τεκτονική τάφρο Ρεθύμνου και την έξαρση του Πλακιά με συνολικό μήκος περίπου 19 km για  $F_s = 1/10$  το μήκος κύματος είναι 7,4 km που δίνει επίσης μια ικανοποιητική απεικόνιση της τεκτονικής δομής, ενώ η απόκλιση αυτή μπορεί να οφείλεται στην εναλλαγή νεογενούς με προνεογενή πετρώματα στο βόρειο τμήμα της τεκτονικής τάφρου του Ρεθύμνου απ' όπου ξεκινά και η τοπογραφική τομή. Η ένατη τομή που ξεκινά από το βόρειο τμήμα της Κρήτης και με διεύθυνση Β-Α διαπερνά την κορυφή του Ψηλορείτη έχει μήκος γύρω στα 40 km και διαπερνά με σειρά : την τεκτονική έξαρση των Ταλλαίων ορέων, την τεκτονική τάφρο Περάματος, την τεκτονική έξαρση Ψηλορείτη και την τεκτονική τάφρο της Μεσσαράς. Εκεί για την τιμή  $F_s=1/10$  το αντίστοιχο μήκος κύματος είναι 10 km και συνεπώς αναπαριστά ικανοποιητικά την τεκτονική αλλαγή καθώς αποτελεί μια αντιπροσωπευτική τιμή του μέσου μήκους των τεκτονικών δομών.

Η τελευταία τομή, όπου διέρχεται με κατεύθυνση Β-Ν την κορυφή των Σητειακών ορέων έχει συνολικό μήκος γύρω στα 16 km και διέρχεται από την τεκτονική έξαρση των Σητειακών ορέων και την τεκτονική τάφρο Ιεράπετρας. Παρατηρείται πως για  $F_s = 1/10$  το αντίστοιχο μήκος κύματος είναι 6,7 km που προσεγγίζει αρκετά το μέσο όρο εναλλαγής τεκτονικής δομής που είναι γύρω στα 8 km.

Παρατηρήθηκε επίσης πως σε ορισμένα περιοδογράμματα τα μήκη κύματος που

αντιστοιχούν στις συχνότητες της πρώτης κορυφής υπήρχε απόκλιση σε σχέση με τις εναλλαγές των τεκτονικών μπλοκ. Για παράδειγμα, για μικρές τιμές της  $F_s$ , δηλαδή μεταξύ 1/50-1/100, το κυρίαρχο μήκος κύματος ήταν γύρω στα 50 km, ωστόσο η μέγιστη δυνατή τεκτονική δομή που μπορεί να ικανοποιήσει με τις διαστάσεις της αυτό το σήμα αποτελεί η τεκτονική λεκάνη του Ηρακλείου, με κανένα ωστόσο από αυτά τα σήματα να αφορά την περιοχή αυτή.

Αντίστοιχα, σε τομές όπως η 11<sup>η</sup> που αφορούσε το ορεινό σύμπλεγμα του όρους Δίκτη στο νομό Λασιθίου, μια περιοχή με πυκνά χαρτογραφημένα ρήγματα, τα μήκη κύματος που πάρθηκαν για τα διάφορα  $F_s$  δεν αντιστοιχούσαν σε μια λεπτομερή εικόνα των τεκτονικών αλλαγών. Όσο μικρότερο ήταν μάλιστα το  $F_s$  τόσο περισσότερο απόκλιναν τα μήκη κύματος από τις εναλλαγές των τεκτονικών τεμάχων.

Όσον αφορά τα υπόλοιπα μήκη κύματος, αυτά δηλαδή που αντιστοιχούν στις κορυφές των μεγαλύτερων συχνοτήτων, αυτά κυμαίνονται σε πολύ μικρότερα μεγέθη σε σχέση με τα μήκη κύματος της πρώτης κορυφής ( $< 1$  km), και συνεπώς δεν μπορούν να αποδοθούν σε διακρίσιμες γεωλογικές δομές. Τέτοια μεγέθη μηκών κύματος μπορούν να αποδοθούν σε λιθολογικές εναλλαγές ή σε εναλλαγές υδρογραφικού δικτύου πολύ τοπικής σημασίας, όπως για παράδειγμα τις εναλλαγές των υποκοιλιάδων στις Τομές 3 και 4, τα οποία όμως με δυσκολία μπορούν να διακριθούν από τον τοπογραφικό «θόρυβο» και να τους δοθεί τεκτονική ερμηνεία σε αυτή την κλίμακα ανάλυσης.

Ως γενικό συμπέρασμα, σε περιοχές που η τεκτονική συμβάλλει στη διαμόρφωση του αναγλύφου περισσότερο από οποιονδήποτε άλλο παράγοντα (όπως λιθολογικές εναλλαγές, ισοστασία, διάβρωση κ.α.) η ανάλυση Fourier μπορεί να αποκαλύψει τα ρηξιτέμαχη σε πολλές κλίμακες. Σε περιοχές με έντονες τεκτονικές εναλλαγές η επιλογή μεγάλων τιμών της χωρικής συχνότητας  $F_s$ , θα μπορούσε να αποκαλύψει με μεγαλύτερη ακρίβεια τα τεκτονικά τεμάχη που τις συνθέτουν.

Όσον αφορά το αρχικό ερευνητικό ερώτημα περι διαφοροποίησης της χωρικής συχνότητας κατάτμησης του κρητικού φλοιού κατα μήκος του μέγιστου (arc-parallel) και ελάχιστου (arc-normal) γεωγραφικού άξονα του νησιού αντίστοιχα, παρατηρούμε ότι στην διεύθυνση Α-Δ η φασματική ανάλυση Fourier ανέδειξε δομές με μήκη κύματος

μεγαλύτερα (μέγιστα ~40 km κατα μέσο όρο) σε σχέση με εκείνα που εμφανίζονται στη διεύθυνση B-N (συχνότερα μέγιστα ~ 10 km). Αν και απαιτείται ανάλυση περισσότερων τοπογραφικών τομών για να θεμελιωθεί τυχόν διαφοροποίηση, υπάρχει μια τάση για εμφάνιση μεγαλύτερων χωρικών συχνοτήτων στην διεύθυνση B-N σε σχέση με εκείνες που προέκειψαν στην Δ-Α, υποδηλώνοντας εμμέσως ότι η κρητική λιθόσφαιρα «τεμαχίζεται» με μεγαλύτερη χωρική συχνότητα κατά την arc-normal παραμόρφωση σε σχέση με την arc-parallel παραμόρφωση. Η φασματική ανάλυση Fourier θα μπορούσε, συνεπώς, να αποτελέσει δείκτη του προσανατολισμού των κύριων αξόνων της παραμόρφωσης.

## **ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7 : ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΠΡΟΟΠΤΙΚΕΣ**

Στην παρούσα διπλωματική εργασία εξετάστηκε η αποτελεσματικότητα της φασματικής ανάλυσης ψηφιακού μοντέλου εδάφους, μέσω της μεθόδου του μονοδιάστατου μετασχηματισμού Fourier, για την προσέγγιση του τεκτονικού ιστού της Κρήτης. Γενικά, τα αποτελέσματα κρίνονται ικανοποιητικά από πλευράς ποιότητας και ενθαρρυντικά για περαιτέρω έρευνα στον τομέα. Η φασματική ανάλυση Fourier θα μπορούσε δυνητικά να χρησιμοποιηθεί ως μέθοδος για την προκαταρκτική αναγνώριση τεκτονικών μπλοκ και ρηγμάτων σε μη χαρτογραφημένες τεκτονικές δομές. Επιπλέον, η εμφάνιση κυκλικοτήτων και χαρακτηριστικών μηκών κύματος τα οποία απουσιάζουν από τους γεωτεκτονικούς χάρτες μιας περιοχής καθιστά την ανάλυση Fourier ως ένα εργαλείο αναγνώρισης νέων και αχαρτογράφητων ρηγμάτων. Ωστόσο, το φάσμα διακύμανσης σε ένα τοπογραφικό προφίλ δεν αποτελεί αυτοσκοπό, είτε για γενετική ερμηνεία είτε για επακόλουθη εμπειρική εργασία. Αν και τα γραφήματα και οι παράγωγοι παράμετροι τους μπορούν να σταθούν από μόνοι τους σαν την βάση για περιγραφή και ταξινόμηση, τα φασματικά αποτελέσματα είναι πιο αποτελεσματικά όταν χρησιμοποιούνται με άλλα τοπογραφικά γνωρίσματα σε μια μεγάλη ποικιλία γεωμετρικών υπογραφών, όπως έγινε για παράδειγμα στην παρούσα μελέτη σε σύγκρισή με γεωτεκτονικό χάρτη της περιοχής.

Σε κάθε περίπτωση, για να εφαρμοστεί η ανάλυση Fourier απαιτείται αναλυτική προμελέτη της γεωλογίας, της τοπογραφίας και της τεκτονικής της εξεταζόμενης περιοχής. Όπως αναφέρθηκε και στην αξιολόγηση των αποτελεσμάτων, επαναληπτικές δοκιμές της διαδικασίας σε διάφορες τομές έδειξαν πως η επιλογή της χωρικής συχνότητας  $F_s$  έχει καθοριστική σημασία στην αξιοπιστία των αποτελεσμάτων. Μια αυθαίρετη επιλογή τιμών της χωρικής συχνότητας  $F_s$ , η οποία δεν εντοπίζει τις γεωλογικές δομές που αντιστοιχούν στις διεργασίες που διαμόρφωσαν την περιοχή μελέτης μπορεί να οδηγήσει σε παραπλανητικά αποτελέσματα.

Τέλος, κάποια ερωτήματα που προέκυψαν από την παρούσα εργασία και θα μπορούσαν να αποτελέσουν την βάση για περαιτέρω συζήτηση έχουν να κάνουν με την



διαφορά μεγέθους των μηκών κύματος που αντιστοιχούν στην πρώτη διακριτή κορυφή συχνοτήτων (δηλαδή στα μεγάλα τεκτονικά μπλοκ), ανάλογα με την διεύθυνση των τομών. Σε γενικές γραμμές, οι τομές που σχεδιάστηκαν με διεύθυνση Δ-Α εμφάνισαν διακριτά μήκη κύματος πολύ μεγαλύτερα των τομών με Β-Ν διεύθυνση, της τάξης των 50 km και 10 km αντίστοιχα, με ορισμένες εξαιρέσεις (πχ. τομή 10 – Τεκτονική Τάφος Ηρακλείου). Η σημαντική αυτή διαφορά, επιβεβαιώνεται και από τον σεισμοτεκτονικό χάρτη της Κρήτης και της θέσης του σε σχέση με το ελληνικό τόξο.

Συμπερασματικά προκύπτει ότι οι τοπογραφικές συχνότητες που ανιχνεύθηκαν και το αντίστοιχο μέτρο τους μπορούν να αποτελέσουν χρήσιμο εργαλείο για την μορφολογία της Κρήτης αλλά και την τεκτονική δομή στην οποία οφείλεται. Μπορούν συνεπώς μέσω φασματικής ανάλυσης να αναγνωριστούν συσχετίσεις μεταξύ τοπογραφίας και τεκτονικής δομής, αλλά και να εξηγηθεί η διαδικασία σχηματισμού γεωμορφών από την τεκτονική δράση. Επιπλέον μελέτες απαιτούνται για να καθοριστεί εάν τα μοντέλα Fourier σε διευθύνσεις παράλληλα με το τόξο (arc-parallel) και εγκάρσια με το τόξο (arc-normal) παράγουν συχνότητες διαφορετικές με συστηματικό τρόπο και σε ποίο βαθμό αυτές οι διαφορές σχετίζονται με τον προσανατολισμό των εφελκυστικών τάσεων που παραμορφώνουν τεκτονικά την Κρήτη. Τέτοιες προοπτικές μπορούν να είναι χρήσιμες στην εκτίμηση του ρόλου των κυρίων διευθύνσεων παραμόρφωσης (arc-normal ή arc-parallel) σε σχέση με τον προσανατολισμό των τεκτονικών δομών της Κρήτης.

Άλλο ερώτημα προς μελλοντική διερεύνηση θα αποτελούσε η ανίχνευση μοτίβων υδρογραφικών δικτύων μέσα από την φασματική ανάλυση, τα οποία ελέγχονται από την τεκτονική δομή αλλά δεν είναι εμφανώς εκφρασμένα στον χάρτη. Κάτω από τεκτονικές τάσεις, περιοχές δομημένες με λεπτοστρωματώδη πετρώματα (π.χ. ασβεστόλιθοι ενότητας Πίνδου) τείνουν να εμφανίζουν διακλάσεις με μεγαλύτερη χωρική συχνότητα σε σχέση με περιοχές που δομούνται από παχυστρωματώδη πετρώματα (π.χ. ενότητα Γαβρόβου-Τριπόλεως) οι οποίες με τη σειρά τους επηρεάζουν την διαμόρφωση της τοπογραφίας και του υδρογραφικού δικτύου (π.χ. González-Díez et al. 2021). Ωστόσο, τα ερωτήματα αυτά ξεπερνούν τον σκοπό και το αντικείμενο της παρούσας διπλωματικής και τίθενται ως θέματα για περαιτέρω συζήτηση και έρευνα.

## Βιβλιογραφία

Ahnert, F. Local relief and the height limits of mountain ranges, *Am. J. Sci.*, 284(9), 1035 – 1055 (1984).

Alves, T.M., Lykousis, V., Sakellariou, D., Alexandri, S. & Nomikou, P., 2007. Constraining the origin and evolution of confined turbidite systems: southern Cretan margin, Eastern Mediterranean Sea (34°30–36°N), *GeoMar. Lett.*, 27, 41–61, doi:10.1007/s00367-006-00.

Angelier, J., 1979. *Neotectonique de l'Arc ' eg' een, ' Soc. Geol. Du Nord*, 3, 418.

Angelier, J. & Gigout, M., 1974. Sur les plates-formes marines et la neotectonique Quaternaires de la region d'Ierapetra (Crete, Grece), *C. R. Acad. Sci. Paris*, 278, 2103–2106.

Angelier, J., Gigout, M. & Hogrel, M. T., 1977. A propos du gisement tyrrhenien d'Arvi (Crete): cadre stratigraphique, faune, esquisse paleoecologique, *Annales Geol. Pays Hellenique*, 28, 471–4.

Armijo, R., Lyon-Caen, H., Papanastassiou, D., 1992. East-west extension and Holocene normal-faults scarps in the Hellenic arc, *Geology*, 20, 491–494.

Aronoff S. *Geographic Information Systems : a management perspective*. WDL Publications. Ottawa Canada (1989).

Blackman R. B. and J. W. Tukey, *The Measurement of Power Spectra from the Point of View of Communications Engineering* (New York: Dover, 1959).

Bohnhoff, M., Makris, J., Papanikolaou, D. & Stavrakakis, G., 2001. Crustal investigation of the Hellenic subduction zone using wide aperture seismic data, *Tectonophysics*, 343, 239–262

Bomberger, Cody W., "SPATIAL SCALING OF CRUSTAL AND LITHOSPHERIC DEFORMATION IN THE WESTERN UNITED STATES" (2016). *Graduate Student Theses, Dissertations, & Professional Papers.10809* (<https://scholarworks.umt.edu/etd/10809>).

