

**ΤΕΧΝΟΛΟΓΙΚΟ ΕΚΠΑΙΔΕΥΤΙΚΟ ΙΔΡΥΜΑ ΚΡΗΤΗΣ  
ΤΜΗΜΑ ΦΥΣΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ ΚΑΙ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ**

**ΠΤΥΧΙΑΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ  
ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ ΔΙΕΡΕΥΝΗΣΗ ΣΕ ΧΩΡΟ  
ΕΓΚΑΤΑΣΤΑΣΗΣ ΑΝΕΜΟΓΕΝΝΗΤΡΙΩΝ**

**ΕΙΣΗΓΗΣΗ:**

**ΚΟΥΝΔΟΥΡΑΚΗ ΚΕΛΛΥ  
ΛΟΥΚΑΣ ΑΚΗΣ**

**ΕΠΙΜΕΛΕΙΑ:**

**ΑΝ. ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ Φ. ΒΑΛΛΙΑΝΑΤΟΣ**

**Χανιά 2003**

## ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

<b>ΘΕΩΡΗΤΙΚΟ ΜΕΡΟΣ.....</b>	<b>5</b>
1. ΘΕΩΡΙΑ ΤΗΣ ΗΛΕΚΤΡΙΚΗΣ ΜΕΘΟΔΟΥ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΗΣ.....	5
1.1 Ενεργητικές και Παθητικές Γεωφυσικές Διασκοπήσεις.....	5
1.2 Ηλεκτρικές Μέθοδοι.....	5
1.3 Ροή Ρεύματος και ο νόμος του Ohm.....	7
1.4 Αντίσταση και Ειδική αντίσταση.....	8
1.5 Η Ειδική Αντίσταση των Υλικών της Γης.....	9
1.6 Το δυναμικό σημειακής πηγής σε άπειρο ομογενή χώρο.....	10
1.7 Το δυναμικό σημειακής πηγής σε ομογενή ημίσφαιρο.....	13
1.8 Το δυναμικό δύο σημειακών πηγών σε ομογενή ημίσφαιρο.....	14
1.9 Το δυναμικό γραμμικών πηγών σε ομογενή ημίσφαιρο.....	16
1.10 Μια πρώτη εκτίμηση της Ειδικής Αντίστασης.....	18
2. Η ΜΕΤΡΗΣΗ ΤΗΣ ΦΑΙΝΟΜΕΝΗΣ ΕΙΔΙΚΗΣ ΑΝΤΙΣΤΑΣΗΣ.....	20
2.1 Εξοπλισμός.....	20
2.2 Το κύκλωμα ρεύματος AB.....	20
2.3 Το κύκλωμα δυναμικού MN.....	21
2.4 Βαθμονόμηση των οργάνων μέτρησης.....	21
2.5 Σύζευξη των κυκλωμάτων ρεύματος και δυναμικού.....	22
2.6 Ηλεκτρομαγνητική επαγωγή.....	22
2.7 Διαρροή.....	23
2.8 Η Μέτρηση της Διαφοράς Δυναμικού $\Delta V$ .....	24
2.9 Η Μέτρηση του Ρεύματος Εκπομπής I.....	25
2.10 Η Μέτρηση του Γεωμετρικού Παράγοντα K.....	26
2.11 Το σφάλμα στο προσδιορισμό της $\rho_a$ .....	27
2.12 Πηγές Θορύβου.....	27
3. ΒΑΘΟΣ ΔΙΕΙΣΔΥΣΗΣ ΤΟΥ ΡΕΥΜΑΤΟΣ ΚΑΙ ΑΠΟΣΤΑΣΗ ΜΕΤΑΞΥ ΤΩΝ ΗΛΕΚΤΡΟΔΙΩΝ.....	29
3.1 Ροή Ρεύματος σε Μέσο με Στρώση.....	30
3.2 Μεταβολές της Φαινόμενης Ειδικής Αντίστασης: Ομογενή Μέσα και Μέσα με Στρώση.....	31
3.3 Ροή του Ρεύματος σε Μέσο με Στρώση και Απόσταση μεταξύ των Ηλεκτροδίων.....	32
3.4 Ένα ακόμα παράδειγμα Ροής του Ρεύματος σε Μέσο με Στρώσεις.....	35
4. ΤΥΠΟΙ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΕΩΝ: ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΕΣ ΚΑΙ ΠΛΕΥΡΙΚΕΣ ΕΡΕΥΝΕΣ ΕΙΔΙΚΗΣ ΑΝΤΙΣΤΑΣΗΣ.....	36
4.1 Έρευνα Κατακόρυφης Μεταβολής της Ειδικής Αντίστασης: (Ηλεκτρικές Βυθοσκοπήσεις).....	37
4.2 Διάταξη Wenner.....	38
4.3 Διάταξη Schlumberger.....	38
4.4 Ρυθμός αύξησης της απόστασης των ηλεκτροδίων ρεύματος AB.....	41
4.5 Η απόσταση των ηλεκτροδίων δυναμικού MN.....	42
4.6 Επιλογή του κέντρου της βυθομέτρησης.....	43
4.7 Το ανάπτυγμα της γραμμής των ηλεκτροδίων ρεύματος AB.....	44
4.8 Το μήκος της γραμμής AB.....	45
4.9 Διαγράμματα της Φαινόμενης Ειδικής Αντίστασης.....	46
4.10 Πλεονεκτήματα και Μειονεκτήματα των Διατάξεων Wenner και Schlumberger.....	49
4.11 Έρευνα Οριζόντιας Μεταβολής της Ειδικής Αντίστασης.....	51

4.12 Προφίλ Ειδικής Αντίστασης.....	51
4.12.1 Διάταξη δίπολου.....	51
4.12.2 Διάταξη Wenner.....	52
4.12.3 Διάταξη Schlumberger.....	53
4.13 Διατάξεις χωρικής μετρήσης της βαθμίδας του πεδίου.....	54
4.14 Σημειακές πηγές ρεύματος.....	54
4.15 Γραμμικές πηγές ρεύματος.....	58
4.16 Παρουσίαση των αποτελεσμάτων- Γεωηλεκτρικές βυθομετρήσεις-Καμπύλες γεωηλεκτρικών βυθομετρήσεων πάνω από Μέσο Ενός Στρώματος.....	60
4.17 Καμπύλες γεωηλεκτρικών βυθομετρήσεων πάνω από Μέσο ενός Στρώματος II.....	62
4.18 Καμπύλες γεωηλεκτρικών βυθομετρήσεων πάνω από Μέσο Δύο Στρωμάτων.....	63
4.19 Μέσο Δύο Στρωμάτων: ένα ακόμα παράδειγμα.....	65
4.19 Οριζόντια (Πλευρική) Έρευνα.....	67
4.20 Ερμηνεία των Μετρήσεων-Γεωηλεκτρικές Βυθομετρήσεις.....	69
5. ΕΞΕΛΙΓΜΕΝΕΣ ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΡΕΥΝΑΣ.....	70
5.1 Μέθοδοι έρευνας.....	73
5.2 Ηλεκτρική Τομογραφία.....	74
5.2.1 Ερμηνεία με ψευδοτομή.....	75
5.2.2 Ερμηνεία με αντιστροφή.....	75
5.2.3 Προγραμματισμός και λήψη μετρήσεων γεωηλεκτρικών τομογραφιών.....	78
5.2.4 Επεξεργασία δεδομένων γεωηλεκτρικών τομογραφιών.....	79
BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ ΗΛΕΚΤΡΙΚΩΝ ΜΕΘΟΔΩΝ.....	81
6.ΘΕΩΡΙΑ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ.....	82
6.1 Εισαγωγή.....	82
6.2 Πλεονεκτήματα και Μειονεκτήματα των Σεισμικών Μεθόδων.....	83
6.3 Πλεονεκτήματα και Μειονεκτήματα των Μεθόδων της Διάθλασης και της Ανάκλασης .....	84
7. ΕΛΑΣΤΙΚΑ ΚΥΜΑΤΑ.....	85
8. ΣΕΙΣΜΙΚΑ ΚΥΜΑΤΑ.....	88
8.1 Μέτωπο Κύματος και Σεισμικές Ακτίνες.....	91
8.2 Αλληλεπίδραση των κυμάτων με επιφάνειες ασυμφωνίας: Περίπτωση στρώματος υψηλής ταχύτητας πάνω από έναν ημιχώρο χαμηλότερης ταχύτητας.....	95
9. Η ΑΡΧΗ ΤΟΥ FERMAT ΚΑΙ ΟΙ ΝΟΜΟΙ ΤΟΥ SNELL.....	97
9.1 Ένα ακόμα απλό γήινο μοντέλο: Περίπτωση στρώματος χαμηλής ταχύτητας πάνω από ημιχώρο υψηλότερης ταχύτητας.....	100
10. ΟΡΙΑΚΑ ΔΙΑΘΛΩΜΕΝΑ ΚΥΜΑΤΑ.....	103
10.1 Ταχύτητες των Σεισμικών Κυμάτων και Ιδιότητες των Πετρωμάτων.....	105
10.2 Οι Σεισμικές Ταχύτητες των Υλικών της Γης.....	107
11. ΕΞΟΠΛΙΣΜΟΣ.....	107
11.1 Σεισμικές Πηγές.....	108
11. 2 Πηγές κρούσης (Impact Sources).....	109
11.3 Όπλα (Gun Sources).....	110
11.4 Εκρηκτικές Πηγές (Explosive Sources).....	111
11.5 Γεώφωνα.....	112
11.6 Σχεδιασμός των Εργασιών Υπαίθρου.....	113
11.7 Σεισμικά Συστήματα Καταγραφής.....	117
11.8 Πηγές Θορύβου.....	118
11.9 Ερμηνεία: Ανάγνωση των Πρώτων Αφίξεων.....	119
11.10 Καταγραφές της Εδαφικής Κίνησης.....	121
11.11 Δρομοχρονικές Καμπύλες.....	123

11.12	Πρώτες Αφίξεις .....	125
11.13	Παράδειγμα Καθορισμού της Δομής της Γης από τους Χρόνους Διαδρομής .....	128
11.14	Κατασκευή των Εξισώσεων για το Χρόνο Διαδρομής: Οριζόντιο Στρώμα πάνω από Ημιχώρο .....	131
11.15	Χρόνοι Διαδρομής: Στρώμα Υψηλής Ταχύτητας πάνω από Ημιχώρο Χαμηλής Ταχύτητας.....	133
12.	ΔΙΑΔΟΣΗ ΚΥΜΑΤΩΝ ΣΕ ΠΟΛΛΑΠΛΑ ΣΤΡΩΜΑΤΑ .....	136
12.1	Δρομοχρονικές Καμπύλες από Πολλαπλά Στρώματα .....	138
12.2	Τυφλά Στρώματα.....	140
12.3	Οριακά Διαθλώμενα Κύματα από Κεκλιμένο Στρώμα: Το Στρώμα κλίνει από την Πηγή προς τα Γεώφωνα .....	143
12.4	Οριακά Διαθλώμενα Κύματα από Κεκλιμένο Στρώμα: Το Στρώμα κλίνει από τα Γεώφωνα προς την Πηγή.....	148
12.5	Αναγνώριση των Κεκλιμένων Στρωμάτων.....	151
12.6	Υπολογισμός της Κλίσης και του Βάθους από της Παρατηρήσεις της Διάθλασης..	154
12.7	Θέση πηγής 2.....	154
	ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ .....	157
	<b>ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΟ ΜΕΡΟΣ .....</b>	<b>158</b>
1.	ΠΡΟΛΟΓΟΣ.....	158
1.1	Σκοπός .....	159
1.2	Καταγραφή καρστικής πηγής.....	162
1.3	Γενικά Στοιχεία Περιοχής Έρευνας .....	164
1.4	Χρησιμοποιούμενες διατάξεις ηλεκτροδίων .....	170
1.5	Μέθοδοι έρευνας .....	<b>Σφάλμα! Δεν έχει οριστεί σελιδοδείκτης.</b>
2.	ΔΙΕΞΑΓΩΓΗ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ .....	172
3.	ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ .....	176
3.1	Συμπεράσματα.....	182

## ΘΕΩΡΗΤΙΚΟ ΜΕΡΟΣ

### 1. ΘΕΩΡΙΑ ΤΗΣ ΗΛΕΚΤΡΙΚΗΣ ΜΕΘΟΔΟΥ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΗΣ

#### 1.1 Ενεργητικές και Παθητικές Γεωφυσικές Διασκοπήσεις

Οι γεωφυσικές διασκοπήσεις μπορούν να ταξινομηθούν σε δύο κατηγορίες, τις ενεργητικές και τις παθητικές.

Οι παθητικές γεωφυσικές διασκοπήσεις συμπεριλαμβάνουν μετρήσεις φυσικών πεδίων ή ιδιοτήτων της γης. Στις παθητικές διασκοπήσεις ανήκουν οι βαρυτομετρικές και οι μαγνητικές διασκοπήσεις. Στις δύο αυτές περιπτώσεις, φυσικά πεδία είναι το βαρυτικό και το μαγνητικό. Σε αυτά τα πεδία απλά μετρούμε τις χωρικές μεταβολές στην προσπάθεια μας να βγάλουμε συμπεράσματα για την υπεδάφικη γεωλογία. Τα πεδία και οι ιδιότητες που μετρούμε σε αυτή την κατηγορία πειραμάτων υπάρχουν στη Γη ανεξάρτητα με τη γεωφυσική μας διασκόπηση. Παραδείγματα άλλων ιδιοτήτων της γης που μπορούν να μετρηθούν παθητικά περιλαμβάνουν προϊόντα ραδιομετρικής διάσπασης, ορισμένα ηλεκτρικά και ορισμένα ηλεκτρομαγνητικά πεδία.

Κατά την διεξαγωγή των ενεργών γεωφυσικών διασκοπήσεων, από την άλλη, ένα σήμα εισάγεται στη γη και εμείς μετρούμε πώς η γη αποκρίνεται στο σήμα αυτό. Τα σήματα αυτά μπορούν να έχουν μια πληθώρα μορφών όπως μετατόπιση, ηλεκτρικό ρεύμα ή ενεργή ραδιομετρική πηγή. Οι τελευταίες δύο μέθοδοι διασκόπησης που θα εξεταστούν, δηλαδή η ειδική αντίσταση συνεχούς ρεύματος και η σεισμική διάθλαση, είναι παραδείγματα ενεργών γεωφυσικών πειραμάτων.

Οι ενεργές και οι παθητικές γεωφυσικές διασκοπήσεις έχουν η κάθε μία τα πλεονεκτήματα και τα μειονεκτήματα της.

#### 1.2 Ηλεκτρικές Μέθοδοι

Η υποδιαίρεση των γεωφυσικών τεχνικών σε παθητικές και ενεργητικές μεθόδους γεφυρώνεται από τις ηλεκτρικές και ηλεκτρομαγνητικές μεθόδους. Στο σύνολο τους, οι ηλεκτρικές και ηλεκτρομαγνητικές μέθοδοι αντιπροσωπεύουν τη μεγαλύτερη τάξη γεωφυσικών μεθόδων, κάποιες από τις οποίες καταγράφουν παθητικά τα φυσικά σήματα ενώ άλλες χρησιμοποιούν ενεργές πηγές.

Επιπρόσθετα στην μεγάλη τους ποικιλία, αυτή η ομάδα γεωφυσικών τεχνικών αντιπροσωπεύει ορισμένα από τα παλαιότερα μέσα εξερεύνησης του εσωτερικού της Γης. Για παράδειγμα, η μέθοδος του φυσικού δυναμικού που περιγράφεται παρακάτω χρονολογείται από το 1830, οπότε χρησιμοποιήθηκε στην Κορνουάλη της Αγγλίας από τον Robert Fox για την εύρεση της προέκτασης γνωστών κοιτασμάτων χαλκού. Φυσικά ηλεκτρικά ρεύματα μέσα στη Γη, τα οποία καλούνται τελλουρικά ρεύματα (telluric currents),

αναγνωρίστηκαν για πρώτη φορά από τον Peter Barlow (εικόνα κάτω) το 1847. Η ηλεκτρομαγνητική μέθοδος αναπτύχθηκε το 1920 για την έρευνα αποθεμάτων μετάλλων.



Οι ηλεκτρικές μέθοδοι χρησιμοποιούν ποικίλες μετρήσεις των αποτελεσμάτων της ροής του ηλεκτρικού ρεύματος μέσα στη Γη. Τα φαινόμενα που μπορούν να μετρηθούν περιλαμβάνουν τη ροή του ρεύματος, το ηλεκτρικό δυναμικό (τάση) και τα ηλεκτρομαγνητικά πεδία. Μια περίληψη των πιο γνωστών ηλεκτρικών μεθόδων δίνεται παρακάτω. Στην μελέτη που πραγματοποιησάμε χρησιμοποιήσαμε μια από αυτές τις μεθόδους, τη μέθοδο της ειδικής αντίστασης συνεχούς ρεύματος.

- **Ειδική Αντίσταση συνεχούς ρεύματος (DC resistivity)**- πρόκειται για ενεργητική μέθοδο που χρησιμοποιεί το ηλεκτρικό δυναμικό που σχετίζεται με την υπόγεια ροή ηλεκτρικού ρεύματος που παράγεται από πηγή συνεχούς, ή εναλλασσόμενου ρεύματος χαμηλής συχνότητας. Οι παράγοντες που επηρεάζουν το μετρούμενο δυναμικό, και μπορούν επομένως να χαρτογραφηθούν με χρήση της μεθόδου, περιλαμβάνουν την παρουσία και ποιότητα των ρευστών, των πόρων και των αργίλων.
- **Επαγόμενη Πολικότητα (Induced Polarization)**- πρόκειται για ενεργητική μέθοδο που πραγματοποιείται σε συνδυασμό με τη μέθοδο της Ειδικής Αντίστασης. Χρησιμοποιεί μετρήσεις των παροδικών (βραχύβιων) μεταβολών του δυναμικού καθώς ρεύμα αρχικά διαβιβάζεται ή παύει να διαβιβάζεται στο έδαφος. Έχει παρατηρηθεί ότι όταν ρεύμα διαβιβάζεται στο έδαφος, το έδαφος συμπεριφέρεται σαν πυκνωτής, αποθηκεύοντας μέρος του εφαρμοζόμενου ρεύματος ως φόρτιση η οποία διασκορπίζεται με την διακοπή του ρεύματος. Η τάση στα ηλεκτρόδια που διαβιβάζουν το ρεύμα δεν μηδενίζεται αμέσως, αλλά αφού υποστεί αμέσως μια απότομη σημαντική μείωση, αρχίζει στη συνέχεια να ελαττώνεται εκθετικά με το χρόνο και περνούν αρκετά δευτερόλεπτα (ή και λεπτά) μέχρις ότου μηδενιστεί και αυτή. Υπεύθυνες για τη διαδικασία αυτή είναι τόσο οι χωρητικές όσο και τα ηλεκτροχημικές επιδράσεις. Η επαγόμενη πολικότητα χρησιμοποιείται συχνά για τον εντοπισμό συγκεντρώσεων αργίλων και ηλεκτρικά αγώγιμων κόκκων μεταλλικών ορυκτών.
- **Φυσικό Δυναμικό (Self Potential)**- πρόκειται για παθητική μέθοδο που χρησιμοποιεί τις μετρήσεις των φυσικών ηλεκτρικών δυναμικών που σχετίζονται με την αποσάθρωση κοιτασμάτων σουλφιδίων. Τα φυσικά ηλεκτρικά ρεύματα τοπικού χαρακτήρα παράγονται με ηλεκτροχημική δράση μεταξύ μεταλλευμάτων

και διαλυμάτων που βρίσκονται σε επαφή. Μετρήσιμα ηλεκτρικά δυναμικά έχουν επίσης παρατηρηθεί σε σχέση με την υπόγεια ροή υδάτων και ορισμένες βιολογικές διεργασίες. Το μόνο όργανο που απαιτείται για την διεξαγωγή μιας διασκόπησης φυσικού δυναμικού είναι ένα βολτόμετρο υψηλής εσωτερικής αντίστασης (impedance) και κάποιο μέσο ώστε να πετύχουμε καλή ηλεκτρική επαφή με το έδαφος. Η μέθοδος αυτή αποτελεί την παλαιότερη μέθοδο ηλεκτρικής διασκόπησης.

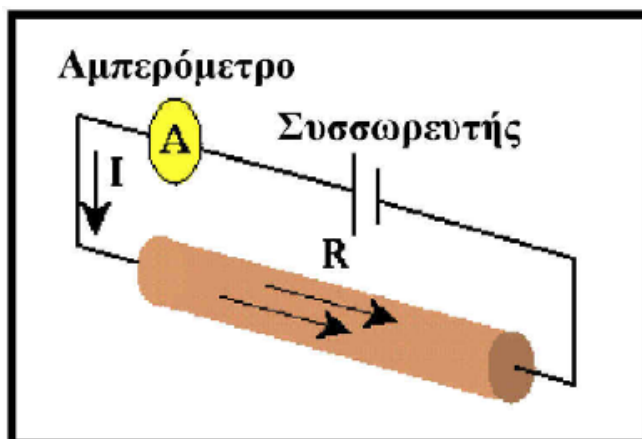
- Ηλεκτρομαγνητισμός (Electromagnetic)- πρόκειται για μία ενεργητική μέθοδο που χρησιμοποιεί τις μετρήσεις ενός χρονικά μεταβαλλόμενου μαγνητικού πεδίου που παράγεται από επαγωγή λόγω της ροής ρεύματος μέσα στη γη. Στην τεχνική αυτή, ένα χρονικά μεταβαλλόμενο μαγνητικό πεδίο παράγεται στην επιφάνεια της γης το οποίο παράγει ένα χρονικά μεταβαλλόμενο ηλεκτρικό ρεύμα μέσα στη γη μέσω επαγωγής. Ένας δέκτης συγκρίνει το μαγνητικό πεδίο που παράγεται από τη ροή του ρεύματος στη γη με αυτό που παράγεται στην πηγή. Ο ηλεκτρομαγνητισμός χρησιμοποιείται για τον εντοπισμό αγωγίμων μεταλλικών δομών και κοιτασμάτων μετάλλων, για τον εντοπισμό θαμμένων σωλήνων και καλωδίων, για την ανίχνευση πυρομαχικών που δεν έχουν εκραγεί και για την γεωφυσική χαρτογράφηση κοντά στην επιφάνεια.
- Μαγνητοτελλουρική Μέθοδος (Magnetotelluric)- πρόκειται για παθητική μέθοδο που χρησιμοποιεί μετρήσεις φυσικών ρευμάτων, ή τελλουρικών ρευμάτων, που παράγονται από μαγνητική επαγωγή ηλεκτρικών ρευμάτων στην ιονόσφαιρα. Η μέθοδος αυτή μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον καθορισμό των ηλεκτρικών ιδιοτήτων διαφόρων υλικών σε σχετικά μεγάλα βάθη (μέχρι και τον μανδύα) μέσα στη Γη. Με την τεχνική αυτή, μετριέται η χρονική μεταβολή του ηλεκτρικού δυναμικού σε έναν σταθμό βάσης και στους σταθμούς διασκόπησης. Οι διαφορές στο σήμα που καταγράφεται χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό της υπόγειας κατανομής της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης..

### 1.3 Ροή Ρεύματος και ο νόμος του Ohm

Το 1827, ο Georg Ohm, όρισε μια εμπειρική σχέση μεταξύ του ρεύματος που διαρρέει ένα συμπίκνωτο καλώδιο και τις διαφορές δυναμικού (τάσης) που απαιτείται για να δημιουργηθεί το ρεύμα.

$$\Delta V = IR$$

Ο Ohm βρήκε ότι η ένταση του ρεύματος,  $I$ , είναι ανάλογη της τάσης,  $\Delta V$  για μια μεγάλη κατηγορία υλικών τα οποία θα αποκαλούμε στο εξής ωμικά υλικά (σχήμα 1). Η σταθερά αναλογίας,  $R$  καλείτε ωμική αντίσταση (resistance) του υλικού και έχει ως μονάδα μέτρησης τη διαφορά δυναμικού (volt) ανά ένταση ρεύματος (ampere), δηλαδή το ohm.



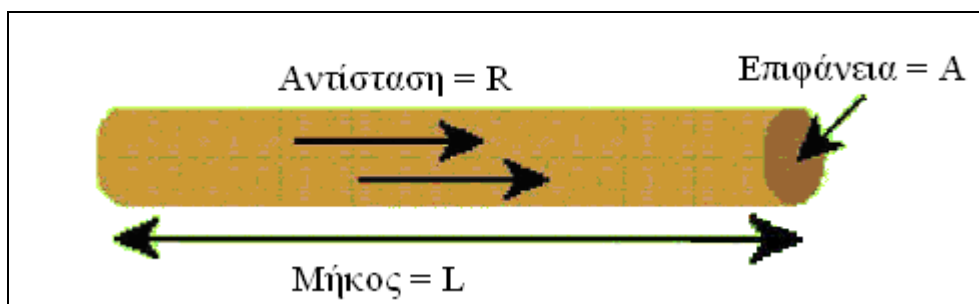
Σχήμα 1. Σχηματική αναπαράσταση του νόμου του Ohm.

Κατά κανόνα, είναι σχετικά απλό να μετρήσουμε την ωμική αντίσταση σε συρμάτινο καλώδιο. Συνδέουμε μια μπαταρία γνωστής τάσης σε ένα καλώδιο και στην συνέχεια μετρούμε το ρεύμα που διαρρέει το καλώδιο. Η τάση δια το ρεύμα μας δίνει το ρεύμα που διαρρέει το καλώδιο. Η τάση δια το ρεύμα μας δίνει την αντίσταση του καλωδίου. Στην ουσία, αυτός είναι ο τρόπος με τον οποίο ένα πολύμετρο μετράει την αντίσταση. Για να κάνουμε αυτή την μέτρηση, ωστόσο, πρέπει να απαντήσουμε σε δυο σημαντικές ερωτήσεις.

- Πως συνδέεται η μετρούμενη αντίσταση με τις θεμελιώδεις ιδιότητες του υλικού από το οποίο είναι φτιαγμένο το καλώδιο;
- Πως μπορούμε να εφαρμόσουμε αυτό το σχετικά απλό παράδειγμα για να καθορίσουμε τις ηλεκτρικές ιδιότητες των υλικών της γης.;

#### 1.4 Αντίσταση και Ειδική αντίσταση

Η χρήση των μετρήσεων της ωμικής αντίστασης παρουσιάζει πρόβλημα καθώς αυτή δεν εξαρτάται μόνο από το υλικό από το οποίο είναι κατασκευασμένο το συρμάτινο καλώδιο, αλλά από την γεωμετρία του καλωδίου. Αν, για παράδειγμα, μεγαλώναμε το μήκος του συρμάτινου καλωδίου, τότε θα αυξανόταν και η μετρούμενη αντίσταση. Επίσης αν μειώναμε τη διάμετρο του συρμάτινου καλωδίου (σχήμα 2), η μετρούμενη αντίσταση θα αυξανόταν. Έτσι λοιπόν ορίζεται μια ιδιότητα η οποία περιγράφει την ικανότητα του υλικού να διαβιβάζει ηλεκτρικό ρεύμα και να είναι ανεξάρτητη των γεωμετρικών παραγόντων. Η γεωμετρικά ανεξάρτητη ποσότητα που χρησιμοποιούμε ονομάζεται ειδική αντίσταση (resistivity) και συνήθως συμβολίζεται με  $\rho$ .



Σχήμα 2. Τρόπος υπολογισμού της ωμικής αντίστασης.



Στην περίπτωση του συρμάτινου καλωδίου, η ειδική αντίσταση,  $\rho$ , ορίζεται ως η ωμική αντίσταση του καλωδίου,  $R$ , επί την επιφάνεια διατομής του,  $A$ , δια το μήκος,  $L$ , του καλωδίου.

$$\rho = \frac{RA}{L}$$

Επομένως μονάδα της ειδικής αντίστασης είναι το  $\text{ohm}\cdot\text{m}$ .

Επειδή η Ωμική αντίσταση  $R$  όπως νωρίτερα είδαμε ισούται με  $R=\Delta V/I$ , η ειδική αντίσταση  $\rho$  σύμφωνα με τη προηγούμενη σχέση θα είναι:

$$\rho = \frac{\Delta V}{I} \frac{A}{L} \Rightarrow \frac{\Delta V}{L} = \rho \frac{I}{A}$$

Η ένταση του ηλεκτρικού πεδίου,  $E$ , είναι η βαθμίδα δυναμικού,  $\frac{\partial V}{\partial r}$  και ορίζεται ως η διαφορά δυναμικού  $\Delta V$  ανά μονάδα μήκους  $L$ . Η πυκνότητα του ρεύματος,  $J$ , είναι το  $\frac{I}{A}$  πηλίκο  $\frac{I}{A}$ . Κατόπιν αυτών η σχέση (1) γράφεται

$$E = \rho J \quad (2)$$

όπου  $E$  και  $J$  είναι ανύσματα. Η παραπάνω σχέση είναι η ανυσματική έκφραση του νόμου του Ohm.

Η ειδική αντίσταση είναι μια θεμελιώδης παράμετρος που χαρακτηρίζει το υλικό από το οποίο είναι κατασκευασμένο το συρμάτινο καλώδιο, και περιγράφει πόσο εύκολα μπορεί το καλώδιο να διαβιβάσει ηλεκτρικό ρεύμα. Υψηλές τιμές ειδικής αντίστασης υποδηλώνουν ότι το υλικό είναι πολύ ανθεκτικό στη ροή του ηλεκτρικού ρεύματος (αντιστατικό υλικό). Χαμηλές τιμές υποδηλώνουν ότι το υλικό μεταδίδει το ηλεκτρικό ρεύμα πολύ εύκολα (αγώγιμο υλικό).

### 1.5 Η Ειδική Αντίσταση των Υλικών της Γης

Αν και μερικά αμιγή μέταλλα καθώς και ο γραφίτης άγουν τον ηλεκτρισμό, τα περισσότερα πετρογενετικά ορυκτά είναι μονωτές. Η μετρούμενη ειδική αντίσταση των ορυκτών της Γης ελέγχεται κατά κύριο λόγο από την κίνηση των φορτισμένων ιόντων στα ρευστά των πόρων. Αν και το καθαρό νερό δεν είναι καλός αγωγός του ηλεκτρισμού, το εδαφικό νερό περιέχει διαλυμένες ενώσεις οι οποίες αυξάνουν σημαντικά την ικανότητα του να άγει τον ηλεκτρισμό. Επομένως, το πορώδες και ο κορεσμός σε ρευστά παίζουν καθοριστικό ρόλο στις μετρήσεις της ειδικής αντίστασης. Εκτός από το πορώδες, και οι ρωγμές εντός του πετρώματος μπορεί να οδηγήσουν σε χαμηλές ειδικές αντιστάσεις αν γεμίσουν με ρευστά.

Οι ειδικές αντιστάσεις διαφόρων υλικών φαίνονται παρακάτω (Πίνακας 1).

**ΠΙΝΑΚΑΣ 1**

Υλικό	Ειδική Αντίσταση (Ohm-meter)
Αέρας	$\infty$
Σιδηροπυρίτης	$3 \times 10^{-1}$
Γαληνίτης	$2 \times 10^{-3}$
Χαλαζίας	$4 \times 10^{10} - 2 \times 10^{14}$
Ασβεστίτης	$1 \times 10^{12} - 1 \times 10^{13}$
Ορυκτό Άλας	$30 - 1 \times 10^{13}$
Μαρμαρυγίας	$9 \times 10^{12} - 1 \times 10^{14}$
Γρανίτης	$100 - 1 \times 10^6$
Γάββρος	$1 \times 10^3 - 1 \times 10^6$
Βασάλτης	$10 - 1 \times 10^7$
Ασβεστόλιθοι	$50 - 1 \times 10^7$
Ψαμμίτες	$1 - 1 \times 10^8$
Σχιστόλιθοι	$20 - 2 \times 10^3$
Δολομίτης	$100 - 10,000$
Άμμος	$1 - 1,000$
Άργιλος	$1 - 100$
Εδαφικό Νερό	$0.5 - 300$
Θαλασσινό Νερό	$0.2$

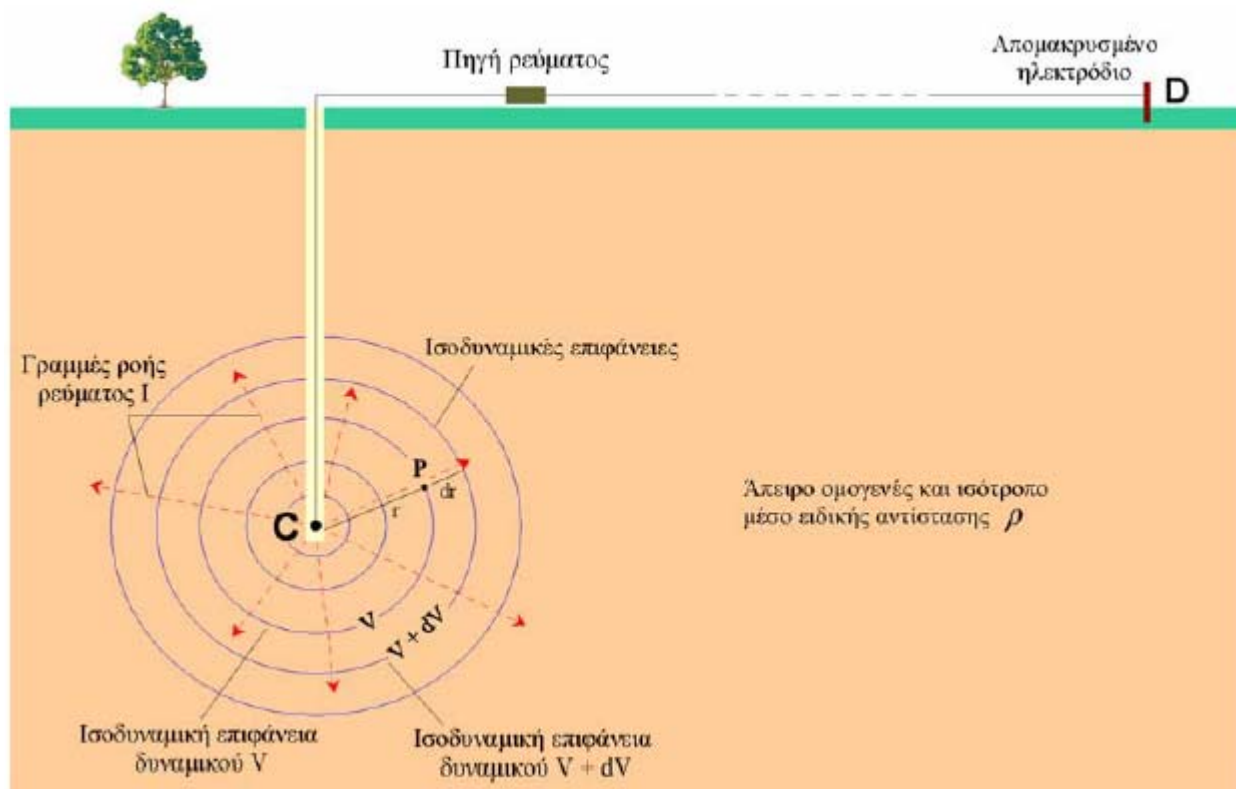
Όπως και με την μαγνητική επιδεκτικότητα, υπάρχει ένα μεγάλο εύρος τιμών ειδικής αντίστασης, όχι μόνο μεταξύ πετρωμάτων και ορυκτών αλλά και μεταξύ πετρωμάτων του ίδιου τύπου. Το εύρος αυτό εξαρτάται πρωταρχικά από το περιεχόμενο ρευστό. Συνεπώς, ένας συνήθης στόχος για μία ηλεκτρική διασκόπηση είναι η αναγνώριση των ζωνών κορεσμού σε ρευστά. Για παράδειγμα, οι μέθοδοι της ειδικής αντίστασης χρησιμοποιούνται συχνά στις μηχανικές και περιβαλλοντικές μελέτες για τον προσδιορισμό του υδροφόρου ορίζοντα.

### 1.6 Το δυναμικό σημειακής πηγής σε άπειρο ομογενή χώρο

Για να περιγράψουμε τη φύση του ηλεκτρικού ρεύματος σε ένα μέσο που καταλαμβάνει κάποιο όγκο, πρέπει να κινηθούμε πέρα από τις απλές έννοιες του ρεύματος και της διαφοράς δυναμικού από την εμπειρία μας με τα καλώδια, τις αντιστάσεις και τις μπαταρίες. Μέσα στη Γη, ή σε οποιοδήποτε τρισδιάστατο σώμα, το ηλεκτρικό ρεύμα δεν περιορίζεται σε μια ροή κατά μήκος μιας μοναδικής διαδρομής όπως συμβαίνει με το καλώδιο. Προσωρινά σε αυτό το στάδιο, θα δεχτούμε ότι η ειδική αντίσταση της γης είναι ενιαία σε

όλη τη μάζα της (ομογενής ηλεκτρικά γη). Πώς διαρρέει το ρεύμα τη Γη; Για να δώσουμε απάντηση στο ερώτημα θα εξετάσουμε πως συμπεριφέρεται μία σημειακή πηγή ρεύματος μέσα σε ένα ομογενή απείρων διαστάσεων χώρο και θα προσπαθήσουμε να υπολογίσουμε το δυναμικό της σημειακής πηγής σε ένα σημείο του χώρου.

Συνθήκες άπειρου ομογενούς χώρου δημιουργούμε στη πράξη με την τοποθέτηση ηλεκτροδίου μικρών διαστάσεων (σημειακή πηγή ρεύματος) βαθιά μέσα σε ομογενές και ισότροπο έδαφος (σχήμα 3). Το ηλεκτρόδιο συνδέεται με πηγή ρεύματος (συσσωρευτής) και το κύκλωμα κλείνει μέσω δεύτερου ηλεκτροδίου, B, το οποίο τοποθετείται συνήθως στην επιφάνεια της γης αλλά σε αρκετά μακρινή απόσταση έτσι ώστε η επίδραση του στη διαμόρφωση του δυναμικού να είναι αμελητέα. Οι γραμμές ροής του ρεύματος, I, σημειακής πηγής, C, που βρίσκεται μέσα σε άπειρο ομογενές και ισότροπο μέσο είναι ακτινικές που ξεκινούν από τη σημειακή πηγή προς τα έξω.



Σχήμα 3. Διάδοση ηλεκτρικού ρεύματος σε ομογενή γη.

Στο συγκεκριμένο παράδειγμα, το ρεύμα (κόκκινες διακεκομμένες γραμμές) ρέει από το ηλεκτρόδιο C ακτινικά κατά μήκος ευθειών γραμμών. Αν μπορούσαμε με ένα βολτόμετρο να υπολογίσουμε την διαφορά δυναμικού (πτώση τάσης) που προκαλεί η ειδική αντίσταση του μέσου σε μια απόσταση πολύ μακριά από το ηλεκτρόδιο ρεύματος σε διάφορες θέσεις του μέσου, θα βρίσκαμε ότι η πτώση τάσης είναι σταθερή κατά μήκος κυκλικών γραμμών οι οποίες έχουν κέντρο το ηλεκτρόδιο. Οι γραμμές αυτές καλούνται ισοδυναμικές γραμμές (equipotentials). Στις τρεις διαστάσεις, οι ισοδυναμικές γραμμές σχηματίζουν ισοδυναμικές σφαιρικές επιφάνειες με κέντρο το ηλεκτρόδιο. Μερικές ισοδυναμικές γραμμές δείχνονται με μπλε κύκλους.

Η πτώση τάσης (διαφορά δυναμικού),  $dV$ , μεταξύ δύο ισοδυναμικών επιφανειών που απέχουν απόσταση  $dr$  θα είναι σύμφωνα με τη σχέση (1) ίση με

$$\frac{dV}{dr} = \rho \frac{I}{4\pi r^2} \Rightarrow dV = \rho \frac{I}{4\pi r^2} dr$$

αφού το  $A = 4\pi r^2$  (επιφάνεια σφαίρας). Με ολοκλήρωση της σχέσης προκύπτει

$$\int dV = \int \rho \frac{I}{4\pi r^2} dr \Rightarrow V = \frac{\rho I}{4\pi} \int \frac{1}{r^2} dr$$

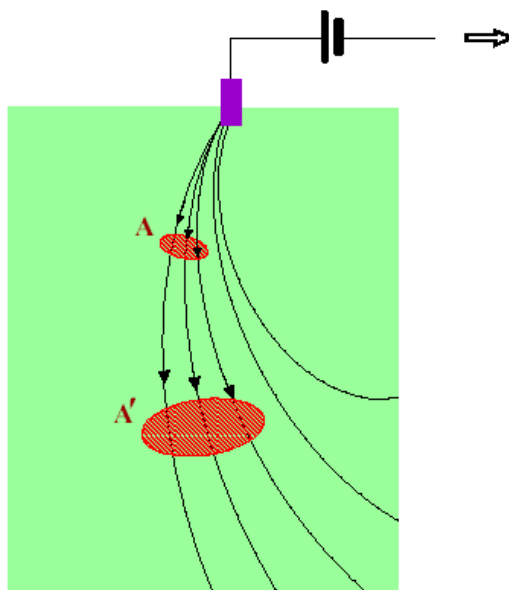
οπότε το δυναμικό,  $V$ , σε σημείο,  $P$ , του χώρου λόγω της σημειακής πηγής ρεύματος,  $C$ , θα δίδεται από τη σχέση

$$V = \frac{\rho I}{4\pi r} \quad (3)$$

όπου  $r$  είναι η απόσταση του σημείου  $P$  από τη σημειακή πηγή.

Οι διαφορές δυναμικού μεταξύ δύο οποιονδήποτε σημείων του μέσου μπορούν να υπολογιστούν απλά αφαιρώντας τα δυναμικά των δύο ισοδυναμικών γραμμών που διέρχονται αντίστοιχα από τα δύο σημεία. Επομένως, αν τα σημεία βρίσκονται πάνω σε ένα μπλε κύκλο με κέντρο το ηλεκτρόδιο ρεύματος, δεν θα καταγραφεί διαφορά δυναμικού, διότι οι δύο αυτές θέσεις βρίσκονται πάνω στην ίδια ισοδυναμική γραμμή. Αυτό σημαίνει ότι, αν παίρναμε το βολτόμετρο και ενώναμε τους δύο ακροδέκτες του με τα δύο αυτά σημεία της γης, θα καταγράφαμε διαφορά δυναμικού ίση με μηδέν. Σε σχέση με το δυναμικό κοντά στο ηλεκτρόδιο, οι διαφορές δυναμικού αυξάνουν καθώς απομακρυνόμαστε από το ηλεκτρόδιο. Αυτό είναι λογικό, εφόσον η μέτρηση που κάνουμε με το βολτόμετρο είναι ανάλογη του ρεύματος που διαρρέει το μέσο επί την ειδική αντίσταση του μέσου, σύμφωνα με το νόμο του Ohm. Καθώς απομακρυνόμαστε από τα ηλεκτρόδια, το ρεύμα ταξιδεύει μέσα από μεγαλύτερη ποσότητα μέσου. Η ειδική αντίσταση αυξάνει με την αύξηση της διαδρομής, επομένως αυξάνει και η τάση.

Σε κάθε σημείο του μέσου, η πυκνότητα του ρεύματος (current density) ορίζεται ως η ποσότητα ρεύματος που περνάει μέσα από μία μοναδιαία περιοχή μιας ισοδυναμικής επιφάνειας. Η πυκνότητα του ρεύματος,  $j$ , λοιπόν προκύπτει ως το πηλίκο της ποσότητας του ρεύματος,  $I$ , (πλήθος γραμμών ροής) που διέρχεται από μια ισοδυναμική επιφάνεια προς το εμβαδόν,  $A$ , της επιφάνειας.

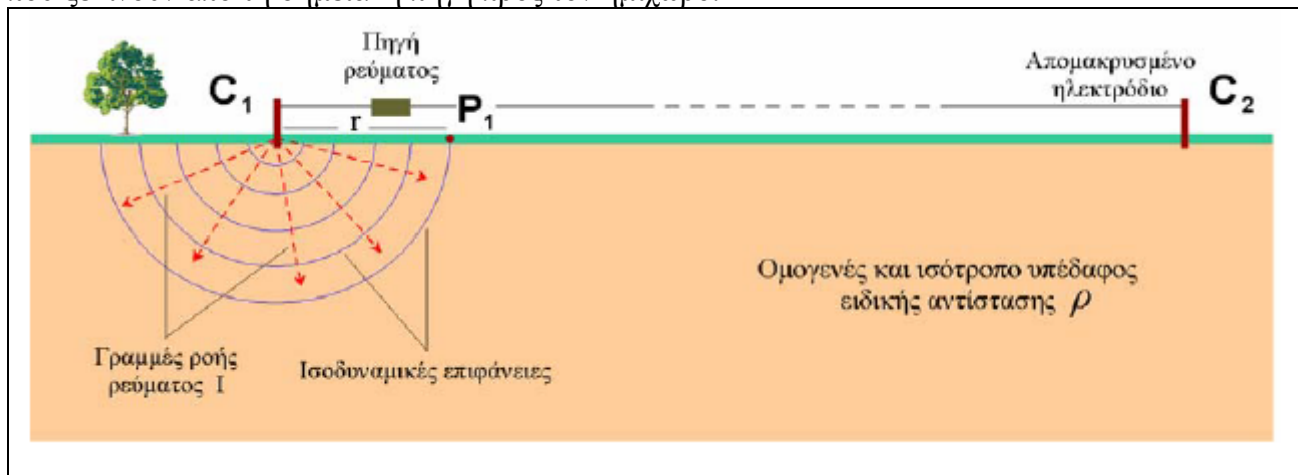


Σχήμα 4. Σχηματική παράσταση της πυκνότητας του ρεύματος

Συνεπώς, όπως και από το παραπάνω σχήμα προκύπτει, κοντά στο ηλεκτρόδιο, το πηλίκο της ποσότητας του ρεύματος, που στην προκείμενη περίπτωση συμβολίζεται με τρεις γραμμές ροής και διέρχεται από την ισοδυναμική επιφάνεια, A, προς το εμβαδόν της A παρέχει υψηλή πυκνότητα ρεύματος. Μακριά από το ηλεκτρόδιο, το ίδιο ρεύμα καταλαμβάνει πολύ μεγαλύτερη επιφάνεια, A', του μέσου (Σχήμα 4). Έτσι, η ίδια ποσότητα ρεύματος διερχόμενη από την μεγαλύτερη επιφάνεια A' παρέχει τώρα μικρότερη πυκνότητα ρεύματος. Η πυκνότητα ρεύματος έχει μονάδες Ampere ανά τετραγωνικό μέτρο.

### 1.7 Το δυναμικό σημειακής πηγής σε ομογενή ημχώρο

Συνθήκες ομογενούς ημχώρου δημιουργούμε στη πράξη με την τοποθέτηση μικρών διαστάσεων ηλεκτροδίου, C<sub>1</sub>, (σημειακή πηγή ρεύματος) στην επιφάνεια ομογενούς γης (σχήμα 5). Το ηλεκτρόδιο συνδέεται με πηγή ρεύματος και το κύκλωμα κλείνει μέσω δεύτερου ηλεκτροδίου, C<sub>2</sub>, το οποίο τοποθετείται συνήθως στην επιφάνεια της γης αλλά σε αρκετά μακρινή απόσταση έτσι ώστε η επίδραση του στη διαμόρφωση του δυναμικού να είναι αμελητέα. Οι γραμμές ροής του ρεύματος, I, της σημειακής πηγής, C<sub>1</sub>, είναι ακτινικές που ξεκινούν από τη σημειακή πηγή προς τον ημχώρο.



Σχήμα 5. Ισοδυναμικές επιφάνειες και Γραμμές ροής του ρεύματος

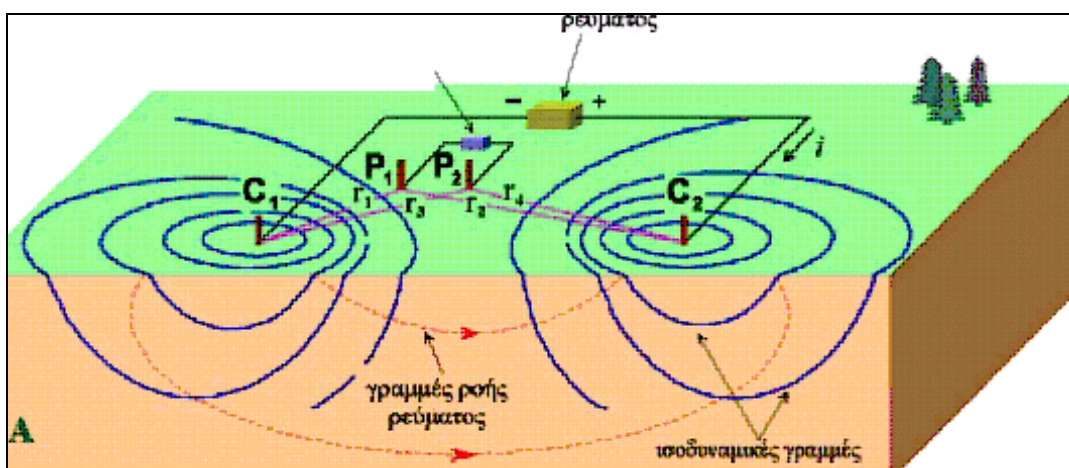
Οι ισοδυναμικές επιφάνειες ως κάθετες στις γραμμές ροής (ακτίνες) θα είναι ομόκεντρες ημισφαιρικές επιφάνειες. Για τον προσδιορισμό του δυναμικού  $V$  σε σημείο  $P_1$  του ημιχώρου (συνήθως στην επιφάνεια του ημιχώρου) εργαζόμαστε με τον ίδιο τρόπο όπως και προηγούμενα με τη διαφορά ότι εδώ η επιφάνεια  $A$  είναι επιφάνεια ημισφαίριου δηλαδή  $A = 2\pi r^2$ . Εάν στις σχέσεις της προηγούμενης περίπτωσης του άπειρου και ομογενούς χώρου αντικαταστήσουμε το  $A$  προκύπτει ότι το δυναμικό στο σημείο  $P_1$  είναι

$$V = \frac{\rho I}{2\pi r} \quad (4)$$

### 1.8 Το δυναμικό δύο σημειακών πηγών σε ομογενή ημιχώρο

Στην πράξη, θα χρειαστεί να τοποθετήσουμε τα δύο σημειακές πηγές ρεύματος (ηλεκτρόδια ρεύματος) κοντά μεταξύ τους. Με αυτόν τον τρόπο όμως, η κατανομή του ρεύματος και οι ισοδυναμικές γραμμές που παράγονται μέσα στην ομογενή γη γίνονται πιο πολύπλοκες από αυτές που εξετάσαμε νωρίτερα. Αντί το ρεύμα να ρέει ακτινικά από τα δύο ηλεκτρόδια ρεύματος, τώρα ρέει κατά μήκος καμπύλων διαδρομών που ενώνουν τα δύο ηλεκτρόδια ρεύματος. Στα σχήματα 5 και 6 δείχνονται τέτοιες διαδρομές του ρεύματος (κόκκινες διακεκομμένες γραμμές).

Στη περίπτωση αυτή όπου το δεύτερο ηλεκτρόδιο ρεύματος  $C_2$  βρίσκεται κοντά στη σημειακή πηγή  $C_1$  (σχήμα 6) τότε το δυναμικό στο σημείο  $P_1$  (ηλεκτρόδιο  $P_1$ ) θα είναι διαφορετικό διότι τώρα επηρεάζεται και από την πηγή ρεύματος  $C_2$ . Το διαμορφούμενο δυναμικό στο σημείο  $P_1$  θα είναι το αποτέλεσμα της συνεισφοράς του δυναμικού  $P_1$  λόγω της πηγής  $V_1$  και του δυναμικού  $C_1$  λόγω της πηγής  $C_2$  (αρχή της υπέρθεσης).



Σχήμα 6. Τρισδιάστατη φωτογραφία για καλύτερη κατανόηση του φαινομένου

$$V_{P_1} = V_1 + V_2 = \frac{\rho(+I)}{2\pi r_1} + \frac{\rho(-I)}{2\pi r_2} \Rightarrow$$

$$V_{P_1} = \frac{\rho I}{2\pi} \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) \quad (5)$$

όπου  $r_1$  και  $r_2$  είναι οι αποστάσεις του σημείου  $P_1$  από τις πηγές..

Σε ένα δεύτερο σημείο (ηλεκτρόδιο  $P_2$ ) της επιφάνειας του ημίχωρου (σχήμα 3) το δυναμικό λόγω της  $V_{P_2}$  παρουσίας των πηγών  $C_1$  και  $C_2$  θα δίδεται αντίστοιχα από τη σχέση

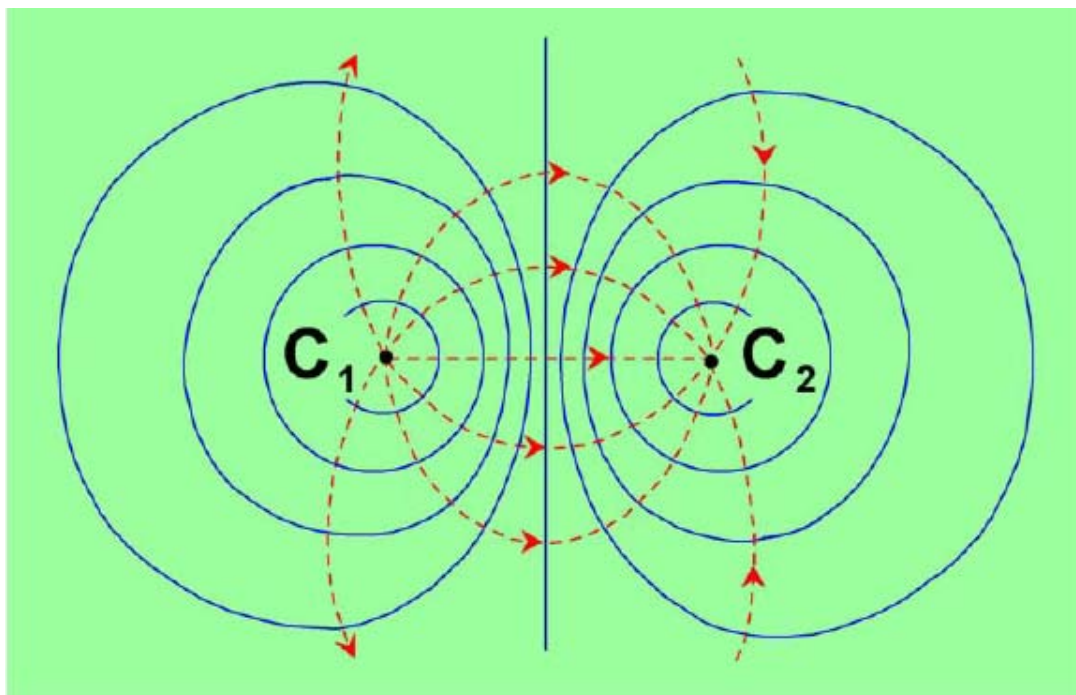
$$V_{P_2} = \frac{\rho I}{2\pi} \left( \frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right)$$

όπου  $r_3$  και  $r_4$  είναι οι αποστάσεις του σημείου  $P_2$  από τις πηγές. Η διαφορά δυναμικού (πτώση τάσης),  $\Delta V$ , μεταξύ των σημείων  $P_1$  και  $P_2$  θα είναι

$$\Delta V = V_{P_1} - V_{P_2} = \frac{\rho I}{2\pi} \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4} \right) \quad (6)$$

Οι σημειακές πηγές ρεύματος  $C_1$  και  $C_2$  υλοποιούνται στη πράξη με τη τοποθέτηση δύο μεταλλικών πασάλων (ηλεκτροδίων) στο έδαφος και τη σύνδεση τους μέσω καλωδίων με μια ηλεκτρική πηγή, πχ. ένα συσσωρευτή (σχήμα 3). Τα σημεία  $P_1$ ,  $P_2$  μέτρησης της διαφοράς δυναμικού  $\Delta V$  υλοποιούνται με τη τοποθέτηση δύο άλλων μεταλλικών ηλεκτροδίων στο έδαφος και τη σύνδεση τους με ένα βολτόμετρο.

Το σχήμα 4 παρουσιάζει μία κάτοψη του σχήματος 3 με τις γραμμές ροής ρεύματος και τις δυναμικές γραμμές του ηλεκτρικού πεδίου που δημιουργούν οι σημειακές πηγές ρεύματος  $C_1$  και  $C_2$  στην επιφάνεια του ημίχωρου.



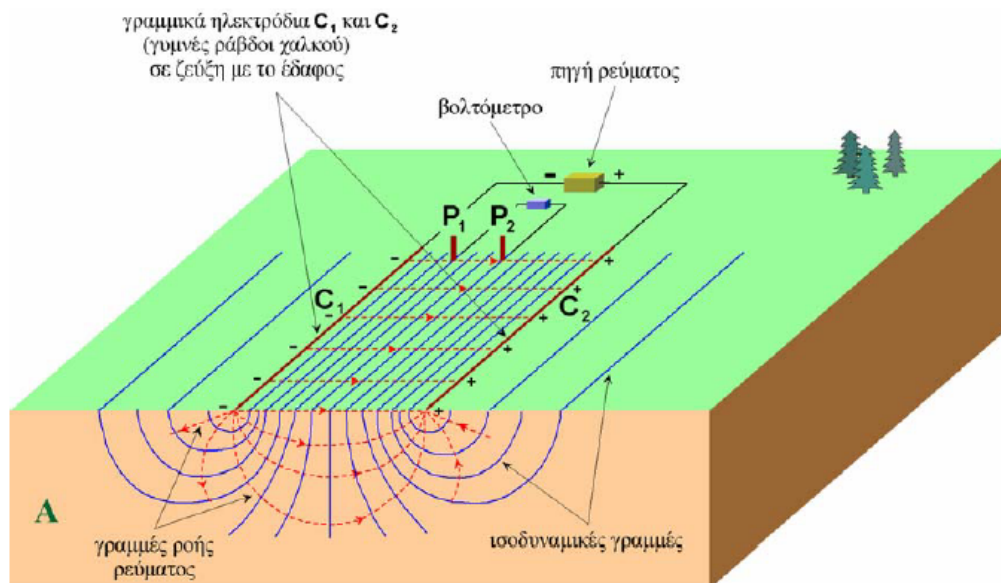
Σχήμα 7. Μια πανοραμική φωτογραφία όπου φαίνονται οι ισοδυναμικές επιφάνειες με μπλε χρώμα και οι γραμμές ροής του ρεύματος με κόκκινο χρώμα.

### 1.9 Το δυναμικό γραμμικών πηγών σε ομογενή ημίχωρο

Για την είσοδο του ρεύματος στο υπέδαφος και την ενεργοποίηση του χώρου, εκτός από τις σημειακές πηγές (σημειακά ηλεκτρόδια) που εξετάσαμε μέχρι τώρα, χρησιμοποιούνται και οι γραμμικές πηγές ρεύματος (γραμμικά ηλεκτρόδια). Οι γραμμικές πηγές ρεύματος  $C_1$  και  $C_2$  υλοποιούνται στη πράξη με τη τοποθέτηση δύο μεγάλου μήκους γυμνών ράβδων χαλκού στο έδαφος οι οποίες είναι σε σύζευξη με τη γη σε ολόκληρο το μήκος τους (σχήμα 8). Τα γραμμικά ηλεκτρόδια  $C_1$  και  $C_2$  συνδέονται μέσω καλωδίων με μια ηλεκτρική πηγή, πχ. ένα συσσωρευτή.

Η μέτρηση της διαφοράς δυναμικού  $\Delta V$  γίνεται στην επιφάνεια του εδάφους που παρεμβάλλεται μεταξύ των γραμμικών ηλεκτροδίων και υλοποιείται στη πράξη με τη τοποθέτηση δύο μεταλλικών ηλεκτροδίων  $P_1$  και  $P_2$  στο έδαφος και τη σύνδεση τους με ένα βολτόμετρο.





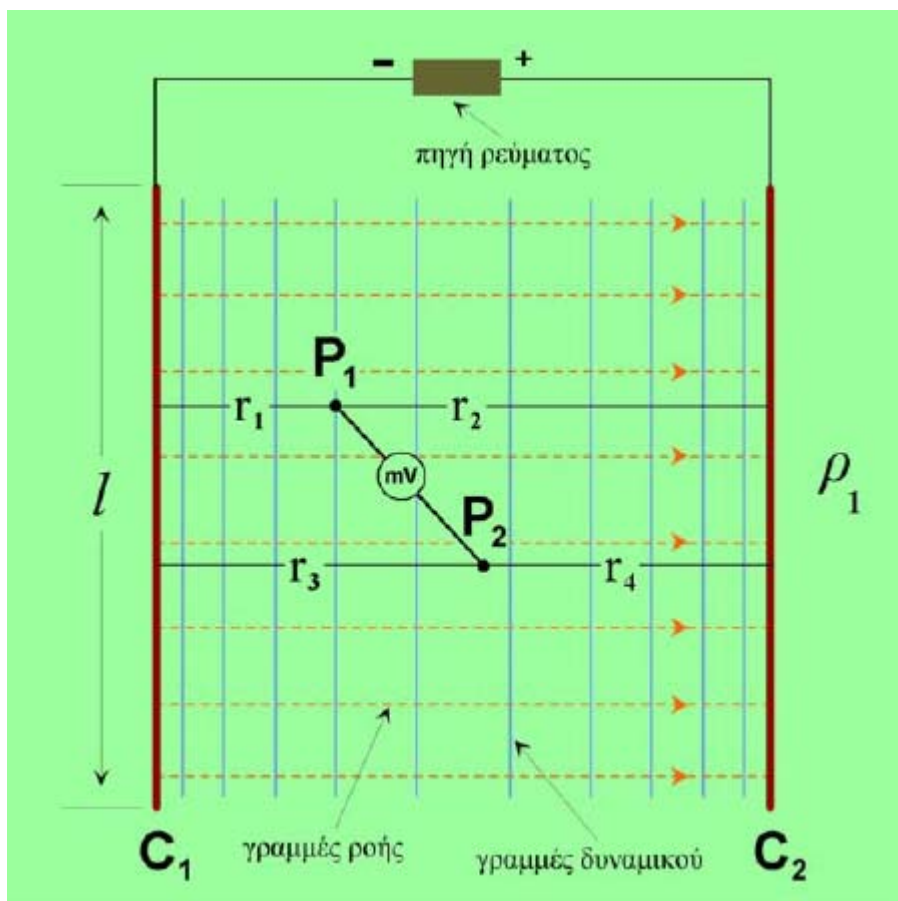
Σχήμα 8. Στην περίπτωση που έχουμε γραμμικές πηγές

Τα γραμμικά ηλεκτρόδια παρότι στο παρελθόν υπήρξαν μία αρκετά δημοφιλής τεχνική για τη δημιουργία ομογενούς ηλεκτρικού πεδίου σήμερα δεν χρησιμοποιούνται τόσο συχνά κυρίως λόγω της ανεπιθύμητης παραμόρφωσης των δυναμικών γραμμών του πεδίου στη στενή ζώνη των ηλεκτροδίων που προκαλούν ο διαφορετικός βαθμός υγρασίας και η διαφορετική σύσταση του επιφανειακού εδάφους κατά μήκος των γραμμικών αγωγών.

Οι γραμμές ροής του ρεύματος ξεκινούν ακτινικά (κατακόρυφη τομή Α στο σχήμα 5) από το ένα ηλεκτρόδιο και καταλήγουν στο άλλο. Στην επιφάνεια του εδάφους οι γραμμές ροής είναι ευθείες κάθετες στα ηλεκτρόδια. Οι ισοδυναμικές επιφάνειες ως κάθετες στις γραμμές ροής θα είναι ημικυλινδρικές επιφάνειες. Στην κατακόρυφη τομή Α του σχήματος 5 βλέπουμε τις ισοδυναμικές γραμμές που είναι οι τομές των ημικυλινδρικών ισοδυναμικών επιφανειών με το κατακόρυφο επίπεδο Α. Στην επιφάνεια του εδάφους οι τομές των ημικυλινδρικών επιφανειών είναι ευθείες παράλληλες προς τα γραμμικά ηλεκτρόδια C<sub>1</sub> και C<sub>2</sub>. Το σχήμα 6 παρουσιάζει μία κάτοψη του σχήματος 5 με τις γραμμές ροής ρεύματος και τις δυναμικές γραμμές του ηλεκτρικού πεδίου που δημιουργούν οι γραμμικές πηγές ρεύματος C<sub>1</sub> και C<sub>2</sub>.

Η διαφορά δυναμικού ΔV μεταξύ δύο σημείων P<sub>1</sub> και P<sub>2</sub> που ευρίσκονται στο ομογενές πεδίο μεταξύ των γραμμικών ηλεκτροδίων (σχήμα 9) προκύπτει από την απλοποιημένη μορφή της εξίσωσης του Laplace σε κυλινδρικές συντεταγμένες.

$$\nabla^2 V = \frac{1}{r} \frac{d}{dr} \left( \frac{rdV}{dr} \right) = 0$$



Σχήμα 9. Πανοραμική άποψη στην περίπτωση που έχουμε γραμμικές πηγές

της οποίας η τελική λύση δίδει ότι η διαφορά δυναμικού  $\Delta V$  μεταξύ δύο σημείων  $P_1$  και  $P_2$  δίδεται από τη σχέση

$$\Delta V = \frac{I\rho}{\pi l} \log\left(\frac{r_1 r_4}{r_2 r_3}\right) \quad (7)$$

όπου  $I$  είναι το ρεύμα της πηγής,  $l$  το μήκος των γραμμικών ηλεκτροδίων και  $r_1$ ,  $r_2$ ,  $r_3$  και  $r_4$  οι αποστάσεις των σημείων  $P_1$  και  $P_2$  από τα γραμμικά ηλεκτρόδια.

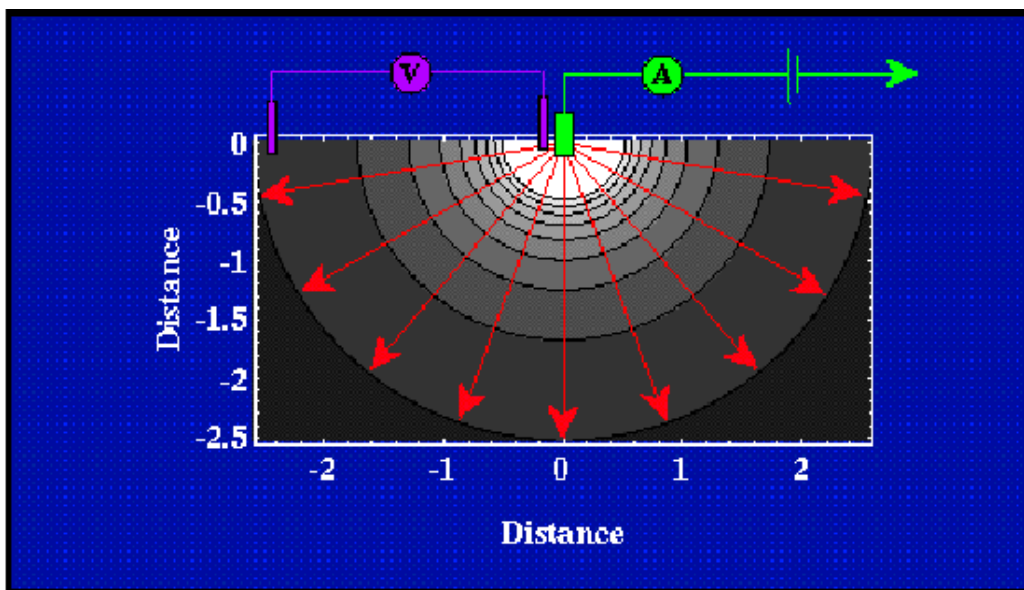
### 1.10 Μια πρώτη εκτίμηση της Ειδικής Αντίστασης

Το δυναμικό σε ένα σημείο του ημιχώρου, που θεωρείται ότι αντιπροσωπεύει τη γη, λόγω της παρουσίας μίας σημειακής πηγής ρεύματος (ενός μοναδικού ηλεκτροδίου ρεύματος) σε κάποιο άλλο σημείο του ημιχώρου δίνεται, όπως έχουμε δείξει από τη σχέση

$$V = \frac{\rho I}{2\pi r}$$

Στην έκφραση αυτή,  $V$  είναι το δυναμικό (ή τάση),  $I$  είναι η ένταση του ρεύματος,  $\rho$  είναι η ειδική αντίσταση του υλικού του ημιχώρου, και  $r$  είναι η απόσταση μεταξύ του ηλεκτροδίου ρεύματος και του σημείου στο οποίο μετράμε την τάση. Παρατηρούμε ότι η σχέση αυτή δεν

είναι τίποτε περισσότερο από το νόμο του Ohm, με την αντίσταση  $R$  ίση με  $\rho$  δια  $2\pi r$ .



Σχήμα10. Οι διατάξεις που χρησιμοποιούνται για την εύρεση της ειδικής αντίστασης

Αν η  $\Gamma\eta$  είχε σταθερή ειδική αντίσταση, θα μπορούσαμε να υπολογίσουμε αυτήν την ειδική αντίσταση εκτελώντας το παρακάτω πείραμα. Συνδέουμε στο καλώδιο που συνδέει την μπαταρία με το ένα από τα ηλεκτρόδια ρεύματος ένα αμπερόμετρο με το οποίο μετράμε την ποσότητα ρεύματος που εισάγεται στη γη. Τοποθετούμε ένα ηλεκτρόδιο που συνδέεται με ένα βολτόμετρο δίπλα στο ηλεκτρόδιο ρεύματος, ενώ τοποθετούμε το άλλο σε κάποια απόσταση,  $r$ , μακριά από το ηλεκτρόδιο και μετράμε τη διαφορά δυναμικού μεταξύ των δύο θέσεων. Χρησιμοποιώντας την παραπάνω σχέση, υπολογίζουμε την ειδική αντίσταση,  $\rho$ .

Στην πράξη, το πείραμα αυτό είναι δύσκολο να πραγματοποιηθεί διότι τα δύο ηλεκτρόδια ρεύματος πρέπει να τοποθετηθούν σε μεγάλη απόσταση μεταξύ τους (συνήθως 10 φορές την απόσταση στην οποία μετράμε την τάση). Επομένως, γιατί να μην μειώσουμε απλά την απόσταση μεταξύ των δύο ηλεκτροδίων τάσης έτσι ώστε η απόσταση μεταξύ των δύο ηλεκτροδίων ρεύματος να παραμείνει μία πρακτική απόσταση; Το πρόβλημα είναι ότι όσο πιο κοντά βρίσκονται τα ηλεκτρόδια τάσης μεταξύ τους, τόσο πιο μικρή είναι η διαφορά δυναμικού που θα μετρηθεί. Επομένως, υπάρχει ένα πρακτικό όριο στο πόσο κοντά μπορούν να βρίσκονται τα δύο ηλεκτρόδια τάσης και κατά συνέπεια και πόσο κοντά μπορούν να βρίσκονται και τα δύο ηλεκτρόδια ρεύματος.

Μπορεί κάποιος να αναρωτηθεί γιατί δεν συνδέουμε απλά το βολτόμετρο στο καλώδιο που διαρρέεται από ρεύμα και να μετρήσουμε την πτώση τάσης μεταξύ των δύο ηλεκτροδίων ρεύματος. Θεωρητικά αυτό μπορεί να γίνει. Στην πράξη, όμως, είναι δύσκολο να αποκτήσουμε αξιόπιστες πληροφορίες γιατί αυτό που μετράμε είναι περισσότερο συνάρτηση της αντίστασης επαφής (contact resistance) μεταξύ της γης και των ηλεκτροδίων ρεύματος παρά η ειδική αντίσταση της  $\Gamma\eta$ . Η αντίσταση επαφής είναι η αντίσταση που συναντά η ροή του ρεύματος επειδή το ηλεκτρόδιο δεν κάνει τέλεια επαφή με τη γη. Οι αντιστάσεις επαφής μπορεί να είναι αρκετά μεγάλες, της τάξης των Kohm ( $10^3$  ohm). Αν όμως χρησιμοποιηθεί ένα βολτόμετρο μεγάλης (άπειρης) εσωτερικής αντίστασης (impedence) για την μέτρηση της τάσης κατά μήκος των δύο ξεχωριστών ηλεκτροδίων τάσης, λίγο μόνο ρεύμα θα διαρρέει τα ηλεκτρόδια τάσης, οπότε η αντίσταση επαφής θεωρείται ασήμαντη για τη μέτρηση.

## 2. Η ΜΕΤΡΗΣΗ ΤΗΣ ΦΑΙΝΟΜΕΝΗΣ ΕΙΔΙΚΗΣ ΑΝΤΙΣΤΑΣΗΣ

### 2.1 Εξοπλισμός

Συγκριτικά με τον εξοπλισμό που απαιτείται για τη βαρυτομετρική και τη μαγνητική διασκόπηση, ο εξοπλισμός που απαιτείται για την ηλεκτρική διασκόπηση με τη μέθοδο της ειδικής αντίστασης συνεχούς ρεύματος είναι πολύ πιο απλός. Ο εξοπλισμός για τις μετρήσεις της φαινόμενης ειδικής αντίστασης περιλαμβάνει μία πηγή ηλεκτρικού ρεύματος, το κύκλωμα ρεύματος AB το οποίο εισάγει στο έδαφος μιας ελεγχόμενης έντασης ρεύμα, το κύκλωμα δυναμικού MN το οποίο μετρά τη διαφορά δυναμικού (πτώση τάσης) μεταξύ των ηλεκτροδίων δυναμικού, καλώδια και ηλεκτρόδια. Για καλύτερα αποτελέσματα τα δύο αυτά κυκλώματα θα πρέπει να είναι ανεξάρτητα και σε απόσταση μεταξύ τους.

### 2.2 Το κύκλωμα ρεύματος AB

Το κύκλωμα που παρέχει ρεύμα στα ηλεκτρόδια ρεύματος AB αποτελείται από την πηγή ρεύματος, μια μονάδα ελέγχου η οποία περιλαμβάνει ένα αμπερόμετρο για την μέτρηση του ρεύματος εκπομπής και ένα διακόπτη, καλώδια και ηλεκτρόδια.

#### Πηγή Ρεύματος (Current Source)

Απαιτείται μία πηγή συνεχούς ρεύματος η οποία ποικίλει ανάλογα με το είδος του υπό διερεύνηση προβλήματος (στόχου). Γενικά οι μπαταρίες δεν είναι ικανές να παράγουν το απαιτούμενο συνεχές ρεύμα, έτσι αν χρησιμοποιηθεί πηγή καθαρά συνεχούς ρεύματος αυτή πρέπει να είναι μία ηλεκτρική γεννήτρια. Για συνήθη αναπτύγματα ηλεκτροδίων ρεύματος ( $AB < 1000$  μέτρα) οι κατεξοχήν πηγές είναι οι συσσωρευτές. Για μεγαλύτερα αναπτύγματα χρησιμοποιούνται πηγές μεγάλης ισχύος όπως είναι οι βενζινοκίνητες γεννήτριες ρεύματος.

#### Αμπερόμετρο (Ammeter)

Για τη μέτρηση του ρεύματος μπορεί να χρησιμοποιηθεί ένα απλό αμπερόμετρο. Ο μοναδικός περιορισμός είναι να μπορεί το όργανο να μετρήσει ποσότητα ρεύματος από λίγα milliamps έως περίπου 0.5amp με ακρίβεια καλύτερη του 2% στη πλήρη κλίμακα.. Πολλά από τα σύγχρονα όργανα ρυθμίζονται έτσι ώστε να ο χειριστής να καθορίζει την ποσότητα ρεύματος που διοχετεύεται στο έδαφος και το όργανο να επιχειρεί να την αποδώσει. Αν το όργανο δεν μπορεί να αποδώσει την καθορισμένη ποσότητα, είτε γιατί το υπέδαφος κοντά στην επιφάνεια έχει πολύ μεγάλη αντίσταση ή επειδή τα ηλεκτρόδια είναι πολύ απομακρυσμένα, το όργανο προειδοποιεί τον χειριστή.

#### Καλώδια

Για να συνδέσουμε τα ηλεκτρόδια με τα διάφορα ηλεκτρικά εξαρτήματα, πρέπει να χρησιμοποιήσουμε καλώδια. Αν και είναι πιθανό να πρέπει να χρησιμοποιηθούν καλώδια πολύ μεγάλου μήκους, συγκριτικά με την πολύ υψηλή ειδική αντίσταση του εδάφους, η αντίσταση των καλωδίων θεωρείται κατά κανόνα αμελητέα.. Για εύκολη τοποθέτηση, τα καλώδια συνήθως τυλίγονται σε καρούλια.

Τα καλώδια παροχής ρεύματος θα πρέπει να επιλεγούν με προσοχή έτσι ώστε να εξασφαλίζουν την μέγιστη παροχή ισχύος της πηγής στα ηλεκτρόδια A και B ή αλλιώς να ελαχιστοποιούν την απώλεια ισχύος λόγω μετατροπής μέρους της ενέργειας της πηγής σε άλλες μορφές ενέργειας (θερμότητα). Επιπλέον θα πρέπει να παρέχουν υψηλή μόνωση

εξασφαλίζοντας κατ' αυτό το τρόπο αξιοπιστία των μετρήσεων δυναμικού στο κύκλωμα δυναμικού ΜΝ. Για την εξασφάλιση των παραπάνω συνθηκών θα πρέπει να ικανοποιούν τις παρακάτω συχνά αντικρουόμενες απαιτήσεις:

1. η ωμική αντίσταση των καλωδίων να είναι χαμηλή ιδιαίτερα για τα μεγάλα αναπτάγματα. Αυτό επιτυγχάνεται με την χρησιμοποίηση πολύκλωνων καλωδίων και με την αύξηση των συρμάτινων κλώνων χαλκού εις βάρος όμως της ευκινησίας τους κατά το άπλωμα και την έλξη τους δεδομένου ότι καθίστανται βαρύτερα.
2. η μηχανική αντοχή τους στις έλξεις να είναι μεγάλη. Αυτό επιτυγχάνεται με την προσθήκη συρμάτινων κλώνων από ατσάλι.
3. η μόνωση τους ισχυρή
4. να είναι ελαφρά διευκολύνοντας έτσι τον χειρισμό τους στο πεδίο.

### **Ηλεκτρόδια**

Για να αποφευχθούν προβλήματα ψευδών δυναμικών που σχετίζονται με τα ηλεκτρόδια δυναμικού, χρησιμοποιούνται εξειδικευμένα ηλεκτρόδια γνωστά ως πορώδη δοχεία (porous pots). Όμως, επειδή τα ψευδή δυναμικά μπορούν να μετρηστούν με χρήση εναλλασσόμενου ρεύματος χαμηλής συχνότητας, τα ηλεκτρόδια αυτά συνήθως δεν χρησιμοποιούνται στις μετρήσεις ειδικής αντίστασης

συνεχούς ρεύματος. Αν οι συνθήκες της διασκόπησης είναι υπερβολικά ξηρές και η επαφή του ηλεκτροδίου με το έδαφος δεν μπορεί να διατηρηθεί, τότε μπορεί κανείς να επιλέξει να χρησιμοποιήσει τα πορώδη δοχεία.

Για τις διασκοπήσεις ειδικής αντίστασης, τα ηλεκτρόδια που χρησιμοποιούνται συνήθως, δεν είναι τίποτε περισσότερο από ράβδους αλουμινίου, χαλκού ή ατσάλινες μήκους περίπου 60 εκατοστών. Οι ράβδοι αυτές καρφώνονται στο έδαφος και συνδέονται με καλώδια με την πηγή του ρεύματος ή το βολτόμετρο. Κάτω από ξηρές συνθήκες, η επαφή μεταξύ της ράβδου και του εδάφους μπορεί να ενισχυθεί αν διαβρέξουμε το έδαφος που περιβάλλει το ηλεκτρόδιο.

## **2.3 Το κύκλωμα δυναμικού ΜΝ**

Το κύκλωμα ΜΝ αποτελείται από ένα υψηλής εμπέδησης βολτόμετρο, συζευγμένο με ένα καταγραφικό σύστημα στις περιπτώσεις που το μετρούμενο δυναμικό ΔV καθίσταται πολύ μικρό, ένα σύστημα αντιστάθμισης, καλώδια και ηλεκτρόδια. Τα σύγχρονα υψηλής ακρίβειας βολτόμετρα έχουν αντιστάσεις εισόδου της τάξης των 10 ή και περισσότερων Μ. και είναι ικανά να μετρούν δυναμικά από 10μV μικρά έως μερικά volts. Ο αντισταθμιστής συνδέεται σε σειρά με το βολτόμετρο και χρησιμοποιείται για την αντιστάθμιση ανεπιθύμητων φυσικών δυναμικών προερχόμενων από άλλες φυσικές ή τεχνητές πηγές τα οποία υπεισέρχονται σαν θόρυβος στις μετρήσεις. Τα κριτήρια επιλογής των καλωδίων για το κύκλωμα δυναμικού ΜΝ είναι ακριβώς τα ίδια με αυτά των καλωδίων του κυκλώματος ρεύματος.

## **2.4 Βαθμονόμηση των οργάνων μέτρησης**

Τόσο το αμπερόμετρο στο κύκλωμα ρεύματος όσο και το βολτόμετρο στο κύκλωμα δυναμικού είναι απαραίτητο από καιρού εις καιρό να βαθμονομούνται επειδή οι ενδείξεις

τους είναι δυνατόν να αλλάξουν είτε λόγω παλαιότητας ή λόγω μεταβολών της θερμοκρασίας ή εξαιτίας κακομεταχείρισης τους. Γενικά το αμπερόμετρο είναι εκείνο που υφίσταται τη μεγαλύτερη κακομεταχείριση.

Για καλύτερα αποτελέσματα οι ενδείξεις του αμπερομέτρου και του βολτομέτρου θα πρέπει να συγκρίνονται με γνωστές τιμές ρεύματος και τάσης αντίστοιχα σε όλες τις κλίμακες μέτρησης των οργάνων. Εντούτοις, επειδή στις μετρήσεις μας αυτό που τελικά ενδιαφέρει είναι ο λόγος ( $\Delta V/I$ ) της τάσης  $\Delta V$  προς το ρεύμα  $I$ , μας είναι αρκετό να μετρήσουμε με ακρίβεια τον παραπάνω λόγο. Επειδή ο παραπάνω λόγος εκφράζει την ωμική αντίσταση  $R$  του εδάφους (νόμος του Ohm) είναι περισσότερο βολικό να βαθμονομήσουμε τα δύο όργανα συνδέοντας τα άκρα τους με ωμικές αντιστάσεις των οποίων η τιμή είναι γνωστή.

Επειδή οι μετρούμενες ωμικές αντιστάσεις της γης γίνονται πάρα πολύ μικρές στα μεγάλα αναπτύγματα των ηλεκτροδίων ρεύματος  $AB$  (μεγάλα βάθη έρευνας) οι χρησιμοποιούμενες για την βαθμονόμηση αντιστάσεις είναι πολύ μικρές οι τιμές των οποίων έχουν μετρηθεί με ακρίβεια σε εργαστήρια (πρότυπες αντιστάσεις). Εάν και τα δύο όργανα μετρούν σωστά τότε ο λόγος των ενδείξεων τους  $\Delta V/I = R_1$  θα πρέπει να ισούται με τη μετρούμενη πρότυπη αντίσταση  $R$ . Εάν  $R_1 \neq R$  τότε, στο λόγο  $\Delta V/I$  που μετράμε στο πεδίο θα πρέπει να

$$R - R_1$$

επιφέρουμε αλγεβρικά την διόρθωση  $\frac{R - R_1}{R}$ .

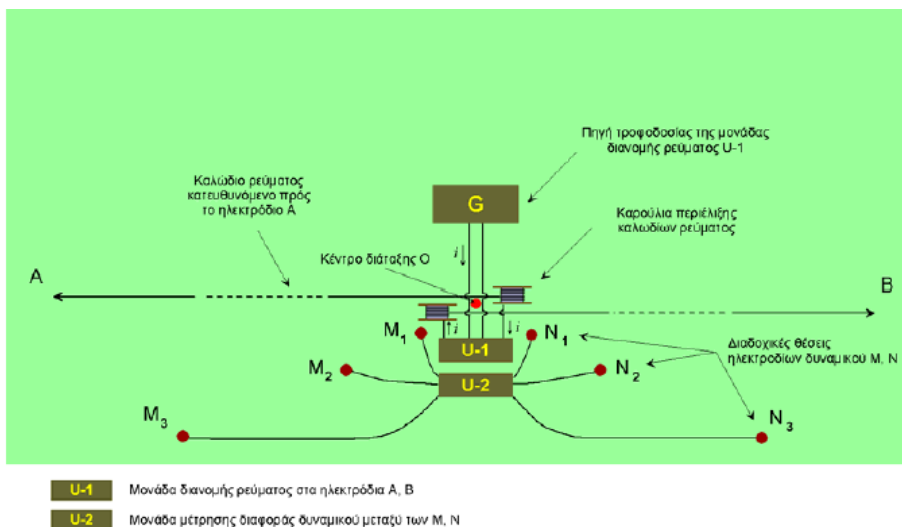
## 2.5 Σύζευξη των κυκλωμάτων ρεύματος και δυναμικού

Η σύζευξη μεταξύ των κυκλωμάτων ρεύματος και δυναμικού είναι η πιο σοβαρή αιτία σφαλμάτων στις μετρήσεις της φαινόμενης ειδικής αντίστασης. Με τον όρο σύζευξη εννοούμε την επαγωγή του ρεύματος στα καλώδια που χρησιμοποιούνται για τη μέτρηση της τάσης, από το ρεύμα που ρέει στα καλώδια που πηγαίνουν στα ηλεκτρόδια ρεύματος. Για καλύτερα αποτελέσματα τα αντίστοιχα καλωδιακά κυκλώματα θα πρέπει να είναι διαχωρισμένα τόσο από φυσική όσο και από ηλεκτρική άποψη. Η μόνη επιτρεπτή σύζευξη πρέπει να γίνεται απευθείας από τη γη μέσω των ηλεκτροδίων. Τα δύο κυριότερα είδη σύζευξης που μπορεί να επηρεάσουν τις μετρήσεις της φαινόμενης ειδικής αντίστασης είναι η ηλεκτρομαγνητική επαγωγή και η διαρροή.