Bracewell R.N. . *The Fourier Transform and its Applications*. Third Edition. 1986

Brun, J.P. & Faccenna, C., 2008. Exhumation of high-pressure rocks driven by slab rollback, *Earth planet. Sci. Letters*, 272, 1–7, doi:10.1016/j.epsl.2008.02.038.

Bryson R. A. and Dutton J. A., "The Variance Spectra of Certain Natural Series," in W. L. Garrison and D. F. Marble, eds., *Quantitative Geography Part 11: Physical and*

- Cartographic Topics* (Evanston, Illinois: Northwestern University Press, 1967), pp. 1-24.
- Candela, T., Renard, F., Bouchon, M., Brouste, A., Marsan, D., Schmittbuhl, J., Voisin, C. 2009. Characterization of Fault Roughness at Various Scales: Implications of Three-Dimensional High Resolution Topography Measurements. *Pure and Applied Geophysics*, 166, 1817-1851
- Caputo Riccardo, Stefano Catalano, Carmelo Monaco, Gino Romagnoli, Giuseppe Tortorici, Luigi Tortorici, Active faulting on the island of Crete (Greece), *Geophysical Journal International*, Volume 183, Issue 1, October 2010, Pages 111–126, <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04749>
- Caputo, R., Monaco, C. & Tortorici, L., 2006. Multiseismic cycle deformation rates from Holocene normal fault scarps on Crete (Greece), *Terra Nova*, 18, 181–190, doi:10.1111/j.1365-3121.2006.00678.x.
- Chang T. P. & G. H. Toebes, “A Statistical Comparison of Meander Planforms in the Wabash Basin,” *Wnter Resources Research*, Vol. 9 (1970), pp. 557-78.
- Church, M., and D. M. Mark (1980), On size and scale in geomorphology, *Prog. Phys. Geogr.*, 4(3), 342 – 390.
- Cohen, S. C. (1999), Numerical Models of Crustal Deformation in Seismic Zones, *Adv. Geophys.*, 41(C),133–231, doi:10.1016/S0065-2687(08)60027-8.
- Condon & Ransom (2016). Essential Radio Astronomy. *Princeton University Press*. pp. 280–281.
- Cooley J. W., P. A. W. Lewis and P. D. Welch, "The Fast Fourier Transform and Its Applications," in *IEEE Transactions on Education*, vol. 12, no. 1, pp. 27-34, March 1969, doi: 10.1109/TE.1969.4320436.
- Couteron, P., 2002. Quantifying change in patterned semi-arid vegetation by Fourier analysis of digitized aerial photographs. *International Journal of Remote Sensing* 23, 3407–3425.
- Couteron, P., Barbier, N., Gautier, D., 2006. Textural ordination based on Fourier spectral decomposition: a method to analyze and compare landscape patterns. *Landscape Ecology* 21, 555–567.
- Crough, S.T. & Jurdy, D.M., 1980. Subducted lithosphere, hotspots, and the geoid, *Earth planet. Sci. Lett.*, 48, 15-22.
- Davis, W. M. (1899), The geographical cycle, *Geogr. J.*, 14(5), 481 – 504.

Delenne, C., Durrieu, S., Rabatel, G., Deshayes, M., Bailly, J.S., Lelong, C., Couteron, P., 2008. Textural approaches for vineyard detection and characterization using very high spatial resolution remote sensing data. *International Journal of Remote Sensing* 29, 1153–116

Dietrich, W. E., and D. R. Montgomery (1998), Hillslopes, channels, and landscape scale, in *Scale Dependence and Scale Invariance in Hydrology*, edited by G. Sposito, pp. 30 – 60, *Cambridge Univ. Press*, New York.

González-Díez, J.A. Barreda-Argüeso, L. Rodríguez-Rodríguez, J. Fernández-Lozano, The use of filters based on the Fast Fourier Transform applied to DEMs for the objective mapping of karstic features, *Geomorphology*, Volume 385, 2021, 107724.

Dodds, P. S., and D. H. Rothman (2000), Scaling, universality, and geomorphology, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 28(1), 571 – 610.

Eaton, Bateman, Hauberg & Wehbring. Free Your Numbers. GNU Octave, A high-level interactive language for numerical computations. Edition 6 for Octave version 6.4.0. October 2021.

Endrun, B., Meier, T., Bischoff, M. & Harjes, H.P., 2004. Lithospheric structure in the area of Crete constrained by receiver functions and dispersion analysis of Rayleigh phase velocities, *Geophys. J. Int.*, 158, 592–608.

England, P., G. Houseman, and L. Sonder (1985), Length Scales for Continental Deformation in Convergent, Divergent, and Strike-Slip Environments: Analytical and Approximate Solutions for a Thin Viscous Sheet Model, *J. Geophys. Res.*, 90(B5), 3551–3557.

Fassoulas, C., 2001. The tectonic development of a Neogene basin at the leading edge of the active European margin: the Heraklion basin, Crete, Greece, *J. Geodyn.*, 31, 49–70.

Gaki-Papanastassiou, K., Karymbalis, E., Papanastassiou, D. & Maroukian, H., 2009. Quaternary marine terraces as indicators of neotectonic activity of the Ierapetra normal fault SE Crete (Greece), *Geomorphology*, 104, 38–46, doi:10.1016/j.geomorph.2008.05.037.

Gallant, J. C. (1997), Scale and structure in landscapes, Ph.D. thesis, *Aust. Natl. Univ., Canberra*, ACT, Australia.

Ganas, A. & Parsons, T., 2009. Three-dimensional model of Hellenic Arc deformation and origin of the Cretan uplift, *J. geophys. Res.*, 114, doi:10.1029/2008JB005599.

Gilbert, G. K. (1877), Report on the Geology of the Henry Mountains, *U. S. Gov. Print. Off.*, Washington, D. C.

- Gilbert, G. K. (1909), The convexity of hilltops, *J. Geol.*, 17(4), 344 – 350.
- Gilbert, L. E. (1989), Are topographic data sets fractal?, *Pure Appl. Geophys.*, 131(1), 241 – 254.
- Granger C. W. J. and M. Hatanaka, Spectral Analysis of Economic Time Series (New Jersey: *Princeton University Press*, 1964)
- Hager, B.H., 1984. Subducted slabs and the geoid: Constraints on mantle rheology and flow, *J. geophys. Res.*, 89, 6003-6015.
- Hager, B.H., Clayton, R.W., Richards, M.A., Comer, R.P. & Dziewonski, A.M., 1985. Lower mantle heterogeneity, dynamic topography and the geoid, *Nature*, 313, 541-545.
- Hall, Audley-Charles & Carter. 2016. The significance of Crete for the evolution of the Eastern Mediterranean.
- Hanley 1997. Fourier Analysis of the Catawba Mountain Knolls, Roanoke County, Virginia, *Mathematical Geology*, Vol9, No. 2.
- Harrison & Lo 1996. PC-Based two-dimensional discrete fourier transform programs for terrain analysis, *Computers & Geosciences Vol. 22*, No. 4, pp. 419-424.
- History of GIS | Early History and the Future of GIS - Esri. [www.esri.com](http://www.esri.com).
- Horton, R. E. (1945), Erosional development of streams and their drainage basins: Hydrophysical approach to quantitative morphology, *Bull. Geol. Soc. Am*, 56(3), 275 – 370.
- Hovius, N. (1996), Regular spacing of drainage outlets from linear mountain belts, *Basin Res.*, 8, 29 – 44.
- Ijjasz-Vasquez, E. J., I. Rodri'guez-Iturbe, and R. L. Bras (1992), On the multifractal characterization of river basins, *Geomorphology*, 5, 297 – 310.
- International atomic energy agency. December 1994. Spatial data integration for mineral exploration resource assessment and environmental studies : A guidebook.
- Johnson (1933). Available Relief and Texture of Topography a Discussion
- Kamin, R. A., and Adams, G. B., 1988, Fast Fourier Transforms and algorithm design and tradeoffs: *NASA Technical Rep. 88.18*, December, 1988, variously paged.
- Kinsman B., Wind Waves, Their Generation and Propagation on the Ocean Surface (Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall, 1965)

- Kiratzi, A. & Louvari, E., 2003. Focal mechanisms of shallow earthquakes in the Aegean Sea and the surrounding lands determined by waveform modeling: a new database, *J. Geodyn.*, 36, 251–274.
- Le Pichon, X., Lallemand, S.J., Chamot Rooke, N., Lemeur, D. & Pascal, G., 2002. The Mediterranean Ridge backstop and the Hellenic nappes, *Mar. Geol.*, 186, 111–125.
- Leite, O. & Mascle, J., 1982. Geological structures on the South Cretan continental margin and Hellenic Trench (eastern Mediterranean), *Mar. Geol.*, 49, 199–223.
- Lyon-Caen, H. et al., 1987. The 1986 Kalamata (South Peloponnesus) earthquake: detailed study of a normal fault, evidences for east-west extension in the Hellenic arc, *J. geophys. Res.*, 93, 14 967–15 000.
- Mácka 2001. Determination of texture topography from large scale contour maps.. *Geografski vestnik* 73-2,53–62.
- Mahadevan, L., R. Bendick, and H. Liang (2010), Why subduction zones are curved, *Tectonics*, 29(TC6002), 1–10, doi:10.1029/2010TC002720.
- Mandelbrot, B. B. (1975), Stochastic models for the Earth's relief, the shape and the fractal dimension of the coastlines, and the number-area rule for islands, *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.*, 72(10), 3825 – 3828.
- Mandelbrot, B. B. (1983), *The Fractal Geometry of Nature*, Freeman, New York.
- Meier, T., Becker, D., Endrun, B., Rische, M., Bohnhoff, M., Stockhert, B. & Harjes, H.-P., 2007. A model for the Hellenic subduction zone in the area of Crete based on seismological investigations, in *Late Palaeozoic and Mesozoic Ecosystems in SE Asia*, *Geol. Soc. Spec. Pub. Vol. 291*, pp. 183–199, eds Buffetaut, E., Le Loeuff, J. & Suteethorn, V., Geological Society, London, doi:10.1144/SP291.9.
- Meier, T., Rische, M., Endrun, B., Vafidis, A. & Harjes, H.-P., 2004. Seismicity of the Hellenic subduction zone in the area of western and central Crete observed by temporary local seismic networks, *Tectonophysics*, 383, 149–169.
- Melton M. A., “Methods for Measuring the Effect of Environmental Factors on Channel Properties,” *Journal of Geophysical Research*, Vol. 67 (1962), pp. 1485- 90,
- Monaco, C. & Tortorici, L., 2004. Faulting and effects of earthquakes on Minoan archaeological sites in Crete (Greece), *Tectonophysics*, 382, 103–116.
- Montgomery, D. R., and W. E. Dietrich (1992), Channel initiation and the problem of landscape scale, *Science*, 255, 826 – 830.

- Moore, I. D., A. Lewis, and J. C. Gallant (1993), Terrain attributes: Estimation methods and scale effects, in *Modeling Change in Environmental Systems*, edited by A. J. Jakeman, B. Beck, and M. McAleer, pp. 189 –214, John Wiley, Hoboken, N. J.
- Mugglestone, M.A., Renshaw, E., 1998. Detection of geological lineations on aerial photographs using two-dimensional spectral analysis. *Computers & Geosciences* 24, 771–784
- Newman, W. I., and D. L. Turcotte (1990), Cascade model for fluvial geomorphology, *Geophys. J. Int.*, 100, 433 – 439
- Okada (1985), Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 75(4), 1135–1154, doi:10.1016/0148-9062(86)90674-1.
- Packt Publishing 2017. QGIS: Becoming a GIS Power User. Master data management, visualization, and spatial analysis techniques in QGIS and become a GIS power user.
- Papadaki E., Mertikas S., Sarris A., 2011. Identification of linaments with possible structural origin using aster images and DEM derived products. *EARSeL eProceedings* 10, 1/2011 p. 9-26.
- Papadimitriou, E.E. & Karakostas, V., 2008. Rupture model of the great AD 365 Crete earthquake in the southwestern part of the Hellenic Arc, *Acta Geophys.*, 56, 293–312, doi:10.2478/s11600-008-0001-6.
- PAPO, GELBMAN 1994. Digital Terrain Models for Slopes and Curvatures.– Department of Civil Engineering Technion, Haifa, Israel.
- Parker H. D. The unique qualities of a geographic information system : a commentary. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 54 (11) : 1547-49 (1988).
- Perron, Kirchner & Dietrich 2008. Spectral signatures of characteristic spatial scales and nonfractal structure in landscapes, *Journal of Geophysical Research*. Vol 113.
- Pike, Richard J., and Wesley J. Rozema. “Spectral Analysis of Landforms.” *Annals of the Association of American Geographers*, vol. 65, no. 4, [Association of American Geographers, Taylor & Francis, Ltd.], 1975, pp. 499–516, <http://www.jstor.org/stable/2562418>.
- Pirazzoli, P.A., Laborel, J. & Stiros, S.C., 1996. Earthquake clustering in the Eastern Mediterranean during historical times, *J. geophys. Res.*, 101, 6083–6097.
- Pirazzoli, P.A., Thommeret, J., Thommeret, Y., Laborel, J. & Montaggioni, L.F., 1982. Crustal block movements from Holocene shorelines: Crete and Antikithera (Greece), *Tectonophysics*, 86, 27–43
- Podobnikar, Štefančič & Verbovšek June 17-20, 2019. A GIS-based approach to karst

relief cyclicity by using Fast Fourier Transform, AGILE 2019 – Limassol.

Pondrelli, S., Morelli, A., Ekstrom, G., Mazza, S., Boschi, E. & Dziewonski, "A.M., 2002. European-Mediterranean regional centroid-moment tensors: 1997–2000, *Phys. Earth planet. Int.*, 130, 71–101.

QGIS Project. Mar 14, 2021. QGIS Desktop 3.16 User Guide.

Rayner J. N., An Introduction to Spectral Analysis (London: Pion, 1971)

Ring, U., Brachert T.C. & ten Veen, J.H., Kleinspehn, K.L., 2003. Discussion on incipient continental collision and plate-boundary curvature: late Pliocene-Holocene transtensional Hellenic forearc, Crete, Greece, *J. Geol. Soc., Lond.*, 160, 819–824.

Rodríguez-Iturbe, I., and A. Rinaldo (2001), Fractal River Basins: Chance and Self-Organization, *Cambridge Univ. Press*, New York.

Ruzicka, B.K., Schröter, M., Pack, A., Boehnhardt, H. 2021. Detecting and analysing geomorphological structures in images of comet 67P/Churyumov-Gerasimenko using Fourier transform. arXiv:2103.00970

Savage, J. C., and R. O. Burford (1973), Geodetic determination of relative plate motion in central California, *J. Geophys. Res.*, 78(5), 832, doi:10.1029/JB078i005p00832.

Schorghofer, N., and D. H. Rothman (2001), Basins of attraction on random topography, *Phys. Rev. E Stat. Phys. Plasmas Fluids Relat. Interdiscip. Top.*, 63(2), 026112, doi:10.1103/PhysRevE.63.026112.

Schorghofer, N., and D. H. Rothman (2002), Acausal relations between topographic slope and drainage area, *Geophys. Res. Lett.*, 29(13), 1633, doi:10.1029/2002GL015144.

Shaler, N. S. (1899), Spacing of rivers with reference to the hypothesis of base-levelling, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 10, 263 – 276

Shaw, B. et al., 2008. Eastern Mediterranean tectonics and tsunami hazard inferred from the AD 365 earthquake, *Nat. Geosci.*, 1, 268–276, doi:10.1038/ngeo151.

Snopek K., Meier, T., Endrun, B., Bohnhoff, M. & Casten, U., 2007. Comparison of gravimetric and seismic constraints on the structure of the Aegean lithosphere in the forearc of the Hellenic subduction zone in the area of Crete, *J. Geodyn.*, 44, 173–185, doi:10.1016/j.jog.2007.03.005.

Somfai, E., and L. M. Sander (1997), Scaling and river networks: A landau theory for erosion, *Phys. Rev. E*, 56, 5 – 8.

Stiros, S.C., 2001. The AD 365 Crete earthquake and possible seismic clustering during



the fourth to sixth centuries AD in the Eastern Mediterranean: a review of historical and archaeological data, *J. Struct. Geol.*, 23, 545–562.

Talling, P. J., M. D. Stewart, C. P. Stark, S. Gupta, and S. J. Vincent (1997), Regular spacing of drainage outlets from linear fault blocks, *Basin Res.*, 9, 275 – 302.

Taymaz, T., Jackson, J. & Westaway, R., 1990. Earthquake mechanics in the Hellenic Trench near Crete, *Geophys. J. Int.*, 102, 695–731.

ten Veen, J.H. & Kleinspehn, K.L., 2003. Incipient continental collision and plate-boundary curvature: late Pliocene–Holocene transtensional Hellenic forearc, Crete, Greece, *J. Geol. Soc. Lond.*, 160, 161–181.

Toth, Koppanyi, Grejner-Brzezinska & Jozkow 2014. Spatial Spectrum Analysis of Various Digital Elevation Models, The Ohio State University ASPRS.

Tsimi, C., Ganas, A., Ferrier, G., Drakatos, G., Pope, R.J. & Fassoulas, C., 2007. Morphotectonics of the Sfakia normal fault, southwestern Crete, Greece, in *Proceedings of 8th Pan-Hellenic Geographical Conference*, Athens, Greece, 2007 October 4–7, pp. 186–194.

Turcotte, D. L., and D. A. Spence (1974), An analysis of strain accumulation on a strike slip fault, *J. Geophys. Res.*, 79(29), 4407–4412, doi:10.1029/JB079i029p044407.

Tyson P.D *Annals of the Association of American Geographers* Vol. 61, No. 4 (Dec., 1971), pp. 711-720.

Welch P., "The use of fast Fourier transform for the estimation of power spectra: A method based on time averaging over short, modified periodograms," in *IEEE Transactions on Audio and Electroacoustics*, vol. 15, no. 2, pp. 70-73, June 1967, doi: 10.1109/TAU.1967.1161901.

Wieland, Ralf & Dalchow, Claus. (2009). Detecting landscape forms using Fourier transformation and singular value decomposition (SVD). *Computers & Geosciences*. 35. 1409-1414. 10.1016/j.cageo.2008.10.002. Wiener N., "Generalized Harmonic Analysis," *Acta Mathematica*, Vol.55 (1930), pp. 117-258.

Δερμιτζάκης & Ντρίνια. 2010. ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΣΥΜΒΑΝΤΑ, ΦΑΙΝΟΜΕΝΑ ΚΑΙ ΠΑΛΑΙΟΝΤΟΛΟΓΙΚΑ ΕΥΡΗΜΑΤΑ ΣΤΗΝ ΕΥΡΥΤΕΡΗ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΟΥ ΑΓΙΟΥ ΝΙΚΟΛΑΟΥ.

Παυλόπουλος Κοσμάς Π. Εκδοτικός Όμιλος ΙΩΝ. 2011. Γεωμορφολογία. Εφαρμογές στις Γεωεπιστήμες.

Περγλέρος Β., Παπαμαστοράκης Δ., Κριτσωτάκης Μ., Δρακοπούλου Ε. και

Παναγόπουλος Α.. Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας τομ. XXXVI, 2004.  
*Πρακτικά 10<sup>ο</sup> Διεθνούς Συνεδρίου*, Θεσ/νίκη Απρίλιος 2004. ΥΠΟΓΕΙΟ ΥΔΑΤΙΚΟ  
ΔΥΝΑΜΙΚΟ ΚΡΗΤΗΣ. ΠΡΟΒΛΗΜΑΤΑ ΚΑΙ ΠΡΟΟΠΤΙΚΕΣ.

## Παράρτημα

### I – Κώδικας στο πρόγραμμα Octave

Ο αλγόριθμος που χρησιμοποιήθηκε για την επεξεργασία παρουσιάζεται παρακάτω, στην γενική του μορφή. Αυτό σημαίνει, ότι περιέχει μόνο τα ονόματα των δοσμένων ορισμάτων, χωρίς να αποδίδεται συγκεκριμένη τιμή.

```
pkg load io
```

```
# Αποτελεί μια εισαγωγική εντολή μέσω της οποίας φορτώνεται στο πρόγραμμα η εργαλειοθήκη η οποία επιτρέπει την εισαγωγή / εξαγωγή από / σε εξωτερικές μορφές. Η εντολή αυτή είναι απαραίτητη προκειμένου το πρόγραμμα να «διαβάσει» και να επεξεργαστεί τα αρχεία με τις τιμές δειγματοληψίας των τοπογραφικών τομών
```

```
load example.txt
```

```
# Μέσω αυτής της εντολής το πρόγραμμα «διαβάζει» τα εξωτερικά και προς επεξεργασία δεδομένα των τομών.
```

```
A=example
```

```
# Η εντολή αυτή χρησιμεύει στην απλούστευση των εντολών αντικαθιστώντας το όνομα του εισαγόμενου αρχείου με ένα γράμμα.
```

```
x=A(:,1), και y=A(:,2),
```

```
# Η παραπάνω εντολή επιτρέπει τον διαχωρισμό των τιμών της απόστασης και του υψομέτρου των σημείων δειγματοληψίας των τοπογραφικών τομών σε δύο επιμέρους διανύσματα για περαιτέρω επεξεργασία
```

```
plot(x,y)
```

```
# Η εντολή plot(x,y) παρουσιάζει τη γραφική παράσταση των δυο διανυσμάτων, δηλαδή την τοπογραφική τομή
```

$F_s=1/z$

# Σε αυτό το βήμα, καθορίζεται η τιμή της χωρικής συχνότητας  $F_s$ , η οποία ορίζει την σωστή κλίμακα συχνότητας για τον άξονα  $f$ . Το  $z$  καθορίζει το πόσο μικρή ή μεγάλη θα είναι η τομή της  $F_s$ . Για περιοχές μελέτης με γεωλογικές δομές ασθαινοσφαιρικών επιδράσεων επιλέγεται μεγάλη τιμή του  $z$  και συνεπώς μικρή τιμή  $F_s$ , ενώ για δομές λιθοσφαιρικών επιδράσεων το αντίστροφο.

$nfft=length(A)$

# Για την εξαγωγή του περιοδογράμματος με την μέθοδο του ταχύ μετασχηματισμού Fourier υπολογίζονται στο σύνολο  $nfft$  συχνότητες, όπου το  $nfft$  είναι η επόμενη δύναμη του 2 που βρίσκεται πλησιέστερα στον αριθμό των σημειών δειγματοληψίας  $n$  της εκάστοτε τοπογραφικής τομής.

$t=0 : 1/F_s : nfft,$

# Ορισμός του χωρικού διανύσματος  $t$ .

$A2 = interp1(A(:,1),A(:,2),t,'linear'),$

# Σε αυτό το σημείο πραγματοποιείται γραμμική παρεμβολή των δεδομένων προκειμένου να μπορέσει να υπολογιστεί το περιοδόγραμμα.

$[Pxx,f] = periodogram(A2,[],nfft,F_s),$

# Με αυτή την εντολή υπολογίζεται το περιοδόγραμμα με βάση τα δεδομένα που εισήχθησαν στο πρόγραμμα. Το διάνυσμα εντός των αγκυλών [], χρησιμεύει ως ένα περαιτέρω φίλτρο για την αντιμετώπιση της φασματικής διαρροής. Ωστόσο στην συγκεκριμένη διπλωματική δεν χρησιμοποιήθηκε κάποιο φίλτρο και συνεπώς έμεινε κενό. Το φάσμα ισχύος  $Pxx$ , υπολογίζεται χρησιμοποιώντας ένα FFT μήκους  $nfft$  που νατιστοιχεί στην επόμενη τιμή της δύναμης του 2 που είναι πιο κοντά στον αριθμό των σημείων δειγματοληψίας με τα παραπάνω σημεία να συμπληρώνονται με μηδενικά.

figure (1)

plot(f,Pxx), grid

# Η εντολή παρουσιάζει το περιοδόγραμμα του φάσματος ισχύος Pxx των συχνοτήτων f, ενώ το grid προσθέτει το πλέγμα.

```
xlabel('Frequency') ylabel('Power')
```