## 2.6 Ηλεκτρομαγνητική επαγωγή

Η ηλεκτρομαγνητική επαγωγή παρατηρείται μεταξύ του κυκλώματος ρεύματος και δυναμικού. Εξαρτάται από τη γεωμετρία των δύο κυκλωμάτων και εν γένει μειώνεται καθώς η απόσταση μεταξύ των δύο κυκλωμάτων αυξάνει. Για την διάταξη Schlumberger όπου τα κυκλώματα  $AB$  και  $MN$  απλώνονται παράλληλα μεταξύ τους το μέγεθος της επαγωγής εξαρτάται από το μήκος του κυκλώματος  $MN$  και την απόσταση του από το κύκλωμα  $AB$ . Για καλύτερα αποτελέσματα το μήκος του κυκλώματος  $MN$  πρέπει να παραμένει όσο το δυνατό μικρότερο και η απόσταση μεταξύ των  $MN$  και  $AB$  κυκλωμάτων να είναι της τάξης του 0.1 του μήκους  $MN$ . Επίσης τα καλώδια του κυκλώματος  $MN$  κατά τη χρήση τους δεν πρέπει να παραμένουν τυλιγμένα στα καρούλια μεταφοράς τους. Στο σκαρίφημα του σχήματος 11 παρουσιάζεται η διάταξη που θα πρέπει να διατηρούν τα κυκλώματα  $AB$  και

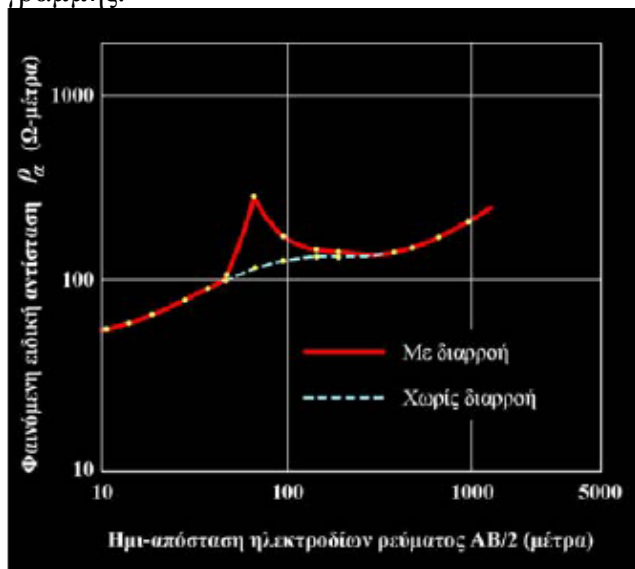
ΜΝ προκειμένου να ελαχιστοποιούνται τα φαινόμενα της ηλεκτρομαγνητικής επαγωγής.



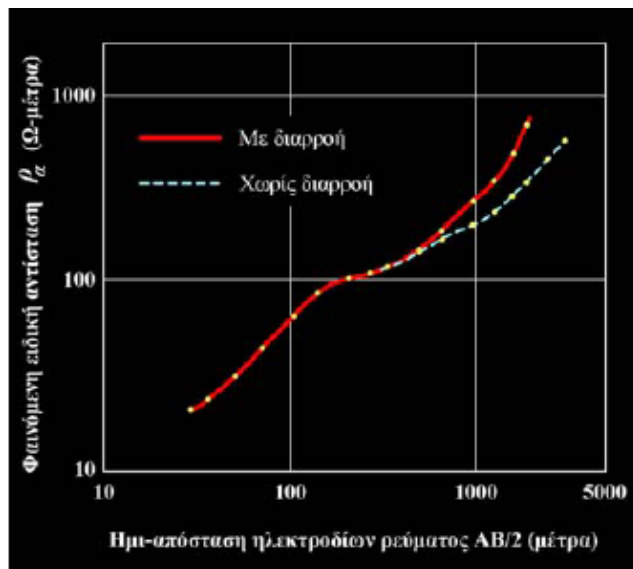
Σχήμα 11. Ένα μπλοκ διάγραμμα της διάταξης ώστε να ελαχιστοποιείται το φαινόμενο της ηλεκτρομαγνητικής επαγωγής.

### 2.7 Διαρροή

Κάθε διαρροή του κυκλώματος ΑΒ στο κύκλωμα ΜΝ προκαλεί εσφαλμένες αναγνώσεις. Η διαρροή είναι αναμφίβολα η πιο σημαντική μοναδική αιτία για χαμηλής ποιότητας αποτελέσματα και θα πρέπει να εντοπίζεται πάντοτε. Διαρροή μπορεί να συμβεί σε οποιοδήποτε κύκλωμα κυρίως όμως συμβαίνει στα καλώδια του κυκλώματος ρεύματος στα οποία παρατηρούνται συνηθέστερα εκδορές λόγω τηςκακομεταχείρισης τους κυρίως κατά την έλξη τους. Η διαρροή μπορεί να δημιουργήσει απότομες πτυχές στις γεωλεκτρικές καμπύλες των βυθομετρήσεων (σχήμα 12) η γενικά παραμορφώσεις αυτών (σχήμα 13) ανάλογα με την θέση που συμβαίνει η διαρροή κατά μήκος της γραμμής.



Σχήμα 12. Πτυχή της γεωλεκτρικής καμπύλης



Σχήμα 13. Παραμόρφωση της γεωλεκτρικής καμπύλης

Ακόμα και μια ελάχιστη διαρροή είναι ικανή να επηρεάσει τις αναγνώσεις του δυναμικού

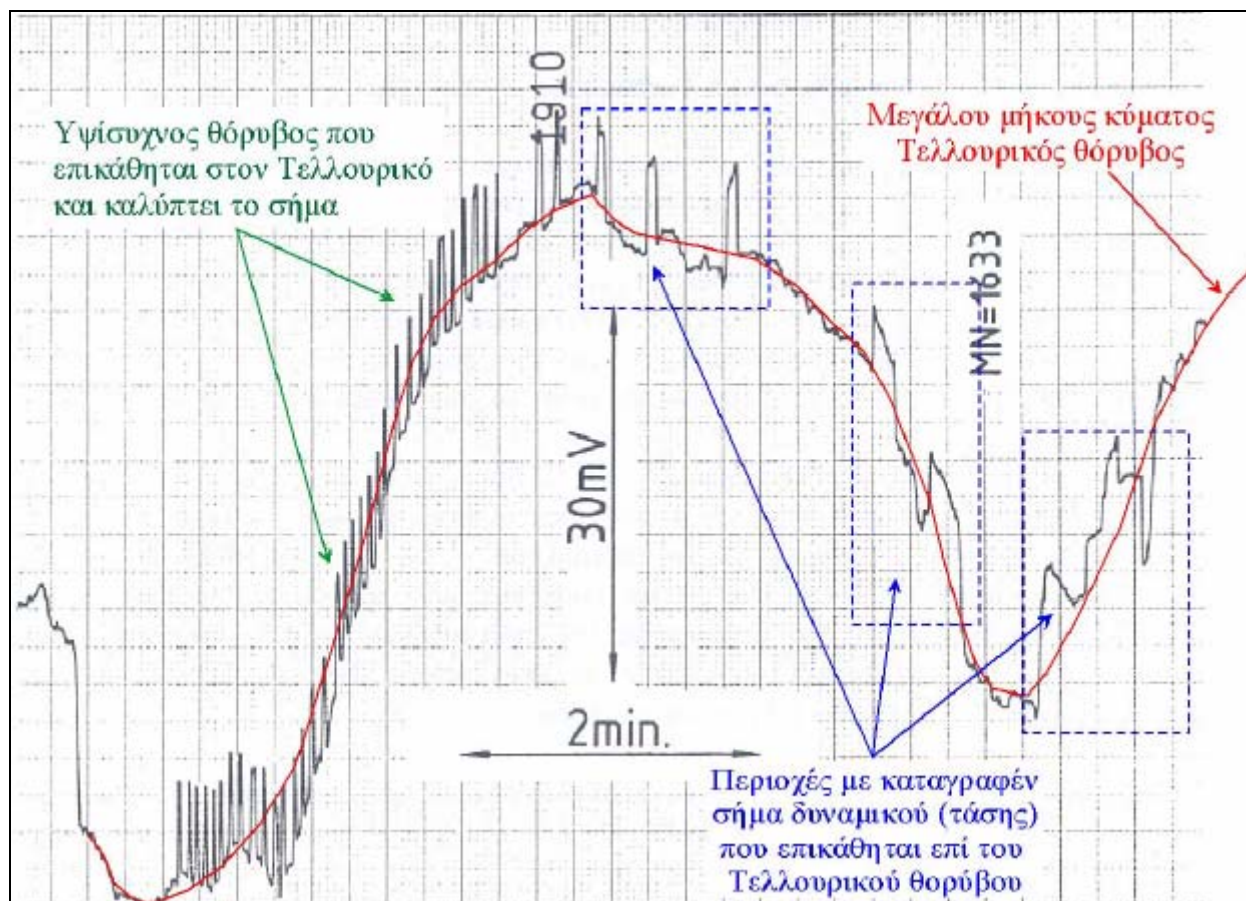
$\Delta V$  όταν αυτή εντοπίζεται πλησίον των ηλεκτροδίων Μ ή Ν. Για να αποφύγουμε τις διαρροές οι πηγές (συσσωρευτές, γεννήτριες κλπ.) καθώς και τα καρούλια των καλωδίων ρεύματος θα πρέπει να απομονωθούν από το έδαφος με παρεμβολή μεταξύ αυτών και του εδάφους κάποιου μονωτικού υλικού.

Ευνοϊκές εδαφικές συνθήκες για την δημιουργία διαρροών είναι οι υψηλές τιμές των αντιστάσεων επαφής στα ηλεκτρόδια ρεύματος και δυναμικού που συνήθως παρατηρούνται στα στεγνά και ξηρά εδάφη. Στη περίπτωση αυτή επειδή το ρεύμα δυσκολεύεται να εισέλθει στο έδαφος από τη θέση του ηλεκτροδίου λόγω της υψηλής αντίστασης επαφής όλα τα φθαρμένα σημεία του καλωδίου από τη πηγή μέχρι το ηλεκτρόδιο αποτελούν ευνοϊκές συνθήκες διαρροής ρεύματος. Η περίπτωση υγρών εδαφών κυρίως μετά από πρόσφατη βροχόπτωση ή όταν τα καλώδια παραμένουν απλωμένα στο πεδίο νύχτες με υγρασία είναι επίσης ευνοϊκές συνθήκες για διαρροή. Οι υψηλές αντιστάσεις επαφής βελτιώνονται θεαματικά διαποτίζοντας την στενή περιοχή επαφής ηλεκτρόδιο-έδαφος με αγωγίμο διάλυμα χλωριούχου νατρίου.

## 2.8 Η Μέτρηση της Διαφοράς Δυναμικού $\Delta V$

Είναι γνωστό ότι  $\Delta V$  είναι η διαφορά δυναμικού που αναπτύσσεται μεταξύ των ηλεκτροδίων δυναμικού Μ και Ν λόγω της ροής ρεύματος στο έδαφος μέσω των ηλεκτροδίων ρεύματος Α και Β. Στην απουσία θορύβων το  $\Delta V$  παρέχεται από την ανάγνωση του βολτομέτρου. Όταν έχουμε παρουσία θορύβου, που προέρχεται από Τελλουρικά ρεύματα που διαρρέουν τη γη ή βιομηχανικά ρεύματα από διαρροές λόγω της γειννίας της περιοχής έρευνας με βιομηχανικές εγκαταστάσεις, δεν είναι δυνατό να προσδιορίσουμε το δυναμικό  $\Delta V$  με μια μόνο απλή μέτρηση διότι δεν θα είναι αντιπροσωπευτική δεδομένου ότι στο μετρούμενο σήμα ( $\Delta V$ ) επικάθεται θόρυβος και το παραμορφώνει (σχήμα 14). Εδώ λοιπόν υπεισέρχεται η παράμετρος S/N που σημαίνει τον λόγο του σήματος προς τον θόρυβο (Signal to Noise ratio).





Σχήμα 14. Τυπική καταγραφή πτώσης τάσης που επικρατεί μεταξύ δύο ηλεκτροδίων δυναμικού έντονα επηρεασμένης από μεγάλου μήκους κύματος Τελλουρικό και υψίσυχνο βιομηχανικό θόρυβο.

Όταν ο λόγος είναι μεγάλος, όπως συμβαίνει στα μικρά αναπτύγματα AB, τόσο επικρατέστερο (ισχυρότερο) είναι το σήμα του θορύβου οπότε η μέση τιμή μερικών αναγνώσεων του βολτομέτρου παρέχει μια αξιόπιστη μέτρηση του δυναμικού. Καθώς όμως ο λόγος εκφυλίζεται, όπως συμβαίνει στα μεγάλα συνήθως αναπτύγματα AB, καθίσταται απαραίτητη η χρησιμοποίηση καταγραφικού συστήματος για την καταγραφή αρκετών μεταβολών του δυναμικού για περαιτέρω ανάλυση τους μετά το πέρας των μετρήσεων. Αυτό που προσδιορίζεται στη περίπτωση αυτή είναι η μέση τιμή των αναγνώσεων του δυναμικού καθώς και η τυπική απόκλιση τους από τη μέση τιμή.

## 2.9 Η Μέτρηση του Ρεύματος Εκπομπής I

Όταν οι θέσεις τοποθέτησης των ηλεκτροδίων ρεύματος έχουν καλά προετοιμασθεί έτσι ώστε να εξασφαλίσουμε την χαμηλότερη αντίσταση επαφής τότε ένα σταθερό ρεύμα έντασης I εισέρχεται στο έδαφος οπότε είναι εύκολη η ανάγνωση του από το αμπερόμετρο. Στα μεγάλα αναπτύγματα ηλεκτροδίων A και B ο παράγων θόρυβος δημιουργεί ένα χαμηλό λόγο σήματος προς θόρυβο οπότε είναι απαραίτητη η χρησιμοποίηση καταγραφέα για την μέτρηση της μέσης τιμής και της τυπικής απόκλισης του ρεύματος.

## 2. 10 Η Μέτρηση του Γεωμετρικού Παράγοντα K

Όπως προηγούμενα είδαμε (σχέση 9) το δυναμικό  $\Delta V$  στη περίπτωση των σημειακών πηγών ρεύματος δίδεται από τη σχέση

$$\Delta V = V_{p_1} - V_{p_2} = \frac{\rho_a I}{2\pi} \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4} \right)$$

λύνοντας ως προς  $\rho_a$  λαμβάνουμε

$$\rho_a = \frac{\Delta V}{I} K$$

όπου η παράσταση

$$K = \frac{2\pi}{\left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4} \right)}$$

ονομάζεται γεωμετρικός παράγοντας.

Μια μέτρηση της ειδικής αντίστασης περιλαμβάνει το προσδιορισμό του λόγου της διαφοράς δυναμικού  $\Delta V$  μεταξύ των ηλεκτροδίων M, N προς το ρεύμα I που διαρρέει το κύκλωμα AB και πολλαπλασιασμό του λόγου με τον γεωμετρικό παράγοντα K που αντιστοιχεί στη διάταξη ηλεκτροδίων που χρησιμοποιούμε.

Στην περίπτωση της ομογενούς ηλεκτρικά γης, ανεξάρτητα από τη θέση των τεσσάρων ηλεκτροδίων, η  $\rho_a$  θα είναι ακριβώς ίση με την ειδική αντίσταση του μέσου. Η ειδική αντίσταση που υπολογίστηκε χρησιμοποιώντας την παραπάνω σχέση καλείται φαινόμενη ειδική αντίσταση (apparent resistivity). Την ονομάζουμε φαινόμενη για τον εξής λόγο. Μπορούμε πάντα να υπολογίσουμε την  $\rho_a$ , και χρειάζεται να γνωρίζουμε μόνο τις θέσεις των ηλεκτροδίων και να μετρήσουμε το ρεύμα και την τάση. Αν, όμως, η γη δεν είναι ηλεκτρικά ομογενής, δηλαδή δεν έχει σταθερή ειδική αντίσταση (η ειδική αντίσταση μεταβάλλεται με το βάθος ή οριζόντια), η ειδική αντίσταση που υπολογίζουμε με την πιο πάνω εξίσωση δεν θα αντιπροσωπεύει την πραγματική ειδική αντίσταση της γης. Στην περίπτωση αυτή η ειδική αντίσταση που μετράμε είναι ισοδύναμη με την ειδική αντίσταση μίας ομογενούς ηλεκτρικά γης τέτοιας που να δημιουργεί στα ηλεκτρόδια δυναμικού πτώση τάσης ίση με αυτή που μετράμε στο πείραμα που διεξάγουμε. Την μετρούμενη στη περίπτωση αυτή ειδική αντίσταση θα την αναφέρουμε ως φαινόμενη ειδική αντίσταση.

Επειδή η τιμή του K εξαρτάται από τις μεταξύ των ηλεκτροδίων αποστάσεις είναι δυνατό να μετρήσουμε τον K με μεγάλη ακρίβεια. Ένα σφάλμα  $\varepsilon\%$  στην μέτρηση της απόστασης OA ή OB οδηγεί σε ένα σφάλμα  $\varepsilon\%$  στη μέτρηση της  $\rho_a$ . Εάν το σφάλμα είναι και στις δύο αποστάσεις OA και OB τότε το σφάλμα της  $\rho_a$  θα είναι  $2\varepsilon\%$ . Σφάλμα  $\varepsilon\%$  στη μέτρηση της απόστασης MN απαιτεί αντίθετης φοράς ( $-\varepsilon\%$ ) διόρθωση στην μετρούμενη  $\rho_a$ . Κατά κανόνα μια τυπική απόκλιση 3% στη μέτρηση του δυναμικού οδηγεί σε ένα αντίστοιχο σφάλμα 3% στη μέτρηση της  $\rho_a$ .

## 2.11 Το σφάλμα στο προσδιορισμό της $\rho_a$

Αναφερόμενοι στη προηγούμενη σχέση

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I} \quad (8)$$

που παρέχει τη τιμή της φαινόμενης ειδικής αντίστασης  $\rho_a$  έχουμε ήδη συζητήσει τον τρόπο μέτρησης κάθε μίας από τις παραμέτρους του δεύτερου μέλους της εξίσωσης και αυτό που απομένει είναι η εκτίμηση του σφάλματος προσδιορισμού της  $\rho_a$ .

Γενικά το σφάλμα στο προσδιορισμό της διαφοράς δυναμικού  $\Delta V$  υπερβαίνει κατά πολύ τα σφάλματα προσδιορισμού των υπόλοιπων παραμέτρων. Σε αυτές τις περιπτώσεις, εάν η τυπική απόκλιση της μέσης τιμής του  $\Delta V$  είναι για παράδειγμα 3%, το σφάλμα της  $\rho_a$  θα είναι επίσης 3%. Αυτό σημαίνει ότι με βεβαιότητα 67% η υπολογιζόμενη τιμή της  $\rho_a$  δεν θα βρίσκεται έξω από τα όρια του  $\rho_a \pm 3\%$ , ενώ είναι σχεδόν 95% βέβαιο ότι η  $\rho_a$  θα βρίσκεται μέσα στα όρια του  $\rho_a \pm 6\%$ .

## 2.12 Πηγές Θορύβου

Ακόμα και στην περίπτωση του απλού παραδείγματος του προηγούμενου κεφαλαίου, υπάρχει ένα πλήθος πηγών θορύβου που μπορούν να επηρεάσουν τις μετρήσεις της τάσης και του ρεύματος, από τις οποίες θα υπολογίσουμε την φαινόμενη ειδική αντίσταση.

- Πόλωση των Ηλεκτροδίων (Electrode Polarization) – ένα μεταλλικό ηλεκτρόδιο, όπως μία χάλκινη ή ατσάλινη ράβδος, σε επαφή με κάποιον ηλεκτρολύτη (εκτός από διάλυμα κορεσμένο με τα δικά της άλατα), όπως το εδαφικό νερό, θα δημιουργήσει ένα μετρήσιμο δυναμικό επαφής. Σε εφαρμογές όπως είναι η μέθοδος του φυσικού δυναμικού, αυτά τα δυναμικά επαφής μπορεί να είναι μεγαλύτερα από το φυσικό δυναμικό που προσπαθούμε να καταγράψουμε. Ακόμα με τις μεθόδους συνεχούς ρεύματος που περιγράφουμε εδώ, τα δυναμικά αυτά μπορεί να αποτελούν ένα σημαντικό κλάσμα του δυναμικού που μετράμε.

Για εργασία με συνεχές ρεύμα, υπάρχουν δύο δυνατές λύσεις για το πρόβλημα αυτό.

1. Χρήση μη πολωτικών ηλεκτροδίων (nonpolarizing electrodes). Πρόκειται για ηλεκτρόδια που περιέχουν μια μεταλλική αγωγίμη ράβδο σε επαφή με κορεσμένο διάλυμα των δικών της αλάτων. Συνήθως χρησιμοποιείται ο χαλκός και ένα διάλυμα θεικού χαλκού. Η ράβδος και το διάλυμα τοποθετούνται σε ένα πορώδες κεραμικό δοχείο, το οποίο επιτρέπει στο κορεσμένο διάλυμα να διαρρέυσει αργά και να κάνει επαφή με το έδαφος. Επειδή τα διαλύματα αυτά είναι μάλλον βλαβερά για το περιβάλλον, και επειδή η μέθοδος που θα περιγράφουμε στη συνέχεια είναι πιο εύκολη στην εφαρμογή της, τα ηλεκτρόδια πορώδους δοχείου σπάνια χρησιμοποιούνται σε εργασίες με συνεχές ρεύμα. Χρησιμοποιούνται όμως ευρέως στις διασκοπήσεις με τη μέθοδο του φυσικού δυναμικού και της επαγόμενης πολικότητας.
2. Μια απλή μέθοδος για να αποφύγουμε την επίδραση των δυναμικών επαφής

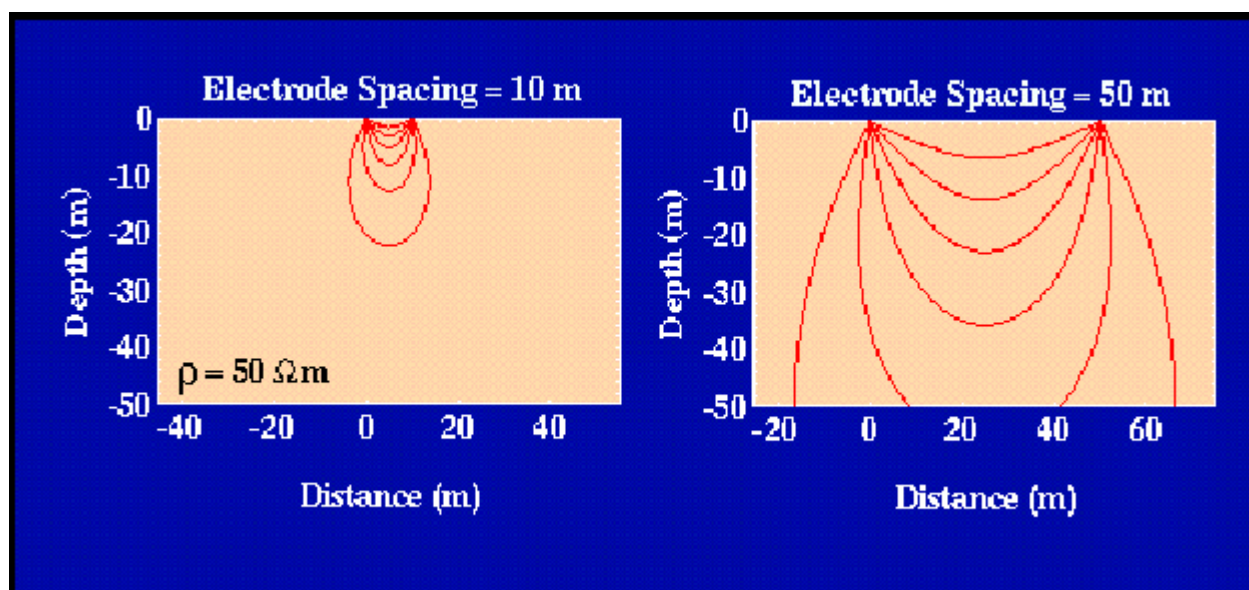
είναι να αντιστρέφουμε περιοδικά τη ροή του ρεύματος στα ηλεκτρόδια ρεύματος ή να χρησιμοποιούμε ένα χαμηλής συχνότητας, λίγων κύκλων ανά λεπτό, εναλλασσόμενο ρεύμα. Καθώς το ρεύμα αντιστρέφεται, η πόλωση σε κάθε ηλεκτρόδιο διακόπτεται κι αρχίζει να αντιστρέφεται. Πραγματοποιώντας μετρήσεις για αρκετούς κύκλους μπορούμε να πάρουμε μετρήσεις με αμελητέες επιδράσεις πόλωσης.

- Τελλουρικά Ρεύματα (Telluric Currents) – όπως περιγράφηκε και προηγουμένως, μέσα στη γη ρέουν φυσικά ηλεκτρικά ρεύματα. Τα ρεύματα αυτά καλούνται τελλουρικά ρεύματα. Η παρουσία αυτών των ρευμάτων μπορεί να παράγει μια μετρήσιμη τάση στα ηλεκτρόδια δυναμικού ακόμα και όταν αυτά δεν διαρρέονται από ρεύμα. Με περιοδική αντιστροφή του ρεύματος στα ηλεκτρόδια ρεύματος ή χρησιμοποιώντας εναλλασσόμενο ρεύμα χαμηλής συχνότητας, η επίδραση των τελλουρικών ρευμάτων στην μετρούμενη τάση μπορεί να καταργηθεί.
- Παρουσία γειτονικών αγωγών – οι ηλεκτρικές διασκοπήσεις δεν μπορούν να πραγματοποιηθούν κοντά σε αγωγούς που κάνουν επαφή με το έδαφος, όπως, για παράδειγμα, η παρουσία θαμμένων σωλήνων ή φρακτών που λειτουργούν ως απορροφητές ρεύματος (καταβόθρες). Λόγω της μικρής τους ειδικής αντίστασης, το ρεύμα θα ρεύσει κατά προτίμηση κατά μήκος αυτών των δομών, παρά μέσα στη γη. Η παρουσία αυτών των γειτονικών αγωγών στην ουσία λειτουργεί ως ηλεκτρικό βραχυκύκλωμα στο σύστημα. (η αγωγιμότητα (conductivity) είναι το αντίθετο της ειδικής αντίστασης. Τα μέσα υψηλής αγωγιμότητας μεταδίδουν το ηλεκτρικό ρεύμα με μεγάλη ευκολία, έχουν επομένως χαμηλή ειδική αντίσταση. Μαθηματικά, η αγωγιμότητα είναι το αντίστροφο της ειδικής αντίστασης και μετριέται σε μονάδες  $1/\text{Ohm}\cdot\text{meter}$ . Ένα siemen (S) ισούται με  $1/\text{Ohm}$ . Επομένως, μονάδα αγωγιμότητας είναι το 1 siemen/meter.)
- Μικρή ειδική αντίσταση κοντά στην επιφάνεια – όπως οι γειτονικοί αγωγοί λειτουργούν ως καταβόθρες που βραχυκυκλώνουν το πείραμα της ειδικής αντίστασης, έτσι και η επιφανειακή ειδική αντίσταση, αν είναι χαμηλή, το ρεύμα δυσκολεύεται να κινηθεί προς τα βαθύτερα πετρώματα της γης. Επομένως, ένα στρώμα υψηλής αγωγιμότητας κοντά στην επιφάνεια, όπως για παράδειγμα ένα στρώμα νερού, μπορεί να εμποδίσει το ρεύμα να διεισδύσει βαθύτερα μέσα στη γη.
- Γεωλογία και τοπογραφία κοντά στα ηλεκτρόδια – κάθε μεταβολή στη γεωλογία ή στο περιεχόμενο νερό γύρω από ένα ηλεκτρόδιο, η οποία προκαλεί μεταβολές στην ειδική αντίσταση κοντά στην επιφάνεια, θα επηρεάσει σημαντικά τις μετρήσεις της ειδικής αντίστασης. Επιπλέον, η ανώμαλη τοπογραφία, θα συγκεντρώσει τη ροή του ρεύματος στις κοιλάδες και θα την διασκορπίσει στους λόφους, επίσης επηρεάζοντας έτσι τις μετρήσεις.
- Επαγωγή του ρεύματος και καλώδια ρεύματος – το ρεύμα, το οποίο διαρρέει τα καλώδια που συνδέουν την πηγή του ρεύματος με τα ηλεκτρόδια ρεύματος, μπορεί να παράγει ένα επαγόμενο ρεύμα στα καλώδια που συνδέουν το βολτόμετρο με τα ηλεκτρόδια τάσης, δημιουργώντας έτσι μια ψευδή καταγραφή. Αυτή η πηγή θορύβου μπορεί να ελαχιστοποιηθεί αν διατηρήσουμε μια απόσταση

ενός, δύο μέτρων μεταξύ των καλωδίων ρεύματος και των καλωδίων τάσης.

### 3. ΒΑΘΟΣ ΔΙΕΙΣΔΥΣΗΣ ΤΟΥ ΡΕΥΜΑΤΟΣ ΚΑΙ ΑΠΟΣΤΑΣΗ ΜΕΤΑΞΥ ΤΩΝ ΗΛΕΚΤΡΟΔΙΩΝ

Όπως είδαμε προηγουμένως, όταν δύο ηλεκτρόδια μεταφερθούν σε κοντινή απόσταση μεταξύ τους, το ρεύμα ρέει κατά μήκος τοξοειδών διαδρομών που συνδέουν τα δύο ηλεκτρόδια. Αν η γη έχει σταθερή ειδική αντίσταση, το 50% περίπου του ρεύματος ρέει διαμέσου των πετρωμάτων μέχρι ένα βάθος μικρότερο της απόστασης μεταξύ των ηλεκτροδίων.



Σχήμα 15. Μεγαλώνοντας την απόσταση των ηλεκτροδίων μεγαλώνει και το βάθος διείσδυσης.

Αυτό υποδηλώνει ότι αν αυξήσουμε την απόσταση μεταξύ των ηλεκτροδίων, περισσότερο από το ρεύμα που διοχετεύουμε θα κινηθεί προς μεγαλύτερα βάθη. Επειδή η συνολική αντίσταση της ηλεκτρικής διαδρομής αυξάνει με την αύξηση της απόστασης των ηλεκτροδίων, για να αναγκάσουμε το ρεύμα να κινηθεί κατά μήκος αυτών των μεγαλύτερων διαδρομών, απαιτείται μια μεγαλύτερη πηγή ρεύματος. Επομένως, μέγιστη απόσταση που μπορεί να χωρίζει τα ηλεκτρόδια ρεύματος καθορίζεται εν μέρει από το μέγεθος της πηγής που χρησιμοποιείται για την παραγωγή ρεύματος.

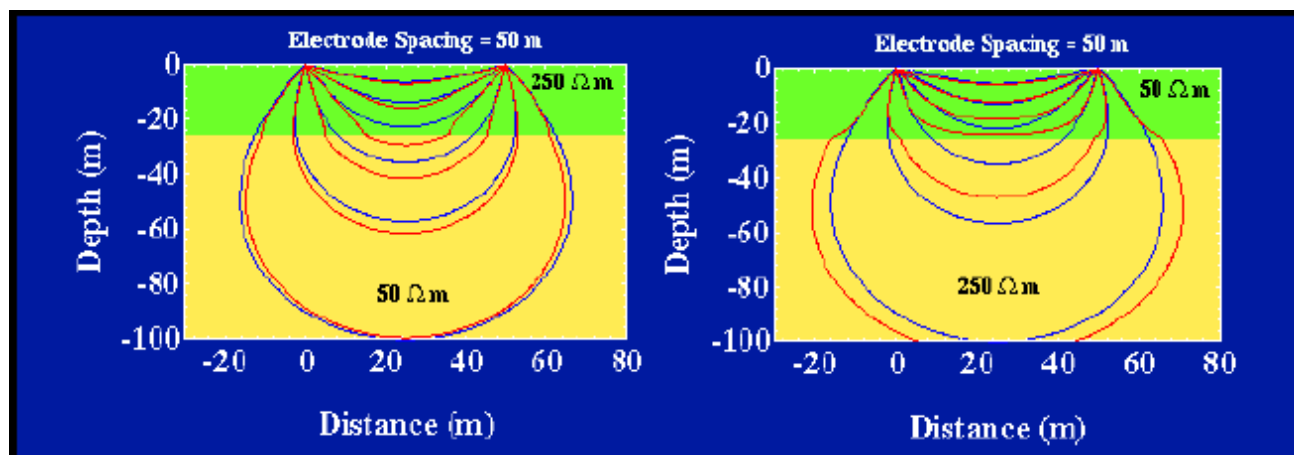
Ας θεωρήσουμε ότι έχουμε μια αρκετά μεγάλη πηγή ρεύματος ώστε να παράγουμε ένα μετρήσιμο ρεύμα στο έδαφος με μεγάλη απόσταση ηλεκτροδίων ρεύματος. Η αύξηση του βάθους διείσδυσης με αύξηση της απόστασης των ηλεκτροδίων ρεύματος αποτελεί έναν τρόπο με τον οποίο μπορούμε να ελπίζουμε ότι θα ερμηνεύσουμε τη δομή της ειδικής αντίστασης στην περιοχή. Επειδή το ρεύμα ρέει κυρίως κοντά στην επιφάνεια για κοντινές αποστάσεις ηλεκτροδίων, οι μετρήσεις της φαινόμενης ειδικής αντίστασης για τις αποστάσεις αυτές θα κυριαρχούνται από την δομή της ειδικής αντίστασης κοντά στην επιφάνεια. Αν τα ηλεκτρόδια ρεύματος και δυναμικού απομακρυνθούν και μετρηθεί ξανά η

φαινόμενη ειδική αντίσταση, οι μετρήσεις αυτές θα εμπεριέχουν πληροφορίες για την βαθύτερη δομή της Γης.

### 3.1 Ροή Ρεύματος σε Μέσο με Στρώση

Πώς η παρουσία μεταβολών της ειδικής αντίστασης σε βάθος επηρεάζουν τη ροή του ηλεκτρικού ρεύματος; Στα προηγούμενα παραδείγματα θεωρήσαμε ότι η Γη έχει σταθερή ειδική αντίσταση. Προφανώς, αυτό δεν είναι αλήθεια, διαφορετικά δεν θα προσπαθούσαμε να χαρτογραφήσουμε τη μεταβολή της ειδικής αντίστασης μέσα στη Γη. Αν και η ειδική αντίσταση μπορεί να μεταβάλλεται με το βάθος αλλά και οριζόντια, θα δεχτούμε αρχικά ότι μεταβάλλεται μόνο με το βάθος. Επιπλέον, θα δεχτούμε οι μεταβολές αυτές μπορούν να ομαδοποιηθούν σε μια σειρά διακριτών στρωμάτων, το καθένα από τα οποία παρουσιάζει σταθερή ειδική αντίσταση. Συνεπώς, αρχικά, δεν θα εξετάσουμε μεταβολές της ειδικής αντίστασης σε οριζόντια διεύθυνση ή συνεχείς μεταβολές με το βάθος.

Στο παρακάτω σχήμα φαίνονται οι διαδρομές της ροής του ρεύματος (κόκκινο) για δύο ηλεκτρόδια ρεύματος σε δύο απλά μοντέλα δύο στρωμάτων. Το μοντέλο στα αριστερά περιλαμβάνει ένα στρώμα υψηλής ειδικής αντίστασης ( $250 \text{ Ohm}\cdot\text{m}$ ) πάνω από ένα στρώμα χαμηλής ειδικής αντίστασης ( $50 \text{ Ohm}\cdot\text{m}$ ). Αυτό το μοντέλο είναι χαρακτηριστικό του προφίλ ειδικής αντίστασης που θα παίρναμε από μια περιοχή όπου ακόρεστα αλλοούβια υπέρκεινται κορεσμένων αλλοουβίων. Το μοντέλο στα δεξιά περιλαμβάνει ένα στρώμα χαμηλής ειδικής αντίστασης ( $50 \text{ Ohm}\cdot\text{m}$ ) που υπέρκειται ενός στρώματος υψηλής ειδικής αντίστασης ( $250 \text{ Ohm}\cdot\text{m}$ ). Για σύγκριση, στο σχήμα επίσης δείχνονται οι διαδρομές που θα ακολουθούσε το ρεύμα αν η Γη είχε σταθερή ειδική αντίσταση (μπλε) ίση με αυτή του ανώτερου στρώματος. Οι διαδρομές αυτές είναι ταυτόσημες με αυτές που περιγράφηκαν προηγουμένως.



Σχήμα 16. Στις παραπάνω φωτογραφίες φαίνονται δύο διαφορετικές περιπτώσεις οριζοντίων στρωμάτων

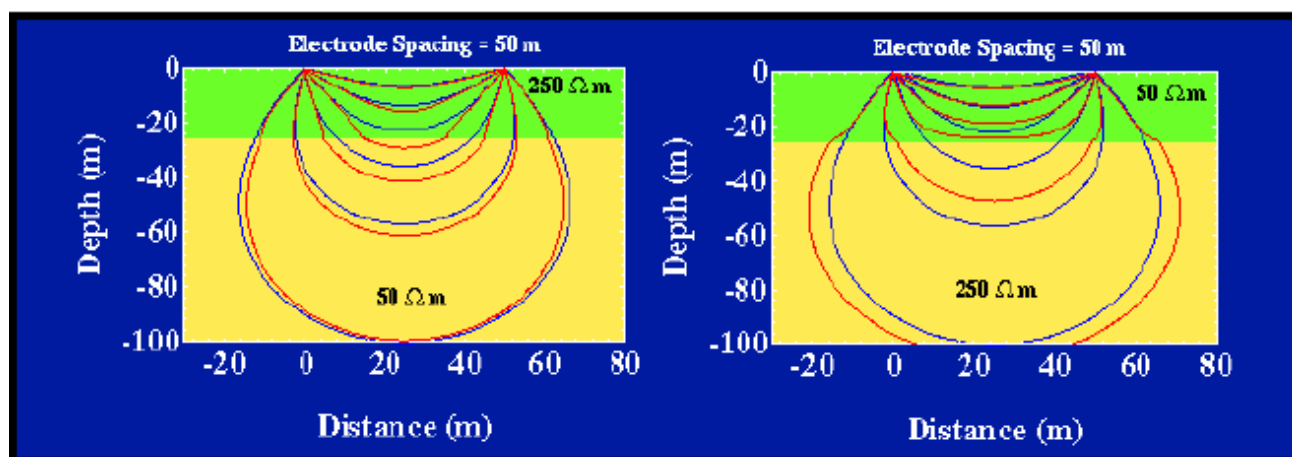
Παρατηρούμε ότι η ροή του ρεύματος στο μέσο που έχει στρώσεις αποκλίνει από αυτή που παρατηρούμε στο ομογενές μέσο. Ιδιαίτερα, παρατηρούμε ότι στο μέσο με στρώση οι γραμμές ροής του ρεύματος είναι παραμορφωμένες με τέτοιο τρόπο ώστε να φαίνεται ότι το ρεύμα κατά προτίμηση έλκεται από το στρώμα χαμηλής ειδικής αντίστασης του μέσου. Στο μοντέλο αριστερά, το ρεύμα φαίνεται να τραβιέται προς τα κάτω μέσα στο στρώμα των  $50 \text{ Ohm}\cdot\text{m}$ . Στο μοντέλο δεξιά, το ρεύμα φαίνεται να κάμπτεται προς τα πάνω, προσπαθώντας να παραμείνει μέσα στο στρώμα χαμηλότερης ειδικής αντίστασης στο πάνω μέρος του

μοντέλου. Αυτό δεν πρέπει να μας προκαλεί έκπληξη. Αυτό που παρατηρούμε είναι η προτίμηση του ρεύματος να ρέει κατά μήκος της διαδρομής με την μικρότερη αντίσταση. Για το μοντέλο αριστερά, η διαδρομή αυτή είναι διαμέσου του βαθύτερου στρώματος, ενώ για το μοντέλο δεξιά, διαμέσου του ρηχότερου στρώματος.

### 3.2 Μεταβολές της Φαινόμενης Ειδικής Αντίστασης: Ομογενή Μέσα και Μέσα με Στρώση

Μια σημαντική συνέπεια της εκτροπής της ροής του ρεύματος μέσα σε ένα μέσο με στρώση είναι ότι μπορεί να επηρεάσει τις μετρήσεις της φαινόμενης ειδικής αντίστασης. Φανταζόμαστε ότι πραγματοποιούμε ένα ηλεκτρικό πείραμα πάνω από τα δύο αυτά μοντέλα μετρώντας τη διαφορά δυναμικού σε δύο σημεία πάνω στην επιφάνεια της γης μεταξύ των δύο ηλεκτροδίων ρεύματος, και στη συνέχεια υπολογίζουμε τη φαινόμενη ειδική αντίσταση. Στα παραδείγματα αυτά, θα θεωρήσουμε ότι τα ηλεκτρόδια δυναμικού βρίσκονται μεταξύ των ηλεκτροδίων ρεύματος και ότι έχουν καθορισμένη απόσταση μεταξύ τους η οποία παραμένει σταθερή καθ' όλη τη διάρκεια του πειράματος. Πρόκειται για την ίδια γεωμετρία για το πείραμα των τεσσάρων ηλεκτροδίων, που περιγράφηκενωρίτερα.

Επειδή το ρεύμα έλκεται κατά προτίμηση από το χαμηλότερο στρώμα στο μοντέλο στα αριστερά (σχήμα 17), η πυκνότητα ρεύματος μεταξύ των δύο ηλεκτροδίων ρεύματος κοντά στην επιφάνεια της Γης (όπου μετρούμε το ηλεκτρικό δυναμικό) θα είναι μικρότερη από αυτή που θα παρατηρούσαμε αν η Γη ήταν ομογενής. Κατά τον ίδιο τρόπο για το μοντέλο στα δεξιά, η πυκνότητα ρεύματος θα είναι υψηλότερη από αυτήν της ομογενούς Γης, επειδή το ρεύμα διοχετεύεται κατά προτίμηση στο επιφανειακό στρώμα.



Σχήμα 17. Στις παραπάνω φωτογραφίες φαίνονται δύο διαφορετικές περιπτώσεις οριζοντίων στρωμάτων

Υπενθυμίζουμε ότι η έκφραση για τον υπολογισμό της φαινόμενης ειδικής αντίστασης, η οποία φαίνεται παρακάτω, είναι συναρτήσεως της απόστασης των ηλεκτροδίων  $r$  (η οποία είναι η ίδια και για τις δύο παραπάνω περιπτώσεις), του ρεύματος  $i$  (δεχόμαστε ότι διοχετεύουμε το ίδιο ρεύμα στο έδαφος και στα δύο μοντέλα), και της διαφοράς δυναμικού (τάσης)  $\Delta V$  μεταξύ των δύο ηλεκτροδίων δυναμικού. Μπορούμε να δείξουμε ότι η διαφορά δυναμικού,  $\Delta V$ , είναι ανάλογη της πυκνότητας ρεύματος γύρω από τα ηλεκτρόδια δυναμικού. Επομένως, για την περίπτωση στα δεξιά, η διαφορά δυναμικού θα είναι μικρότερη από αυτή που θα παρατηρούσαμε αν η Γη ήταν ομογενής, εφόσον η πυκνότητα

ρεύματος είναι μικρότερη από αυτή της ομογενούς Γης. Επομένως η μετρούμενη φαινόμενη ειδική αντίσταση θα είναι μειωμένη. Αντίστροφα, για την περίπτωση στα δεξιά, η διαφορά δυναμικού θα είναι μεγαλύτερη από αυτή που θα παρατηρούσαμε αν η Γη ήταν ομογενής, και η μετρούμενη φαινόμενη ειδική αντίσταση θα είναι μεγαλύτερη.

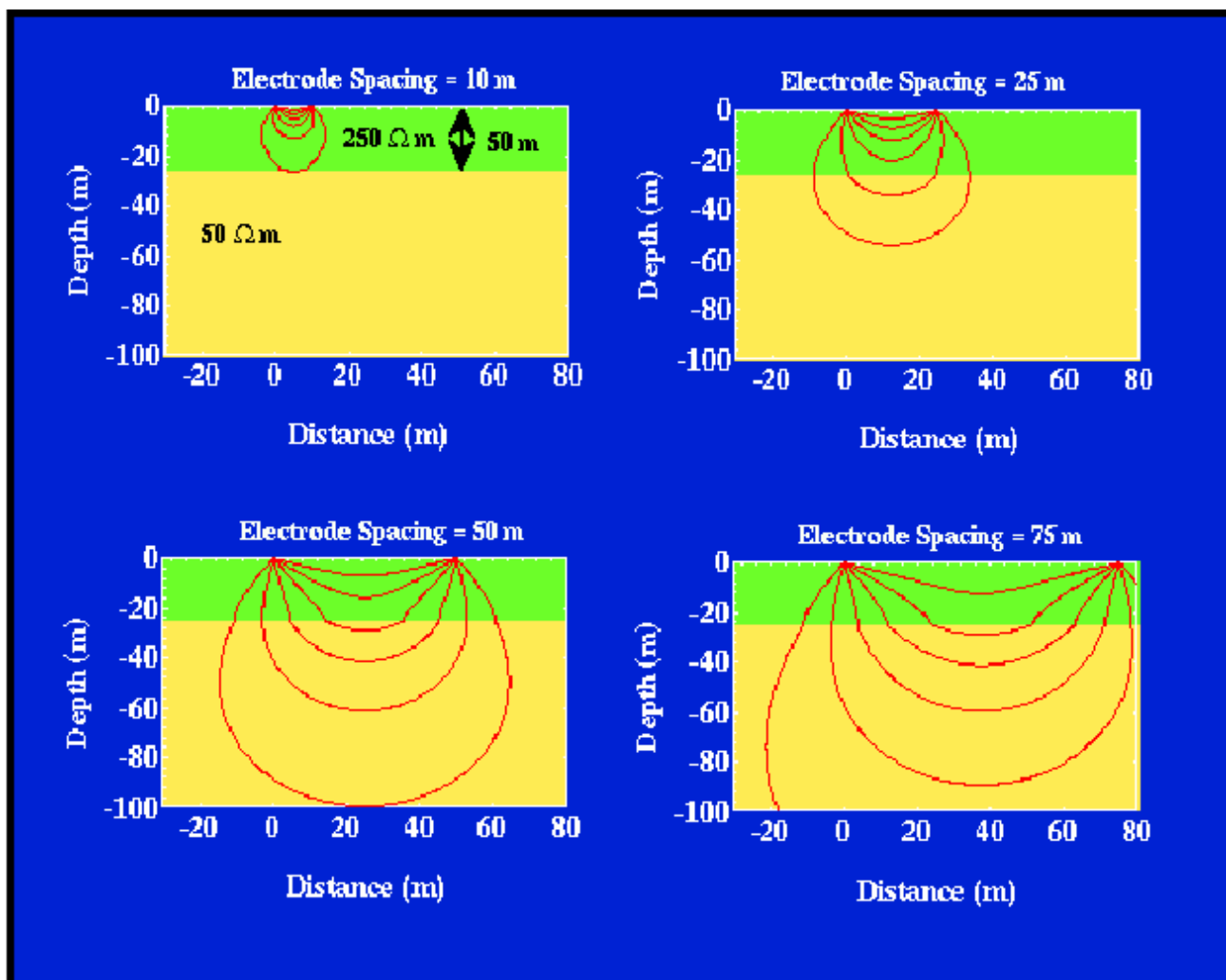
$$\rho_a = \frac{2\pi\Delta V}{i} \left[ \frac{1}{\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4}\right)} \right]$$

### 3.3 Ροή του Ρεύματος σε Μέσο με Στρώση και Απόσταση μεταξύ των Ηλεκτροδίων

Φανταζόμαστε ότι πραγματοποιούμε μία σειρά πειραμάτων με τέσσερα ηλεκτρόδια, κάθε ένα από τα οποία επικεντρώνεται στο ίδιο περίπου σημείο. Ας θεωρήσουμε ότι τα ηλεκτρόδια δυναμικού παραμένουν μεταξύ των ηλεκτροδίων ρεύματος και ότι η απόστασή τους διατηρείται σταθερή. Αρχικά, τα ηλεκτρόδια ρεύματος τοποθετούνται κοντά μεταξύ τους και μετράμε το ρεύμα και την τάση, από τα οποία υπολογίζουμε την φαινόμενη ειδική αντίσταση. Στην συνέχεια πραγματοποιούμε το ίδιο πείραμα, αλλά αυξάνουμε συστηματικά την απόσταση των ηλεκτροδίων ρεύματος ενώ διατηρούμε την απόσταση των ηλεκτροδίων δυναμικού σταθερή. Τι θα συμβεί τότε;

Θεωρούμε το μοντέλο της γης που δείχνεται παρακάτω. Ένα στρώμα υψηλής ειδικής αντίστασης βρίσκεται πάνω από ένα στρώμα χαμηλής ειδικής αντίστασης.





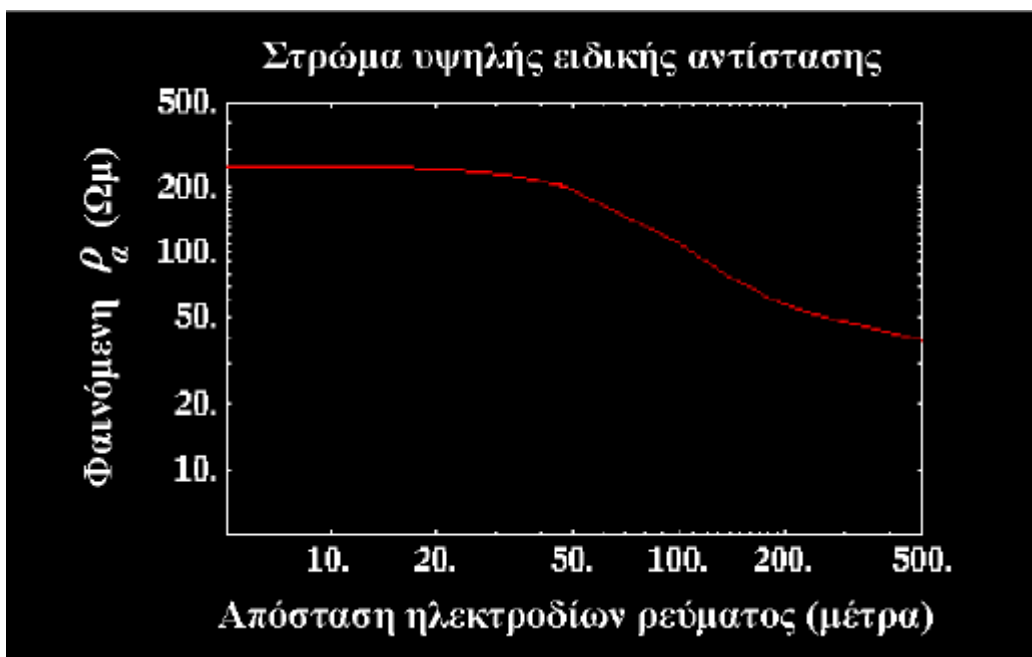
Σχήμα 18. Στις παραπάνω φωτογραφίες βλέπουμε την συμπεριφορά των γραμμών ροής όταν αυξάνεται η απόσταση των ηλεκτροδίων όταν έχουμε ένα στρώμα με μεγαλύτερη ωμική αντίσταση πάνω από ένα άλλο με μικρότερη αντίσταση.

Όταν τα ηλεκτρόδια ρεύματος βρίσκονται κοντά, στην περιοχή που περιβάλλει τις θέσεις των ηλεκτροδίων δυναμικού (μεταξύ των δύο ηλεκτροδίων ρεύματος), το μεγαλύτερο μέρος του ρεύματος ρέει δια μέσου του ανώτερου στρώματος κατά μήκος διαδρομών που βρίσκονται κοντά σε αυτές που θα ακολουθούσε το ρεύμα αν το μοντέλο ήταν ομογενές. .ηλαδή, σε αυτή την διάταξη των ηλεκτροδίων, η ροή του ρεύματος δεν διαταράσσεται αρκετά κοντά στα ηλεκτρόδια δυναμικού, ώστε να μπορέσουμε εμείς να τα διακρίνουμε μεταξύ του μοντέλου με τα στρώματα και του μοντέλου της ομογενούς Γης με ειδική αντίσταση ίση με την ειδική αντίσταση του ανώτερου στρώματος. Συνεπώς, η μετρούμενη φαινόμενη ειδική αντίσταση θα είναι παρόμοια με την ειδική αντίσταση του ανώτερου στρώματος, 250 Ohm·m.

Τώρα, θα αυξήσουμε την απόσταση των ηλεκτροδίων ρεύματος και θα επαναλάβουμε το ίδιο πείραμα. Για μεγαλύτερες αποστάσεις ηλεκτροδίων ρεύματος, η ροή ρεύματος κοντά στα ηλεκτρόδια δυναμικού είναι σημαντικά αλλαγμένη από την παρουσία της υπόγειας ασυνέχειας. Στην περίπτωση αυτή, το ρεύμα έλκεται κατά προτίμηση προς τα κάτω μέσα στο στρώμα χαμηλής ειδικής αντίστασης, μειώνοντας την πυκνότητα ρεύματος μεταξύ των δύο ηλεκτροδίων ρεύματος όπου θα μετρήσουμε την τάση με τα δύο ηλεκτρόδια δυναμικού.

Η μείωση αυτή της πυκνότητας ρεύματος θα έχει ως αποτέλεσμα να μειωθεί η τιμή της ειδικής αντίστασης που υπολογίζουμε κάτω από τα 250 Ohm·m.

Για πολύ μεγάλες αποστάσεις των ηλεκτροδίων ρεύματος, κάτω από τα ηλεκτρόδια δυναμικού, η μορφή της ροής του ρεύματος είναι και πάλι παρόμοια με αυτή που θα παρατηρούσαμε στο μοντέλο της ομογενούς Γης. Στην περίπτωση αυτή, όμως, το μέσο έχει ειδική αντίσταση ίση με 50 Ohm·m, και όχι 250 Ohm·m. Επομένως, αν θέλαμε να υπολογίσουμε και να σχεδιάσουμε την φαινόμενη ειδική αντίσταση για διάφορες αποστάσεις των ηλεκτροδίων ρεύματος ενώ διατηρούμε την απόσταση των ηλεκτροδίων δυναμικού σταθερή, θα παίρναμε ένα διάγραμμα παρόμοιο με αυτό του παρακάτω σχήματος.

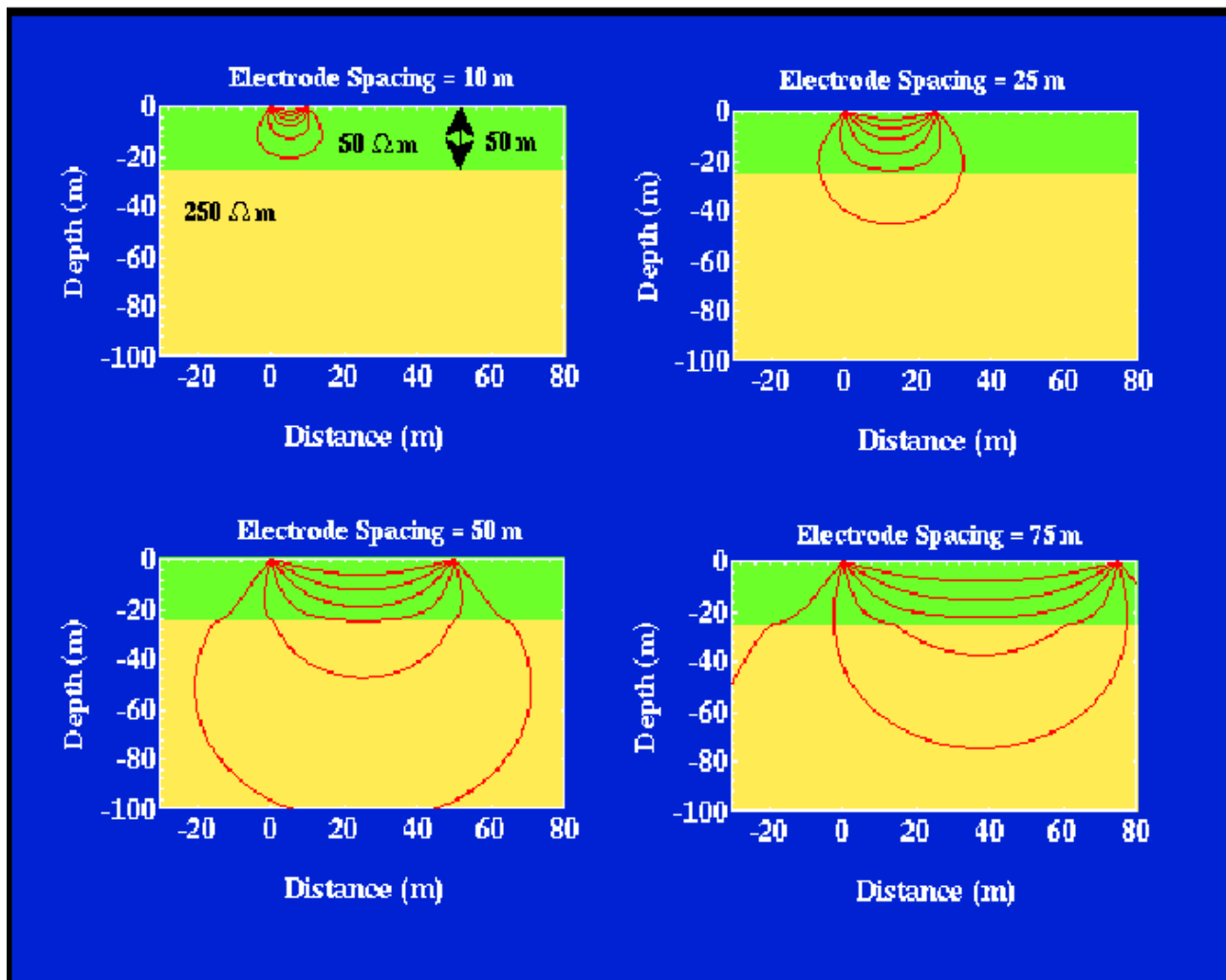


Σχήμα 19. Γεωηλεκτρική καμπύλη

Παρατηρούμε ότι πρόκειται για ένα δι-λογαριθμικό διάγραμμα το οποίο είναι σύνηθες για τις καμπύλες αυτού του τύπου. Αντί να σχεδιάζουμε την φαινόμενη ειδική αντίσταση συναρτήσεως της απόστασης των ηλεκτροδίων ρεύματος, σχεδιάσαμε την καταγραφή του λογάριθμου (με βάση 10) της φαινόμενης ειδικής αντίστασης συναρτήσεως της καταγραφής του λογάριθμου (με βάση 10) της απόστασης των ηλεκτροδίων ρεύματος. Αυτό συμβαίνει διότι, στην πράξη, θα δούμε ότι τόσο οι φαινόμενες ειδικές αντιστάσεις, όσο και οι αποστάσεις των ηλεκτροδίων ρεύματος μπορεί να κυμαίνονται έως και δύο ή τρεις τάξεις μεγέθους (π.χ. οι αποστάσεις μπορούν αυξηθούν από 0.25m στα 250m). Η χρήση των λογαριθμικών διαγραμμάτων μας παρέχει το μέσο ώστε να συμπιέσουμε τη σχετική πληροφορία σε ένα μόνο γράφημα. Στο παραπάνω παράδειγμα, παρατηρούμε ότι η φαινόμενη ειδική αντίσταση δεν προσεγγίζει την ειδική αντίσταση του κατώτερου στρώματος μέχρι που η απόσταση των ηλεκτροδίων προσεγγίζει τα 500m! Επομένως, για να δούμε μια βαθιά δομή απαιτούνται μεγάλες αποστάσεις των ηλεκτροδίων. Ένας καλός εμπειρικός κανόνας είναι ότι η απόσταση των ηλεκτροδίων ρεύματος πρέπει να είναι 10 φορές μεγαλύτερη από το βάθος το οποίο θέλουμε να δούμε.

### 3.4 Ένα ακόμα παράδειγμα Ροής του Ρεύματος σε Μέσο με Στρώσεις

Θεωρούμε το παράδειγμα του παρακάτω σχήματος. Στην περίπτωση αυτή, ένα στρώμα χαμηλής ειδικής αντίστασης υπέρκειται ενός ημιχώρου υψηλότερης ειδικής αντίστασης.



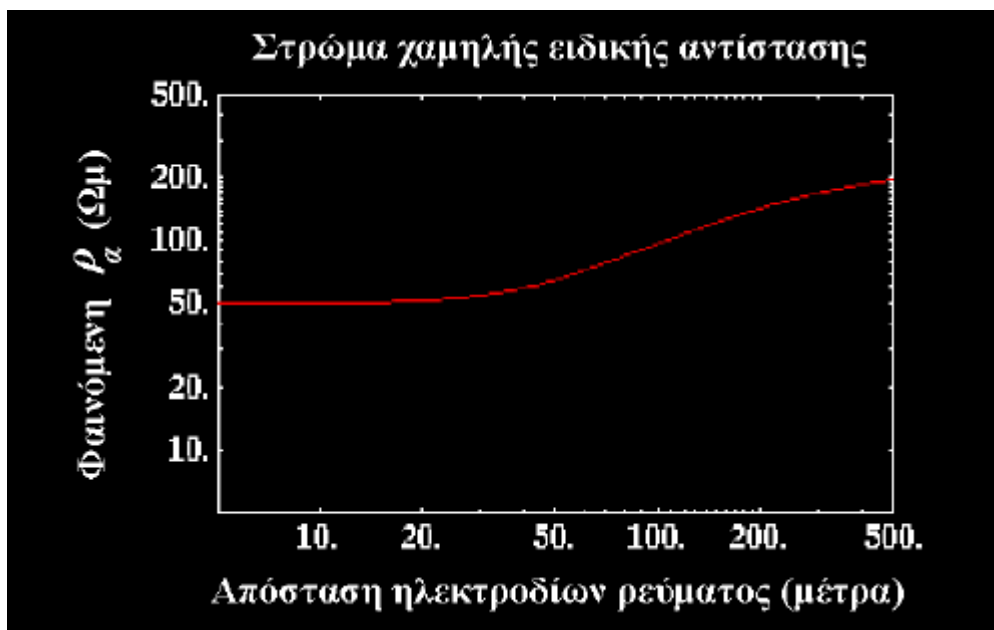
Σχήμα 20. Στις παραπάνω φωτογραφίες βλέπουμε την συμπεριφορά των γραμμών ροής όταν αυξάνεται η απόσταση των ηλεκτροδίων όταν έχουμε ένα στρώμα με μικρότερη ωμική αντίσταση πάνω από ένα άλλο με μεγαλύτερη αντίσταση.

Αρχικά, με τα ηλεκτρόδια ρεύματος να βρίσκονται κοντά μεταξύ τους, το μεγαλύτερο μέρος του ρεύματος περιορίζεται στο ανώτερο στρώμα κατά μήκος διαδρομών οι οποίες βρίσκονται πολύ κοντά σε αυτές που θα είχαμε αν το μοντέλο ήταν ομογενές. Η φαινόμενη ειδική αντίσταση που υπολογίζουμε είναι σχεδόν ίση με αυτή του ανώτερου στρώματος,  $50 \text{ Ohm}\cdot\text{m}$ .

Για μεγαλύτερες αποστάσεις των ηλεκτροδίων ρεύματος, περισσότερο ρεύμα ρέει σε μεγαλύτερα βάθη. Μεταξύ των δύο ηλεκτροδίων ρεύματος, όπου βρίσκονται τα ηλεκτρόδια δυναμικού, οι γραμμές της ροής του ρεύματος παραμορφώνονται σημαντικά από την παρουσία του στρώματος υψηλής ειδικής αντίστασης που βρίσκεται στο βάθος. Επομένως, γύρω από τα ηλεκτρόδια δυναμικού η πυκνότητα του ρεύματος είναι μεγαλύτερη από αυτή της ομογενούς Γης. Η σχετική αύξηση στην πυκνότητα του ρεύματος θα έχει ως αποτέλεσμα

η τιμή της φαινόμενης ειδικής αντίστασης που υπολογίζουμε να είναι μεγαλύτερη από τα 50 Ohm·m.

Για πολύ μεγάλες αποστάσεις των ηλεκτροδίων ρεύματος, η ροή του ρεύματος γύρω από τα ηλεκτρόδια δυναμικού προσεγγίζει και πάλι αυτή που παρατηρούμε για ομογενή Γη. Στη συγκεκριμένη περίπτωση, ωστόσο, επειδή το μεγαλύτερο μέρος του ρεύματος ρέει μέσα στο χαμηλότερο στρώμα, γύρω από τα ηλεκτρόδια δυναμικού, η τιμή της φαινόμενης ειδικής αντίστασης που υπολογίζουμε θα είναι κοντά στα 250 Ohm·m. Ένα διάγραμμα της φαινόμενης ειδικής αντίστασης συναρτήσει της απόστασης των ηλεκτροδίων ρεύματος φαίνεται στο παρακάτω σχήμα.



Σχήμα 21. Γεωηλεκτρική καμπύλη

Επειδή το ρεύμα προτιμάει να ρέει μέσα στο πρώτο στρώμα, παρατηρούμε ότι η φαινόμενη ειδική αντίσταση προσεγγίζει την ειδική αντίσταση του ημιχώρου πιο αργά (δηλαδή με μεγαλύτερη απόσταση ηλεκτροδίων) από ό,τι στην προηγούμενη περίπτωση.

#### 4. ΤΥΠΟΙ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΕΩΝ: ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΕΣ ΚΑΙ ΠΛΕΥΡΙΚΕΣ ΕΡΕΥΝΕΣ ΕΙΔΙΚΗΣ ΑΝΤΙΣΤΑΣΗΣ

Μέχρι στιγμής, έχουμε δει πώς η γεωλογική δομή μπορεί να επηρεάσει τη ροή του ρεύματος και τις μετρήσεις της τάσης στην επιφάνεια της Γης. Έχουμε περιγράψει πώς οι μεταβολές της ειδικής αντίστασης με το βάθος μπορούν να ανιχνευθούν με αύξηση της απόστασης των ηλεκτροδίων ρεύματος, υπολογίζοντας τη φαινόμενη ειδική αντίσταση για διάφορες αποστάσεις των ηλεκτροδίων. Δεν έχουμε όμως περιγράψει τις τεχνικές που εφαρμόζουμε στην ύπαιθρο για την ηλεκτρική διασκόπηση.

Πριν προχωρήσουμε στην περιγραφή αυτών των διαδικασιών, υπάρχει ένα σημαντικό σημείο που πρέπει να επισημάνουμε όσον αφορά στις γεωλογικές δομές που έχουμε εξετάσει μέχρι στιγμής. Η μέθοδος της ειδικής αντίστασης αντιπροσωπεύει την πρώτη μέθοδο που έχουμε περιγράψει, η οποία μπορεί να ανιχνεύσει μεταβολές με το βάθος μιας

σχετικής με τη γεωλογία παραμέτρου. Για παράδειγμα, αν εκτελούσαμε μια βαρυτομετρική ή μαγνητική διασκόπηση πάνω από δομές των οποίων η πυκνότητα ή η μαγνητική επιδεκτικότητα μεταβάλλονται μόνο με το βάθος, δεν θα παρατηρούσαμε μεταβολές στο γήινο βαρυτικό ή μαγνητικό πεδίο. Επομένως, οι μέθοδοι αυτές δεν είναι ευαίσθητες σε μεταβολές που σχετίζονται μόνο με το βάθος.

- Βυθοσκοπήσεις ειδικής αντίστασης (Resistivity Soundings) – Όπως έχουμε ήδη δείξει, η μέθοδος της ειδικής αντίστασης μπορεί να εντοπίσει μεταβολές στην ειδική αντίσταση που συμβαίνουν μόνο με το βάθος. Μάλιστα, η μέθοδος αυτή εφαρμόζεται περισσότερο από όλες όταν θέλουμε να δούμε τις μεταβολές της ειδικής αντίστασης με το βάθος. Οι διασκοπήσεις που σχεδιάζονται για τον προσδιορισμό των μεταβολών της ειδικής αντίστασης με το βάθος πάνω από ένα καθορισμένο σημείο στην επιφάνεια καλούνται βυθοσκοπήσεις ειδικής αντίστασης. Κατά κανόνα, τα πειράματα με τα δύο ηλεκτρόδια που περιγράφηκαν προηγουμένως, αποτελούν παραδείγματα βυθοσκοπήσεων. Στα πειράματα αυτά, η απόσταση των ηλεκτροδίων μεταβάλλεται για κάθε μέτρηση. Το κέντρο της διάταξης όμως, όπου μετριέται το ηλεκτρικό δυναμικό, παραμένει σταθερό. Ένα παράδειγμα προβλήματος, για την επίλυση του οποίου μπορεί κανείς να χρησιμοποιήσει την βυθοσκόπηση ειδικής αντίστασης, είναι ο προσδιορισμός του υδροφόρου ορίζοντα.
- Προφίλ ειδικής αντίστασης (Resistivity Profiling) – Όπως και με τις βαρυτομετρικές και μαγνητικές μεθόδους, η διασκόπηση ειδικής αντίστασης μπορεί επίσης να χρησιμοποιηθεί για την ανίχνευση των πλευρικών μεταβολών της ειδικής αντίστασης. Σε αντίθεση με τις βυθοσκοπήσεις, στα προφίλ χρησιμοποιούνται σταθερές αποστάσεις ηλεκτροδίων, και το κέντρο του απλώματος των ηλεκτροδίων μεταφέρεται σε κάθε μέτρηση. Τα πειράματα αυτά επομένως παρέχουν μετρήσεις της χωρικής μεταβολής της ειδικής αντίστασης για καθορισμένη απόσταση ηλεκτροδίων. Οι διασκοπήσεις που σχεδιάζονται για τον προσδιορισμό των πλευρικών μεταβολών της ειδικής αντίστασης καλούνται προφίλ ειδικής αντίστασης.

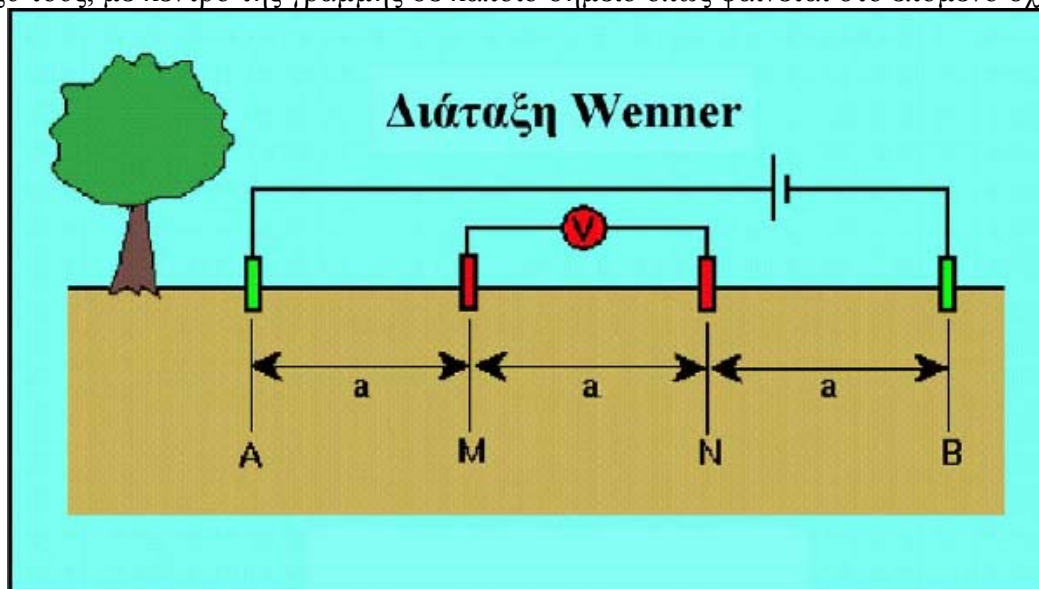
Ένα παράδειγμα προβλήματος, για την επίλυση του οποίου μπορεί κανείς να χρησιμοποιήσει προφίλ ειδικής αντίστασης είναι για τον προσδιορισμό ενός κατακόρυφου ρήγματος.

#### **4.1 Έρευνα Κατακόρυφης Μεταβολής της Ειδικής Αντίστασης: (Ηλεκτρικές Βυθοσκοπήσεις)**

Στις ηλεκτρικές βυθομετρήσεις (Resistivity Soundings) μεταβάλλονται οι αποστάσεις μεταξύ των ηλεκτροδίων ρεύματος και δυναμικού διατηρούμενης της συμμετρίας τους ως προς το κέντρο της διάταξης (κέντρο της βυθομέτρησης). Εφ' όσον το βάθος της έρευνας αυξάνει εν γένει με την αύξηση της απόστασης των ηλεκτροδίων οι ηλεκτρικές βυθομετρήσεις χρησιμοποιούνται όταν θέλουμε να μάθουμε πώς η ειδική αντίσταση μεταβάλλεται με το βάθος. Όταν πραγματοποιούμε βυθοσκοπήσεις ειδικής αντίστασης, δύο τύποι διασκόπησης χρησιμοποιούνται περισσότερο. Και για τους δύο τύπους, τα ηλεκτρόδια κατανέμονται κατά μήκος μια γραμμής, το κέντρο της οποίας αποτελεί τη θέση της βυθοσκόπησης. Η πιο απλή τοποθέτηση των ηλεκτροδίων, από άποψη γεωμετρίας, καλείται μέθοδος Wenner. Η πιο οικονομική σε χρόνο εργασιών υπαίθρου καλείται μέθοδος Schlumberger.

## 4.2 Διάταξη Wenner

Για μία διασκόπηση με τη μέθοδο Wenner, τα δύο ηλεκτρόδια ρεύματος (πράσινο) και τα δύο ηλεκτρόδια δυναμικού (κόκκινο) τοποθετούνται σε μία ευθεία, σε ίσες αποστάσεις μεταξύ τους, με κέντρο της γραμμής σε κάποιο σημείο όπως φαίνεται στο επόμενο σχήμα.



Σχήμα 22. Διάταξη Wenner

Η φαινόμενη ειδική αντίσταση που υπολογίζεται από τις μετρήσεις της τάσης,  $\Delta V$ , και του ρεύματος,  $i$ , δίνεται από την απλή εξίσωση

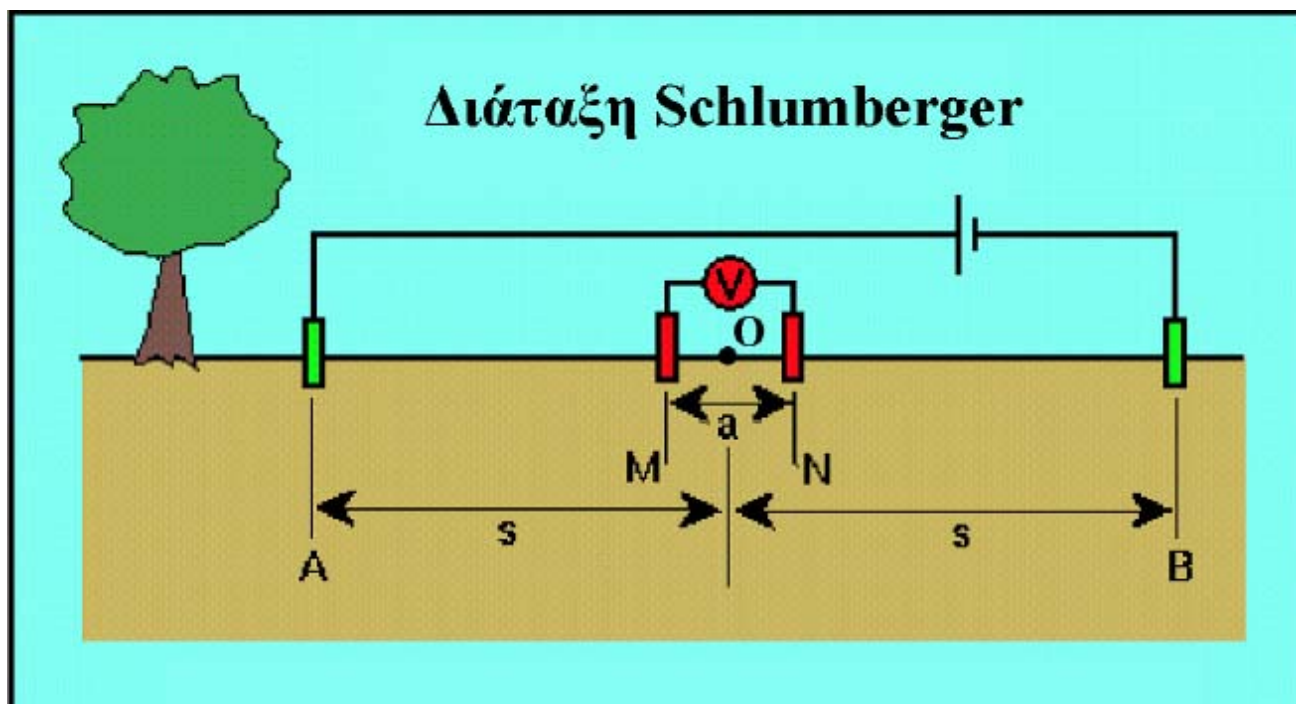
$$\rho_a = 2\pi aR$$

Η εξίσωση αυτή δεν είναι τίποτε περισσότερο από την έκφραση της φαινόμενης ειδικής αντίστασης που είδαμε προηγουμένως, όπου οι αποστάσεις των ηλεκτροδίων είναι σταθερές και ίσες με  $a$ . Για να δημιουργήσουμε ένα διάγραμμα της φαινόμενης ειδικής αντίστασης συναρτήσει της απόστασης των ηλεκτροδίων, από το οποίο θα ερμηνεύσουμε τη μεταβολή της ειδικής αντίστασης με το βάθος, πρέπει να υπολογίσουμε την φαινόμενη ειδική αντίσταση για διαφορές τιμές της απόστασης των ηλεκτροδίων,  $a$ . Δηλαδή, αφού ολοκληρώσουμε μια μέτρηση, πρέπει να μετακινήσουμε και τα τέσσερα ηλεκτρόδια σε νέες θέσεις.

## 4.3 Διάταξη Schlumberger

Για την διενέργεια μιας ηλεκτρικής βυθομέτρησης Schlumberger στο πεδίο τα ηλεκτρόδια ρεύματος και δυναμικού διατάσσονται στο έδαφος κατά μήκος ευθείας γραμμής σε συγκεκριμένες μεταξύ τους αποστάσεις. Τα ηλεκτρόδια ρεύματος όσο και τα ηλεκτρόδια δυναμικού είναι συμμετρικά τοποθετημένα ως προς κέντρο συμμετρίας,  $O$ , το οποίο ονομάζεται κέντρο της διάταξης (σχήμα 23). Όμως, τα τέσσερα ηλεκτρόδια ρεύματος και δυναμικού δεν ισαπέχουν μεταξύ τους όπως στη διάταξη Wenner.

Διεξάγοντες βυθομετρήσεις με διάταξη ηλεκτροδίων κατά Schlumberger η απόσταση των ηλεκτροδίων δυναμικού  $M, N$  πρέπει πάντοτε να διατηρείται μικρότερη του 40% της απόστασης  $AB/2$ . Στις μετρήσεις πεδίου απομακρύνουμε διαδοχικά τα ηλεκτρόδια ρεύματος (αυξάνουμε την απόσταση  $AB$ ) ενώ διατηρούμε σταθερή την απόσταση  $MN$ . Με αυτό το τρόπο έχουμε μια γρήγορη μείωση της διαφοράς δυναμικού στα άκρα των ηλεκτροδίων δυναμικού  $MN$  (γιατί;), όπου από κάποια στιγμή και μετά ο θόρυβος γίνεται μεγαλύτερος του μετρούμενου σήματος  $\Delta V$  στα άκρα  $M, N$  και η μέτρηση του  $\Delta V$  καθίσταται αδύνατη. Σ' αυτό το σημείο μία αύξηση της απόστασης  $MN$  θεωρείται απαραίτητη, τέτοια όμως ώστε να ισχύει ο περιορισμός η  $MN$  να παραμένει μικρότερη του 40% της απόστασης  $AB/2$ , και η εργασία συνεχίζεται.



Σχήμα 23. Διατάξη Schlumberger.

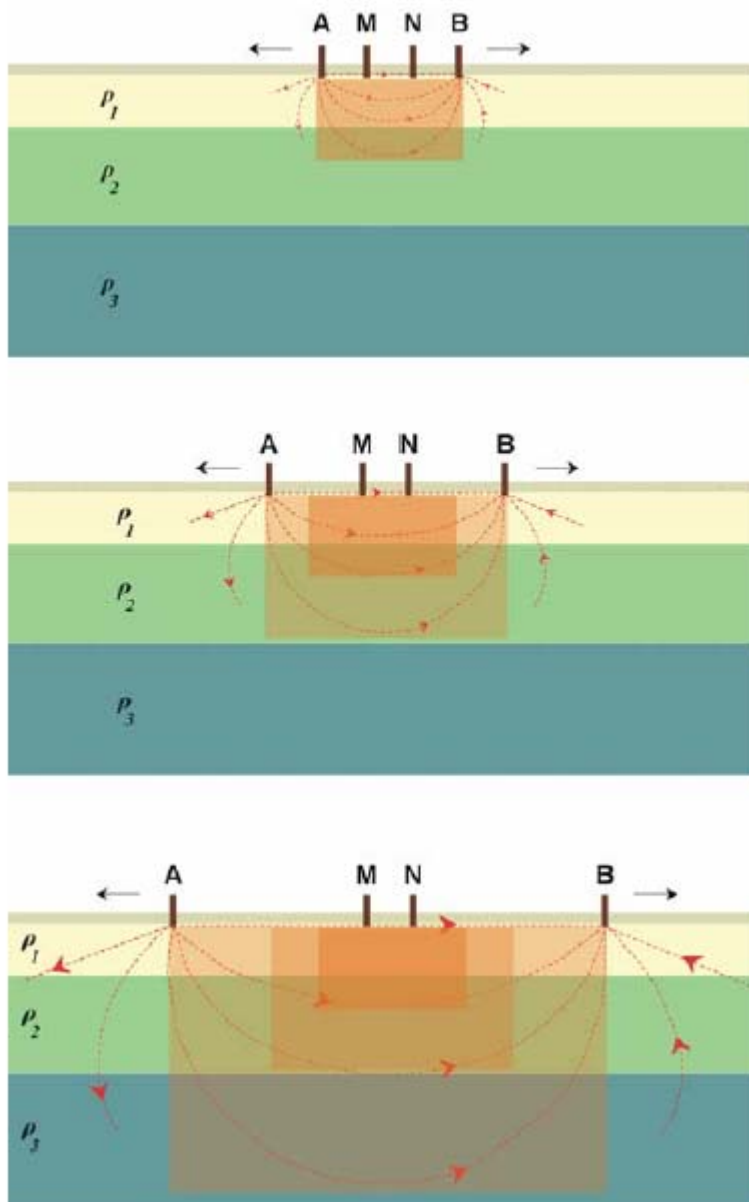
Για κάθε θέση των ηλεκτροδίων η φαινόμενη ειδική αντίσταση  $\rho_a$  υπολογίζεται από την σχέση (8) όπου η ποσότητα

$$K = \frac{\pi(s^2 - a^2/4)}{a} \quad (9)$$

είναι ο γεωμετρικός παράγοντας για την διάταξη Schlumberger.

Οι τιμές της  $\rho_a$  προβάλλονται ως συνάρτηση του ημι-αναπτύγματος  $AB/2$  των ηλεκτροδίων ρεύματος σε διλογαριθμικούς άξονες δημιουργώντας έτσι την ηλεκτρική καμπύλη της βυθομέτρησης (sounding curve) η οποία αποτελεί το βασικό τεκμήριο για την ερμηνεία.

Καθώς η απόσταση μεταξύ των ηλεκτροδίων ρεύματος αυξάνει ο συνολικός όγκος της γης που ελέγχεται από την μέτρηση αυξάνει επίσης, τόσο σε βάθος όσο και πλευρικά. Έδομένου ότι το κέντρο της διάταξης παραμένει σταθερό και εκείνο που αλλάζει είναι οι διαδοχικά διευρυνόμενες αποστάσεις  $AB$  είναι φανερό ότι οι διαδοχικά διευρυνόμενοι γήινοι όγκοι που ελέγχονται από τις μετρήσεις αλληλεπικαλύπτονται (σχήμα 24).



Σχήμα 24. Αλληλεπικαλύψη των γήινων όγκων καθώς αυξάνεται το εύρος των ηλεκτροδίων

Όπως και νωρίτερα είδαμε η ειδική αντίσταση μπορεί μεν στην πραγματικότητα να μεταβάλλεται τόσο με το βάθος όσο και οριζόντια, δεχθήκαμε όμως ότι για την ερμηνεία των ηλεκτρικών βυθομετρήσεων η γη θεωρείται οριζόντια στρωματομένη όπου μέσα στο κάθε στρώμα η ειδική αντίσταση παραμένει σταθερή (ομοιογενή στρώματα) και μεταβάλλεται μόνο με το βάθος όπου αλλάζει τιμή από στρώμα σε στρώμα. Γίνεται συνεπώς αντιληπτό ότι οι μετρήσεις της φαινόμενης ειδικής αντίστασης με την διαδοχική αύξηση της απόστασης AB θα σχετίζονται αυστηρά μόνον με την σε βάθος αύξηση των αλληλεπικαλυπτόμενων γήινων όγκων που αναφέραμε προηγούμενα και όχι με την πλευρική αύξηση αυτών λόγω της παραδοχής που έχουμε κάνει για πλευρικά ομοιογενή και οριζόντια στρωματομένη γη. Έτσι, οι μετρούμενες τιμές της ειδικής αντίστασης είναι στη πραγματικότητα μέσες τιμές μεγάλων γήινων όγκων οι οποίοι συνεχώς εκτείνονται πλευρικά και σε βάθος (σχήμα 24) λόγω της διαδοχικής αύξησης της απόστασης AB.