# Ορίζει τους υπότίτλους των αξόνων.

```
title('Auto-Spectrum original')
```

# Ορίζει τον τίτλο του περιοδογράμματος

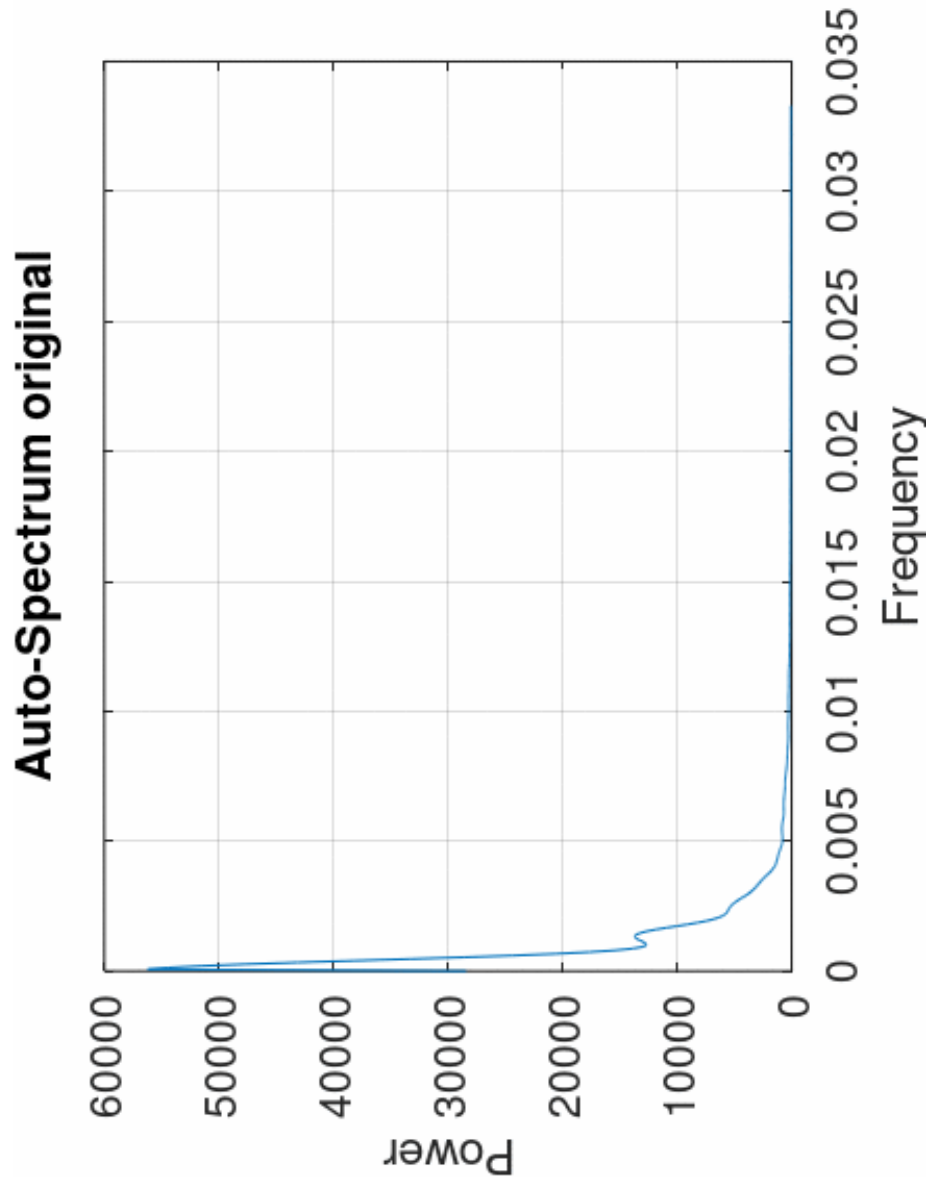
## II – Δοκιμές

### Τομή 1

$F_s = 1/15$

Κυρίαρχες συχνότητες (m-1) : 0.000065, 0.0013

Κυρίαρχα μήκη κύματος (km) : 16, 1

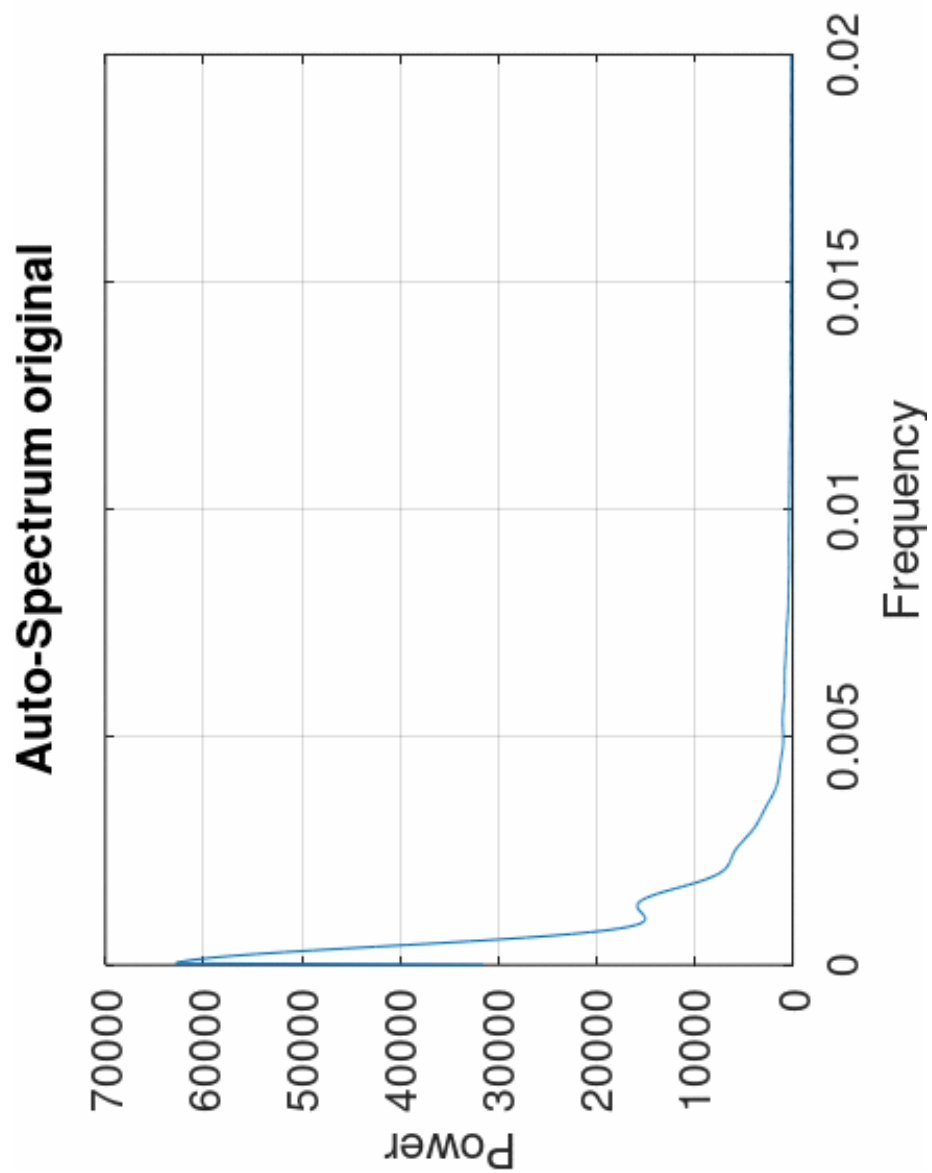


Τομή 1

$F_s = 1/25$

Κυρίαρχες συχνότητες (m-1) : 0.00004, 0.0013

Κυρίαρχα μήκη κύματος (km) : 25, 1

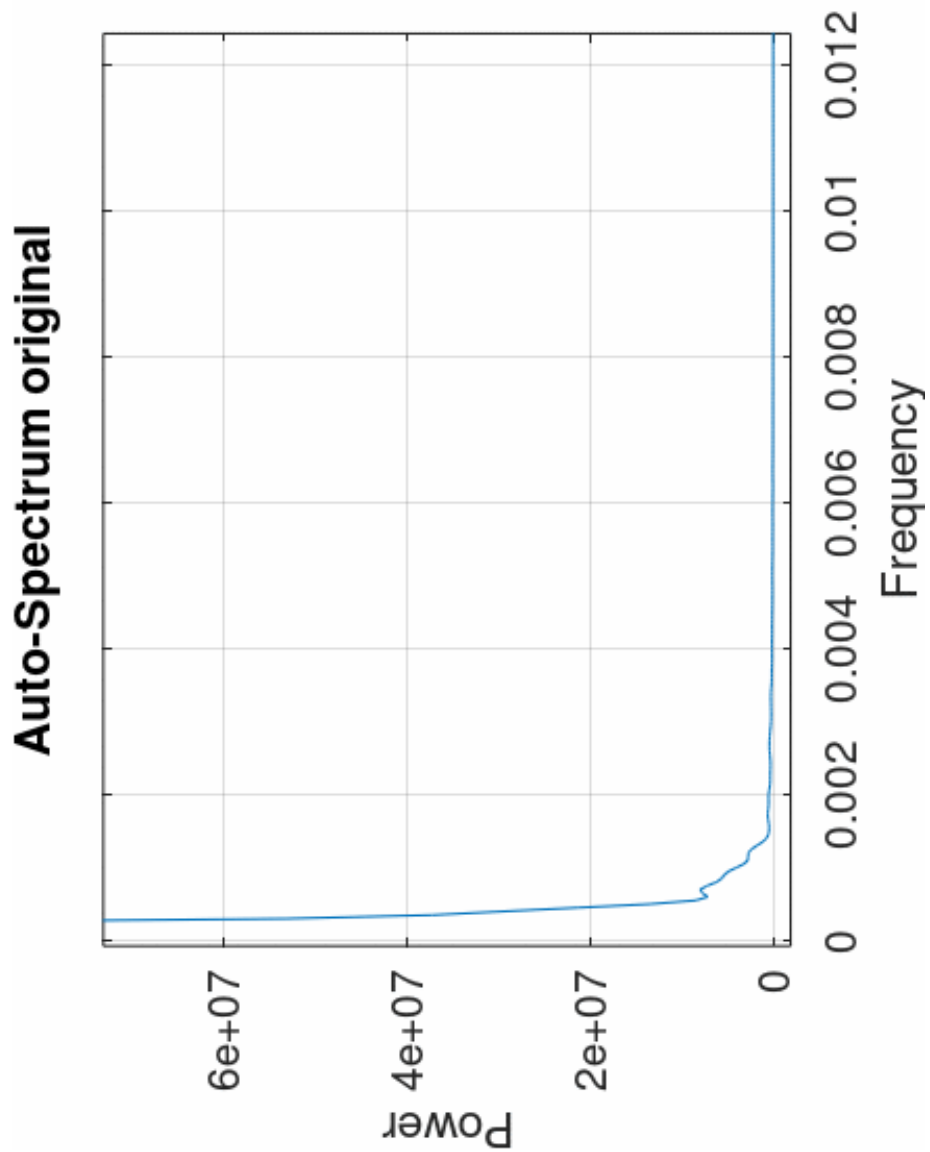


Τομή 2

$F_s = 1/5$

Κυρίαρχες συχνότητες (m-1) : 0.00005

Κυρίαρχα μήκη κύματος (km) : 20



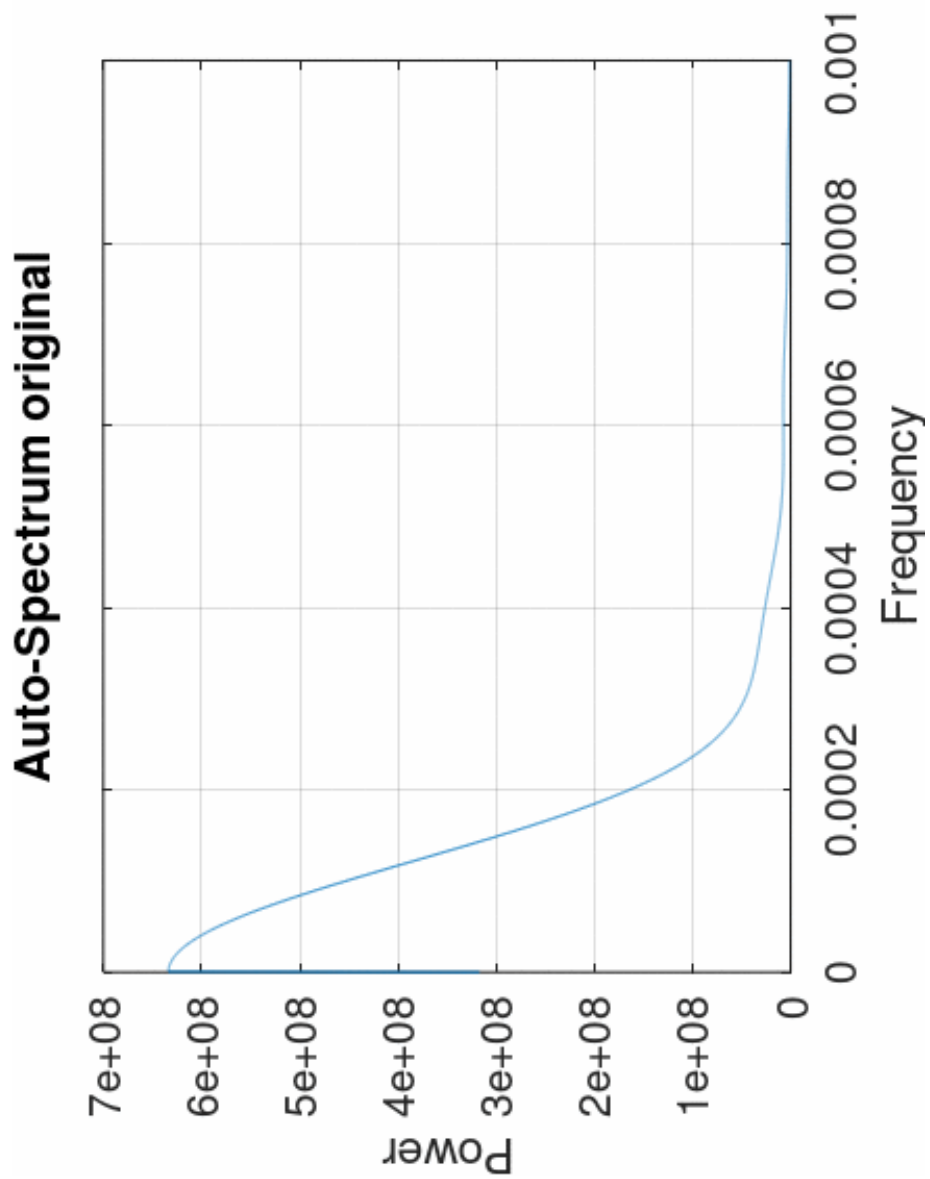


**Τομή 2**

**$F_s = 1/500$**

**Κυρίαρχες συχνότητες (m-1) : -**

**Κυρίαρχα μήκη κύματος (km) : -**

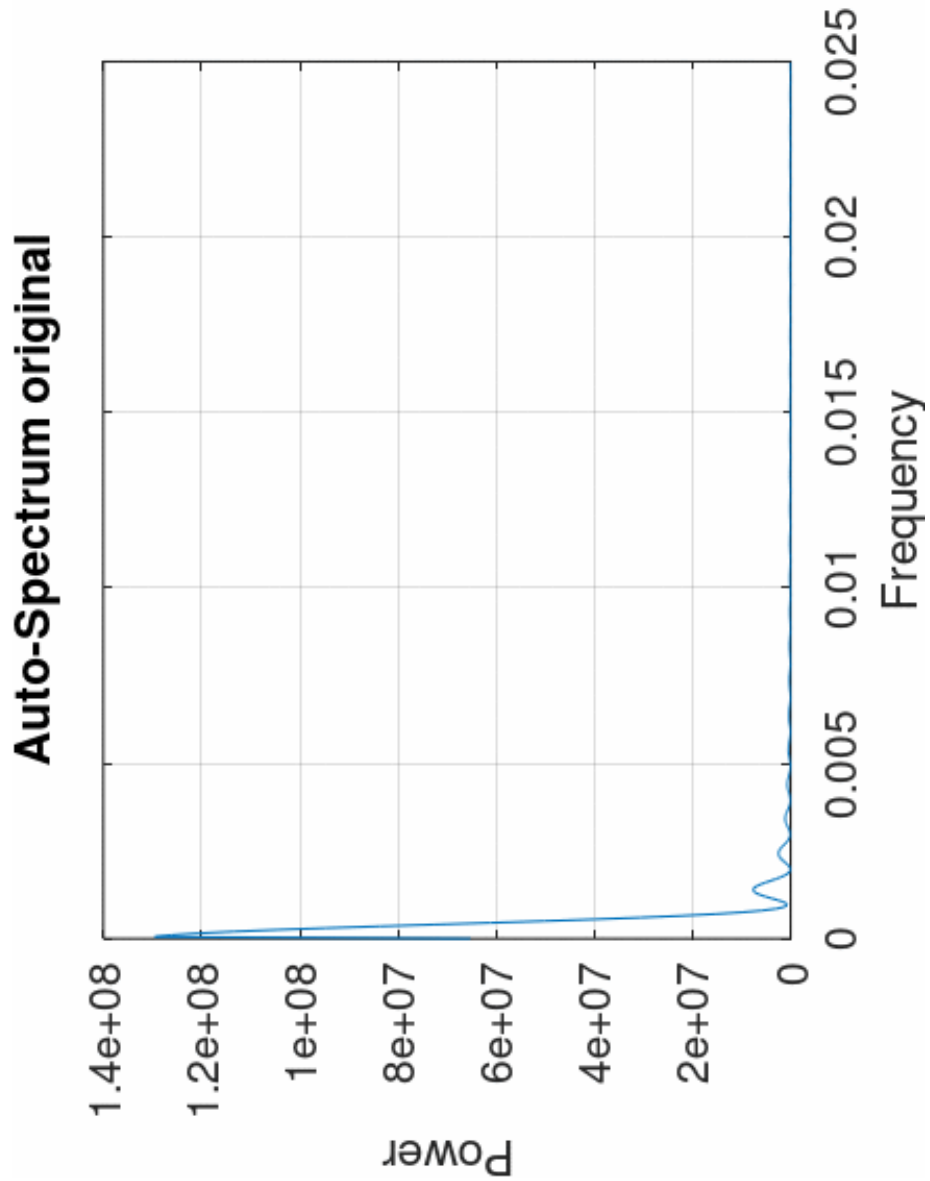


**Τομή 3**

**$F_s = 1/20$**

**Κυρίαρχες συχνότητες (m-1) : 0.00005, 0.0014**

**Κυρίαρχα μήκη κύματος (km) : 20, 0.714**

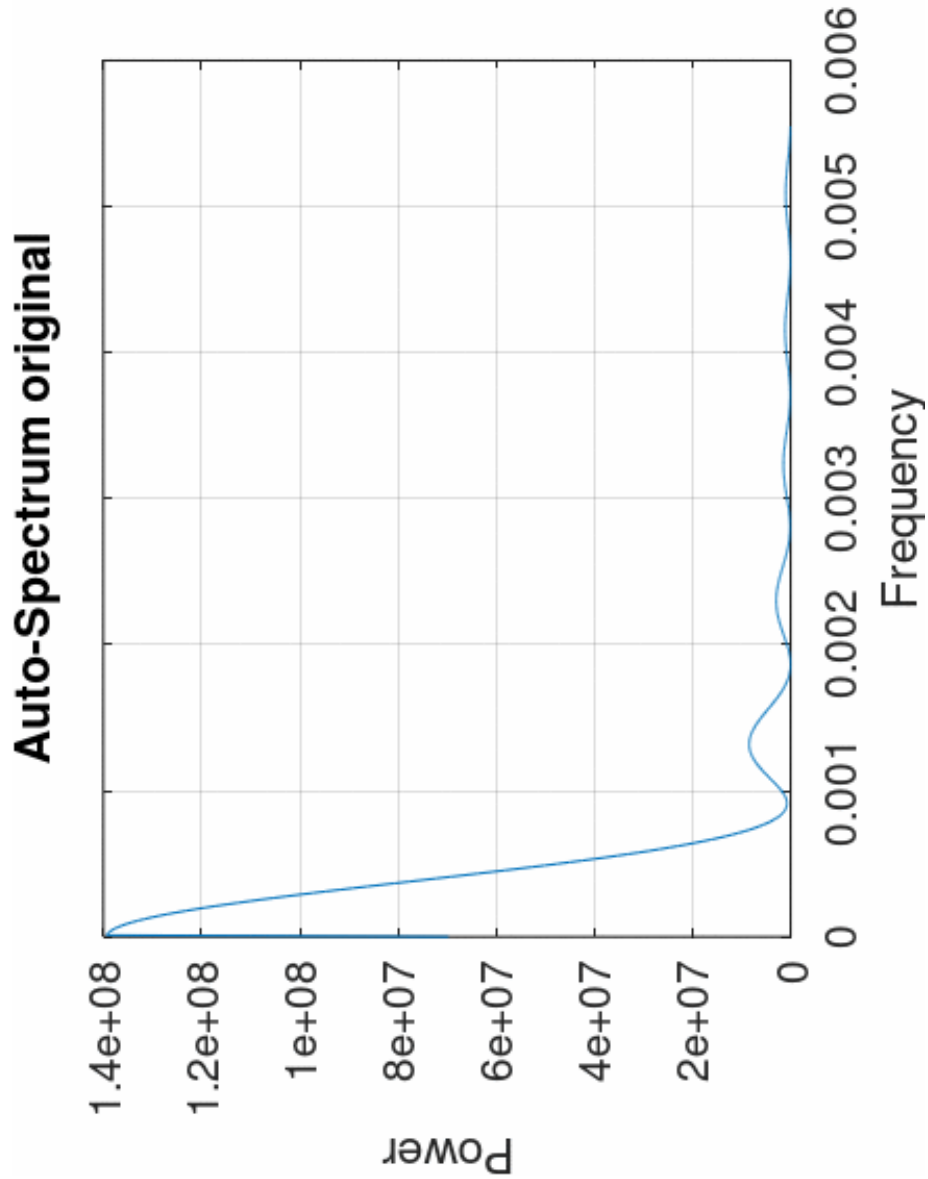


**Τομή 3**

**$F_s = 1/90$**

**Κυρίαρχες συχνότητες (m-1) : 0.00001, 0.0013**

**Κυρίαρχα μήκη κύματος (km) : 100, 0.769**

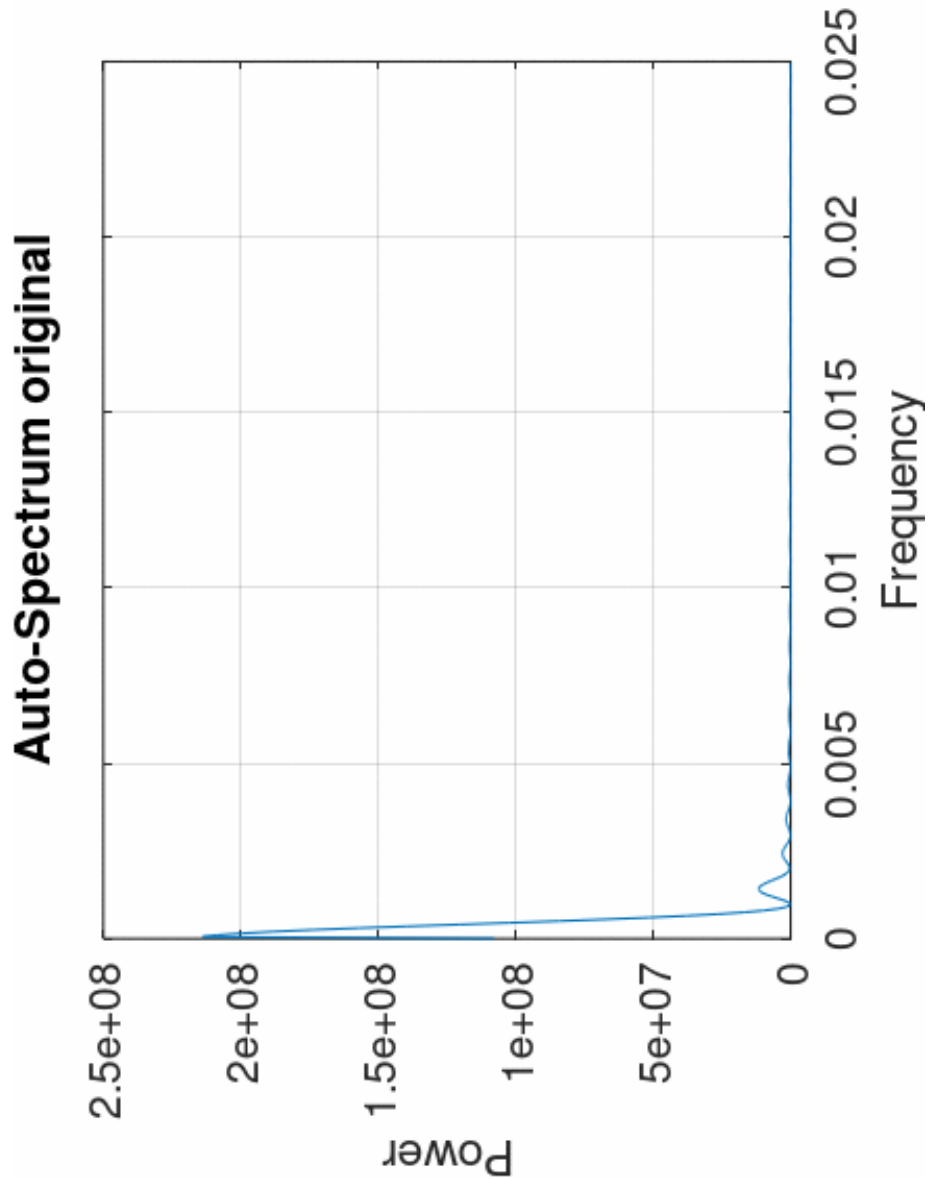


Τομή 4

$F_s = 1/20$

Κυρίαρχες συχνότητες (m-1) : 0.00005, 0.0014

Κυρίαρχα μήκη κύματος (km) : 20, 0.714

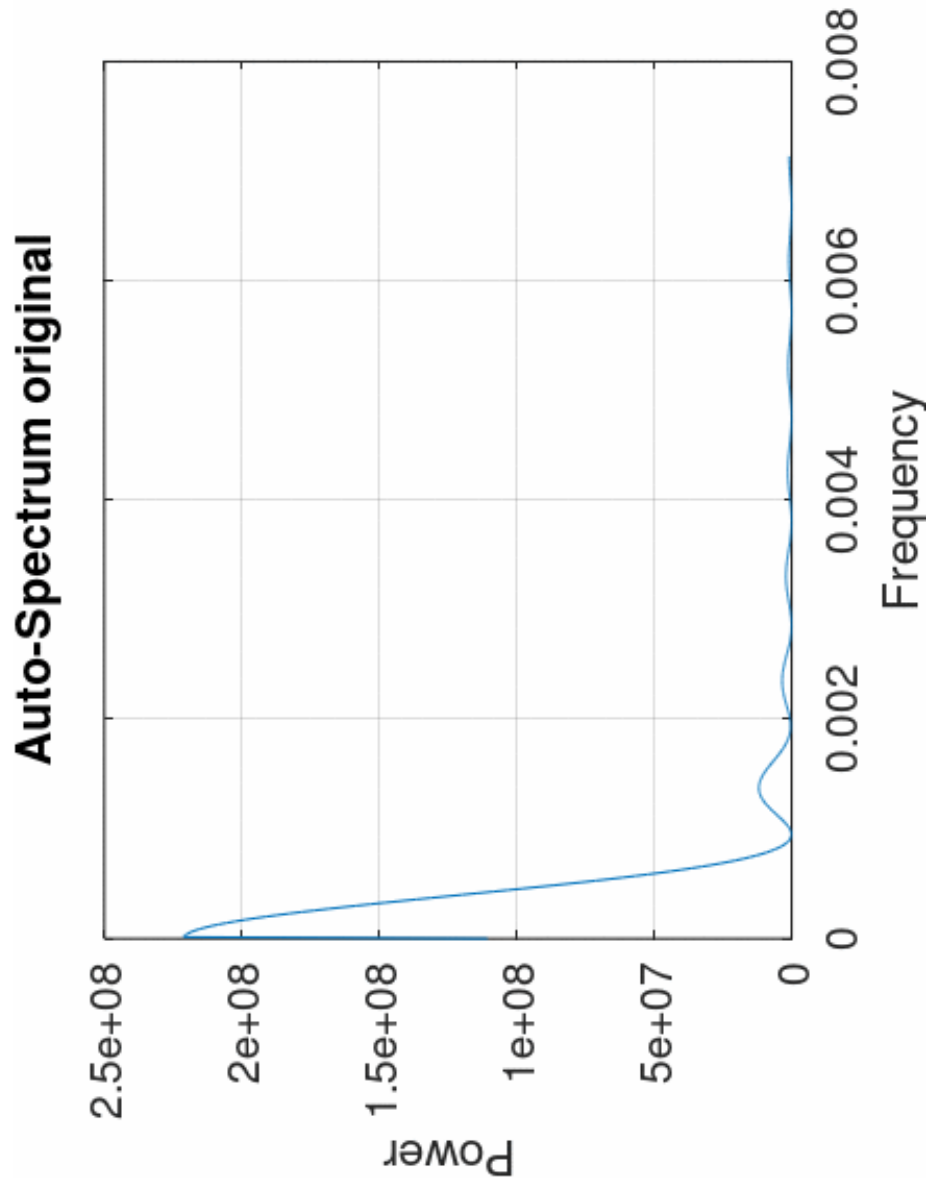


**Τομή 4**

**$F_s = 1/70$**

**Κυρίαρχες συχνότητες (m-1) : 0.000014, 0.0014**

**Κυρίαρχα μήκη κύματος (km) : 71.4, 0.714**

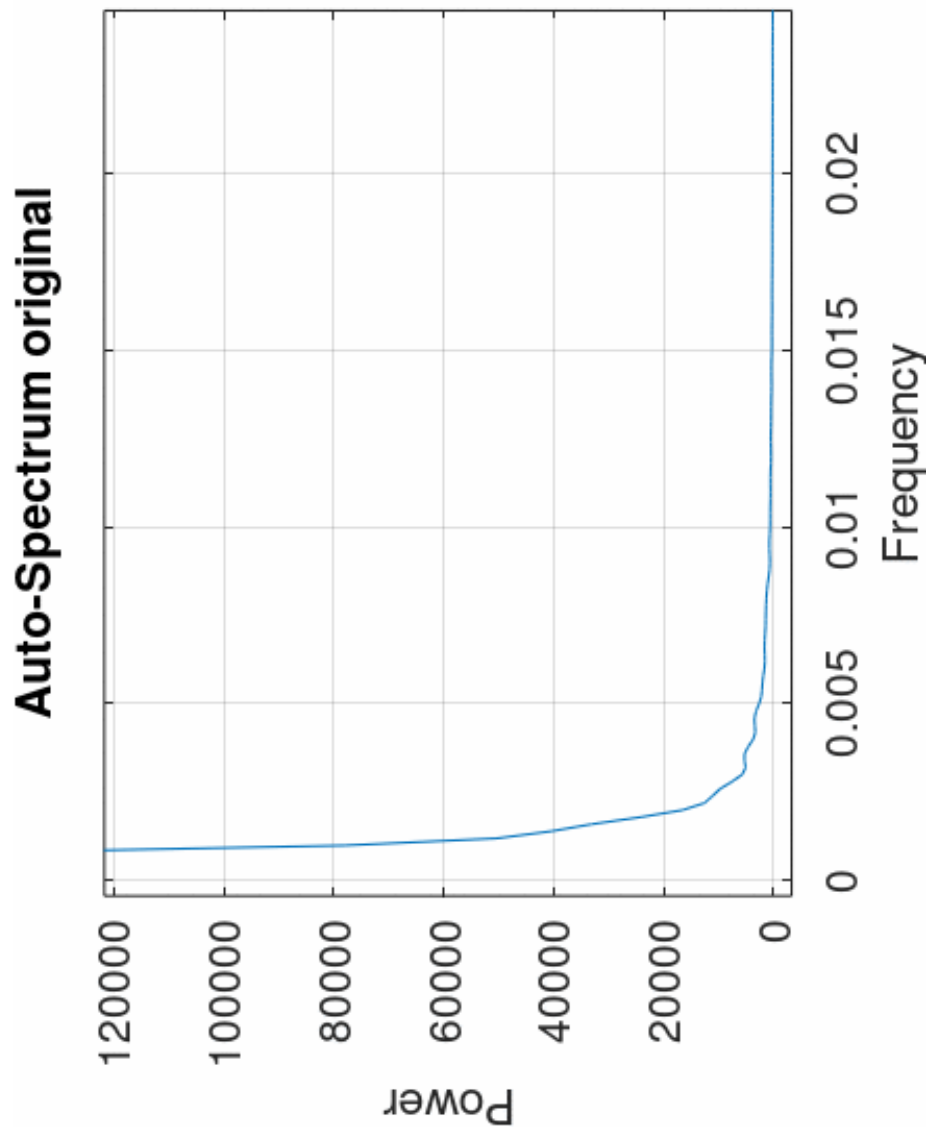


Τομή 5

$F_s = 1/5$

Κυρίαρχες συχνότητες (m-1) : 0.0002