#### 4.4 Ρυθμός αύξησης της απόστασης των ηλεκτροδίων ρεύματος AB

Κατά την διεξαγωγή μιας γεωηλεκτρικής βυθομέτρησης οι διαδοχικές αποστάσεις των ηλεκτροδίων ρεύματος AB αυξάνουν με τον ίδιο ρυθμό. Η αύξηση της απόστασης AB με ρυθμό αριθμητικής προόδου μολονότι θεωρείται ικανοποιητική διότι παρέχει επαρκή πυκνότητα σημείων για το τμήμα της καμπύλης, που αντιστοιχεί στα μικρού πάχους επιφανειακά στρώματα (μικρά αναπτύγματα αποστάσεων AB), θα δημιουργήσει εντούτοις υπερεπάρκεια σημείων για τα μεγαλύτερα αναπτύγματα AB. Η υπερεπάρκεια σημείων στα μεγαλύτερα αναπτύγματα δεν συνεισφέρει εποικοδομητικά στον ευκρινέστερο σχεδιασμό της γεωηλεκτρικής καμπύλης αλλά ούτε και στην σε βάθος υψηλότερη ανάλυση και ευκρίνεια των γεωηλεκτρικών ασυνεχειών δεδομένου ότι η γεωηλεκτρική καμπύλη μιας πλευρικά ομοιογενούς και οριζόντιας στρωματωμένης γης μεταβάλλεται πάντοτε ομαλά. Ο βέλτιστος ρυθμός αύξησης της απόστασης AB είναι προφανώς η λογαριθμική αύξηση. Ο Oldenburg (1978) με θεωρητικές μελέτες αλλά και η πράξη έχουν δείξει ότι ο ρυθμός αύξησης  $\sqrt{2}$  έχει αποδειχθεί ως ο βέλτιστα αποδοτικός.

Ο πίνακας I είναι ένα τυπικό παράδειγμα εντύπου που χρησιμοποιείται για την καταχώρηση των μετρήσεων στα πειράματα γεωηλεκτρικών βυθομετρήσεων στο πεδίο με ανάπτυξη των ηλεκτροδίων κατά Schlumberger. Στην 1η και 2η στήλη είναι καταχωρημένη μία από τις τυποποιημένες σειρές αποστάσεων ηλεκτροδίων ρεύματος και δυναμικού που χρησιμοποιούνται στο πεδίο. Η 3η στήλη περιέχει τις υπολογισμένες από την σχέση (9) τιμές που λαμβάνει ο γεωμετρικός παράγοντας K για κάθε συγκεκριμένο ζεύγος τιμών AB/2 και MN. Η 4η και 5η στήλη χρησιμοποιούνται για την καταχώρηση των μετρήσεων της διαφοράς δυναμικού και της έντασης του ρεύματος. Επειδή πολλά όργανα μετρούν απευθείας τον λόγο  $\Delta V/I=R$  η 4η και 5η στήλη συμπύσσονται σε μία στην οποία καταχωρείται ο λόγος  $\Delta V/I$  που μετράται σε  $\Omega$ . Στην 6η στήλη καταχωρούνται οι τιμές της φαινόμενης ειδικής αντίστασης,  $\rho_a$ , που υπολογίζονται από την τιμή του K και τον λόγο  $\Delta V/I$  (σχέση 8).

ΠΙΝΑΚΑΣ 2

Έργο:				Περιοχή:							
Ημερομηνία:				Διεύθυνση γραμμής AB:				α/α Βυθομέτρησης:			
AB/2 μέτρα	MN μέτρα	K	$\Delta V$ mV	I mA	$\rho_a$ Ωμέτρα	AB/2 μέτρα	MN μέτρα	K	$\Delta V$ mV	I mA	$\rho_a$ Ωμέτρα
1	0.5	5.89				100	5	6280			
1.5	0.5	13.74				100	20	1555			
2	0.5	24.74				150	20	3520			
3	0.5	56.2				200	20	6270			
3	2	12.57				200	80	1508			
5	0.5	156.7				300	20	14120			
5	2	37.7				300	80	3471			
7	0.5	307.5				400	20	25100			
7	2	75.4				400	80	6220			
10	2	155.5				500	20	39250			
10	5	58.9				500	80	9750			
15	2	352				500	200	3770			
15	5	137.4				750	80	22000			
20	2	627				750	200	8680			
20	5	247				1000	80	39200			
30	5	562				1000	200	15550			
40	5	1001				1500	80	88300			
50	5	1567				1500	200	35200			
50	20	377				2000	80	157000			
70	5	3075				2000	200	62700			
70	20	754				2000	500	24700			

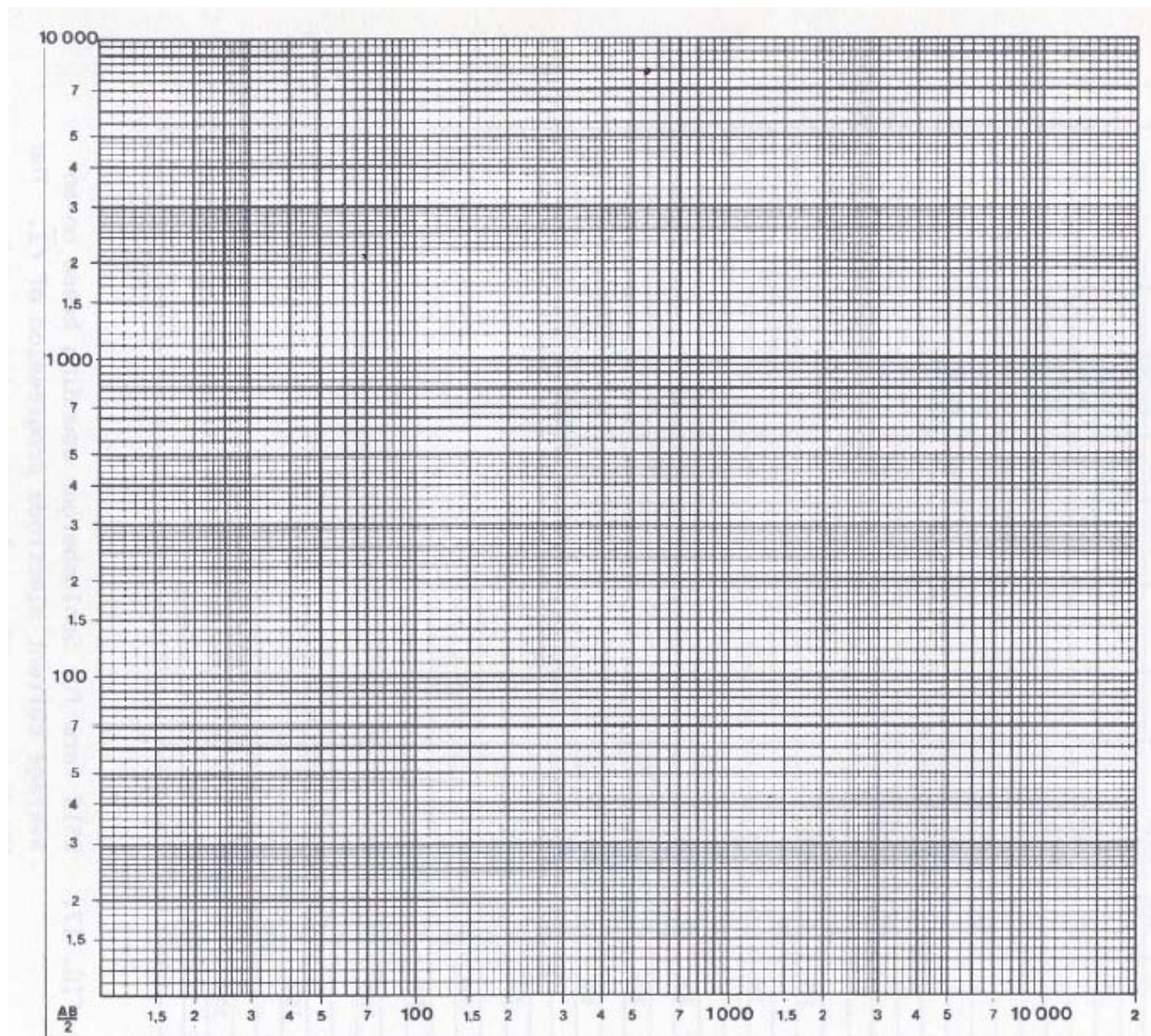
Στο σχήμα 13 παρουσιάζεται ένα τυπικό διλογαριθμικό φύλλο που χρησιμοποιείται στο πεδίο για την κατασκευή της γεωηλεκτρικής καμπύλης της κάθε βυθομέτρησης. Το κάθε σημείο της γεωηλεκτρικής καμπύλης ορίζεται από την τιμή της  $\rho_a$  (κατακόρυφος λογαριθμικός άξονας) και από την τιμή της ημι-απόστασης AB/2 (οριζόντιος λογαριθμικός άξονας) των ηλεκτροδίων ρεύματος για την οποία λήφθηκε η μέτρηση της  $\rho_a$ .

#### 4.5 Η απόσταση των ηλεκτροδίων δυναμικού MN

Στις βυθομετρήσεις με διάταξη ηλεκτροδίων κατά Schlumberger η απόσταση των ηλεκτροδίων δυναμικού MN είναι μικρή συγκρινόμενη με την απόσταση AB των ηλεκτροδίων ρεύματος. Στη πράξη, όπως και προηγούμενα αναφέραμε το  $MN \leq \frac{AB}{5}$ .

Κατά την διεξαγωγή μιας ηλεκτρικής βυθομέτρησης η απόσταση MN διατηρείται σταθερή ενόσω η απόσταση AB αυξάνει προοδευτικά. Η διατήρηση του MN σταθερού ελαχιστοποιεί την επίδραση στη μετρούμενη τιμή της ειδικής αντίστασης πλευρικών ανομοιογενειών ευρισκόμενων στη περιοχή των ηλεκτροδίων M και N. Όταν τα ηλεκτρόδια ρεύματος A και B απομακρυνθούν αρκετά από τα ηλεκτρόδια M και N η μετρούμενη διαφορά δυναμικού,  $\Delta V$ , γίνεται πολύ μικρή με αποτέλεσμα να πλησιάζει το επίπεδο του θορύβου. Αυξάνοντας στη περίπτωση αυτή την απόσταση MN φέρνουμε στην ουσία τα ηλεκτρόδια M και N πλησιέστερα προς τις πηγές ρεύματος A και B οπότε η διαφορά δυναμικού  $\Delta V$  (σήμα) αυξάνει (γιατί;) και υπερσχύει του θορύβου. Διατηρούμε την νέα απόσταση MN σταθερή

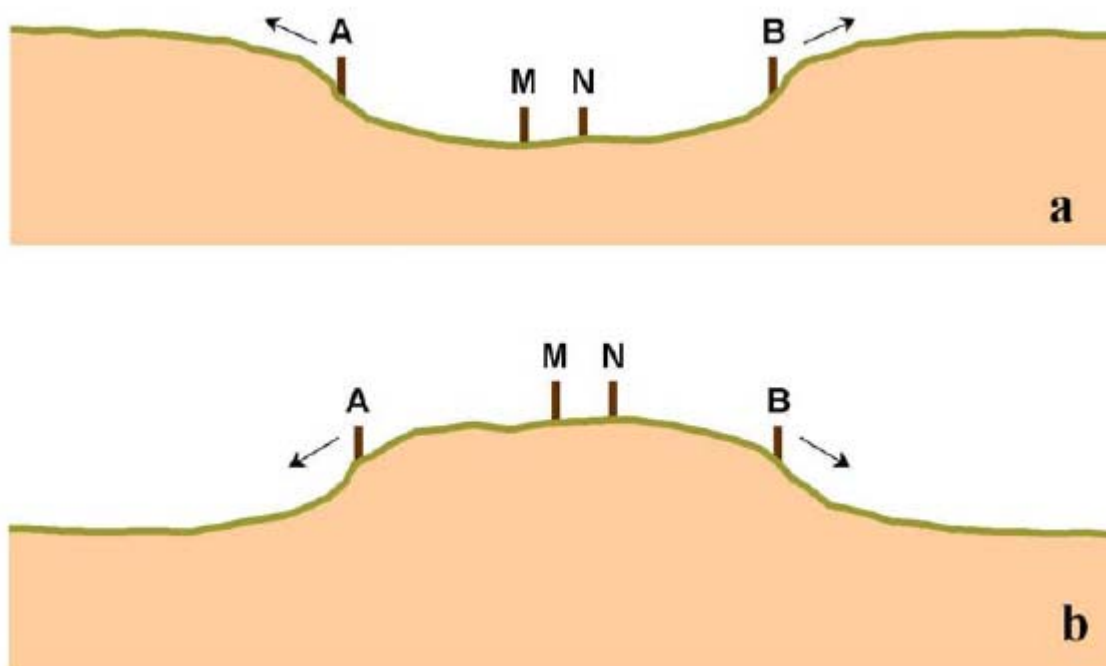
ενόσω η απόσταση  $AB$  συνεχίζει να αυξάνει προοδευτικά και η διαδικασία αυτή συνεχίζεται μέχρι να ολοκληρωθεί το πείραμα.



Σχήμα 25. Τυπικό διλογαριθμικό φύλλο

#### 4.6 Επιλογή του κέντρου της βυθομέτρησης

Η μορφή και γενικά η ποιότητα της γεωηλεκτρικής καμπύλης μιας βυθομέτρησης πολύ συχνά εξαρτώνται από το φυσικό σκηνικό της θέσης του κέντρου της βυθομέτρησης και ειδικά στις γεωηλεκτρικές βυθομετρήσεις που διερευνούν μεγάλα βάθη. Αποφεύγοντας την τοποθέτηση των ηλεκτροδίων  $M$  και  $N$  πάνω σε ορατές επιφανειακές ανομοιογένειες ελαχιστοποιούμε, όπως και νωρίτερα αναφέραμε, τις επιδράσεις τους στις μετρήσεις της ειδικής αντίστασης. Εκτός αυτού, το ανάγλυφο του εδάφους θα πρέπει να είναι στο μέτρο του δυνατού ομαλό. Εάν τα ηλεκτρόδια δυναμικού  $MN$  τοποθετηθούν μέσα σε βαθούλωμα (κοιλότητα) του εδάφους (σχήμα 26a) η μετρούμενη διαφορά δυναμικού  $\Delta V$  θα είναι ανώμαλα υψηλή όταν τα ηλεκτρόδια ρεύματος θα ανέρχονται τις κλίσεις του βαθουλώματος.



Σχήμα 26. Περιπτώσεις γεομορφολογικής ανωμαλίας

Το αντίθετο ακριβώς θα συμβεί στις μετρούμενες διαφορές δυναμικού όταν τα M, N τοποθετηθούν επάνω σε ένα λόφο και τα ηλεκτρόδια ρεύματος κατέρχονται τις κλίσεις του λόφου (σχήμα 26b).

#### 4.7 Το ανάπτυγμα της γραμμής των ηλεκτροδίων ρεύματος AB

Γενικά οι πλευρικές ανομοιογένειες του εδάφους που παρατηρούνται στη περιοχή των ηλεκτροδίων ρεύματος A και B διαταράσσουν λιγότερο μια γεωηλεκτρική καμπύλη σε σύγκριση με τις ανομοιογένειες που παρατηρούνται στα ηλεκτρόδια δυναμικού. Όταν η γραμμή ανάπτυξης των ηλεκτροδίων ρεύματος AB συμπίπτει ή είναι παράλληλη με την παράταξη των γεωλογικών σχηματισμών και ιδιαίτερα του σχηματισμού επί του οποίου ευρίσκονται τα ηλεκτρόδια δυναμικού MN η επίδραση των πλευρικών ανομοιογενειών του εδάφους στις θέσεις των A και B καθίσταται ελάχιστη.

Όταν διεξάγονται βαθιές γεωηλεκτρικές βυθομετρήσεις όπου τα αναπτύγματα των ηλεκτροδίων ρεύματος φθάνουν σε αρκετά μεγάλες αποστάσεις από το κέντρο της βυθομέτρησης οι παραπάνω απαιτήσεις καταστρατηγούνται πολλές φορές όταν πρακτικοί λόγοι όπως είναι η προσβασιμότητα, ή η ύπαρξη δρόμων που διευκολύνουν την ανάπτυξη των γραμμών του ρεύματος έχουν σαν αποτέλεσμα την μείωση των καθυστερήσεων και του κόστους των εργασιών πεδίου.

Ακολουθώντας εντούτοις τους δρόμους δεν είναι συνήθως δυνατόν τα ηλεκτρόδια ρεύματος A και B να τοποθετούνται σε ίσες αποστάσεις από το κέντρο ούτε είναι επίσης δυνατόν τα ηλεκτρόδια A, M, N και B να ευρίσκονται επάνω στην ίδια ευθεία. Επειδή στις περιπτώσεις αυτές δεν είναι δυνατόν να εφαρμοσθούν οι τυποποιημένες αποστάσεις ηλεκτροδίων ρεύματος και δυναμικού (πίνακας 2), οι αντίστοιχες τιμές για τον γεωμετρικό παράγοντα K

δεν προκύπτουν από τον πίνακα αλλά υπολογίζονται κάθε φορά από τη σχέση (9) θέτοντας τις τιμές των  $s$  και  $a$  που μετρήθηκαν για τις συγκεκριμένες θέσεις των ηλεκτροδίων. Οι τιμές των αποστάσεων αυτών προκύπτουν συνήθως από χάρτες όπου έχουμε τοποθετήσει επάνω τις θέσεις των ηλεκτροδίων.

Όταν υπάρχει υποψία ότι η γεωηλεκτρική καμπύλη έχει επηρεασθεί από πλευρικές ανομοιογένειες στις θέσεις των ηλεκτροδίων  $AB$  μια νέα βυθομέτρηση διεξάγεται στην ίδια θέση με διαφορετικό προσανατολισμό ανάπτυξης των ηλεκτροδίων ρεύματος και δυναμικού. Η νέα διεύθυνση της γραμμής  $AB$  θα πρέπει να σχηματίζει γωνία τουλάχιστο  $300$  με την αρχική διεύθυνση.

Στις μικρού βάθους γεωηλεκτρικές βυθοσκοπήσεις ( $1000 \cdot AB$  μέτρα) χρησιμοποιείται συνήθως ένα βαθμονομημένο νήμα (σχοινί) που φέρει σημάνσεις των διαδοχικών θέσεων των ηλεκτροδίων μέχρι την απόσταση  $AB=100$  μέτρα. Για τις μετέπειτα θέσεις των ηλεκτροδίων ρεύματος  $AB$  έχουν τοποθετηθεί σημάνσεις επάνω στα ίδια τα καλώδια ρεύματος  $A$  και  $B$ . Οι εκτυλίκτριες (καρούλια) των καλωδίων παραμένουν στο κέντρο και οι άκρες των καλωδίων σύρονται προς τις θέσεις των ηλεκτροδίων. Όταν κατά την εκτύλιξη και απομάκρυνση των καλωδίων ο χειριστής των εκτυλικτριών στο κέντρο παρατηρήσει την εμφάνιση των αντίστοιχων σημάνσεων και στα δύο καλώδια ρεύματος είναι βέβαιος ότι τα άκρα των καλωδίων έχουν φθάσει στην ορθή θέση για την τοποθέτηση των ηλεκτροδίων  $A$  και  $B$  στο έδαφος.

Το συγκεκριμένο σύστημα ελέγχου για την τοποθέτηση των ηλεκτροδίων ρεύματος στην ορθή τους θέση στο έδαφος δουλεύει πολύ καλά αλλά δεν είναι και ο μοναδικός τρόπος αντιμετώπισης του συγκεκριμένου προβλήματος. Στη πραγματικότητα, κάθε φορέας που διεξάγει έρευνες με την μέθοδο της ειδικής αντίστασης εφαρμόζει την δική του τεχνική για την αντιμετώπιση του προβλήματος, ο σκοπός εντούτοις είναι πάντοτε ο ίδιος: η τοποθέτηση των ηλεκτροδίων στις ορθές τους θέσεις στο έδαφος μετρημένες με την καλύτερη δυνατή ακρίβεια χωρίς άσκοπες καθυστερήσεις.

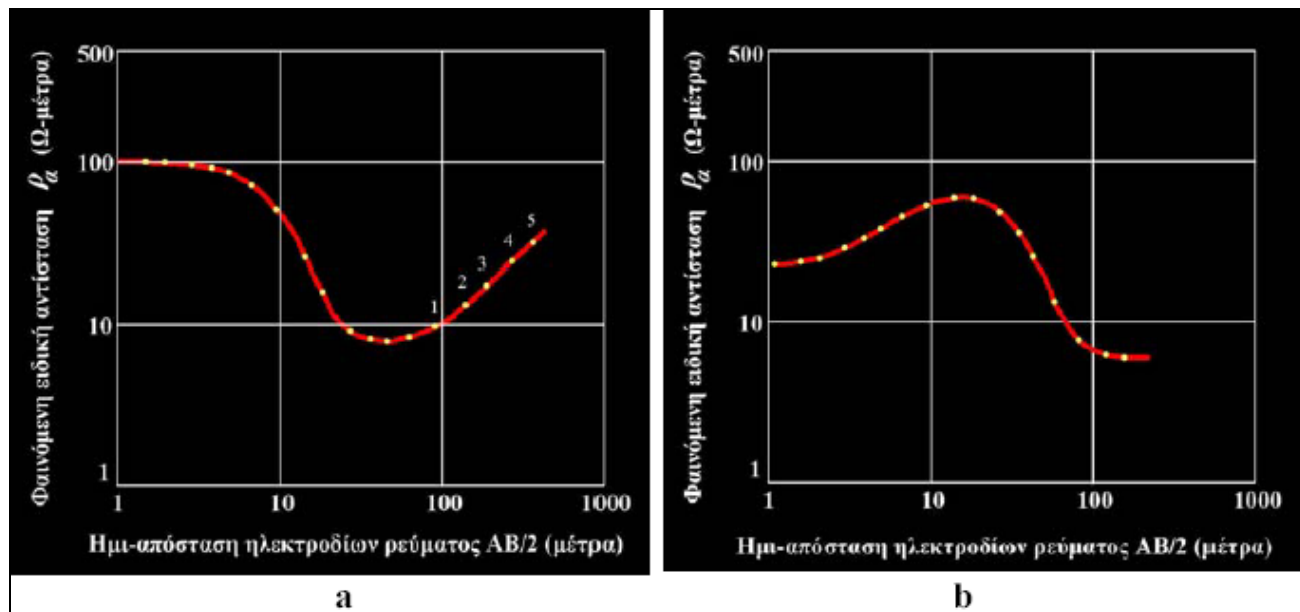
#### 4.8 Το μήκος της γραμμής $AB$

Για καλύτερα αποτελέσματα το μέγιστο ανάπτυγμα της γραμμής  $AB$  θα πρέπει να είναι τέτοιο ώστε να εξασφαλίσει τις απαραίτητες μετρήσεις για τον εντοπισμό της ασυνέχειας του υποβάθρου. Σαν υπόβαθρο ορίζουμε γενικά μια μεγάλου πάχους γεωλογική δομή (γρανιτικό υπόβαθρο για παράδειγμα ή μια μεγάλου πάχους ιζηματογενή ακολουθία) πάνω από την οποία ευρίσκονται τα γεωηλεκτρικά στρώματα τα οποία αποτελούν τον στόχο της γεωηλεκτρικής έρευνας.

Για να θεωρηθεί μια γεωηλεκτρική βυθομέτρηση επιτυχής θα πρέπει κανείς να μπορεί να διακρίνει ξεκάθαρα στην γεωηλεκτρική καμπύλη το τμήμα της εκείνο που αντιστοιχεί στη παρουσία του γεωλογικού υπόβαθρου. Για να επιτευχθεί αυτό θα πρέπει ο ερμηνευτής της γεωηλεκτρικής καμπύλης να γνωρίζει το εύρος κύμανσης της ειδικής αντίστασης του γεωλογικού υπόβαθρου για να μπορεί να αποφανθεί αν το τελευταίο τμήμα της καμπύλης αντιστοιχεί σε αυτό.

Εάν το γεωλογικό υπόβαθρο είναι ένας αντιστατικός σχηματισμός το τελευταίο τμήμα της καμπύλης θα είναι ένας ανερχόμενος κλάδος. Στη περίπτωση αυτή η γραμμή ρεύματος  $AB$

θα πρέπει να εξαπλωθεί τόσο ώστε να εξασφαλίσει τέσσερα τουλάχιστο σημεία του ανερχόμενου κλάδου (σχήμα 27a).



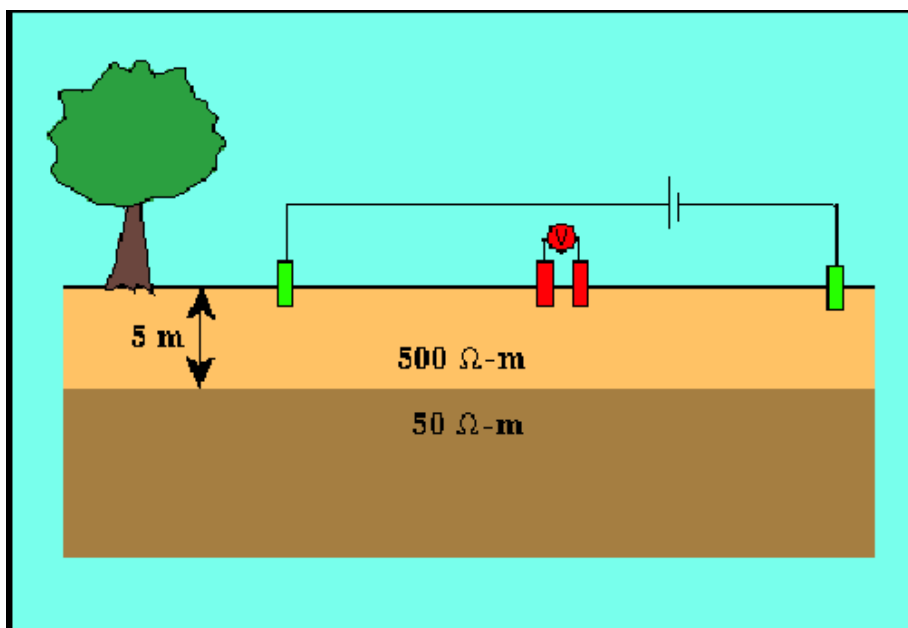
Σχήμα 27. Αντοιστιχές γεωηλεκτρικές καμπύλες

Εάν αντίθετα το γεωλογικό υπόβαθρο είναι ένας αγώγιμος σχηματισμός το τελευταίο τμήμα της καμπύλης θα είναι ένας κατερχόμενος κλάδος και η εξάπλωση της γραμμής AB θα πρέπει να συνεχισθεί έως ότου ο κατερχόμενος κλάδος της καμπύλης αρχίσει ασυμπτωτικά να οριζοντιώνεται (σχήμα 27b).

#### 4.9 Διαγράμματα της Φαινόμενης Ειδικής Αντίστασης

Όπως παρατηρήσαμε στα προηγούμενα διαγράμματα της φαινόμενης ειδικής αντίστασης, τα δεδομένα σχεδιάζονται σε δι-λογαριθμικά διαγράμματα αντί για τα παραδοσιακά γραμμικά διαγράμματα. Παρατηρήσαμε επίσης ότι οι αποστάσεις των ηλεκτροδίων στα διαγράμματα αυτά είναι ομοιόμορφα τοποθετημένες σε λογαριθμική απόσταση αντί να είναι ομοιόμορφα τοποθετημένες σε γραμμική απόσταση. Για ποιο λόγο έχουμε επιλέξει να λαμβάνουμε και παρουσιάζουμε τα δεδομένα με τον τρόπο αυτό;

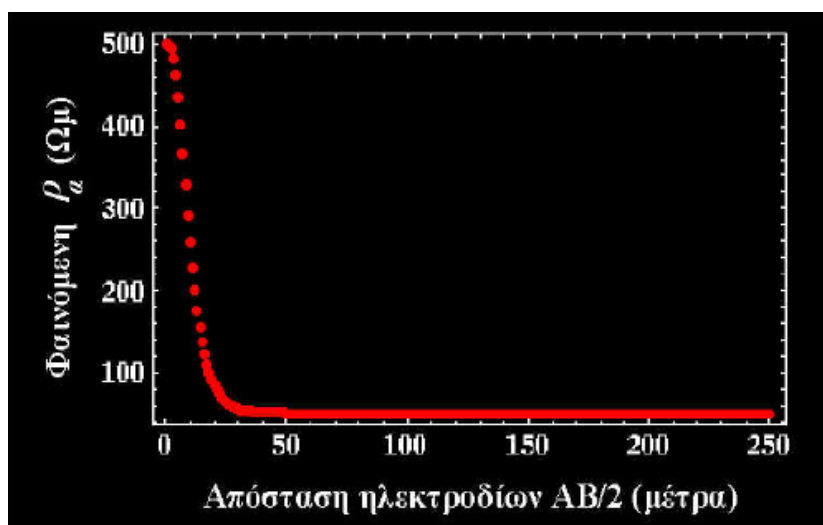
Θεωρούμε ότι πραγματοποιούμε μια βυθοσκόπηση με τη μέθοδο Schlumberger πάνω από το γεωλογικό μοντέλο του παρακάτω σχήματος.



Σχήμα 28. Μέθοδος Schlumberger στην περίπτωση που το ανώτερο στρώμα είναι μεγαλύτερης ειδικής αντίστασης από το κατώτερο.

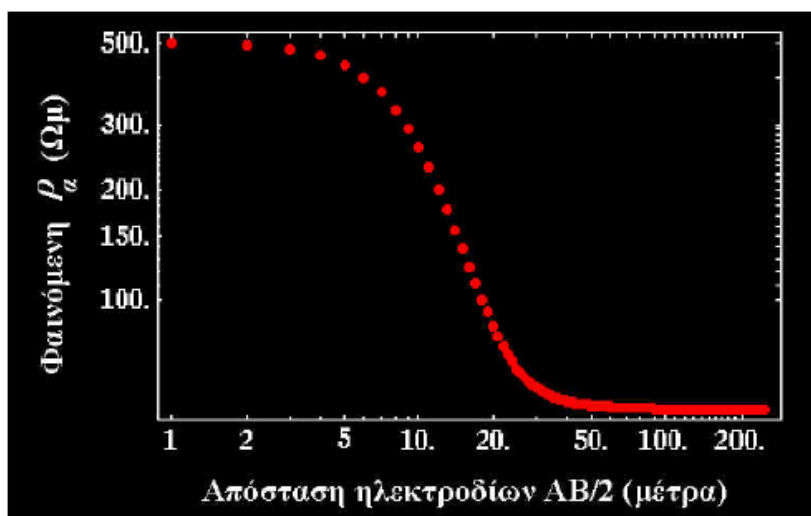
Θα πραγματοποιήσουμε τη διασκόπηση μεταβάλλοντας την απόσταση των ηλεκτροδίων ρεύματος,  $AB/2$ , από 1 έως 250m με αύξηση κατά 1m. Παρακάτω φαίνεται το διάγραμμα της προκύπτουσας φαινόμενης ειδικής αντίστασης συναρτήσει της απόστασης των ηλεκτροδίων.

Γνωρίζουμε ότι για μικρές αποστάσεις των ηλεκτροδίων η φαινόμενη ειδική αντίσταση πρέπει να προσεγγίζει την ειδική αντίσταση του ανώτερου στρώματος. Καθώς αυξάνεται η απόσταση των ηλεκτροδίων, η φαινόμενη ειδική αντίσταση πρέπει να πλησιάζει την ειδική αντίσταση του ημιχώρου. Αυτά τα χαρακτηριστικά δείχνονται στο διάγραμμα. Στο συγκεκριμένο διάγραμμα, ωστόσο, δεν δίνεται έμφαση σε αυτά.



Σχήμα 29. Γεωηλεκτρική καμπύλη στην περίπτωση που το ανώτερο στρώμα είναι μεγαλύτερης ειδικής αντίστασης από το κατώτερο.

Τα περισσότερα από τα ενδιαφέροντα χαρακτηριστικά της καμπύλης της φαινόμενης ειδικής αντίστασης εμφανίζονται για αποστάσεις των ηλεκτροδίων μικρότερες των 50m. Όταν κοιτάμε αυτή την καμπύλη της φαινόμενης ειδικής αντίστασης, επειδή το διάγραμμα περιέχει πάρα πολλά δεδομένα σε αποστάσεις των ηλεκτροδίων μεγαλύτερες των 50m, δεν δίνεται έμφαση στα σημαντικά δεδομένα των μικρότερων αποστάσεων των ηλεκτροδίων. Ένας τρόπος για να εμφανίσουμε την περιεχόμενη πληροφορία τόσο σε μικρές, όσο και σε μεγάλες αποστάσεις ηλεκτροδίων είναι να σχεδιάσουμε τα ίδια δεδομένα σε λογαριθμική κλίμακα παρά σε γραμμική κλίμακα. Ένα λογαριθμικό διάγραμμα με τα ίδια δεδομένα φαίνεται παρακάτω. Παρατηρούμε ότι τώρα οι μικρές αποστάσεις ηλεκτροδίων καταλαμβάνουν μεγαλύτερο μέρος του διαγράμματος, έτσι που είναι πιο εύκολο να εξάγουμε πληροφορίες για το πώς η φαινόμενη ειδική αντίσταση μεταβάλλεται με την απόσταση των ηλεκτροδίων.



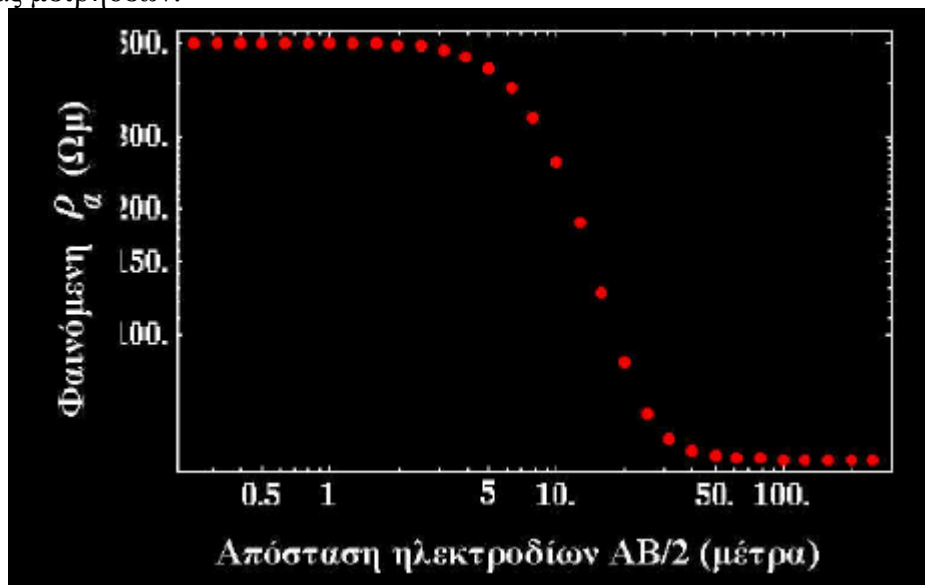
Σχήμα 30. Για την εξαγωγή καλύτερων συμπερασμάτων χρησιμοποιούμε λογαριθμικό διάγραμμα

Παρόλο που αυτό το διάγραμμα είναι καλύτερο, υπάρχει ένα ακόμα πρόβλημα σχετικά με τον τρόπο απόκτησης των δεδομένων. Παρατηρούμε ότι υπάρχουν μόνο λίγες μετρήσεις για μικρές αποστάσεις των ηλεκτροδίων, οι οποίες είναι περίπου ίσες με 500  $\Omega\mu\cdot m$ , και πολλές για μεγαλύτερες αποστάσεις, οι οποίες είναι περίπου ίσες με 50  $\Omega\mu\cdot m$ . Για να είμαστε σίγουροι ότι οι φαινόμενες ειδικές αντιστάσεις που σχεδιάστηκαν είναι αντιπροσωπευτικές της ειδικής αντίστασης κοντά στην επιφάνεια, χρειαζόμαστε περισσότερες μετρήσεις από μικρές αποστάσεις ηλεκτροδίων. Αυτό μπορεί να γίνει, αν πάρουμε λιγότερες μετρήσεις με μεγάλες αποστάσεις ηλεκτροδίων. Επαναπροσδιορίζοντας λοιπόν τις αποστάσεις των ηλεκτροδίων που θα χρησιμοποιήσουμε, δεν θα πάρουμε μόνο παρατηρήσεις που είναι πιο κατάλληλες, αλλά θα επιταχύνουμε τις εργασίες απόκτησης δεδομένων στην ύπαιθρο αφαιρώντας τις καταγραφές παρατηρήσεων που δεν περιέχουν νέες πληροφορίες.

Στις ηλεκτρικές βυθοσκοπήσεις, οι αποστάσεις των ηλεκτροδίων επιλέγονται έτσι ώστε να είναι ομοιόμορφα κατανεμημένες σε λογαριθμική απόσταση παρά ομοιόμορφα κατανεμημένες σε γραμμική απόσταση για να αντεπεξέρχονται στο πρόβλημα που περιγράψαμε παραπάνω. Πιο κάτω βλέπουμε το  $\log$  διάγραμμα της φαινόμενης ειδικής αντίστασης συναρτήσεως της  $\log$  απόστασης των ηλεκτροδίων, όπου τώρα η πυκνότητα των μετρήσεων επιλέγεται να είναι ομοιόμορφα κατανεμημένη σε λογαριθμική παρά σε γραμμική απόσταση. Τώρα υπάρχουν περίπου τόσα δείγματα μετρήσεων που δείχνουν φαινόμενη ειδική αντίσταση των 500  $\Omega\mu\cdot m$  όσα και των 50  $\Omega\mu\cdot m$ . Επιπλέον, το



κατερχόμενο (στη συγκεκριμένη περίπτωση) τμήμα της καμπύλης που αφορά την ομαλή μετάβαση από τα 500 Ohm.m στα 50 Ohm.m είναι καλά καθορισμένο από άποψη πυκνότητας μετρήσεων.



Σχήμα 31. Φαίνεται το log διάγραμμα της φαινόμενης ειδικής αντίστασης συναρτήσει της log απόστασης των ηλεκτροδίων, όπου τώρα η πυκνότητα των μετρήσεων επιλέγεται να είναι ομοιόμορφα κατανεμημένη σε λογαριθμική παρά σε γραμμική απόσταση

Στο παραπάνω παράδειγμα, λαμβάνονται τα δεδομένα με τέτοιο τρόπο ώστε να υπάρχουν 9 βυθοσκοπήσεις για κάθε δύναμη του 10 της απόστασης ξεκινώντας από τα 0.25m. Επομένως, θα πάρουμε βυθοσκοπήσεις με απόσταση των ηλεκτροδίων ρεύματος, AB/2, ίση με 0.25, 0.5, 0.75, 1.0, 1.25, 1.5, 1.75, 2.0, 2.25, 5.0, 7.25, 10.0, 12.5, 15.0, 17.5, 20.0, 22.5, 50.0, 75.0, 100.0, 125.0, 150.0, 175.0, 200.0, και 250.0 μέτρα.

#### 4.10 Πλεονεκτήματα και Μειονεκτήματα των Διατάξεων Wenner και Schlumberger

Στον παρακάτω πίνακα περιγράφονται μερικές δυνατότητες και αδυναμίες των μεθόδων βυθοσκόπησης Wenner και Schlumberger.

<b>Schlumberger</b>		<b>Wenner</b>	
<b>Πλεονέκτημα</b>	<b>Μειονέκτημα</b>	<b>Πλεονέκτημα</b>	<b>Μειονέκτημα</b>
Απαιτείται να μετακινήσουμε μόνο τα ηλεκτρόδια ρεύματος για τις περισσότερες μετρήσεις. Αυτό μπορεί να μειώσει σημαντικά το χρόνο που απαιτείται για απόκτηση μιας βυθοσκοπησης			Και τα τέσσερα ηλεκτρόδια, δύο ρεύματος και δύο δυναμικού, πρέπει να μετακινηθούν για την απόκτηση κάθε καταγραφής
	Επειδή η απόσταση των ηλεκτροδίων δυναμικού είναι μικρή σε σχέση με την απόσταση των ρεύματος, για μεγάλες αποστάσεις ηλεκτροδίων	Η απόσταση των ηλεκτροδίων δυναμικού αυξάνει καθώς αυξάνει η απόσταση των ηλεκτροδίων ρεύματος. Απαιτούνται	
	ρεύματος, απαιτούνται πολύ ευαίσθητα βολτόμετρα	λιγότερο ευαίσθητα βολτόμετρα	
Επειδή τα ηλεκτρόδια δυναμικού παραμένουν σταθερά τοποθετημένα, οι επιδράσεις των πλευρικών μεταβολών της ειδικής αντίστασης κοντά στην επιφάνεια μειώνονται			Επειδή όλα τα ηλεκτρόδια μετακινούνται για κάθε καταγραφή, η μέθοδος αυτή είναι πιο επιδεκτική στις πλευρικές μεταβολές της ειδικής αντίστασης. Οι πλευρικές αυτές μεταβολές μπορεί να παρερμηνευτούν σημαντικά όσον αφορά στις μεταβολές της ειδικής αντίστασης με το βάθος
	Γενικά, οι ερμηνείες που βασίζονται σε βυθοσκοπήσεις συνεχούς ρεύματος, περιορίζονται σε απλές, δομές οριζοντίων στρωμάτων		Γενικά, οι ερμηνείες που βασίζονται σε βυθοσκοπήσεις συνεχούς ρεύματος, περιορίζονται σε απλές, δομές οριζοντίων στρωμάτων

#### 4.11 Έρευνα Οριζόντιας Μεταβολής της Ειδικής Αντίστασης

Οι διατάξεις ηλεκτροδίων ρεύματος και δυναμικού που χρησιμοποιούνται στις έρευνες οριζόντιας ή πλευρικής μεταβολής της ειδικής αντίστασης διακρίνονται στις γραμμικές διατάξεις ή προφίλ ειδικής αντίστασης και στις διατάξεις χωρικής μέτρησης της βαθμίδας του πεδίου με σταθερές πηγές ρεύματος. Οι περισσότερο διαδεδομένες γραμμικές διατάξεις είναι οι διατάξεις Wenner, και Schlumberger καθώς και οι διάφορες παραλλαγές της διάταξης των δίπολων ρεύματος και δυναμικού. Στις διατάξεις χωρικής μέτρησης της βαθμίδας ανήκουν η διάταξη σταθερών σημειακών πηγών A, B (AB rectangle array) και η διάταξη γραμμικών πηγών. Η κάθε μία έχει τα δικά της πλεονεκτήματα και μειονεκτήματα και η επιλογή της εξαρτάται από τις ιδιαιτερότητες του προβλήματος για το οποίο προορίζεται.

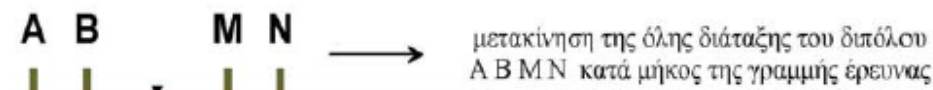
Όλες οι διατάξεις έχουν ως σκοπό την διερεύνηση της οριζόντιας ή πλευρικής μεταβολής της ειδικής αντίστασης μέσα σε υπεδαφική ζώνη σταθερού περίπου πάχους. Ειδικότερα, με τις τεχνικές αυτές αναζητούνται, μέσα σε σταθερού πάχους υπεδαφικές ζώνες, δομές με πεπερασμένες πλευρικές διαστάσεις. Τέτοιες δομές μπορεί να είναι τα φυσικά ή τεχνητά έγκοιλα (σπήλαια, υπόγεια τούνελ ή γαλαρίες ορυχείων) στην τεχνική γεωλογία, οι υδροφόροι ή μη σχηματισμοί άμμων και χαλίκων (φακοί) στην υδρογεωλογία, τα υπεδαφικά υπολείμματα οικισμών ή ταφικών μνημείων στην αρχαιολογική έρευνα, οι ρηγματογόνες ζώνες, οι φλέβες μεταλλοφορίας κλπ.

#### 4.12 Προφίλ Ειδικής Αντίστασης

Μεταξύ των διαφόρων διατάξεων περιγράφουμε τις περισσότερο διαδεδομένες που είναι οι διατάξεις δίπολου, Wenner και Schlumberger.

##### 4.12.1 Διάταξη δίπολου

Στη διάταξη δίπολου τα ηλεκτρόδια ρεύματος A, B και δυναμικού M, N διατάσσονται κατά τη σειρά ABMN κατά μήκος της διεύθυνσης (γραμμής) που πρόκειται να ερευνηθεί (σχήμα 31). Εν γένει τα μήκη AB και MN είναι ίσα μεταξύ τους.



Σχήμα 31. Διάταξη δίπολου

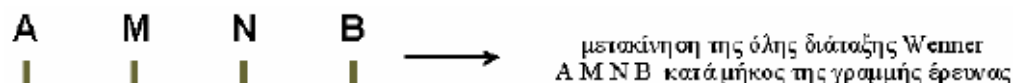
Η απόσταση BM επιλέγεται να είναι είτε ίση με την απόσταση MN ή με κάποιο πολλαπλάσιο αυτής. Εφόσον η διάταξη είναι συμμετρική το σημείο μέτρησης (κέντρο διάταξης) θεωρείται ότι είναι το μέσον της απόστασης BM. Εφόσον διερευνούμε πλευρικές μεταβολές της ειδικής αντίστασης των σχηματισμών σε μία ζώνη συγκεκριμένου πάχους η διάταξη ABMN κινείται ως έχει κατά μήκος της διεύθυνσης που διερευνούμε χωρίς να μεταβάλλονται οι μεταξύ των A, B, M, N αποστάσεις. Η απόσταση μεταξύ των διαδοχικών κέντρων της διάταξης είναι συνήθως ίση με την απόσταση MN.

Σε κάθε θέση της διάταξης μετράται η διαφορά δυναμικού  $\Delta V$  μεταξύ των M, N και η φαινόμενη ειδική αντίσταση  $\rho_a$  υπολογίζεται από την σχέση (8) όπου η ποσότητα K είναι ο γεωμετρικός παράγοντας για την διάταξη του δίπολου. Εφόσον επιθυμούμε να διερευνήσουμε πλευρικές μεταβολές της  $\rho$  για ζώνες μεγαλύτερου πάχους επαναλαμβάνουμε την παραπάνω διαδικασία αυξάνοντας την απόσταση BM διότι, όπως είναι γνωστό, το βάθος έρευνας αυξάνει καθώς αυξάνει η απόσταση BM.

Το κύριο πλεονέκτημα της τεχνικής του δίπολου είναι η ελαχιστοποίηση του κινδύνου εμφάνισης σύζευξης ή διαρροής στα κυκλώματα ρεύματος (AB) και δυναμικού (MN) καθόσον είναι πλήρως απομακρυσμένα μεταξύ τους.

#### 4.12.2 Διάταξη Wenner

Στη διάταξη Wenner τα ηλεκτρόδια ρεύματος A, B και δυναμικού M, N διατάσσονται κατά τη σειρά AMNB κατά μήκος της διεύθυνσης που πρόκειται να ερευνηθεί (σχήμα 32). Τα μήκη  $AM = MN = NB = a$ .

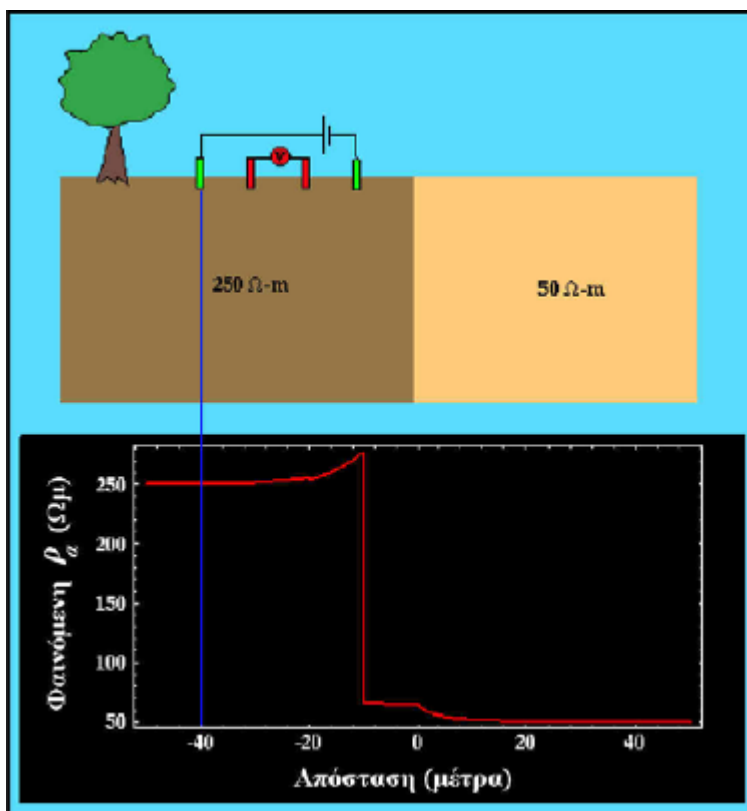


Σχήμα 32. Διάταξη Wenner

Εφόσον η διάταξη είναι συμμετρική το κέντρο της θεωρείται ότι είναι το μέσον της απόστασης MN. Εφόσον διερευνούμε πλευρικές μεταβολές της ειδικής αντίστασης των σχηματισμών σε μία ζώνη συγκεκριμένου πάχους η διάταξη AMNB κινείται ως έχει κατά μήκος της διεύθυνσης που διερευνούμε χωρίς να μεταβάλλονται οι μεταξύ των A, M, N, B αποστάσεις. Η απόσταση μεταξύ των διαδοχικών κέντρων της διάταξης είναι συνήθως ίση με  $a$ .

Σε κάθε θέση της διάταξης μετράται η διαφορά δυναμικού  $\Delta V$  μεταξύ των M, N και η φαινόμενη ειδική αντίσταση  $\rho_a$  υπολογίζεται από την σχέση (8) όπου η ποσότητα  $K = 2\pi a$  είναι ο γεωμετρικός παράγοντας για την διάταξη Wenner. Εφόσον επιθυμούμε να διερευνήσουμε πλευρικές μεταβολές της  $\rho$  για ζώνες μεγαλύτερου πάχους επαναλαμβάνουμε την παραπάνω διαδικασία αυξάνοντας την απόσταση  $a$  διότι, όπως είναι γνωστό, το βάθος έρευνας αυξάνει καθώς αυξάνει η απόσταση των ηλεκτροδίων ρεύματος AB.

Στο σχήμα 33 βλέπουμε μία γεωλογική δομή η οποία περιλαμβάνει ένα κατακόρυφο επαφή μεταξύ ενός υλικού υψηλότερης ειδικής αντίστασης στα αριστερά από ένα υλικό χαμηλότερης ειδικής αντίστασης στα δεξιά. Κάτω από το γεωλογικό μοντέλο φαίνεται η φαινόμενη ειδική αντίσταση που παρατηρούμε με χρήση της διάταξης Wenner, καθώς η διάταξη μετακινείται προς τα δεξιά. Η απόσταση που σημειώνεται στο κάτω άκρο του διαγράμματος είναι η απόσταση μεταξύ του κατακόρυφου ρήγματος και του ηλεκτροδίου ρεύματος που βρίσκεται στο αριστερό άκρο της διάταξης.



Σχήμα 33. Περίπτωση που έχουμε διάταξη Schlumberger και οριζόντια μεταβολή της ειδικής αντίστασης

Όπως είναι αναμενόμενο, αν η διάταξη των ηλεκτροδίων βρίσκεται πολύ μακριά από το κατακόρυφο ρήγμα, η φαινόμενη ειδική αντίσταση που μετράμε είναι ίση με την ειδική αντίσταση του υποκείμενου βράχου. Καθώς η διάταξη πλησιάζει το ρήγμα, η ειδική αντίσταση μεταβάλλεται με ασυνεχή τρόπο. Δηλαδή, η μεταβολή της ειδικής αντίστασης σε σχέση με τη θέση των ηλεκτροδίων δεν είναι ομαλή. Οι ασυνέχειες στο διάγραμμα της ρα αντιστοιχούν σε θέσεις της διάταξης όπου τα ηλεκτρόδια διέρχονται διαδοχικά πάνω από το ρήγμα (κατακόρυφη επαφή). Τα ιδιαίτερα χαρακτηριστικά του τρόπου με τον οποίο μεταβάλλεται η φαινόμενη ειδική αντίσταση καθώς η διάταξη κινείται κάθετα στο ρήγμα εξαρτώνται από τον τύπο της διάταξης που χρησιμοποιείται. Τα χαρακτηριστικά αυτά δεν θα συζητηθούν λεπτομερώς στις παρούσες σημειώσεις.

Πως μπορεί κανείς να καθορίσει τι απόσταση ηλεκτροδίων πρέπει να χρησιμοποιήσει σε μια διασκοπήση προφίλ; Αν η κατακόρυφη δομή δεν εκτείνεται ως την επιφάνεια, η απόσταση των ηλεκτροδίων πρέπει να είναι αρκετά μεγάλη ώστε να μεταδίδει αρκετό ρεύμα σε βάθος κάτω από την κατακόρυφη αντίθεση. Συνήθως οι διασκοπήσεις προφίλ εφαρμόζονται σε κάθε πλευρά της κατακόρυφης δομής που επιθυμούμε να χαρτογραφήσουμε. Εξετάζοντας την ερμηνεία της μεταβολής της ειδικής αντίστασης με το βάθος για κάθε μία από αυτές τις διασκοπήσεις, μπορούμε να καθορίσουμε την απόσταση των ηλεκτροδίων του προφίλ.

#### 4.12.3 Διάταξη Schlumberger

Στη διάταξη Schlumberger τα ηλεκτρόδια ρεύματος και δυναμικού διατάσσονται κατά τη σειρά AMNB κατά μήκος της διεύθυνσης (γραμμής) που πρόκειται να ερευνηθεί (σχήμα

34). Η απόσταση  $MN$  επιλέγεται να είναι πάντοτε  $MN \leq \frac{AB}{5}$  το δε σημείο μτρήσης της διαφοράς δυναμικού,  $\Delta V$ , (κέντρο της διάταξης) θεωρείται ότι είναι το μέσον της απόστασης  $MN$  (σχήμα 34).



Σχήμα 34. Διάταξη Schlumberger

Εφόσον διερευνούμε πλευρικές μεταβολές της ειδικής αντίστασης των σχηματισμών σε μία ζώνη συγκεκριμένου πάχους η διάταξη  $AMNB$  κινείται κατά μήκος της διεύθυνσης που διερευνούμε χωρίς να μεταβάλλονται οι μεταξύ των  $A$ ,  $M$ ,  $N$ ,  $B$  αποστάσεις (άκαμπτη διάταξη). Η απόσταση μεταξύ των διαδοχικών κέντρων της διάταξης είναι συνήθως ίση με την απόσταση  $MN$ .

Σε κάθε θέση της διάταξης μετράται η διαφορά δυναμικού  $\Delta V$  μεταξύ των  $M$ ,  $N$  και η φαινόμενη ειδική αντίσταση  $\rho_a$  υπολογίζεται από την σχέση (8) όπου η ποσότητα  $K$  είναι ο γεωμετρικός παράγοντας για την διάταξη Schlumberger. Εφόσον επιθυμούμε να διερευνήσουμε πλευρικές μεταβολές της  $\rho$  για ζώνες μεγαλύτερου πάχους επαναλαμβάνουμε την παραπάνω διαδικασία αυξάνοντας την απόσταση των ηλεκτροδίων ρεύματος  $AB$ , διότι, όπως είναι γνωστό, το βάθος έρευνας αυξάνει καθώς αυξάνει η απόσταση  $AB$ .

Εφαρμόζοντας την διάταξη Schlumberger τα καλωδιακά κυκλώματα  $AB$  και  $MN$  ευρίσκονται πάντοτε πολύ κοντά μεταξύ τους έτσι ώστε ο κίνδυνος εμφάνισης σύζευξης ή διαρροής να είναι υπαρκτός.

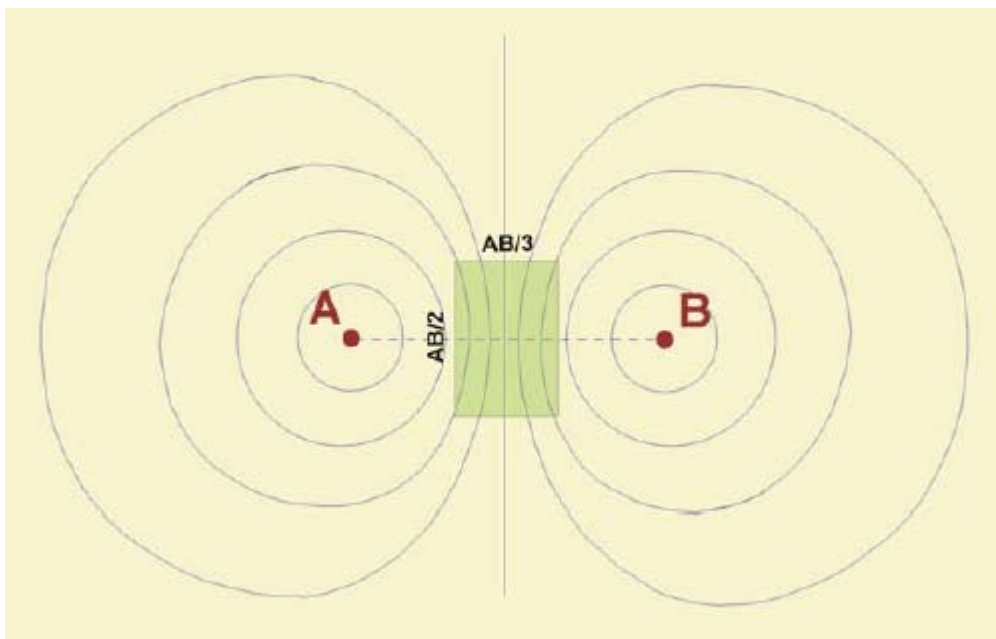
#### 4.13 Διατάξεις χωρικής μετρήσης της βαθμίδας του πεδίου

Στις διατάξεις αυτές τα ηλεκτρόδια ρεύματος  $A$  και  $B$  παραμένουν σταθερά και οι μετρήσεις διενεργούνται μεταξύ των ηλεκτροδίων δυναμικού  $M$  και  $N$  τα οποία μετακινούνται κατά μήκος παράλληλων γραμμών μέσα σε οριοθετημένη περιοχή της επιφάνειας του εδάφους. Διακρίνουμε δύο διατάξεις: την διάταξη όπου τα ηλεκτρόδια  $A$  και  $B$  είναι σημειακές πηγές ρεύματος και την περίπτωση των γραμμικών ηλεκτροδίων ρεύματος  $A$  και  $B$ .

#### 4.14 Σημειακές πηγές ρεύματος

Στη διάταξη αυτή τα ηλεκτρόδια  $A$  και  $B$  που ενεργούν ως σημειακές πηγές ρεύματος παραμένουν σταθερά στο έδαφος και οι μετρήσεις διενεργούνται μεταξύ των ηλεκτροδίων δυναμικού  $M$  και  $N$  τα οποία μετακινούνται κατά μήκος γραμμών παράλληλων μεταξύ τους. Οι μετρήσεις της διαφοράς δυναμικού,  $\Delta V$ , διενεργούνται μέσα σε περιοχή που οριοθετείται από τις πλευρές ορθογωνίου τοποθετημένου στο μέσον της απόστασης  $AB$  με διαστάσεις  $AB/2$ , εγκάρσια προς την γραμμή  $AB$ , και  $AB/3$ , παράλληλα προς την  $AB$ . Η όλη διάταξη

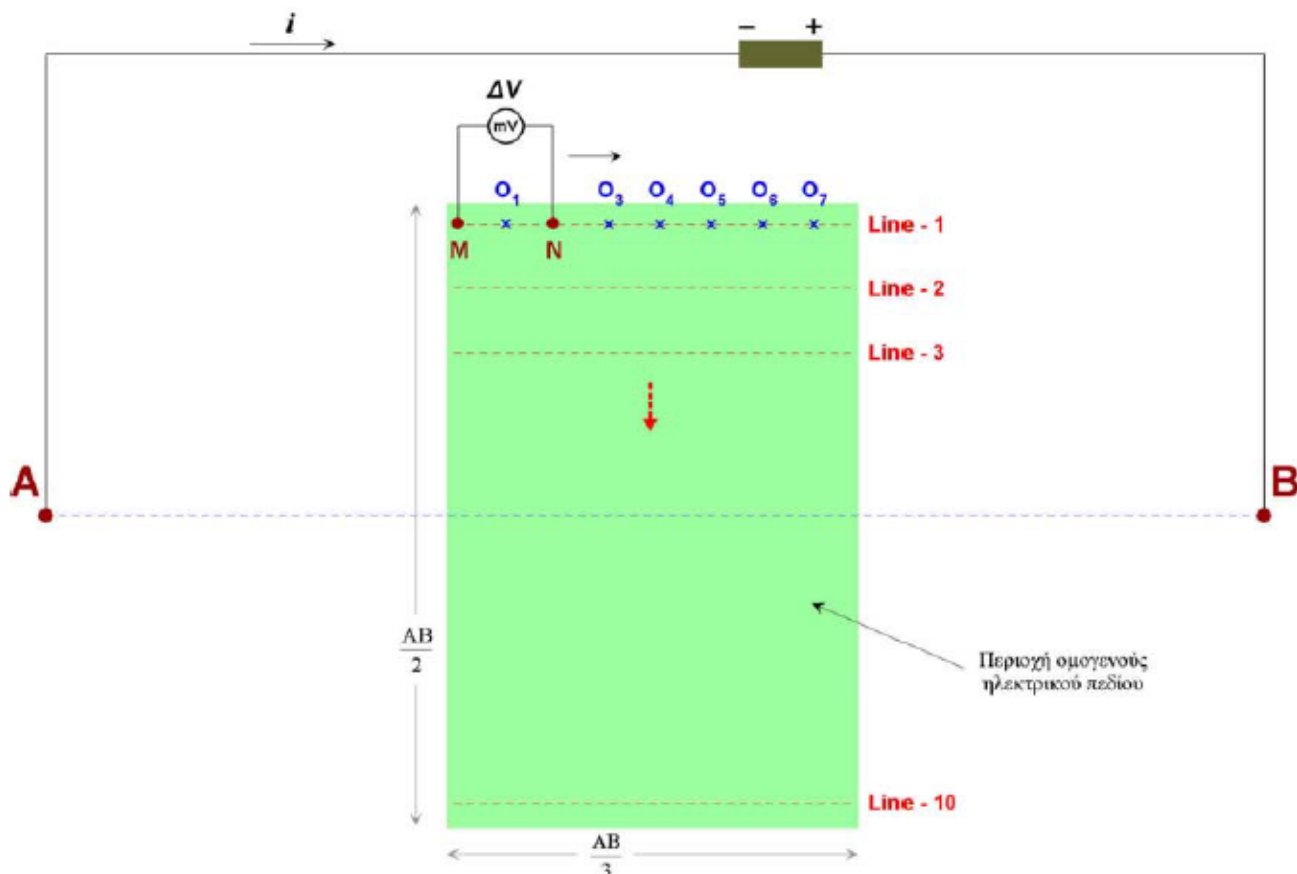
των σημειακών πηγών στο πεδίο παρουσιάζεται στο σχήμα 6, όπου τα ηλεκτρόδια ρεύματος A και B είναι σημειωμένα ως C<sub>1</sub> και C<sub>2</sub> και τα ηλεκτρόδια δυναμικού M και N ως P<sub>1</sub> και P<sub>2</sub>.



Σχήμα 35. Οριζοντιογραφία της επιφάνειας της γης

Το σχήμα 35 είναι η οριζοντιογραφία της επιφάνειας της γης του σχήματος 6, όπου παρουσιάζεται το ορθογώνιο διαστάσεων  $\frac{AB}{2} \times \frac{AB}{3}$  μέσα στο οποίο διεξάγονται οι μετρήσεις. Οι δυναμικές γραμμές του ηλεκτρικού πεδίου μέσα στο ορθογώνιο (σχήμα 35) είναι περίπου παράλληλες μεταξύ τους, γεγονός που υποδηλώνει ότι το ηλεκτρικό πεδίο στον χώρο αυτό είναι σε μεγάλο βαθμό ομογενές.

Στο σχήμα 36 παρουσιάζεται με λεπτομέρεια το κύκλωμα σύνδεσης των σημειακών πηγών A,B και η περιοχή του ορθογώνιου χώρου μέσα στον οποίο διεξάγονται οι μετρήσεις, με το δίπολο δυναμικού MN να κινείται κατά μήκος των γραμμών Line-1, Line-2. κλπ., που είναι παράλληλες προς την γραμμή AB.



Σχήμα 36. Λεπτομέρες διαγραμμά των σημειάκων πηγών

Η απόσταση MN των ηλεκτροδίων του δίπολου δυναμικού ποικίλει από 0.01 έως 0.05AB. Η κάθε μέτρηση μεταξύ των M και N αναφέρεται στο μέσον O της MN. Το βήμα μετατόπισης της άκαμπτης διάταξης του δίπολου MN κατά μήκος της γραμμής είναι συνήθως ίσον με MN ενώ η απόσταση μεταξύ των διαδοχικών γραμμών Line-1, Line-2, κλπ. εξαρτάται από τις διαστάσεις του διερευνούμενου υπεδαφικού στόχου και κυμαίνεται συνήθως μεταξύ MN και 5MN.

Από τις μετρούμενες τιμές του δυναμικού, ΔV, στις θέσεις O1, O2, O3 κλπ. προσδιορίζονται οι τιμές της φαινόμενης ειδικής αντίστασης ρα στις αντίστοιχες θέσεις. Η τιμή της ρα σε κάθε θέση προκύπτει από τη γνωστή γενική σχέση

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I}$$

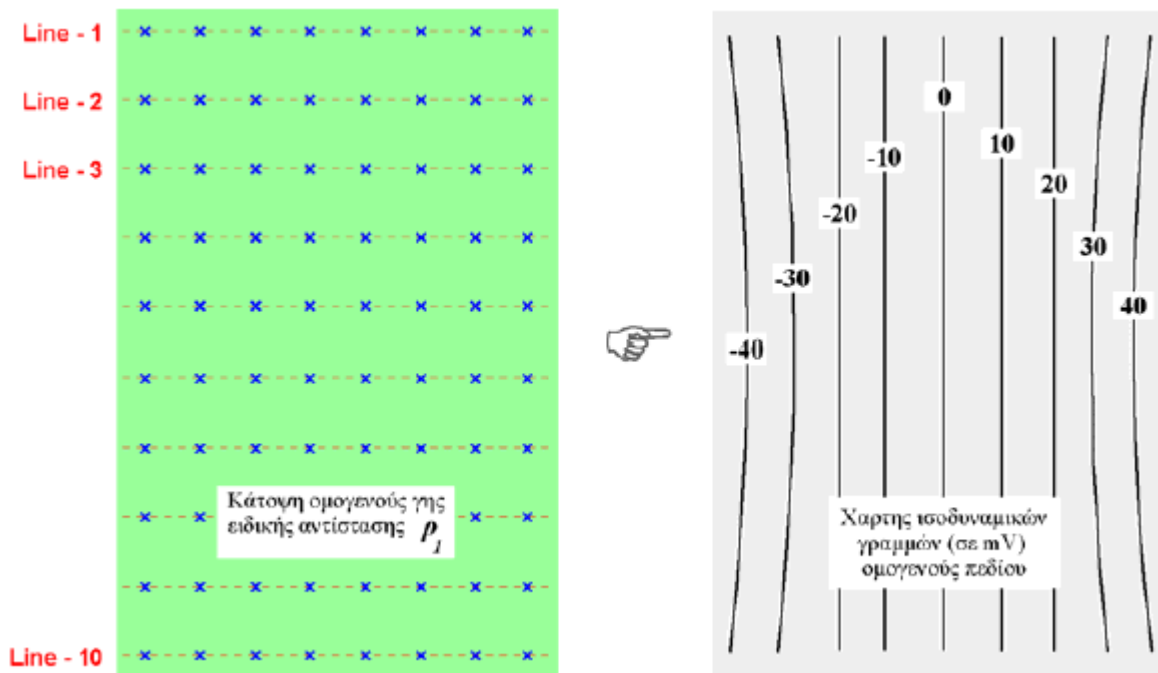
όπου ΔV το μετρούμενο δυναμικό και K ο αντίστοιχος γεωμετρικός παράγοντας που δίδεται από την γενική σχέση

$$K = \frac{2\pi}{1 \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4} \right)}$$



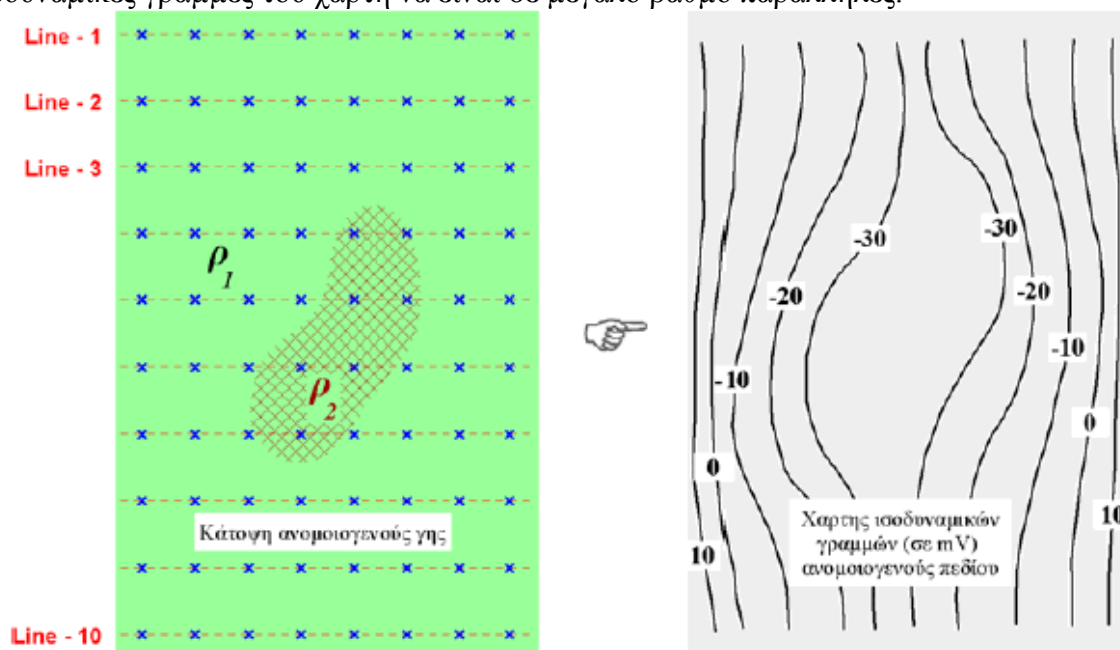
που προκύπτει από τις μετρούμενες αποστάσεις των Μ και Ν από τις πηγές ρεύματος Α και Β.

Στις εργασίες υπαίθρου επιδιώκουμε την δημιουργία συνθηκών ομογενούς πεδίου που σε μεγάλο βαθμό πληρούται στο συγκεκριμένο ορθογώνιο χώρο. Εάν στην διερευνούμενη υπεδαφική ζώνη η ειδική αντίσταση δεν παρουσιάζει πλευρικές μεταβολές τότε το ηλεκτρικό πεδίο θα είναι σε μεγάλο βαθμό ομογενές με συνέπεια οι δυναμικές γραμμές να είναι περίπου παράλληλες.



Σχήμα 37. Περίπτωση ομογενούς πεδίου

Την περίπτωση αυτή βλέπουμε στο σχήμα 37 όπου η απουσία ανομοιογένειας στην ειδική αντίσταση του υπεδαφικού σχηματισμού έχει σαν αποτέλεσμα οι προκύπτουσες ισοδυναμικές γραμμές του χάρτη να είναι σε μεγάλο βαθμό παράλληλες.



Σχήμα 38. Περίπτωση ανομοιογενούς

Στο σχήμα 38 παρουσιάζεται η περίπτωση ανομοιογενούς υπεδαφικής δομής. Αγωγίμος σχηματισμός ειδικής αντίστασης  $\rho_2$  με πεπερασμένες πλευρικές διαστάσεις βρίσκεται σε περιβάλλοντα χώρο με ειδική αντίσταση  $\rho_1$ . Στη περίπτωση αυτή έχουμε συνθήκες πλευρικής ανομοιογένειας στην ειδική αντίσταση του υπεδαφικού σχηματισμού. Οι ισοδυναμικές γραμμές του χάρτη που προκύπτει από την χαρτογράφηση των τιμών δυναμικού έχουν πάψει πλέον να είναι παράλληλες και έχουν υποστεί παραμόρφωση εξαιτίας της πλευρικής ανομοιογένειας. Η περιοχή της μέγιστης παραμόρφωσης των δυναμικών γραμμών στον χάρτη οριοθετεί την υπεδαφική θέση του στόχου στην περιοχή έρευνας.

#### 4.15 Γραμμικές πηγές ρεύματος

Στη διάταξη αυτή τα ηλεκτρόδια ρεύματος Α και Β είναι μεγάλου μήκους γυμνά ράβδοι από χαλκό σε σύζευξη με τη γη σε ολόκληρο το μήκος τους (σχήμα 8). Τα γραμμικά ηλεκτρόδια Α ή C1 και Β ή C2 συνδέονται μέσω καλωδίων με μια ηλεκτρική πηγή, πχ. ένα συσσωρευτή. Η μέτρηση της διαφοράς δυναμικού  $\Delta V$  γίνεται στο χώρο της επιφάνειας της γης που παρεμβάλλεται μεταξύ των γραμμικών ηλεκτροδίων. Τα γραμμικά ηλεκτρόδια παραμένουν σταθερά στο έδαφος και οι μετρήσεις διενεργούνται μεταξύ των ηλεκτροδίων δυναμικού Μ ή Ρ1 και Ν ή Ρ2 τα οποία μετακινούνται κατά μήκος γραμμών παράλληλων μεταξύ τους.

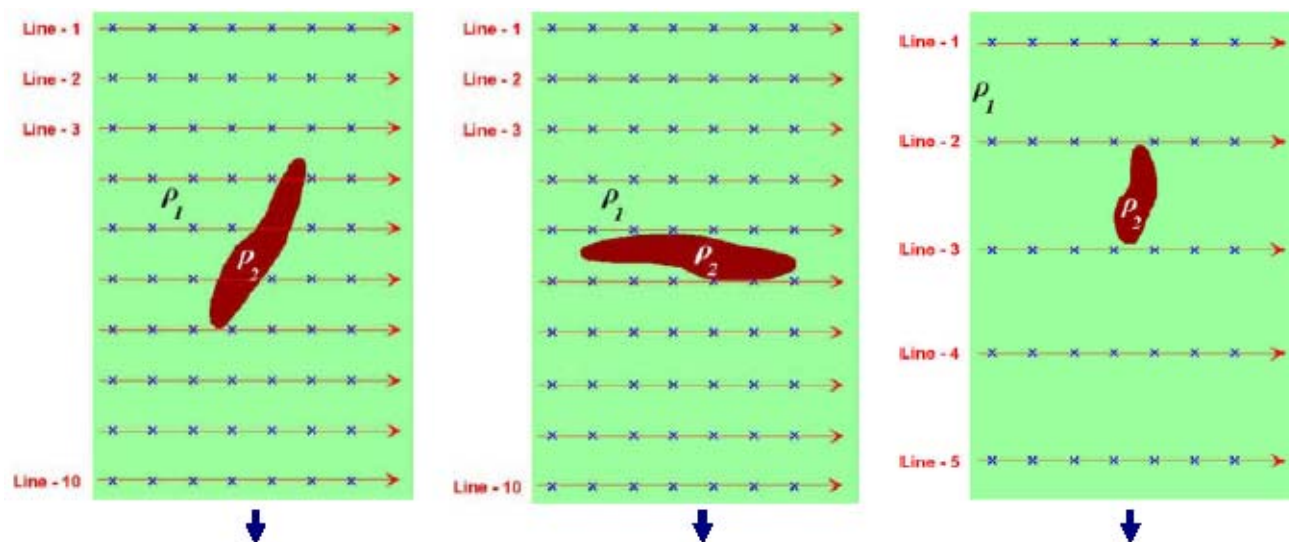
Το σχήμα 9 είναι η οριζοντιογραφία της επιφάνειας της γης του σχήματος 8, όπου παρουσιάζεται με ευκρίνεια ο μεταξύ των γραμμικών ηλεκτροδίων χώρος μέσα στον οποίο οριοθετούνται οι μετρήσεις. Οι δυναμικές γραμμές του ηλεκτρικού πεδίου μέσα στο χώρο του σχήματος 9 είναι, όπως και στο αντίστοιχο κεφάλαιο έχουμε εξηγήσει, γραμμές παράλληλες μεταξύ τους, γεγονός που υποδηλώνει ότι το ηλεκτρικό πεδίο στον χώρο αυτό είναι ιδανικά ομογενές.

Από τις μετρούμενες τιμές του δυναμικού,  $\Delta V$ , προσδιορίζονται οι τιμές της φαινόμενης ειδικής αντίστασης  $\rho_a$  στις αντίστοιχες θέσεις. Η τιμή της  $\rho_a$  σε κάθε θέση προκύπτει από τη γνωστή γενική σχέση

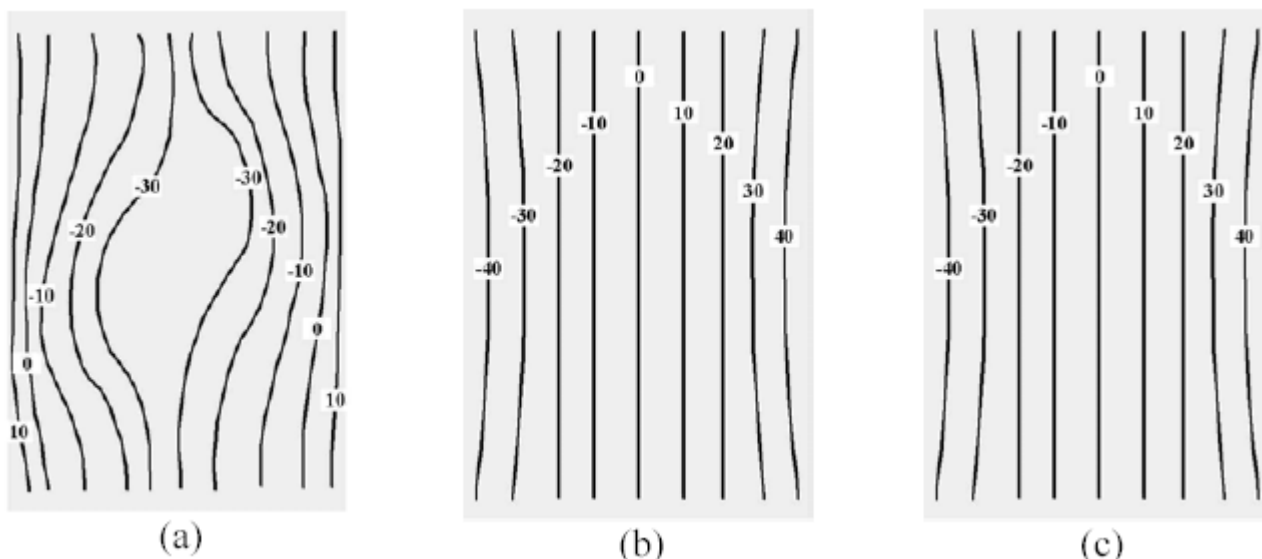
$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I}$$

όπου  $\Delta V$  το μετρούμενο δυναμικό και Κ ο αντίστοιχος γεωμετρικός παράγοντας που ισχύει για τα γραμμικά ηλεκτρόδια.

Η ποιοτική ερμηνεία των ισοδυναμικών γραμμών ή των ισότιμων καμπύλων φαινόμενης ειδικής αντίστασης,  $\rho_a$ , που προκύπτουν από την χαρτογράφηση των μετρήσεων στις διάφορες θέσεις είναι ακριβώς η ίδια όπως και στη περίπτωση των σημειακών πηγών ρεύματος που εξετάσαμε στη προηγούμενη παράγραφο.



Σχήμα 39. Περιπτώσεις που έχουμε ανομοιογένεια



Σχήμα 40. Περιπτώσεις που δεν εντοπίζεται η ανομοιογένεια

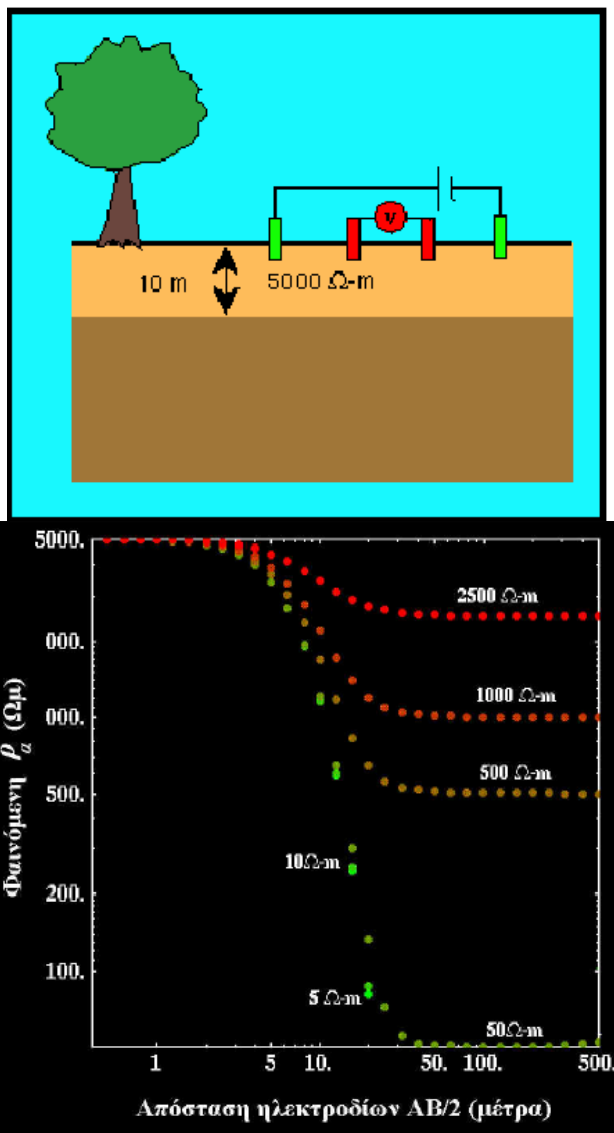
Το σχήμα 40 η περίπτωση (a) αφορά ορθή επιλογή της κατεύθυνσης και πυκνότητας των γραμμών έρευνας. Οι γραμμές είναι εγκάρσιες στην παράταξη και διέρχονται αρκετές εξ αυτών πάνω από τον στόχο με αποτέλεσμα να επιτυγχάνεται το μέγιστο προσδοκώμενο αποτέλεσμα σε ότι αφορά την παραμόρφωση των δυναμικών γραμμών του μετρούμενου ηλεκτρικού πεδίου. Η περίπτωση (b) αφορά κακή επιλογή της κατεύθυνσης των γραμμών έρευνας με αποτέλεσμα η χαρτογράφηση των δυναμικών γραμμών του πεδίου να μην προδίδει την ύπαρξη του στόχου. Η περίπτωση (c) αφορά ανεπαρκή πυκνότητα γραμμών έρευνας έτσι ώστε καμία εξ αυτών να διέρχεται πάνω από το στόχο με αποτέλεσμα οι δυναμικές γραμμές του πεδίου να μην προδίδουν και σ' αυτή τη περίπτωση την ύπαρξη του στόχου.

#### 4.16 Παρουσίαση των αποτελεσμάτων- Γεωηλεκτρικές βυθομετρήσεις-Καμπύλες γεωηλεκτρικών βυθομετρήσεων πάνω από Μέσο Ενός Στρώματος

Έχουμε ήδη δει παραδείγματα καμπυλών φαινόμενης ειδικής αντίστασης που παράγονται πάνω από δομές της γης, οι οποίες αποτελούνται από ένα μόνο στρώμα πάνω από έναν ημιχώρο. Θα εξετάσουμε τώρα τις καμπύλες της φαινόμενης ειδικής αντίστασης που παράγονται πάνω από αυτές τις δομές με πιο συστηματικό τρόπο. Τα παραδείγματα που δείχνονται στις επόμενες σελίδες έχουν προκύψει με χρήση της διάταξης Wenner. Αν χρησιμοποιούσαμε τη διάταξη Schlumberger τα συμπεράσματά μας δεν θα άλλαζαν σημαντικά.

Έστω ότι μετρούμε την φαινόμενη ειδική αντίσταση πάνω από τη δομή που βλέπουμε στο σχήμα δεξιά. Ένα στρώμα πάχους 10m, ειδικής αντίστασης 5000 Ohm·m, υπέρκειται ενός ημιχώρου, του οποίου η ειδική αντίσταση είναι πάντα μικρότερη των 5000 Ohm·m.

Στο διάγραμμα του σχήματος 41 έχουν σχεδιαστεί οι καμπύλες της φαινόμενης ειδικής αντίστασης που υπολογίστηκαν για διάφορες τιμές ειδικής αντίστασης του ημιχώρου (2500, 1000, 500, 50, 10, 5 Ohm·m). Παρατηρούμε ότι στο διάγραμμα το χαμηλότερο όριο φαινόμενης ειδικής αντίστασης έχει οριστεί στα 50 Ohm·m. Οι καμπύλες της φαινόμενης ειδικής αντίστασης των 10 και 5 Ohm·m εκτείνονται κάτω από το κατώτερο όριο του διαγράμματος.

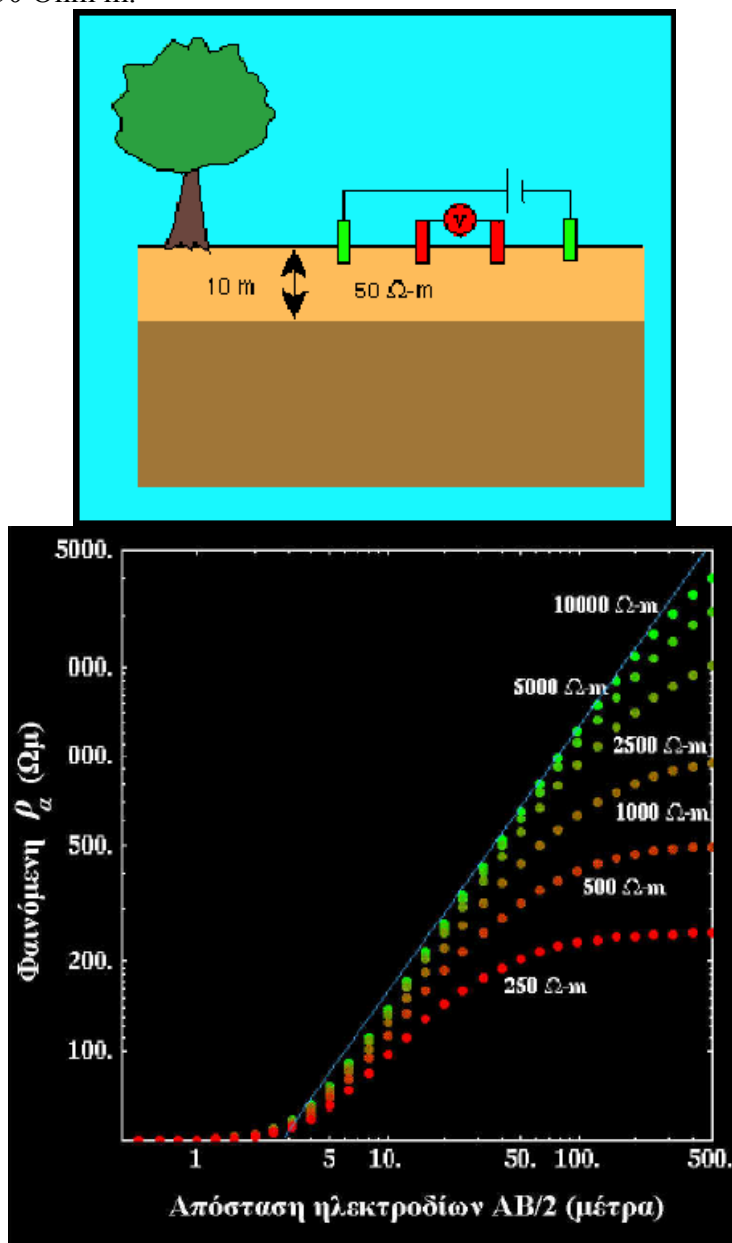


Σχήμα 41. Γεωηλεκτρικές καμπύλες όταν το επιφανειακό στρώμα είναι μεγάλης ειδικής αντίστασης

Στη συγκεκριμένη περίπτωση, οι καμπύλες της φαινόμενης ειδικής αντίστασης συμπεριφέρονται ακριβώς όπως περιμέναμε βάσει των παρατηρήσεων μας από τα προηγούμενα παραδείγματα. Όλες οι καμπύλες προσεγγίζουν ασυμπτωτικά την ειδική αντίσταση του στρώματος, 5000 Ohm·m, για μικρές αποστάσεις των ηλεκτροδίων. Καθώς η απόσταση των ηλεκτροδίων αυξάνει, οι καμπύλες της φαινόμενης ειδικής αντίστασης πλησιάζουν ασυμπτωτικά την πραγματική ειδική αντίσταση του ημιχώρου (αυτό ισχύει ακόμα και για τις καμπύλες των 10 και 5 Ohm·m, απλά δεν τις έχουμε σχεδιάσει επειδή είναι πολύ μικρές). Επιπλέον, επισημαίνουμε ότι όλες οι καμπύλες τείνουν να παρουσιάζουν τη μεγαλύτερη μεταβολή της φαινόμενης ειδικής αντίστασης σε σχέση με την απόσταση των ηλεκτροδίων (δηλαδή τη μεγαλύτερη κλίση) όταν η απόσταση των ηλεκτροδίων γίνεται σχεδόν ίση με το βάθος του στρώματος, δηλαδή 10 μέτρα.

#### 4.17 Καμπύλες γεωηλεκτρικών βυθομετρήσεων πάνω από Μέσο ενός Στρώματος II

Θεωρούμε τώρα τις καμπύλες της φαινόμενης ειδικής αντίστασης που παράγονται πάνω από ένα μέσο ενός στρώματος, στο οποίο η ειδική αντίσταση του ανώτερου στρώματος είναι μικρότερη από την ειδική αντίσταση του ημιχώρου. Ένα παράδειγμα αυτού του τύπου δομής φαίνεται στο παρακάτω σχήμα. Ένα στρώμα πάχους 10 μέτρων και ειδικής αντίστασης 50  $\Omega\cdot\text{m}$  υπέρκειται του ημιχώρου ο οποίος έχει ειδική αντίσταση, η οποία είναι πάντοτε μεγαλύτερη από 50  $\Omega\cdot\text{m}$ .



Σχήμα 42. Γεωηλεκτρικές καμπύλες όταν το επιφανειακό στρώμα είναι μεγάλης ειδικής αντίστασης

Στο διάγραμμα του σχήματος 42 έχουν σχεδιαστεί οι καμπύλες της φαινόμενης ειδικής αντίστασης, οι οποίες έχουν υπολογιστεί για διάφορες τιμές της ειδικής αντίστασης του ημιχώρου (250, 500, 1000, 2500, 5000, 10000  $\Omega\cdot\text{m}$ ). Το παράδειγμα αυτό δεν είναι τόσο απλό όσο το προηγούμενο. Όπως προηγουμένως, όλες οι καμπύλες πλησιάζουν ασυμπτωτικά την ειδική αντίσταση του ανώτερου στρώματος, 50  $\Omega\cdot\text{m}$ , για μικρές

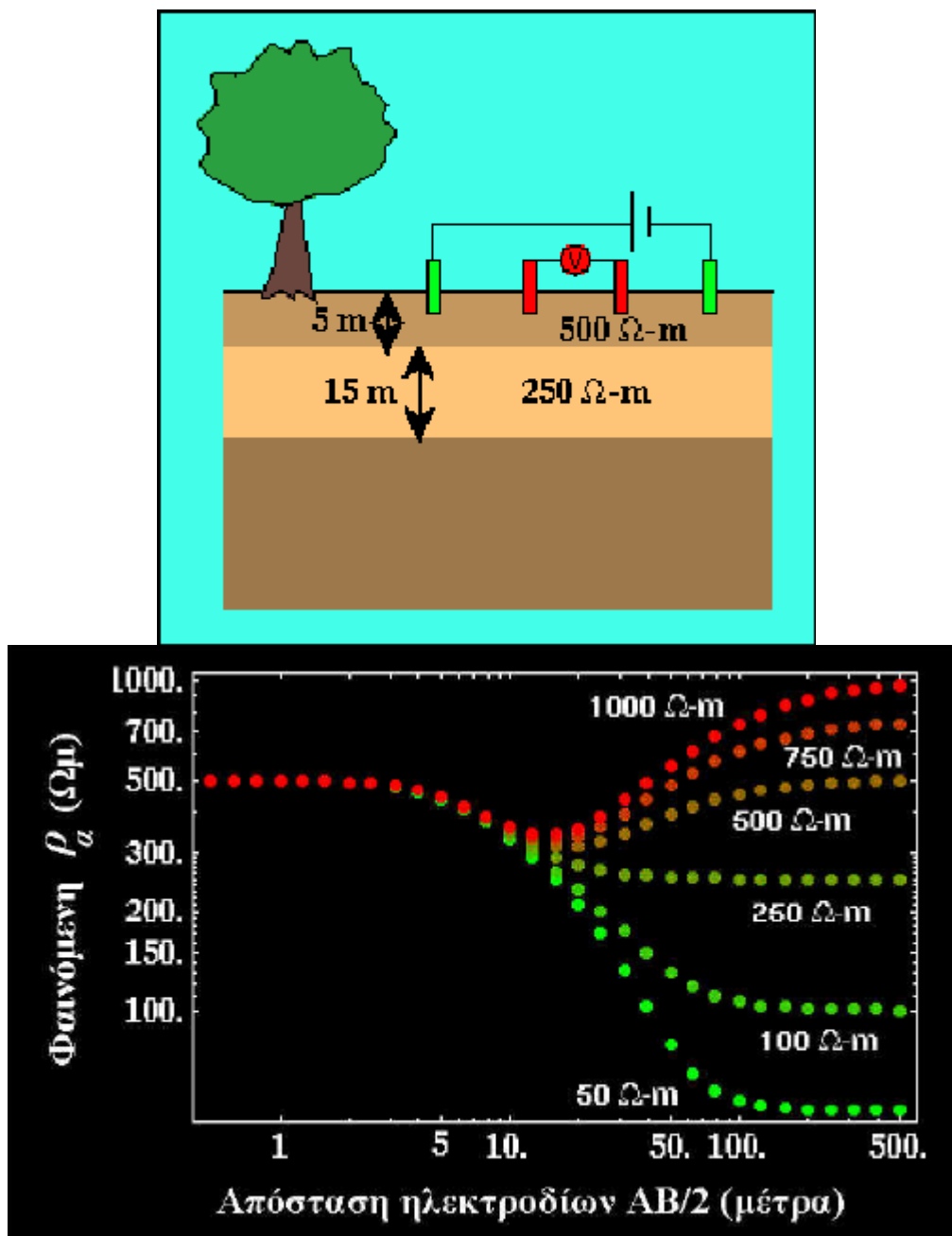
αποστάσεις των ηλεκτροδίων. Για μεγάλες αποστάσεις, όμως, η συμπεριφορά είναι λίγο πιο πολύπλοκη. Αν η ειδική αντίσταση του ημιχώρου δεν είναι πολύ μεγαλύτερη από την ειδική αντίσταση του ανώτερου στρώματος, τότε η φαινόμενη ειδική αντίσταση προσεγγίζει ασυμπτωτικά την ειδική αντίσταση του ημιχώρου για εφικτές αποστάσεις των ηλεκτροδίων. Καθώς, όμως, η ειδική αντίσταση του ημιχώρου αυξάνει η ασυμπτωτική συμπεριφορά της φαινόμενης ειδικής αντίστασης εμφανίζεται μόνο σε όλο και μεγαλύτερες αποστάσεις των ηλεκτροδίων.

Στο παράδειγμα αυτό, παρατηρούμε ότι πάνω από τις τιμές για την απόσταση των ηλεκτροδίων που έχουμε δεχτεί (0.5 έως 500m), η καμπύλη της φαινόμενης ειδικής αντίστασης δεν προσεγγίζει ποτέ την ειδική αντίσταση του ημιχώρου για ημιχώρο με ειδική αντίσταση πάνω από 2500 Ohm·m. Αντιθέτως, η καμπύλη της φαινόμενης ειδικής αντίστασης προσεγγίζει μία ευθεία γραμμή με κλίση 45° (μπλε γραμμή). Επίσης παρατηρούμε ότι για σχετικά μικρές τιμές της ειδικής αντίστασης του ημιχώρου, όπως είδαμε και στο προηγούμενο παράδειγμα, η απόσταση των ηλεκτροδίων στην οποία παρατηρείται η μεγαλύτερη μεταβολή της φαινόμενης ειδικής αντίστασης συναρτήσει της απόστασης των ηλεκτροδίων (κλίση) είναι σχεδόν ίση με το πάχος του στρώματος. .στόσο, καθώς η ειδική αντίσταση του ημιχώρου αυξάνει, η απόσταση των ηλεκτροδίων στην οποία παρατηρούμε τη μεγαλύτερη μεταβολή στην φαινόμενη ειδική αντίσταση μεταφέρεται σε αποστάσεις μεγαλύτερες από το πάχος του στρώματος.

#### **4.18 Καμπύλες γεωηλεκτρικών βυθομετρήσεων πάνω από Μέσο Δύο Στρωμάτων**

Σε ένα μέσο που αποτελείται από περισσότερα από ένα στρώματα πάνω από τον ημιχώρο, η δυναμική απόκριση στις βυθοσκοπήσεις ειδικής αντίστασης είναι αρκετά πλούσια.

Στις παρούσες σημειώσεις, θα παρουσιάσουμε μόνο δύο παραδείγματα καμπύλων ειδικής αντίστασης πάνω από ένα μέσο δύο στρωμάτων. Οι γεωφυσικοί επιστήμονες που ειδικεύονται στην ανάλυση των βυθοσκοπήσεων έχουν κατατάξει την δυναμική απόκριση πάνω από αυτές τις δομές σε έναν αριθμό πρότυπων καμπυλών. Εμείς δεν κρίνεται απαραίτητο να εξετάσουμε όλους αυτούς τους τύπους καμπυλών αλλά μόνο μερικά χαρακτηριστικά παραδείγματα.



Σχήμα 43. Περίπτωση που υπάρχουν τρία ανομοιογενή οριζόντια στρώματα

Θεωρούμε τη δομή του παραπάνω σχήματος, η οποία αποτελείται από δύο στρώματα (το ανώτερο έχει πάχος 5m και ειδική αντίσταση  $500 \text{ Ohm}\cdot\text{m}$ , ενώ το κατώτερο πάχος 15m και ειδική αντίσταση  $250 \text{ Ohm}\cdot\text{m}$ ) τα οποία υπέρκεινται του ημιχώρου. Στο σχήμα 43 έχει σχεδιαστεί ένα σετ καμπυλών ειδικής αντίστασης, κάθε μία από τις οποίες έχει δημιουργηθεί θεωρώντας διαφορετική ειδική αντίσταση για τον υποκείμενο ημιχώρο (οι τιμές ειδικής αντίστασης που βλέπουμε δίπλα σε κάθε καμπύλη υποδεικνύει την τιμή της ειδικής αντίστασης του ημιχώρου).

Για μικρές αποστάσεις των ηλεκτροδίων, όλες οι καμπύλες προσεγγίζουν ασυμπτωτικά την ειδική αντίσταση του ανώτερου στρώματος. Στο συγκεκριμένο μοντέλο παρατηρούμε ότι αν η ειδική αντίσταση του ημιχώρου είναι μεγαλύτερη από την ειδική αντίσταση του κατώτερου στρώματος, οι επιδράσεις των τριών μέσων μπορούν να διακριθούν στην καμπύλη της φαινόμενης ειδικής αντίστασης. Καθώς η απόσταση των ηλεκτροδίων



μεγαλώνει, η ειδική αντίσταση αρχικά μειώνεται και στην συνέχεια αυξάνεται για μεγαλύτερες αποστάσεις των ηλεκτροδίων. Τελικά, για πολύ μεγάλες αποστάσεις των ηλεκτροδίων, η φαινόμενη ειδική αντίσταση πλησιάζει την ειδική αντίσταση του ημιχώρου. Στο χαμηλότερο σημείο της καμπύλης, όμως, η φαινόμενη ειδική αντίσταση δεν πλησιάζει τα  $250 \text{ Ohm}\cdot\text{m}$ , δηλαδή την ειδική αντίσταση του μεσαίου μέσου. Είναι όμως δυνατόν να διακριθεί η παρουσία των τριών στρωμάτων και να υπολογιστεί ποιοτικά η ειδική αντίσταση του καθενός (π.χ. η ειδική αντίσταση του πρώτου στρώματος είναι  $500 \text{ Ohm}\cdot\text{m}$ , η ειδική αντίσταση του δεύτερου είναι μικρότερη, η ειδική αντίσταση του ημιχώρου είναι ίση με την τιμή που προσεγγίζει η καμπύλη της φαινόμενης ειδικής αντίστασης για μεγάλες αποστάσεις ηλεκτροδίων).

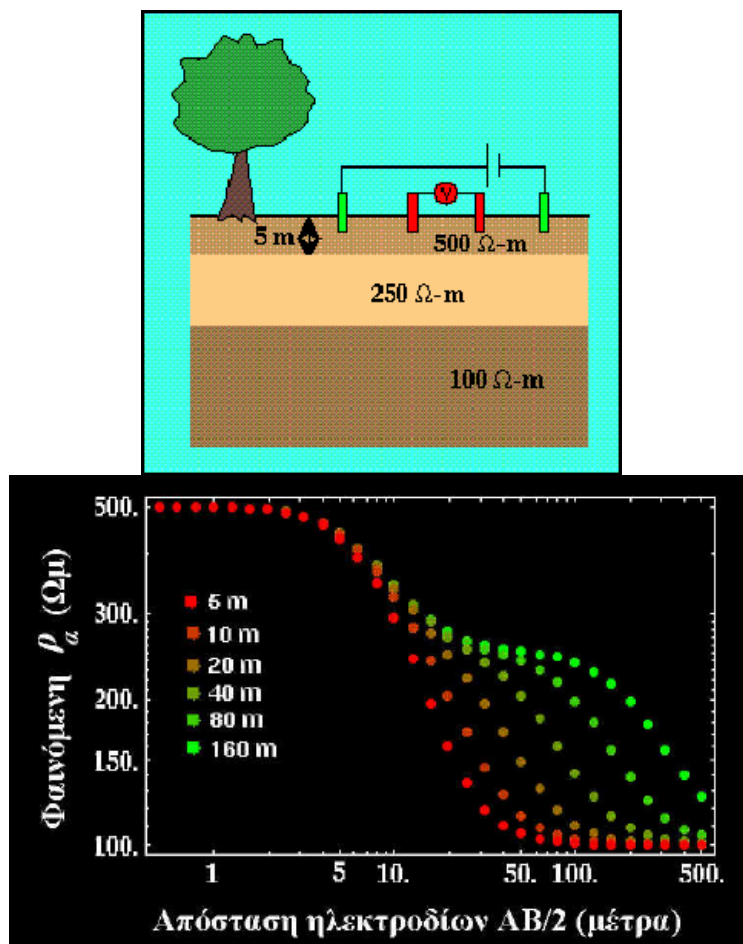
Καθώς η ειδική αντίσταση του ημιχώρου μειώνεται, η κατάσταση γίνεται πιο ασαφής. Για μικρές αποστάσεις των ηλεκτροδίων οι καμπύλες της φαινόμενης ειδικής αντίστασης συνεχίζουν να προσεγγίζουν την ειδική αντίσταση του ανώτερου στρώματος. Καθώς η απόσταση των ηλεκτροδίων αυξάνεται, η φαινόμενη ειδική αντίσταση μειώνεται, μέχρι που πλησιάζει την ειδική αντίσταση του ημιχώρου. Για τα μοντέλα αυτά, οι καμπύλες της φαινόμενης ειδικής αντίστασης που παράγονται μοιάζουν περισσότερο με αυτά που δημιουργούνται από τα μοντέλα ενός στρώματος. Επομένως, οι καμπύλες της φαινόμενης ειδικής αντίστασης που παράγονται από αυτές τις δομές των δύο στρωμάτων μπορεί να μην διαφέρουν σχεδόν καθόλου από αυτές που παράγονται από τις δομές ενός στρώματος.

#### **4.19 Μέσο Δύο Στρωμάτων: ένα ακόμα παράδειγμα**

Σε πολλά από τα προηγούμενα παραδείγματα, το μεσαίο στρώμα δεν μπορούσε να αναγνωρισθεί σαν διακριτή μονάδα. Θα διερευνήσουμε λίγο παραπάνω αυτή την παρατήρηση μεταβάλλοντας μία ακόμα παράμετρο στο σετ των μοντέλων δύο στρωμάτων που θα αναπτύξουμε. Στα προηγούμενα παραδείγματα διατηρούσαμε σταθερές την ειδική αντίσταση και το πάχος των δύο στρωμάτων και δείχναμε πώς μεταβάλλεται η φαινόμενη ειδική αντίσταση σε σχέση με την απόσταση των ηλεκτροδίων καθώς άλλαζε η ειδική αντίσταση του ημιχώρου. Τώρα θα διατηρήσουμε σταθερή την ειδική αντίσταση των δύο στρωμάτων και του ημιχώρου και θα μεταβάλλουμε το πάχος του μεσαίου στρώματος. Στο προηγούμενο σετ μοντέλων, όπου μας δόθηκε μια επιλογή ειδικών αντιστάσεων, δεν μπορέσαμε να διακρίνουμε το μεσαίο στρώμα. Τώρα που το μεσαίο στρώμα είναι παχύτερο μπορούμε να το δούμε;

Θεωρούμε τη δομή του δεξιού σχήματος, η οποία αποτελείται από δύο στρώματα (το ανώτερο πάχους  $5\text{m}$  και ειδικής αντίστασης  $500 \text{ Ohm}\cdot\text{m}$ , το κατώτερο με μεταβαλλόμενο πάχος και ειδική αντίσταση  $250 \text{ Ohm}\cdot\text{m}$ ), τα οποία υπέρκεινται ενός ημιχώρου με ειδική αντίσταση  $100 \text{ Ohm}\cdot\text{m}$ . Προηγουμένως, δείξαμε ότι αν το πάχος του μεσαίου στρώματος είναι  $5\text{m}$ , η καμπύλη της φαινόμενης ειδικής αντίστασης που παράγεται πάνω από αυτό το μοντέλο δεν διακρίνεται από αυτή του μοντέλου ενός στρώματος.

Ισχύει πάντα αυτό; Ποιοτικά, θα περιμέναμε πως όχι. Για παράδειγμα, αν κάναμε το πάχος του μεσαίου στρώματος πολύ μεγάλο, θα περιμέναμε ότι η φαινόμενη ειδική αντίσταση θα πλησιάζει την ειδική αντίσταση του μεσαίου στρώματος, καθώς η απόσταση των ηλεκτροδίων αυξάνεται, παρά να πλησιάζει την ειδική αντίσταση του ημιχώρου. Επομένως πρέπει να είμαστε σε θέση να ανιχνεύσουμε την παρουσία του μεσαίου στρώματος για κάποιο κρίσιμο πάχος.



Σχήμα 44. Περίπτωση που υπάρχουν τρία ανομοιογενή οριζόντια στρώματα

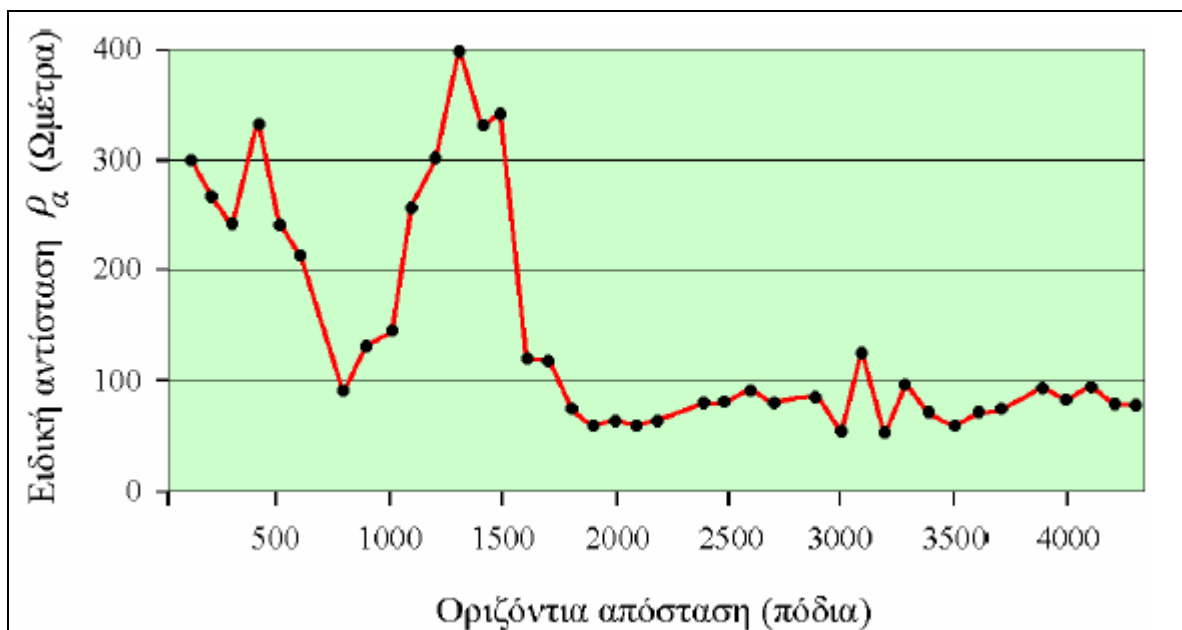
Στο διάγραμμα του σχήματος 44 φαίνονται οι καμπύλες της φαινόμενης ειδικής αντίστασης πάνω από μοντέλα της γης με μεταβαλλόμενο πάχος του μεσαίου στρώματος. Για πάχος μικρότερο από 10m, η καμπύλη της φαινόμενης ειδικής αντίστασης δεν διακρίνεται από αυτή που παράγεται από τη γήινη δομή ενός στρώματος. Το ανώτερο στρώμα έχει ειδική αντίσταση 500 Ohm·m και ο κατώτερος ημιχώρος έχει ειδική αντίσταση 100 Ohm·m.

Καθώς το πάχος του μεσαίου στρώματος αυξάνει, η καμπύλη της ειδικής αντίστασης συνεχίζει να μειώνεται μονοτονικά με αύξηση της απόστασης των ηλεκτροδίων, όμως μια χαρακτηριστική προεξοχή αρχίζει να αναπτύσσεται στην καμπύλη. Η προεξοχή αυτή γίνεται εμφανής σε πάχος 40m. Καθώς το πάχος αυξάνει, γίνεται ξεκάθαρο ότι η προεξοχή αντιπροσωπεύει μια οριζοντίωση της καμπύλης της φαινόμενης ειδικής αντίστασης για την ειδική αντίσταση του μεσαίου στρώματος, 250 Ohm·m. Επομένως, αν το μεσαίο στρώμα είναι αρκετά παχύ, μπορεί να διακριθεί στην καμπύλη της φαινόμενης ειδικής αντίστασης. Σημειώνουμε, όμως, επίσης ότι αν γίνει υπερβολικά παχύ δεν θα δούμε ποτέ την ειδική αντίσταση του ημιχώρου. Δηλαδή αν το πάχος του μεσαίου στρώματος είναι μεγάλο συγκριτικά με τη μέγιστη απόσταση των ηλεκτροδίων, η καμπύλη της φαινόμενης ειδικής αντίστασης θα πλησιάζει και πάλι αυτήν που παράγεται από το μοντέλο ενός στρώματος. Στην περίπτωση αυτή, όμως, η καμπύλη της φαινόμενης ειδικής αντίστασης θα προσεγγίζει ασυμπτωτικά την ειδική αντίσταση του μεσαίου στρώματος αντί την ειδική αντίσταση του ημιχώρου.

#### 4.19 Οριζόντια (Πλευρική) Έρευνα

Οι μετρούμενες στο πεδίο φαινόμενες ειδικές αντιστάσεις απεικονίζονται με έναν ή περισσότερους από τους ακόλουθους τρόπους: Ως μονοδιάστατες (1D) τομές της φαινόμενης ειδικής αντίστασης,  $\rho_a$ , (προφίλ ειδικής αντίστασης), ως δισδιάστατες (2D) τομές της  $\rho_a$  γνωστές και ως ψευδοτομές της  $\rho_a$ , και ως οριζοντιογραφίες (χάρτες) της  $\rho_a$ .

Στα μονοδιάστατα προφίλ ειδικής αντίστασης η  $\rho_a$  αναπαρίσταται στον κατακόρυφο άξονα κατά προτίμηση σε λογαριθμική κλίμακα καθώς είναι οι σχετικές μεταβολές της  $\rho_a$  που έχουν σημασία παρά οι απόλυτες τιμές αυτής.

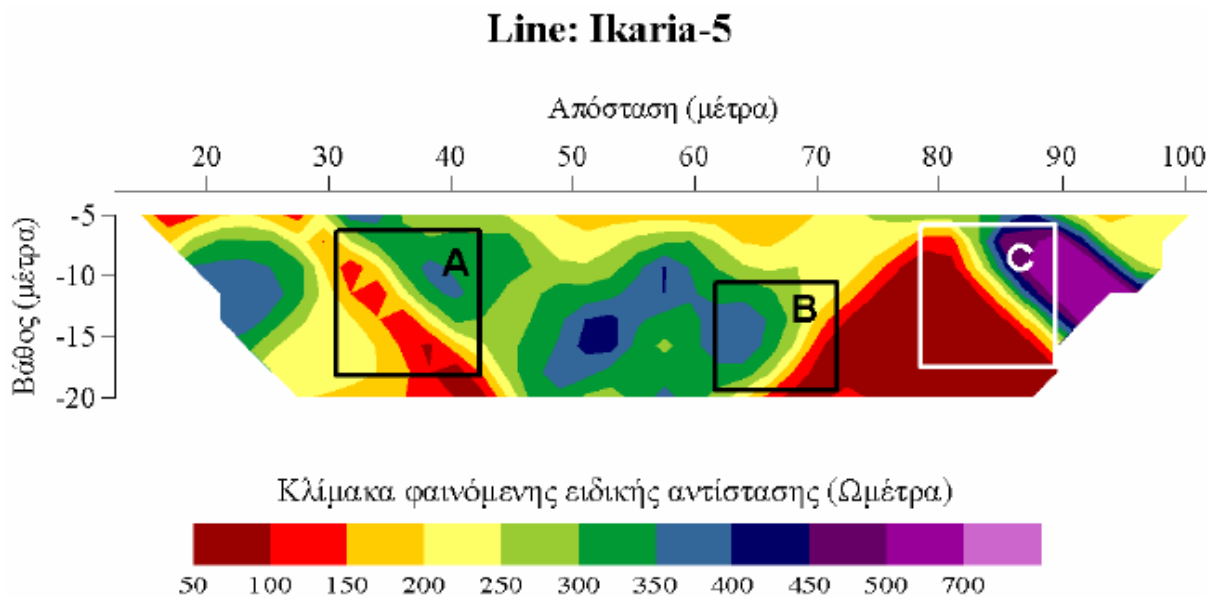


Σχήμα 45. Προφίλ  $\rho_a$  που διεξήχθη πάνω από σχηματισμούς ασβεστόλιθων και ψαμμιτών με κατακόρυφες επαφές (Telford et al., 1976).

Στο σχήμα 45 παρουσιάζεται χαρτογράφηση των τιμών της φαινόμενης ειδικής αντίστασης από προφίλ ειδικής αντίστασης με διάταξη Wenner που διεξήχθη πάνω από εμφανίσεις ασβεστόλιθων και ψαμμιτών που διαχωρίζονται με πρακτικά κατακόρυφες επαφές.

Οι δισδιάστατες τομές της  $\rho_a$  (ψευδοτομές) χρησιμοποιούνται για να απεικονίσουν μετρήσεις της  $\rho_a$  που λαμβάνονται κυρίως σε έρευνες πλευρικών μεταβολών της ειδικής αντίστασης με διαφορετικές αποστάσεις των ηλεκτροδίων ρεύματος με σκοπό να διερευνήσουν και κατακόρυφες μεταβολές της  $\rho_a$ . Οι ψευδοτομές χρησιμοποιούνται επίσης για να απεικονίσουν και μετρήσεις της  $\rho_a$  που λαμβάνονται από διαδοχικές ηλεκτρικές βυθομετρήσεις.

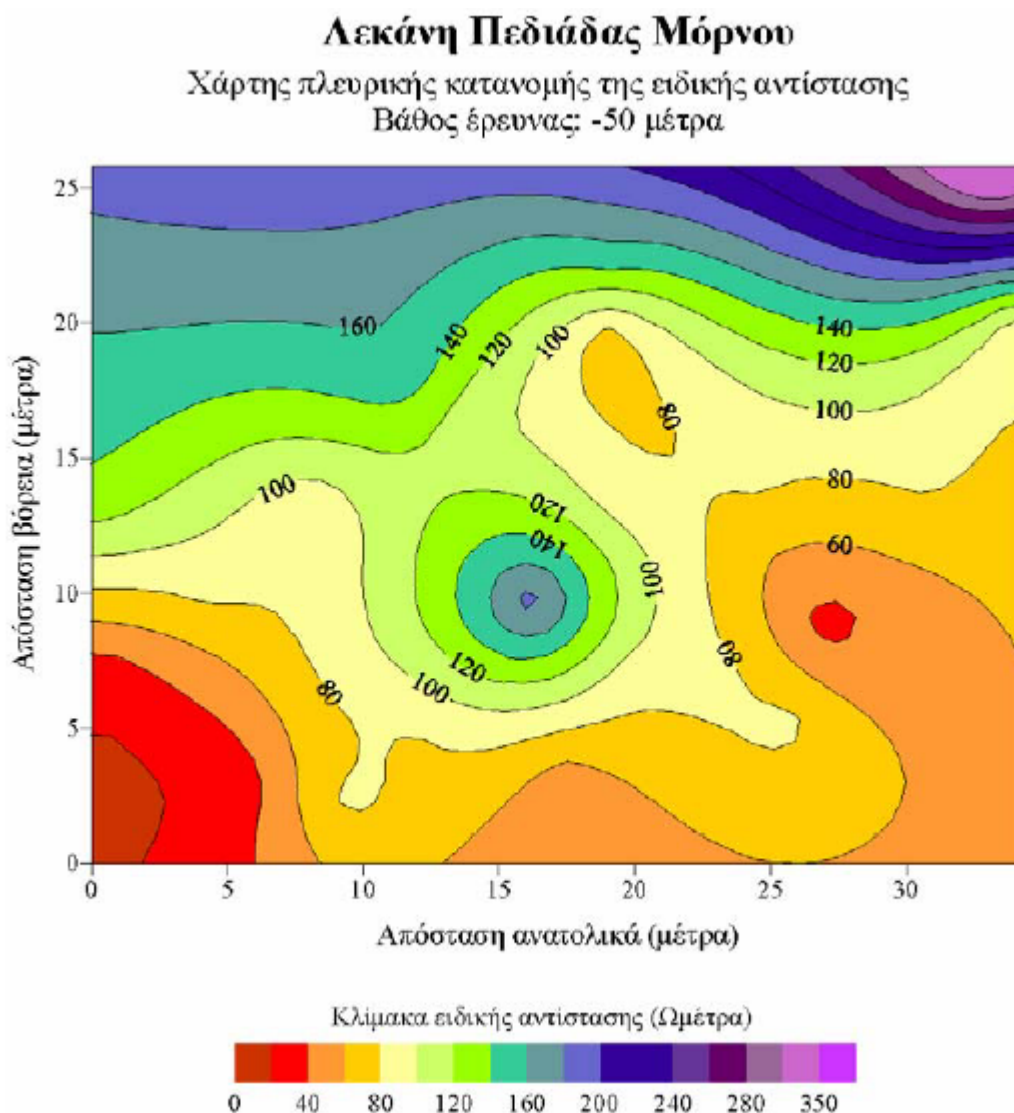
Στο σχήμα 46 παρουσιάζεται μία ψευδοτομή της  $\rho_a$  από σχετικό πείραμα που έγινε σε περιοχή του κρατικού αερολιμένα της Ικαρίας που προορίζεται για επέκταση του υπάρχοντος διαδρόμου προσαπογείωσης των αεροσκαφών.



Σχήμα 46. Ψευδοτομή της  $\rho_a$

Στις περιοχές A, B και C της ψευδοτομής παρατηρούνται έντονες πλευρικές μεταβολές στην φαινόμενη ειδική αντίσταση,  $\rho_a$ , που υποδηλώνουν την ύπαρξη πλευρικών μεταβολών στην υπεδαφική γεωλογική δομή της περιοχής. Επειδή όμως οι ψευδοτομές είναι πολύ πρόχειρες απεικονίσεις της κατακόρυφης μεταβολής της ειδικής αντίστασης κατά μήκος της γραμμής έρευνας, επισημαίνεται ότι η θέση των πλευρικών μεταβολών της πραγματικής ειδικής αντίστασης των σχηματισμών, που συνδέονται κατά κανόνα με μεταβολές της υπεδαφικής γεωλογίας, δεν είναι η αντίστοιχη αυτών που παρουσιάζονται στην ψευδοτομή. Κατόπιν τούτων η ερμηνεία μιας ψευδοτομής είναι μόνο ποιοτική και γι' αυτό το λόγο θα πρέπει να αντιμετωπίζεται με πολύ προσοχή.

Οι οριζοντιογραφίες (χάρτες) της  $\rho_a$  παριστάνουν την πλευρική μεταβολή της  $\rho_a$  σε μία επιφάνεια που αφορά ένα συγκεκριμένο βάθος έρευνας. Στο σχήμα 47 παρουσιάζεται χάρτης που παριστάνει την οριζόντια (πλευρική) κατανομή της φαινόμενης ειδικής αντίστασης των υπεδαφικών σχηματισμών στην πεδιάδα της λεκάνης του ποταμού Μόρνου στο απόλυτο υψόμετρο  $-50$  μέτρα.



Σχήμα 47. Χάρτης της οριζόντιας μεταβολής της ειδικής αντίστασης

Σε ότι αφορά την μορφή και θέση των παρατηρούμενων ανωμαλιών της  $\rho_a$  ισχύουν και εδώ οι ίδιοι περιορισμοί που αναφέρθηκαν για τις ψευδοτομές.

#### 4.20 Ερμηνεία των Μετρήσεων-Γεωηλεκτρικές Βυθομετρήσεις

Σκοπός της ερμηνείας των γεωηλεκτρικών βυθομετρήσεων είναι η έκφραση της αμοιβαίας σχέσης των αποτελεσμάτων των μετρήσεων με την γεωλογία της περιοχής έρευνας. Μία υπεύθυνη ερμηνεία αξιώνει, αφ' ενός μεν, βαθιά γνώση και ικανή εμπειρία επί της μεθόδου, παράλληλα δε, μία καλή γνώση της γεωλογικής δομής της περιοχής έρευνας.

Η ερμηνεία βασίζεται στην σύγκριση πολλών πειραματικών καμπύλων γεωηλεκτρικών βυθομετρήσεων και στην παρατήρηση κοινών χαρακτηριστικών και προοδευτικών αλλαγών μεταξύ τους παρά στην μελέτη καθεμίας εξ' αυτών ξεχωριστά. Οι συνδυασμένες πληροφορίες μεγάλου πλήθους γεωηλεκτρικών βυθομετρήσεων, γεωλογικών και γεωτρητικών δεδομένων οδηγούν συνήθως σε μία ποσοτική και υπεύθυνη ερμηνεία. Η ερμηνεία διακρίνεται σε δύο φάσεις. Η πρώτη φάση περιλαμβάνει την φυσική ερμηνεία

όπου προσδιορίζονται οι γεωηλεκτρικές παράμετροι του υπεδάφους. Η δεύτερη φάση περιλαμβάνει την αμοιβαία σχέση των γεωηλεκτρικών παραμέτρων με την γεωλογία.

Ο Conrad Schlumberger αποκάλυψε την τεχνική των γεωηλεκτρικών βυθομετρήσεων ως «κοντόφθαλμη» από το γεγονός ότι η διακριτική της ικανότητα περιορίζεται καθώς το βάθος της έρευνας αυξάνει. Οριζόντια στρώματα με μεγάλη αντίθεση στην ειδική αντίσταση όταν ευρίσκονται κοντά στην επιφάνεια της γης είναι πολύ εύκολο να διακριθούν και να εντοπισθούν οι γεωηλεκτρικές τους παράμετροι με την μέθοδο των γεωηλεκτρικών βυθομετρήσεων. Καθώς όμως το βάθος ενός στρώματος αυξάνει και το σχετικό πάχος του (λόγος πάχους στρώματος προς βάθος) αρχίζει να γίνεται μικρό, αρχίζει να γίνεται όλο και περισσότερο δύσκολη η διάκριση της επίδρασης του στην γεωηλεκτρική καμπύλη από αυτές των γειτονικών στρωμάτων εκτός και εάν η ειδική αντίσταση του διαφέρει σημαντικά από αυτές των γειτονικών. Στα μεγάλα βάθη, αυτό που συνήθως δείχνει μία γεωηλεκτρική καμπύλη είναι η παρουσία συνόλων (πακέτων) στρωμάτων με ξεχωριστό γεωηλεκτρικό χαρακτήρα. Με την αύξηση του βάθους αυξάνει παράλληλα και το πάχος του πακέτου των στρωμάτων καθώς όλο και μεγαλύτεροι όγκοι γης (σχήμα 24) υπεισέρχονται στις μετρήσεις.

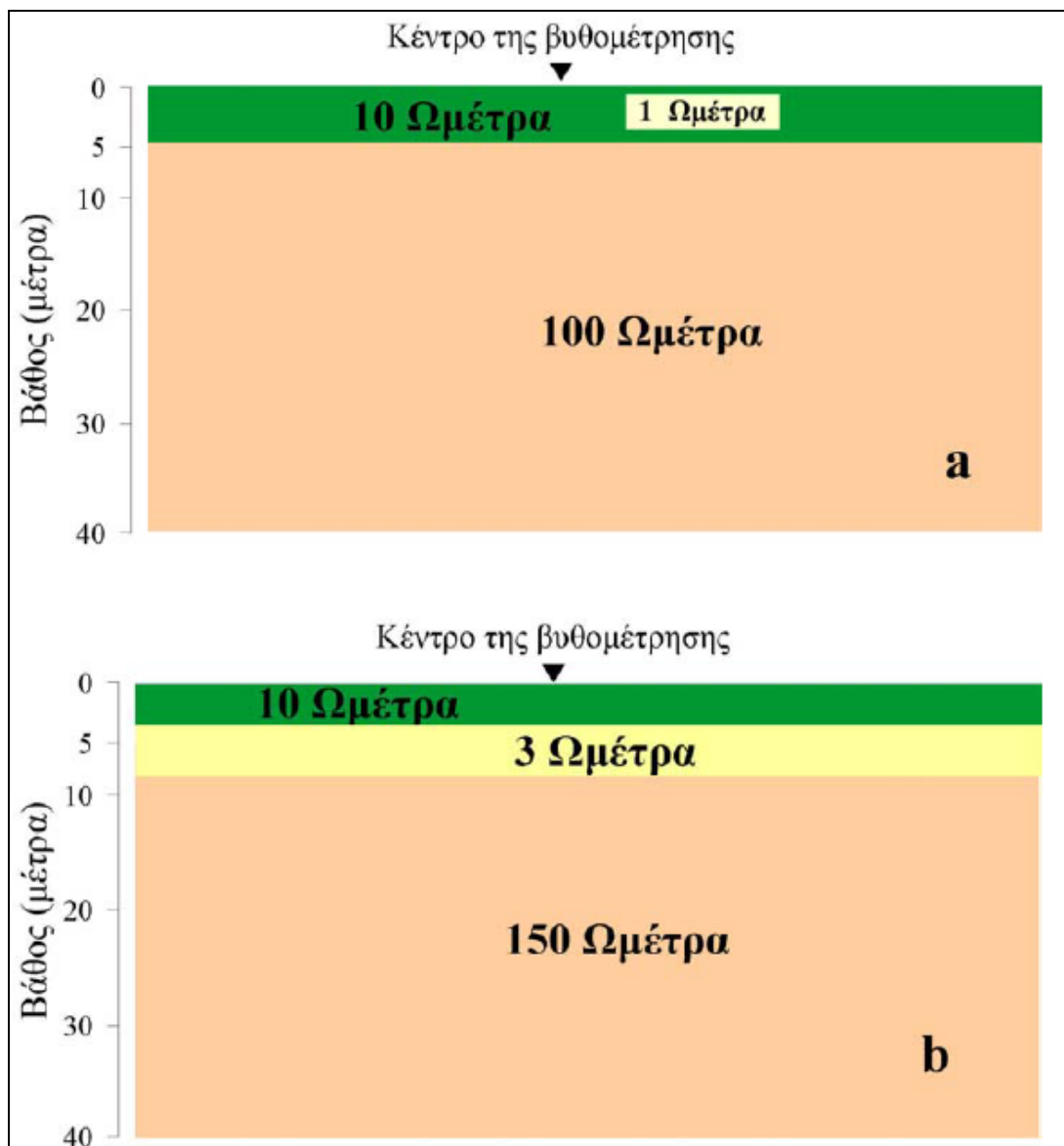
Οι δυνατότητες και οι περιορισμοί της μεθόδου που αναφέραμε συνδέονται άμεσα με τις παραμέτρους της Εγκάρσιας Αντίστασης (Transverse Resistance),  $T$ , και της μακρικούς Αγωγιμότητας (Longitudinal Conductance),  $S$ . Οι παράμετροι αυτές είναι γνωστές και ως Dar Zarouk παράμετροι, από το όνομα τοποθεσίας στην Τυνησία όπου ο Γάλλος γεωφυσικός Mailliet, φυλακισμένος κατά τον 2ο Παγκόσμιο Πόλεμο, τις προσδιόρισε. Οι παράμετροι Dar Zarouk σε συνδυασμό με τις αρχές της Ισοδυναμίας (Equivalence) και Καταστολής (Suppression) διέπουν την ερμηνεία των καμπύλων των γεωηλεκτρικών βυθομετρήσεων. Περισσότερες πληροφορίες σε ότι αφορά το τρόπο ερμηνείας των καμπύλων γεωηλεκτρικών βυθομετρήσεων αναφέρονται στο εγχειρίδιο των εργαστηριακών ασκήσεων του μαθήματος.

### **Προφίλ Ειδικής Αντίστασης**

Τα αποτελέσματα της έρευνας των οριζόντιων μεταβολών της ειδικής αντίστασης επιδέχονται μόνο ποιοτική ερμηνεία. Η ποιοτική ερμηνεία αποκτά μεγαλύτερη αξία αν συνδυασθεί με πληροφορίες που προέρχονται από βαθμονόμηση γεωηλεκτρικών βυθομετρήσεων με στοιχεία γεωτρήσεων που συνυπάρχουν στην περιοχή.

## **5. ΕΞΕΛΙΓΜΕΝΕΣ ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΡΕΥΝΑΣ**

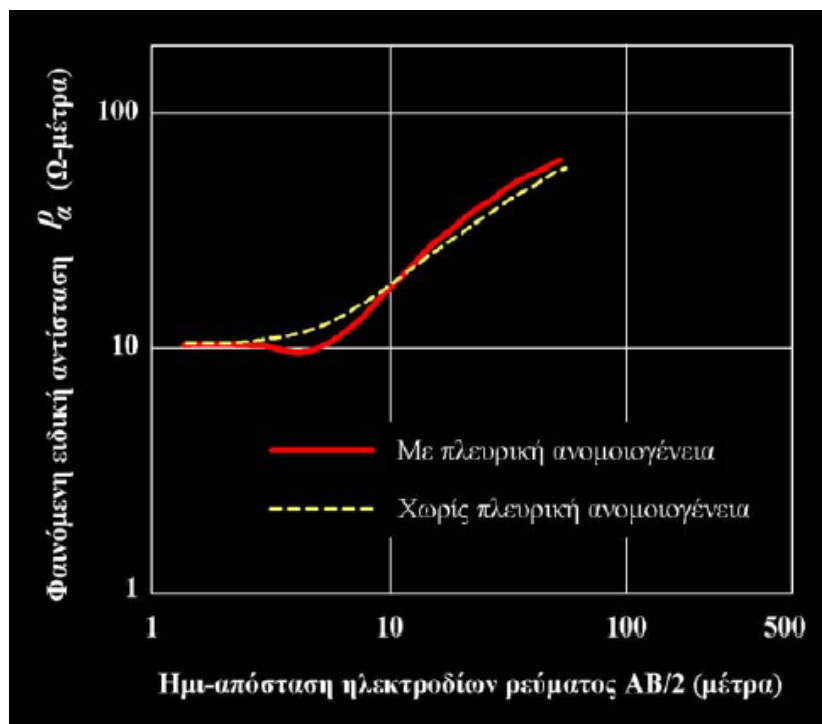
Το μεγαλύτερο μειονέκτημα (περιορισμός) της τεχνικής των γεωηλεκτρικών βυθομετρήσεων είναι ότι δεν δύνανται να αναγνωρίσουν πλευρικές μεταβολές της ειδικής αντίστασης. Οι μεταβολές αυτές όμως είναι μάλλον ο κανόνας παρά η εξαίρεση στη φύση. Η αδυναμία της τεχνικής να αναγνωρίζει τις πλευρικές μεταβολές της ειδικής αντίστασης έχει σαν συνέπεια την εισαγωγή ανακριβειών στο προσδιορισμό του πάχους ή και της ειδικής αντίστασης των υπεδάφικών στρωμάτων. Σαν παράδειγμα αναφέρουμε την συνθετική δομή δύο διαστάσεων του σχήματος 48a όπου το πρώτο στρώμα είναι ένας σχηματισμός με ειδική αντίσταση 10 Ωμέτρα και πάχος 5 μέτρα, ενώ το βαθύτερο στρώμα έχει ειδική αντίσταση 100 Ωμέτρα.



Σχήμα 48. Συνθετική δομή δύο διαστάσεων, όπου το πρώτο στρώμα είναι ένας σχηματισμός με ειδική αντίσταση 10 Ωμέτρα και πάχος 5 μέτρα

Για να δημιουργήσουμε συνθήκες πλευρικής ανομοιογένειας έχουμε προσθέσει στο πρώτο στρώμα ένα πεπερασμένων διαστάσεων αγωγίμο σώμα ειδικής αντίστασης 1 Ωμέτρα. Μια ηλεκτρική βυθομέτρηση με διάταξη ηλεκτροδίων κατά Schlumberger υποτίθεται ότι διεξάγεται πάνω από τη συνθετική αυτή δομή με το κέντρο της βυθομέτρησης στην επιφάνεια της δομής και στη μέση. Η απόσταση των ηλεκτροδίων δυναμικού MN είναι ίση με 1 μέτρο.

Η αντίστοιχη καμπύλη που θα προέκυπτε από την βυθομέτρηση φαίνεται στο [σχήμα 17-33](#) (συνεχής γραμμή με κόκκινο χρώμα). Η μορφή της καμπύλης οδηγεί στο συμπέρασμα ότι η δομή που επικρατεί απαρτίζεται από τρία οριζόντια στρώματα (καμπύλη τριών στρωμάτων). Αυτό βέβαια συμβαίνει διότι οι μετρήσεις έχουν επηρεασθεί από την παρουσία της πλευρικής ανομοιογένειας η οποία όμως κατά την φάση ερμηνείας της καμπύλης εσφαλμένα εκλαμβάνεται σαν ένα επιπλέον στρώμα λόγω αδυναμίας των συμβατικών μεθόδων ερμηνείας να την εκλάβουν ως μία πεπερασμένων διαστάσεων πλευρική δομή μέσα στο πρώτο στρώμα.



Σχήμα 49. Γεωηλεκτρικές καμπύλες με ή χωρίς πλευρική ανομοιογένεια

Ενώ δηλαδή η θεωρητική βυθομέτρηση διεξάγεται πάνω από δομή δύο στρωμάτων η καμπύλη που προκύπτει από τις μετρήσεις φαίνεται να αντιστοιχεί σε δομή τριών στρωμάτων η ερμηνεία της οποίας με τις συμβατικές μεθόδους οδηγεί στην παραπλανητική δομή του σχήματος 48b και όχι στην πραγματική δομή (σχήμα 48a). Αυτό το λάθος συμβαίνει επειδή όπως και νωρίτερα αναφέραμε η ερμηνεία των ηλεκτρικών βυθομετρήσεων στηρίζεται στην υπέρ-απλουστευμένη παραδοχή της οριζόντια στρωματομένης γης όπου σε κάθε στρώμα η ειδική αντίσταση παραμένει οριζόντια (πλευρικά) σταθερή. Η καμπύλη που θα λαμβάναμε πάνω από μια πραγματική δομή δύο στρωμάτων (χωρίς την παρουσία δηλαδή του αγωγίμου σώματος μέσα στο πρώτο στρώμα) φαίνεται στο σχήμα 49 ως διακεκομμένη γραμμή.

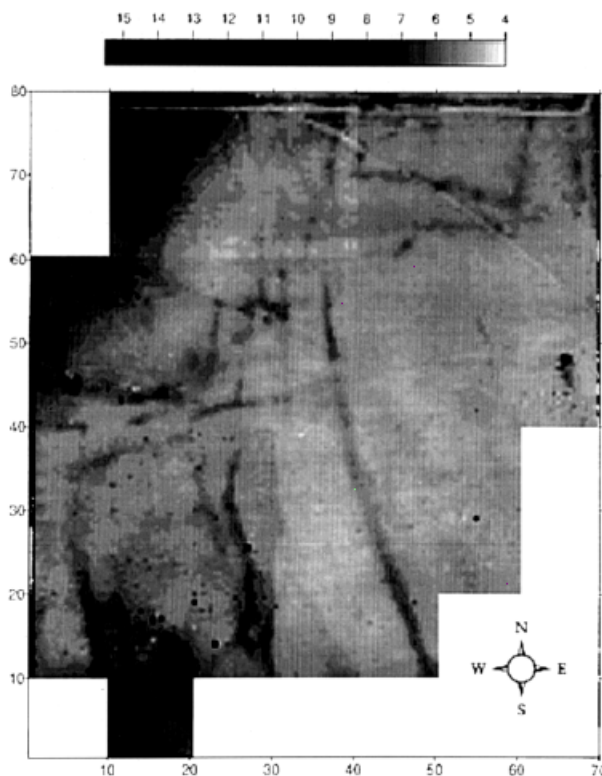
Από το προηγούμενο παράδειγμα φάνηκε ότι πλευρικές μεταβολές της ειδικής αντίστασης στο υπέδαφος επηρεάζουν τις μετρήσεις των βυθομετρήσεων με αποτέλεσμα να παρερμηνεύονται ως στρώματα στην πραγματικότητα ανύπαρκτα. Σε πολλές τεχνικές και περιβαλλοντικές έρευνες η υπεδασφική γεωλογία είναι συνήθως σύνθετη και πολύπλοκη με αποτέλεσμα η ειδική αντίσταση των σχηματισμών να μεταβάλλεται πλευρικά σε μεγάλο βαθμό. Στις περιπτώσεις αυτές η εφαρμογή των συμβατικών γεωηλεκτρικών βυθομετρήσεων που έχουμε περιγράψει είναι πολύ πιθανό να οδηγήσει σε ανακρίβειες κατά την ερμηνεία. Η διερεύνηση των πλευρικών ανωμαλιών αντιμετωπίζεται βέβαια σε κάποιο βαθμό με τις τεχνικές που διερευνούν οριζόντιες μεταβολές της ειδικής αντίστασης που εξετάσαμε στο προηγούμενο κεφάλαιο. Οι τεχνικές αυτές όμως περιορίζονται μόνο σε ποιοτική ερμηνεία των μετρήσεων και δεν έχουν την δυνατότητα να εντοπίσουν ταυτόχρονες μεταβολές της ειδικής αντίστασης με το βάθος. Την τελευταία δεκαετία αναπτύχθηκαν οι εξελιγμένες μέθοδοι της δισδιάστατης και τρισδιάστατης γεωηλεκτρικής αντιστροφής που είναι σε θέση να αντιμετωπίσουν τις σύνθετες αυτές περιπτώσεις.



## 5.1 Μέθοδοι έρευνας

Βυθοσκόπηση (Sounding). Σκοπός αυτής της μεθόδου είναι να καθοριστεί η ειδική ηλεκτρική αντίσταση σε συνάρτηση με το βάθος. Το κέντρο της διάταξης παραμένει σταθερό και με την συνεχή αύξηση της απόστασης των ηλεκτροδίων ρεύματος, αυξάνεται και το βάθος διείσδυσης του ρεύματος και διαρρέονται βαθύτεροι σχηματισμοί. Στην περίπτωση των βυθοσκοπήσεων χρησιμοποιείται σχεδόν αποκλειστικά η διάταξη Schlumberger. Έτσι, μετράται η κατακόρυφη κατανομή της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης στο κέντρο της διάταξης των ηλεκτροδίων. Η ερμηνεία των βυθοσκοπήσεων γίνεται θεωρώντας ύπαρξη οριζόντιων στρωμάτων για αυτό και εφαρμόζεται κυρίως σε ιζηματογενείς λεκάνες (μονοδιάστατη γεωηλεκτρική δομή). Κλασικό παράδειγμα εφαρμογής της μεθόδου αυτής αποτελεί η έρευνα για τον εντοπισμό υδροφόρων σχηματισμών.

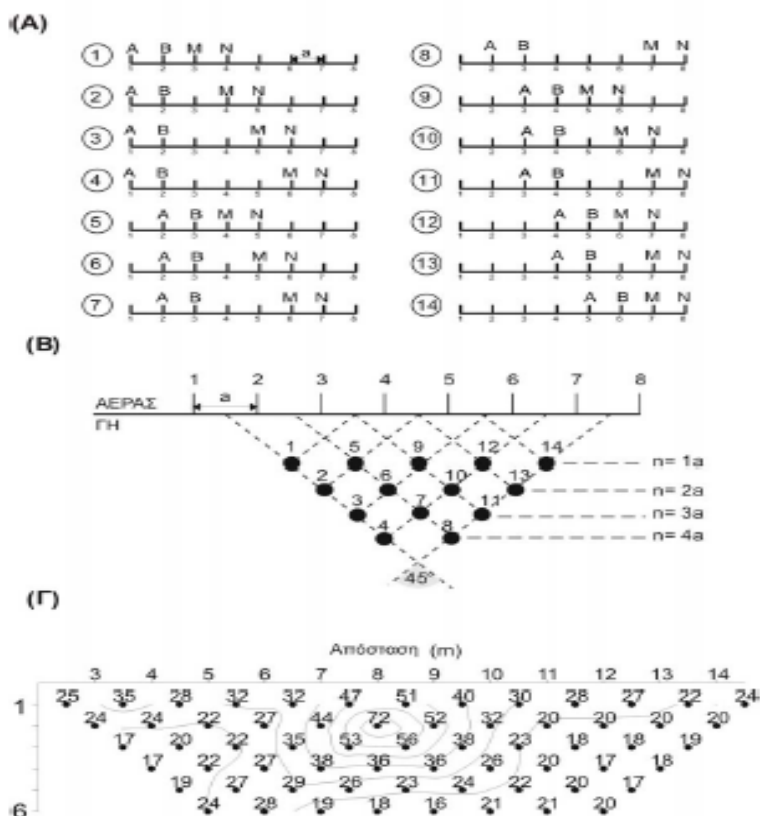
Όδευση (Profiling). Χρησιμοποιείται για να εντοπίζει πλευρικές μεταβολές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης. Αντίθετα με τη βυθοσκόπηση, οι αποστάσεις των ηλεκτροδίων παραμένουν σταθερές και λαμβάνεται μια σειρά μετρήσεων με πλευρική μετακίνηση της διάταξης των ηλεκτροδίων ως συνόλου με σταθερό βήμα. Έτσι, χαρτογραφούνται οι μεταβολές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης σε σταθερό βάθος κατά μήκος μιας όδευσης και εντοπίζονται δομές που παρουσιάζουν διαφορετική αντίσταση με το περιβάλλον τους. Στη γεωλογία χρησιμοποιείται στον εντοπισμό ρηγμάτων, φακών άμμου ή χαλικιών, επαφών, κενών κ.α., ενώ η χρήση της είναι ιδιαίτερα εκτεταμένη στην αρχαιομετρία (σχήμα 50).



Σχήμα 50. Οριζόντια κατανομή της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης στη περιοχή του ιερού της Εύκλειας στην ευρύτερη περιοχή του αρχαιολογικού χώρου της Βεργίνας. Παρατηρούνται διάφορα γραμμικά στοιχεία που αποτελούν ίχνη θεμελίων (Tsokas et al., 1999).

Δισδιάστατη διασκόπηση (Συνδυασμός sounding και profiling). Με την ηλεκτρική

τομογραφία, (συνδυασμός όδευσης και βυθοσκόπησης), είναι δυνατό να πάρουμε πληροφορίες τόσο για την πλευρική όσο και για την σε βάθος μεταβολή της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης. Αυτό γίνεται για παράδειγμα, με διαδοχικές οδεύσεις πάνω από την περιοχή μελέτης, με συνεχή αύξηση της απόστασης των ηλεκτροδίων. Με τον τρόπο αυτό παίρνουμε μια δισδιάστατη εικόνα της ερευνηθείσας περιοχής. Σε σύγκριση με τις υπόλοιπες τεχνικές, η ηλεκτρική τομογραφία απαιτεί έναν μεγάλο αριθμό μετρήσεων, επομένως αυξάνεται η διακριτική ικανότητα και η ανάλυση της ηλεκτρικής μεθόδου. Παράδειγμα εφαρμογής της δισδιάστατης διασκόπησης με τη μέθοδο διπόλου-διπόλου, φαίνεται στο σχήμα 51 (Tsourlos 1995).



Σχήμα 51. Δυσδιάστατη διασκόπηση με τη μέθοδο διπόλου-διπόλου (α) Τρόπος διάταξης ηλεκτροδίων κατά τη συλλογή των δεδομένων με 8 ηλεκτρόδια και μέγιστο  $n=4$  (β) Τρόπος τοποθέτηση των μετρήσεων κατά την απεικόνιση με τη μέθοδο της ψευδοτομής (γ) Ψευδοτομή δεδομένων από τον αρχαιολογικό χώρο της Ευρωπού (Tsourlos 1995).

## 5.2 Ηλεκτρική Τομογραφία

Ο όρος ηλεκτρική τομογραφία (ΗΤ) περιγράφει γενικά έναν τύπο μετρήσεων της φαινόμενης ηλεκτρικής αντίστασης του υπεδάφους. Μπορεί να θεωρηθεί ως συνδυασμός δύο “παραδοσιακών” τεχνικών μέτρησης: της όδευσης και της βυθοσκόπησης. Ειδικότερα, η ηλεκτρική τομογραφία μπορεί να περιγραφεί ως μία σειρά από συνεχόμενες ηλεκτρικές βυθοσκοπήσεις κατά μήκος της γραμμής έρευνας ή ως μία σειρά από οδεύσεις πάνω από την ίδια περιοχή με διαδοχικά αυξανόμενες αποστάσεις ηλεκτροδίων. Με αυτόν τον τρόπο επιτυγχάνεται η λήψη πληροφορίας τόσο για την κατακόρυφη όσο και για την οριζόντια μεταβολή της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης στην περιοχή μελέτης και έτσι λαμβάνεται μία πληρέστερη “εικόνα” του υπεδάφους.

Πρόδρομος της ΗΤ είναι η μέθοδος της “ψευδοτομής” που έχει χρησιμοποιηθεί εκτεταμένα στην χαρτογράφηση μεταλλευμάτων (Edwards 1977) αλλά και σε διάφορες άλλες εφαρμογές (π.χ. υδρογεωλογικές, Griffiths et al. 1990). Στην διαδικασία της “ψευδοτομής” μπορούν να χρησιμοποιηθούν διάφορες διατάξεις ηλεκτροδίων (διπόλου-διπόλου, Wenner, πόλου-διπόλου). Η ΗΤ όμως είναι πίο γενικευμένος όρος που περιλαμβάνει και μετρήσεις με μη συμβατικές διατάξεις καθώς επίσης και μετρήσεις που λαμβάνονται με ηλεκτρόδια σε γεωτρήσεις (π.χ. Shima 1992).

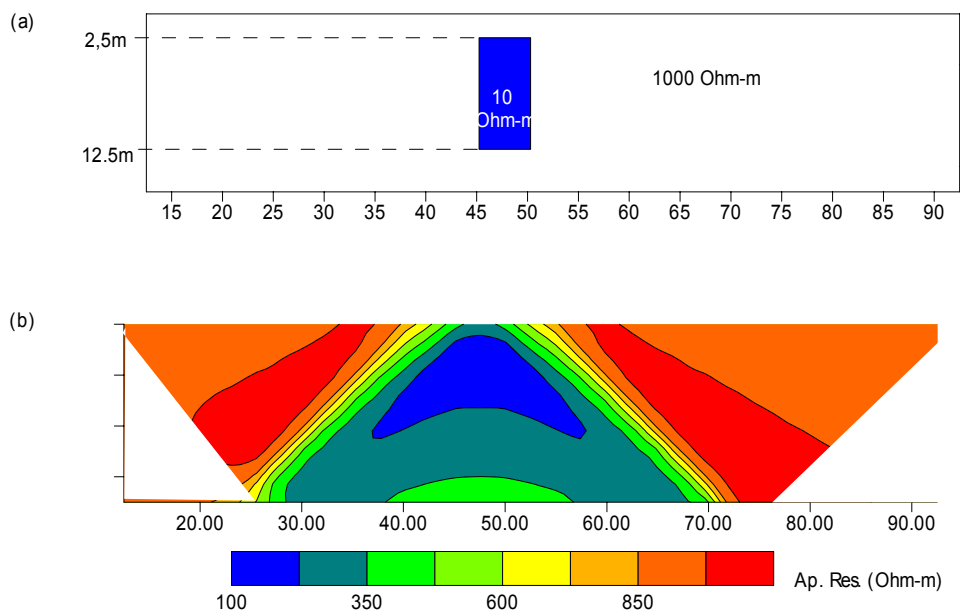
Ενα από τα κύρια χαρακτηριστικά της ΗΤ είναι ότι σε σύγκριση με τις άλλες τεχνικές λαμβάνεται ένας αρκετά μεγάλος αριθμός μετρήσεων (άρα και χρήσιμης πληροφορίας). Με αυτόν τον τρόπο αυξάνεται η διακριτική ικανότητα και ανάλυση της γεωηλεκτρικής μεθόδου. Παράλληλα όμως, λόγω του μεγάλου αριθμού τους, οι μετρήσεις είναι δύσκολο να ληφθούν με χειροκίνητη αλλαγή των ηλεκτροδίων, και γι’ αυτό χρησιμοποιούνται συστήματα αυτοματοποιημένων πολυπλεκτών. Πολλά τέτοια εμπορικά συστήματα (τουλάχιστον έξι) έχουν αναπτυχθεί και κυκλοφορούν στην αγορά από το 1990 και μετά, γεγονός ενδεικτικό της ανάπτυξης της ΗΤ. Βέβαια πρέπει να τονιστεί ότι χρήση αυτών των οργάνων αυξάνει αναπόφευκτα το κόστος εφαρμογής της μεθόδου.

### 5.2.1 Ερμηνεία με ψευδοτομή

Η ερμηνεία των μετρήσεων σε πρώτο στάδιο γίνεται με τη μέθοδο της ψευδοτομής. Αυτή βασίζεται στο γεγονός ότι όσο μεγαλώνει η απόσταση μεταξύ των διπόλων ρεύματος και δυναμικού, η τιμή της διαφοράς δυναμικού που μετράται επηρεάζεται από βαθύτερα στρώματα. Έτσι, στην περίπτωση της διάταξης διπόλου-διπόλου (η οποία και χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα μελέτη) κάθε μέτρηση της φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης αποδίδεται, κατά προσέγγιση, στο σημείο τομής των δύο ευθειών που ξεκινάνε με γωνία  $45^\circ$  από το μέσο της απόστασης AB και το μέσο της απόστασης MN. Η ερμηνεία όμως με τη μέθοδο της ψευδοτομής είναι ιδιαίτερα δύσκολη και επισφαλής γιατί η εικόνα της κατανομής της φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης είναι μια παραμορφωμένη εικόνα της πραγματικής κατανομής της ηλεκτρικής αντίστασης στην περιοχή έρευνας. Ενα παράδειγμα της πολυπλοκότητας της εικόνας που προκύπτει με τη μέθοδο της ψευδοτομής παρουσιάζεται στο σχήμα 53.

### 5.2.2 Ερμηνεία με αντιστροφή

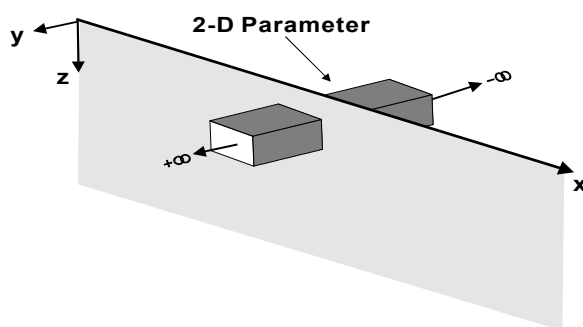
Για αυτόν τον λόγο νέες τεχνικές ερμηνείας και επεξεργασίας έχουν προταθεί. Οι τεχνικές αυτές επιδιώκουν την επίλυση του αντίστροφου γεωηλεκτρικού προβλήματος είτε με χρήση προσεγγιστικών μεθόδων, π.χ. μέθοδος Zhody-Barker, (Barker 1992), μέθοδος οπισθοπροβολής (Tsourlos et al. 1993), είτε με τη χρήση υπαρχόντων μη γραμμικών τεχνικών αντιστροφής (π.χ. Tripp et al. 1984) που προσαρμόζονται στο πρόβλημα της ΗΤ (Shima 1990, Tsourlos et al. 1995).



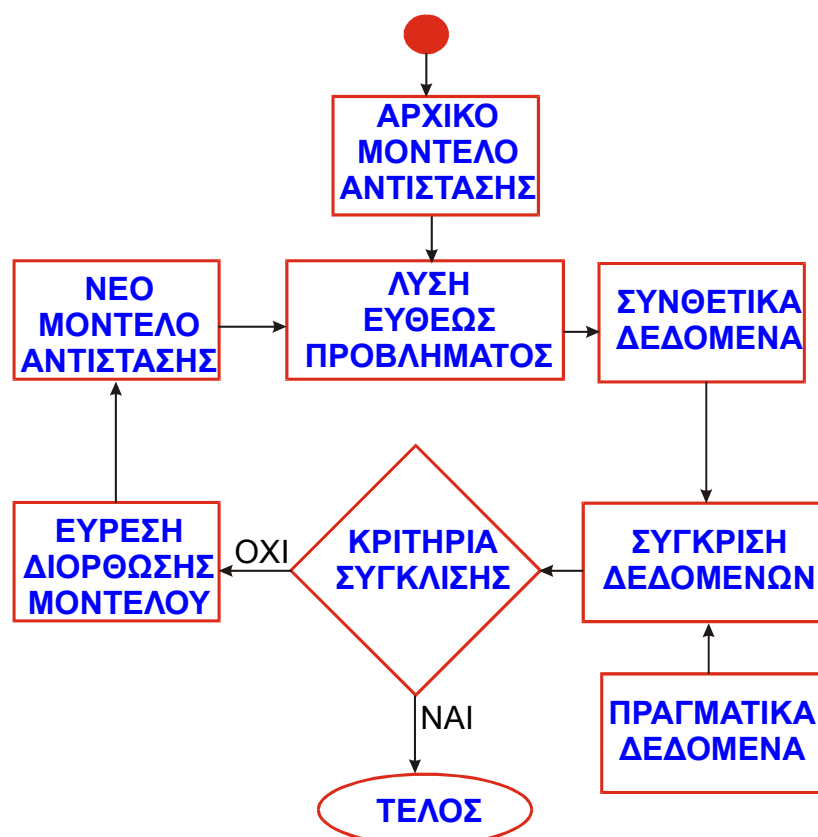
Σχήμα 53: (α) Αρχικό μοντέλο αντίστασης, (β) εικόνα ψευδοτομής δεδομένων διδιάστατης διασκόπησης που προέκυψαν από το μοντέλο του σχήματος (α).

Η πλέον δημοφιλής τεχνική για την αποκατάσταση της πραγματικής εικόνας της γεωηλεκτρικής αντίστασης του υπεδάφους είναι αυτή της αντιστροφής. Σκοπός της αντιστροφής είναι να βρεθεί ένα μοντέλο αντίστασης που να δίνει μετρήσεις που είναι όσο το δυνατό πιο κοντά στις πραγματικές. Προϋπόθεση η ύπαρξη μεθόδου επίλυσης του ευθέως προβλήματος, δηλαδή, να βρεθούν οι μετρήσεις δοθείσης της κατανομής της αντίστασης. Η μέθοδος που χρησιμοποιείται για το σκοπό αυτό, στην παρούσα μελέτη, είναι ένας αλγόριθμος πεπερασμένων στοιχείων ο οποίος λύνει τις διαφορικές εξισώσεις που περιγράφουν τη ροή του ηλεκτρικού ρεύματος σε ανομοιογενή γη.

Η αντιστροφή μπορεί να γίνει δε δυο (διδιάστατη) ή τρεις (τριδιάστατη) διαστάσεις (Σχήμα 54)



Σχήμα 54: Γεωηλεκτρική παράμετρος δυο διαστάσεων



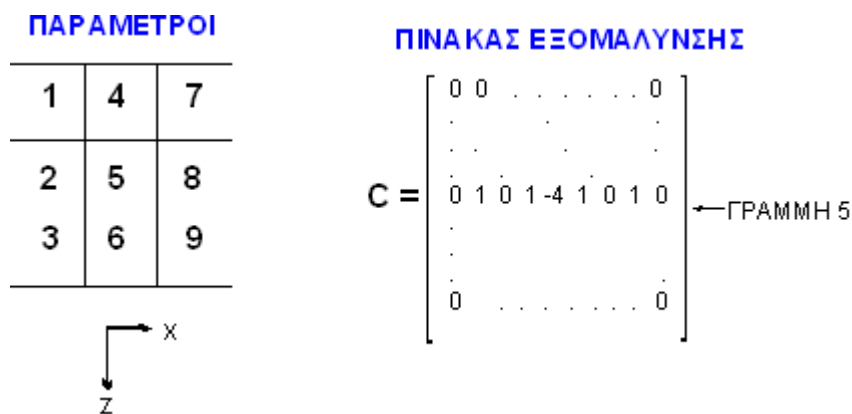
Σχήμα 55: Σχηματοποιημένη διαδικασία μη γραμμικής αντιστροφής

Στην γεωηλεκτρική μέθοδο λόγω της μη-γραμμικής φύσης του αντιστρόφου προβλήματος, οι αλγόριθμοι αντιστροφής είναι μια αυτοματοποιημένη επαναληπτική διαδικασία (Σχήμα 55). Αρχικά, η περιοχή ενδιαφέροντος διακριτοποιείται σε ένα δίκτυο από παραμέτρους στις οποίες και αποδίδεται μια αρχική τιμή ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης.

Βάσει αυτού του μοντέλου υπολογίζονται τα αντίστοιχα συνθετικά δεδομένα, τα οποία και συγκρίνονται με τα πραγματικά δεδομένα. Λαμβάνεται έτσι μια εκτίμηση του λάθους  $dy = (\text{πραγματικά δεδομένα} - \text{συνθετικά δεδομένα})$ . Στη συνέχεια με μια διαδικασία αντιστροφής πινάκων γίνεται διόρθωση του αρχικού μοντέλου αντίστασης και η όλη διαδικασία επαναλαμβάνεται έως ότου το λάθος  $dy$  μεταξύ των πραγματικών και συνθετικών δεδομένων ελαχιστοποιηθεί. Το τελικό μοντέλο αντίστασης θεωρείται ότι προσεγγίζει ικανοποιητικά την πραγματική κατανομή των γεωηλεκτρικών αντιστάσεων.

Η αντιστροφή είναι ένα δύσκολο μη γραμμικό πρόβλημα. Χρησιμοποιούνται ειδικές τεχνικές για την αποφυγή ασταθών λύσεων. Μια από τις πιο σύγχρονες τεχνικές είναι η εξομαλυσμένη αντιστροφή (Occam's). Ορίζεται πίνακας εξομάλυνσης  $C$  μεταξύ των παραμέτρων (Σχήμα 56) και ζητείται η ελαχιστοποίηση του λάθους  $dy$  σε συνδυασμό με μέγιστη εξομάλυνση:

$$S = dy^T dy \rightarrow 0 \ \& \ R = (C dx)^T (C dx) \rightarrow \max$$



Σχήμα 56: Σχηματισμός του πίνακα εξομάλυνσης

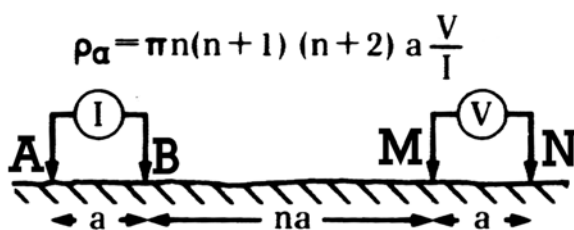
Το μοντέλο αντίστασης  $\mathbf{x}^{k+1}$  στην επανάληψη  $k+1$  δίνεται από την παρακάτω σχέση:  
 $\mathbf{x}^{k+1} = \mathbf{x}^k + d\mathbf{x}^k = \mathbf{x}^k + (\mathbf{J}_k^T \mathbf{J}_k + \mu \mathbf{C}^T \mathbf{C}) \mathbf{J}_k^T d\mathbf{y}^k$

- $d\mathbf{x}$ = η διόρθωση της αντίστασης .
- $\mathbf{C}$ = ο πίνακας εξομάλυνσης.
- $\mathbf{J}$ = ο Ιακωβιανός πίνακας των πρώτων παραγώγων .
- $\mu$ = πολλαπλασιαστής Lagrange (υπολογίζεται εμπειρικά)

### 5.2.3 Προγραμματισμός και λήψη μετρήσεων γεωηλεκτρικών τομογραφιών

Το πρόγραμμα εκτέλεσης γεωηλεκτρικών τομογραφιών προβλέπει την κάλυψη της έκτασης που καταλαμβάνει το γνωστό έγκοιλο (πηγάδι) και καλύπτει το κύριο τμήμα της αυλής (παράλληλα με την οδό Δελφών) έτσι ώστε:

- ο να βαθμονομηθούν οι τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης και να διαπιστωθεί η απόκριση του κενού στις γεωηλεκτρικές μετρήσεις
- ο να ερευνηθεί πιθανή ύπαρξη και δομή άλλων εγκοίλων.



Επιλέχθηκε η εφαρμογή της διάταξης διπόλου-διπόλου (dipole-dipole). Κατά την λήψη των μετρήσεων η απόσταση,  $a$ , μεταξύ των ηλεκτροδίων των διπόλων (ρεύματος AB και δυναμικού MN) παραμένει σταθερή και η ίδια οδευση επαναλαμβάνεται

αυξάνοντας κάθε φορά την απόσταση  $n \cdot a$  μεταξύ B και M (ο  $n$  είναι ακέραιος). Η μέγιστη απόσταση  $n_{max} \cdot a$  εξαρτάται από τη μέγιστη ένταση που μπορεί να δώσει η πηγή μας και από τη γεωλογία (γεωηλεκτρικές αντιστάσεις) της περιοχής σε συνάρτηση με το επιθυμητό βάθος έρευνας.

Οι παράμετροι σχεδιασμού της γεωηλεκτρικής τομογραφίας καθορίστηκαν με βάση τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά του γνωστού πηγαδιού και των αναμενόμενων άλλων δομών, όπως αυτά καθορίστηκαν από τις ανάγκες του ερευνητικού προγράμματος. Έτσι αποφασίστηκε:

1. Απόσταση ηλεκτροδίων ( $a$ ) 1 μέτρα που αντιστοιχούν περίπου και στην ελάχιστη διάσταση πλάτους του αναμενόμενου στόχου.
2. Απόσταση δίπολου ρεύματος – δίπολου μέτρησης δυναμικού ( $n \cdot a$ ) με μέγιστο  $n$  ίσο με 8 έως 10 που αντιστοιχεί σε βάθος έρευνας περίπου 4 μέτρων.

Πραγματοποιήθηκαν 24 τομογραφίες οι οποίες είχαν διεύθυνση περίπου Δύση-Ανατολή. Οι τομογραφίες ισαπέχον κατά 1 μέτρο αφού κρίθηκε ότι η μελέτη έπρεπε να είναι λεπτομερής. Για τον καλύτερο έλεγχο των αποτελεσμάτων πραγματοποιήθηκαν 28 πρόσθετες τομογραφίες διεύθυνσης Νότου-Βορρά, κάθετα στις προηγούμενες.

Ο εξοπλισμός που χρησιμοποιήθηκε είναι ο εξής:

- Όργανο μέτρησης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης SYSCAL της εταιρείας IRIS.
- Αναλογικός πολυπλέκτης 24 καναλιών ο οποίος έχει κατασκευαστεί στο Εργαστήριο Γεωφυσικής.
- Καλώδιο 24 καναλιών
- 52 μεταλλικά (ατσάλινα με επένδυση χαλκού) ηλεκτρόδια

Σημαντικό πρόβλημα ήταν η παρουσία της ασφάλτου η οποία δεν επέτρεπε τη χρήση συμβατικών ηλεκτροδίων. Για το λόγο αυτό αρχικά κατασκευάστηκαν 48 ηλεκτρόδια χαλκού με επίπεδες επιφάνειες επαφής. Για την καλή σύζευξη με την ασφαλτο χρησιμοποιήθηκε κατάλληλο στερεό διάλυμα θειικού χαλκού (ζελέ χαλαζόπετρας). Δυστυχώς διαπιστώθηκε ότι ενώ τα ηλεκτρόδια λειτουργούσαν ικανοποιητικά σε επαφή με ασβαστολιθικές πλάκες (π.χ. συνηθισμένα πλακάκια πεζοδρομίου) δεν ήταν δυνατή η διείσδυση ρεύματος στην ασφαλτο, λόγω της πολύ υψηλής αντίστασης επαφής της ασφάλτου. Για το λόγο αυτό αποφασίστηκε σε συνεννόηση με την αρμόδια Σχολική Επιτροπή η διάνοιξη οπών με κατάλληλο όργανο και η χρήση ειδικών ατσάλινων ηλεκτροδίων με χάλκινη επένδυση, τα οποία κατασκευάστηκαν ειδικά για αυτό το σκοπό, σε συνδυασμό με αλατόνερο για την μείωση των αντιστάσεων επαφής.

#### 5.2.4 Επεξεργασία δεδομένων γεωηλεκτρικών τομογραφιών.

Για την επεξεργασία των δεδομένων της ηλεκτρικής τομογραφίας ακολουθήθηκε η παρακάτω διαδικασία:

- Αρχικά έγινε η χαρτογράφηση των μετρήσεων υπαίθρου με τη μορφή ψευδοτομής. Ελέγχθηκε η ποιότητα των μετρήσεων και απορρίφθηκαν μετρήσεις με μεγάλα σφάλματα.
- Τα δεδομένα, στη συνέχεια, υποβλήθηκαν σε διδιάστατη αντιστροφή. Χρησιμοποιήθηκε το πρόγραμμα 2DINVSCR (Tsourlos et al., 1998; Tsourlos and Ogilvy, 1999). Πρόκειται για αλγόριθμο που συνδυάζει την τεχνική quasi-Newton όπως αυτή τροποποιήθηκε από τον Broyden (Broyden, 1965) με την μέθοδο αντιστροφής του Occam (Constable, 1987) για την 2-διάστατων αντιστροφή γεωηλεκτρικών δεδομένων. Ο αλγόριθμος είναι επαναληπτικός και σε κάθε επανάληψη χρησιμοποιεί τη μέθοδο των πεπερασμένων στοιχείων για να επιλύσει το ευθύ πρόβλημα.
- Τα αποτελέσματα της αντιστροφής χαρακτηρίζονται ως αξιόπιστα καθώς το % λάθος (RMS) για κάθε αντιστροφή (με ελάχιστες εξαιρέσεις) κυμάνθηκε μεταξύ 4-8%. Πρέπει να τονιστεί ότι σε πολλές τομογραφίες η αντιστροφή επαναλήφθηκε αρκετές φορές με διαφορετικές παραμέτρους ώστε να επιτευχθεί μια σχετική ομοιομορφία στις μέγιστες τιμές και να διευκολυνθούν έτσι οι συγκρίσεις μεταξύ τομών.
- Τα δεδομένα των τομογραφιών διεύθυνσης Δύσης-Ανατολής που πραγματοποιήθηκαν σε συνέχεια των αντίστοιχων Βορρά-Νότου «ενώθηκαν» έτσι ώστε η αντιστροφή να γίνει για την συνολική τομογραφία.
- Οι θέσεις των τομών είναι επιλεγμένες έτσι ώστε με την κατάλληλη αξιολόγηση και την αντίστοιχη ερμηνεία να είναι δυνατή η τρισδιάστατη απεικόνιση της γεωηλεκτρικής δομής του υπεδάφους. Έτσι, ακολούθως έγινε συνδυασμός των διδιάστατων αποτελεσμάτων

έτσι ώστε να μπορεί να παρουσιαστεί και η τρισδιάστατη εικόνα της δομής του υπεδάφους.



**ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ ΗΛΕΚΤΡΙΚΩΝ ΜΕΘΟΔΩΝ**

Thomas M. Boyd, 1999, Introduction to Geophysical Exploration  
[http://www.mines.edu/fs\\_home/tboyd/GP311](http://www.mines.edu/fs_home/tboyd/GP311)

D. S. Parasnis, 1979, Principles of Applied Geophysics, London, Chapman and Hall

D. H. Griffiths and R. F. King, 1976, Applied Geophysics For Engineers and Geologists, Pergamon Press

W. M. Telford, L. P. Geldart, R. E. Sheriff and D. A. Keys, 1976, Applied Geophysics, Cambridge University Press

M. H. Loke, 2001, Tutorial : 2-D and 3-D electrical imaging surveys

J. S. V. Van Zijl, 1985, A practical Manual on the Resistivity Method, WNNR VERSLAG K79 Report.

## 6.ΘΕΩΡΙΑ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ

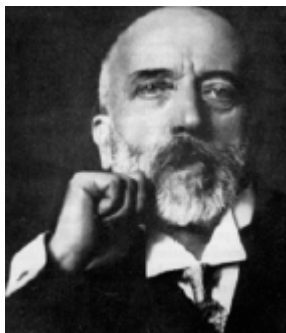
### 6.1 Εισαγωγή

Οι σεισμικές μέθοδοι, όπως κατά κανόνα εφαρμόζονται στη σεισμική έρευνα, θεωρούνται ενεργητικές γεωφυσικές μέθοδοι. Στη σεισμική διασκόπηση, η κίνηση του εδάφους που προκαλείται από κάποια πηγή μετριέται σε διάφορες αποστάσεις από την πηγή. Ο τύπος του σεισμικού πειράματος διαφέρει ανάλογα με ποια άποψη της καταγραφόμενης εδαφικής κίνησης χρησιμοποιούμε στην επακόλουθη ανάλυση. Οι δύο τύποι πειραμάτων που περιγράφονται στη συνέχεια έχουν πολύ διαφορετικές απαιτήσεις για την απόκτηση των αντίστοιχων δεδομένων παρατήρησης. ωστόσο, αυτές οι διαφορές στην απόκτηση, προκύπτουν από την ανάγκη να καταγράψουμε συγκεκριμένα τμήματα της εδαφικής κίνησης σε συγκεκριμένες αποστάσεις.

Ένα από τα πρώτα ενεργητικά σεισμικά πειράματα πραγματοποιήθηκε το 1845 από τον Ιρλανδό μηχανικό Robert Mallet (1810-1881), ο οποίος από πολλούς θεωρείται ο πατέρας της ενόργανης σεισμολογίας. Ο Mallet μέτρησε το χρόνο διάδοσης των σεισμικών κυμάτων, πιθανόν των επιφανειακών κυμάτων, που παράγονται από μία έκρηξη. Για να πραγματοποιήσει τη μέτρηση, ο Mallet τοποθέτησε μικρά δοχεία με υδράργυρο σε διάφορες αποστάσεις από την πηγή της έκρηξης και σημείωσε το χρόνο που χρειάστηκε ώστε να αρχίσει ο κυματισμός στην επιφάνεια του υδράργυρου μετά την έκρηξη.