Κυρίαρχα μήκη κύματος (km) : 5

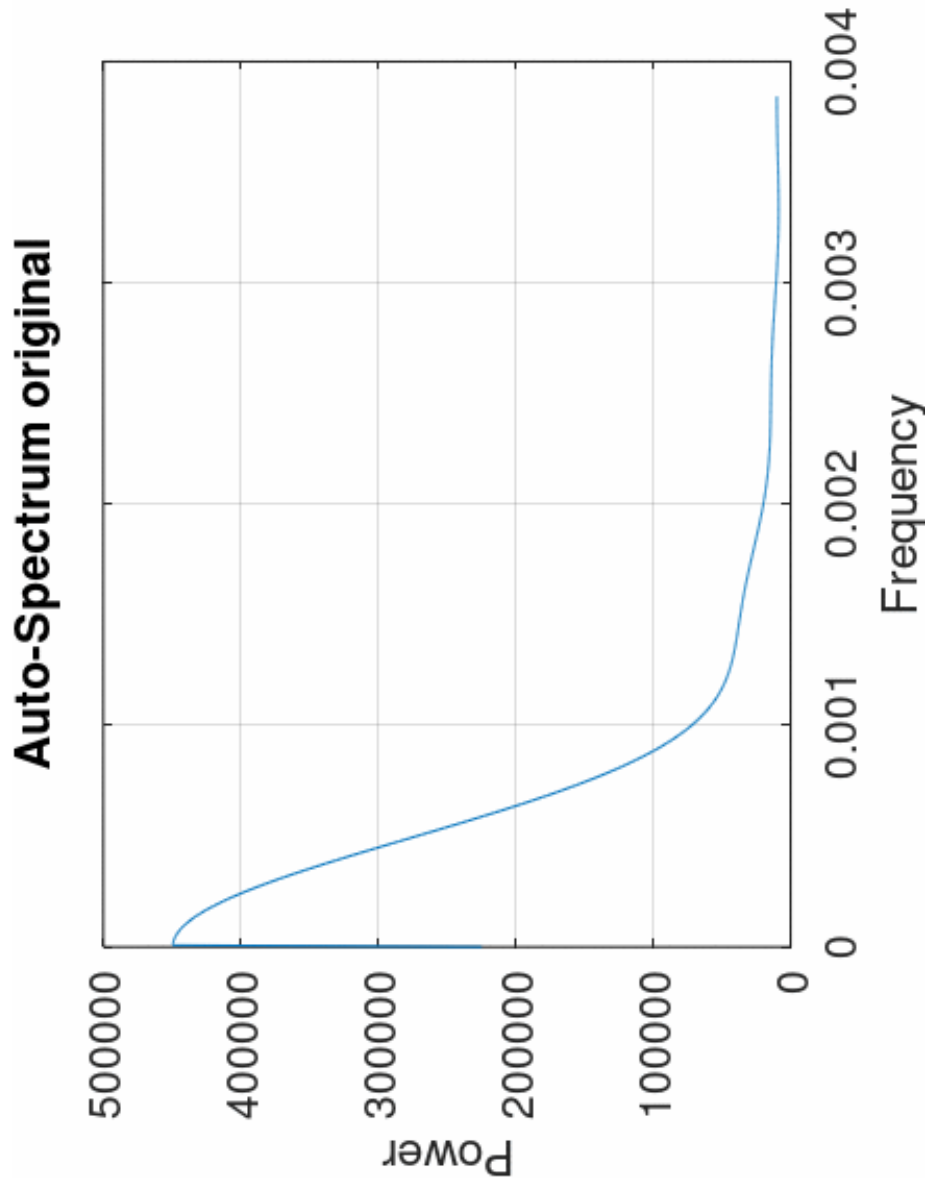


**Τομή 5**

**$F_s = 1/130$**

**Κυρίαρχες συχνότητες (m-1) : 0.00001**

**Κυρίαρχα μήκη κύματος (km) : 100**

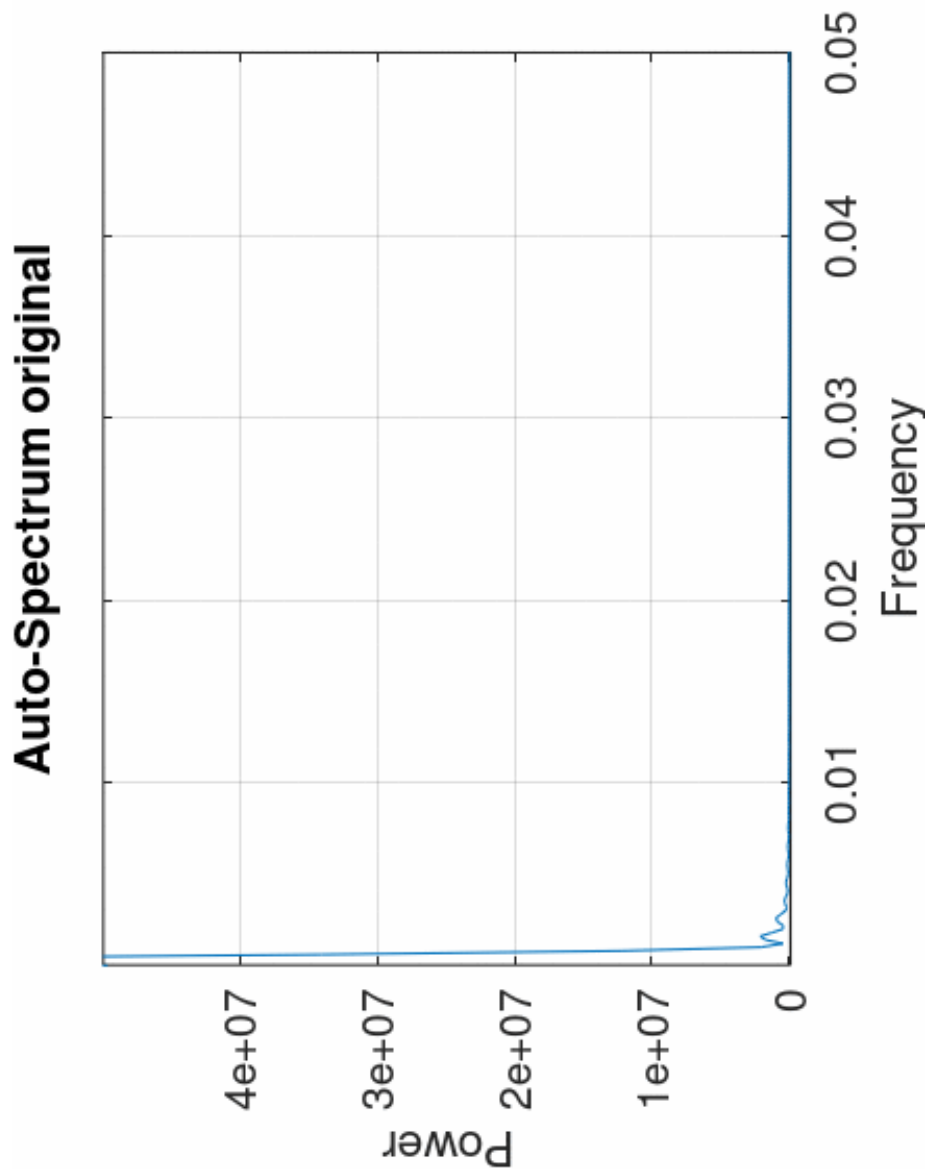


**Τομή 6**

**$F_s = 1/5$**

**Κυρίαρχες συχνότητες (m-1) : 0.00002, 0.0016**

**Κυρίαρχα μήκη κύματος (km) : 50, 0.625**



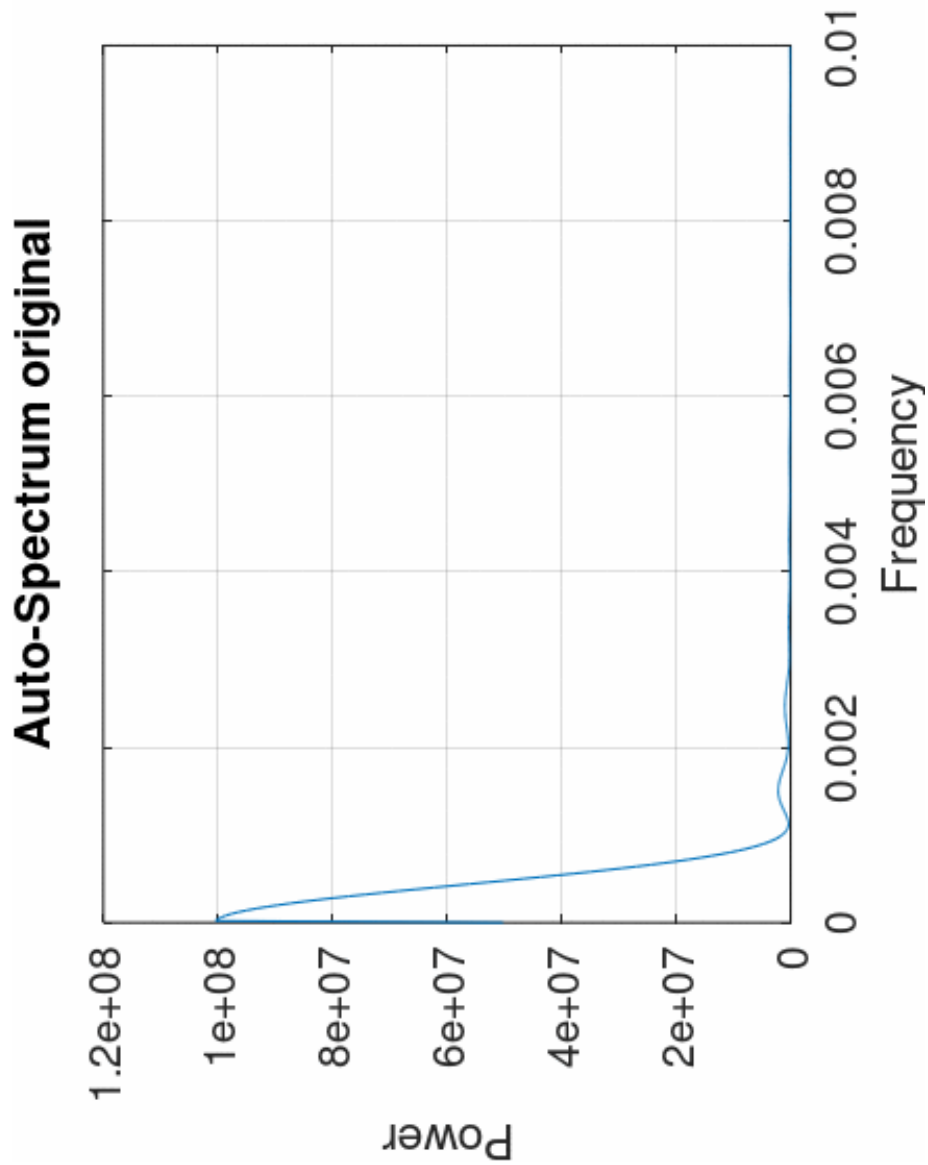


**Τομή 6**

**$F_s = 1/50$**

**Κυρίαρχες συχνότητες (m-1) : 0.00002, 0.0015**

**Κυρίαρχα μήκη κύματος (km) : 50, 0.667**

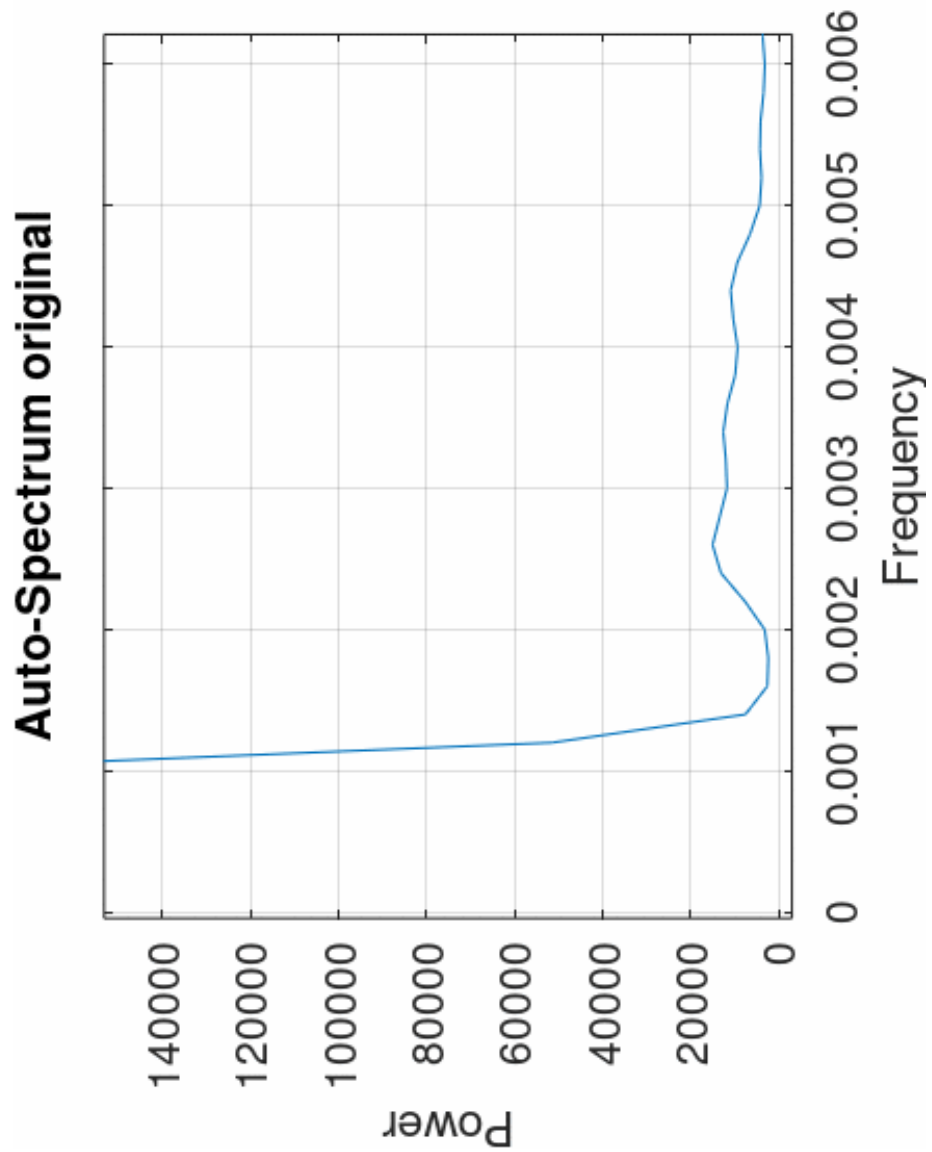


Τομή 7

$F_s = 1/5$

Κυρίαρχες συχνότητες (m-1) : 0.0002

Κυρίαρχα μήκη κύματος (km) : 5

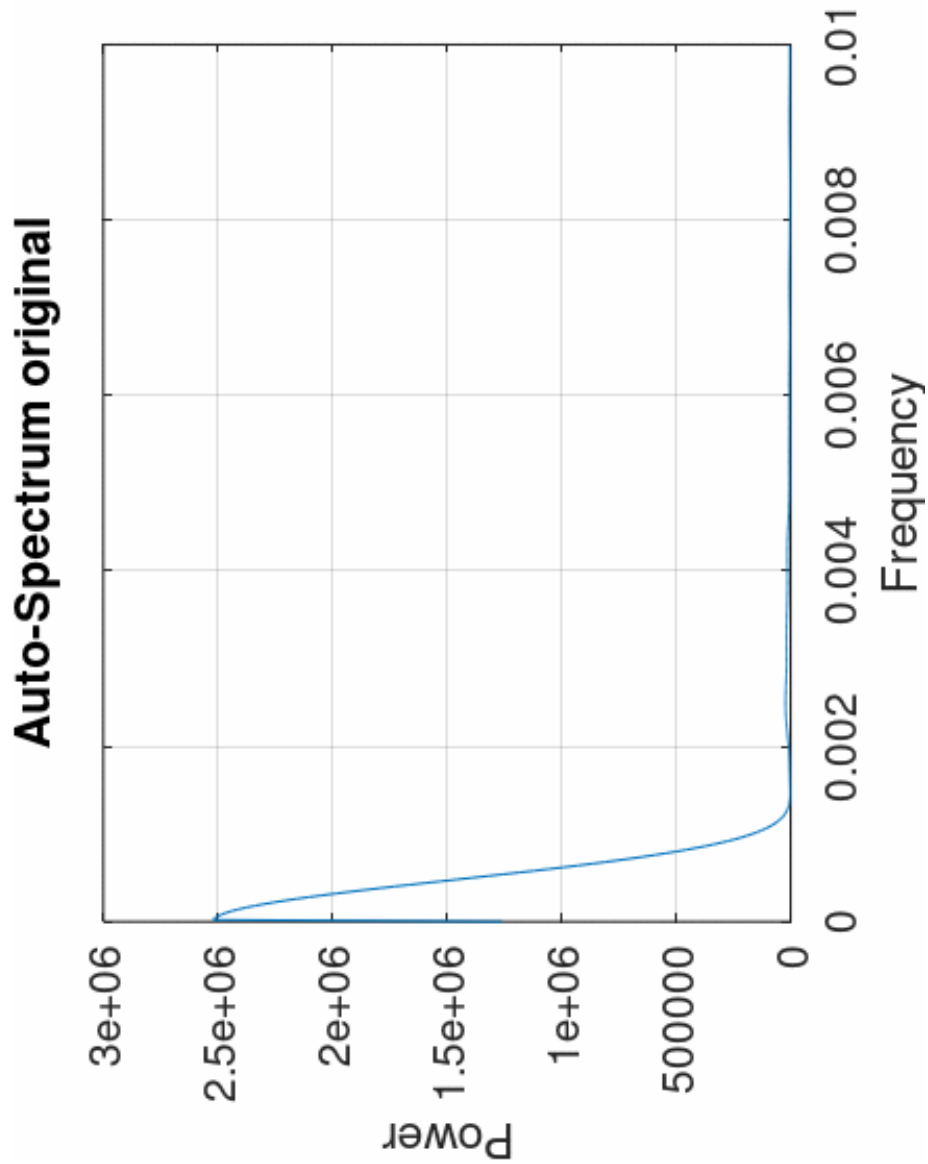


Τομή 7

$F_s = 1/50$