Το 1909, ο Κροατής σεισμολόγος Andrija Mohorovicic (1857- 1936) χρησιμοποίησε δρομοχρονικές καμπύλες από σεισμικές πηγές για την εκτέλεση ενός πειράματος διάθλασης και ανακάλυψε την ύπαρξη ενός ορίου μεταξύ φλοιού και μανδύα, το οποίο σήμερα ονομάζεται ασυνέχεια Moho.



- Σεισμική Διάθλαση (Refraction Seismology) – Τα πειράματα σεισμικής

διάθλασης στηρίζονται στους χρόνους άφιξης της αρχικής εδαφικής κίνησης που παράγεται από μία πηγή, οι οποίοι καταγράφονται σε διάφορες αποστάσεις. Οι επόμενες αφίξεις απορρίπτονται. Επομένως, το σύνολο δεδομένων που λαμβάνουμε από τα πειράματα διάθλασης αποτελείται από μία σειρά χρόνων συναρτήσεως αποστάσεων. Οι χρόνοι αυτοί στη συνέχεια ερμηνεύονται σε σχέση με το βάθος των υπόγειων επιφανειών ασυνέχειας και τις ταχύτητες με τις οποίες η κίνηση ταξιδεύει μέσα σε κάθε στρώμα. Οι ταχύτητες αυτές ελέγχονται από ένα σύνολο φυσικών σταθερών, οι οποίες ονομάζονται ελαστικές παράμετροι (elastic parameters), οι οποίες περιγράφουν το υλικό.

- Σεισμική Ανάκλαση (Reflection Seismology) -Στα πειράματα σεισμικής ανάκλασης, η ανάλυση εστιάζεται στην ενέργεια που καταφθάνει μετά την αρχική εδαφική κίνηση. Ειδικότερα, η ανάλυση επικεντρώνεται στην εδαφική κίνηση, την οποία δημιουργούν σεισμικά κύματα που έχουν ανακλαστεί από τις υπόγειες επιφάνειες ασυνέχειας. Από την άποψη αυτή, η μελέτη της ανάκλασης είναι μία πολύ εξειδικευμένη έκδοση της ηχητικής βυθοσκόπησης που χρησιμοποιούν τα υποβρύχια, τα πλοία και τα συστήματα ραντάρ. Η σεισμική ανάκλαση, εκτός από τους χρόνους άφιξης, χρησιμοποιεί επιπλέον το μέγεθος και το σχήμα της εδαφικής κίνησης για να δώσει πληροφορίες για το υπέδαφος. Οι υπόγειες δομές μπορεί να είναι πολύπλοκες σε σχήμα αλλά όπως και στις μεθόδους διάθλασης, ερμηνεύονται σε σχέση με τις ασυνέχειες που χωρίζουν υλικά με διαφορετικές ελαστικές παραμέτρους.

Κάθε μία από αυτές τις τεχνικές έχει συγκεκριμένα πλεονεκτήματα και μειονεκτήματα συγκριτικά η μία με την άλλη και συγκριτικά με άλλες γεωφυσικές τεχνικές. Για το λόγο αυτό, κάθε βιομηχανία εφαρμόζει τις τεχνικές αυτές σε διαφορετικό βαθμό. Για παράδειγμα, οι βιομηχανίες πετρελαίου και φυσικού αερίου χρησιμοποιούν την τεχνική της σεισμικής ανάκλασης σχεδόν κατά αποκλειστικότητα σε σχέση με άλλες τεχνικές. Η περιβαλλοντική και τεχνική γεωφυσική χρησιμοποιεί τις σεισμικές τεχνικές μόνες ή σε συνδυασμό με άλλες γεωφυσικές μεθόδους, κι όταν γίνεται αυτό, τότε συνήθως επιλέγει τη μέθοδο της διάθλασης.

## 6.2 Πλεονεκτήματα και Μειονεκτήματα των Σεισμικών Μεθόδων

Οι σεισμικές μέθοδοι, συγκριτικά με τις υπόλοιπες γεωφυσικές μεθόδους που έχουμε περιγράψει μέχρι στιγμής, παρουσιάζουν συγκεκριμένα πλεονεκτήματα και μειονεκτήματα.

Πλεονεκτούν στο ότι:

1. Μπορούν να ανιχνεύσουν τόσο τις πλευρικές μεταβολές όσο και τις μεταβολές με το βάθος με μια σχετική φυσική παράμετρο, την σεισμική ταχύτητα.
2. Μπορούν να παράγουν λεπτομερείς απεικονίσεις των δομικών χαρακτηριστικών του υπεδάφους.
3. Μπορούν να χρησιμοποιηθούν για να απεικονίσουν στρωματογραφικά και αποθεματικά χαρακτηριστικά.
4. Η απόκριση στη διάδοση των σεισμικών κυμάτων εξαρτάται από την πυκνότητα των πετρωμάτων και από ορισμένες φυσικές (ελαστικές) σταθερές. Επομένως, οποιοσδήποτε μηχανισμός μεταβολής αυτών των σταθερών (μεταβολές του πορώδους, διαπερατότητας, συμπίεσης κλπ) μπορεί, κατά κανόνα, να απεικονιστεί με τις σεισμικές μεθόδους.
5. Σε ορισμένες περιπτώσεις, είναι δυνατός ο απευθείας εντοπισμός υδρογονανθράκων.

Μειονεκτούν στο ότι:

1. Το πλήθος των δεδομένων που συλλέγονται από μια διασκόπηση μπορεί να γίνει πολύ γρήγορα υπερβολικό.
2. Η απόκτηση των δεδομένων είναι ακριβή και ο έλεγχος των λεπτομερειών για την απόκτηση των δεδομένων είναι πιο έντονος από τις άλλες γεωφυσικές μεθόδους.
3. Η αναγωγή και η επεξεργασία των δεδομένων μπορεί να είναι χρονοβόρα, και απαιτεί εξειδικευμένους ηλεκτρονικούς υπολογιστές και μεγάλη ειδικευση και εμπειρία του ερευνητή.
4. Ο εξοπλισμός για την απόκτηση των σεισμικών παρατηρήσεων είναι, γενικά, πιο ακριβός από τον εξοπλισμό που απαιτείται για τις υπόλοιπες γεωφυσικές μεθόδους διασκόπησης που έχουμε εξετάσει μέχρι τώρα.
5. Δεν είναι δυνατός ο απευθείας εντοπισμός των συνηθισμένων μολυντών που εμφανίζονται σε επίπεδα τα οποία συνήθως βλέπουμε στα επικίνδυνα απόβλητα.

Αν ο ερευνητής έχει κρίνει ότι ο στόχος που τον ενδιαφέρει θα παράγει μια μετρήσιμη σεισμική ανωμαλία, είναι σαφές από την παραπάνω λίστα ότι τα κύρια μειονεκτήματα της χρήσης σεισμικών μεθόδων συγκριτικά με τις άλλες μεθόδους είναι οικονομικού χαρακτήρα. Οι σεισμικές μέθοδοι είναι απλά πιο ακριβές από τις υπόλοιπες μεθόδους. Μπορούν να παράγουν θαυμάσιες εικόνες του υπεδάφους, αυτό όμως συνεπάγεται μεγάλο κόστος. Συνεπώς, όταν επιλέγουμε την κατάλληλη μέθοδο διασκόπησης, πρέπει να αποφασίζουμε αν η πιθανά αυξημένη ανάλυση της διασκόπησης δικαιολογείται όσον αφορά το κόστος διεξαγωγής και ερμηνείας των παρατηρήσεων της διασκόπησης.

### **6.3 Πλεονεκτήματα και Μειονεκτήματα των Μεθόδων της Διάθλασης και της Ανάκλασης**

Στο προηγούμενο κεφάλαιο περιγράψαμε μερικά από τα πλεονεκτήματα και μειονεκτήματα των σεισμικών μεθόδων συγκριτικά με άλλες γεωφυσικές μεθόδους. Όπως και οι ηλεκτρικές μέθοδοι, οι σεισμικές μέθοδοι περιλαμβάνουν ένα μεγάλο εύρος δραστηριοτήτων, και γενικεύσεις όπως αυτές που έγιναν στο προηγούμενο κεφάλαιο είναι επικίνδυνες. Μια πιο λεπτομερή εικόνα των δυνατοτήτων και των αδυναμιών των σεισμικών μεθόδων μπορούμε να πάρουμε συγκρίνοντας τις δύο σημαντικότερες σεισμικές μεθόδους, τη διάθλαση και την ανάκλαση, μεταξύ τους.

Έτσι οι μέθοδοι διάθλασης πλεονεκτούν των μεθόδων ανάκλασης στο ότι:

1. Για τις σεισμικές παρατηρήσεις της διάθλασης γενικά χρησιμοποιούνται λιγότερες θέσεις για τις πηγές και τους δέκτες και επομένως είναι σχετικά πιο οικονομική η απόκτησή τους.
2. Απαιτείται λίγη επεξεργασία των παρατηρήσεων της διάθλασης, με εξαίρεση τη κλιμάκωση του σεισμικού ίχνους και το φιλτράρισμα που βοηθούν στη διαδικασία του προσδιορισμού των χρόνων άφιξης (picking) της αρχικής εδαφικής κίνησης.
3. Επειδή χρησιμοποιείται ένα πολύ μικρό κομμάτι από την καταγραφόμενη εδαφική κίνηση, είναι εξίσου εύκολο όσο και για τις προηγούμενες γεωφυσικές μεθόδους να κατασκευάσουμε μοντέλα και πιθανές ερμηνείες.

και μειονεκτούν αυτών στο ότι:

1. Οι σεισμικές παρατηρήσεις της διάθλασης απαιτούν σχετικά μεγάλες αποστάσεις

μεταξύ της πηγής και των δεκτών που καταγράφουν την εδαφική κίνηση.

2. Η μέθοδος της διάθλασης είναι αποτελεσματική μόνον όταν η ταχύτητα διάδοσης της κίνησης μέσα στη Γη αυξάνεται με το βάθος.
3. Οι σεισμικές παρατηρήσεις της διάθλασης γενικά ερμηνεύονται σε σχέση με στρώματα. Τα στρώματα αυτά μπορούν να έχουν κλίση και ανάγλυφο.
4. Οι σεισμικές παρατηρήσεις της διάθλασης χρησιμοποιούν μόνο το χρόνο άφιξης της αρχικής εδαφικής κίνησης σε διαφορετικές αποστάσεις από την πηγή.
5. Κατασκευάζουμε το μοντέλο του υπεδάφους επιχειρώντας να αναπαράγουμε τους χρόνους άφιξης που μετρήσαμε.

Αντίστροφα οι μέθοδοι ανάκλασης πλεονεκτούν των μεθόδων διάθλασης στο ότι:

1. Οι σεισμικές παρατηρήσεις της ανάκλασης συλλέγονται σε μικρές αποστάσεις πηγής-δέκτη.
2. Οι μέθοδοι της ανάκλασης λειτουργούν ανεξαρτήτως του τρόπου με τον οποίο η ταχύτητα διάδοσης της κίνησης μεταβάλλεται με το βάθος.
3. Οι σεισμικές παρατηρήσεις της ανάκλασης μπορούν να ερμηνευθούν πιο άμεσα όσον αφορά σε σχέση με την πολυπλοκότητα της γεωλογίας.
4. Οι σεισμικές παρατηρήσεις της ανάκλασης χρησιμοποιούν ολόκληρη την ανακλώμενη κυματομορφή (δηλαδή το ιστορικό χρονικό της εδαφικής κίνησης σε διάφορες αποστάσεις της πηγής και του δέκτη).
5. Το υπεδάφος απεικονίζεται απευθείας από τις μετρήσεις που αποκτήσαμε.

και μειονεκτούν αυτών στο ότι:

1. Επειδή απαιτούνται πολλές θέσεις πηγών και δεκτών για την παραγωγή εικόνων του υπεδάφους της Γης με νόημα, η απόκτηση των σεισμικών παρατηρήσεων της ανάκλασης είναι πιο δαπανηρή.
2. Η σεισμική επεξεργασία της ανάκλασης απαιτεί εντατική χρήση εξειδικευμένου ηλεκτρονικού υπολογιστή και υψηλό επίπεδο εμπειρίας. Επομένως, η επεξεργασία των παρατηρήσεων της ανάκλασης είναι σχετικά ακριβή.
3. Λόγω του τεράστιου όγκου δεδομένων που συλλέγονται, οι πιθανές περιπλοκές που οφείλονται στη διάδοση της εδαφικής κίνησης μέσω ενός πολύπλοκου μέσου, και οι περιπλοκές που προκαλούνται από κάποιες αναγκαίες απλοποιήσεις που απαιτούνται από το σχέδιο της επεξεργασίας των δεδομένων, η ερμηνεία των σεισμικών παρατηρήσεων της ανάκλασης απαιτεί μεγαλύτερη εξειδίκευση και γνώση της διαδικασίας.

Όπως βλέπουμε στην παραπάνω λίστα, η τεχνική της ανάκλασης έχει τη δυνατότητα να είναι πιο ισχυρή όσον αφορά την ικανότητα να παράγει ερμηνεύσιμες παρατηρήσεις πάνω από πολύπλοκες γεωλογικές δομές. Όπως, όμως, προαναφέρθηκε το κόστος της είναι μεγάλο. Οι διασκοπήσεις ανάκλασης είναι πιο ακριβές από τις διασκοπήσεις διάθλασης. Για τον λόγο αυτό, για τεχνικά και περιβαλλοντικά θέματα γενικά προτιμώνται οι διασκοπήσεις διάθλασης, όταν αυτό είναι δυνατό. Στη βιομηχανία πετρελαίου αντιθέτως, οι σεισμικές τεχνικές της ανάκλασης χρησιμοποιούνται σχεδόν αποκλείοντας τις υπόλοιπες γεωφυσικές μεθόδους.

## 7. ΕΛΑΣΤΙΚΑ ΚΥΜΑΤΑ

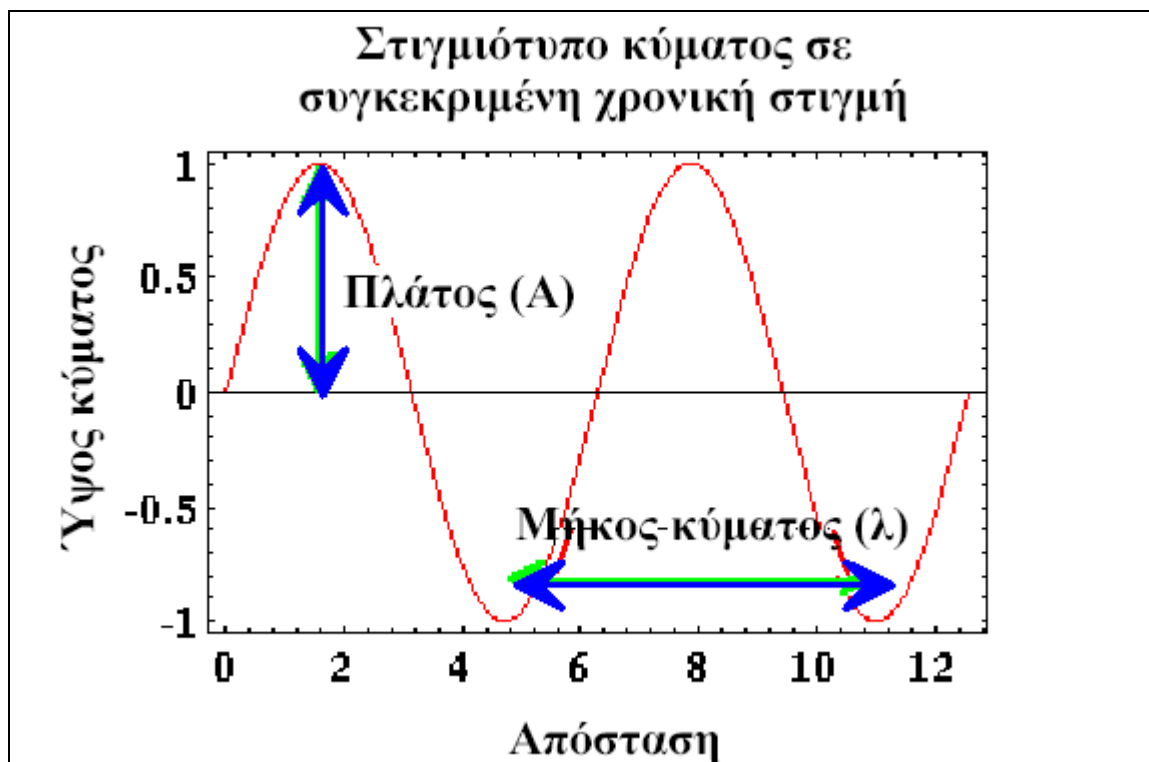
Όταν η Γη στιγμιαία εκτοπίζεται ή παραμορφώνεται σε κάποιο σημείο, η ενέργεια που μεταβιβάζεται στη Γη από την πηγή της παραμόρφωσης μπορεί να μεταδοθεί με τη μορφή

ελαστικών κυμάτων (elastic waves). Το κύμα είναι μία διαταραχή που διαδίδεται μέσα, ή στην επιφάνεια, ενός μέσου. Τα ελαστικά κύματα ικανοποιούν αυτή τη συνθήκη και επιπλέον διαδίδονται μέσα στο μέσο χωρίς να προκαλούν μόνιμη παραμόρφωση σε κάποιο σημείο του μέσου. Τα ελαστικά κύματα είναι αρκετά συνηθισμένα. Για παράδειγμα, ο ήχος διαδίδεται στον αέρα με μορφή ελαστικών κυμάτων και τα κύματα του νερού διαδίδονται στην επιφάνεια μιας λίμνης σαν ελαστικά κύματα.

Τα ελαστικά κύματα μοιάζουν με αυτά που δημιουργούνται στην επιφάνεια μιας λίμνης όταν πετάξουμε ένα λίθο όπου η αναταραχή που προκαλείται από αυτόν διαδίδεται ακτινικά προς τα έξω και προς όλες τις κατευθύνσεις. Υπάρχουν δύο διαφορετικοί τρόποι με τους οποίους μπορεί να δει κανείς τα κύματα καθώς αυτά ταξιδεύουν. Οι δύο αυτές διαφορετικές οπτικές γωνίες καλούνται πλαίσια αναφοράς (frames of reference). Έτσι λοιπόν :

- Μπορούμε να παρατηρήσουμε τα κύματα να διαδίδονται στην επιφάνεια της λίμνης σαν να βρισκόμασταν πάνω από αυτή. Οποιαδήποτε στιγμή τα κύματα αυτά σχηματίζουν έναν κυκλικό δακτύλιο γύρω από την πηγή με κάποιες ακτίνες να κατευθύνονται από την ταχύτητα διάδοσης και τον χρόνο που περνά από τη στιγμή που παράγεται. Από αυτή την οπτική, καθορίζουμε το χρόνο και παρατηρούμε την κυματομορφή σε κάθε θέση κατά μήκος ολόκληρης της επιφάνειας.
- Μπορούμε να εξετάσουμε τα ίδια κύματα, καθώς αυτά διαδίδονται μέσω συγκεκριμένων θέσεων πάνω στην επιφάνεια της λίμνης. Αντί να παρατηρούμε τον κυματισμό έξω από τη λίμνη, πλέουμε μέσα σε μία βάρκα πάνω στην επιφάνειά της και καταγράφουμε πώς η βάρκα κινείται πάνω και κάτω σε σχέση με το χρόνο καθώς το κύμα διαδίδεται πέρα από τη βάρκα. Από αυτή την οπτική, καθορίζουμε τη θέση μας στο χώρο και εξετάζουμε την κυματομορφή σε αυτή τη θέση και για κάθε χρόνο.

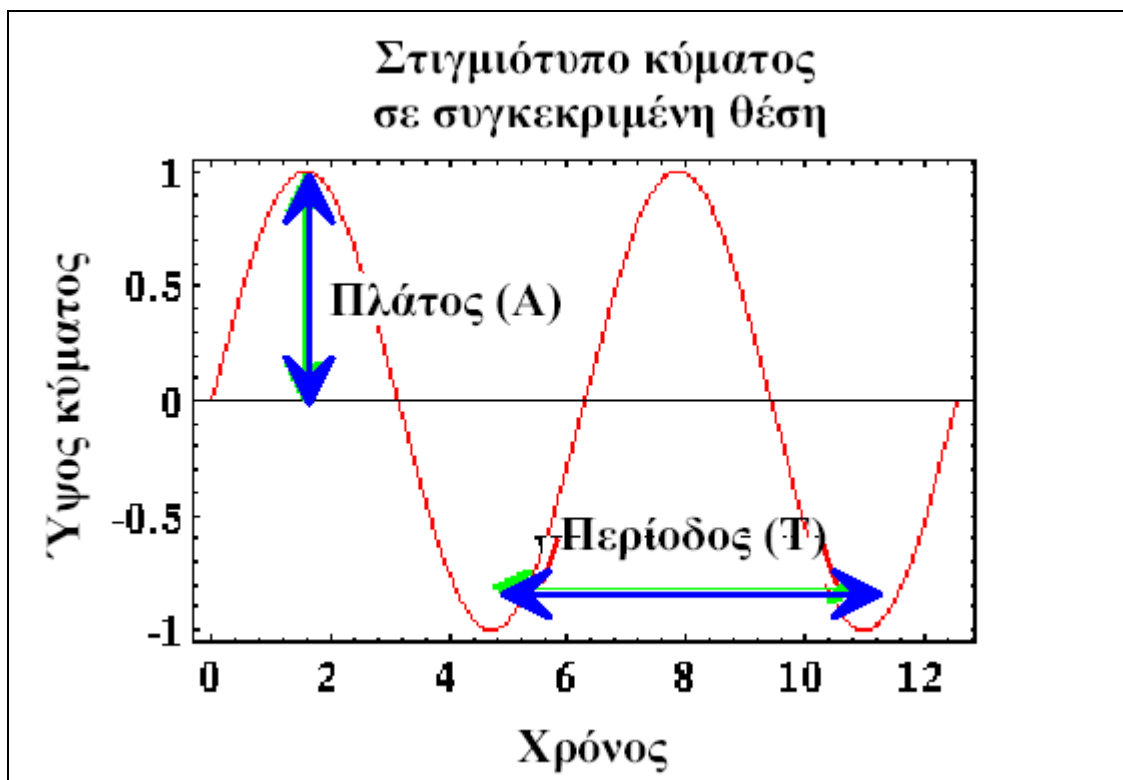
Αυτές οι δύο οπτικές μας δίνουν δύο εντελώς διαφορετικές εικόνες για το ίδιο κύμα. Υποθέσαμε όμως ότι η αναταραχή που διαδίδεται προς τα έξω από την πηγή μπορεί να υπολογιστεί κατά προσέγγιση από ένα κύμα που διαδίδεται έπ' αόριστο.



Σχήμα 57α. Στιγμιότυπο κύματος σε συγκεκριμένη χρονική στιγμή

Από την πρώτη οπτική, μπορούμε να εξετάσουμε το κύμα σε κάθε θέση στην επιφάνεια της λίμνης για κάποιο καθορισμένο χρόνο όπως φαίνεται στο διπλανό σχήμα. Σε αυτό το πλαίσιο αναφοράς το κύμα καθορίζεται από δύο παραμέτρους: το πλάτος (amplitude) και το μήκος κύματος (wavelength). Πλάτος είναι το σημείο στο οποίο έχουμε τη μέγιστη απομάκρυνση από το σημείο αναφοράς ενώ μήκος είναι η απόσταση πέρα από την οποία το κύμα κάνει ένα πλήρη κύκλο.

Από τη δεύτερη οπτική, μπορούμε να εξετάσουμε το κύμα σε ένα καθορισμένο σημείο στην επιφάνεια της λίμνης καθώς το κύμα το προσπερνάει, δηλαδή καθώς ο χρόνος μεταβάλλεται. Το κύμα τότε θα ήταν όπως περιγράφεται στο επόμενο σχήμα. Σε αυτό το πλαίσιο αναφοράς το κύμα καθορίζεται από την περίοδο (period), δηλαδή το χρόνο στον οποίο ολοκληρώνεται ένας πλήρης κύκλος, καθώς και τη συχνότητα (frequency) που είναι το αντίστροφο της περιόδου. Αν η περίοδος μετριέται σε seconds (s), η συχνότητα μετριέται σε Hertz (Hz), 1/s.



Σχήμα 57β. Στιγμιότυπο κύματος σε συγκεκριμένη θέση

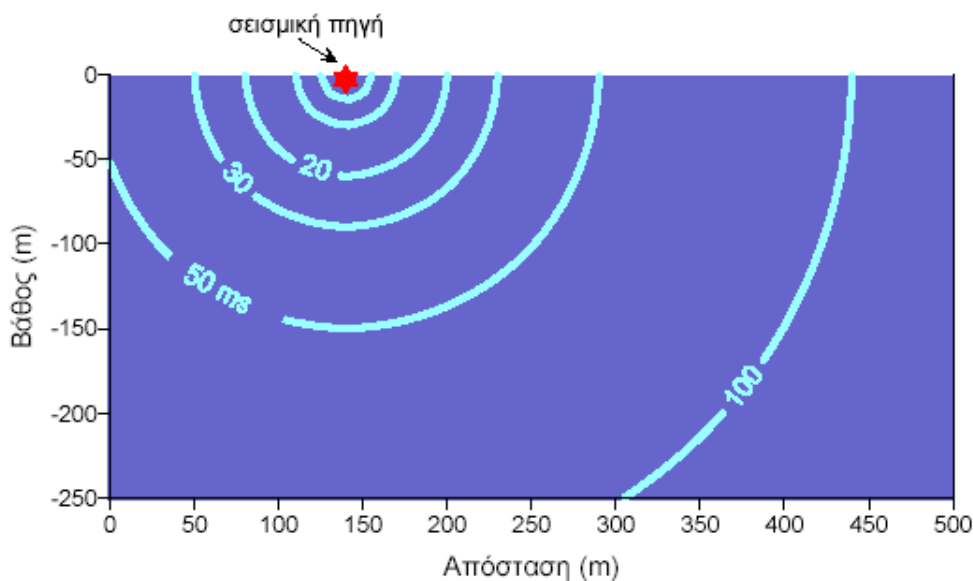
Όπως είναι αναμενόμενο, η περίοδος και η το μήκος κύματος συνδέονται, και μάλιστα μέσω της ταχύτητας με την οποία το κύμα διαδίδεται κατά μήκος της επιφάνειας της λίμνης,  $c$ , όπου η  $c$  ισούται με το μήκος κύματος δια την περίοδο του κύματος.

## 8. ΣΕΙΣΜΙΚΑ ΚΥΜΑΤΑ

Κύματα τα οποία διαδίδονται μέσα στη Γη σαν ελαστικά κύματα ονομάζονται σεισμικά κύματα. Υπάρχουν δύο μεγάλες κατηγορίες σεισμικών κυμάτων ανάλογα με το βάθος διείσδυσης τους μέσα στη Γη, τα κύματα χώρου (body waves) και τα κύματα επιφάνειας (surface waves).

- Κύματα χώρου - Αυτά είναι ελαστικά κύματα τα οποία διαδίδονται δια μέσου του εσωτερικού της Γης. Στις έρευνες ανάκλασης και διάθλασης, τα κύματα χώρου είναι η πηγή των πληροφοριών που χρησιμοποιούνται για να απεικονίσουμε το εσωτερικό της Γης. Τα κύματα διαδίδονται μακριά από την πηγή προς όλες τις διευθύνσεις. Αν η ταχύτητα με την οποία τα κύματα χώρου διαδίδονται στο εσωτερικό της Γης είναι σταθερή, τότε κάθε στιγμή, τα κύματα αυτά σχηματίζουν μια σφαίρα γύρω από την πηγή, η ακτίνα της οποίας εξαρτάται από το χρόνο που πέρασε από τη στιγμή που η πηγή άρχισε να παράγει τα κύματα. Στο παρακάτω σχήμα βλέπουμε μια τομή μέσα στη Γη, όπου τα κύματα χώρου που εκπέμπονται από την σεισμική πηγή δείχνονται σε διάφορες χρονικές στιγμές.



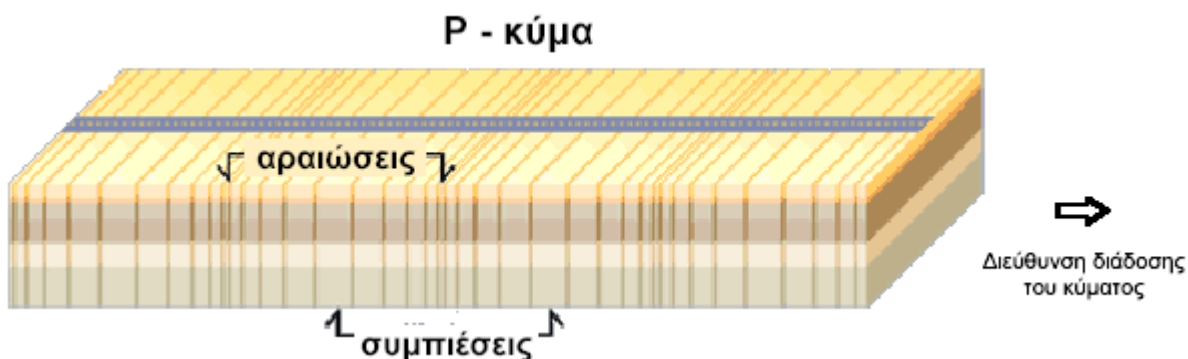


Σεισμική πηγή και διάδοση των κυμάτων

Παρατηρούμε ότι το σχέδιο είναι σαφώς κατασκευασμένο σε ένα πλαίσιο αναφοράς το οποίο καθορίζει το χρόνο, και έτσι μας επιτρέπει να εξετάσουμε τις χωρικές μεταβολές του σεισμικού κύματος. Κάθε στιγμή, παρατηρούμε ότι το κύμα είναι κυκλικό με το κέντρο του εντοπισμένο στην πηγή. Αυτός ο κύκλος φυσικά δεν είναι τίποτα άλλο από μία δισδιάστατη τομή του σφαιρικού σχήματος που έχει το κύμα σε τρεις διαστάσεις.

Τα κύματα χώρου υποδιαιρούνται επιπλέον σε δύο τάξεις κυμάτων ανάλογα με την μετατόπιση που προκαλούν στα μόρια της ύλης κατά την διέλευση τους μέσα από αυτήν, τα επιμήκη κύματα P & τα εγκάρσια κύματα S.

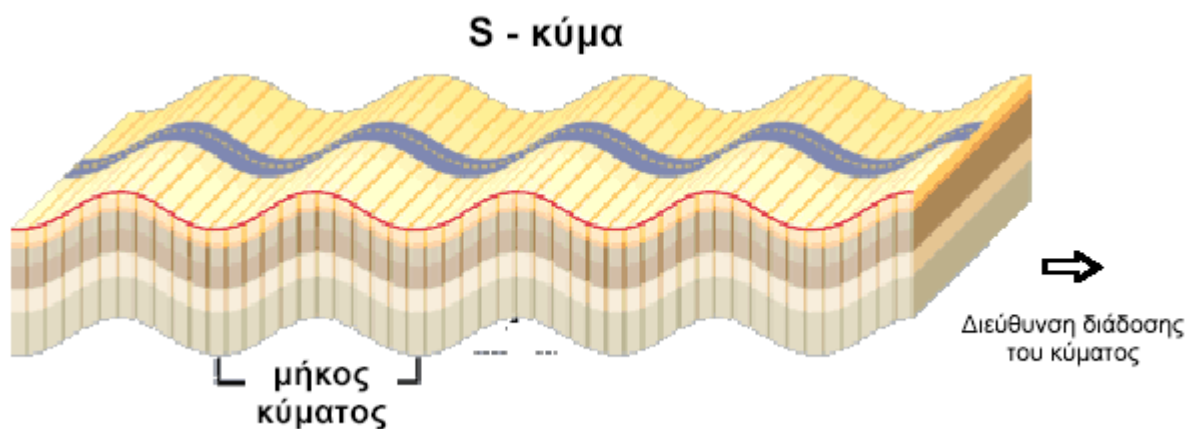
- **Κύματα P** - Τα κύματα P καλούνται επίσης και πρώτα κύματα (primary waves), επειδή διαδίδονται μέσα στο μέσο γρηγορότερα από τους άλλους τύπους κυμάτων. Στα κύματα P (σχήμα 57), τα μόρια της ύλης μετατοπίζονται στην ίδια διεύθυνση με την οποία διαδίδεται το κύμα (στην συγκεκριμένη περίπτωση ακτινικά). Έτσι, η ύλη αραιώνεται & συμπιέζεται καθώς τα κύματα P διαδίδονται μέσα στο μέσο. Τα κύματα P είναι ανάλογα των ηχητικών κυμάτων που διαδίδονται μέσα στον αέρα.



Σχήμα 57. Αραιώσεις και συμπιέσεις

- **Κύματα S** - Τα κύματα S καλούνται και δεύτερα κύματα (secondary

waves), διότι διαδίδονται μέσα στο μέσο βραδύτερα από τα κύματα P. Στα κύματα S (σχήμα 58), τα μόρια που συνιστούν το μέσο εκτοπίζονται σε διεύθυνση κάθετη στη διεύθυνση διάδοσης του κύματος.

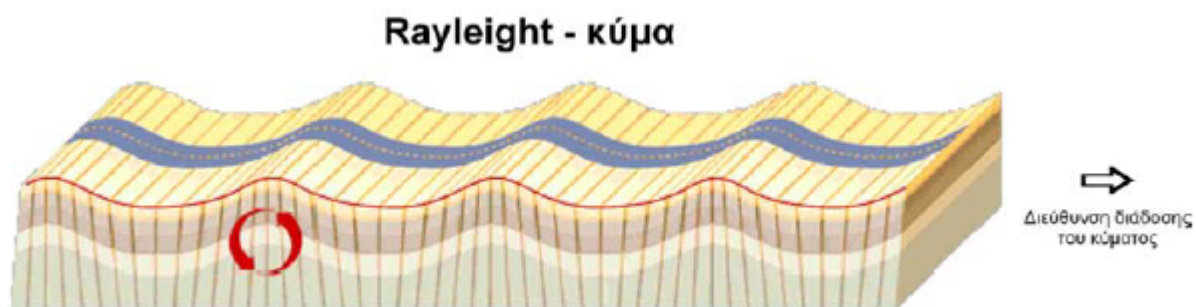


Σχήμα 58. S-Κύμα

Στις περισσότερες σεισμικές έρευνες χρησιμοποιούνται κύματα P ως πρωταρχική πηγή πληροφοριών. Το παραπάνω σχήμα όμως, μπορεί να αναπαριστά είτε P, είτε S κύματα ανάλογα με την ταχύτητα που έχει επιλεγεί για την δημιουργία του σχεδιαγράμματος.

- Κύματα επιφανείας – τα κύματα επιφανείας είναι κύματα τα οποία διαδίδονται κοντά στην επιφάνεια της Γης. Το πλάτος τους στην επιφάνεια της Γης μπορεί να είναι πολύ μεγάλο, αλλά μειώνεται εκθετικά με το βάθος. Τα επιφανειακά κύματα διαδίδονται με ταχύτητες μικρότερες από αυτές των S κυμάτων, παράγονται λιγότερο αποτελεσματικά από τις θαμμένες πηγές, και έχουν πλάτη που μειώνονται με την απόσταση από την πηγή πιο αργά από ό,τι παρατηρείται για τα κύματα χώρου.

Υπάρχουν δύο κατηγορίες κυμάτων επιφανείας, τα κύματα Love (σχήμα 60) και τα κύματα Rayleigh (σχήμα 59), τα οποία διακρίνονται από το είδος της κίνησης που προκαλούν στα σωματίδια της ύλης του μέσου.

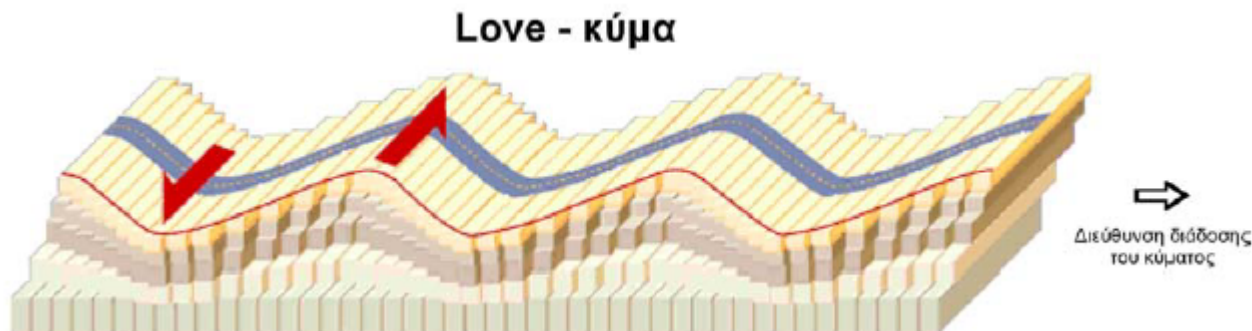


Σχήμα 59. Rayleigh Κύμα

Κοντά στην επιφάνεια της Γης, η φορά κίνησης κάθε σημείου πάνω στην ελλειπτική τροχιά του είναι ανάστροφη, δηλαδή, η φορά κίνησης στο κατώτερο σημείο της τροχιάς συμπίπτει με τη φορά διάδοσης του κύματος. Η ταχύτητα των κυμάτων Rayleigh είναι μικρότερη από

την ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων και για το λόγο αυτό τα κύματα Rayleigh φθάνουν και γράφονται σε ορισμένο γεώφωνο μετά τα εγκάρσια κύματα.

Τα κύματα Love κατά τη διάδοσή τους τα υλικά σημεία του μέσου διάδοσης πραγματοποιούν οριζόντιες ταλαντώσεις κάθετες προς τη διεύθυνση διάδοσης του κύματος.



Σχήμα 60. Love Κύμα

Τα κύματα Love είναι στην ουσία γραμμικώς πολωμένα εγκάρσια κύματα τα οποία έχουν μόνο οριζόντια συνιστώσα η οποία παριστάνεται με το σύμβολο SH. Τα κύματα Love φθάνουν και καταγράφονται σε ορισμένο γεώφωνο αμέσως μετά τα εγκάρσια κύματα.

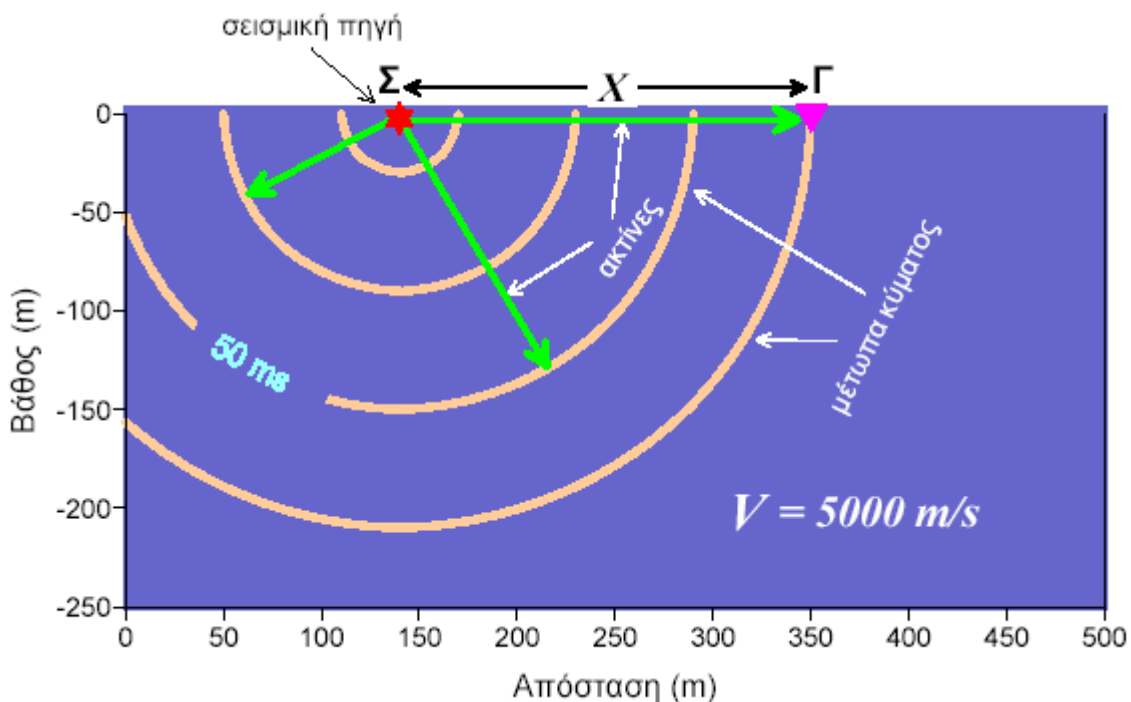
Η ταχύτητα διάδοσης των επιφανειακών κυμάτων (Rayleigh και Love) εξαρτάται από τη περίοδο τους επειδή ο χώρος που διαδίδονται δεν είναι ομογενής. Το φαινόμενο αυτό, δηλαδή η εξάρτηση της ταχύτητας διάδοσης των κυμάτων αυτών από τη περίοδο (ή τη συχνότητα) τους λέγεται σκέδαση.

Για τους δικούς μας σκοπούς, δεν κρίνεται απαραίτητο να αναφερθούμε με περισσότερη λεπτομέρεια στα επιφανειακά κύματα. Αρκεί να αναφέρουμε ότι για όλες σχεδόν τις ερευνητικές διασκοπήσεις, τα επιφανειακά κύματα αποτελούν μια μορφή θορύβου την οποία προσπαθούμε να περιορίσουμε. Ειδικά για τις διασκοπήσεις ανάκλασης, η καταστολή της ενέργειας των επιφανειακών κυμάτων είναι ιδιαίτερα σημαντική, διότι τα πλάτη τους που παράγονται από ρηγά θαμμένες πηγές συχνά παρατηρείται να είναι μεγαλύτερα από τα πλάτη των κυμάτων χώρου που προσπαθούμε να καταγράψουμε και να ερμηνεύσουμε. Για τις διασκοπήσεις διάθλασης, τα επιφανειακά κύματα αποτελούν μικρότερο πρόβλημα διότι μας ενδιαφέρει μόνο ο χρόνος διαδρομής της πρώτης άφιξης του σεισμικού κύματος. Τα επιφανειακά κύματα δεν είναι ποτέ η πρώτη άφιξη. Στο υπόλοιπο των σημειώσεων θα εξετάσουμε μόνο τα κύματα χώρου.

### 8.1 Μέτωπο Κύματος και Σεισμικές Ακτίνες

Στις προηγούμενες γεωφυσικές μεθόδους που εξετάσαμε, ιδιαίτερα στις μαγνητικές μεθόδους, χρησιμοποιήσαμε συχνά δύο διαφορετικές περιγραφές του υπό μελέτη γεωφυσικού φαινομένου. Για παράδειγμα, στη συζήτησή μας για τον μαγνητισμό είδαμε την ένταση του μαγνητικού πεδίου αλλά και τη διεύθυνσή του.

Με τον ίδια λογική, υπάρχουν δύο εξίσου χρήσιμες περιγραφές και για τα σεισμικά κύματα. Η σχέση μεταξύ των δύο περιγραφών φαίνεται στο παρακάτω σχήμα.



Σχήμα 61. Μοντέλο ομογενούς και ισότροπου μέσου με ταχύτητα διάδοσης 5000 m/s. Τα σεισμικά κύματα που παράγονται από τη πηγή Σ παρίστανται με μέτωπα καθώς και ακτίνες.

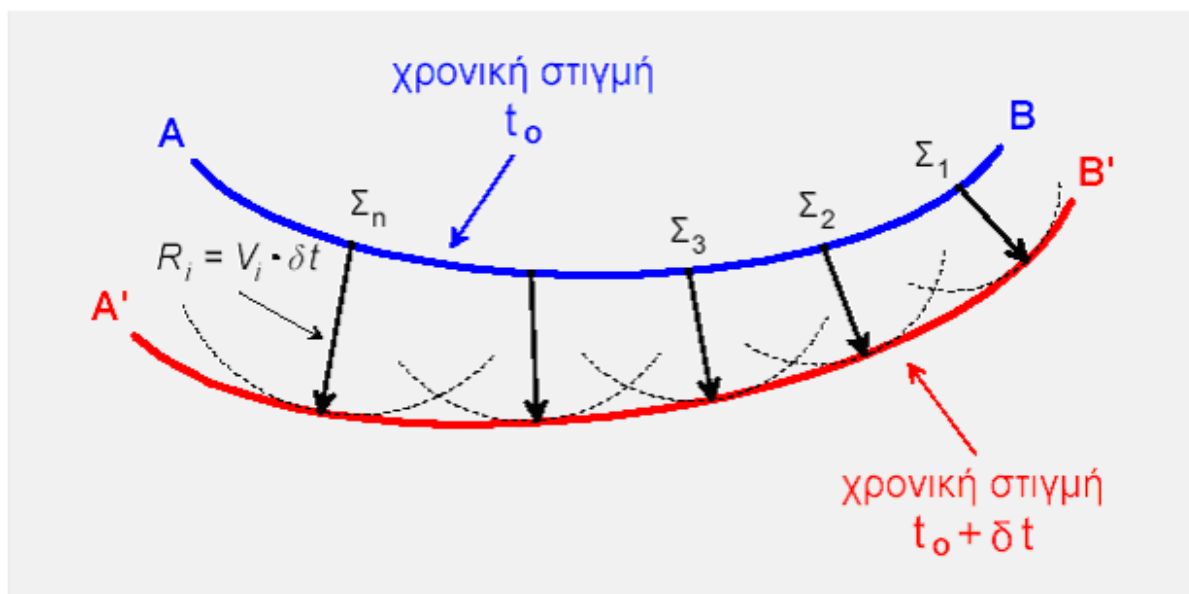
- Σεισμικές ακτίνες (Raypaths) – Οι σεισμικές ακτίνες δεν είναι τίποτα περισσότερο από γραμμές που δείχνουν τη διεύθυνση διάδοσης του σεισμικού κύματος. Για οποιοδήποτε κύμα, υπάρχει άπειρο πλήθος σεισμικών ακτίνων που μπορούν να χρησιμοποιηθούν. Στο παραπάνω σχήμα, για παράδειγμα, έγκυρη σεισμική ακτίνα μπορεί να είναι μια οποιαδήποτε ακτίνα που σχεδιάζεται με κέντρο την σεισμική πηγή. Σε αυτό το σχήμα, βέβαια, έχουν σχεδιαστεί μόνο μερικές από τις δυνατές σεισμικές ακτίνες.
- Μέτωπο Κύματος (Wavefront) – Τα μέτωπα κύματος συνδέουν τις θέσεις του σεισμικού κύματος που κάνουν το ίδιο πράγμα την ίδια στιγμή (βρίσκονται στην ίδια φάση). Τα μέτωπα κύματος έχουν στο τρισδιάστατο χώρο σφαιρικό σχήμα. Στο πιο πάνω σχήμα, επειδή αναφερόμαστε σε επίπεδο δύο διαστάσεων (κατακόρυφη τομή της γης), τα σφαιρικά μέτωπα κύματος αντιστοιχούν σε ομόκεντρους κύκλους ή τόξα κύκλων με κέντρο τη σεισμική πηγή. Η επιφάνεια (ή αντίστοιχα το τόξο στο επίπεδο) του μετώπου κύματος συνδέει όλα τα μέρη του κύματος που βρίσκονται στην ίδια φάση σε μία δεδομένη χρονική στιγμή.

Η διάδοση των μετωπικών κυμάτων σε ένα μέσο περιγράφεται με την αρχή του Huygens. Η αρχή του Huygens ορίζει ότι κάθε σημείο ενός μετώπου κύματος μπορεί να θεωρηθεί ότι αποτελεί μια δευτερογενή πηγή κυμάτων. Η χρησιμότητα της αρχής αυτής οφείλεται κυρίως στο γεγονός ότι μπορούμε, με βάση αυτή, να ορίσουμε τις μελλοντικές θέσεις του μετώπου κύματος, όταν γνωρίζουμε τη θέση του μετώπου σε ορισμένη χρονική στιγμή.



Christiaan Huygens (1629-1695)  
Ολλανδός Μαθηματικός

Έστω λοιπόν ότι  $AB$  είναι το μέτωπο κύματος κατά τη χρονική στιγμή  $t_0$  και θέλουμε να καθορίσουμε το μέτωπο κύματος κατά τη χρονική στιγμή  $t_0 + \delta t$ . Κατά τη διάρκεια του χρόνου  $\delta t$  το κύμα θα προχωρήσει και θα σχηματίσει ένα νέο μέτωπο κύματος  $A'B'$ .



Σχήμα 62. Οπου  $AB$  είναι η αρχική θέση του μετώπου κύματος τη χρονική στιγμή  $t_0$  και  $A'B'$  είναι η νέα θέση του μετώπου την χρονική στιγμή  $t_0 + \delta t$  καθορισμένη σύμφωνα με την αρχή Huygens.

Η νέα θέση  $A'B'$  καθορίζεται σύμφωνα με την αρχή του Huygens θεωρώντας ότι κάθε σημείο  $\Sigma_1, \Sigma_2, \Sigma_3, \dots, \Sigma_n$  του αρχικού μετώπου κύματος αποτελεί δευτερογενή πηγή κυμάτων. Η κάθε μία από τις δευτερογενείς πηγές στο χρονικό διάστημα  $\delta t$  θα έχει εκπέμψει ένα νέο μέτωπο κύματος το οποίο θα αποτελεί τόξο κύκλου σε απόσταση από τη κάθε πηγή ίση με την ακτίνα

$$R_i = V_i \delta t$$

όπου  $V(i=1,2,3,\dots,n)$  είναι η ταχύτητα του κύματος σε κάθε μία από τις θέσεις των δευτερογενών πηγών. Μπορούμε συνεπώς να χαράξουμε τόξα κύκλων με κέντρα τα  $\Sigma_1, \Sigma_2,$

$\Sigma_3, \dots \Sigma_n$  και ακτίνες. Η γραμμή Α'Β', που περιβάλλει τα δευτερογενή μέτωπα κύματος (περιβάλλουσα) αποτελεί το μέτωπο κύματος στη νέα του θέση κατά τη χρονική στιγμή  $t_0 + \delta t$ .

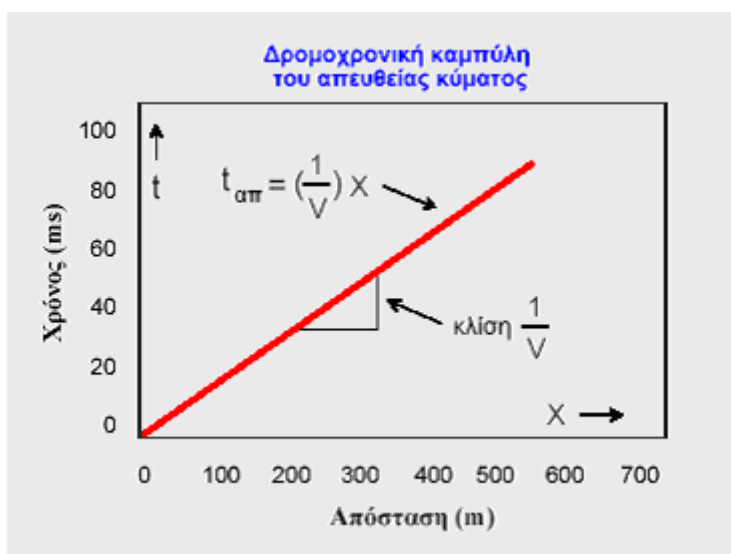
Θεωρητικά αλλά και στην πράξη, οι σεισμικές ακτίνες είναι ισοδύναμες της διεύθυνσης του ηλεκτρικού ρεύματος, και τα μέτωπα κύματος ισοδύναμα των ισοδυναμικών γραμμών στις ηλεκτρικές μεθόδους. Επίσης, είναι ισοδύναμα της διεύθυνσης του πεδίου και της έντασης του μαγνητισμού.

Παρατηρούμε ότι σε αυτό το παράδειγμα, τα μέτωπα του κύματος είναι κάθετα στις σεισμικές ακτίνες. Αυτό, γενικά, ισχύει πάντα. Έτσι, δεδομένου ενός συνόλου μετώπων κύματος ή ενός συνόλου σεισμικών ακτίνων, μπορούμε να κατασκευάσουμε το άλλο σύνολο. Αυτό, άλλωστε, ισχύει και για τη ροή ρεύματος και τις ισοδυναμικές επιφάνειες αλλά και για την ένταση και τη διεύθυνση του μαγνητικού πεδίου.

Στο μεγαλύτερο μέρος της συζήτησης για τα σεισμικά κύματα που ακολουθεί, θα χρησιμοποιήσουμε την περιγραφή διάδοσης του σεισμικού κύματος με σεισμικές ακτίνες. Η περιγραφή αυτή επιτρέπει να υπολογιστούν πιο εύκολα οι χρόνοι διάδοσης ορισμένων σεισμικών φάσεων, επειδή μπορούμε να κατασκευάσουμε ευκολότερα τη συγκεκριμένη διαδρομή που ακολούθησε το σεισμικό κύμα μέχρι να καταγραφεί από το δέκτη μας. Όπως θα δούμε στη συνέχεια, αν και οι σεισμικές ακτίνες του παραπάνω παραδείγματος είναι πολύ απλές, καθώς θα αρχίσουμε να κατασκευάζουμε μοντέλα της Γης που περιέχουν σύνθετες μεταβολές της ταχύτητας, οι ακτίνες αυτές θα γίνονται πιο πολύπλοκες.

Στη παραπάνω περίπτωση της απλής δομής του ομογενούς και ισότροπου μέσου με σταθερή ταχύτητα διάδοσης της σεισμικής ενέργειας, ο χρόνος διαδρομής του σεισμικού κύματος, που διαδίδεται από τη σεισμική πηγή Σ απευθείας στο γεώφωνο Γ που βρίσκεται σε απόσταση X από τη πηγή, θα δίδεται από την απλή σχέση της φυσικής

$$t_{\text{απ}} = \frac{X}{V}$$



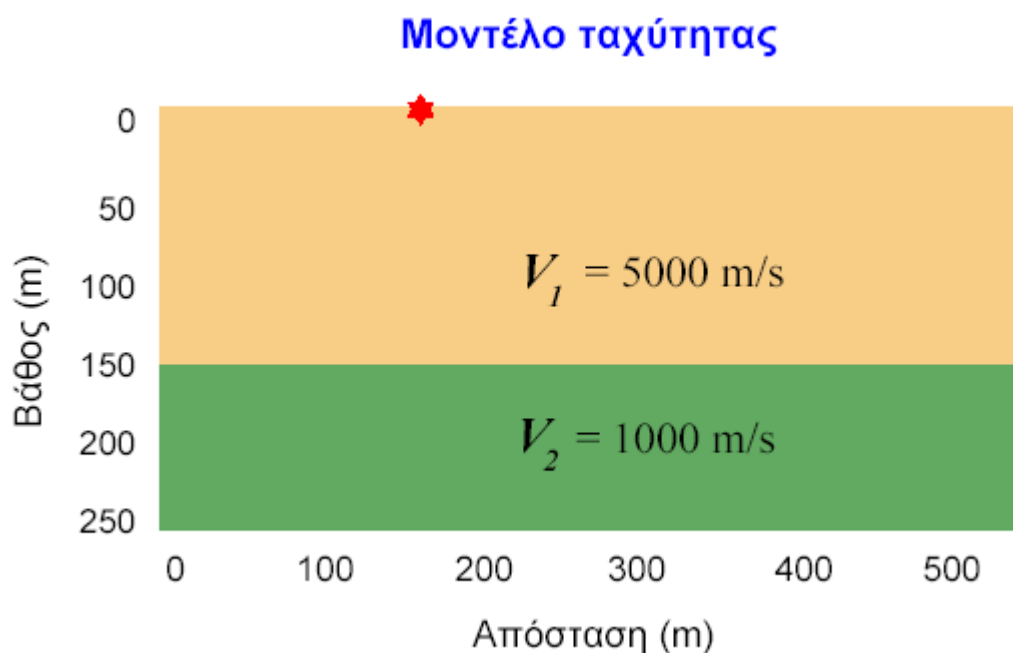
Σχήμα 63. Δρομοχρονική καμπύλη του απευθείας σεισμικού κύματος. Η κλίση της ευθείας παριστάνει το αντίστροφο της ταχύτητας διάδοσης στο ομογενές μέσο.

Στο συγκεκριμένο παράδειγμα η σταθερή ταχύτητα του μέσου διάδοσης ισούται με 5000 m/s. Η παραπάνω εξίσωση παριστάνει εξίσωση της ευθείας γραμμής που διέρχεται από την αρχή των αξόνων η γενική μορφή της οποίας είναι , όπου  $a$  είναι η κλίση της ευθείας. Η γραφική παράσταση του χρόνου διαδρομής του απευθείας σεισμικού κύματος σε συνάρτηση με την απόσταση  $X$  του γεώφωου από τη πηγή, φαίνεται στο διπλανό σχήμα και είναι γνωστή ως δρομοχρονική καμπύλη του απευθείας σεισμικού κύματος.

## 8.2 Αλληλεπίδραση των κυμάτων με επιφάνειες ασυμφωνίας: Περίπτωση στρώματος υψηλής ταχύτητας πάνω από έναν ημιχώρο χαμηλότερης ταχύτητας

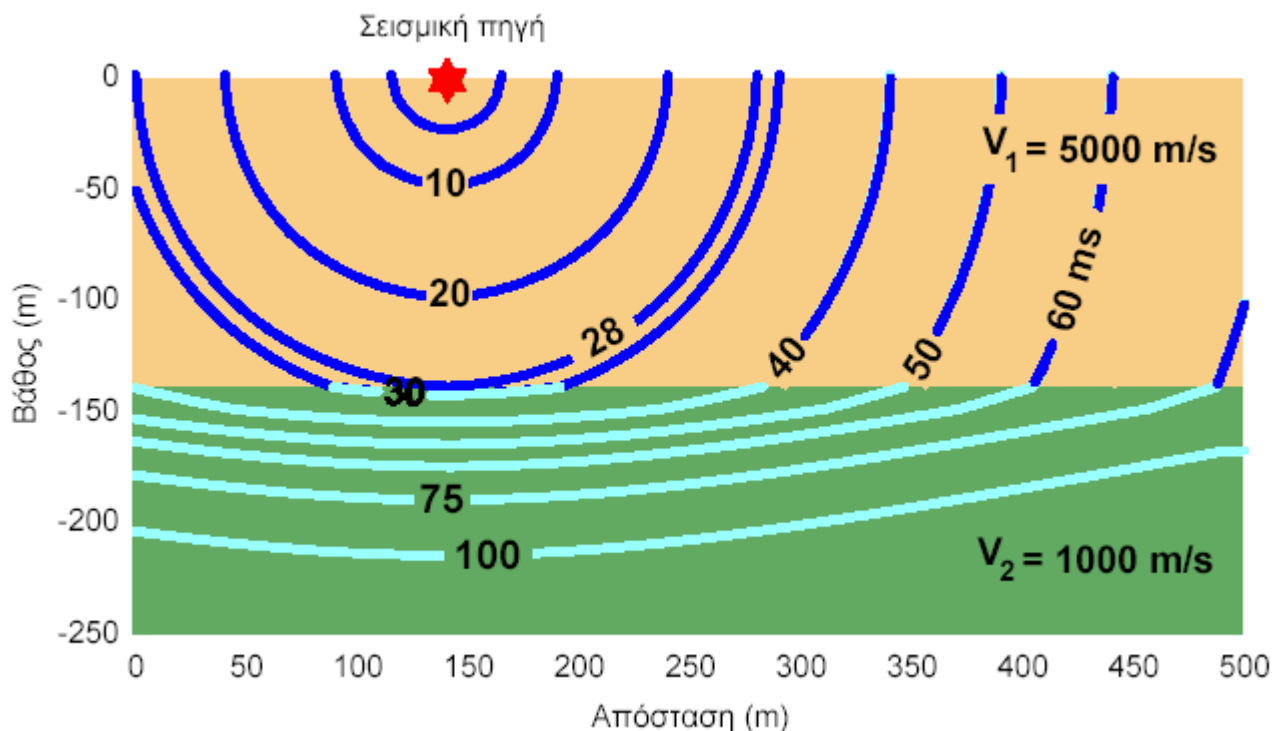
Μέχρι στιγμής έχουμε εξετάσει τη διάδοση των κυμάτων χώρου διαμέσου ενός μέσου με σταθερή ταχύτητα διάδοσης. Εδώ εξετάζουμε τι συμβαίνει όταν το μέσο αποτελείται από στρώματα, κάθε ένα από τα οποία χαρακτηρίζεται από διαφορετική ταχύτητα μετάδοσης του σεισμικού κύματος.

Θεωρούμε το απλό μοντέλο του παρακάτω σχήματος. Το μοντέλο αποτελείται από ένα στρώμα που βρίσκεται πάνω από έναν ημιχώρο. Η ταχύτητα διάδοσης των σεισμικών κυμάτων στο στρώμα είναι μεγαλύτερη από την ταχύτητα διάδοσης στον ημιχώρο.



Σχήμα 64. Στρώματα με διαφορετικές ταχύτητες διάδοσης

Στην επόμενη εικόνα θα παρακολουθήσουμε πώς τα σεισμικά κύματα (στο παράδειγμά μας εξετάζουμε P κύματα) διαδίδονται στο μέσο, και πώς αλληλεπιδρούν με την ασυνέχεια που συναντούν στα 150 μέτρα βάθος.



Σχήμα 65. Διαδοχή P-Κυμάτων από ένα μέσο σε ένα άλλο

Από τη χρονική στιγμή 0 μέχρι τα 28 ms, το κύμα διαδίδεται αποκλειστικά στο ανώτερο στρώμα με ταχύτητα 5000 m/s και τα μέτωπα κύματος τις στιγμές 5, 10, 20 και 28 ms είναι ομόκεντρες περιφέρειες κύκλων (μπλε χρώμα) με ακτίνες συνεχώς αυξανόμενες. Αμέσως μετά τη στιγμή 28 ms, δηλαδή στα 30 ms, το κύμα αρχίζει να αλληλεπιδρά με την ασυνέχεια στο βάθος των 150 μέτρων. Τούτο γίνεται αντιληπτό καθώς το τμήμα (γαλάζιοτόξο) του μετώπου των 30 ms, που έχει εισέλθει στο βαθύτερο στρώμα (ημιχώρο) με ταχύτητα διάδοσης 1000 m/s, έχει αλλάξει καμπυλότητα και έχει γίνει πεπλατυσμένο. Η αλλαγή καμπυλότητας προς το πεπλατυσμένο οφείλεται στο ότι το συγκεκριμένο τόξο του μετώπου κύματος προωθείται με βραδύτερο ρυθμό (καθυστερεί) σε σχέση με το ρυθμό διάδοσης του στο μεγαλύτερης ταχύτητας υπερκείμενο επιφανειακό στρώμα. Έτσι, για το συγκεκριμένο μέτωπο κύματος των 30 ms παρατηρούμε ότι ένα μέρος του (κυανού χρώμα) διεισδύει στο όριο των δύο στρωμάτων και αναφέρεται ως διαθλώμενο κύμα (refracted wave) ενώ το υπόλοιπο μέρος του μετώπου κύματος (μπλε) δεν αλληλεπιδρά καθόλου με την ασυνέχεια, προωθείται πλευρικά στο ανώτερο στρώμα και αναφέρεται ως απευθείας κύμα (direct wave)\*. Αργότερα θα δούμε ότι ένα μέρος του αρχικού μετώπου κύματος αλληλεπιδρά με την ασυνέχεια και χωρίς να εισέλθει σε αυτή αλλάζει πορεία και επιστρέφει προς την επιφάνεια. Το κύμα αυτό αναφέρεται ως ανακλώμενο κύμα (reflected wave).

Τις επόμενες χρονικές στιγμές των 40, 50, 60, 75 και 100 ms όλο και μεγαλύτερα τόξα των ομόκεντρων (μπλε) περιφερειών αλλάζουν καμπυλότητα (κυανά τόξα) μόλις εισέλθουν στο μικρότερης ταχύτητας βαθύτερο στρώμα μετατρέπόμενα σε διαθλώμενα κύματα ενώ τα υπόλοιπα τόξα των μετώπων (μπλε) διαδίδονται πλευρικά στο ανώτερο στρώμα ως απευθείας κύματα.

Υπάρχουν ορισμένα ενδιαφέροντα χαρακτηριστικά που μπορούμε να παρατηρήσουμε στην άφιξη του διαθλώμενου κύματος.

- Παρατηρούμε ότι το μέτωπο του κύματος (κυανού), που ορίζει την άφιξη



του διαθλώμενου κύματος, παραμένει κυκλικό, αλλά η ακτίνα του δεν επικεντρώνεται πλέον στην πηγή, έχει δηλαδή διαφορετικό κέντρο καμπυλότητας. Οι γεωφυσικοί περιγράφουν το φαινόμενο αυτό ως μεταβολή στην καμπυλότητα του μετώπου.

- Παρατηρούμε ότι το φαινόμενο μήκος κύματος (apparent wavelength) της διαθλώμενης άφιξης είναι πολύ μικρότερο από της απευθείας άφιξης.

Και τα δύο αυτά φαινόμενα συνδέονται με την παρουσία της ασυνέχειας. Γνωρίζουμε ότι η περίοδος του κύματος συνδέεται με το μήκος κύματος μέσω της ταχύτητας με την οποία το κύμα διαδίδεται στο μέσο. Το μήκος κύματος ισούται με την ταχύτητα επί την περίοδο. Επομένως, αν η περίοδος του κύματος παραμένει σταθερή και η ταχύτητα του μέσου μειώνεται, τότε το μήκος κύματος επίσης μειώνεται με τον ίδιο ρυθμό.

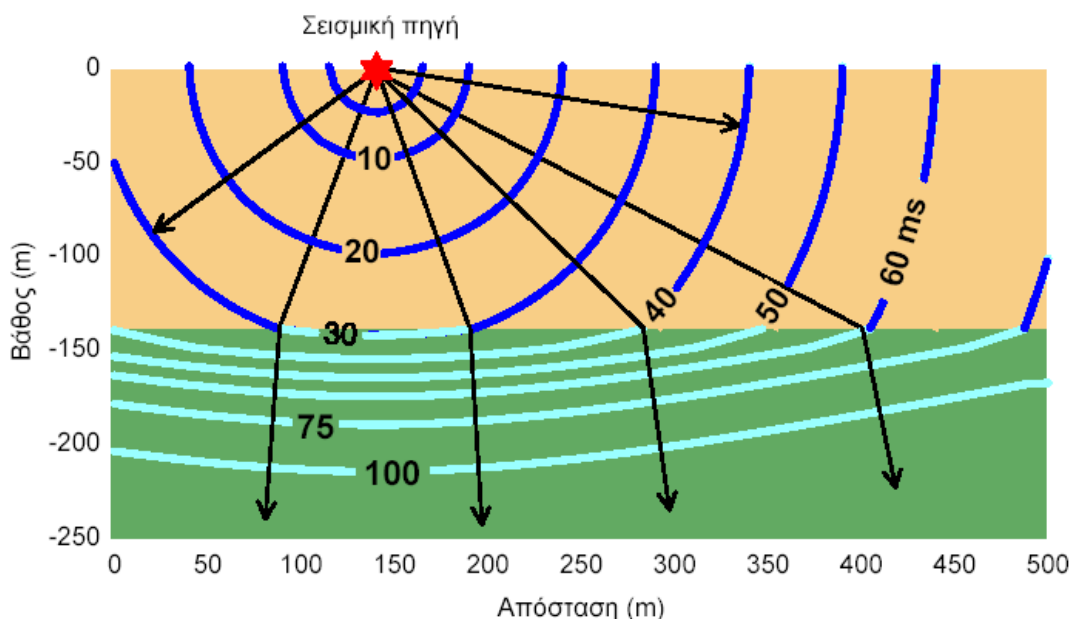
\* Στο συγκεκριμένο παράδειγμα έχουμε απλοποιήσει λίγο την κατάσταση. Γενικά, όταν ένα P κύμα αλληλεπιδρά με μια επιφάνεια ασυνέχειας, δεν παράγει μόνο ένα διαθλώμενο και ένα ανακλώμενο P κύμα, αλλά μπορεί να παράγει επίσης ένα διαθλώμενο και ένα ανακλώμενο S κύμα. Παρομοίως και τα S κύματα μπορούν να παράγουν ένα διαθλώμενο και ένα ανακλώμενο P κύμα. Οι μετατροπές των P κυμάτων σε S και αντίστροφα, καλούνται μετατροπές φάσης. Στις παρούσες σημειώσεις για απλούστευση δεχόμαστε ότι δεν έχουμε μετατροπές φάσης ή, διαφορετικά, οι μετατροπές φάσης δεν μας ενδιαφέρουν. Πράγματι, για τις διασκοπήσεις διάθλασης η παραδοχή αυτή γίνεται δεκτή διότι μας ενδιαφέρει μόνο ο χρόνος της πρώτης άφιξης και οι μετατροπές φάσης δεν φτάνουν ποτέ πρώτες. Στις διασκοπήσεις όμως της ανάκλασης, επειδή οι ανακλάσεις δεν φθάνουν ποτέ πρώτες, επιλέγουμε κατάλληλα όργανα καταγραφής που να μπορούν να ελαχιστοποιήσουν τις επιδράσεις των μετατροπών φάσης

Η μεταβολή στην καμπυλότητα του μετώπου του κύματος, καθώς το κύμα περνάει από τη διαχωριστική επιφάνεια, υπονοεί ότι οι κυματικές ακτίνες που περιγράφουν τη διεύθυνση διάδοσης του κύματος, αλλάζουν διεύθυνση όταν διελαύνουν την ασυνέχεια. Η μεταβολή αυτή στη διεύθυνση των ακτινών που διασχίζουν την ασυνέχεια, περιγράφεται παρακάτω από το 1ο Νόμο του Snell.

Αν εξετάσουμε την εδαφική κίνηση, από οποιοδήποτε σημείο της επιφάνειας της Γης, θα παρατηρήσουμε δύο διακριτά κύματα. Αρχικά, θα παρατηρήσουμε μία πρώτη άφιξη μεγάλου πλάτους που αντιστοιχεί στο απευθείας κύμα. Λίγο αργότερα, θα παρατηρήσουμε το ανακλώμενο κύμα, μικρότερου πλάτους. Η διαφορά χρόνου μεταξύ των δύο αφίξεων εξαρτάται από την απόσταση πηγή-γεώφωνο, την ταχύτητα διάδοσης του κύματος στο στρώμα και το βάθος της ασυνέχειας. Επομένως, εξετάζοντας αυτή τη διαφορά χρόνου, μπορούμε να πάρουμε πληροφορίες για την υπόγεια δομή.

## 9. Η ΑΡΧΗ ΤΟΥ FERMAT ΚΑΙ ΟΙ ΝΟΜΟΙ ΤΟΥ SNELL

Αν συμπεριλάβουμε τις ακτίνες των διαθλώμενων και απευθείας αφίξεων στο προηγούμενο παράδειγμα, θα πάρουμε το παρακάτω σχήμα.



Σχήμα 66. Σχέδιαση σεισμικών ακτίνων

Οι ακτίνες σχεδιάζονται έτσι, ώστε κάθε στιγμή να είναι κάθετες στη διεύθυνση διάδοσης των μετώπων των κυμάτων.

Καθώς οι ακτίνες αλληλεπιδρούν με την ασυνέχεια, υπακούουν στην αρχή του Fermat. Η αρχή του Fermat ορίζει ότι το κύμα ακολουθεί τη διαδρομή, που απαιτεί το ελάχιστο χρόνο για τη μετάδοσή του μεταξύ δύο συγκεκριμένων σημείων. Για το λόγο αυτό η αρχή του Fermat είναι γνωστή και ως αρχή του ελαχίστου χρόνου.



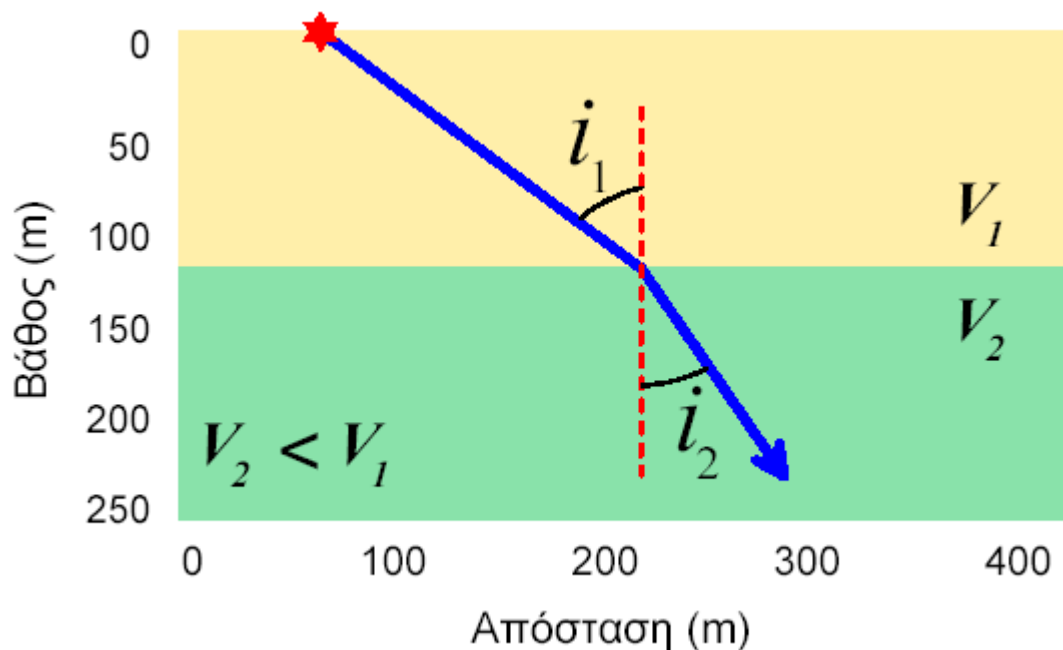
Pierre de Fermat (1661-1665)  
Γάλλος Μαθηματικός



Roijen Snell (1580-1626)  
Ολλανδός Μαθηματικός

Στο ακόλουθο σχήμα θεωρούμε μία από τις διαθλώμενες ακτίνες του προηγούμενου σχήματος. Στη συγκεκριμένη περίπτωση η ταχύτητα του ημιχώρου,  $V_2$ , είναι μικρότερη, της ταχύτητας του στρώματος  $V_1$ . Ο 1ος νόμος του Snell δηλώνει ότι σ' αυτή την περίπτωση η γωνία μεταξύ της καθέτου στην ασυνέχεια και της διαθλώμενης ακτίνας πρέπει να είναι μικρότερη της γωνίας  $i_1$  μεταξύ της καθέτου στην ασυνέχεια και της διεύθυνσης της προσπίπτουσας ακτίνας. Αυτή ακριβώς είναι η κατάσταση που προβλέπεται από τα μέτωπα του κύματος στο πιο πάνω σχήμα.

Αν η  $V_1$  ήταν μεγαλύτερη της  $V_2$ , όπως στην περίπτωση του παρακάτω σχήματος με την οποία θα ασχοληθούμε αργότερα πιο αναλυτικά, ο νόμος του Snell προβλέπει ότι η  $i_2$  θα ήταν μεγαλύτερη της  $i_1$ . Στην περίπτωση αυτή, το μέτωπο του διαθλώμενου κύματος θα είχε μεγαλύτερη καμυλότητα από το μέτωπο του απευθείας κύματος.



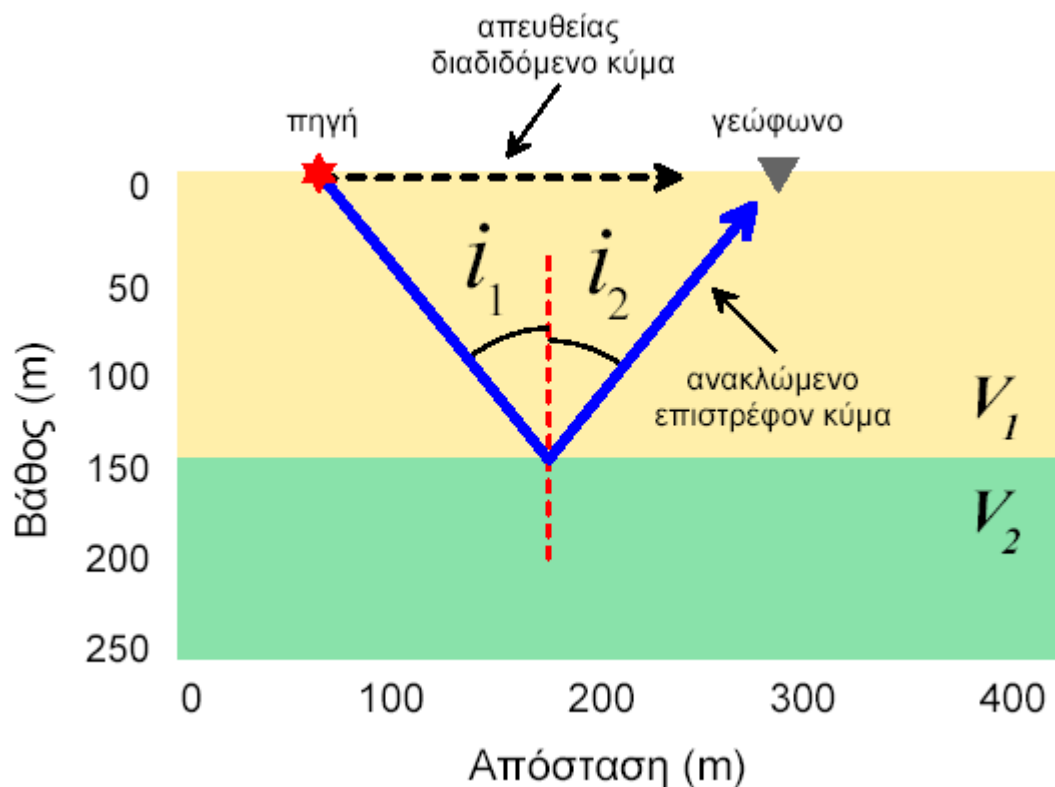
Σχήμα 67. Γωνίες διάδοσης των σεισμικών κυμάτων

Οι γωνίες πρόσπτωσης και διάθλασης  $i_1$  και  $i_2$  συνδέονται με τις ταχύτητες  $V_1$  και  $V_2$  με τη σχέση

$$\frac{\eta \mu i_1}{\eta \mu i_2} = \frac{V_1}{V_2}$$

η οποία εκφράζει τον 1ο νόμο του Snell ή νόμο της διάθλασης.

Ο νόμος του Snell μπορεί επίσης να εφαρμοστεί και στην ακτίνα που ανακλάται στην επιφάνεια ασυνέχειας και επιστρέφει στο μέσο με ταχύτητα  $V_1$ . Στην ανάκλαση η γωνία ανάκλασης  $i_2$  είναι ίση με τη γωνία του προσπίπτοντος κύματος  $i_1$ .



Σχήμα 68. Ανακλώμενο κύμα

Η σχέση

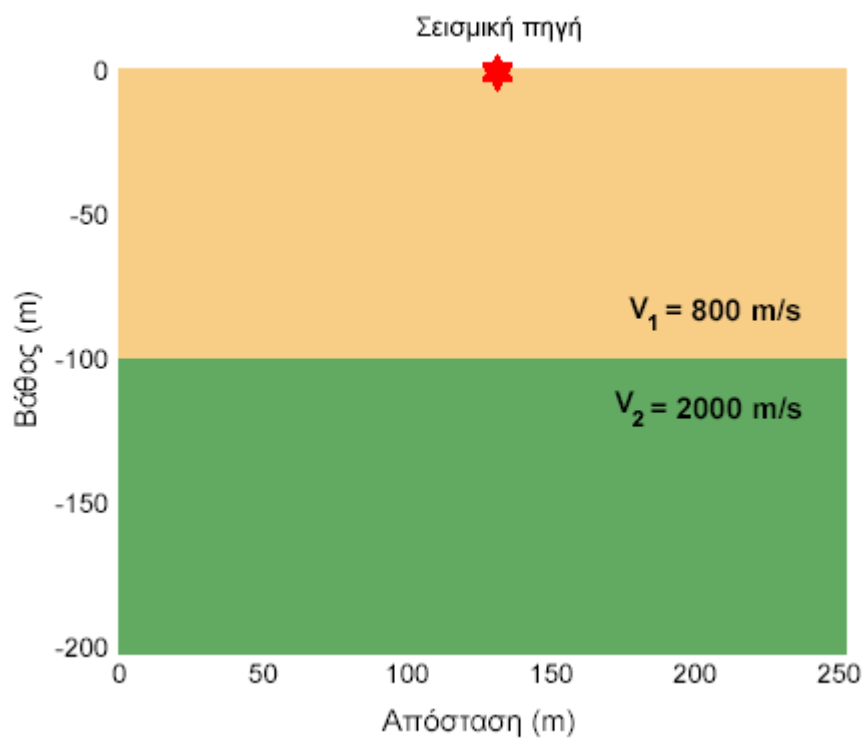
$$i_1 = i_2$$

εκφράζει τον 2ο νόμο του Snell ή νόμο της ανάκλασης.

Στο σημείο αυτό, πρέπει να αναφέρουμε ότι, αν τοποθετούσαμε δέκτες στην επιφάνεια της Γης, δεν θα παρατηρούσαμε ποτέ την διαθλώμενη άφιξη, διότι συνεχίζει τη διάδοσή της προς τα κάτω, χωρίς να επιστρέφει ποτέ στην επιφάνεια. Το απευθείας διαδιδόμενο σεισμικό κύμα προηγείται πάντοτε του ανακλώμενου στην ασυνέχεια κύματος και φθάνει πάντοτε πρώτο στο γεώφωνο, καθόσον το ανακλώμενο κύμα διανύει με την ίδια ταχύτητα  $V_1$  μεγαλύτερη διαδρομή (κατερχόμενος και ανερχόμενος κλάδος της τροχιάς).

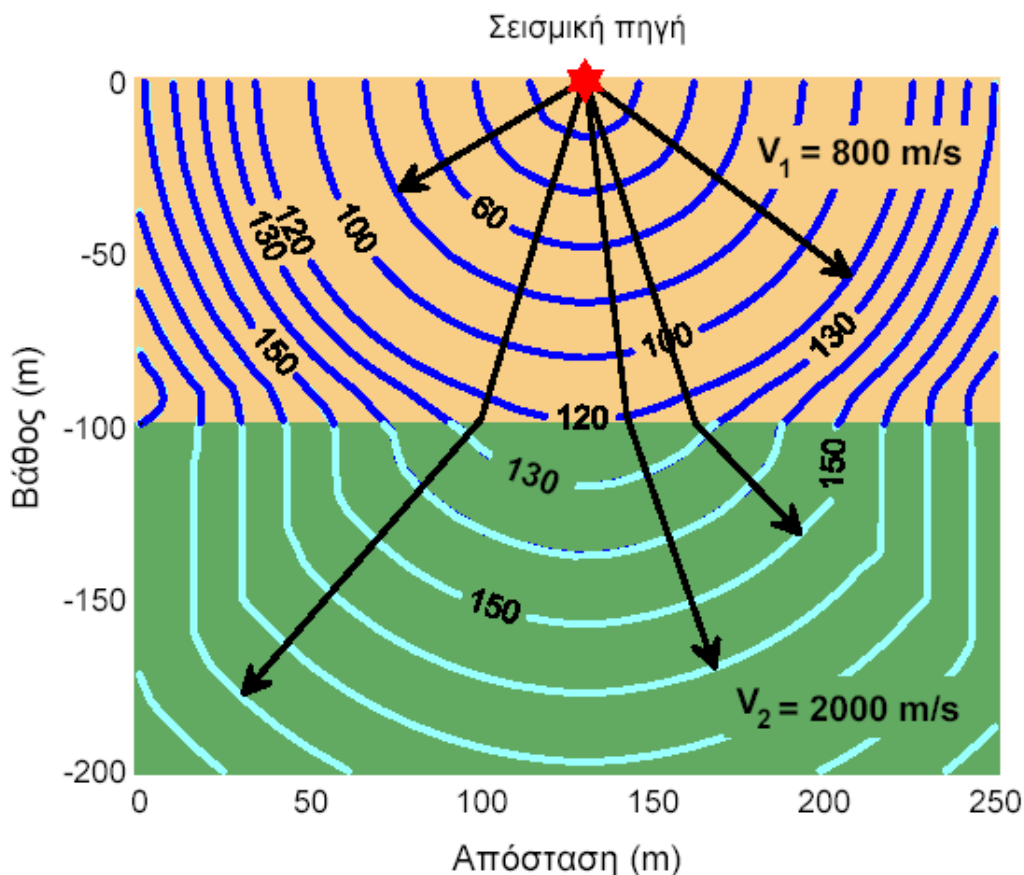
### 9.1 Ένα ακόμα απλό γήινο μοντέλο: Περίπτωση στρώματος χαμηλής ταχύτητας πάνω από ημιχώρο υψηλότερης ταχύτητας

Μέχρι στιγμής έχουμε εξετάσει τη διάδοση των κυμάτων χώρου μέσα σε μέσο σταθερής ταχύτητας και σε μέσο που αποτελείται από ένα στρώμα υψηλής ταχύτητας πάνω από ημιχώρο χαμηλότερης ταχύτητας. Εδώ εξετάζουμε την αντίθετη περίπτωση του τελευταίου παραδείγματος όπου η ταχύτητα του ημιχώρου είναι υψηλότερη του επιφανειακού στρώματος. Για να μελετήσουμε την περίπτωση αυτή θεωρούμε το παρακάτω μοντέλο.



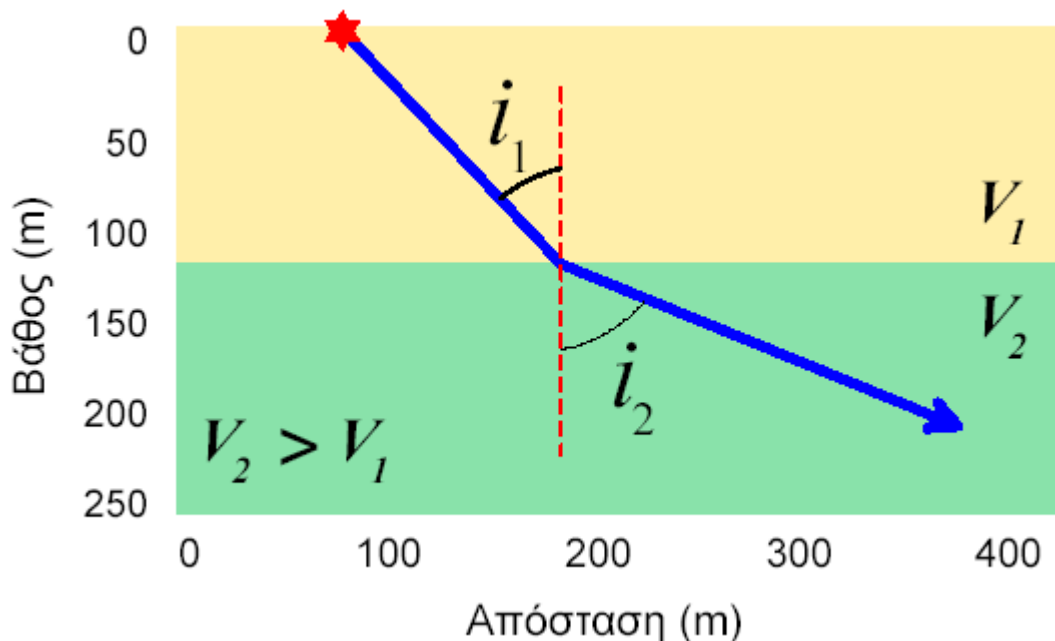
Σχήμα 69. Περίπτωση στρώματος χαμηλής ταχύτητας πάνω από ημιχώρο υψηλότερης ταχύτητας

Το σχήμα 70 που ακολουθεί δείχνει στιγμιότυπα της διάδοσης των σεισμικών κυμάτων στις διάφορες χρονικές στιγμές.



Σχήμα 70. Στιγμιότυπα της διάδοσης των σεισμικών κυμάτων στις διάφορες χρονικές στιγμές.

Για αυτές τις χρονικές στιγμές, η κυματομορφή μοιάζει ποιοτικά με αυτές που είδαμε στο προηγούμενο μοντέλο με στρώματα, όπου ένα στρώμα υψηλής ταχύτητας βρισκόταν πάνω από ημιχώρο χαμηλής ταχύτητας. Αυτό ισχύει πράγματι, με εξαίρεση τις διαφορές που υπάρχουν τώρα στη σχετική καμπυλότητα των μετώπων κύματος και στη κατεύθυνση των σεισμικών ακτίνων, οι οποίες όπως είναι γνωστό είναι κάθετες στα μέτωπα κύματος. Στην συγκεκριμένη περίπτωση, το διαθλώμενο κύμα δεν είναι πεπλατυσμένο αλλά είναι πιο καμπύλο από το απευθείας κύμα καθώς τώρα προωθείται με ταχύτερο ρυθμό στον ταχύτερο ημιχώρο. Στο σχήμα που ακολουθεί θεωρούμε μία από τις διαθλώμενες ακτίνες του προηγούμενου σχήματος. Στη συγκεκριμένη περίπτωση η ταχύτητα του ημιχώρου,  $V_2$ , είναι μεγαλύτερη της ταχύτητας του στρώματος  $V_1$ .



Σχήμα 71. Διαθλωμένο κύμα

Ο 1ος νόμος του Snell δηλώνει ότι σ' αυτή την περίπτωση η γωνία  $i_2$  μεταξύ της καθέτου στην ασυνέχεια και της διαθλωμένης ακτίνας πρέπει να είναι μεγαλύτερη της γωνίας  $i_1$  μεταξύ της καθέτου στην ασυνέχεια και της διεύθυνσης της προσπίπτουσας ακτίνας. Αυτή ακριβώς είναι η κατάσταση που προβλέπεται από τα μέτωπα του κύματος στο προηγούμενο σχήμα. Επειδή οι ταχύτητες αυξάνουν κατά μήκος της ασυνέχειας με το βάθος, το διαθλωμένο κύμα έχει τώρα μεγαλύτερο μήκος κύματος από το απευθείας ή το ανακλώμενο κύμα.

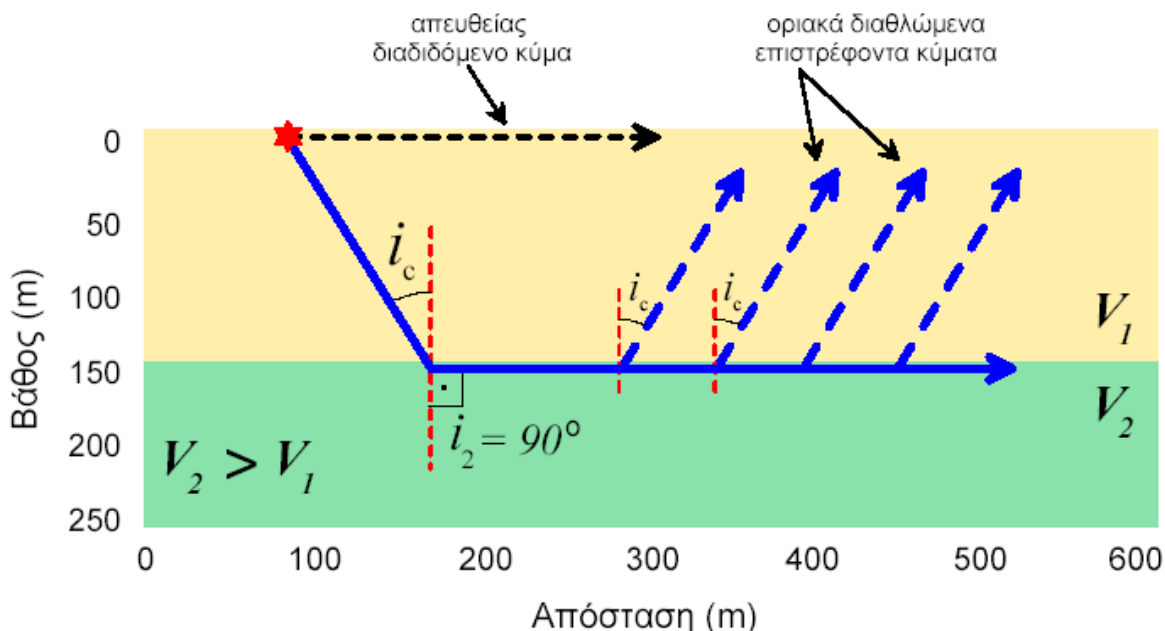
Και σε αυτή τη περίπτωση πρέπει να αναφέρουμε ότι, αν τοποθετούσαμε δέκτες στην επιφάνεια της Γης, δεν θα παρατηρούσαμε ποτέ την διαθλωμένη άφιξη, διότι συνεχίζει τη διάδοσή της προς τα κάτω, χωρίς να επιστρέφει ποτέ στην επιφάνεια. Όπως θα διαπιστώσουμε στη συνέχεια, ένας τύπος διαθλωμένου κύματος επιστρέφει στην επιφάνεια της Γης και είναι δυνατόν να προηγηθεί του απευθείας κύματος και να φθάσει πρώτο σε γεώφωνο που βρίσκεται σε ορισμένη θέση από τη πηγή.

## 10. ΟΡΙΑΚΑ ΔΙΑΘΛΩΜΕΝΑ ΚΥΜΑΤΑ

Αν, στη παραπάνω περίπτωση όπου η ταχύτητα του ημιχώρου είναι μεγαλύτερη αυτής του επιφανειακού στρώματος, επιτρέψουμε την περαιτέρω διάδοση των κυμάτων, ένα ενδιαφέρον φαινόμενο αρχίζει να λαμβάνει χώρα, σε σχέση με τη διαθλωμένη άφιξη. Πιο συγκεκριμένα, από όλες τις σεισμικές ακτίνες που ξεκινούν από τη πηγή και προσπίπτουν στην ασυνέχεια, αναφερόμαστε σε εκείνη του σχήματος που ακολουθεί, η οποία συναντά την ασυνέχεια με μια συγκεκριμένη γωνία  $i_c$  για την οποία η συνέχιση της διαθλωμένης στον ημιχώρο ακτίνας σχηματίζει με την κάθετο στο σημείο πρόσπτωσης γωνία  $i_2$  ίση με  $90^\circ$ . Η συγκεκριμένη γωνία πρόσπτωσης  $i_c$  ονομάζεται ορική γωνία (critical angle) πρόσπτωσης. Αναφερόμενοι στο στιγμιότυπο του ίδιου σχήματος, καθώς η διαθλωμένη σεισμική ακτίνα διαδίδεται στον ημιχώρο, επειδή ταξιδεύει γρηγορότερα από το απευθείας κύμα στο επιφανειακό στρώμα, αρχίζει να κινείται κατά μήκος της ασυνέχειας του στρώματος με ταχύτητα μεγαλύτερη αυτής του απευθείας κύματος. Θέλουμε εδώ να

επισημάνουμε ότι η ακτίνα που περιγράφει το οριακά διαθλώμενο κύμα, δεν διεισδύει στον ημιχώρο, αλλά διαδίδεται μέσα σ' αυτόν κατά μήκος της ασυνέχειας που χωρίζει το στρώμα από τον ημιχώρο.

Η διαθλώμενη άφιξη διαδίδεται οριζόντια με την ταχύτητα του ημιχώρου, ενώ η απευθείας άφιξη (στικτή γραμμική) διαδίδεται οριζόντια με την ταχύτητα του στρώματος.



Σχήμα 72. Οριακά διαθλώμενα κύματα

Καθώς το διαθλώμενο κύμα κινείται κατά μήκος της ασυνέχειας του στρώματος διεγείρει την ασυνέχεια κάθε σημείο της οποίας παράγει ένα νέο τύπο κύματος στο στρώμα, το οποίο ονομάζεται οριακά διαθλώμενο κύμα ή μετωπικό κύμα (critically refracted wave ή head wave) που διαδίδεται προς τα πάνω και επιστρέφει στην επιφάνεια σχηματίζοντας με τη κάθετο γωνία ίση με την ορική  $i_c$ . Στη περίπτωση που εξετάσαμε σε προηγούμενο κεφάλαιο, όπου το επιφανειακό στρώμα έχει υψηλότερη ταχύτητα από το βαθύτερο σχηματισμό (ημιχώρο) το οριακά διαθλώμενο κύμα δεν εμφανίζεται ποτέ. Αυτό συμβαίνει κυρίως διότι, όπως έχουμε επισημάνει, η διαθλώμενη ακτίνα στη περίπτωση αυτή σχηματίζει με τη κάθετο στο σημείο πρόσπτωσης γωνία  $i_2$  η οποία είναι πάντοτε μικρότερη της γωνίας πρόσπτωσης  $i_1$ , έτσι που, για οποιαδήποτε τιμή της γωνίας  $i_1$ , η γωνία  $i_2$  να μην γίνεται ποτέ ίση με  $90^\circ$ , που ως γνωστό είναι η προϋπόθεση δημιουργίας οριακά διαθλωμένων κυμάτων.

Σαν ανακεφαλαίωση αναφέρουμε ότι από μια σεισμική πηγή αναχωρούν τρία διαφορετικού τύπου, διακριτά κύματα, τα οποία, ακολουθώντας διαφορετικές διαδρομές, φθάνουν σε γεώφωνο που βρίσκεται σε ορισμένη θέση στην επιφάνεια της Γης:

1. το απευθείας κύμα που διανύει την απόσταση πηγή-γεώφωνο με την ταχύτητα του επιφανειακού στρώματος
2. το ανακλώμενο κύμα που φθάνει στο γεώφωνο μετά από ανάκλαση στην ασυνέχεια διαδιδόμενο με την ταχύτητα του επιφανειακού στρώματος και
3. το οριακά διαθλώμενο κύμα που φθάνει στο γεώφωνο διανύοντας ένα μέρος της διαδρομής του (κατερχόμενος και ανερχόμενος κλάδος) με την ταχύτητα του επιφανειακού στρώματος και το υπόλοιπο της διαδρομής του (οριζόντιος κλάδος) κατά μήκος της ασυνέχειας με την ταχύτητα του ημιχώρου.



Αναφερόμενοι στη χρονική σειρά άφιξης των τριών σεισμικών φάσεων που περιγράφηκαν προηγούμενα παρατηρούμε ότι:

1. το ανακλώμενο κύμα φθάνει πάντοτε μετά την απευθείας άφιξη σε οποιαδήποτε απόσταση από την πηγή, επομένως δεν μπορεί ποτέ να είναι η ενέργεια που φτάνει πρώτη
2. σε μικρές αποστάσεις μεταξύ πηγής και δέκτη, το απευθείας διαδιδόμενο κύμα θα προηγείται του οριακά διαθλώμενου κύματος
3. σε μεγαλύτερες αποστάσεις, ωστόσο, το οριακά διαθλώμενο κύμα μπορεί να προηγηθεί, όπως θα δούμε στη συνέχεια, του απευθείας κύματος και να φθάσει πρώτο στο δέκτη.

Οι παρατηρήσεις αυτές αποτελούν τη θεωρητική βάση της σεισμικής μεθόδου της διάθλασης (seismic refraction method). Στην έρευνα σεισμικής διάθλασης, μετράμε τους πρώτους χρόνους άφιξης των σεισμικών κυμάτων, σε διάφορες αποστάσεις από την πηγή. Στο μοντέλο του στρώματος πάνω από ημιχώρο, η πρώτη άφιξη μπορεί να σχετίζεται με απευθείας ή οριακά διαθλώμενο κύμα.

Όπως ήδη έχουμε αναφέρει, ο υπολογισμός του χρόνου άφιξης του απευθείας κύματος είναι σχετικά απλός και ορίζεται από το πηλίκο της οριζόντιας απόστασης μεταξύ της πηγής και του δέκτη προς της ταχύτητας με την οποία το κύμα διαδίδεται μέσα στο επιφανειακό στρώμα. Ο υπολογισμός του χρόνου άφιξης του οριακά διαθλώμενου κύματος γίνεται αφού πρώτα μελετήσουμε τη χάραξη της διαδρομής κατά μήκος της οποίας διαδίδεται το κύμα. Αυτό γίνεται με χρήση των κυματικών ακτινών και με τη βοήθεια του νόμου του Snell.

Από την περιγραφή των κυματικών ακτινών του οριακά διαθλώμενου κύματος είδαμε ότι ένα οριακά διαθλώμενο κύμα (μετωπικό κύμα) παράγεται μόνο από εκείνη τη σεισμική ακτίνα η οποία διαδίδεται προς τα κάτω (μέσα στο στρώμα) με ταχύτητα  $V_1$  συναντά την ασυνέχεια υπό γωνία ίση με την ορική  $i_c$ . Στη συνέχεια η ακτίνα εισερχόμενη στον ημιχώρο διαθλάται με γωνία διάθλασης ίση με  $90^\circ$  διαδίδεται κατά μήκος της ασυνέχειας με ταχύτητα ίση με τη  $V_2$  και επιστρέφει πίσω στο επιφανειακό στρώμα υπό γωνία ίση με την ορική για να φθάσει τελικά στην επιφάνεια της Γης όπου και καταγράφεται. Το οριακά διαθλώμενο κύμα διανύει μεγαλύτερη διαδρομή από το απευθείας μέχρι να φτάσει και να καταγραφεί στην επιφάνεια της Γης. Ταξιδεύει όμως στο κατώτερο σημείο του στρώματος με ταχύτητα μεγαλύτερη από αυτή της απευθείας άφιξης. Έτσι, είναι προφανές ότι, ανάλογα με την απόσταση από την πηγή, είναι δυνατόν το οριακά διαθλώμενο κύμα να φτάσει πριν το απευθείας καθόσον κερδίζει χρόνο διανύοντας τμήμα της τροχιάς του (οριζόντιο τμήμα) με μεγαλύτερη ταχύτητα.

### 10.1 Ταχύτητες των Σεισμικών Κυμάτων και Ιδιότητες των Πετρωμάτων

Στο κεφάλαιο αυτό, θα περιγράψουμε πώς η διάδοση των σεισμικών κυμάτων συνδέεται με τη γεωλογική δομή. Μεταβολές στην ταχύτητα με την οποία τα σεισμικά κύματα διαδίδονται μέσα στη Γη μπορούν να προκαλέσουν μεταβολές στα σεισμικά κύματα που καταγράφονται στην επιφάνεια της Γης. Για παράδειγμα, ανακλώμενα κύματα μπορούν να δημιουργηθούν από μια επίπεδη ασυνέχεια στην ταχύτητα, που παρατηρείται σε κάποιο βάθος, τα οποία μπορούν να καταγραφούν στην επιφάνεια της Γης. Οι μεταβολές στην ταχύτητα συνδέονται με τις ιδιότητες των πετρωμάτων ή εδαφών δια μέσου των οποίων διαδίδονται τα κύματα.

Μπορεί ναδειχθεί ότι σε ομογενή και ισότροπα μέσα, οι ταχύτητες των P και S κυμάτων εντός του μέσου δίνονται από τις παρακάτω σχέσεις.

$$V_p = \sqrt{\frac{\left(\frac{4}{3}\mu + k\right)}{\rho}}$$

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

$V_p$  και  $V_s$  είναι οι ταχύτητες των P και S κυμάτων στο μέσο,  $\rho$  είναι η πυκνότητα του μέσου  $\mu$  και  $k$  είναι οι συντελεστές διάτμησης και ακαμψίας του μέσου αντίστοιχα. Μαζί τα  $\mu$  &  $k$  είναι επίσης γνωστά και ως ελαστικές παράμετροι (elastic parameters). Οι ελαστικές παράμετροι περιγράφουν ποσοτικά τα ακόλουθα χαρακτηριστικά του μέσου.

- Συντελεστής Ακαμψίας (Bulk Modulus)  $k$  - Είναι επίσης γνωστός και ως ασυμπίεστότητα (incompressibility) του μέσου. Φανταζόμαστε ότι έχουμε ένα μικρό κύβο από το υλικό που αποτελείται το μέσο & ότι υποβάλλουμε τον κύβο σε πίεση, συμπιέζοντάς τον από όλες τις πλευρές. Αν το υλικό δεν είναι πολύ σκληρό (άκαμπτο), είναι δυνατόν να συμπιέσουμε το υλικό αυτού του κύβου σε έναν μικρότερο κύβο. Ο συντελεστής ακαμψίας περιγράφει το λόγο της πίεσης που εφαρμόζεται στον κύβο, προς την μεταβολή του όγκου που υπόκειται ο κύβος. Αν το  $k$  είναι πολύ μεγάλο, τότε το υλικό είναι πολύ δύσκαμπτο, δηλαδή δεν συμπιέζεται πολύ ακόμα και κάτω από μεγάλες πιέσεις. Αν το  $k$  είναι μικρό, τότε μικρή πίεση συμπιέζει το υλικό σε μεγάλο βαθμό. Για παράδειγμα, τα αέρια έχουν πολύ μικρή ασυμπίεστότητα. Τα στερεά και τα υγρά έχουν μεγάλη ασυμπίεστότητα.
- Συντελεστής Διάτμησης (Shear Modulus)  $\mu$  - Ο συντελεστής διάτμησης περιγράφει πόσο δύσκολο είναι να παραμορφωθεί ένας κύβος από υλικό του μέσου κάτω από διατμητική δύναμη. Για παράδειγμα, φανταζόμαστε ότι έχουμε ένα κύβο ο οποίος είναι σταθερά στερεωμένος πάνω σε ένα τραπέζι. Αν το υλικό έχει μικρό συντελεστή διάτμησης, μπορούμε να παραμορφώσουμε τον κύβο προς την κατεύθυνση που πιέζουμε, έτσι ώστε ο κύβος να αποκτήσει σχήμα παραλληλογράμμου. Αν το υλικό έχει μεγάλο συντελεστή διάτμησης θα χρειαστεί μεγάλη δύναμη προς την διεύθυνση αυτή για να παραμορφωθεί ο κύβος. Τα αέρια και τα υγρά δεν μπορούν να υποστούν διατμητικές δυνάμεις. Αυτό σημαίνει ότι έχουν συντελεστή διάτμησης μηδέν. Από τις παραπάνω εξισώσεις, παρατηρούμε ότι αυτό σημαίνει ότι τα υγρά και τα αέρια δεν επιτρέπουν τη διάδοση S κυμάτων.

Οποιαδήποτε αλλαγή στις ιδιότητες του πετρώματος ή του εδάφους που προκαλεί μεταβολή των  $\rho$ ,  $\mu$  &  $k$ , θα προκαλέσει μεταβολή και της ταχύτητας των σεισμικών κυμάτων. Για παράδειγμα, αν περάσουμε από ένα στεγνό πέτρωμα σε ένα διαποτισμένο πέτρωμα, θα μεταβληθεί η πυκνότητα καθώς και ο συντελεστής ακαμψίας. Ο συντελεστής ακαμψίας αλλάζει διότι οι γεμάτοι με αέρα πόροι γίνονται γεμάτοι με νερό. Το νερό είναι πιο δύσκολο να συμπιεστεί από τον αέρα. Για την ακρίβεια, οι μεταβολές του συντελεστή όγκου κυριαρχούν στο συγκεκριμένο παράδειγμα. Επομένως, η ταχύτητα του κύματος P αλλάζει

πολύ κατά μήκος του διαποτισμένου στρώματος ενώ οι ταχύτητες των S κυμάτων αλλάζουν πολύ λίγο.

Αν και αυτό είναι ένα μόνο παράδειγμα για το πώς μπορούν να αλλάξουν οι σεισμικές ταχύτητες στο υπέδαφος, μπορούμε να φανταστούμε πολλούς άλλους παράγοντες που προκαλούν μεταβολές της ταχύτητας (αλλαγές στη λιθολογία, στο περιεχόμενο σε ρευστά, στη συνεκτικότητα). Επομένως μεταβολές στις σεισμικές ταχύτητες προσφέρουν τη δυνατότητα για χαρτογράφηση πολλών διαφορετικών χαρακτηριστικών του υπεδάφους.

## 10.2 Οι Σεισμικές Ταχύτητες των Υλικών της Γης

Οι ταχύτητες των επιμήκων κυμάτων P και εγκαρσίων S, σε διάφορα υλικά που απαντούν στο φλοιό της γης, φαίνονται στο παρακάτω πίνακα.

ΠΙΝΑΚΑΣ 3

Υλικό	Ταχύτητα P κυμάτων (m/s)	Ταχύτητα S κυμάτων (m/s)
Αέρας	332	
Νερό	1400-1500	
Πετρέλαιο	1300-1400	
Σίδηρο	6100	3500
Τσιμέντο	3600	2000
Γρανίτης	5500-5900	2800-3000
Βασάλτης	6400	3200
Ψαμμίτης	1400-4300	700-2800
Ασβεστόλιθος	5900-6100	2800-3000
Άμμος (ακόρεστη σε νερό)	200-1000	80-400
Άμμος (κορεσμένη σε νερό)	800-2200	320-880
Άργιλος	1000-2500	400-1000
Πλειστοκαινικές αποθέσεις (κορεσμένες)	1500-2500	600-1000

Αντίθετα με την πυκνότητα, στη σεισμική ταχύτητα μπορεί να υπάρχουν μεγάλες μεταβολές μεταξύ διαφορετικών τύπων πετρωμάτων και μεταξύ κορεσμένων και ακόρεστων πετρωμάτων. Ακόμα όμως και για αυτές τις μεταβολές, υπάρχει παρόλα αυτά αξιόλογη επικάλυψη στις μετρούμενες ταχύτητες. Επομένως, μόνο η γνώση της σεισμικής ταχύτητας δεν αρκεί για τον καθορισμό του τύπου του πετρώματος.

## 11. ΕΞΟΠΛΙΣΜΟΣ

Συγκριτικά με τον εξοπλισμό που χρησιμοποιείται στη βαρυτομετρική, τη μαγνητική ή ακόμα και στην γεωηλεκτρική διασκόπηση, η πολυπλοκότητα και το μέγεθος του εξοπλισμού που χρησιμοποιείται στη σεισμική διασκόπηση είναι εντυπωσιακά.

Ένα τυπικό σύστημα απόκτησης σεισμικών δεδομένων αποτελείται από τα παρακάτω συστατικά

- Σεισμική πηγή (Seismic Source) - Πρόκειται για συσκευές που διοχετεύουν σεισμική ενέργεια στο έδαφος. Μπορεί να διαφέρουν πολύ σε μέγεθος και πολυπλοκότητα. Όλες όμως έχουν τα εξής κοινά χαρακτηριστικά:
- Πρέπει να είναι επαναληπτικές. Αυτό σημαίνει ότι η φύση της ενέργειας που διοχετεύεται στο έδαφος (η ποσότητα και το χρονικό διάστημα διάδοσης), δεν πρέπει να αλλάζει καθώς η πηγή χρησιμοποιείται σε διαφορετικές θέσεις.
- Ο χρόνος διοχέτευσης της σεισμικής ενέργειας στο έδαφος πρέπει να είναι ελεγχόμενος. Πρέπει να είμαστε σε θέση να ορίσουμε ακριβώς τη στιγμή που η πηγή διοχέτευσε την ενέργεια στο έδαφος. Σε μερικές περιπτώσεις, μπορούμε να ελέγχουμε το χρόνο διοχέτευσης. Σε άλλες, απλά σημειώνουμε το χρόνο που η πηγή διοχέτευσε την ενέργεια.
- Γεώφωνα (Geophones) - Πρόκειται για συσκευές που μπορούν να μετρήσουν την κίνηση του εδάφους που παράγεται από μία σεισμική πηγή. Όπως θα δούμε στη συνέχεια, τα γεώφωνα μετατρέπουν την εδαφική κίνηση σε ηλεκτρικά σήματα (τάσεις) που καταγράφονται από μία ξεχωριστή συσκευή.
- Σύστημα Καταγραφής (Recording System) – Αυτό αποτελείται από ένα σύνολο συστατικών. Στην ουσία, ολόκληρο το σύστημα δεν κάνει τίποτα περισσότερο από το να αποθηκεύει την εδαφική κίνηση που καταγράφουν ένας αριθμός γεωφώνων. Ο αριθμός αυτός μπορεί να είναι αρκετά μεγάλος. Σήμερα είναι σύνηθες οι διασκοπήσεις για την έρευνα πετρελαίου να αποθηκεύουν την εδαφική κίνηση που καταγράφεται από 1000 σεισμόμετρα ταυτόχρονα. Εκτός από την καταγραφή και αποθήκευση της εδαφικής κίνησης, το σύστημα πρέπει επίσης να ελέγχει το συγχρονισμό της πηγής. Αποτελείται όχι μόνο από ένα «μαύρο κουτί» που αποθηκεύει τις πληροφορίες αλλά και από ένα σύνολο πολύπλοκων ηλεκτρικών συνδέσεων με τα γεώφωνα και την πηγή και συνήθως μία συσκευή που επιλέγει υποσύνολα για τις καταγραφές των εγκατεστημένων γεωφώνων.

### 11.1 Σεισμικές Πηγές

Οι πηγές σεισμικής ενέργειας εμφανίζονται σε ποικιλία μεγεθών και σχημάτων. Πρακτικώς, οτιδήποτε προσκρούει ή προκαλεί κίνηση στην επιφάνεια της Γης είναι πηγή σεισμικής ενέργειας. .υστυχώς όμως, οι περισσότερες από αυτές είναι ανεξέλεγκτες, όπως η κυκλοφορία στους δρόμους, ο αέρας (προκαλεί θόρυβο με την κίνηση των θάμνων και των δέντρων), τα αεροπλάνα, οι άνθρωποι που περπατούν, κλπ. Για τα πειράματά μας, θέλουμε να ελέγχουμε την πηγή της εδαφικής κίνησης. Εδώ θα περιορίσουμε τα παραδείγματα μας στις πηγές που χρησιμοποιούνται συνήθως στις έρευνες κοντά στην επιφάνεια (δηλαδή σε περιβαλλοντικές και τεχνικές έρευνες).

Τρεις τύποι πηγών χρησιμοποιούνται συνήθως τόσο για τις έρευνες ανάκλασης όσο και διάθλασης κοντά στην επιφάνεια.

## 11. 2 Πηγές κρούσης (Impact Sources)

Πηγές που παράγουν σεισμική ενέργεια με κρούση στην επιφάνεια της Γης είναι πιθανόν οι πιο ευρέως διαδεδομένες. Παρόλο που οι πηγές κρούσης μπορεί να είναι αρκετά εξειδικευμένες στην κατασκευή τους, ο περισσότερο χρησιμοποιούμενος τύπος είναι η σεισμική σφύρα (sledge hammer). Η σεισμική σφύρα είναι ένα απλό σφυρί βάρους 3 ή 5 kg (βαριά) και στην περίπτωση αυτή ο χειριστής δεν κάνει τίποτα περισσότερο από το να το κραδαίνει στο έδαφος. Αντί να χτυπάει απευθείας το έδαφος, είναι πιο σύνηθες, για καλύτερη ζεύξη, να χτυπάει μια μεταλλική πλάκα που βρίσκεται ακουμπισμένη (με καλή επαφή) στο έδαφος. Η σφύρα συνήθως συνδέεται με το σύστημα καταγραφής με καλώδιο. Τη στιγμή που η σφύρα χτυπάει την πλάκα το σύστημα καταγραφής αρχίζει να καταγράφει την εδαφική κίνηση στη θέση των γεωφώνων.



Απλή πηγή κρούσης αποτελούμενη από τη σεισμική σφύρα και τη μεταλλική πλάκα. Διακρίνεται το λευκό καλώδιο που μεταφέρει στο σειсмоγράφο τη χρονική στιγμή έναρξης παραγωγής σεισμικών κυμάτων (στιγμή κρούσης της σφύρας με τη μεταλλική πλάκα).



Χειριστής της σεισμικής σφύρας ενώ την κραδαίνει σε ξύλινη δοκό για τη παραγωγή εγκάρσιων σεισμικών κυμάτων. Το γεωφυσικό συνεργείο επάνω στη δοκό δημιουργεί βάρος για την επίτευξη καλής ζεύξης της δοκού με το έδαφος (1998, Αγ. Νικόλαος Λασηθίου Κρήτης).

Μία ισχυρότερη σε απόδοση πηγή κρούσης είναι το πίπτον βάρος (dropping weight) το οποίο αποτελείται από ένα μεταλλικό δίσκο διαμέτρου 60 εκ. περίπου και βάρους 120 έως 150 kg ο οποίος πέφτει ελεύθερα από ύψος 2μ. περίπου και κρούει το έδαφος.



Γεωφυσικό συνεργείο του Τομέα Γεωφυσικής του Πανεπιστημίου Αθηνών ενώ μεταφέρει τον μηχανισμό του πίπτοντος βάρους στη προβλεπόμενη θέση παραγωγής σεισμικής ενέργειας (1982, σεισμική έρευνα στο φράγμα Χαβρία, Χαλκιδική).



Τεχνικός του Τομέα Γεωφυσικής ενώ προετοιμάζει το έδαφος για επίτευξη καλύτερης ζεύξης με τη γη του μεταλλικού δίσκου του πίπτοντος βάρους. (1982, φράγμα Χαβρία, Χαλκιδική).

Το βάρος επαναφέρεται στην αρχική του θέση με μηχανισμό (κινητήρα), ο οποίος τροφοδοτείται από σύστημα συσσωρευτών, και είναι έτοιμο για μια νέα πτώση. Το όλο σύστημα είναι ρυμουλκούμενο για την εύκολη μεταφορά του στη θέση εργασίας.

Τα βασικά πλεονεκτήματα των σεισμικών πηγών κρούσης είναι κυρίως:

1. το χαμηλό κόστος.
2. η απλότητα στη χρήση και τη συντήρηση.

Τα βασικά τους μειονεκτήματα είναι:

1. Μπορεί να είναι δύσκολο να εξασφαλισθεί ότι η πηγή θα λειτουργεί με επαναληπτικό τρόπο.
2. Ο χειρισμός της σεισμικής σφύρας είναι κουραστικός.
3. Η πηγή αποδίδει συγκριτικά μικρά ποσά σεισμικής ενέργειας. Έτσι, είναι δυνατόν να είναι δύσκολη η καταγραφή αξιόπιστων παρατηρήσεων σε μεγάλες αποστάσεις.
4. Η πηγή αποδίδει σεισμική ενέργεια η οποία τείνει να είναι χαμηλής συχνότητας στη φύση (δηλαδή η πηγή δημιουργεί πολλά επιφανειακά κύματα).

### 11.3 Όπλα (Gun Sources)

Όπως και οι πηγές κρούσεις, τα όπλα παράγουν σεισμική ενέργεια μετατρέποντας την κινητική ενέργεια ενός κινούμενου αντικειμένου σε σεισμική ενέργεια. Στην προκειμένη περίπτωση, το κινούμενο αντικείμενο είναι μία σφαίρα. Μερικές πηγές χρησιμοποιούν άσφαιρα φυσίγγια αντί για κανονικές σφαίρες. Στην περίπτωση αυτή η ενέργεια μεταδίδεται από τη στήλη του αέρα μέσα στην κάνη, που τέθηκε σε κίνηση από το άσφαιρο, στο έδαφος.

Όπως και με το σφυρί, έτσι και τα όπλα πρέπει να συνδέονται με το σύστημα καταγραφής έτσι ώστε να μπορούμε να αρχίσουμε την καταγραφή της εδαφικής κίνησης με τα γεώφωνα από τη στιγμή που η σφαίρα χτυπάει το έδαφος.

Τα κύρια πλεονεκτήματα των όπλων είναι:

1. Είναι πηγή μεγάλης επαναληπτικής ικανότητας.

2. Η ενέργεια που διοχετεύεται στο έδαφος είναι μεγαλύτερη από αυτή που μπορεί να δώσει το σφυρί.
3. Τα όπλα γενικά αποδίδουν μεγαλύτερης συχνότητας ενέργεια. Αυτό βοηθάει να περιοριστεί η παραγωγή επιφανειακών κυμάτων.

Τα κύρια μειονεκτήματα τους είναι:

1. Ασφάλεια.
2. Ο εξοπλισμός είναι πιο ογκώδης και πιο ακριβός από τις απλές πηγές κρούσης.
3. Η απόκτηση άδειας για την χρήση αυτής της πηγής συχνά είναι δύσκολη.



Γεωφυσικό συνεργείο του Τομέα Γεωφυσικής ενώ ρυμουλκεί συσκευή όπλου (Betsy Gun) στη προβλεπόμενη θέση διέγερσης σεισμικής πηγής σε πείραμα σεισμικής διάθλασης στη νησίδα Ρεβυθούσα (1997, Δημόσια Επιχείρηση Παροχής Αερίου, ΔΕΠΑ).

#### 11.4 Εκρηκτικές Πηγές (Explosive Sources)

Οι εκρηκτικές πηγές μπορούν να μεταδώσουν ένα μεγάλο ποσό σεισμικής ενέργειας στο έδαφος δεδομένου του σχετικά μικρού τους μεγέθους. Οι πηγές αυτές μπορεί να διαφέρουν σε μέγεθος και τύπο από μικρά εκρηκτικά καπούλια έως μεγάλα εκρηκτικά δύο φάσεων. Όλες οι εκρηκτικές πηγές ενεργοποιούνται εξ αποστάσεως από μία συσκευή που ονομάζεται πυροδοτικός μηχανισμός (blasting box). Ο πυροδοτικός μηχανισμός συνδέεται τόσο με την εκρηκτική ύλη όσο και με το σύστημα καταγραφής. Την ίδια στιγμή που το πυροδοτικό πυροδοτεί τα εκρηκτικά, στέλνει επίσης σήμα στο σύστημα καταγραφής να αρχίσει να καταγράφει την εδαφική κίνηση από τα γεώφωνα.

Τα κύρια πλεονεκτήματα των εκρηκτικών πηγών είναι:

1. Οι πηγές αυτές διαβιβάζουν τη μεγαλύτερη ποσότητα σεισμικής ενέργειας στο έδαφος από οποιαδήποτε από τις πηγές που περιγράψαμε.
2. Η ενέργεια τείνει να είναι πολύ υψηλής συχνότητας, και επειδή τα εκρηκτικά τοποθετούνται συνήθως σε ρηχές γεωτρήσεις, συνήθως δεν επηρεάζεται από τα κύματα επιφανείας.

3. Οι εκρηκτικές πηγές είναι πολύ επαναληπτικές.

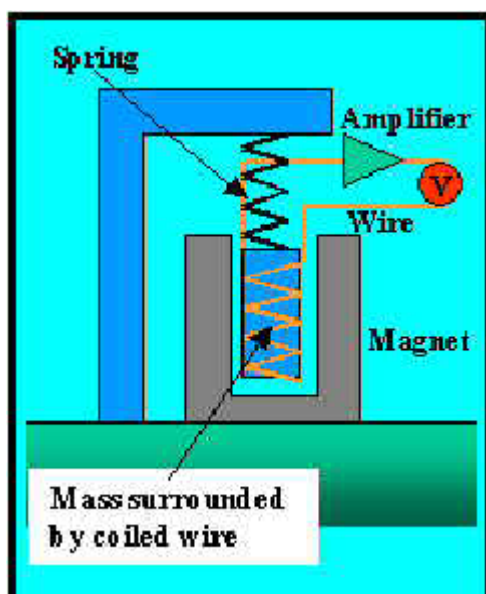
Τα κύρια μειονεκτήματα των εκρηκτικών πηγών είναι:

1. Ασφάλεια.
2. Η απόκτηση άδειας.
3. Η απόκτηση δεδομένων με χρήση εκρηκτικών πηγών είναι πολύ πιο αργή διαδικασία από ό,τι με χρήση των πηγών κρούσης και των όπλων. Αυτό συμβαίνει κυρίως διότι πρέπει πρώτα να γίνουν οι γεωτρήσεις μέσα στις οποίες θα μπουν τα εκρηκτικά.
4. Τα εκρηκτικά στοιχίζουν ακριβά.

### 11.5 Γεώφωνα

Σε αντίθεση με ό,τι μπορεί να πιστεύει κανείς, τα γεώφωνα είναι αξιοσημείωτα απλές συσκευές. Όπως και στα βαρυτόμετρα, το ενεργό στοιχείο της συσκευής είναι μία μάζα η οποία είναι αναρτημένη σε ένα ελατήριο. Όταν κινείται το έδαφος, η μάζα (λόγω αδράνειας) έχει την τάση να παραμείνει ακίνητη. Εάν παρατηρούσαμε το σεισμόμετρο καθώς το έδαφος κινείται, θα φαινόταν σαν να κινείται αποκλειστικά η αναρτημένη μάζα. Στη πραγματικότητα, όμως, εμείς κινούμαστε με το έδαφος και η μάζα είναι αυτή που παραμένει ακίνητη.

Γύρω από την αναρτημένη μάζα είναι τυλιγμένο ένα καλώδιο, το οποίο περιβάλλεται από ένα μαγνήτη ο οποίος είναι στερεωμένος στο έδαφος. Καθώς το έδαφος κινείται, ο μαγνήτης κινείται πάνω κάτω, γύρω από την αναρτημένη μάζα. Το μαγνητικό πεδίο του κινούμενου μαγνήτη παράγει ηλεκτρική τάση στο καλώδιο. Η τάση αυτή ενισχύεται και καταγράφεται από ένα απλό βολτόμετρο. Είναι σχετικά εύκολο να δείξουμε ότι η τάση που καταγράφεται είναι ανάλογη της ταχύτητας με την οποία κινείται το έδαφος. Αυτός ο τύπος γεωφώνου εφευρέθηκε το 1906 από τον πρίγκιπα της Ρωσικής Αυτοκρατορίας Β. Β. Galitzin.



Σχήμα 73. Αρχή λειτουργίας Γεωφώνου

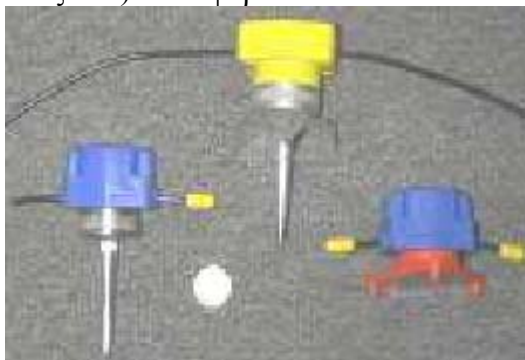
Στα αριστερά μπορούμε να δούμε ένα αντιπροσωπευτικό παράδειγμα γεωφώνου από αυτά που συνήθως χρησιμοποιούνται στις εργασίες σεισμικής διάθλασης και ανάκλασης. Το



συγκεκριμένο γεώφωνο έχει κοπεί στη μέση ώστε να φαίνονται τα μέρη λειτουργίας του. Το καλώδιο (χάλκινο καλώδιο στην προκειμένη περίπτωση) φαίνεται καθαρά στο εσωτερικό του γεωφώνου. Το ελατήριο που συνδέει το γεώφωνο στη βάση δεν φαίνεται, βρίσκεται όμως ακριβώς πάνω από τη μάζα. Η ασημένια βάση μέσα στη μπλε εξωτερική πλαστική θήκη είναι μαγνητισμένη. Τα μαύρα καλώδια που βγαίνουν από κάθε πλευρά της μπλε θήκης μεταδίδουν της μεταβολές της τάσης στο σύστημα καταγραφής. Το μακρύ μεταλλικό καρφί κάτω από τη μπλε θήκη χρησιμοποιείται για να στερεώσουμε σταθερά το γεώφωνο στο έδαφος. Το καρφί αυτό πιέζεται στο έδαφος πατώντας το από πάνω μέχρι που το γεώφωνο να θαφτεί τελείως.

Διαφορετικοί τύποι θηκών γεωφώνων διατίθενται για χρήση ανάλογα με το περιβάλλον. Ορισμένα δείγματα φαίνονται στην εικόνα δεξιά. Το γεώφωνο στο δεξί άκρο της εικόνας (αυτό χωρίς καρφί), για παράδειγμα, έχει σχεδιαστεί για χρήση σε σκληρές επιφάνειες στις οποίες δεν μπορεί να βυθιστεί το καρφί του γεωφώνου.

Τα γεώφωνα που χρησιμοποιούνται στην διερευνητική σεισμολογία είναι σχετικά φθηνά. Το κόστος κυμαίνεται από \$75 έως \$150 για κάθε γεώφωνο. Αν και το κόστος ανά γεώφωνο είναι μικρό, υπενθυμίζουμε ότι πολλά (1000άδες) γεώφωνα μπορεί να χρησιμοποιηθούν σε μεγάλες σεισμικές διασκοπήσεις όπως αυτές που πραγματοποιούνται από τις βιομηχανίες πετρελαίου. Οι έρευνες κοντά στην επιφάνεια είναι κατά κανόνα μικρότερης κλίμακας, τόσο όσον αφορά την περιοχή που καλύπτουν όσο και τον εξοπλισμό που απαιτείται. Για μία διασκόπηση διάθλασης κοντά στην επιφάνεια μπορεί κανείς να χρησιμοποιήσει από 12 έως 100 γεώφωνα. Οι διασκοπήσεις ανάκλασης κοντά στην επιφάνεια απαιτούν λίγο περισσότερα γεώφωνα (24 έως 150) κάθε φορά.



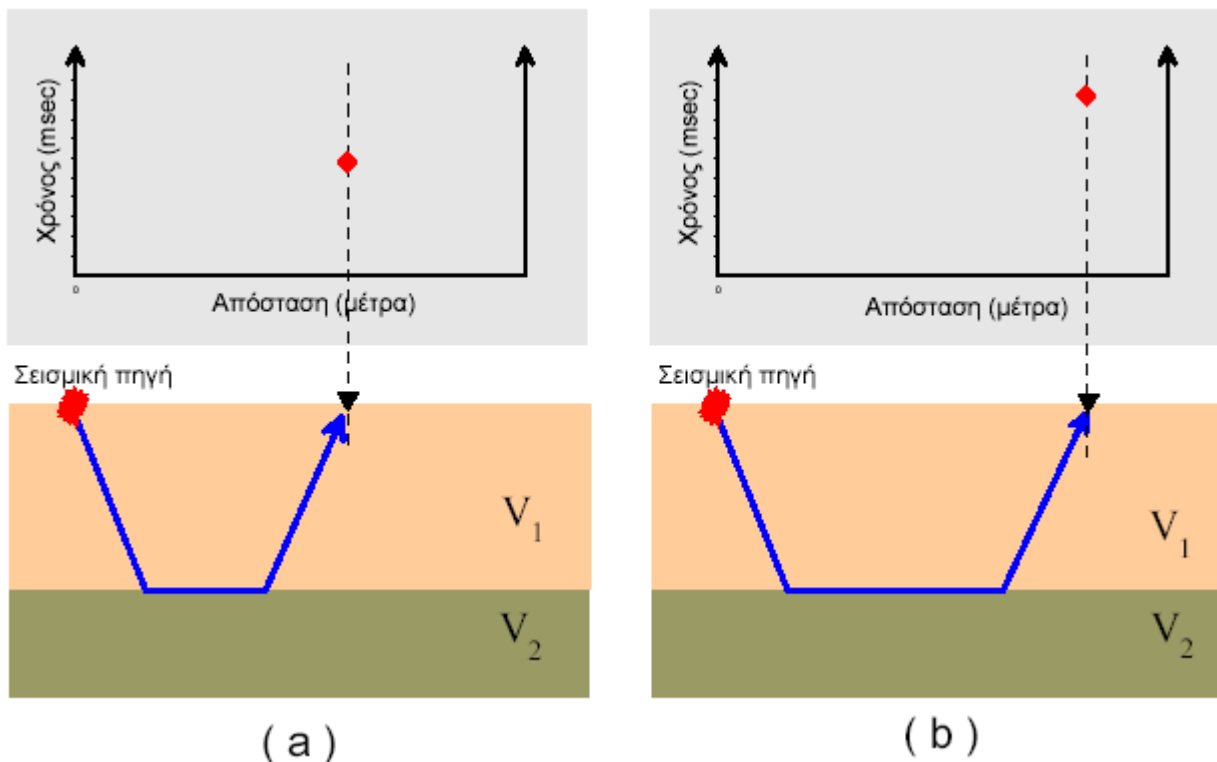
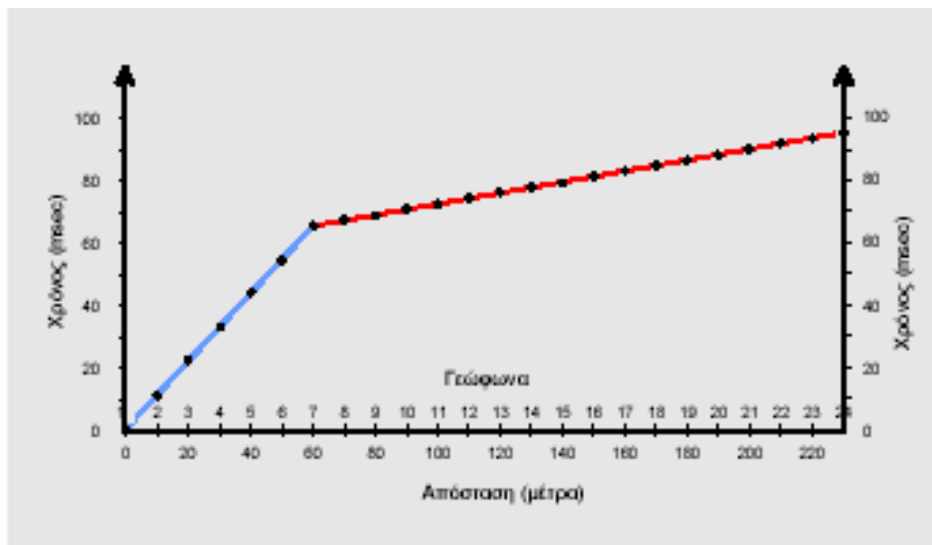
Σχήμα 74. Διάφορα είδη γεωφώνων

## 11.6 Σχεδιασμός των Εργασιών Υπαίθρου

Προφανώς, κοιτώντας μια δρομοχρονική καμπύλη, όπως αυτή του παρακάτω σχήματος, αντιλαμβανόμαστε ότι με το να καθορίσουμε το χρόνο της πρώτης άφιξης σε ένα μόνο γεώφωνο που βρίσκεται σε κάποια απόσταση από τη σεισμική πηγή δεν θα είχαμε αρκετές πληροφορίες για να καθορίσουμε τη δομή του υπεδάφους, δεδομένου, ότι όπως θα δούμε στα επόμενα, χρειάζεται να έχουμε πληροφορίες από μια ολόκληρη σειρά γεωφώνων για να καθορίσουμε τη δομή.

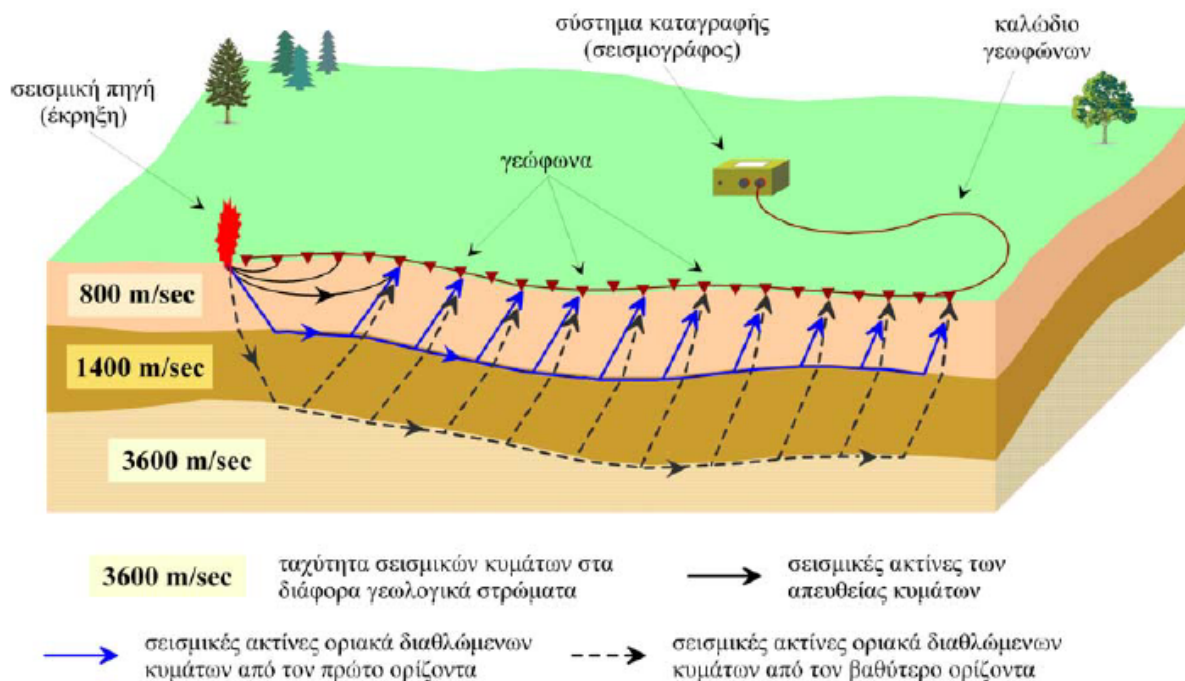
Άρα, πώς ακριβώς μπορούμε να συλλέξουμε τις πληροφορίες που χρειαζόμαστε; Όπως φαίνεται παρακάτω, μια στρατηγική θα ήταν να τοποθετήσουμε ένα μόνο γεώφωνο σε κάποια θέση και να καταγράψουμε την πληροφορία (χρόνος διαδρομής σεισμικού κύματος) που παράγεται από μια πηγή. Θα μπορούσαμε τότε να μετακινήσουμε το γεώφωνο σε μία

νέα θέση, να κρατήσουμε την πηγή στην ίδια θέση, και να επαναλάβουμε το πείραμα όπως φαίνεται στο παρακάτω σχήμα.



Σχήμα 75. Λεπτομέρης παράσταση περίπτωσης σεισμικής διάθλασης

Με τον τρόπο αυτό, για κάθε νέα θέση του γεώφωνου θα έπρεπε να μετακινήσουμε το όργανο καταγραφής πολλές φορές ώστε να συλλέξουμε αρκετές μετρήσεις για να ορίσουμε το σχήμα της δρομοχρονικής καμπύλης με την απόσταση. Μια καλύτερη στρατηγική (δηλαδή λιγότερο χρονοβόρα) θα ήταν να κατασκευάσουμε ένα όργανο καταγραφής που να μπορεί να καταγράφει την εδαφική κίνηση από διάφορους δέκτες την ίδια στιγμή. Θα μπορούσαμε τότε να συνδέσουμε με ένα καλώδιο πολλούς δέκτες σε όλες τις αποστάσεις που θέλουμε προκειμένου να καταγράψουμε δεδομένα στο σύστημα αυτό και να πάρουμε όλες τις παρατηρήσεις με τη μία. Μια τέτοια διάταξη εγκατεστημένη στο πεδίο για τη συλλογή δεδομένων φαίνεται στο παρακάτω σκαρίφημα.



Σχήμα 76. Τρισδιάστατη αναπαράσταση των οριακά διαθλώμενων κυμάτων και της διάταξης που τα προκαλεί

Στο παραπάνω σκαρίφημα παρατηρούμε μια σειρά τέτοιων γεωφώνων να είναι τοποθετημένοι σε απόσταση μεταξύ τους και να είναι όλοι συνδεδεμένοι με ένα κοινό πολύκλωνο καλώδιο γνωστό ως καλώδιο γεωφώνων το οποίο μεταφέρει την πληροφορία που λαμβάνει ο κάθε δέκτης στο σύστημα καταγραφής που ονομάζεται σειсмоγράφος. Για την παραγωγή των σεισμικών κυμάτων διεγείρεται μια σεισμική πηγή, όπως μια έκρηξη δυναμίτη, που στις εργασίες διάθλασης πραγματοποιείται συνήθως στα άκρα της γραμμής του αναπτύγματος των γεωφώνων καθώς και σε άλλες επιλεγμένες θέσεις κατά μήκος του αναπτύγματος.

Η απόσταση μεταξύ των γεωφώνων και κατά συνέπεια το συνολικό μήκος του αναπτύγματος ποικίλει ανάλογα με το είδος του προβλήματος που θέλουμε να επιλύσουμε. Για τη διερεύνηση ρηχών δομών, όπως είναι για παράδειγμα το βάθος του μητρικού πετρώματος ή το πάχος του χαλαρού επιφανειακού στρώματος για εργασίες θεμελίωσης η απόσταση μεταξύ των γεωφώνων είναι της τάξης των μερικών μέτρων. Για την διερεύνηση βαθέων δομών με παγκόσμιο επιστημονικό ενδιαφέρον, όπως είναι για παράδειγμα ο υπολογισμός του βάθους της ασυνέχειας Moho η απόσταση μεταξύ των γεωφώνων είναι της τάξης εκατοντάδων ή και μερικών χιλιάδων μέτρων.



Γεωφυσικό συνεργείο του Τομέα Γεωφυσικής του Πανεπιστημίου Αθηνών σε εργασία απλώματος των γεωφώνων και του καλωδίου γεωφώνων στα πλαίσια σεισμικής έρευνας διάθλασης στην έρημο Dahna της Σαουδικής Αραβίας για τον εντοπισμό κοιτάσματος χαλκών (Saudi Government Railways Organization, Dammam 1981).



Γεωφυσικό συνεργείο του Τομέα Γεωφυσικής του Πανεπιστημίου Αθηνών σε εργασία προετοιμασίας της γραμμής του αναπτύγματος των γεωφώνων στη πίστα του διαδρόμου προσαπογείωσης του αεροδρομίου της Ικαρίας στα πλαίσια σεισμικής έρευνας διάθλασης για την επέκταση του αεροδιαδρόμου (ΙΓΜΕ, 1996)

Η ακριβής χωροθέτηση των σεισμικών γραμμών, γεωφώνων και σεισμικών πηγών απαιτεί τη συνδρομή τοπογραφικών συνεργείων. Η διάνοιξη των οπών για τη τοποθέτηση των εκρηκτικών υλών απαιτεί τη χρήση χειροκίνητων ή βενζινοκίνητων διατρητικών εργαλείων και η πυροδότηση των εκρηκτικών για την ενεργοποίηση των σεισμικών πηγών απαιτεί για λόγους ασφαλείας και προστασίας την συνδρομή ειδικού προσωπικού με γνώσεις και κατοχή ειδικής άδειας από την πολιτεία για τέτοιου είδους εργασίες.

Ένα γεωφυσικό συνεργείο ειδικευμένο για σεισμικές έρευνες συγκροτείται από όλο το παραπάνω προσωπικό και εξοπλισμό που αναφέραμε από το απαραίτητο εργατικό προσωπικό για το άπλωμα και μάζεμα των καλωδίων γεωφώνων την τοποθέτηση των γεωφώνων στις προκαθορισμένες από το τοπογραφικό συνεργείο θέσεις στο έδαφος, από έναν ηλεκτρονικό για τον χειρισμό και συντήρηση του συστήματος καταγραφής και του λοιπού εξοπλισμού και φυσικά από τον επιστήμονα γεωφυσικό ο οποίος επιβλέπει και συντονίζει τις πολυποίκιλες εργασίες πεδίου μελετά την ποιότητα των σεισμικών καταγραφών και αποφασίζει, όταν απαιτείται, την επανάληψη ορισμένων πειραμάτων όσον είναι ακόμα το συνεργείο στο πεδίο.

Για την μεταφορά του προσωπικού και του εξοπλισμού χρησιμοποιούνται αυτοκίνητα με κίνηση στους τέσσαρες τροχούς επειδή οι θέσεις έρευνας είναι συνήθως δυσπρόσιτες για τα κοινά οχήματα. Πολλές φορές η πρόσβαση στις θέσεις των εργασιών πεδίου είναι αδύνατη ακόμα και για αυτοκίνητα με κίνηση στους τέσσαρες τροχούς. Σε τέτοιες ορεινές περιοχές μισθώνονται συνήθως ζώα (μουλάρια κλπ.) στα οποία φορτώνεται ο εξοπλισμός για τη μεταφορά του. Αυτός είναι ο τρόπος με τον οποίο λαμβάνονται στην πραγματικότητα τα σεισμικά δεδομένα στην ύπαιθρο. Τα συστήματα καταγραφής που χρησιμοποιούνται από τις βιομηχανίες πετρελαίου σήμερα μπορούν να μετρήσουν την εδαφική κίνηση από χιλιάδες γεώφωνα ταυτόχρονα. Για περιβαλλοντικές και ρηχές διασκοπήσεις διάθλασης, χρησιμοποιούνται συνήθως συστήματα καταγραφής που είναι ικανά να καταγράψουν την εδαφική κίνηση συνήθως από 12 ή 24 γεώφωνα.

### 11.7 Σεισμικά Συστήματα Καταγραφής

Πολυκαναλικά σεισμικά συστήματα καταγραφής διατίθενται ευρέως από διάφορους κατασκευαστές. Στην παρακάτω εικόνα παρουσιάζονται δύο συστήματα τα οποία χρησιμοποιούνται ευρέως σήμερα στις σεισμικές έρευνες κοντά στην επιφάνεια.



Σχήμα 77. Διάφοροι τύποι σεισμογράφων

Τα γεώφωνα συνδέονται με το σύστημα καταγραφής με ειδικό πολύκλωνο καλώδιο (σεισμικό καλώδιο). Κάθε σεισμικό καλώδιο μπορεί να μεταφέρει τα σήματα που παράγονται από αρκετά (10άδες έως 100άδες) γεώφωνα ταυτόχρονα. Στο σκαρίφημα διάταξης των εργασιών πεδίου που είδαμε προηγούμενα, φαίνεται η σειρά γεωφώνων που συνδέονται με το σεισμικό καλώδιο.

Το συγκεκριμένο καλώδιο χρησιμοποιείται ευρέως σε έρευνες μεγάλου βάθους όπως αυτές που πραγματοποιήθηκαν από τις βιομηχανίες πετρελαίου και φυσικού αερίου κατά τη διάρκεια των δεκαετιών του '70 και '80.\*

Τα περισσότερα σύγχρονα συστήματα καταγραφής μπορούν να παρουσιάσουν την καταγραφή της εδαφικής κίνησης σχεδόν αμέσως μετά από τη λήψη. Η εδαφική κίνηση αποθηκεύεται είτε απευθείας σε ψηφιακή κασέτα ή στο σκληρό δίσκο του υπολογιστή που υπάρχει μέσα στο ίδιο το σύστημα καταγραφής. Τα συστήματα καταγραφής που κατά κανόνα χρησιμοποιούνται στις έρευνες μικρού βάθους είναι ικανά να καταγράψουν την εδαφική κίνηση από 24 έως 142 γεώφωνα. Τα συστήματα αυτά συνήθως στοιχίζουν περίπου \$1000 για κάθε κανάλι καταγραφής. Επομένως, ένα σύστημα ικανό να καταγράφει την εδαφική κίνηση από 48 γεώφωνα ταυτόχρονα θα στοιχίζει περίπου \$48,000.

Σήμερα οι βιομηχανίες πετρελαίου και φυσικού αερίου συνεχίζουν να πραγματοποιούν σεισμικές έρευνες με διαφορετικά όμως συστήματα από αυτά που βλέπουμε εδώ. Οι σύγχρονες σεισμικές έρευνες στηρίζονται στη συλλογή δεδομένων από ένα τρισδιάστατο πλέγμα. Αυτό απαιτεί μεγάλο πλήθος, χιλιάδες, γεώφωνα στο έδαφος και συστήματα

καταγραφής ικανά να καταγράψουν την εδαφική κίνηση από όλες αυτές τις θέσεις.. η τεχνολογία που χρησιμοποιείται για το σκοπό αυτό διαφέρει σημαντικά από αυτή που περιγράφεται εδώ.



Γεωφυσικό συνεργείο του Τομέα Γεωφυσικής του Πανεπιστημίου Αθηνών ενώ απλώνει γραμμή γεωφώνων υψηλής συχνότητας σε πλάτωμα λατομείου στη περιοχή Μαντουδίου Ευβοίας. Πείραμα με εφαρμογή της μεθόδου σεισμικής ανάκλασης υψηλής ευκρίνειας στα πλαίσια υδρογεωλογικής μελέτης (Νομαρχιακή Αυτοδιοίκηση Ευβοίας, 1997).

Ανάπτυγμα κατακόρυφων και οριζόντιων γεωφώνων σε δημόσιο δρόμο της πόλης Αγίου Νικολάου Λασιθίου. Εικόνα από πείραμα του Τομέα Γεωφυσικής του Πανεπιστημίου Αθηνών με εφαρμογή της μεθόδου σεισμικής διάθλασης στα πλαίσια μικροζωνικής έρευνας (Δήμος Αγίου Νικολάου Λασιθίου, 1998).

### 11.8 Πηγές Θορύβου

Όπως σε όλες τις γεωφυσικές μεθόδους, έτσι και στις σεισμικές ο θόρυβος μπορεί να αλλοιώσει τις σεισμικές παρατηρήσεις μας. Επειδή, όμως, ελέγχουμε την σεισμική πηγή, μπορούμε να ελέγξουμε και μερικούς τύπους θορύβου. Αν, για παράδειγμα, ο ήχος εμφανίζεται τυχαία, όπως μερικοί τύποι θορύβου που θα περιγράψουμε στη συνέχεια, μπορούμε να ελαχιστοποιήσουμε την επίδρασή του στις παρατηρήσεις μας καταγράφοντας επαναλήψεις από πηγές στην ίδια θέση και υπολογίζοντας το μέσο όρο των αποτελεσμάτων. Έχουμε ήδη δει την αποτελεσματικότητα του υπολογισμού του μέσου όρου στη μείωση του θορύβου στις γεωφυσικές τεχνικές που έχουμε εξετάσει μέχρι στιγμής. Πρέπει όμως να τονίσουμε ότι ο υπολογισμός του μέσου όρου έχει αποτέλεσμα μόνο όταν ο θόρυβος είναι τυχαίος. Αν παρουσιάζει κάποια συστηματικότητα τότε η μέθοδος αυτή δεν θα τον αφαιρέσει.

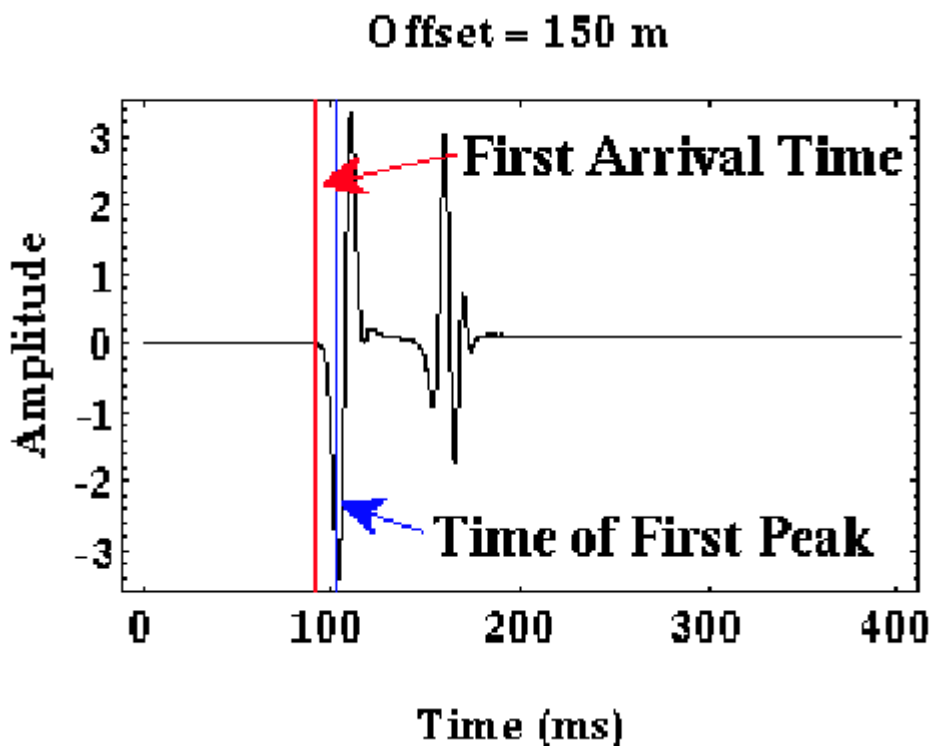
Ο σεισμικός θόρυβος διακρίνεται σε τρεις κατηγορίες ανάλογα με την πηγή προέλευσής του.

- Μη Ελεγχόμενη Εδαφική Κίνηση (Uncontrolled Ground Motion) – Πρόκειται για τον πιο προφανή τύπο θορύβου. Οτιδήποτε προκαλεί την κίνηση του εδάφους, εκτός από τη δική μας πηγή παράγει θόρυβο. Όπως είναι αναμενόμενο, είναι μεγάλη η ποικιλία των πηγών που μπορούν να παράγουν αυτό το θόρυβο. Έτσι, πηγές του μπορεί να είναι η κίνηση οχημάτων, αεροσκαφών, το ανθρώπινο περπάτημα καθώς και μετεωρολογικά φαινόμενα. Ο αέρας μπορεί να προκαλέσει θόρυβο με διάφορους τρόπους, αυτός όμως που μας ανησυχεί περισσότερο είναι η επίδρασή του στη βλάστηση. Αν η διασκόπηση πραγματοποιείται κοντά σε δέντρα, ο αέρας έχει σαν αποτέλεσμα να κινούνται τα κλαδιά, και η κίνηση αυτή μεταδίδεται μέσω των κορμών των δέντρων στις ρίζες και από εκεί στο έδαφος.
- Ηλεκτρονικός Θόρυβος (Electronic Noise) – Όπως έχουμε ήδη δει, γεώφωνα μετατρέπουν την κίνηση του εδάφους σε ηλεκτρικά σήματα. Τα σήματα αυτά στη συνέχεια μεταδίδονται μέσω του καλωδίου ενώ ταυτόχρονα ενισχύονται και καταγράφονται από το σύστημα καταγραφής. Οτιδήποτε λοιπόν προκαλεί μεταβολές στο ηλεκτρικό σήμα του καλωδίου ή του συστήματος καταγραφής προκαλεί αλλοίωση των δεδομένων. Τέτοιος θόρυβος μπορεί να προκληθεί από διάφορες πηγές. Για παράδειγμα, χαλαρή ή βρώμικη σύνδεση μεταξύ των γεωφώνων και του καλωδίου ή μεταξύ του καλωδίου και του συστήματος καταγραφής μπορεί να προκαλέσει θόρυβο. Επίσης η υγρασία σε οποιοδήποτε σημείο του συστήματος είναι πηγή θορύβου. Ο άνεμος μπορεί επίσης να προκαλέσει θόρυβο εάν το καλώδιο κρέμεται από θάμνους και κινείται. Το καλώδιο είναι στην πραγματικότητα ένας μακρύς αγωγός. Καθώς κινείται μέσα στο μαγνητικό πεδίο της Γης, ηλεκτρικό ρεύμα παράγεται μέσα στο καλώδιο.
- Γεωλογικός θόρυβος (Geological Noise) – Οποιοδήποτε είδος υπεδαφικού γεωλογικού σχηματισμού που μας είναι δύσκολο να απεικονίσουμε μπορεί να θεωρηθεί πηγή θορύβου. Στη μέθοδο της σεισμικής διάθλασης υποθέτουμε ότι η γεωλογική δομή μεταβάλλεται πλευρικά μόνο κατά μήκος της ευθείας που συνδέει τα γεώφωνα με την πηγή. Εάν όμως η δομή της Γης μεταβάλλεται σημαντικά πέρα από την ευθεία μας (δεξιά και αριστερά της για παράδειγμα), τότε είναι πιθανό να ερμηνεύσουμε λανθασμένα τις καταγραφές που προέρχονται από την πλευρική δομή ως δομή κάτω από τα γεώφωνα. Όπως με τις παρατηρήσεις της ειδικής αντίστασης, θα ερμηνεύσουμε τις σεισμικές παρατηρήσεις σαν να είχαν προκληθεί από σχετικά απλά γήινα μοντέλα. Αν και τα μοντέλα αυτά μπορούν να είναι πιο πολύπλοκα από αυτά των μετρήσεων της ειδικής αντίστασης (π.χ. στρώματα με κλίση και στρώματα με ανώμαλη τοπογραφία), για την ερμηνεία των σεισμικών παρατηρήσεων της διάθλασης θα δεχτούμε ότι οι μεταβολές συμβαίνουν μόνο κατά μήκος της γραμμής από την οποία συλλέγουμε τα δεδομένα.

### 11.9 Ερμηνεία: Ανάγνωση των Πρώτων Αφίξεων

Όπως έχουμε ήδη περιγράψει, λαμβάνουμε τις καταγραφές της εδαφικής κίνησης που καταγράφεται από κάθε γεώφωνο για κάποιο χρονικό διάστημα. Το κομμάτι της

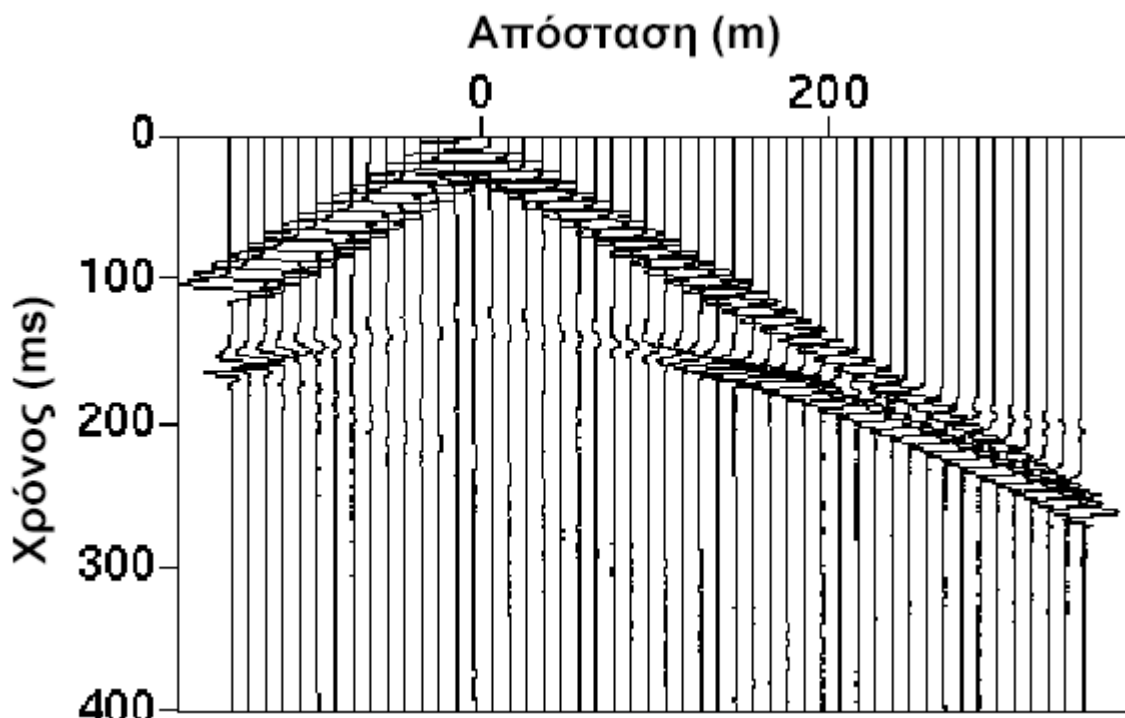
πληροφορίας που θέλουμε να εξάγουμε από αυτές τις καταγραφές είναι ο χρόνος διαδρομής της σεισμικής ενέργειας που φτάνει πρώτη. Μια τέτοια καταγραφή φαίνεται στο παρακάτω σχήμα. Στην καταγραφή αυτή είναι σχετικά εύκολο να δει κανείς ότι η σεισμική ενέργεια που φθάνει πρώτη αντιστοιχεί στην μπλε γραμμή. Η καταγραφή αυτή δεν περιέχει θόρυβο. Αν υπάρχει θόρυβος, η επιλογή του χρόνου της πρώτης άφιξης γίνεται πιο δύσκολη και πρέπει να θεωρείται μέρος της διαδικασίας ερμηνείας.



Σχήμα 78. Διαθλώμενες αφίξεις

Σε δεδομένα με θόρυβο, είναι συχνά πιο εύκολο να επιλέξουμε τις πρώτες αφίξεις συγκρίνοντας την εδαφική κίνηση που παράγεται για διάφορες αποστάσεις πηγής και δέκτη. Στο παρακάτω παράδειγμα είναι πολύ πιο εύκολο να διακρίνουμε τις μικρές διαθλώμενες αφίξεις σε μακρινές αποστάσεις όταν τα ίχνη τους σχεδιάζουν μαζί σε ένα τμήμα της καταγραφής.





Σχήμα 79. Διαγραμμά του χρόνου  $t$  συναρτήση της απόστασης  $S$

Ο καλύτερος τρόπος για να καταλάβουμε πώς να επιλέγουμε τις πρώτες αφίξεις είναι να δοκιμάσουμε την επιλογή (time picking) σε μερικές καταγραφές.

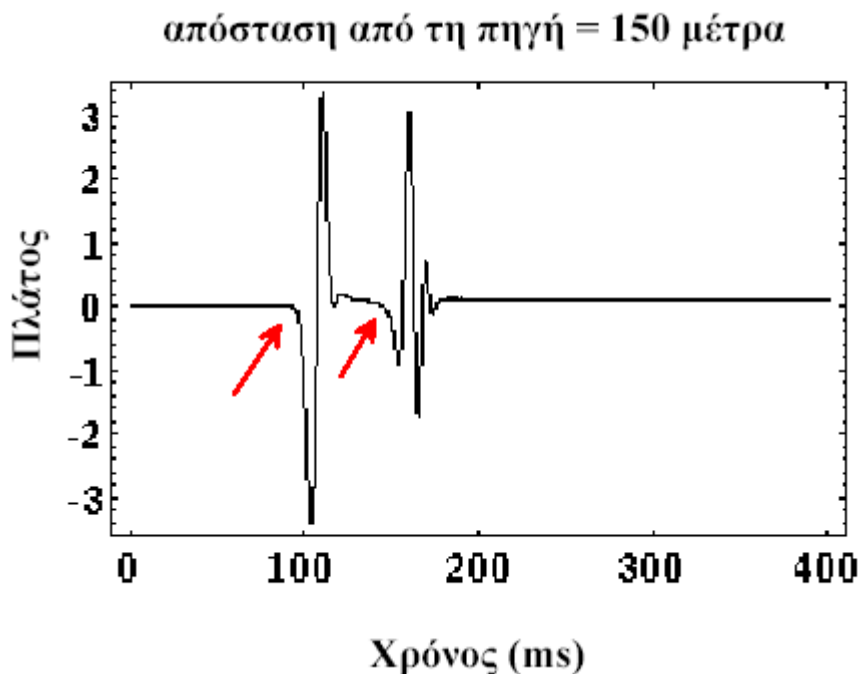
### 11.10 Καταγραφές της Εδαφικής Κίνησης

Μέχρι στιγμής, έχουμε περιγράψει τη διάδοση των σεισμικών κυμάτων μέσα σε διάφορα μέσα. Όταν τα σεισμικά κύματα αλληλεπιδρούν με μία επιφάνεια ασυνέχειας του υπεδάφους, ένα μέρος της ενέργειας διαβιβάζεται μέσω της ασυμφωνίας, ένα μέρος ανακλάται από την επιφάνεια ασυμφωνίας, και αν οι ταχύτητες των μέσων που χωρίζει η ασυμφωνία απεικονίζουν μία αύξηση στην ταχύτητα του διαδιδόμενου κύματος, ένα μέρος της ενέργειας διαβιβάζεται κατά μήκος της επιφάνειας ασυμφωνίας με μορφή οριακά διαθλώμενων κυμάτων.

Δυστυχώς, δεν μπορούμε να καταγράψουμε το κύμα καθώς διαδίδεται μέσα στη γη σε συγκεκριμένες θέσεις και συγκεκριμένους χρόνους όπως κάναμε με τα στιγμιότυπα των προηγούμενων παραδειγμάτων. Αντιθέτως, θα πρέπει να είμαστε ευχαριστημένοι που μπορούμε να καταγράψουμε το κύμα κατά μήκος της επιφάνειας της Γης. ηλαδή, αυτό που θα καταγράψουμε στην πραγματικότητα είναι η κίνηση της επιφάνειας της Γης που παράγεται από τη σεισμική μας πηγή. Τα όργανα που χρησιμοποιούνται για την καταγραφή της εδαφικής κίνησης ονομάζονται σεισμόμετρα (seismometers) ή γεώφωνα (geophones). Σε επόμενο κεφάλαιο θα περιγράψουμε με περισσότερη λεπτομέρεια τα όργανα αυτά. Προς το παρόν αρκεί να πούμε ότι τα όργανα αυτά είναι ικανά να καταγράψουν την εδαφική κίνηση που προκαλείται από τα σεισμικά κύματα που μας ενδιαφέρει να μελετήσουμε.

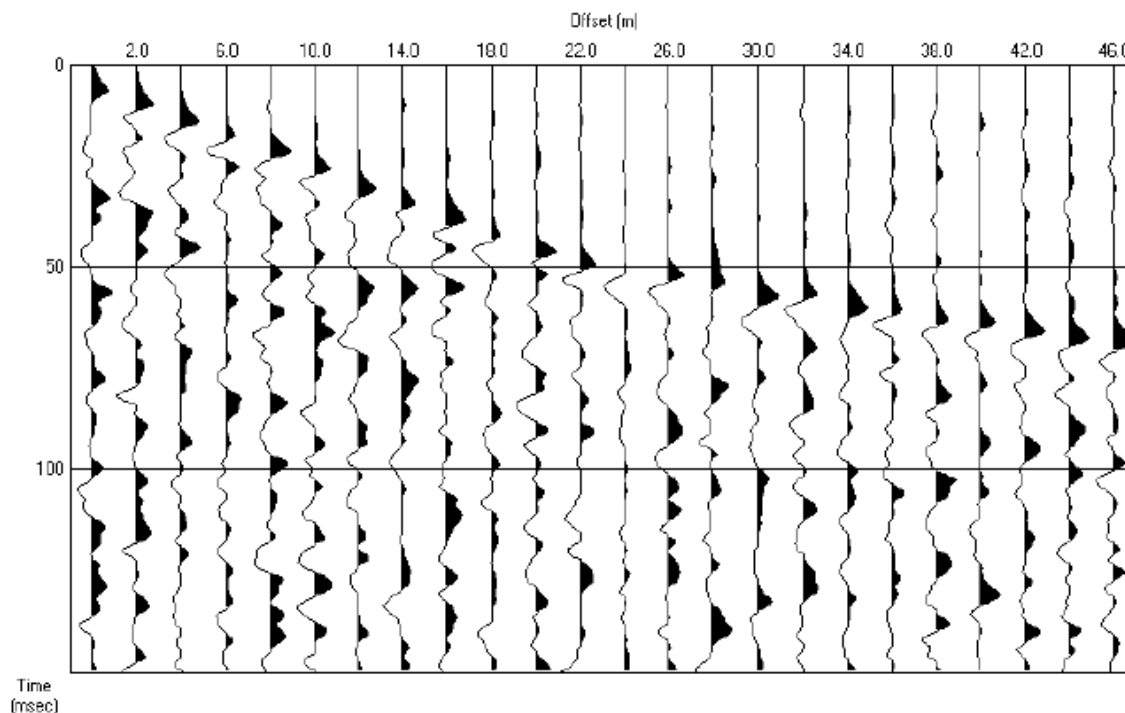
Ένα παράδειγμα εδαφικής κίνησης που θα καταγράψαμε από ένα σεισμικό κύμα που διαδίδεται μέσω ενός στρώματος που υπέρκειται ενός ημιχώρου φαίνεται στο παρακάτω σχήμα. Στον οριζόντιο άξονα σημειώνεται ο χρόνος και στον κατακόρυφο το πλάτος της

εδαφικής κίνησης. Επομένως, η γραμμή στο διάγραμμα, το οποίο ονομάζεται σεισμόγραμμα (seismogram) απεικονίζει το ιστορικό χρονικό της εδαφικής κίνησης στη συγκεκριμένη θέση. Το σεισμόμετρο που χρησιμοποιήθηκε στη συγκεκριμένη περίπτωση, καταγράφει μόνο κατακόρυφη εδαφική κίνηση. Στο παράδειγμα αυτό, η προς τα κάτω εκτροπή του ίχνους αντιπροσωπεύει εδαφική κίνηση προς τα πάνω, ενώ η προς τα πάνω εκτροπή του ίχνους αντιπροσωπεύει εδαφική κίνηση προς τα κάτω.



Σχήμα 80. Διαθλώμενες αφίξεις

Υπάρχουν δύο διακριτές σεισμικές αφίξεις που έχουν καταγραφεί στην συγκεκριμένη καταγραφή, η μία σε χρόνο 100ms περίπου και η άλλη σε χρόνο 150ms περίπου. Από αυτή την καταγραφή και μόνο είναι δυνατόν καταλάβουμε τι είναι οι αφίξεις αυτές. Για παράδειγμα, η πρώτη άφιξη μπορεί να είναι το απευθείας κύμα ή το οριακά διαθλώμενο κύμα. Συνήθως, θα καταγράψουμε την εδαφική κίνηση σε πολλούς διαφορετικούς δέκτες και θα απεικονίζουμε την κίνηση ως συνάρτηση του χρόνου και της απόστασης από την πηγή. Ένα τέτοιο διάγραμμα φαίνεται στο επόμενο σχήμα.



Σχήμα 81. Καταγραφές αφίξεων από 24 γεώφωνα.

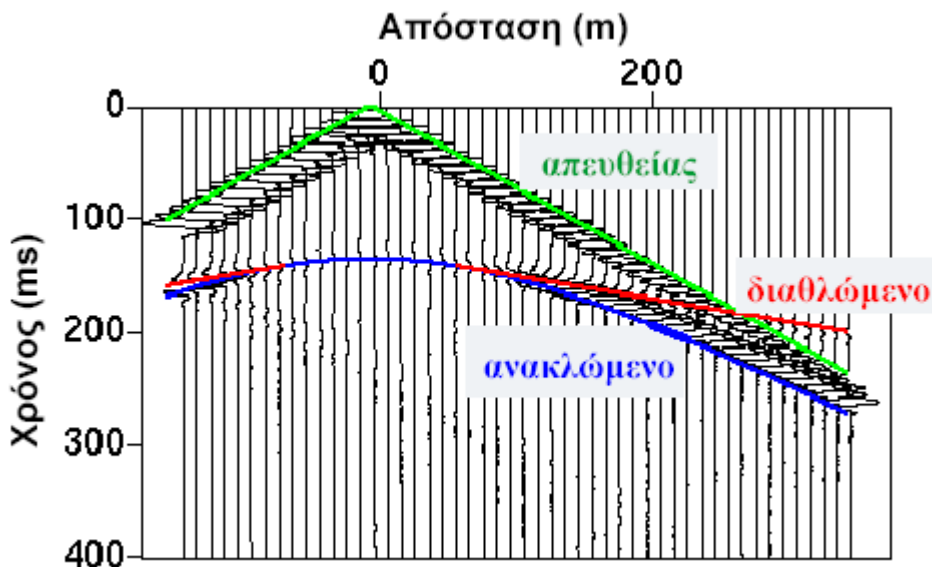
Στο παραπάνω σχήμα παρουσιάζονται οι καταγραφές 24 δεκτών (γεώφωνα). Στο διάγραμμα αυτό, ο χρόνος σημειώνεται στον κατακόρυφο άξονα και η απόσταση από την πηγή στον οριζόντιο άξονα. Παρατηρούμε ότι για κάθε κατάλληλη απόσταση μεταξύ έκρηξης και δέκτη, έχουμε σχεδιάσει το αντίστοιχο σεισμόγραμμα το οποίο ονομάζουμε σεισμικό ίχνος (seismic trace). Για το πείραμα αυτό, οι δέκτες τοποθετήθηκαν σε διαστήματα των 2m. Τα διαγράμματα αυτού του τύπου συνήθως καλούνται σεισμικές καταγραφές κοινής πηγής (common shot seismic records).

Το πλεονέκτημα του να κοιτάει κανείς τις καταγραφές κοινής πηγής είναι ότι βλέπει πώς μεταβάλλεται ο χρόνος διαδρομής καθώς μεταβάλλεται η απόσταση. Αυτή η μεταβολή του χρόνου συναρτήσει της απόστασης συνήθως αναφέρεται ως χρονική απόκλιση (moveout). Οι αφίξεις με μεγάλες χρονικές αποκλίσεις κλίνουν απότομα στις καταγραφές κοινής πηγής, ενώ αυτές με μικρές χρονικές αποκλίσεις κλίνουν λιγότερο απότομα.

Αν εξετάσουμε προσεκτικά τις καταγραφές της κοινής πηγής του παραπάνω σχήματος, μπορούμε να δούμε, τα δύο σεισμικά κύματα που ορίσαμε προηγουμένως (δηλαδή το απευθείας και το διαθλώμενο).