Κυρίαρχες συχνότητες (m-1) : 0.00002

Κυρίαρχα μήκη κύματος (km) : 50

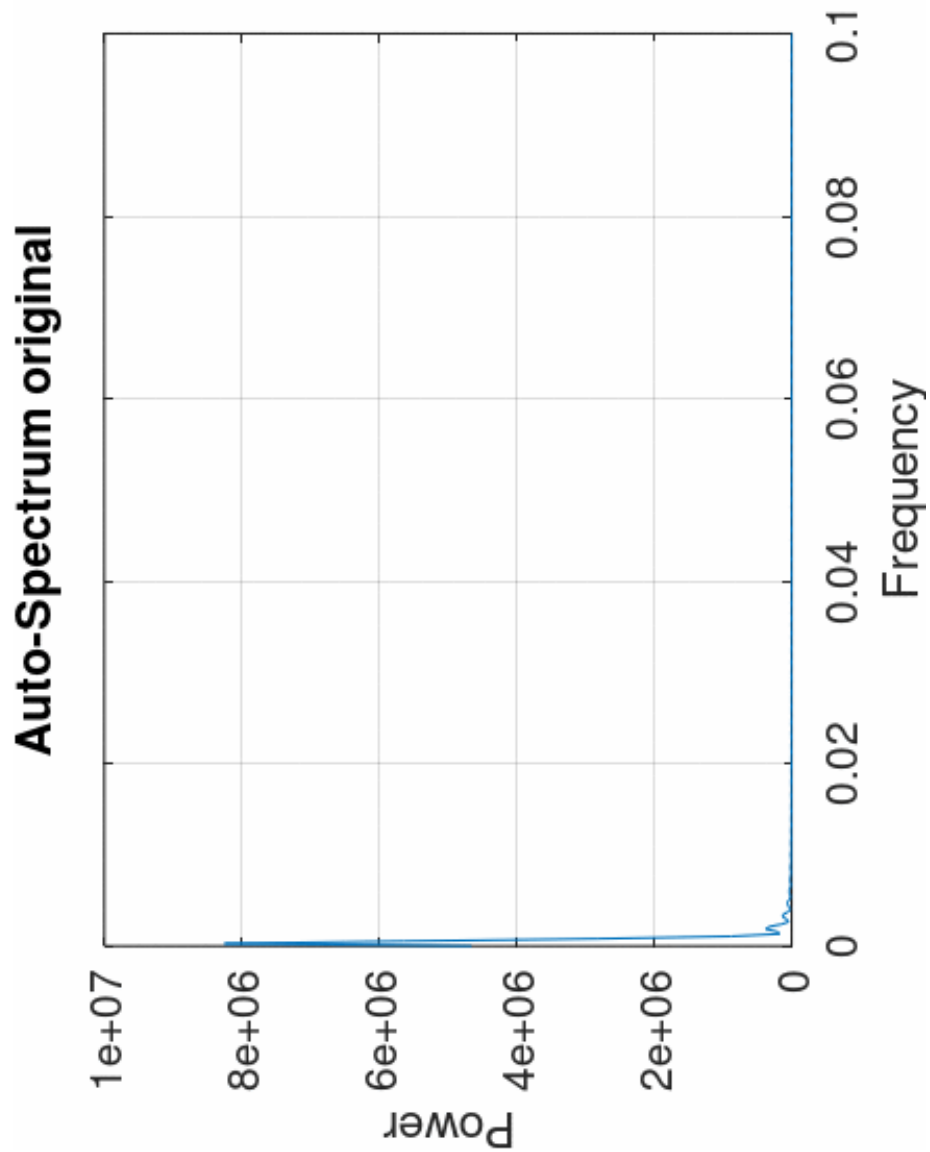


**Τομή 8**

**$F_s = 1/5$**

**Κυρίαρχες συχνότητες (m-1) : 0.000027, 0.002**

**Κυρίαρχα μήκη κύματος (km) : 37, 0.5**

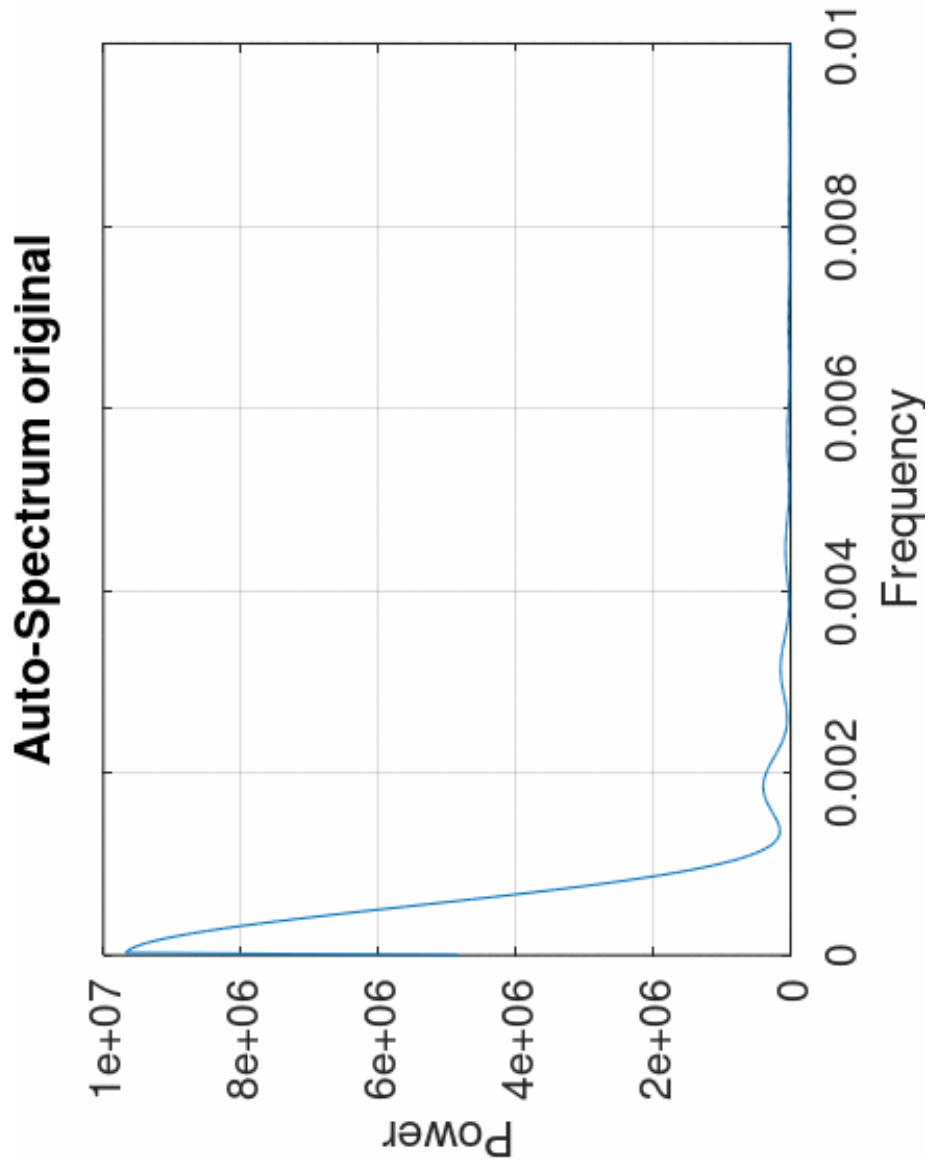


**Τομή 8**

**$F_s = 1/50$**

**Κυρίαρχες συχνότητες (m-1) : 0.000026, 0.0019**

**Κυρίαρχα μήκη κύματος (km) : 38.46, 0.526**

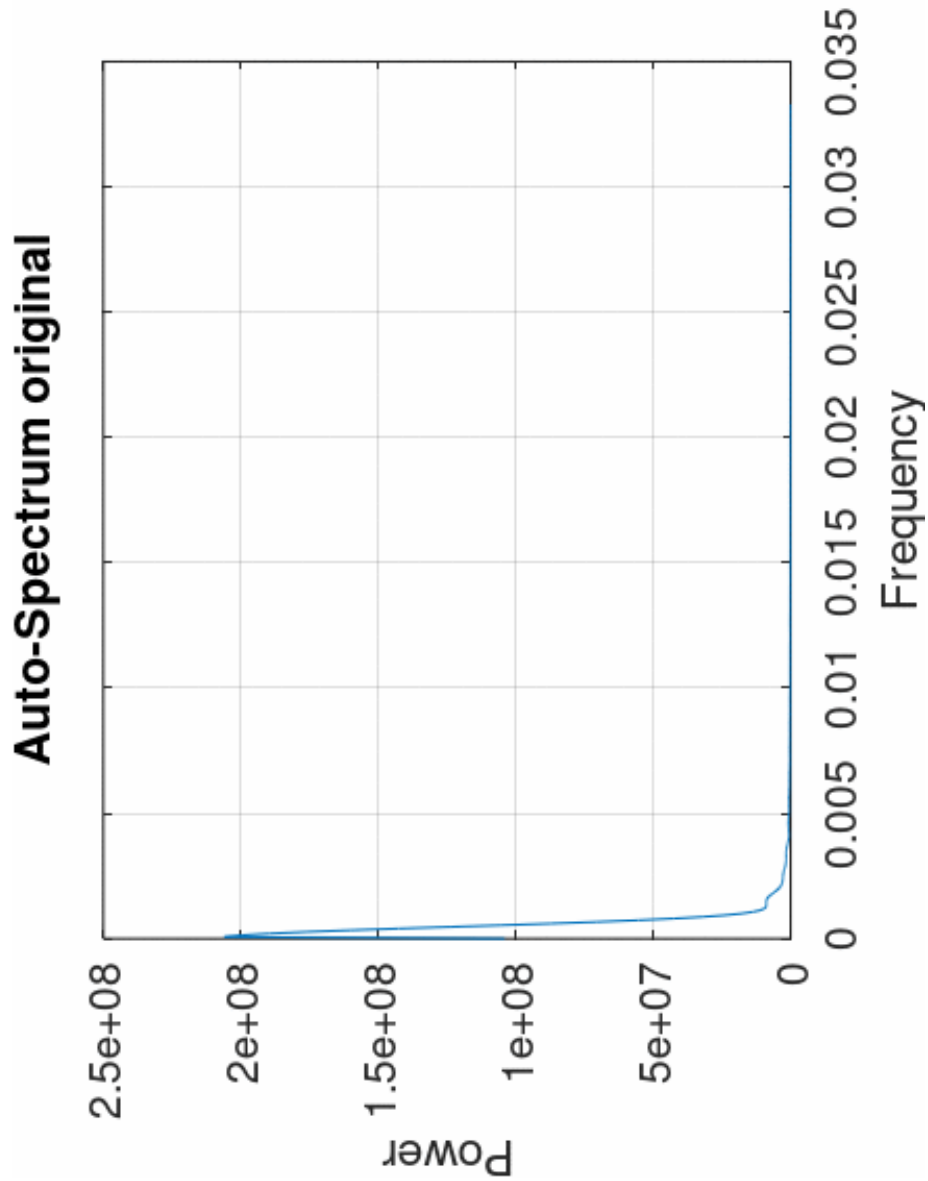


## Τομή 9

$F_s = 1/15$

Κυρίαρχες συχνότητες (m-1) : 0.00007, 0.0017

Κυρίαρχα μήκη κύματος (km) : 14.286, 0.588

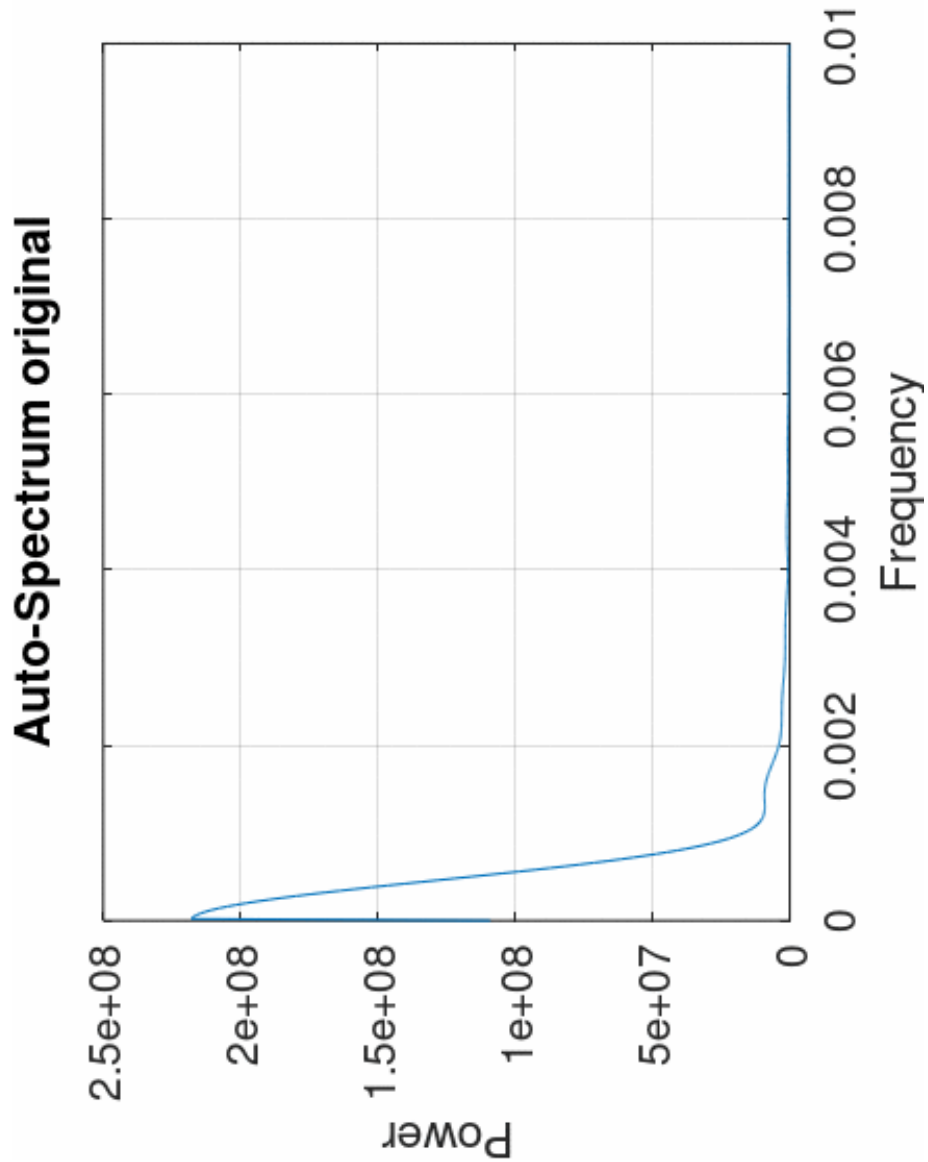


**Τομή 9**

**$F_s = 1/50$**

**Κυρίαρχες συχνότητες (m-1) : 0.00002, 0.0016**

**Κυρίαρχα μήκη κύματος (km) : 50, 0.625**

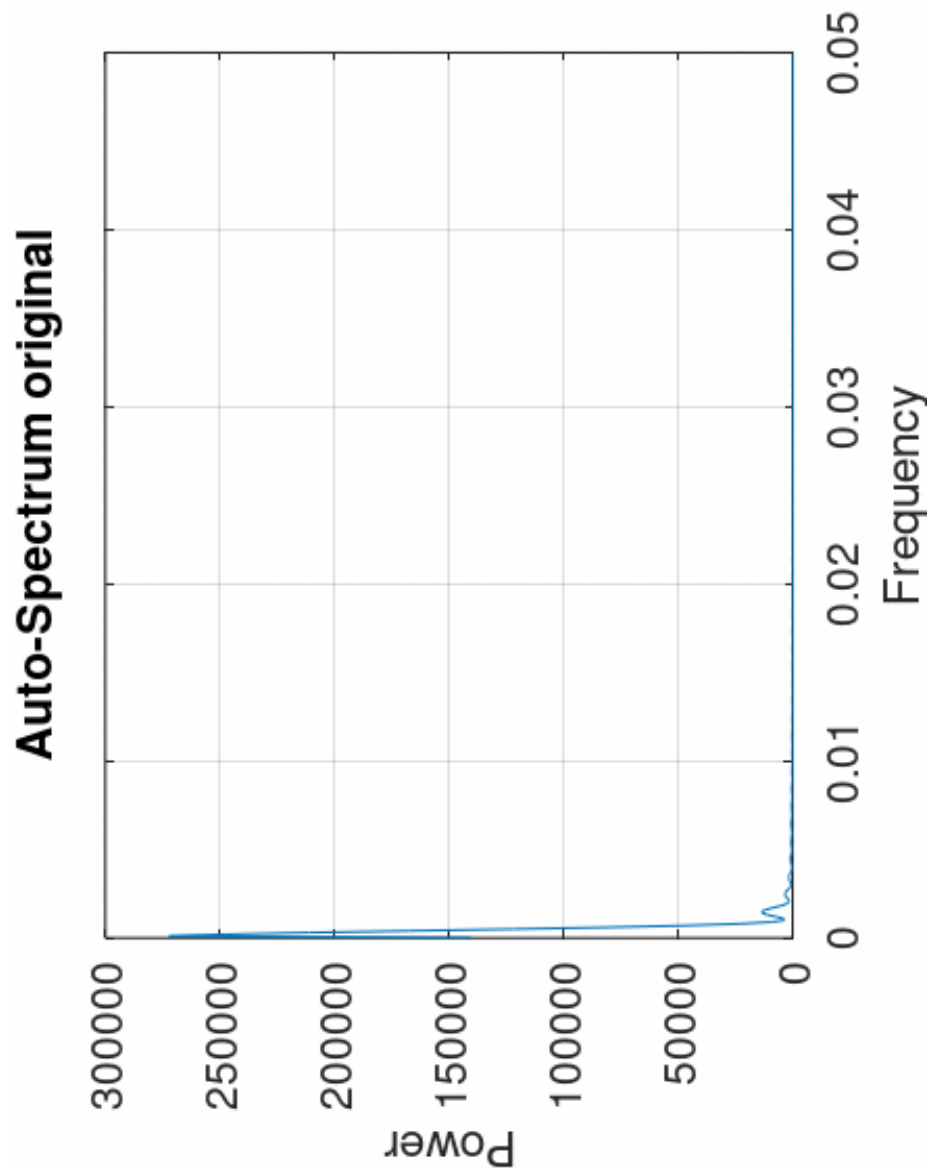