### 11.11 Δρομοχρονικές Καμπύλες

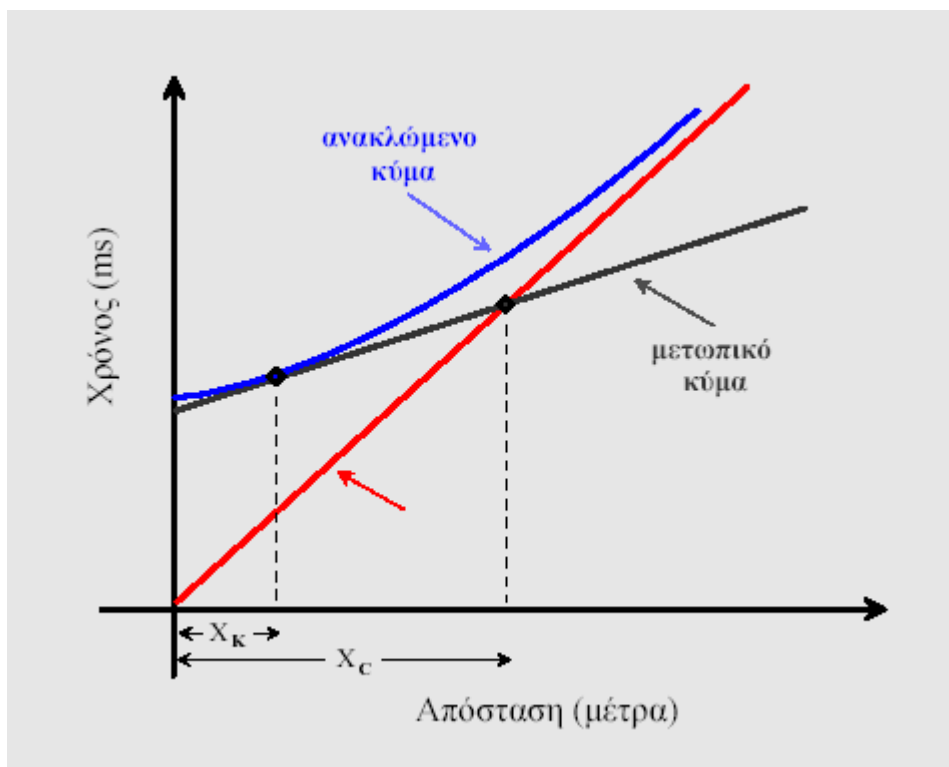
Θεωρώντας το απλό μοντέλο που φαίνεται στο σχήμα που ακολουθεί, μπορούμε να υπολογίσουμε τους χρόνους διαδρομής των τριών διαφορετικών διακριτών σεισμικών κυμάτων που ορίσαμε προηγουμένως και να παραθέσουμε αυτούς στην σεισμική καταγραφή της έκρηξης που προκαλούμε.



Σχήμα 82. Γραφική αναπαράσταση των απευθείας, των ανακλώμενων και των διαθλώμενων κυμάτων

Παρατηρούμε ότι η πρώτη άφιξη, σε μικρές αποστάσεις από την πηγή προέρχεται από το απευθείας κύμα. Η άφιξη αυτή έχει πολύ μεγάλο πλάτος και η χρονική απόκλιση είναι σταθερή για όλες τις αποστάσεις. Αυτό σημαίνει ότι οι χρόνοι διαδρομής θα βρίσκονται πάνω σε μία ευθεία γραμμή. Σε μεγαλύτερες αποστάσεις (>275 m), η πρώτη άφιξη είναι το διαθλώμενο κύμα. Η άφιξη αυτή χαρακτηρίζεται από μικρό πλάτος και σταθερή χρονική απόκλιση, που είναι μικρότερης σημασίας όμως από αυτή του απευθείας κύματος. Αυτό σημαίνει ότι η κλίση της γραμμής που ενώνει τους χρόνους άφιξης του διαθλώμενου κύματος είναι μικρότερη (η γραμμή είναι πιο επίπεδη) από αυτή του απευθείας κύματος. Η τελευταία άφιξη που καταγράφεται σε όλες τις αποστάσεις είναι η ανακλώμενη άφιξη. Παρατηρούμε επίσης ότι η ανακλώμενη άφιξη δεν έχει σταθερή χρονική απόκλιση σε όλες τις αποστάσεις. Η χρονική απόκλιση είναι ίση με μηδέν σε απόσταση μηδέν και προσεγγίζει την χρονική απόκλιση της απευθείας άφιξης σε πολύ μεγάλες αποστάσεις.

Τα διαγράμματα των χρόνων άφιξης των διάφορων κυμάτων που καταγράφονται συναρτήσει της απόστασης από την πηγή καλούνται δρομοχρονικές καμπύλες ή καμπύλες χρόνων διαδρομής (time-travel curves). Στη συνέχεια θα δούμε αρκετές δρομοχρονικές καμπύλες των σεισμικών αφίξεων χωρίς να τις προβάλλουμε πάνω στην καταγραφή της έκρηξης, όπως έχει γίνει για το επόμενο διάγραμμα.

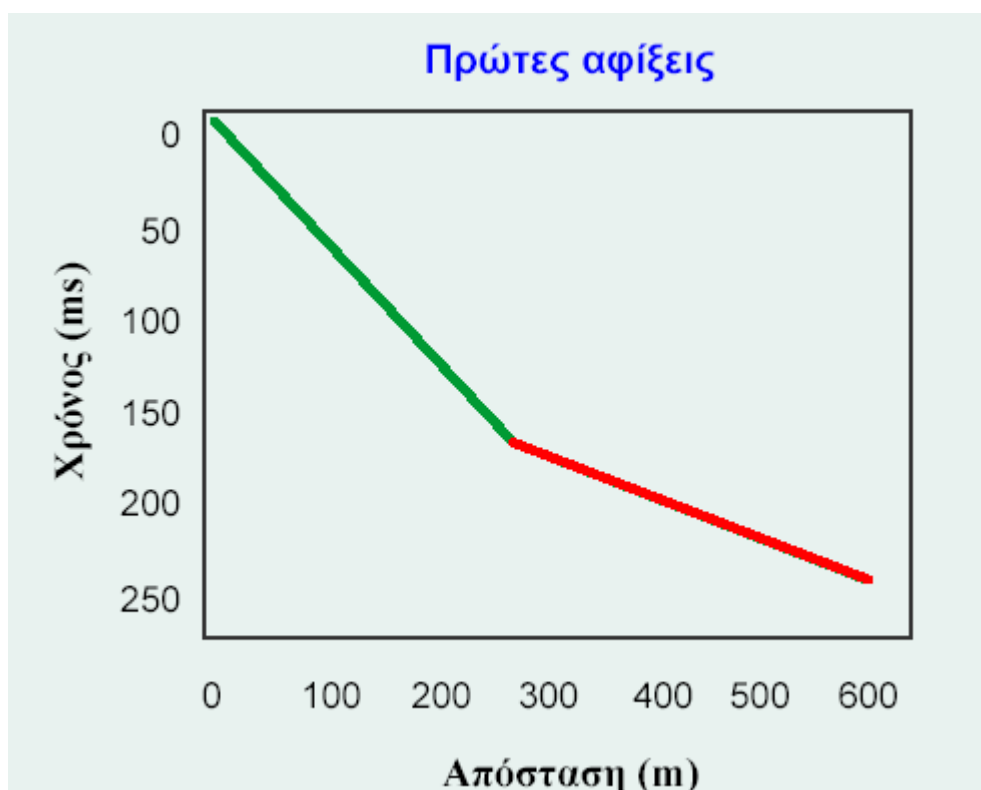


Σχήμα 83. Γραφική αναπαράσταση του μετωπικού κύματος, καθώς και των ανακλώμενων και των διαθλώμενων κυμάτων

Ο καθορισμός του σχήματος των δρομοχρονικών καμπυλών συναρτήσει της απόστασης θα είναι ο κύριος στόχος μας στη σεισμική μέθοδο της διάθλασης. Επομένως, αν και καταγράφουμε ολόκληρο το ιστορικό χρονικό της εδαφικής κίνησης σε έναν αριθμό σταθμών, για τη μέθοδο της διάθλασης, το μόνο πράγμα που μας ενδιαφέρει να πάρουμε από τις καταγραφές αυτές είναι ο χρόνος διαδρομής της πρώτης άφιξης του σεισμικού κύματος που καταγράφεται σε κάθε γεώφωνο. Από το παραπάνω διάγραμμα προκύπτει ότι η πρώτη άφιξη σε ένα γεώφωνο σχετίζεται με το απευθείας κύμα όταν η απόσταση του γεώφωνου από τη σεισμική πηγή παραμένει μικρότερη της απόστασης  $X_c$ , η οποία όπως θα γνωρίσουμε στα επόμενα είναι πολύ σημαντική και ονομάζεται ορική απόσταση. Από το ίδιο παραπάνω διάγραμμα προκύπτει ότι η πρώτη άφιξη σε ένα γεώφωνο θα σχετίζεται με το οριακά διαθλώμενο κύμα όταν η απόσταση του από τη πηγή παραμένει μεγαλύτερη της ορικής απόστασης  $X_c$ . Από το ίδιο διάγραμμα προκύπτει ακόμα ότι για καμία απόσταση γεώφωνου από τη πηγή η πρώτη άφιξη θα μπορούσε να σχετίζεται με ανακλώμενο κύμα. Όπως θα δούμε στη συνέχεια, δεν είναι πάντα εύκολο να καθορίζει κανείς τους χρόνους αυτούς από τα σειсмоγράμματα.

### 11.12 Πρώτες Αφίξεις

Θα εστιάσουμε τώρα την προσοχή μας στους χρόνους άφιξης του πρώτου κύματος που καταγράφεται σε κάθε απόσταση από την πηγή. Όταν πραγματοποιούμε ένα πείραμα διάθλασης, αυτή είναι η μόνη πληροφορία που κρατάμε και χρησιμοποιούμε από τα σειсмоγράμματα. Η απεικόνιση των χρόνων άφιξης συναρτήσει της απόστασης πηγής-γεωφώνου δίνει τη δρομοχρονική καμπύλη του παρακάτω σχήματος.



Σχήμα 84. Αναπαράσταση των πρώτων αφίξεων

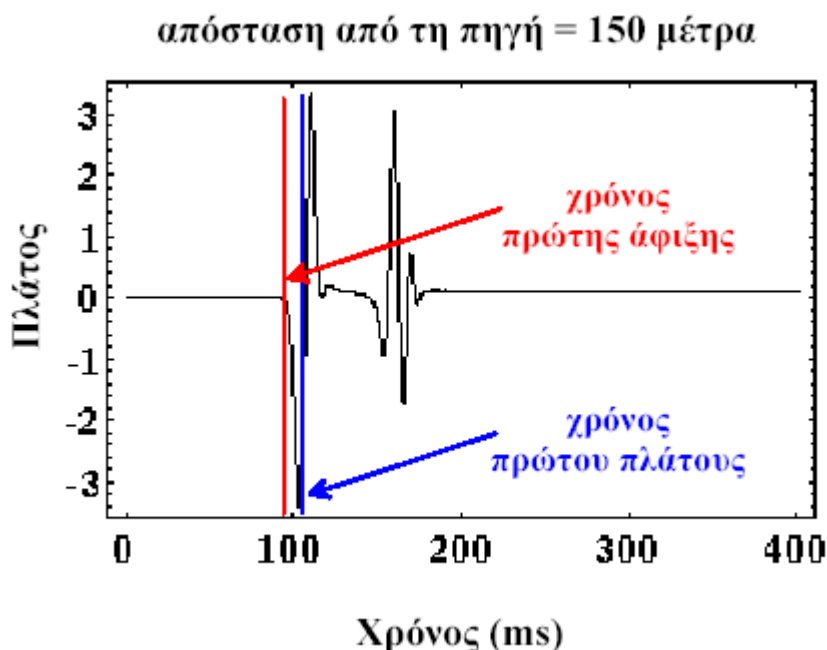
Σε αυτό το σημείο πρέπει να αναφέρουμε τις συνθήκες σχεδίασης που εφαρμόζονται στην παρουσίαση των σεισμικών παρατηρήσεων. Όπως έχει γίνει σε όλα τα δρομοχρονικά διαγράμματα που έχουμε δει μέχρι τώρα, ο χρόνος αυξάνει προς τα κάτω. Η συνθήκη αυτή εφαρμόζεται περισσότερο στις μεθόδους ανάκλασης. Στη διάθλαση, είναι πιο σύνηθες η σχεδίαση του χρόνου να γίνεται με αύξηση του χρόνου προς τα πάνω. Επομένως, είναι καλύτερο να σχεδιάσουμε ξανά το παραπάνω διάγραμμα με αυτό τον τρόπο.



Σχήμα 85. Αναπαράσταση των πρώτων αφίξεων

Και τα δύο διαγράμματα απεικονίζουν τον ίδιο χρόνο διαδρομής συναρτήσει της απόστασης, απλά παρουσιάζονται με δύο διαφορετικούς τρόπους. Στο υπόλοιπο των σημειώσεων θα σχεδιάζουμε το χρόνο να αυξάνει προς τα πάνω.

Για το μοντέλο του απλού στρώματος πάνω από έναν ημιχώρο η δρομοχρονική καμπύλη που σχετίζεται με τις πρώτες αφίξεις δίνεται από δύο ευθύγραμμα τμήματα. Για μικρές αποστάσεις (πράσινο), η δρομοχρονική καμπύλη αντιστοιχεί στην απευθείας άφιξη. Για μεγαλύτερες αποστάσεις (κόκκινο) η δρομοχρονική καμπύλη αντιστοιχεί στην διαθλώμενη άφιξη. Τα δύο αυτά τμήματα διαχωρίζονται ξεκάθαρα μεταξύ τους από μια αλλαγή στην κλίση σε κάποια απόσταση η οποία ονομάζεται ορική απόσταση (cross-over distance). Αυτή η απόσταση αντιπροσωπεύει την απόσταση πέρα από την οποία η άφιξη του απευθείας κύματος δεν είναι πλέον η πρώτη που καταγράφεται.

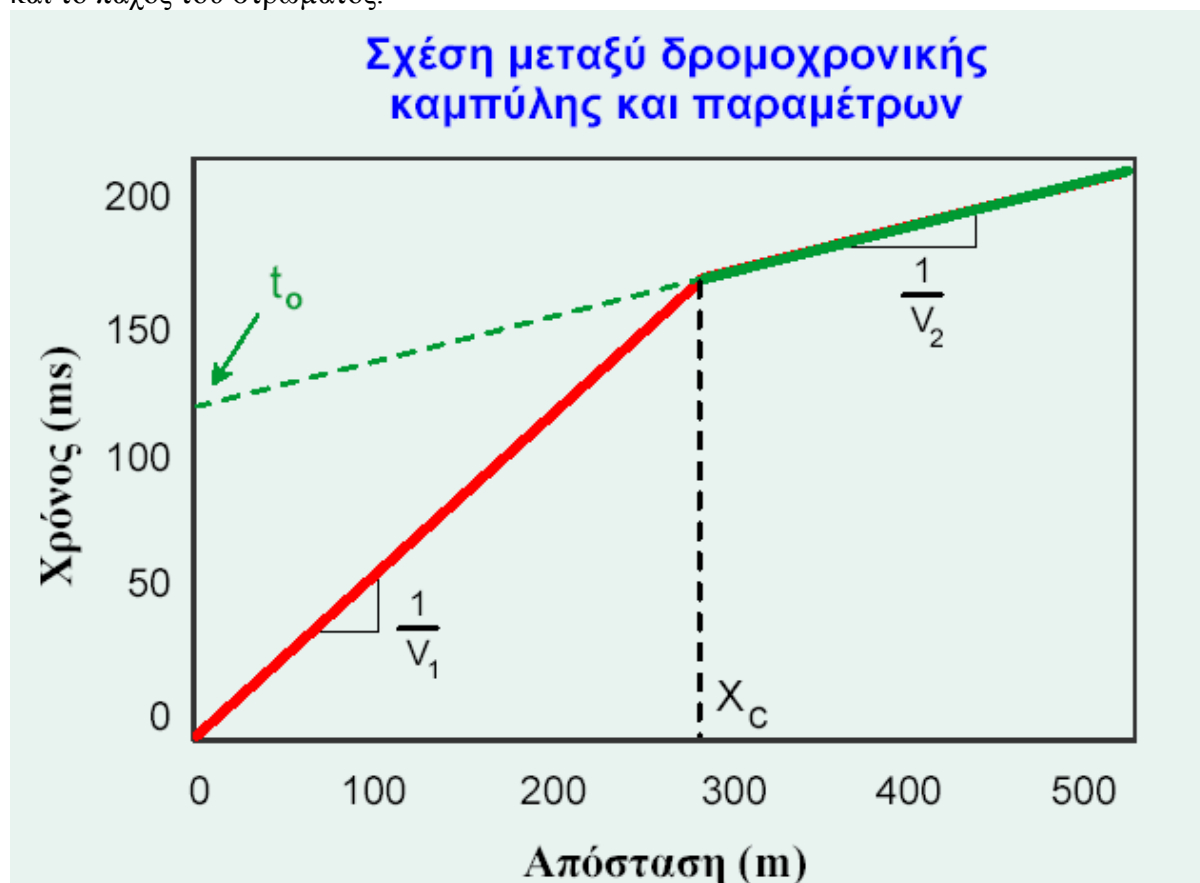


Σχήμα 86. δρομοχρονική καμπύλη ενός απλού στρώματος πάνω από έναν ημιχώρο

Για να περάσουμε από τα σειсмоγράμματα στις δρομοχρονικές καμπύλες των πρώτων αφίξεων, πρέπει να καθορίσουμε τη χρονική στιγμή στην οποία ξεκινά η εδαφική κίνηση σε κάθε σειсмоγράμμα. Στο σειсмоγράμμα που βλέπουμε στο σχήμα πάνω, ο χρόνος αυτός αντιστοιχεί στο χρώμα που σημειώνεται με κόκκινη γραμμή. Στην καταγραφή αυτή, η επιλογή του χρόνου της πρώτης άφιξης δεν είναι δύσκολη, διότι στο σειсмоγράμμα δεν υπάρχει άλλο σήμα πριν το χρόνο αυτό. Αν, όμως, έχει καταγραφεί οποιουδήποτε είδους θόρυβος πριν το χρόνο της πρώτης άφιξης, τότε μπορεί να είναι πολύ δύσκολο να επιλέξουμε τον χρόνο αυτό. Στη πράξη, η επιλογή του χρόνου άφιξης των πρώτων κυμάτων θεωρείται πιο πολύ ως διαδικασία ερμηνείας παρά ως διαδικασία συλλογής δεδομένων. Συχνά οι γεωφυσικοί δεν επιλέγουν τον χρόνο πρώτης άφιξης αλλά αυτόν της πρώτης διακεκριμένης καταγραφής, όπως είναι η θέση του σημείου καμπής (pick) του πρώτου πλάτους, που ακολουθεί την πρώτη άφιξη, όπως δείχνει η μπλε γραμμή. Με αυτό τον τρόπο τα αποτελέσματα επηρεάζονται σε κάποιο βαθμό, όμως η επίδραση αυτή είναι μικρή συγκριτικά με το αποτέλεσμα που θα είχε η επιλογή των χρόνων των πρώτων αφίξεων κατά ασυνεχή τρόπο από σημείο σε σημείο.

### 11.13 Παράδειγμα Καθορισμού της Δομής της Γης από τους Χρόνους Διαδρομής

Τι μπορούμε να καθορίσουμε για τη δομή που είναι υπεύθυνη για τη δημιουργία της δρομοχρονικής καμπύλης της πρώτης άφιξης από την ίδια την δρομοχρονική καμπύλη; Αρκετά πράγματα. Αν θεωρήσουμε ότι η δομή που είναι υπεύθυνη για τη δημιουργία της δρομοχρονικής καμπύλης του επόμενου σχήματος αποτελείται από ένα στρώμα πάνω από έναν ημιχώρο και ότι η επιφάνεια ασυμφωνίας που χωρίζει το στρώμα από τον ημιχώρο είναι οριζόντια, μπορούμε να καθορίσουμε την ταχύτητα του στρώματος και του ημιχώρου και το πάχος του στρώματος.



Σχήμα 87. Δρομοχρονική καμπύλη και πως αυτή σχετίζεται με τους διάφορους παραμέτρους

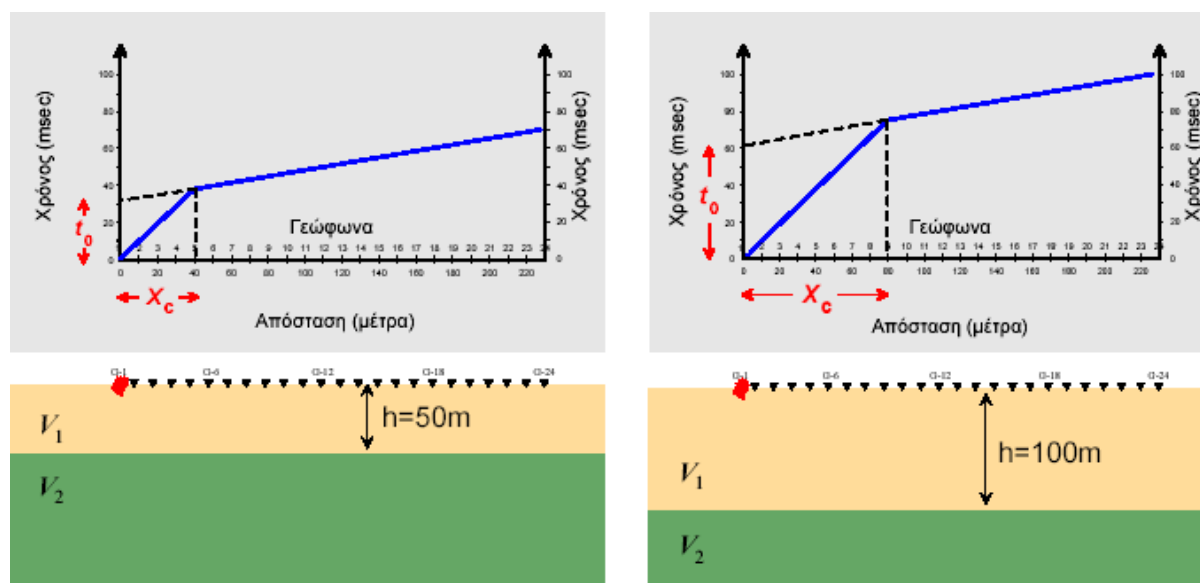
Θα εστιάσουμε την προσοχή μας πρώτα στο κομμάτι εκείνο της δρομοχρονικής καμπύλης που σχετίζεται με την απευθείας άφιξη (πράσινο). Η άφιξη αυτή έχει διαδοθεί οριζόντια από την πηγή κατά μήκος της επιφάνειας της γης με την ταχύτητα του σεισμικού κύματος που σχετίζεται με το ανώτερο στρώμα. Επομένως, αν γνωρίζαμε την ταχύτητα διάδοσης του κύματος στο ανώτερο στρώμα, θα μπορούσαμε να προβλέψουμε το χρόνο άφιξης του απευθείας κύματος διαιρώντας απλά την απόσταση του δέκτη από την πηγή με την ταχύτητα. Αντίστροφα, αν γνωρίζαμε το χρόνο άφιξης σε κάποια απόσταση, θα μπορούσαμε να υπολογίσουμε την ταχύτητα διαιρώντας την απόσταση με το χρόνο άφιξης. Ένας καλύτερος τρόπος (καλύτερος με την έννοια ότι επηρεάζεται λιγότερο από το θόρυβο) για να υπολογίσουμε την ταχύτητα από τους χρόνους άφιξης είναι να συνειδητοποιήσουμε ότι η κλίση της ευθείας που περιγράφει τους χρόνους άφιξης του απευθείας κύματος είναι ίση με το αντίστροφο της ταχύτητας του κύματος στο στρώμα.

Παρόμοια, η κλίση της ευθείας που περιγράφει τους χρόνους άφιξης του διαθλώμενου κύματος είναι ίση με το αντίστροφο της ταχύτητας του κύματος στον ημιχώρο. Αυτό



συμβαίνει διότι η ασυνέχεια του ημιχώρου είναι οριζόντια και το οριακά διαθλώμενο κύμα φαίνεται να ταξιδεύει κατά μήκος της ασυνέχειας με την ταχύτητα του ημιχώρου. Επομένως, από τις κλίσεις των δύο ευθύγραμμων τμημάτων που περιγράφουν τη δρομοχρονική καμπύλη, μπορούμε να υπολογίσουμε τις δύο ταχύτητες του μέσου που εξετάζουμε.

Μπορούμε επίσης να υπολογίσουμε και το πάχος του στρώματος. Για να κατανοήσουμε και ποιοτικά πώς μπορεί να γίνει αυτό, θεωρούμε δύο μοντέλα με πανομοιότυπες ταχύτητες, όμως το ένα έχει ένα στρώμα πάχους 50m και το άλλο ένα στρώμα πάχους 100m. Σε τι περιμένουμε να διαφέρουν οι δρομοχρονικές καμπύλες των δύο μοντέλων; Θα διαφέρουν οι κλίσεις των ευθειών που περιγράφουν την απευθείας άφιξη; Οι κλίσεις των ευθειών που περιγράφουν τη διαθλώμενη άφιξη θα διαφέρουν; Η απάντηση είναι και για τις δύο περιπτώσεις όχι. Τα χαρακτηριστικά αυτά της δρομοχρονικής καμπύλης ελέγχονται μόνο από τις ταχύτητες. Στο μοντέλο που αποτελείται από το παχύ στρώμα των 100m, περιμένουμε να δούμε το οριακά διαθλώμενο κύμα σε μεγαλύτερες ή μικρότερες αποστάσεις από το μοντέλο με το λεπτό στρώμα των 50m;



Σχήμα 88. Συσχετισμός των δρομοχρονικών καμπύλων και των πραγματικών στρωμάτων

Όπως φαίνεται στο παραπάνω σχήμα, θα περιμέναμε το οριακά διαθλώμενο κύμα του παχύτερου στρώματος να παρατηρείται σαν πρώτη άφιξη σε μεγαλύτερες αποστάσεις από αυτές που θα παρατηρούσαμε για οριακά διαθλώμενο κύμα που παράγεται από το λεπτότερο στρώμα. Γιατί;

Έχουμε αναφέρει νωρίτερα ότι το οριακά διαθλώμενο μετωπικό κύμα πρέπει να ταξιδεύει προς τα κάτω μέχρι την επιφάνεια ασυνέχειας που χωρίζει το επιφανειακό στρώμα από τον ημιχώρο και πίσω στην επιφάνεια της γης. Το οριακά διαθλώμενο μετωπικό κύμα γίνεται αντιληπτό ως πρώτη άφιξη, δηλαδή φθάνει νωρίτερα από το απευθείας κύμα, διότι κατά μήκος ενός τμήματος της σεισμικής ακτίνας του (διαδρομής του) διαδίδεται με ταχύτητα ίση με την ταχύτητα του ημιχώρου, η οποία είναι μεγαλύτερη στο παράδειγμα αυτό και κατ' αυτό το τρόπο κερδίζει χρόνο στο συνολικό χρόνο της διαδρομής του. Όμως, αυτό συμβαίνει μόνο για αρκετά μεγάλες αποστάσεις πηγής-δέκτη όπου το κέρδος χρόνου στη διαδρομή με την υψηλή ταχύτητα αντισταθμίζει και υπερκαλύπτει το χάσιμο χρόνου κατά μήκος του κατερχόμενου και ανερχόμενου κλάδου της διαδρομής στο στρώμα με την χαμηλή ταχύτητα. Επομένως, αν και το οριακά διαθλώμενο κύμα διανύει μεγαλύτερη διαδρομή από

ό,τι το απ' ευθείας κύμα μέχρι να καταγραφούν από κάποιο δέκτη (γεώφωνο), μπορεί εντούτοις να φτάσει πριν από αυτό.

Όσο πιο παχύ είναι το στρώμα χαμηλής ταχύτητας, τόσο μεγαλύτερη είναι η διαδρομή, και κατά συνέπεια η καθυστέρηση, στον κατερχόμενο και ανερχόμενο κλάδο και τόσο μεγαλύτερη απόσταση μεταξύ πηγής – δέκτη χρειάζεται ώστε το μετωπικό κύμα αρχίζει να γίνεται αντιληπτό ως πρώτη άφιξη διότι τότε αυξάνει και το τμήμα της σεισμικής ακτίνας, που διαδίδεται με την υψηλότερη ταχύτητα του ημιχώρου, το οποίο είναι υπεύθυνο για την χρονική αντιστάθμιση που αναφέραμε προηγούμενα. Αυτό ακριβώς βλέπουμε στις δύο δρομοχρονικές καμπύλες που έχουν σχεδιαστεί παραπάνω.

Δύο παράμετροι συνήθως χρησιμοποιούνται για να περιγράψουν την εξάρτηση με την απόσταση πηγή-δέκτη όταν το οριακά διαθλώμενο κύμα γίνεται πρώτη άφιξη.

Η πρώτη αναφέρεται στα παραπάνω διαγράμματα ως ορική απόσταση (cross-over distance),  $X_c$ . Ορική απόσταση είναι η απόσταση πηγής-δέκτη στην οποία το απευθείας και το οριακά διαθλώμενο μετωπικό κύμα φθάνουν ταυτόχρονα. Για αποστάσεις μικρότερες της  $X_c$  το απευθείας κύμα είναι η πρώτη άφιξη ενώ για αποστάσεις μεγαλύτερες της  $X_c$  πρώτη άφιξη γίνεται το οριακά διαθλώμενο κύμα. Η ορική απόσταση  $X_c$  στις δρομοχρονικές καμπύλες των προηγούμενων σχημάτων είναι η απόσταση που ορίζει στον άξονα των αποστάσεων η προβολή του σημείου τομής των δύο κλάδων της δρομοχρονικής καμπύλης.

Αναφερόμενοι στις ίδιες δρομοχρονικές καμπύλες όπως προηγουμένως, η δεύτερη παράμετρος ονομάζεται χρόνος συνάντησης (zero-offset time),  $t_0$ . Ο χρόνος συνάντησης  $t_0$  είναι η απόσταση που ορίζει στον άξονα των χρόνων η προς τα πίσω προέκταση του δεύτερου κλάδου της δρομοχρονικής καμπύλης δηλαδή του κλάδου των οριακά διαθλώμενων μετωπικών κυμάτων. Ο χρόνος συνάντησης δεν είναι τίποτε περισσότερο από το χρόνο στον οποίο θα παρατηρηθεί η διαθλώμενη άφιξη σε απόσταση μηδέν μέτρα από την πηγή. Στο σημείο αυτό να σημειώσουμε ότι η διαθλώμενη άφιξη σε απόσταση μηδέν δεν υπάρχει πραγματικά. Αυτό που στην ουσία κάνουμε είναι ότι προεκτείνουμε την ευθεία που περιγράφει το οριακά διαθλώμενο κύμα προς τα πίσω σε απόσταση μηδέν. Το βάθος  $h$  μέχρι την ασυνέχεια συνδέεται με τις παραμέτρους  $X_c$  και  $t_0$  με τις ακόλουθες αντίστοιχες σχέσεις (1) και (2)

$$h = \frac{t_0 V_2 V_1}{2(V_2^2 - V_1^2)^{1/2}} \quad (1)$$

$$h = \frac{X_c}{2} \left( \frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1} \right)^{1/2} \quad (2)$$

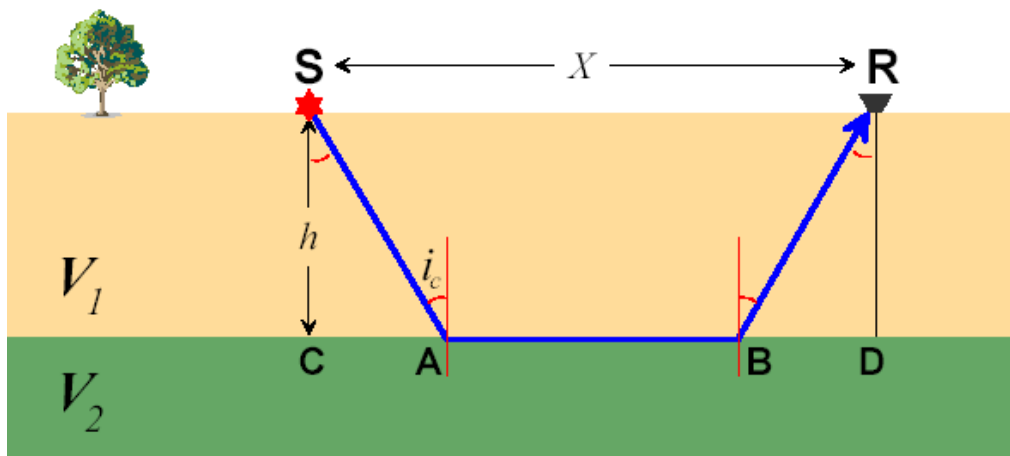
Ο τρόπος υπολογισμού των παραπάνω σχέσεων θα αναλυθεί στη συνέχεια. Θεωρητικά, οποιαδήποτε από τις δύο αυτές παραμέτρους μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον υπολογισμό του βάθους  $h$ . Στη πράξη όμως ο χρόνος συνάντησης χρησιμοποιείται περισσότερο διότι είναι πιο εύκολο να μετρηθεί όταν οι μετρήσεις περιέχουν θόρυβο.

### 11.14 Κατασκευή των Εξισώσεων για το Χρόνο Διαδρομής: Οριζόντιο Στρώμα πάνω από Ημιχώρο

Στο κεφάλαιο αυτό θα περιγράψουμε λεπτομερώς πώς προέκυψαν οι εξισώσεις (1) και (2) που είδαμε προηγουμένως.

Για να δημιουργήσουμε τις εξισώσεις πρέπει πρώτα να είμαστε σε θέση να κατασκευάσουμε μια εξίσωση που να μας παρέχει το χρόνο διαδρομής  $t_T$  του οριακά διαθλώμενου μετωπικού κύματος που παράγεται από μια σεισμική πηγή  $S$ , που διεγείρεται στην επιφάνεια της γης και καταγράφεται από γεώφωνο  $R$ , που βρίσκεται σε κάποια απόσταση  $X$  από τη πηγή. Για να γίνει αυτό, θα εξετάσουμε τη διαδρομή του οριακά διαθλώμενου κύματος από την πηγή μέχρι το δέκτη, όπως ορίζεται από το νόμο του Snell.

Θεωρούμε το παρακάτω απλό μοντέλο της γης, το οποίο αποτελείται από ένα στρώμα με χαμηλή ταχύτητα  $V_1$ , το οποίο υπέρκειται ενός ημιχώρου με υψηλότερη ταχύτητα  $V_2$ . Το βάθος μέχρι την οροφή του ημιχώρου είναι  $h$ .



Σχήμα 89. Διαδρομή οριακού διαθλώμενου κύματος

Η διαδρομή του οριακά διαθλώμενου κύματος που παρατηρείται σε απόσταση  $X$  είναι η SABR. Η διαδρομή αυτή αποτελείται από τρία τμήματα: ένα (SA) καθώς ταξιδεύει προς τα κάτω μέσω του στρώματος χαμηλής ταχύτητας (κατερχόμενος κλάδος), ένα (AB) καθώς ταξιδεύει μέσα στον υψηλότερης ταχύτητας ημιχώρο (οριζόντιος κλάδος), και ένα (BR το οποίο είναι πανομοιότυπο με το πρώτο) καθώς ταξιδεύει πάνω προς το δέκτη μέσω του στρώματος χαμηλής ταχύτητας (ανερχόμενος κλάδος). Μπορούμε συνεπώς να εξάγουμε την εξίσωσή μας για το συνολικό χρόνο διαδρομής  $t_T$  αυτού του κύματος υπολογίζοντας το χρόνο διαδρομής σε κάθε κλάδο και αθροίζοντας τους χρόνους αυτούς.

Θα υπολογίσουμε το χρόνο  $t_T$  αθροίζοντας τους χρόνους διαδρομής κατά μήκος των τριών τμημάτων της σεισμικής ακτίνας SABR. Ο χρόνος κατά μήκος κάθε τμήματος δεν είναι τίποτα περισσότερο από το μήκος της διαδρομής δια την ταχύτητα με την οποία διαδίδεται το κύμα στο τμήμα αυτό. Δηλαδή:

$$t_T = t_1 + t_2 + t_3 = \frac{SA}{V_1} + \frac{AB}{V_2} + \frac{BR}{V_1} \quad (3)$$

η διαδρομή SA υπολογίζεται από το ορθογώνιο τρίγωνο SCA όπου έχουμε ότι

$$SA = \frac{h}{\sigma\upsilon\nu i_c}$$

η διαδρομή BR (λόγω της ισότητας των ορθογωνίων τριγώνων) είναι ίδια με την SA. Η διαδρομή AB είναι ίση με SR-CA-BD είναι δηλαδή

$$AB = X - h\varepsilon\phi i_c - h\varepsilon\phi i_c = X - 2h\varepsilon\phi i_c$$

με αντικατάσταση στην (3) λαμβάνουμε

$$t_T = \frac{h}{V_1\sigma\upsilon\nu i_c} + \frac{X - 2h\varepsilon\phi i_c}{V_2} + \frac{h}{V_1\sigma\upsilon\nu i_c}$$

Λαμβάνοντας υπόψη ότι, από τον νόμο του Snell, το ημίς είναι ίσο με το λόγο  $V_1/V_2$  και με αντικατάσταση των τριγωνομετρικών αριθμών  $\sigma\upsilon\nu i_c$  και  $\varepsilon\phi i_c$  συναρτήσει του ημίς προκύπτει η σχέση που μας παρέχει τον συνολικό χρόνο  $t_T$  του οριακά διαθλώμενου μετωπικού κύματος

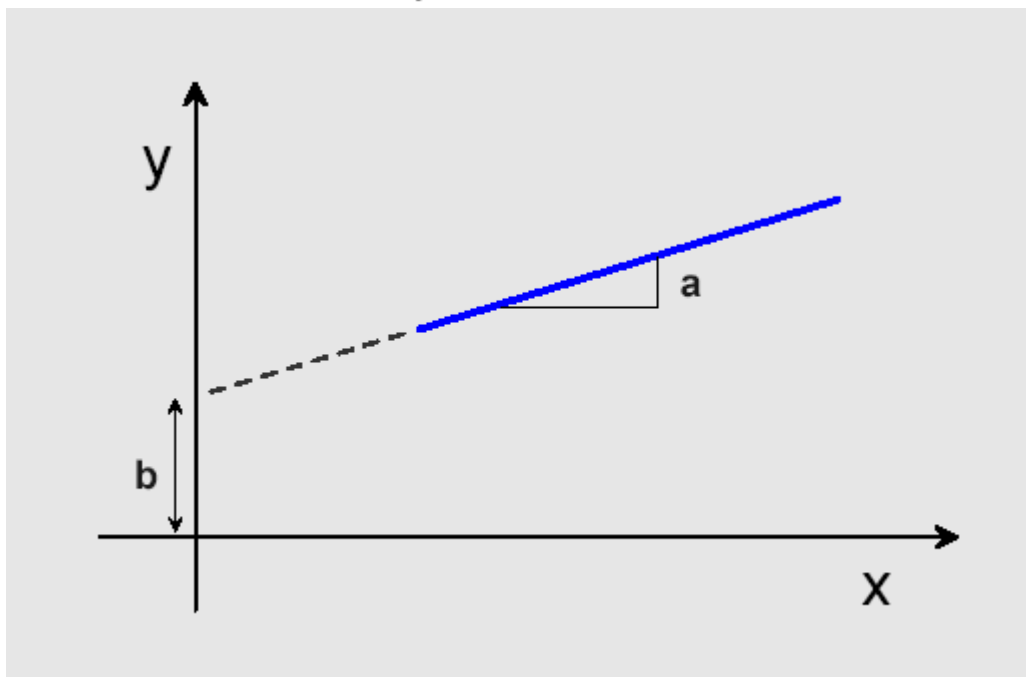
$$t_T = \frac{X}{V_2} + \frac{2h\sigma\upsilon\nu i_c}{V_1} \quad (4)$$

με αντικατάσταση στην (4) του  $\sigma\upsilon\nu i_c$  συναρτήσει των ταχυτήτων  $V_1$  και  $V_2$  προκύπτει μια εναλλακτική σχέση

$$t_T = \frac{X}{V_2} + \frac{2h\sqrt{V_2^2 - V_1^2}}{V_2V_1} \quad (5)$$

Η παραπάνω εξίσωση είναι μία εξίσωση ευθείας γραμμής

$$y = ax + b$$



Σχήμα 90. Γραφική αναπαράσταση της  $y=ax+b$

$$\frac{2h\sqrt{V_2^2 - V_1^2}}{V_2V_1}$$

Η ποσότητα  $b$  είναι ο σταθερός όρος της (5) και είναι αυτό που προηγούμενα ονομάσαμε χρόνο συνάντησης  $t_0$ . Το  $a$  είναι η κλίση της ευθείας και αντιστοιχεί στη ποσότητα  $1/V_2$  της (5). Αν θέσουμε το δεύτερο όρο του δεξιού σκέλους της (5) ίσο με το και λύσουμε ως προς  $h$ , παίρνουμε τη σχέση (1) που παρέχει το πάχος του στρώματος.

Για να αποδείξουμε τη σχέση (2) θα πρέπει να θυμηθούμε ότι στην ορική απόσταση το απευθείας και το οριακά διαθλώμενο μετωπικό κύμα φθάνουν ταυτόχρονα. Ο χρόνος διαδρομής,  $t_{\pi a}$ , του απευθείας κύματος από τη πηγή  $S$  στο γεώφωνο  $R$  παρέχεται από την απλή σχέση

$$t_{\alpha\pi} = \frac{X}{V_1} \quad (6)$$

ο χρόνος διαδρομής,  $t_T$ , του οριακά διαθλώμενου μετωπικού κύματος παρέχεται από τη σχέση (6). Στην ορική απόσταση  $X_C$  τα πρώτα μέλη των (5) και (6) θα είναι ίσα

$$t_{\alpha\pi} = t_T$$

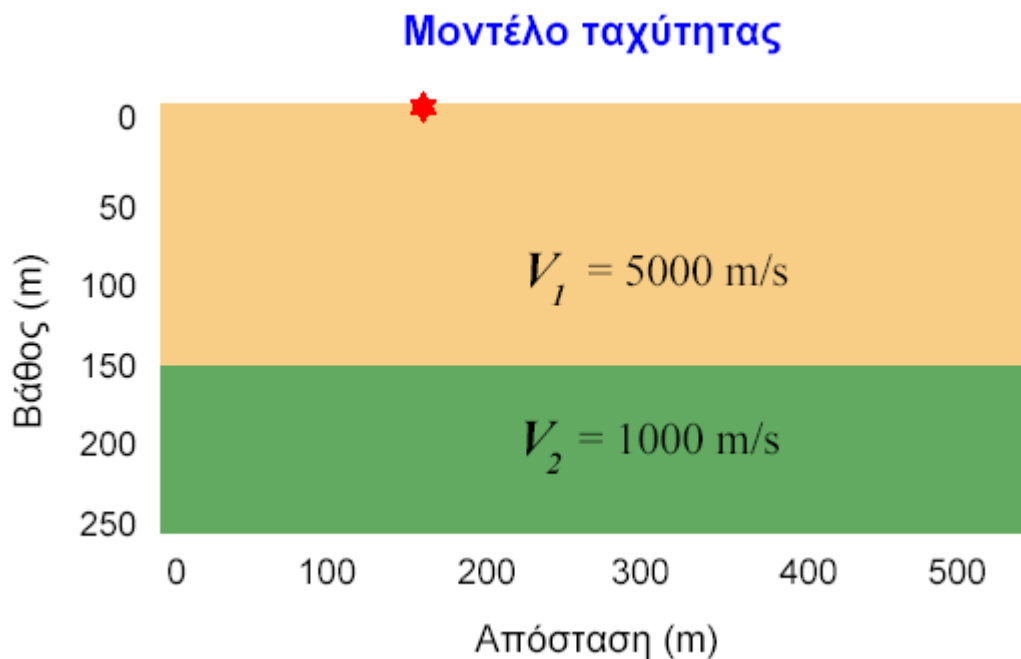
δηλαδή θα έχουμε

$$\frac{X_c}{V_1} = \frac{X_c}{V_2} + \frac{2h\sqrt{V_2^2 - V_1^2}}{V_2V_1}$$

με επίλυση της παραπάνω εξίσωσης ως προς  $h$  λαμβάνουμε τελικά την ζητούμενη σχέση (2).

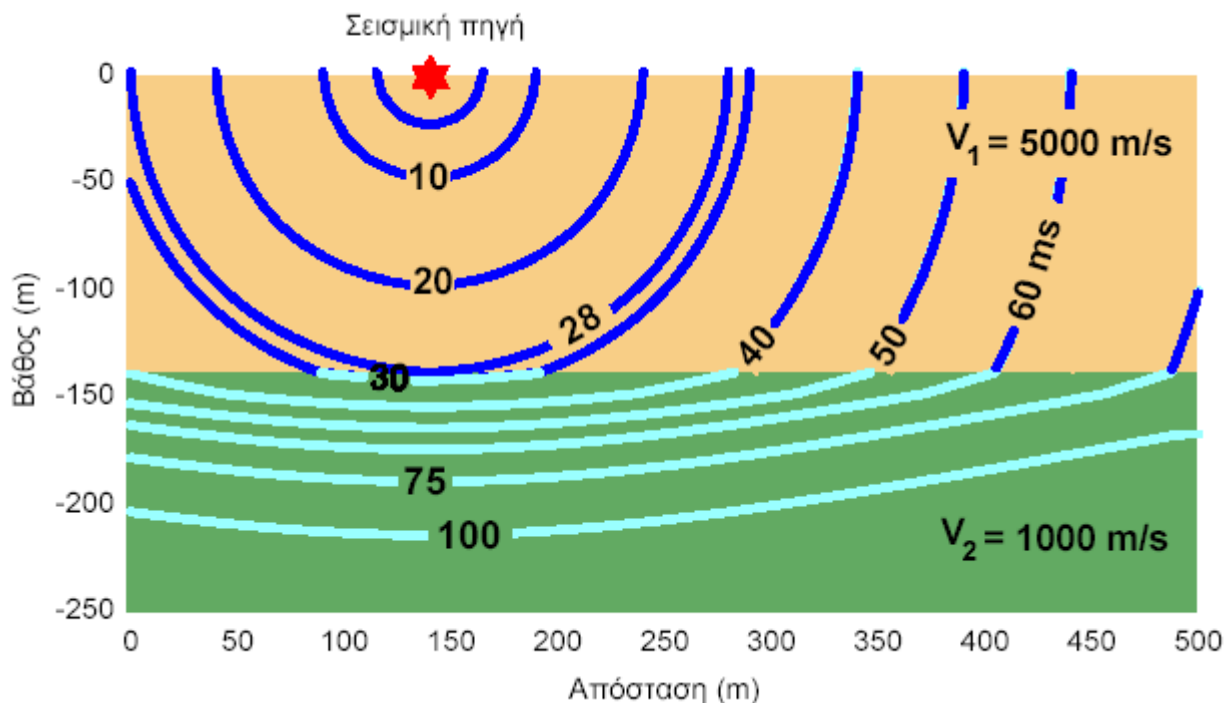
### 11.15 Χρόνοι Διαδρομής: Στρώμα Υψηλής Ταχύτητας πάνω από Ημιχώρο Χαμηλής Ταχύτητας.

Στο πρώτο μοντέλο που εξετάσαμε είχαμε ένα στρώμα υψηλής ταχύτητας πάνω από ημιχώρο χαμηλότερης ταχύτητας, όπως φαίνεται παρακάτω.



Σχήμα 91. Στρώματα με διαφορετικές ταχύτητες διάδοσης

Για το μοντέλο αυτό, ποιες περιμένουμε να είναι οι πρώτες αφίξεις και τι μπορούμε να καθορίσουμε για τη δομή του υπεδάφους από τις αφίξεις αυτές; Ένα στιγμιότυπο των κυμάτων που παράγονται από μία επιφανειακή πηγή καθώς αυτά αλληλεπιδρούν με την επιφάνεια ασυνέχειας φαίνεται στο επόμενο σχήμα με το οποίο έχουμε ήδη ασχοληθεί σε προηγούμενο κεφάλαιο.



Σχήμα 92. Διαδοσή κυμάτων από ένα μέσο σε ένα άλλο

Όπως περιγράψαμε και νωρίτερα, πρέπει να εξετάσουμε τρεις τύπους κυμάτων. Την απευθείας άφιξη, τη διαθλώμενη άφιξη και την ανακλώμενη άφιξη. Παρατηρούμε ότι η διαφορά των κυμάτων που παράγονται από αυτό το μοντέλο σε σχέση με εκείνα που

παράγονται όταν έχουμε ένα στρώμα χαμηλής ταχύτητας πάνω από ημιχώρο υψηλότερης ταχύτητας είναι ότι απουσιάζει το οριακά διαθλώμενο κύμα.

Ας εξετάσουμε πρώτα την διαθλώμενη άφιξη. Η διαθλώμενη άφιξη διαδίδεται κάτω από την επιφάνεια ασυνέχειας μέσα στον ημιχώρο κινούμενη προς τα κάτω. Αν δεν υπάρχει άλλη δομή κάτω από το πρώτο στρώμα, το κύμα αυτό θα συνεχίσει να κινείται προς τα κάτω. Άρα, το κύμα αυτό δεν μπορεί ποτέ να ληφθεί από τους δέκτες στην επιφάνεια της Γης. Η ανακλώμενη άφιξη μπορεί να φτάσει στην επιφάνεια, όπως όμως γνωρίζουμε θα φτάνει πάντα μετά την απευθείας άφιξη. Συνεπώς, η μόνη άφιξη που παρατηρούμε ως πρώτη άφιξη είναι η απευθείας άφιξη. Στο μοντέλο αυτό, η απευθείας άφιξη διαδίδεται μακριά από την πηγή με σταθερή ταχύτητα (5000 m/s). Έτσι, αν σχεδιάσουμε το χρόνο διαδρομής της πρώτης άφιξης σε συνάρτηση με την απόσταση από την πηγή, θα πάρουμε μία γραφική παράσταση της παρακάτω μορφής:



Σχήμα 93. Σχεδιασμός του χρόνου διαδρομής της πρώτης άφιξης σε συνάρτηση με την απόσταση από την πηγή

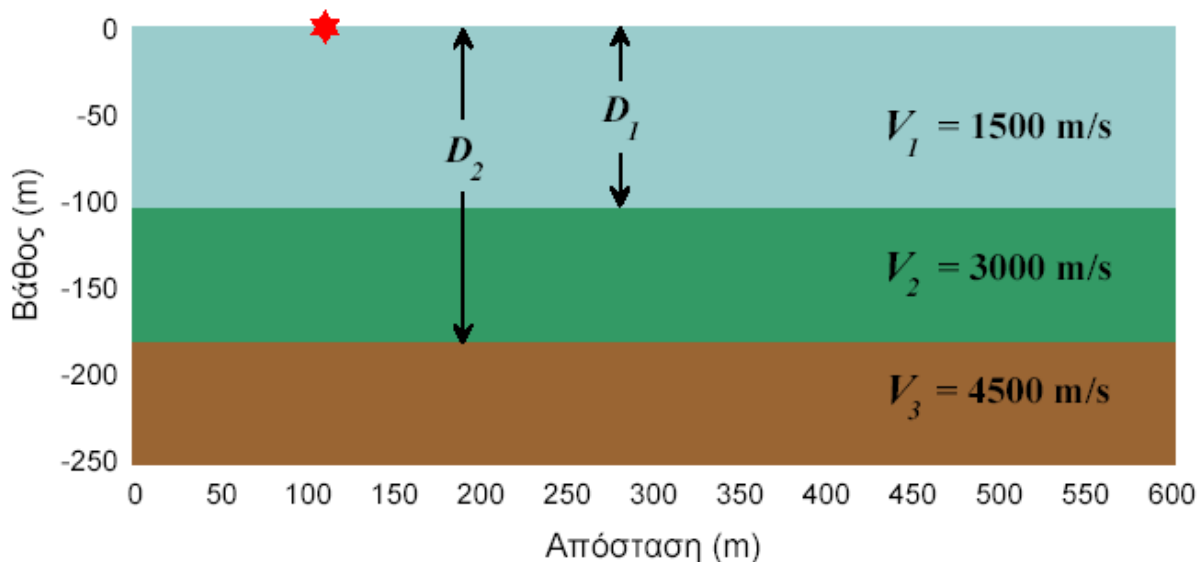
Τι πληροφορίες παίρνουμε από το διάγραμμα αυτό; Όχι πολλές. Το μοναδικό που μπορούμε να προσδιορίσουμε από αυτό είναι η ταχύτητα με την οποία η σεισμική ενέργεια διαδίδεται μέσα στο στρώμα από τον υπολογισμό της κλίσης της καμπύλης. Παρατηρούμε δηλαδή ότι η πρώτη άφιξη δεν μας δίνει πλέον πληροφορίες για την ταχύτητα με την οποία διαδίδονται τα κύματα στον ημιχώρο. Για την ακρίβεια, δεν υποδηλώνει καν την ύπαρξη ενός ημιχώρου!! Με αυτό εννοούμε ότι οι παραπάνω χρόνοι διαδρομής θα ήταν πανομοιότυποι με αυτούς ενός ομογενούς μοντέλου της Γης με ταχύτητα διάδοσης 5000 m/s.

Το παράδειγμα αυτό απεικονίζει έναν από τους βασικότερους περιορισμούς της χρήσης της σεισμικής μεθόδου της διάθλασης. Για να εφαρμοστεί επιτυχώς (δηλαδή για να πάρουμε σωστές ερμηνείες από τις καταγραφές), η ταχύτητα του σεισμικού κύματος πρέπει να αυξάνει με το βάθος. Αν η ταχύτητα μειώνεται με το βάθος, δεν θα μπορούσαμε να ανιχνεύσουμε αυτή τη μείωση. Επομένως, σχεδόν σίγουρα θα ερμηνεύσουμε λανθασμένα τις πρώτες αφίξεις, το οποίο θα έχει ως αποτέλεσμα μια λανθασμένη εκτίμηση της δομής του υπεδάφους.

## 12. ΔΙΑΔΟΣΗ ΚΥΜΑΤΩΝ ΣΕ ΠΟΛΛΑΠΛΑ ΣΤΡΩΜΑΤΑ

Έχουμε ήδη εξετάσει τη διάδοση των σεισμικών κυμάτων μέσα στο απλό μοντέλο της Γης που αποτελείται από ένα στρώμα χαμηλής ταχύτητας, το οποίο υπέρκειται ενός ημιχώρου υψηλότερης ταχύτητας. Σε ορισμένες θέσεις στην επιφάνεια, στο μοντέλο αυτό, μπορούμε να παρατηρήσουμε τρεις διαφορετικές αφίξεις, την απευθείας, την ανακλώμενη και την οριακά διαθλώμενη άφιξη. Μόνο η απευθείας και η οριακά διαθλώμενη άφιξη μπορούν να είναι πρώτες αφίξεις. Μπορούμε να καθορίσουμε την ταχύτητα διάδοσης των σεισμικών κυμάτων μέσα στο στρώμα και τον ημιχώρο καθώς και το πάχος του στρώματος μετρώντας τους χρόνους άφιξης των πρώτων αφίξεων για διάφορες αποστάσεις από την πηγή.

Τι γίνεται όμως αν η δομή της Γης είναι πιο πολύπλοκη; Θεωρούμε το λίγο πιο πολύπλοκο μοντέλο του παρακάτω σχήματος.

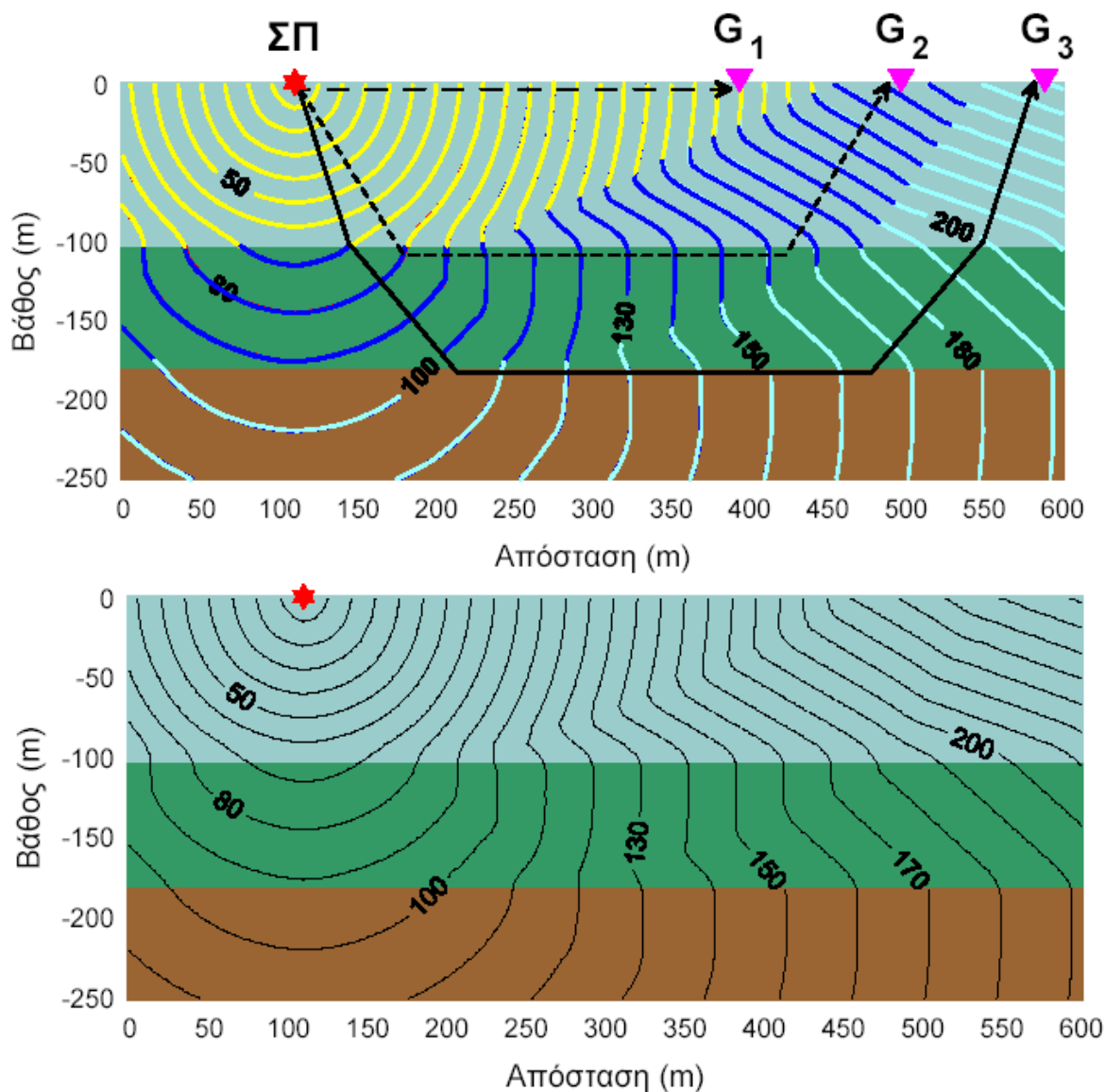


Σχήμα 94. Μοντέλο με τρία διαφορετικά στρώματα

Το μοντέλο αυτό αποτελείται από δύο στρώματα τα οποία υπέρκεινται ενός ημιχώρου. Η ταχύτητα διάδοσης των κυμάτων στον ημιχώρο είναι μεγαλύτερη από αυτή των δύο στρωμάτων, και η ταχύτητα του μεσαίου στρώματος είναι μεγαλύτερη από αυτή του επιφανειακού στρώματος (δηλαδή, η ταχύτητα αυξάνει με το βάθος). Για το μοντέλο αυτό, η μέτρηση του χρόνου της πρώτης άφιξης μπορεί να μας δώσει αρκετές πληροφορίες για να υπολογίσουμε όλες τις σχετικές παραμέτρους του μοντέλου; Η απάντηση είναι ναι!

Στο επόμενο σχήμα βλέπουμε στιγμιότυπα της κυματομορφής σε διάφορες χρονικές στιγμές μετά την διέγερση της πηγής.





Σχήμα 95. Διαδοχή κυμάτων από ένα μέσο σε ένα άλλο

Αρκετά σεισμικά κύματα είναι εμφανή στη παραπάνω εικόνα. Αυτό που παρατηρούμε πρώτα είναι, όπως και στο μοντέλο του ενός στρώματος, ότι υπάρχει απευθείας κύμα (άφιξη στο γεώφωνο G<sub>1</sub>), και οριακά διαθλώμενο κύμα (άφιξη στο γεώφωνο G<sub>2</sub>), οι οποίες προέρχονται από την ανώτερη ασυνέχεια (interface). Το οριακά διαθλώμενο κύμα που παράγεται και απομακρύνεται από την ανώτερη ασυνέχεια διαδίδεται οριζόντια με ταχύτητα ίση με αυτή του μεσαίου στρώματος.

Τώρα όμως, επειδή υπάρχει και δεύτερη ασυνέχεια από κάτω, παράγονται επιπλέον αφίξεις τις οποίες μπορούμε να παρατηρήσουμε στην επιφάνεια. Έτσι, υπάρχει ένα δεύτερο οριακά διαθλώμενο κύμα (άφιξη στο γεώφωνο G<sub>2</sub>) που προέρχονται από την κατώτερη ασυνέχεια. Το δεύτερο οριακά διαθλώμενο κύμα μόλις αρχίζει να εμφανίζεται ως πρώτη άφιξη σε απόσταση περίπου 550m. όπως και το οριακά διαθλώμενο κύμα από την ανώτερη ασυνέχεια, το κύμα αυτό θα διαδοθεί οριζόντια με ταχύτητα ίση με αυτή του ημιχώρου.

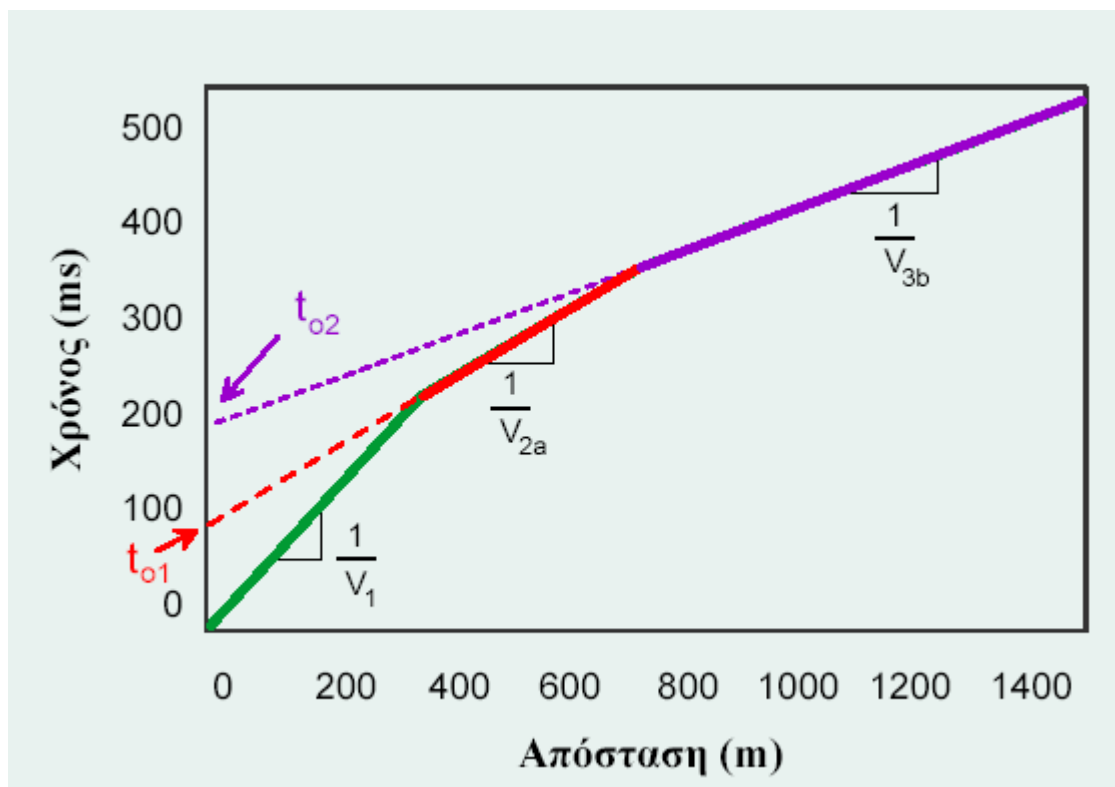
Επομένως, σε οποιαδήποτε απόσταση μπορούμε να παρατηρήσουμε μια από τρεις διαφορετικές πρώτες αφίξεις.

- Σε μικρές αποστάσεις από την πηγή, θα παρατηρήσουμε την απευθείας άφιξη. Η άφιξη αυτή διαδίδεται οριζόντια κατά μήκος της επιφάνειας της Γης με ταχύτητα ίση με την ταχύτητα του ανώτερου στρώματος.
- Σε ενδιάμεσες αποστάσεις από την πηγή, θα παρατηρήσουμε το οριακά διαθλώμενο κύμα από την ανώτερη ασυνέχεια σαν πρώτη άφιξη. Η άφιξη αυτή διαδίδεται οριζόντια κατά μήκος της επιφάνειας της Γης με ταχύτητα ίση με την ταχύτητα του μεσαίου στρώματος.
- Σε μεγάλες αποστάσεις από την πηγή, θα παρατηρήσουμε το οριακά διαθλώμενο κύμα από την οροφή του ημιχώρου σαν πρώτη άφιξη. Η άφιξη αυτή διαδίδεται οριζόντια κατά μήκος της επιφάνειας της Γης με ταχύτητα ίση με την ταχύτητα του ημιχώρου.

Αν και το μοντέλο αυτό περιλαμβάνει δύο μόνο στρώματα, αν περιείχε περισσότερα στρώματα θα μπορούσαμε και πάλι, γενικά, να εντοπίσουμε την παρουσία των στρωμάτων αυτών μόνο από τους χρόνους των πρώτων αφίξεων. Ωστόσο, είναι σημαντικό να τονίσουμε, ότι θα υπάρχουν κάποιες συγκεκριμένες περιπτώσεις στις οποίες αυτό δεν θα ισχύει.

### 12.1 Δρομοχρονικές Καμπύλες από Πολλαπλά Στρώματα

Η δρομοχρονική καμπύλη των πρώτων αφίξεων που παίρνουμε από το προηγούμενο μοντέλο φαίνεται στο επόμενο σχήμα. Το πράσινο τμήμα της γραμμής αντιπροσωπεύει τους χρόνους διαδρομής που σχετίζονται με την απευθείας άφιξη, το κόκκινο τμήμα τους χρόνους διαδρομής που σχετίζονται με το οριακά διαθλώμενο κύμα από την ανώτερη ασυνέχεια, και το πορφυρό τμήμα τους χρόνους διαδρομής που σχετίζονται με το οριακά διαθλώμενο κύμα από την κατώτερη ασυνέχεια. Παρατηρούμε ότι στο παράδειγμα αυτό, αν και η κατώτερη ασυνέχεια είναι μόλις 175 μέτρα βαθιά, δεν παρατηρούμε αφίξεις από αυτή ως πρώτες αφίξεις μέχρι η απόσταση από την πηγή να ξεπεράσει τα 550 μέτρα!! Ένας γενικός εμπειρικός κανόνας είναι ότι χρειαζόμαστε αποστάσεις πηγής-δέκτη ίσες με 3 έως 5 φορές το βάθος μέχρι το οποίο θέλουμε να δούμε.



Σχήμα 96. Αντίστοιχη δρομοχρονική καμπύλη

Όπως είναι αναμενόμενο, μπορούμε να καθορίσουμε τις ταχύτητες διάδοσης των σεισμικών κυμάτων στα δύο στρώματα και τον ημιχώρο από τις κλίσεις των δρομοχρονικών καμπυλών. Πρόκειται για την ίδια ακριβώς διαδικασία που ακολουθήσαμε και για την ερμηνεία των πιο απλών καμπυλών που προέκυπταν από το μοντέλο του απλού στρώματος που υπέρκειται ενός ημιχώρου. Τα βάθη μέχρι την κάθε ασυνέχεια, και πάλι όπως στο απλό μοντέλο που περιγράψαμε ωρίτερα, μπορούν να υπολογιστούν από τους χρόνους συνάντησης,  $t_{o1}$  και  $t_{o2}$ , και τις ταχύτητες. Οι εξισώσεις για τον υπολογισμό των βαθών δίνονται παρακάτω, χωρίς να αποδεικνύονται.  $D_1$  είναι το βάθος μέχρι την πρώτη ασυνέχεια και  $D_2$  το βάθος μέχρι τη δεύτερη ασυνέχεια.

$$D_1 = \frac{t_{o1} V_2 V_1}{2\sqrt{V_2^2 - V_1^2}}$$

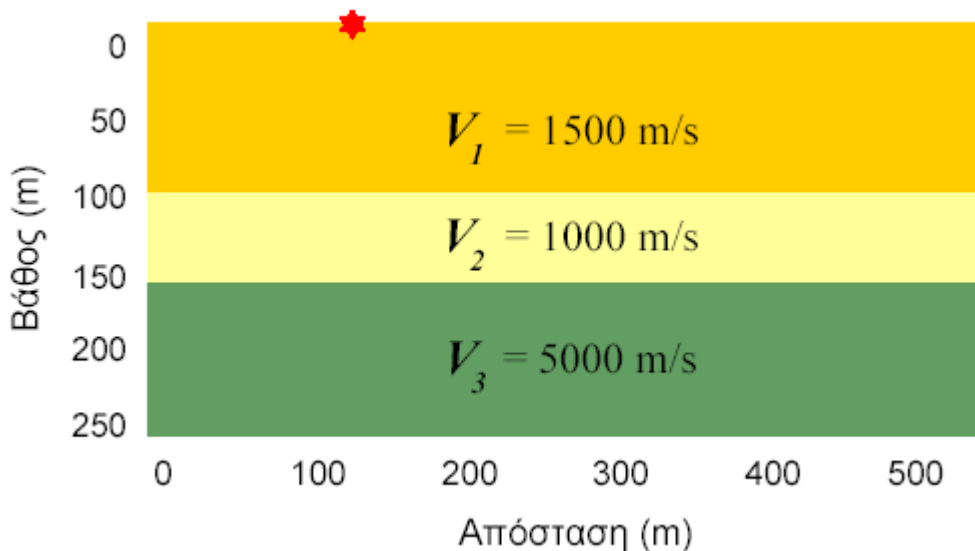
$$D_2 = \left[ t_{o2} - \frac{2D_1 \sqrt{V_3^2 - V_1^2}}{V_3 V_1} \right] \frac{V_3 V_2}{2\sqrt{V_3^2 - V_2^2}} + D_1$$

Επιπλέον στρώματα προσθέτουν επιπλέον γραμμικά τμήματα στην δρομοχρονική καμπύλη που παίρνουμε. Από τα τμήματα αυτά και τους σχετικούς χρόνους συνάντησης, μπορούμε να υπολογίσουμε τις ταχύτητες μέσα σε κάθε στρώμα και το βάθος μέχρι την κάθε ασυνέχεια ... συνήθως!

## 12.2 Τυφλά Στρώματα

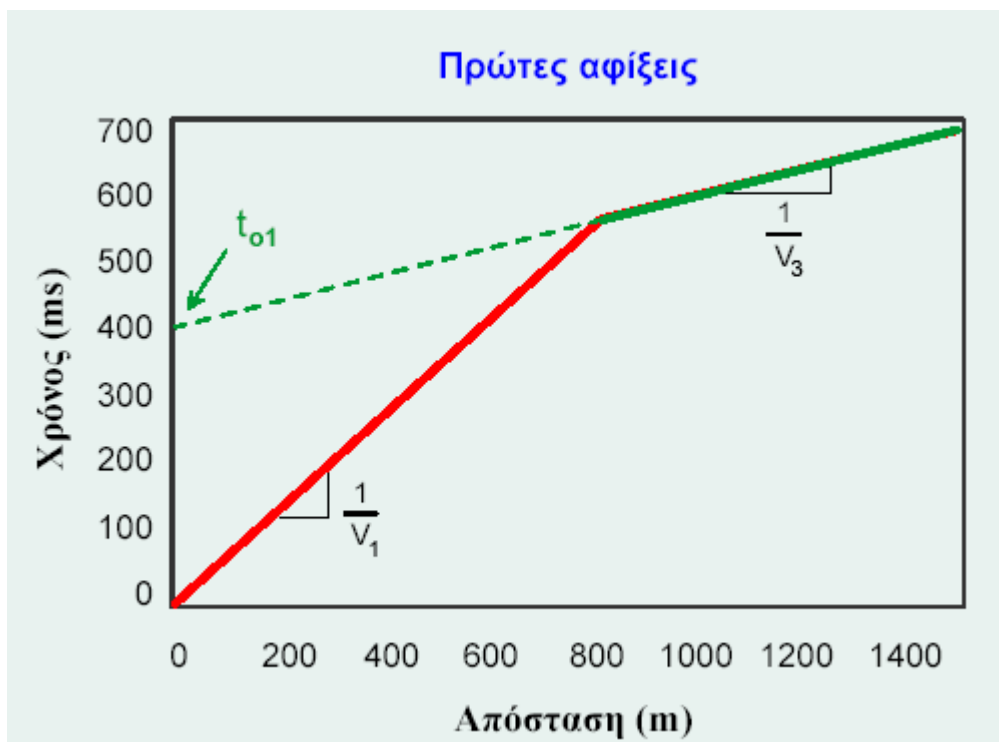
Μπορεί να υπάρχουν στρώματα στο υπέδαφος τα οποία να μην παρατηρούνται στην επιφάνεια από τους χρόνους των πρώτων αφίξεων; Η απάντηση είναι ναι! Τα στρώματα τα οποία δεν διακρίνονται από τους χρόνους των πρώτων αφίξεων ονομάζονται Τυφλά Στρώματα (Hidden Layers). Υπάρχουν δύο πιθανά σενάρια που παράγουν τυφλά στρώματα.

- Στρώματα Χαμηλής Ταχύτητας – Αυτή είναι η πιο φανερή αιτία των τυφλών στρωμάτων. Θεωρούμε το παρακάτω μοντέλο.



Σχήμα 97. Μοντέλο τριων διαφορετικών στρωμάτων

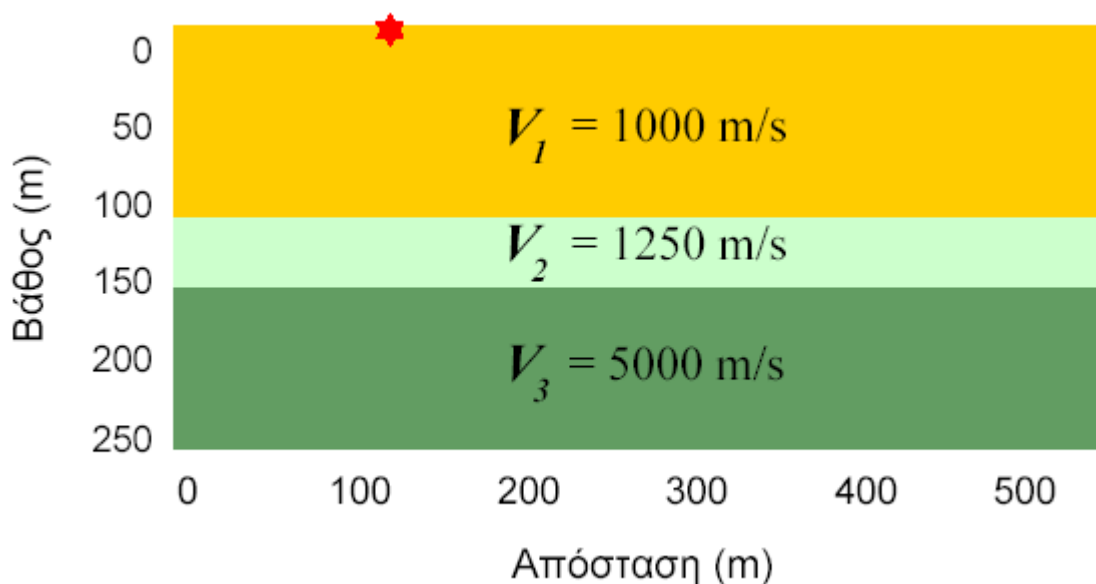
Επειδή η ταχύτητα μειώνεται προς τα κάτω κατά μήκος της πρώτης ασυνέχειας δεν παράγεται οριακά διαθλώμενο κύμα σε αυτή την επιφάνεια ασυνέχειας. Στη δεύτερη ασυνέχεια όμως παράγεται ένα οριακά διαθλώμενο κύμα το οποίο μπορεί να παρατηρηθεί σε αρκετά μεγάλες αποστάσεις. Επομένως, οι παρατηρήσεις του χρόνου της πρώτης άφιξης θα αποτελούνται από απευθείας αφίξεις για μικρές αποστάσεις από τη σεισμική πηγή και οριακά διαθλώμενες αφίξεις από τη βαθύτερη ασυνέχεια, για μεγαλύτερες αποστάσεις. Η δρομοχρονική καμπύλη των πρώτων αφίξεων που παράγεται από αυτό το μοντέλο φαίνεται στο σχήμα 98.



Σχήμα 98. Δρομοχρονική καμπύλη

Παρατηρούμε ότι αυτή η δρομοχρονική καμπύλη δεν διακρίνεται από τις καμπύλες που παράγονται από ένα μοντέλο που περιέχει μία μόνο ασυνέχεια. Συνεπώς, δεν μπορούμε να ανιχνεύσουμε την ύπαρξη του ενδιάμεσου στρώματος από τα δεδομένα αυτά και μόνο. Χρησιμοποιώντας την μεθοδολογία που περιγράψαμε προηγουμένως, θα απεικονίζαμε το υπέδαφος σαν να αποτελείται από ένα μόνο στρώμα με ταχύτητα 1500m/s (από την κλίση της δρομοχρονικής καμπύλης της απευθείας άφιξης) στο οποίο υπόκειται ημιχώρος ταχύτητας 5000m/s (από την κλίση της δρομοχρονικής καμπύλης της οριακά διαθλώμενης άφιξης). Χρησιμοποιώντας την τιμή του  $t_{01}$  από το γράφημα και τις τιμές των ταχυτήτων, θα βρίσκαμε ότι το πάχος του στρώματος είναι 314m! Αυτό είναι λάθος.

- Λεπτά Στρώματα Μεγάλης Αντίθεσης Ταχυτήτων – Ένας άλλος τύπος τυφλού στρώματος παράγεται από μέσα των οποίων η ταχύτητα αυξάνει απότομα με μικρή αλλαγή του βάθους. Θεωρούμε το μοντέλο του παρακάτω σχήματος.

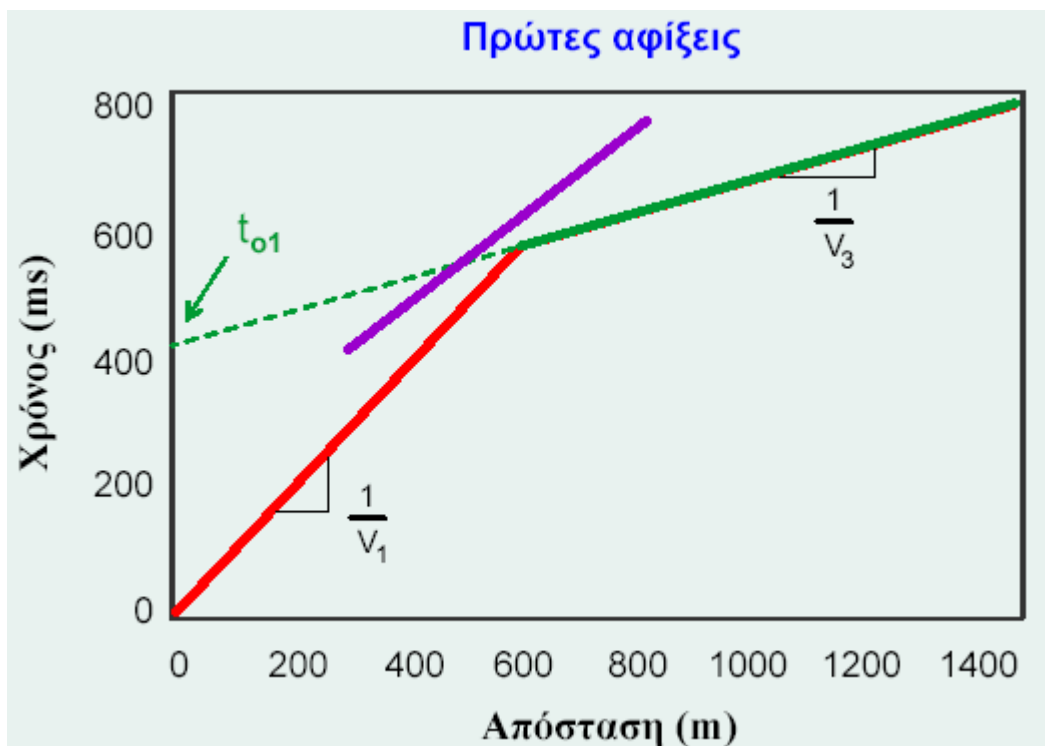


Σχήμα 99. Μοντέλο τριων διαφορετικών στρωμάτων

Παρατηρούμε ότι σε αυτό το μοντέλο υπάρχει ένα λεπτό στρώμα που υπέρκειται ενός ημιχώρου, ο οποίος έχει ταχύτητα πολύ μεγαλύτερη από αυτή του ανώτερου στρώματος.

Σε αντίθεση με το προηγούμενο παράδειγμα, οριακά διαθλώμενα κύματα παράγονται και στις δύο ασυνέχειες. .στόσο, επειδή το στρώμα είναι λεπτό και η ταχύτητα του υποκειμένου μέσου είναι μεγαλύτερη, το οριακά διαθλώμενο κύμα που προέρχεται από την ανώτερη επιφάνεια συμφωνίας δεν παρατηρείται ποτέ ως πρώτη άφιξη. Αυτό συμβαίνει γιατί το ταχύτερο οριακά διαθλώμενο κύμα της κατώτερης επιφάνειας ασυνέχειας το προσπερνά προτού προσπεράσει αυτό την απευθείας άφιξη. Η δρομοχρονική καμπύλη που προκύπτει φαίνεται στο παρακάτω σχήμα.

Η πορφυρή γραμμή στο σχήμα δείχνει τους χρόνους διαδρομής για το οριακά διαθλώμενο κύμα που προέρχεται από την ανώτερη επιφάνεια ασυνέχειας. Έτσι, όπως και προηγουμένως, θα ερμηνεύαμε τις πρώτες αφίξεις σαν να παράγονταν από μία υπόγεια δομή που αποτελείται από ένα στρώμα πάνω από έναν ημιχώρο. Οι ταχύτητες του πάνω στρώματος και του ημιχώρου μπορούν να υπολογιστούν σωστά, επειδή όμως χάνουμε το ενδιάμεσο στρώμα, το βάθος που υπολογίζουμε από το  $t_{01}$  έως την οροφή του ημιχώρου, είναι εσφαλμένο.

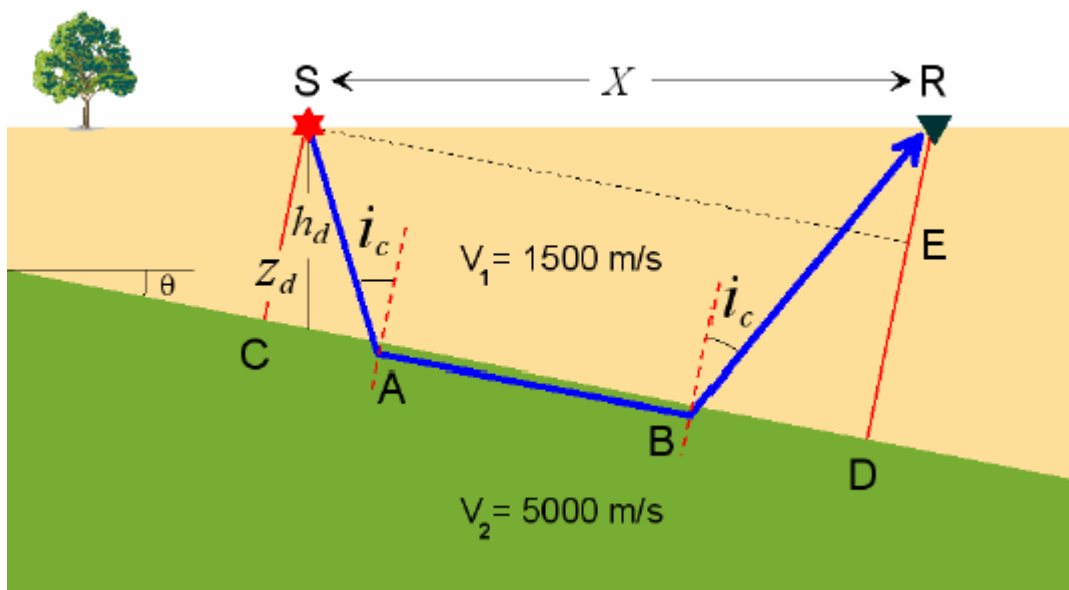


Σχήμα 100. Δρομοχρονική καμπύλη

Και στις δύο περιπτώσεις, παρατηρούμε ότι η παρουσία του τυφλού στρώματος δεν μπορεί να καθοριστεί από τις τιμές των χρόνων διαδρομής. Για το λόγο αυτό, στη πράξη δεν θα γνωρίζουμε ποτέ αν υπάρχουν τυφλά στρώματα στην υπό μελέτη περιοχή, εκτός κι αν πραγματοποιήσουμε γεωτρήσεις!

### 12.3 Οριακά Διαθλώμενα Κύματα από Κεκλιμένο Στρώμα: Το Στρώμα κλίνει από την Πηγή προς τα Γεώφωνα

Θεωρούμε την δομή και τη γεωμετρία της διάταξης που φαίνονται στο παρακάτω σχήμα.