**Τομή 10**

**$F_s = 1/10$**

**Κυρίαρχες συχνότητες (m-1) : 0.001, 0.0015**

**Κυρίαρχα μήκη κύματος (km) : 1, 0.667**



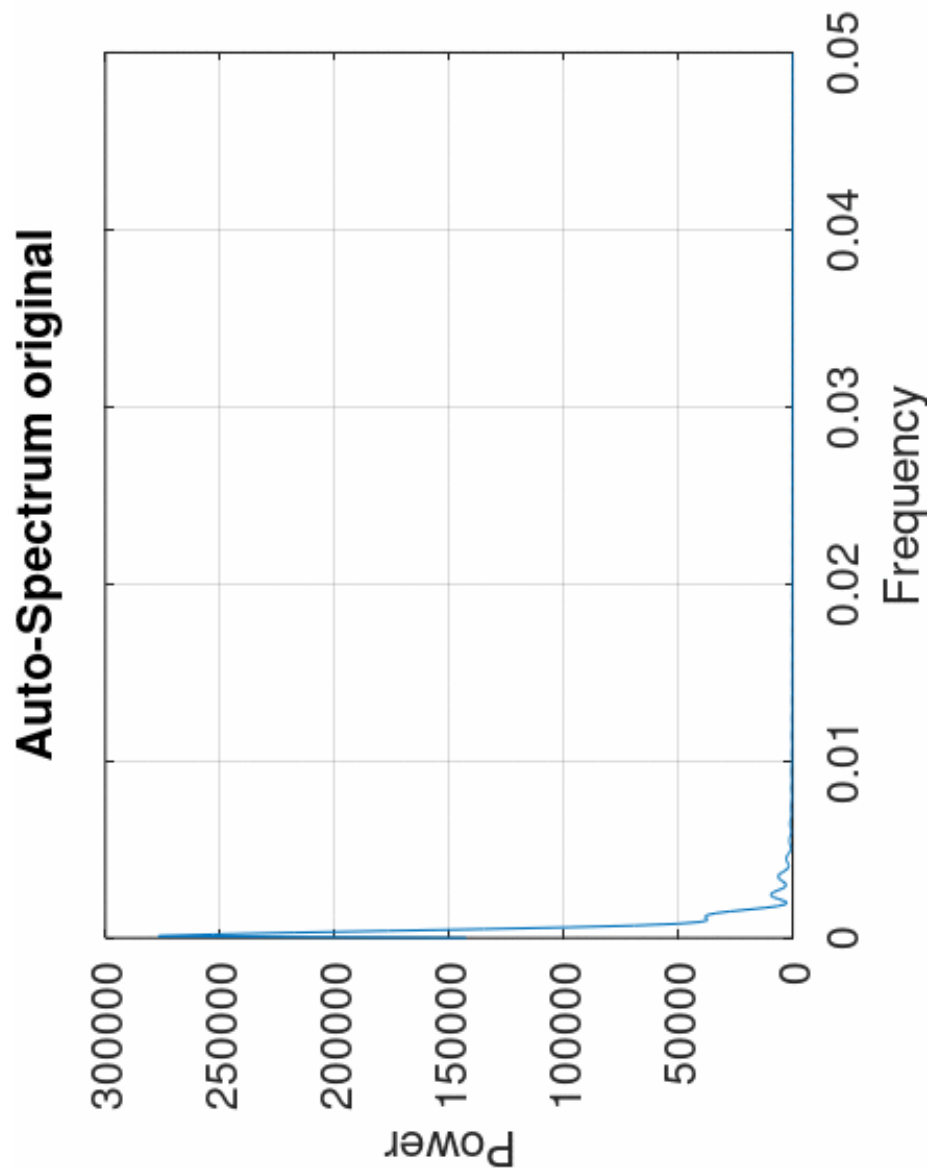


**Τομή 11**

**$F_s = 1/10$**

**Κυρίαρχες συχνότητες (m-1) : 0.0001, 0.0013**

**Κυρίαρχα μήκη κύματος (km) : 10, 0.769**

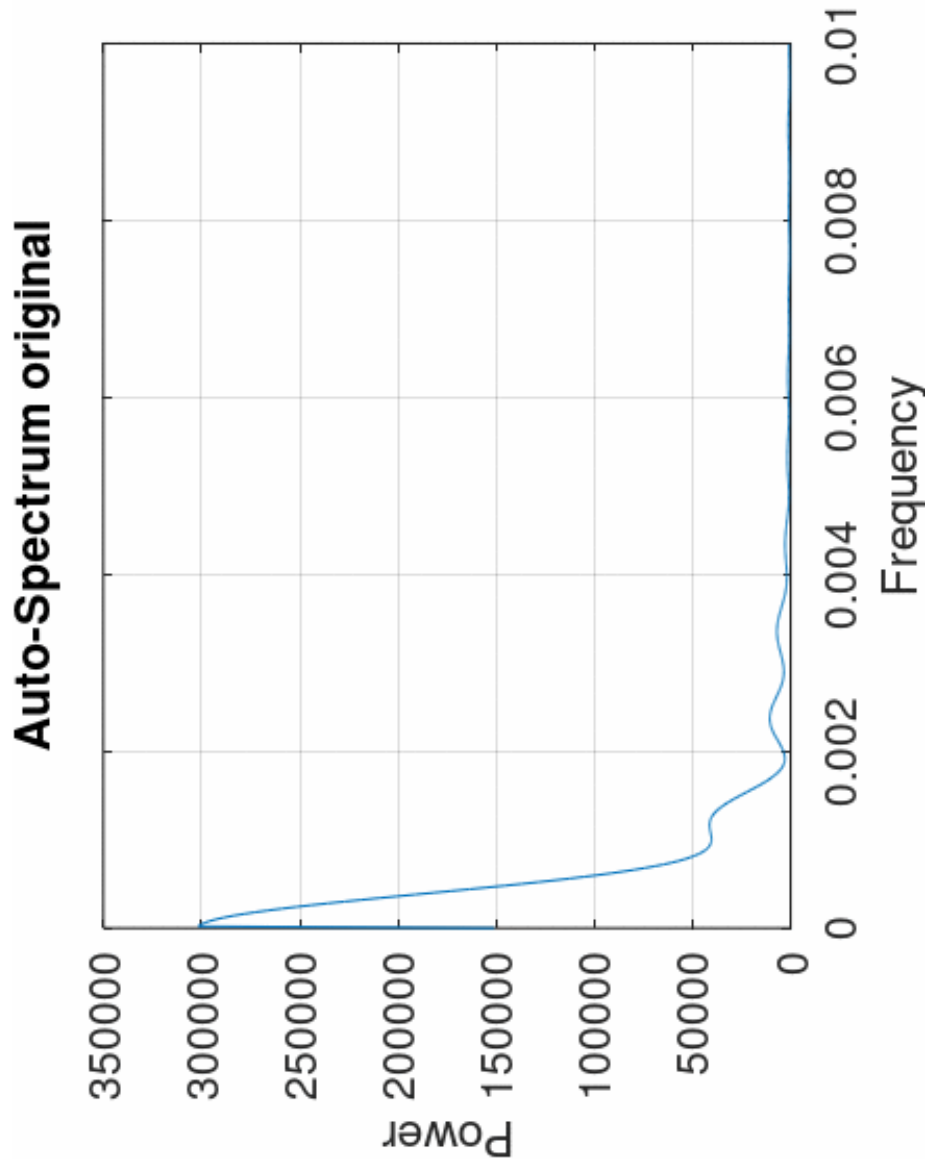


**Τομή 11**

**$F_s = 1/50$**

**Κυρίαρχες συχνότητες (m-1) : 0.00002, 0.0013**

**Κυρίαρχα μήκη κύματος (km) : 50, 0.769**

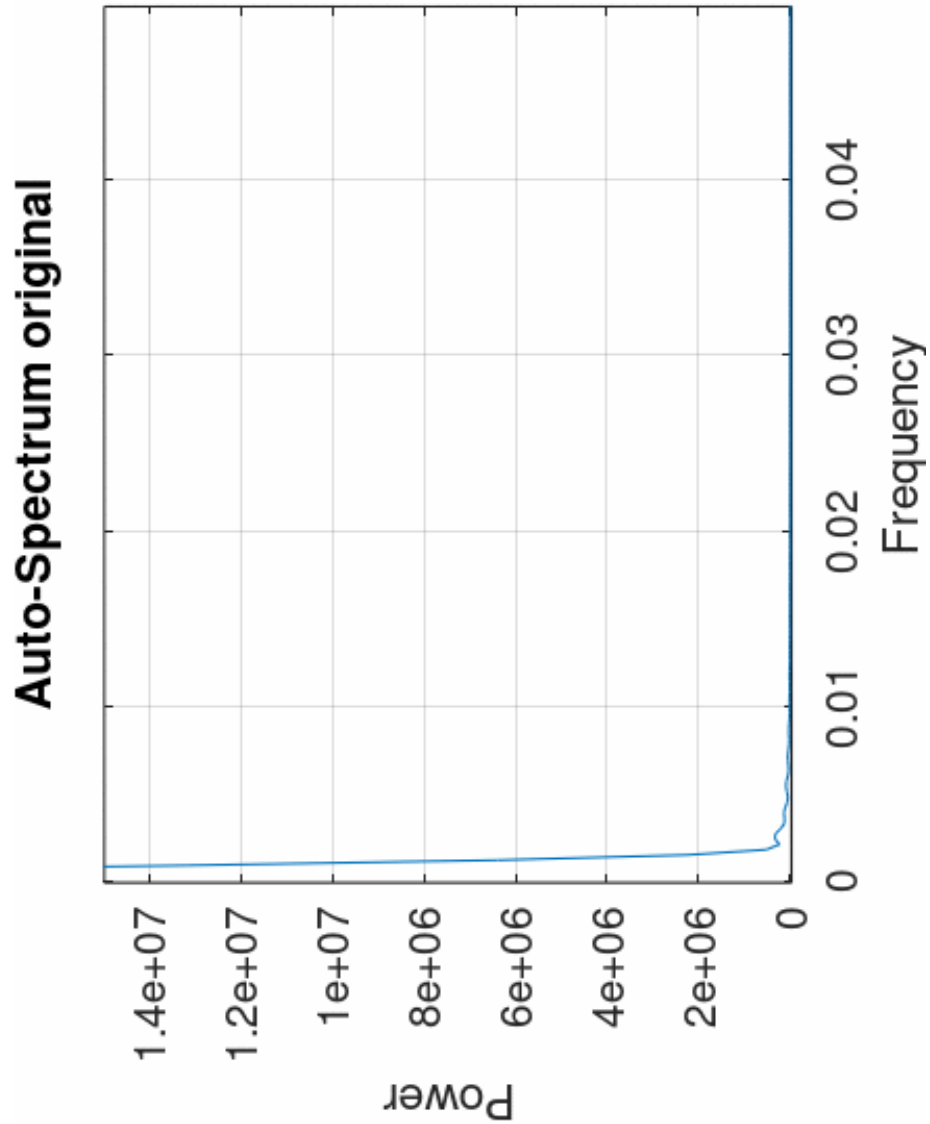


Τομή 12

$F_s = 1/5$

Κυρίαρχες συχνότητες (m-1) : 0.0003, 0.0025

Κυρίαρχα μήκη κύματος (km) : 3.3, 0.4



Τομή 12

$F_s = 1/50$

Κυρίαρχες συχνότητες (m-1) : 0.00003

Κυρίαρχα μήκη κύματος (km) : 33