Σχήμα 101. Οριακά Διαθλώμενα Κύματα από Κεκλιμένο Στρώμα

Ένας ημιχώρος υψηλής ταχύτητας υπόκειται ενός στρώματος χαμηλότερης ταχύτητας. Η επιφάνεια ασυνέχειας μεταξύ του στρώματος και του ημιχώρου κλίνει από αριστερά προς τα δεξιά. Παρατηρούμε ότι, στο παράδειγμα αυτό, η πηγή βρίσκεται αριστερά (up dip) από τους δέκτες.

Στην περίπτωση αυτή, τα οριακά διαθλώμενα κύματα παράγονται κατά μήκος της οροφής του ημιχώρου και διαδίδονται προς τα πάνω μέσω του στρώματος, μέχρι την επιφάνεια της Γης όπου τα καταγράφουμε. Η γεωμετρία του μοντέλου Γης καθώς και η διαδρομή του οριακά διαθλώμενου κύματος (μπλε) για μια συγκεκριμένη απόσταση  $X$ , πηγής-δέκτη έχουν σχεδιαστεί στο παραπάνω σχήμα. Παρατηρούμε ότι, αν μπορούσαμε να τοποθετήσουμε γεώφωνα μέσα στη Γη κατά μήκος της γραμμής που περνάει από την πηγή και είναι παράλληλη με την οροφή του ημιχώρου (διακεκομμένη μαύρη γραμμή SE), θα βλέπαμε το οριακά διαθλώμενο κύμα σαν να προερχόταν από μία επίπεδη επιφάνεια ασυμφωνίας. Επομένως οι χρόνοι στους οποίους το οριακά διαθλώμενο κύμα ταξιδεύει από την πηγή μέχρι τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή είναι πανομοιότυποι με αυτούς που προκύπτουν από επίπεδες επιφάνειες ασυμφωνίας.

Τα γεώφωνα όμως, δεν βρίσκονται μέσα στη Γη. Βρίσκονται πάνω στην επιφάνεια της Γης. Τα οριακά διαθλώμενα κύματα πρέπει να ταξιδέψουν μια επιπλέον απόσταση πέρα από τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή για να φτάσουν στα γεώφωνα (μπλε προεκτάσεις στις κόκκινες σεισμικές ακτίνες). Παρατηρούμε ότι η απόσταση που πρέπει να διανύσει το οριακά διαθλώμενο κύμα πέρα από τη διακεκομμένη γραμμή αυξάνει με την απόσταση από την πηγή. Επομένως, αν συγκρίνουμε με τους χρόνους διαδρομής από επίπεδο στρώμα, το κεκλιμένο στρώμα έχει ως αποτέλεσμα την καθυστέρηση της διαθλώμενης άφιξης. Το μέγεθος της καθυστέρησης αυξάνει με την απόσταση από την πηγή.

Μπορούμε εύκολα να υπολογίσουμε το χρόνο διαδρομής του οριακά διαθλώμενου κύματος για κάθε απόσταση από την πηγή αν γνωρίζουμε την κλίση του στρώματος,  $\theta$ , και την απόσταση από την πηγή,  $X$ .

Η διαδρομή του οριακά διαθλώμενου κύματος που παρατηρείται σε απόσταση  $X$  είναι η SABR. Η διαδρομή αυτή αποτελείται από τρία τμήματα: ένα (SA) καθώς ταξιδεύει προς τα κάτω μέσω του στρώματος χαμηλής ταχύτητας (κατερχόμενος κλάδος), ένα (AB) καθώς ταξιδεύει μέσα στον υψηλότερης ταχύτητας ημιχώρο (κεκλιμένος κλάδος), και ένα (BR) καθώς ταξιδεύει πάνω προς το δέκτη μέσω του στρώματος χαμηλής ταχύτητας (ανερχόμενος κλάδος). Μπορούμε συνεπώς να εξάγουμε την εξίσωσή μας για το συνολικό χρόνο διαδρομής αυτού του κύματος υπολογίζοντας το χρόνο διαδρομής  $t_T$  σε κάθε κλάδο και αθροίζοντας τους χρόνους αυτούς.

Θα υπολογίσουμε το χρόνο  $t_T$  αθροίζοντας τους χρόνους διαδρομής κατά μήκος των τριών τμημάτων της σεισμικής ακτίνας SABR. Ο χρόνος κατά μήκος κάθε τμήματος δεν είναι τίποτα περισσότερο από το μήκος της διαδρομής δια την ταχύτητα με την οποία διαδίδεται το κύμα στο τμήμα αυτό. Δηλαδή:

$$t_{Td} = t_1 + t_2 + t_3 = \frac{SA}{V_1} + \frac{AB}{V_2} + \frac{BR}{V_1} \quad (7)$$

η διαδρομή SA υπολογίζεται από το ορθογώνιο τρίγωνο SCA όπου έχουμε ότι



$$SA = \frac{Z_d}{\sigma \nu i_c}$$

η διαδρομή BR υπολογίζεται από το ορθογώνιο τρίγωνο RBD όπου παρομοίως έχουμε ότι

$$BR = \frac{RD}{\sigma \nu i_c}$$

αλλά  $RD=RE+Zd$  και η RE από το ορθογώνιο τρίγωνο RES είναι  $RE = X \eta \mu \theta$  οπότε το BR θα ισούται με

$$BR = \frac{Z_d + X \eta \mu \theta}{\sigma \nu i_c}$$

Η διαδρομή AB είναι ίση με CD-CA-BD και επειδή  $CD = SE = X \sigma \nu \theta$  και από τα ορθογώνια τρίγωνα RCA και RBD έχουμε ότι

$$CA = Z_d \epsilon \phi i_c \text{ και } BD = (Z_d + X \eta \mu \theta) \epsilon \phi i_c$$

προκύπτει ότι

$$AB = X \sigma \nu \theta - Z_d \epsilon \phi i_c - (Z_d + X \eta \mu \theta) \epsilon \phi i_c$$

με αντικατάσταση στην (7) λαμβάνουμε

$$t_{Td} = \frac{Z_d}{V_1 \sigma \nu i_c} + \frac{X \sigma \nu \theta - Z_d \epsilon \phi i_c - (Z_d + X \eta \mu \theta) \epsilon \phi i_c}{V_2} + \frac{Z_d + X \eta \mu \theta}{V_1 \sigma \nu i_c}$$

Λαμβάνοντας υπόψη ότι, από τον νόμο του Snell, το  $\eta_{ic}$  είναι ίσο με το λόγο  $V_1/V_2$  και με αντικατάσταση των τριγωνομετρικών αριθμών  $\sigma \nu i_c$  και  $\epsilon \phi i_c$  συναρτήσει του  $\eta_{ic}$  προκύπτει ότι

$$t_{Td} = \frac{Z_d}{V_1 \sigma \nu i_c} + \frac{X \sigma \nu \theta \eta \mu i_c \sigma \nu i_c - 2Z_d \eta \mu^2 i_c - X \eta \mu \theta \eta \mu^2 i_c}{V_1 \sigma \nu i_c} + \frac{Z_d + X \eta \mu \theta}{V_1 \sigma \nu i_c}$$

$$t_{Td} = \frac{2Z_d + X \eta \mu \theta + X \eta \mu i_c \sigma \nu i_c \sigma \nu \theta - 2Z_d \eta \mu^2 i_c - X \eta \mu \theta \eta \mu^2 i_c}{V_1 \sigma \nu i_c}$$

$$t_{Td} = \frac{2Z_d(1 - \eta \mu^2 i_c) + X \eta \mu \theta(1 - \eta \mu^2 i_c) + X \eta \mu i_c \sigma \nu i_c \sigma \nu \theta}{V_1 \sigma \nu i_c}$$

$$t_{Td} = \frac{2Z_d \sigma \nu^2 i_c + X \eta \mu \theta \sigma \nu^2 i_c + X \eta \mu i_c \sigma \nu i_c \sigma \nu \theta}{V_1 \sigma \nu i_c}$$

$$t_{Td} = \frac{X \eta \mu \theta \sigma \nu i_c + X \eta \mu i_c \sigma \nu \theta}{V_1} + \frac{2Z_d \sigma \nu i_c}{V_1}$$

τελικά η σχέση που μας παρέχει τον συνολικό χρόνο του οριακά διαθλώμενου μετωπικού κύματος είναι η

$$t_{Td} = \frac{X}{V_1} \eta \mu (i_c + \theta) + \frac{2Z_d \sigma \nu i_c}{V_1} \quad (8)$$

η (8) είναι η εξίσωση ευθείας γραμμής της μορφής  $y=ax+c$

όπου η κλίση  $a$  της ευθείας είναι η ποσότητα  $\frac{\eta \mu (i_c + \theta)}{V_1}$  την οποία συμβολίζουμε ως

$$S_d = \frac{\eta \mu (i_c + \theta)}{V_1} = \frac{\eta \mu (i_c + \theta)}{V_2 \eta \mu i_c} \quad (9)$$

και ο σταθερός ορος  $c$  εκφράζει το χρόνο συνάρτησης  $t_{0d}$ , που είναι η ποσότητα

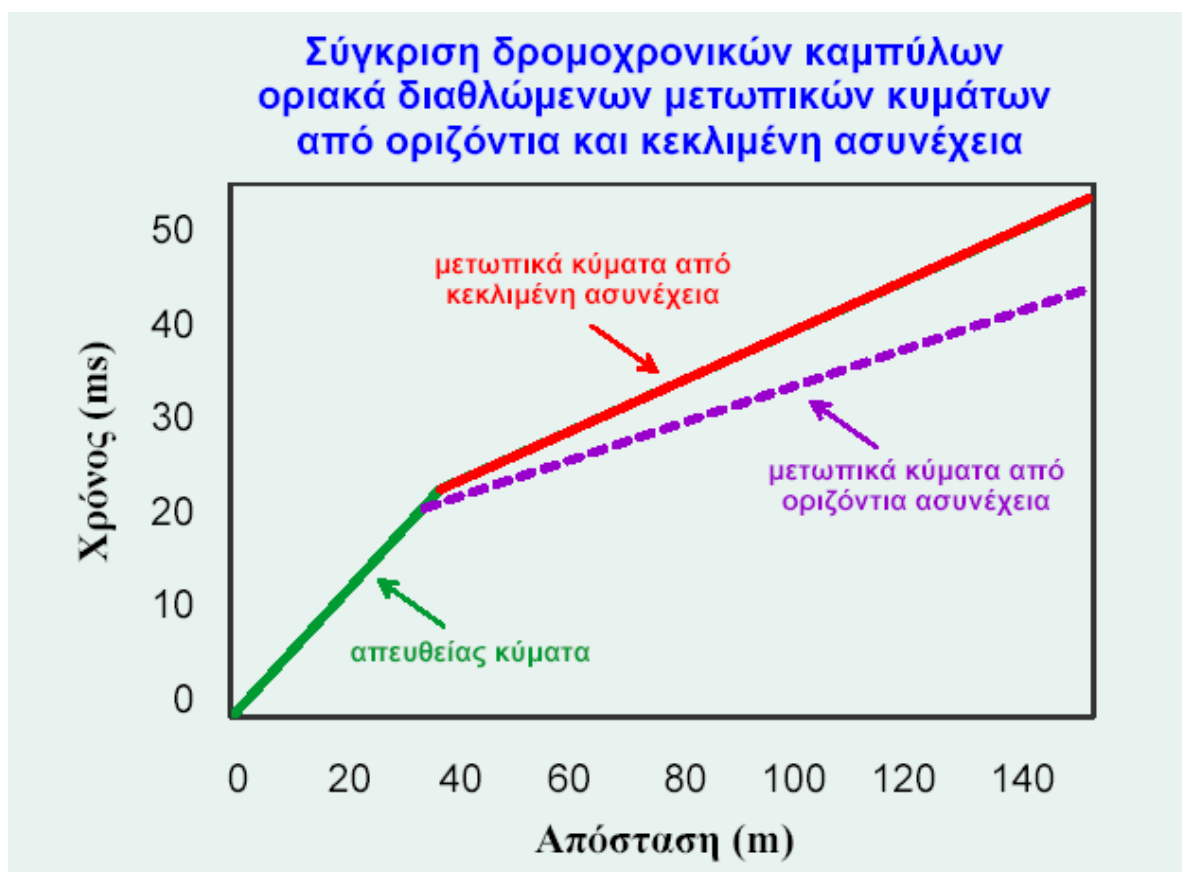
$$t_{0d} = \frac{2Z_d \sigma \nu i_c}{V_1} \quad (10)$$

Η (8) γράφεται και ως

$$t_{Td} = \frac{X}{V_2} \frac{\eta\mu(i_c + \theta)}{\eta\mu i_c} + \frac{2Z_d \sigma \nu i_c}{V_1} \quad (11)$$

Από τη σύγκριση του χρόνου διαδρομής που παρέχεται από την (11) για την περίπτωση της κεκλιμένης ασυνέχειας με τον αντίστοιχο χρόνο για τη περίπτωση της οριζόντιας ασυνέχειας που παρέχεται από τη σχέση (7) προκύπτει ότι οι (11) και (7) διαφέρουν κατά το παράγοντα  $\frac{\eta\mu(i_c + \theta)}{\eta\mu i_c}$

με τον οποίο είναι πολλαπλασιασμένος ο πρώτος προσθετός της (11). Επειδή ο  $\frac{\eta\mu(i_c + \theta)}{\eta\mu i_c} > 1$  προκύπτει ότι ο χρόνος διαδρομής, στη περίπτωση που η επιφάνεια ασυνέχειας μεταξύ του στρώματος και του ημιχώρου κλίνει από αριστερά προς τα δεξιά και η πηγή βρίσκεται αριστερά (up dip) από τους δέκτες, είναι μεγαλύτερος του αντίστοιχου χρόνου για την οριζόντια ασυνέχεια. Οι χρόνοι διαδρομής από το κεκλιμένο στρώμα καθώς και οι χρόνοι που θα μετρούσαμε για οριζόντια ασυνέχεια φαίνονται στο παρακάτω διάγραμμα.



Σχήμα 102. Σύγκριση δρομοχρονικών καμπύλων οριακά διαθλώμενων μετωπικών κυμάτων από οριζόντια και κεκλιμένη ασυνέχεια

Οι απευθείας αφίξεις έχουν σχεδιαστεί με πράσινο. Αυτές δεν επηρεάζονται από την κλίση του στρώματος. Το οριακά διαθλώμενο κύμα που παράγεται από το κεκλιμένο στρώμα όπως το βλέπουμε εμείς στην επιφάνεια έχει σχεδιαστεί με κόκκινο. Με πορφυρό χρώμα (μοβ) έχει σχεδιαστεί αυτό που θα παρατηρούσαμε στην οριζόντια ασυνέχεια. Όπως ήταν

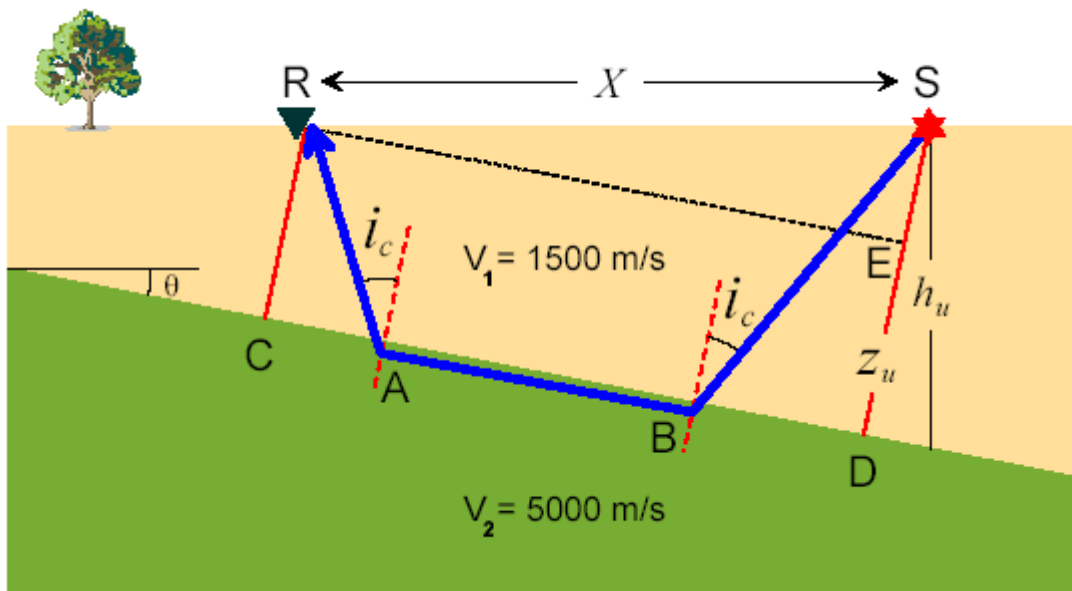
αναμενόμενο, το οριακά διαθλώμενο κύμα που παρατηρούμε στην επιφάνεια της Γης φτάνει καθυστερημένο, και η διαφορά χρόνου αυξάνει με την απόσταση από την πηγή.

Επομένως, κατά τη συλλογή δεδομένων πάνω από ένα κεκλιμένο στρώμα, ισχύουν τα παρακάτω:

- Δεν μπορούμε από το σχήμα της δρομοχρονικής καμπύλης να συμπεράνουμε ότι το στρώμα κλίνει. Τόσο στην περίπτωση του κεκλιμένου όσο και στην περίπτωση του μη-κεκλιμένου στρώματος, η καμπύλη αποτελείται από δύο ευθύγραμμα τμήματα (κλάδους).
- Μπορούμε να υπολογίσουμε την ταχύτητα του επιφανειακού στρώματος από την κλίση της δρομοχρονικής καμπύλης της απευθείας άφιξης.
- Όταν χρησιμοποιούμε την κλίση της δρομοχρονικής του οριακά διαθλώμενου κύματος, υπολογίζουμε μια ταχύτητα για τον ημιχώρο, η οποία είναι πολύ μικρή, και δεν αντιπροσωπεύει την πραγματική ταχύτητα.

#### 12.4 Οριακά Διαθλώμενα Κύματα από Κεκλιμένο Στρώμα: Το Στρώμα κλίνει από τα Γεώφωνα προς την Πηγή

Τι θα συμβεί αν τοποθετήσουμε την πηγή προς το μέρος που η ασυνέχεια βαθαίνει (down deep), στα δεξιά, και τους δέκτες αντίθετα (up deep), στα αριστερά; Η γεωμετρία του μοντέλου Γης καθώς και η πορεία της οριακά διαθλώμενης στην κεκλιμένη ασυνέχεια σεισμικής ακτίνας (μπλε), φαίνονται στο παρακάτω σχήμα.



Σχήμα 103. Οριακά Διαθλώμενα Κύματα από Κεκλιμένο Στρώμα

Εργαζόμενοι πανομοιότυπα όπως και στη προηγούμενη περίπτωση και αφού συμβολίσουμε τις αντίστοιχες παραμέτρους που παρέχουν οι σχέσεις (8), (9) και (10) με,  $t_{Tu}$ ,  $S_u$  και  $t_{0u}$  προκύπτουν τελικά οι ακόλουθες αντίστοιχες σχέσεις

$$t_{Tu} = \frac{X}{V_1} \eta \mu (i_c - \theta) + \frac{2Z_u \sigma \nu i_c}{V_1} \quad (12)$$

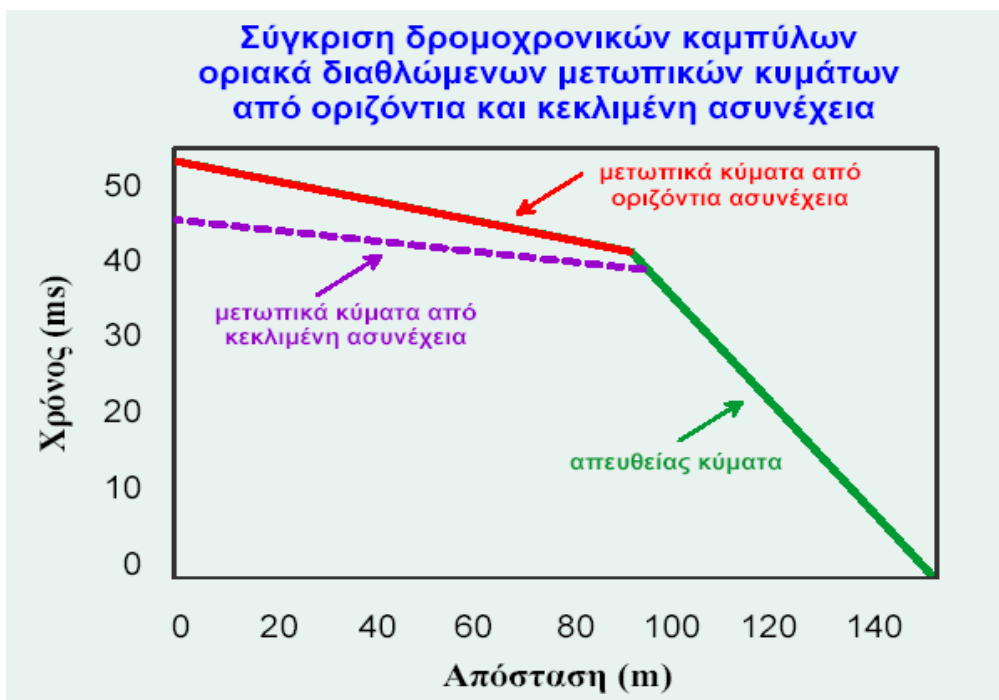
$$S_u = \frac{\eta \mu (i_c - \theta)}{V_1} = \frac{\eta \mu (i_c - \theta)}{V_2 \eta \mu i_c} \quad (13)$$

$$t_{0u} = \frac{2Z_u \sigma \nu i_c}{V_1} \quad (14)$$

Από τη σύγκριση του χρόνου διαδρομής  $t_{Tu}$  που παρέχεται από την (12) για την περίπτωση της κεκλιμένης ασυνέχειας με τον αντίστοιχο χρόνο για τη περίπτωση της οριζόντιας ασυνέχειας που παρέχεται από τη σχέση (7) προκύπτει ότι οι (12) και (7) διαφέρουν κατά το

παράγοντα  $\frac{\eta \mu (i_c - \theta)}{\eta \mu i_c}$  με τον οποίο είναι πολλαπλασιασμένος ο πρώτος προσθετός της

(12). Επειδή ο παράγοντας  $\frac{\eta \mu (i_c - \theta)}{\eta \mu i_c} < 1$  προκύπτει ότι ο χρόνος διαδρομής, στη περίπτωση που η επιφάνεια ασυνέχειας μεταξύ του στρώματος και του ημιχώρου κλίνει από αριστερά προς τα δεξιά και η πηγή βρίσκεται δεξιά (down dip) από τους δέκτες, είναι μικρότερος του αντίστοιχου χρόνου για την οριζόντια ασυνέχεια. Οι χρόνοι διαδρομής από το κεκλιμένο στρώμα καθώς και οι χρόνοι που θα μετρούσαμε για οριζόντια ασυνέχεια φαίνονται στο παρακάτω διάγραμμα.



Σχήμα 104. Σύγκριση δρομοχρονικών καμπύλων οριακά διαθλώμενων μετωπικών κυμάτων από οριζόντια και κεκλιμένη ασυνέχεια

Οι απευθείας αφίξεις έχουν σχεδιαστεί με πράσινο και δεν επηρεάζονται από την κλίση του στρώματος. Το οριακά διαθλώμενο κύμα που παράγεται από το κεκλιμένο στρώμα όπως το βλέπουμε στην επιφάνεια έχει σχεδιαστεί με σκούρο κόκκινο. Αυτό που θα παρατηρούσαμε κατά μήκος μιας οριζόντιας ασυνέχειας έχει σχεδιαστεί με πορφυρό χρώμα. Το οριακά διαθλώμενο κύμα που παρατηρούμε στην επιφάνεια της Γης φτάνει σε όλο και μικρότερους χρόνους με αύξηση της απόστασης από την πηγή. Όπως και προηγουμένως, οι δρομοχρονικές καμπύλες αποτελούνται από τα ίδια ακριβώς συστατικά όπως αυτές που παίρνουμε πάνω από ένα επίπεδο στρώμα (δυο ευθύγραμμα τμήματα).

Αν ερμηνεύσουμε τα δεδομένα αυτά χωρίς άλλες πληροφορίες, θα προκύψουν τα παρακάτω συμπεράσματα:

- Δεν μπορούμε να συμπεράνουμε για τη κλίση της ασυνέχειας από το σχήμα της δρομοχρονικής καμπύλης. Τόσο στην περίπτωση της κεκλιμένης ασυνέχειας όσο και στην περίπτωση της οριζόντιας, η καμπύλη αποτελείται από δύο ευθύγραμμα τμήματα. Επομένως, το πιθανότερο είναι ότι θα ερμηνεύσουμε λανθασμένα τις παρατηρήσεις, σαν να προέκυψαν από μια απλή επίπεδη ασυνέχεια
- Μπορούμε να υπολογίσουμε την ταχύτητα του στρώματος από την κλίση της δρομοχρονικής καμπύλης της απευθείας αφίξης

Όταν χρησιμοποιούμε την κλίση της δρομοχρονικής καμπύλης του οριακά διαθλώμενου κύματος, υπολογίζουμε μια ταχύτητα για τον ημιχώρο η οποία είναι πολύ μεγάλη, και

Οι (9) και (13) γράφονται αντίστοιχα και ως

$$\eta\mu(i_c + \theta) = S_d V_1 \quad \text{ή} \quad i_c + \theta = \text{τοξ}\eta\mu(S_d V_1) \quad (15) \quad \text{και}$$

$$\eta\mu(i_c - \theta) = S_u V_1 \quad \text{ή} \quad i_c - \theta = \text{τοξ}\eta\mu(S_u V_1) \quad (16)$$

με πρόσθεση κατά μέλη των (15) και (16) προκύπτει τελικά ότι

$$i_c = \frac{1}{2} [\text{τοξ}\eta\mu(S_d V_1) + \text{τοξ}\eta\mu(S_u V_1)] \quad (17)$$

με αφαίρεση κατά μέλη των (15) και (16) προκύπτει τελικά ότι

$$\theta = \frac{1}{2} [\text{τοξ}\eta\mu(S_d V_1) - \text{τοξ}\eta\mu(S_u V_1)] \quad (18)$$

Τα  $S_d$  και  $S_u$  είναι οι κλίσεις των δευτέρων κλάδων των δρομοχρονικών καμπύλων που φαίνονται στα προηγούμενα διαγράμματα και συνεπώς είναι γνωστές ποσότητες δεδομένου ότι μπορούν να μετρηθούν από τις δρομοχρονικές καμπύλες. Η ταχύτητα  $V_1$  επίσης είναι γνωστή ποσότητα δεδομένου ότι προκύπτει από το αντίστροφο της κλίσης του πρώτου κλάδου των δρομοχρονικών καμπύλων. Κατόπιν αυτών οι σχέσεις (17) και (18) μας

$$\eta\mu i_c = \frac{V_1}{V_2}$$

παρέχουν την κλίση της ασυνέχειας και την ορική γωνία. Επειδή (νόμος του Snell) και η είναι ήδη υπολογισμένη, μπορούμε πλέον να υπολογίσουμε και την ταχύτητα  $V_2$ .

Οι χρόνοι συνάντησης  $t_{0d}$  και  $t_{0u}$  είναι γνωστοί από το σημείο που ορίζουν στον άξονα των χρόνων οι προς τα πίσω προεκτάσεις των δεύτερων κλάδων των δρομοχρονικών καμπύλων που προκύπτουν από τις εκρήξεις αριστερά και δεξιά του αναπτύγματος των γεωφώνων. Κατόπιν τούτων από τις σχέσεις (10) και (14) είναι πλέον δυνατόν να προσδιορίσουμε τις αποστάσεις (καθέτους)  $Z_d$  και  $Z_u$  των θέσεων των εκρήξεων μέχρι την κεκλιμένη ασυνέχεια. Πρέπει να διευκρινίσουμε ότι οι αποστάσεις  $Z_d$  και  $Z_u$  δεν εκφράζουν στη περίπτωση της κεκλιμένης ασυνέχειας τα βάθη μέχρι την ασυνέχεια όπως συνέβαινε με τη περίπτωση του οριζόντιου στρώματος. Εδώ τα βάθη μέχρι την κεκλιμένη ασυνέχεια κάτω από τις θέσεις των εκρήξεων εκφράζουν οι κατακόρυφες αποστάσεις  $h_d$  και  $h_u$  που φαίνονται στα αντίστοιχα σχήματα. Τα βάθη και είναι τελικά δυνατόν να προσδιορισθούν από τις αποστάσεις  $Z_d$  και  $Z_u$  μέσω των σχέσεων

$$h_d = Z_d \sigma \nu \theta \quad \text{και} \quad h_u = Z_u \sigma \nu \theta$$

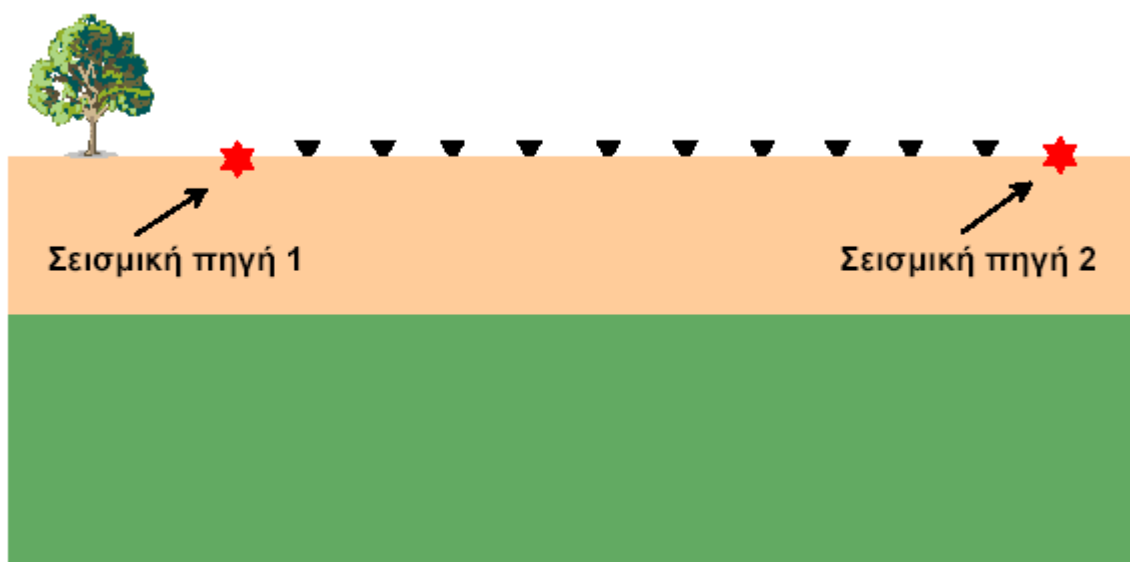
που τις συνδέουν.

### 12.5 Αναγνώριση των Κεκλιμένων Στρωμάτων

Στα προηγούμενα δύο κεφάλαια είδαμε ότι οι δρομοχρονικές καμπύλες που προκύπτουν πάνω από κεκλιμένα στρώματα έχουν το ίδιο σχήμα με αυτές που προκύπτουν πάνω από οριζόντια στρώματα. Μπορούμε από τις δρομοχρονικές καμπύλες να πούμε αν τα στρώματα είναι κεκλιμένα ή όχι;

Η απάντηση είναι ναι. Αν και η μορφή των καμπύλων είναι η ίδια, παρατηρούμε ότι η κλίση της δρομοχρονικής καμπύλης που ορίζεται από την διαθλώμενη άφιξη και τον χρόνο συνάντησης της διαθλώμενης άφιξης διαφέρει ανάλογα αν η πυροδότηση γίνεται προς το μέρος της ασυνέχειας που βαθαινει ή αντίστροφα.

Έστω ότι συλλέγουμε σεισμικές παρατηρήσεις διάθλασης πάνω από μία επίπεδη, οριζόντια επιφάνεια ασυνέχειας όπως φαίνεται στο επόμενο σχήμα.

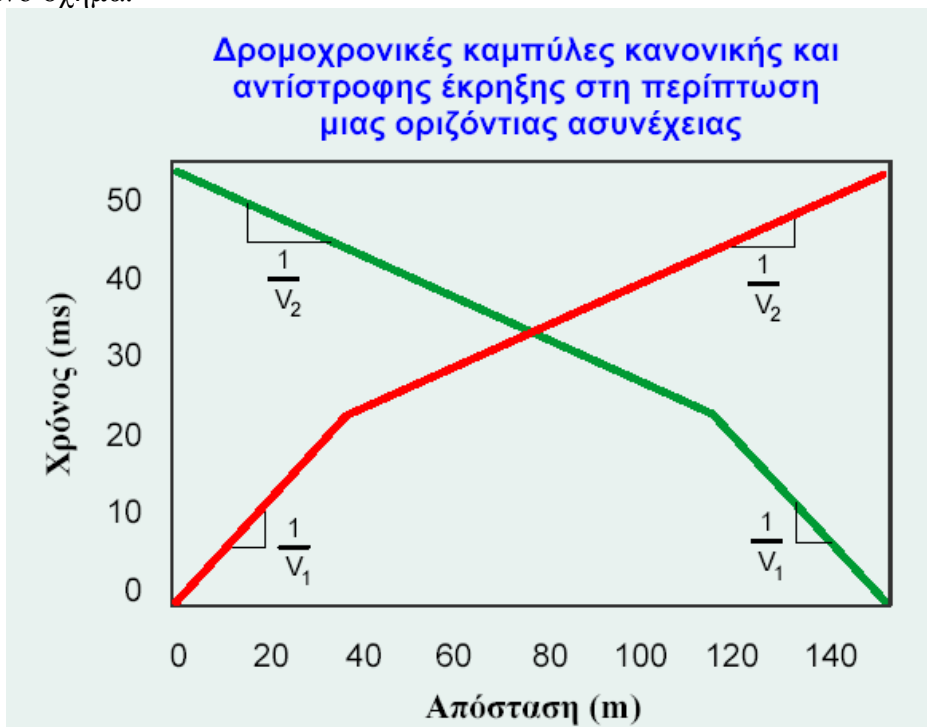


Σχήμα 105. Μέθοδος εύρεσης εάν ένα στρώμα είναι κεκλιμένο.

Τοποθετούμε μια σειρά γεωφώνων με ορισμένη απόσταση μεταξύ τους από δεξιά προς τα αριστερά όπως δείχνουν τα μαύρα βέλη. Μετά, τοποθετούμε την πηγή μας στα αριστερά της

γραμμής των γεωφώνων και μετράμε τους χρόνους διαδρομής. Στη συνέχεια, μετακινούμε την πηγή μας σε ίση απόσταση στα δεξιά της γραμμής των γεωφώνων και ξαναμετράμε τους χρόνους διαδρομής. Συγκρίνοντας τα δύο σετ δεδομένων, με τι περιμένουμε να μοιάζουν;

Στην συγκεκριμένη περίπτωση, δεδομένου ότι το στρώμα είναι οριζόντιο και οι αποστάσεις μεταξύ των δύο πηγών είναι οι ίδιες, αλλά απλά ανεστραμμένες, περιμένουμε οι δρομοχρονικές καμπύλες που παίρνουμε από κάθε πηγή να είναι πανομοιότυπες όταν σχεδιάζονται συναρτήσει της απόστασης πηγής-δέκτη αλλά αντίστροφες όταν σχεδιάζονται συναρτήσει της θέσης των γεωφώνων. Ένα διάγραμμα της δεύτερης περίπτωσης φαίνεται στο επόμενο σχήμα.

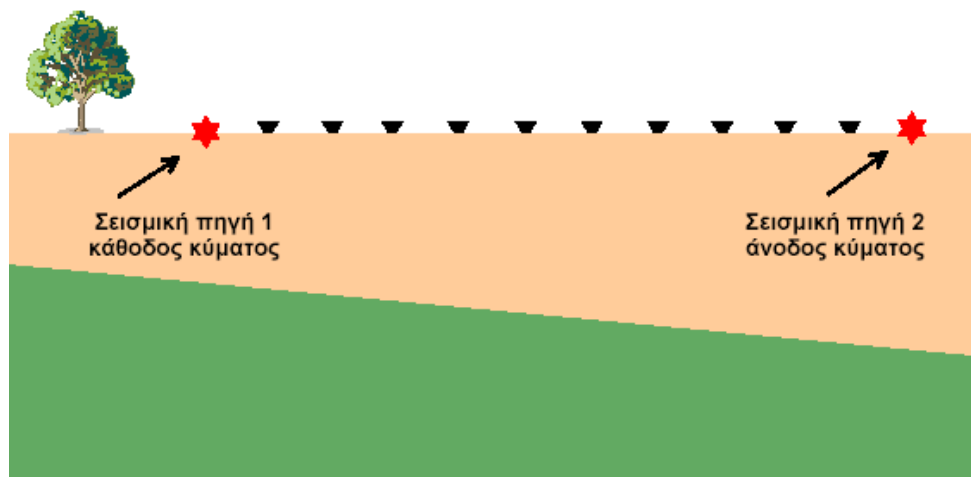


Σχήμα 106. Δρομοχρονικές καμπύλες κανονικής και αντίστροφης έκρηξης στην περίπτωση μιας οριζόντιας ασυνέχειας

Στο συγκεκριμένο παράδειγμα, η πρώτη πηγή βρίσκεται στη θέση των 0m, και η δεύτερη πηγή στη θέση των 150m. Επειδή η γεωμετρία του στρώματος είναι η ίδια κάτω από όλες τις πηγές και τους δέκτες, ανεξάρτητα από τη θέση στην οποία βρίσκονται, από τη στιγμή που οι αποστάσεις από την πηγή είναι σταθερές, οι δρομοχρονικές καμπύλες θα έχουν ακριβώς το ίδιο σχήμα.

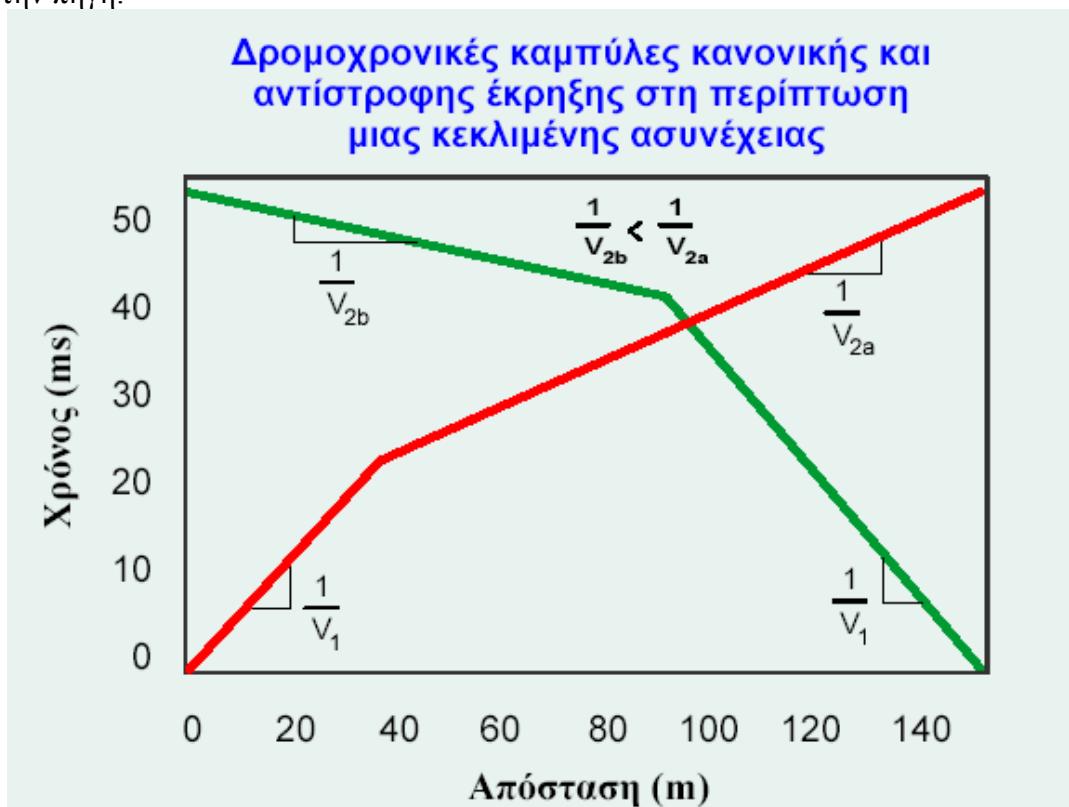
Έστω ότι πραγματοποιούμε το ίδιο πείραμα πάνω από ένα κεκλιμένο στρώμα όπως φαίνεται στο παρακάτω σχήμα.





Σχήμα 107. Μέθοδος ευρέσης εάν ένα στρώμα είναι κεκλιμένο.

Οι δρομοχρονικές καμπύλες που προκύπτουν στην περίπτωση αυτή δείχνονται παρακάτω. Υπενθυμίζουμε ότι στη περίπτωση, που η πυροδότηση γίνεται στο μέρος που η ασυνέχεια βαθιάνει (shooting down dip), η δρομοχρονική καμπύλη που ορίζει το οριακά διαθλώμενο κύμα από την επιφάνεια ασυνέχειας έχει κλίση μεγαλύτερη από  $1/V_2$  και χρόνο συνάντησης από τα οποία μπορούμε να υπολογίσουμε ένα βάθος μέχρι την ασυνέχεια μεγαλύτερο από το βάθος της ασυνέχειας κάτω από την πηγή. Στην αντίθετη περίπτωση (shooting up deep), η δρομοχρονική καμπύλη που ορίζει το οριακά διαθλώμενο κύμα από την επιφάνεια ασυνέχειας έχει κλίση μικρότερη από  $1/V_2$  και χρόνο συνάντησης από τα οποία μπορούμε να υπολογίσουμε ένα βάθος μέχρι την ασυνέχεια μικρότερο από το βάθος της ασυνέχειας κάτω από την πηγή.



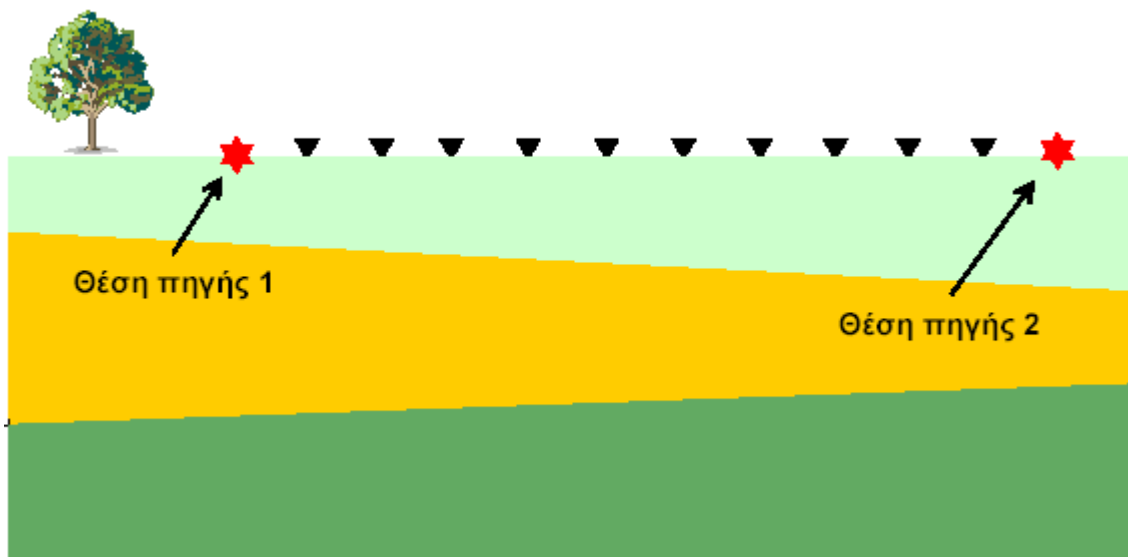
Σχήμα 108. Δρομοχρονικές καμπύλες κανονικής και αντίστροφης έκρηξης στη περίπτωση μιας κεκλιμένης ασυνέχειας.

Επομένως, συλλέγοντας παρατηρήσεις της διάθλασης σε δύο διευθύνσεις, μπορούμε να καθορίσουμε άμεσα αν τα υπόγεια στρώματα είναι κεκλιμένα ή όχι. Αν υπάρχουν κεκλιμένα στρώματα, οι δρομοχρονικές καμπύλες που παίρνουμε στις δύο διευθύνσεις δεν είναι πλέον αντικατοπτρικές.

## 12.6 Υπολογισμός της Κλίσης και του Βάθους από της Παρατηρήσεις της Διάθλασης

Παρόλο που μπορούμε να πάρουμε ακριβείς εκφράσεις από τις οποίες να υπολογίζουμε τα βάθη και τις κλίσεις πολλαπλών κεκλιμένων στρωμάτων από τις παρατηρήσεις των πρώτων αφίξεων, για τους σκοπούς μας, αρκεί να είμαστε σε θέση να υπολογίσουμε τις παραμέτρους αυτές από τις καταγραφές της υπαίθρου. Η διαδικασία για τον υπολογισμό των παραμέτρων αυτών που περιγράφεται στο κεφάλαιο αυτό ισχύει μόνο όταν τα στρώματα δεν έχουν πολύ μεγάλες κλίσεις.

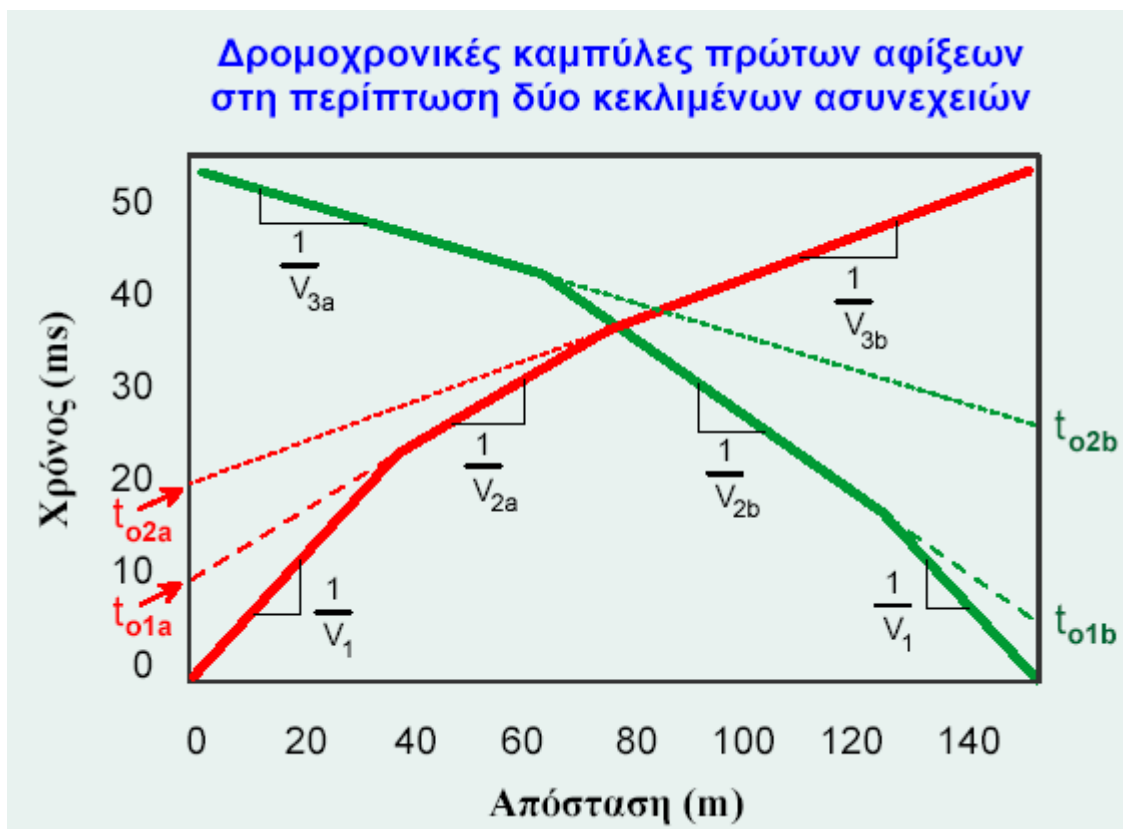
Όπως και στην περίπτωση των πολλαπλών οριζόντιων στρωμάτων, τα πολλαπλά κεκλιμένα στρώματα επίσης παράγουν οριακά διαθλώμενα κύματα τα οποία φτάνουν στην επιφάνεια και από τα οποία μπορεί να καθοριστεί η υπόγεια δομή της Γης. Οι ίδιες προειδοποιήσεις (ή περιορισμοί) ισχύουν και στην περίπτωση αυτή σχετικά με τις δομές αυτές που δεν γίνεται να προκύψουν από τις παρατηρήσεις των πρώτων αφίξεων.



Σχήμα 109. Περίπτωση των πολλαπλών κεκλιμένων στρωμάτων

## 12.7 Θέση πηγής 2

Επομένως, γενικά, δομές της Γης όπως η παραπάνω παράγουν δρομοχρονικές καμπύλες όπως αυτές του παρακάτω σχήματος από τις οποίες μπορούν να υπολογιστούν τα βάθη και οι κλίσεις κάθε στρώματος. Και πάλι, για να αναγνωρίσουμε την παρουσία των κεκλιμένων στρωμάτων, πρέπει να συλλέξουμε δεδομένα από εκρήξεις σε δύο διευθύνσεις. Παρατηρούμε ότι στο συγκεκριμένο παράδειγμα, η επίδραση της κλίσης στους μετρούμενους χρόνους διαδρομής είναι μάλλον ανεπαίσθητη. Κάθε στρώμα στο μοντέλο αυτό κλίνει κατά μισό βαθμό.



Σχήμα 110. Δρομοχρονικές καμπύλες πρώτων αφίξεων στη περίπτωση δύο κεκλιμένων ασυνεχειών.

Αν οι κλίσεις είναι μικρές μπορούμε να εκτιμήσουμε τη δομή κάτω από κάθε πηγή δεχόμενοι ότι οι κλίσεις είναι ίσες με μηδέν και χρησιμοποιώντας τις εξισώσεις που έχουμε ήδη εξετάσει. Αφού το κάνουμε αυτό για κάθε πηγή, μπορούμε τότε να υπολογίσουμε την κλίση κάθε στρώματος. Η διαδικασία που ακολουθείται για το σκοπό αυτό περιλαμβάνει τα ακόλουθα:

- Καθορισμό της κλίσης κάθε ευθύγραμμου τμήματος στις δρομοχρονικές καμπύλες και των δύο πηγών
- Οι κλίσεις των πρώτων κλάδων των δύο δρομοχρονικών καμπυλών πρέπει να είναι ίσες μεταξύ τους και να έχουν τιμή ίση με  $1/V_1$
- Για τα τμήματα των δρομοχρονικών που αντιπροσωπεύουν την διαθλώμενη άφιξη, υπολογισμός του μέσου όρου των κλίσεων της διαθλώμενης άφιξης που ταξιδεύει προς το ανερχόμενο μέρος της ασυνέχειας (up dip) και της διαθλώμενης άφιξης που ταξιδεύει προς το κατερχόμενο (down dip) σε κάθε διαθλαστήρα. Αυτό απαιτεί να αναγνωρίσουμε στις δρομοχρονικές καμπύλες τα τμήματα της καμπύλης που προέρχονται από την ίδια ασυνέχεια. Στη συγκεκριμένη περίπτωση, θα υπολογίζαμε το μέσο όρο των κλίσεων των δύο κόκκινων ευθύγραμμων τμημάτων ( $1/V_{2a}$  και  $1/V_{2b}$ ) και των κλίσεων των δύο μοβ ευθύγραμμων τμημάτων ( $1/V_{3a}$  και  $1/V_{3b}$ ). Στον υπολογισμό αυτό χρησιμοποιούμε την απόλυτη τιμή της κλίσης
- Υπολογίζουμε την τιμή των  $V_2$  και  $V_3$  χρησιμοποιώντας το αντίστροφο του μέσου όρου που υπολογίσαμε στο προηγούμενο βήμα

Χρησιμοποιώντας τις ταχύτητες αυτές, τους χρόνους συνάντησης σε κάθε πηγή ( $t_{01a}$  και  $t_{02a}$  για την πηγή στα αριστερά και  $t_{01b}$  και  $t_{02b}$  για την πηγή στα δεξιά) μπορούμε από τις εξισώσεις που είδαμε προηγουμένως να υπολογίσουμε το βάθος κάθε στρώματος κάτω από κάθε πηγή. Από τα βάθη αυτά και γνωρίζοντας την απόσταση που χωρίζει τις δύο πηγές, υπολογίζουμε την κλίση κάθε στρώματος.

## **ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ**

Thomas M. Boyd, 1999, Introduction to Geophysical Exploration  
[http://www.mines.edu/fs\\_home/tboyd/GP311](http://www.mines.edu/fs_home/tboyd/GP311)

D. S. Parasnis 1979, Principles of Applied Geophysics, London, Chapman and Hall

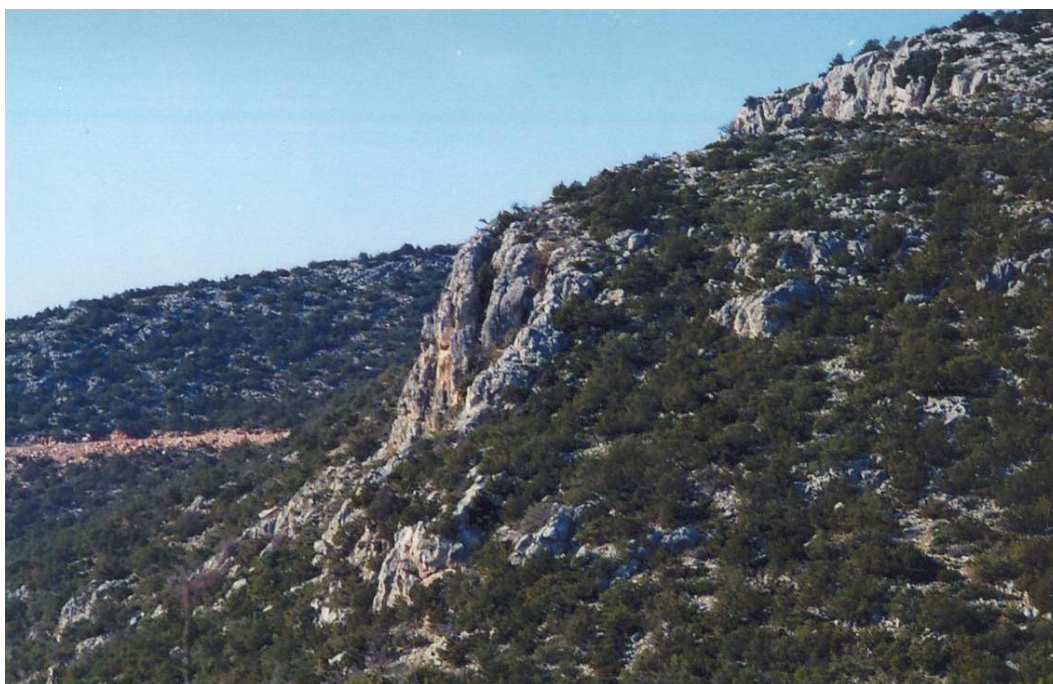
D. H. Griffiths and R. F. King, 1976, Applied Geophysics For Engineers and Geologists, Pergamon Press

W. M. Telford, L. P. Geldart, R. E. Sheriff and D. A. Keys, 1976, Applied Geophysics, Cambridge University Press

## ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΟ ΜΕΡΟΣ

### 1.ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η παρούσα τεχνική έκθεση περιγράφει τον τρόπο διεξαγωγής και τα αποτελέσματα της γεωφυσικής διασκόπησης η οποία πραγματοποιήθηκε στην είσοδο του αιολικού πάρκου του Σερβουνίου. Το έργο βρίσκεται περίπου 4 χιλιόμετρα Δυτικά-Βορειοδυτικά του χωριού Αμαρύνθου στην Νότιο-Κεντρική Εύβοια.



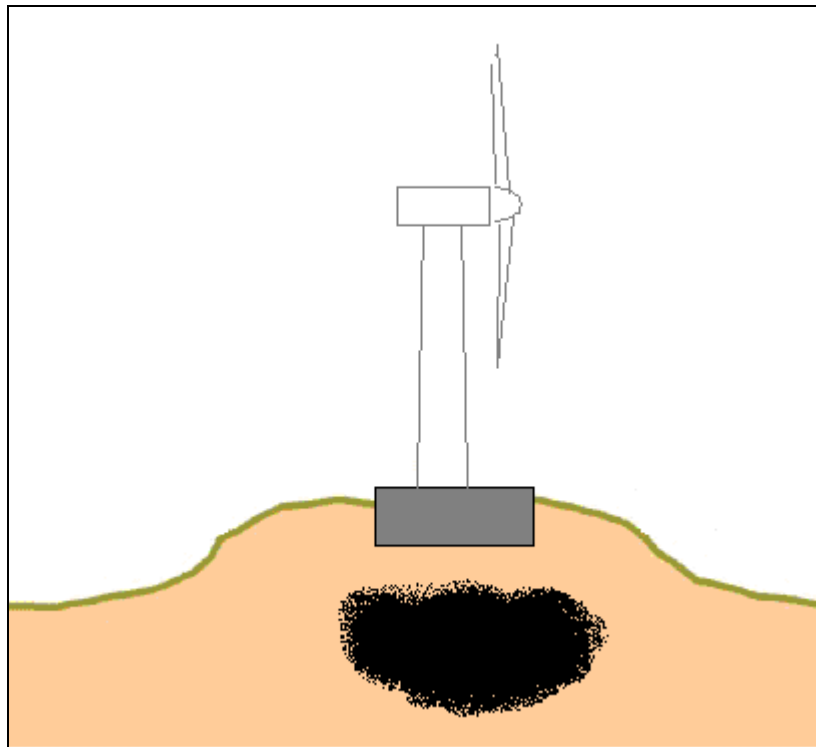
Σχήμα 111. Μεχρι σε αυτό το σημείο έφθανε ο δρόμος.



Σχήμα 112. Περιοχή στην οποία διεξήχθησαν τα πειράματα.

## 1.1 Σκοπός

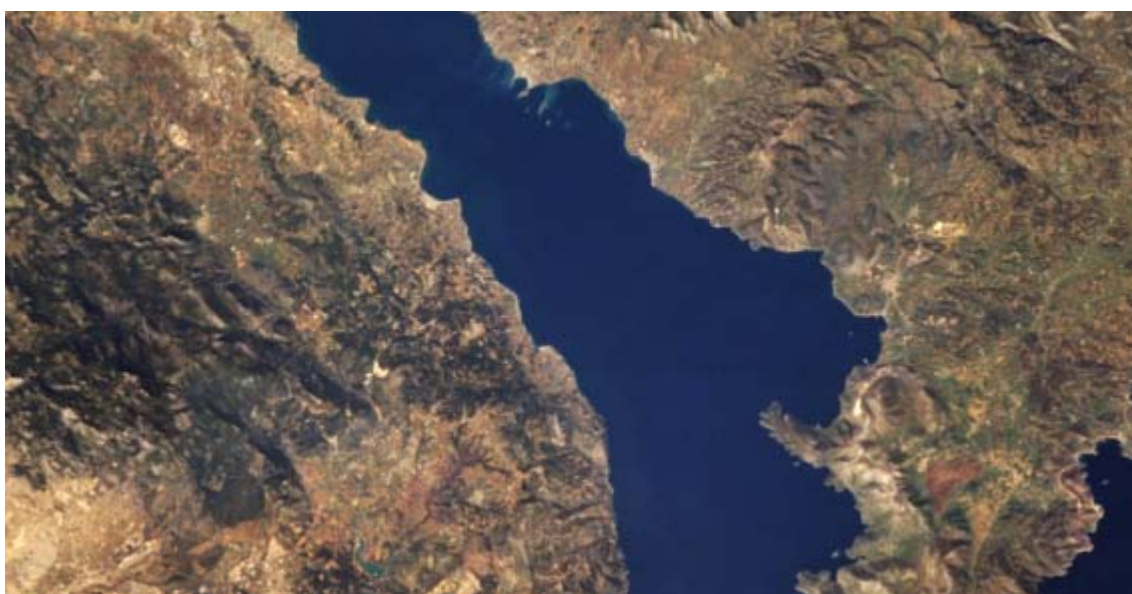
Στόχος της παρούσας έρευνας είναι ο καθορισμός της γεωφυσικής δομής στην περιοχή θεμελίωσης με σκοπό τον προσδιορισμό των γεωλογικών, τεκτονικών και γεωτεχνικών χαρακτηριστικών της περιοχής θεμελίωσης. Ειδικότερα, η γεωφυσική δομή μελετήθηκε κάνοντας χρήση ηλεκτρικών μεθόδων διασκόπησης και συγκεκριμένα με την εφαρμογή της ηλεκτρικής τομογραφίας υψηλής διακριτικής ικανότητας. Με τον τρόπο αυτό εντοπίστηκαν διάφοροι γεωφυσικοί - γεωλογικοί σχηματισμοί οι οποίοι παρουσιάζουν διαφορετικές τιμές αντιστάσεων.



Το ζητούμενο σε αυτήν την μελέτη ήταν η εύρεση εγκύλων στην περιοχή θεμελίωσης για τον απλό λόγο ότι η είδη μεγάλη βάση της ανεμογεννήτριας που για να θεμελιώσει των πυλώνων απαιτεί 200κυβικά μπετό, εάν λοιπόν υπάρχει κάποιο έγκυλο κάτω από αυτή τότε μπορεί και να διπλασιαστεί το κόστος θεμελίωσης. Επίσης στην περίπτωση που θεμελιωθεί η ανεμογεννήτρια και υπάρχει κάποιο μεγάλο έγκυλο μπορεί μετά από λίγο χρονικό διάστημα το έδαφος να μην μπορεί να συγκρατήσει το τεράστιο φορτίο, λόγω της διάβρωσης του εδάφους και τον ταλαντώσεων που πιθανόν να δέχεται από τον άνεμο. Οπότε είναι πιθανόν να συμβεί το φαινόμενο του συντονισμού που τα αποτελέσματα του είναι γνωστά.



Σχήμα 113. Δορυφορική φωτογραφία της Νοτιοκεντρικής Εύβοιας



Σχήμα 114. Δορυφορική φωτογραφία.





Σχήμα 115. Στην φωτογραφία αυτή είναι εμφανής κάποιες κατοικημένες περιοχές.



Σχήμα 116. Εστίαση στην περιοχή στην οποία πραγματοποιήθηκαν τα πειράματα

Στις παραπάνω δορυφορικές φωτογραφίες εστιάζονται στην περιοχή όπου έγιναν τα πειράματα. Στην τελευταία φωτογράφια φαινονται ξεκάθαρα κάποιες από τις πιο πυκνοκατοικημένες περιοχές, που δρουν σαν σημεία αναφοράς.

## 1.2 Καταγραφή καρστικής πηγής

Πρέπει να αναφερθεί ότι στη περιοχή κατασκευής του αιολικού πάρκου έχουν προηγηθεί πληθώρα μελετών για τον προσδιορισμό των γεωλογικών, υδρογεωλογικών και περιβαλλοντικών στοιχείων της περιοχής. Παρακάτω φαίνονται τα αποτελέσματα τις έρευνας που πραγματοποιήθηκε από τον καθηγητή ΣΤΕΦΑΝΟ Δ. ΣΚΑΓΙΑ και δημοσιεύτηκαν στο βιβλίο ΑΠΟΓΡΑΦΗ ΚΑΡΣΤΙΚΩΝ ΠΗΓΩΝ ΤΟΥ ΥΔΑΤΙΚΟΥ ΔΙΑΜΕΡΙΣΜΑΤΟΣ ΤΗΣ ΑΝΑΤΟΛΙΚΗΣ ΕΛΛΑΔΑΣ (ΝΟΜΟΣ ΕΥΒΟΙΑΣ το οποίο εκδόθηκε από το ΙΓΜΕ (Αθήνα 1986)

### ΠΗΓΗ ΚΑΛΑΜΙ ΤΣΙΡΛΟΝΕΡΙ

**A.M 07/16**

**ΗΜΕΡ.22/05/79**

**Θέση:** Οι πηγές αυτές αναβλύζουν 3,5 χλμ περίπου Δυτικά του Αλιβερίου στις ακτές του όρμου Καλαμακίου και ανήκουν διοικητικά στην Κοινότητα Αγ.Ιωάννη.

### Χαρακτηρισμός της πηγής

Πρόκειται για συγκρότημα παράκτιων και υποθαλάσσιων υφάλμυρων καρστικών πηγών των Περμικών Ασβεστόλιθων.

ΑΝΑΒΛΗΣΗ	ΡΟΗ	ΥΔΡΟΜΑΣΤΕΥΣΗ	ΧΡΗΣΗ
Διάσπαρτη	Συνεχής	Ανύπαρκτη	Ανεκμετάλλευτη

ΠΑΡΟΧΗ (m<sup>3</sup>/h) : 500 m<sup>3</sup>/h

ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ ΝΕΡΟΥ (°C) : 17,4 °C

ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ ΑΕΡΑ (°C) : 22,0 °C

### Χημική ανάλυση

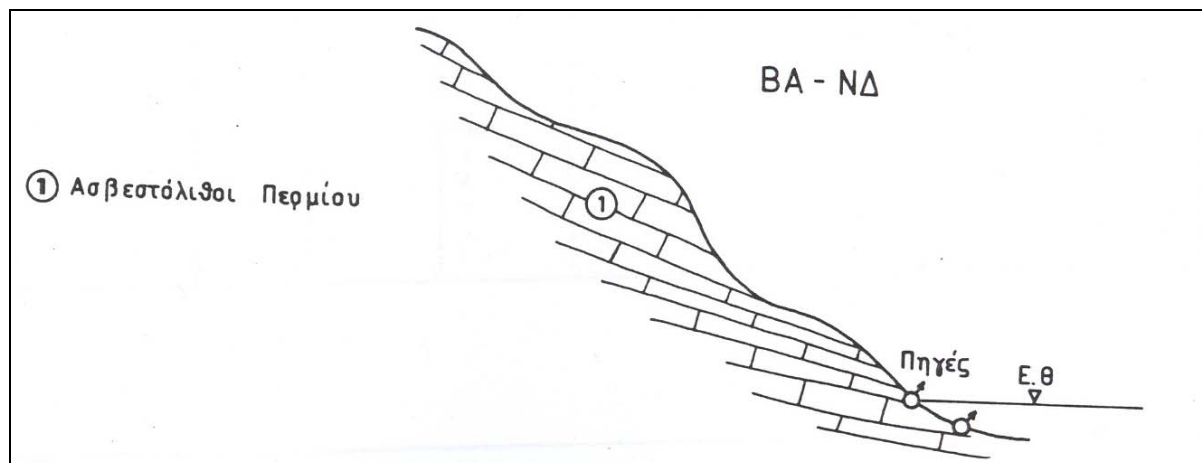
Ca<sup>++</sup> 297                      Mg<sup>++</sup> 477                      Na<sup>+</sup> 4163                      K<sup>+</sup> 183

HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> 307                      SO<sub>4</sub><sup>--</sup> 1068                      Cl<sup>-</sup> 7553                      NO<sub>3</sub><sup>-</sup> 4,3

Όλες οι παραπάνω μονάδες σε mg/lit

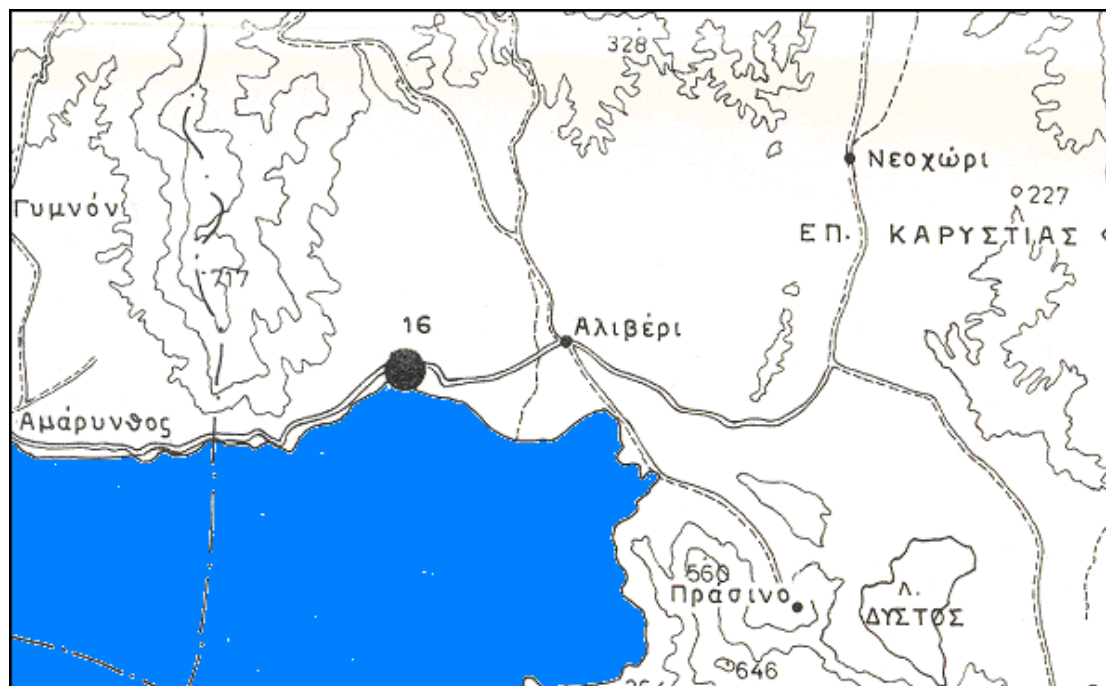
FHT 270                      Ph 7,3                      TDS 14057                      N

**Σχηματική γεωλογική τομή**



Σχήμα 117. Σχηματική γεωλογική τομή

Στον σχήμα 118 βλέπουμε την περιοχή στην οποία βρίσκεται η πηγή καρστικών.



Σχήμα 118. Χάρτης στον οποίο φαίνεται η πηγή καρστικών με την μεγάλη μαύρη κουκίδα και πόσο κοντά είναι αυτή στην περιοχή ενδιαφέροντος

Παρακάτω βλέπουμε το υπόμνημα του χάρτη στο σχήμα 119 που χαρακτηρίζει το είδος της πηγής.

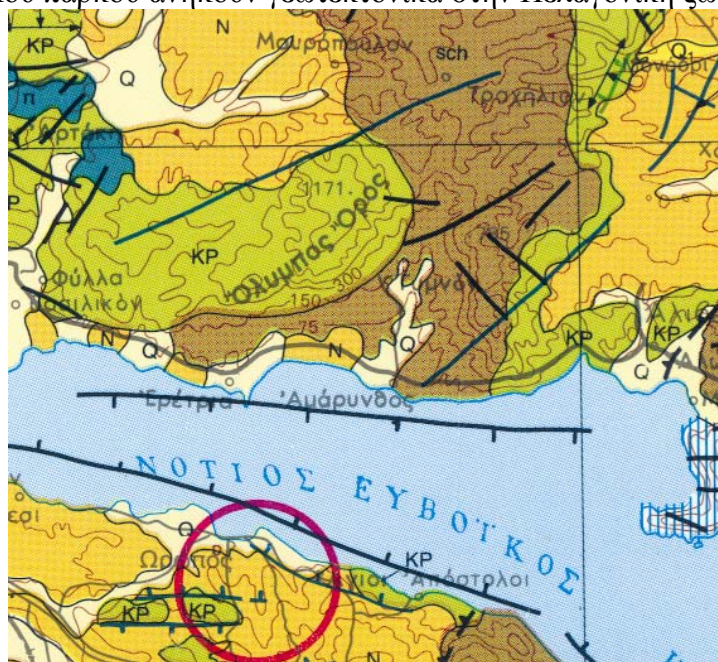
ΠΑΡΟΧΗ m <sup>3</sup> /h	ΠΕΡΙΕΚΤΙΚΟΤΗΤΑ ΣΕ Cl <sup>-</sup> mgr/lit (P.P.m)	ΠΕΡΙΟΔΙΚΑ ΥΦΑΛΜΥΡΣ	
⊙ < 30	⊙ < 350	⊙ Μέγιστη περιεκτικότητα σε Cl <sup>-</sup> μέχρι 1500 p.p.m.	⊙ Μόνιμη
⊙ 30 - 100	⊙ 350-1500	⊙ Μέγιστη περιεκτικότητα σε Cl <sup>-</sup> μέχρι 3000 p.p.m.	⊙ Διαλείπουσα
⊙ 100 - 1000	⊙ 1500 - 3000	⊙ Μέγιστη περιεκτικότητα σε Cl <sup>-</sup> μέχρι 5000 p.p.m.	⊙ Υποθαλάσσια
⊙ > 1000	⊙ 3000-5000	⊙ Μέγιστη περιεκτικότητα σε Cl <sup>-</sup> > 5000	⊙ Συγκρότημα πηγών.

Σχήμα 119. Υπομνημα του παραπάνω χάρτη όπου έπεξηγει το μέγεθος της πηγής καρστικών. Το υπομνημα όπως και ο χάρτης προέρχονται από το βιβλίο ΑΠΟΓΡΑΦΗ ΚΑΡΣΤΙΚΩΝ ΠΗΓΩΝ ΤΟΥ ΥΔΑΤΙΚΟΥ ΔΙΑΜΕΡΙΣΜΑΤΟΣ ΤΗΣ ΑΝΑΤΟΛΙΚΗΣ ΕΛΛΑΔΑΣ του καθηγητή Στ Δ. Σκάγια.

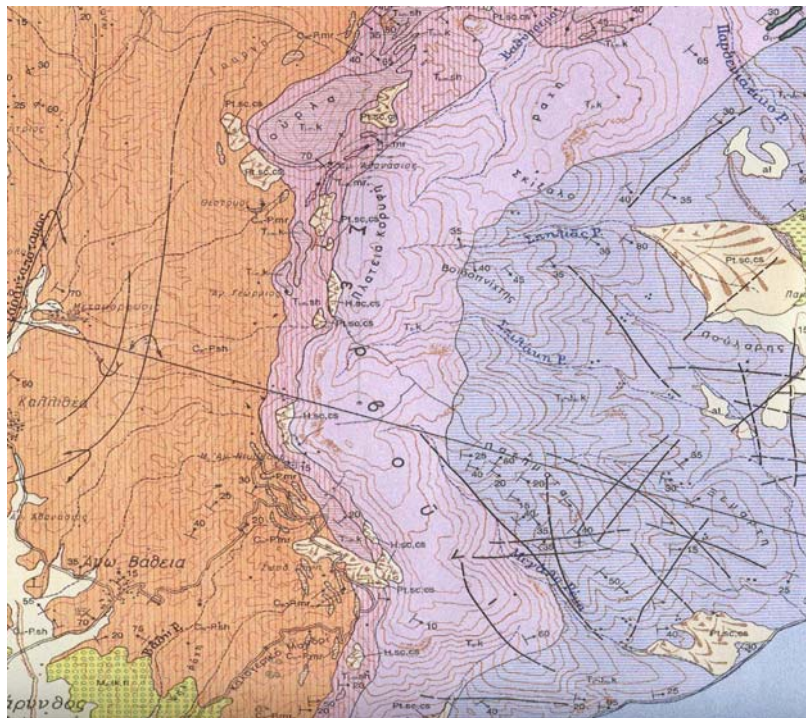
### 1.3 Γενικά Στοιχεία Περιοχής Έρευνας

Σκοπός της εργασίας αυτής είναι ο προσδιορισμός της κατανομής των ηλεκτρικών αντιστάσεων και του έμμεσου προσδιορισμού των αντίστοιχων ελαστικών ιδιοτήτων καθώς και των παχών των σχηματισμών του υπεδάφους στην ευρύτερη περιοχή θεμελίωσης. Κύρια έμφαση δόθηκε στις ιδιότητες των βασικών γεωλογικών σχηματισμών οι οποίοι είναι πολύ κοντά στην είσοδο του αιολικού πάρκου. Για το σκοπό αυτό πραγματοποιήθηκαν δύο κάθετες τομές - μετρήσεις γεωηλεκτρικής τομογραφίας στην είσοδο του αιολικού πάρκου Σερβουνίου.

Η θέση του αιολικού πάρκου ανήκουν γεωτεκτονικά στην Πελαγονική ζώνη.



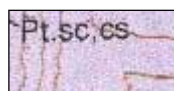
Σχήμα 120. Γεοτεκτονικός χάρτης της εν λόγω περιοχής.



Σχήμα 121. Γεωλογικός χάρτης της περιοχής ενδιαφέροντος

Ειδικότερα οι πετρογραφικές ενότητες που δομούν την ευρύτερη περιοχή εγκατάστασης του αιολικού πάρκου είναι:

## ΥΠΟΜΝΗΜΑ



### Ασβεστόλιθοι Κακιάς Σκάλας

Λευκοί έως υπόλευκοι, κατά θέσεις ροδόχρωμοι και προς τα ανώτερα μέλη τους τέφροι, παχυστρωματώδεις έως άστρωτοι, κρυσταλλικοί, αβαθούς θάλασσας, καρστικοί και τοπικά λατυτοπαγείς. Αποτελούν, σχεδόν πάντοτε, το κατώτερο τμήμα της με μεγάλο πάχος ανωτριάδικης-μεσοιουρασικής ανθρακικής σειράς που δομή τη μεταξύ Αλιβερίου και Αμαρύνθου σειρά.

Απολιθώματα: *Megalodon*, *Pinnidae*, Φύκη και πολλά θραύσματα μακροαπολιθωμάτων που προέρχονται κυρίως από *Megalodontidae*.

Ηλικία: Ανωτερό τριαδικό

Πάχος: Από 0m έως 300m



### Ασβεστόλιθοι Αλιβερίου

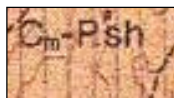
Σκούροτεφροι έως τεφρομέλανες, μεσωστρωματώδεις και κατά θέσεις λεπτοστρωματώδεις, μικροκρυσταλλικοί και γενικά μονότονης ιζηματογεννεσης. Συνήθως φέρνουν κονδύλους και διαστρώσεις τεφρών πυριτόλιθων και χαρακτηριστικά στρωματίδια λευκότεφρουδολομιτικού υλικού που εναλλάσσονται με στρωματίδια ασβεστολιθικά. Συχνά

με παρεμβολές δολομητικών ασβεστολίθων, συνήθως σημαντικού πάχους. Επίσης σε αυτούς κατά θέσεις περιλαμβάνονται, τεκτονικά σώματα υπερβασικών πετρομάτων συνήθως μικρών διαστάσεων.

Απολιθώματα: -

Ηλικία: πιθανή ανωτριάδική – μεσοιουρασική

Πάχος: 700m περίπου



### Κλαστική σειρά (Cm-P.sh)-Κρυσταλλικοί Ασβεστόλιθοι (Cm-P.mr)

Κλαστική σειρά Cm-P.sh μεγάλου πάχους από εναλλασσόμενους αργηλικούς, σειριτικούς-μοσχοβιτικούς, γλωριτικούς και αρκοζικούς σχιστόλιθους χρώματος κυρίως υποπράσινου, φυλλίτες και λεπτόκοκκους έως και χονδρόκοκκους ψαμμίτες και γραουβάκες. Απαντώνται επίσης παρεμβολές ψηφιδοπαγών και κροκαλολατυποπαγών με κροκαλολατύπες κατά κανόνα χαλαζιακές, κυρίως στα βαθύτερα μέλη με πολλές φλέβες λευκού χαλαζία. Επίσης παρεμβάλλονται φακοειδείς ενστρώσεις μικρού πάχους **κρυσταλλικών ασβεστολίθων (Cm-P.mr)** χρώματος τέφρου έως και τεφρομέλανος με μικροπανίδα κυρίως του Μέσου-Ανωτέρου Λιθανθρακοφόρου.

Δεχόμαστε ότι στη σειρά αυτή συμμετέχουν και περμικοί σχηματισμοί χωρίς ανθρακικές ενστρώσεις. Η σειρά αυτή των κλαστικών σχηματισμών έχει υποστεί μια χαμηλού βαθμού μεταμόρφωση και βρισκείται με ασυμφωνία επίκλισης πάνω στο προνεοπαλαιζωικής ηλικίας κρυσταλλικό υπόβαθρο, το οποίο εμφανίζεται στο εκτός του φύλου περιοχή. Οι νέο παλιζωικοί σχηματισμοί της περιοχής του φύλου (τμήμα Εύβοιας) δομούν, στο σύνολό τους μια μεγάλη αντικλινική πτυχή, η οποία στην μεταξύ Ερέτριας και Ολύμπου περιοχή έχει διεύθυνση άξονα Α-Δ και είναι όρθια, ενώ ανατολικότερα, μεταξύ Ολύμπου και Σερβουνίου, εξελίσσεται σε ένα μεγάλο πλάγιο αντικλινόριο με διεύθυνση Β-Ν και ώθηση προς τα δυτικά.

Σε ασβεστολιθικούς φακούς της κλαστικής νεοπαλαιζωικής αυτής σειράς (περιοχές Θαρουνίων, Παναγιάς – Καστράκι, Μονής Αγίου Νικολάου Βάθειας) βρέθηκε η παρακάτω μικροπανίδα του Μεσου-Ανώτερου Λιθανθρακοφόρου, που προσδιορίστηκε από την Dr. G. BIZON.

Μέγιστο ορατο πάχος: 1000m περίπου.

**Εναλλασσόμενα αργιλοψαμμιτικά πετρώματα με κοίτες βασικών εκρηξιγεννών πετρωμάτων (T<sub>1</sub>.m.sh) και ποικίλου πάχους ενστρώσεις ασβεστολίθων (T<sub>1</sub>.m.k) και (T<sub>1</sub>.m.mr):** Αναλυτικότερα στην σειρά αυτή περιλαμβάνονται:

**Αργιλοψαμμιτικά πετρώματα:** Είναι κυρίως κλαστικά ιζήματα ρηχής θάλασσας, όπως λεπτόκοκκοι και χονρόκοκκοι σερικιτικοί ψαμμίτες, γραουβάκες, αργηλικοί σχιστόλιθοι, φυλλίτες, σερικιτικοί και γλωριτικοί σχιστόλιθοι και μερικές φορές ψηφιδοπαγή και κροκαλοπαγή με κροκαλολατύπες κυρίως χαλαζιακές, ποικίλου μεγέθους. Τα κλαστικά αυτά πετρώματα συνοδεύονται κατά θέσεις από κερατόλιθους που φιλοξενούν μικρές εμφανίσεις μαγγανιούχου μεταλλεύματος.



### Εκρηξιγενή πετρώματα

Εκρηξιγενή πετρώματα: απαντώνται με μορφή κοιτών μέσα στα αργηλοψαμμιτικά πετρώματα, σ'ολοκληρο σχεδόν το στρωματογραφικό τους πάχος και κυρίως στα ανώτερα μέλη τους. Πρόκειται για υποθαλάσσιες εκχύσεις βασικού μάγματος που έλαβαν χώρα συγχρόνως με την απόθεση των αργηλοψαμμιτικών ιζημάτων. Είναι κυρίως βασάλτες, έντονα εξαλλοιωμένοι σχεδόν εξολοκλήρου σε ιλλίτη, κατά κανόνα σχηματοποιημένοι, χρώματος ιώδους ή υποπρασίνου και συχνά με σπηλιτική υφή. Το πάχος των κοιτών αυτών κοιμίνεται από λίγα μέχρι και αρκετές δεκάδες μέτρα και σε μερικές περιπτώσεις μέχρι και 200m.



**Ασβεστόλιθοι (T<sub>1</sub>.m.k)**

Ασβεστόλιθοι (T<sub>1</sub>.m.k): απαντώνται με μορφή ενστρώσεων κατά κανόνα φακοειδών, που παρεμβάλλονται σ'ολοκληρο το στρωματογραφικό εύρος των αργιλοψαμμιτικών σχηματισμών. Έχουν πάχος κυμαινόμενο από λίγα έως και 100m και σε μερικές περιπτώσεις έως και 200m. Είναι ασβεστόλιθοι κυρίως ανοικτότεφροι έως σκοτεινότεφροι, πολλές φορές κερασέρυθροι, γνωστοί στο εμπόριον των «μαρμάρων» με το όνομα «Μάρμαρα Ερέτριας» (T<sub>1</sub>.m.mg). Οι τελευταίοι έχουν υπόστει έντονη εκμετάλευση στην περιοχή Ερέτριας-Γυμνού. Πρόκειται για τους κερασέρυθρους ασβεστόλιθους που είναι καταθέσεις κονδυλόδεις με πολλά φλεβίδια ασβεσίτη και μικρούς αμμωνίτες και filaments.

Οι ασβεστόλιθοι των ενστρώσεων της εν λόγω σειράς είναι συνήθως λεπτοκρυσταλλικοί, συχνά με κοινδύλους και διαστρώσεις πυριτολίθων, μεσοστρωματώδεις έως παχυστρωματώδεις και μερικές φορές συνοδεύονται από μικρές εμφανίσεις μαγγανιούχου μεταλλεύματος. Σε αρκετές περιπτώσεις οι ανθρακικές αυτές ενστρώσεις στο συνολό τους ή, εν μέρει είναι, δολομίτες ή δολομιτικοί ασβεστόλιθοι. Στους σχηματισμούς της εν λόγω σειράς απαντώνται επίσης κατά θέσεις διάφορες ανθρακικές μάζες που κατά πάσα πιθανότητα έχουν τοποθετηθεί μέσα στους σχηματισμούς αυτούς με μορφή ολιστολίθων κατά το χρόνο της ιζηματογένεσής τους. Η σχέση των σχηματισμών της σειράς αυτής με τους υποκείμενους νεοπαλαιοζωικούς σχηματισμούς (C<sub>m</sub>-P.sh) είναι κατά κανόνα σχέση στρωματογραφικής ασυμφωνίας στις ασβεστολιθικές ενστρώσεις τις εν λόγω σειράς βρέθηκε η παρακάτω μικροπανίδα.

*Meadrospira pusilla* (HO) *Involutina sinuosa oberhausen* (SALAJ), *Angulodiscus communis* KRISTAN, *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY-DEVIDE et PANTIC  
*Intolutina* sp., *Clontospirella* sp., *Clomospira* sp., *Vodosaria* sp., *Agniathammuna* (?) sp., *Ammodiscus* sp., *Ammodiscidae* sp., *Duostominidae*, *Lagenidae*, *Filaments*, *Ostracods*, fragments of *echionoderms* and *gastropods*.

Επίσης βρέθηκαν τα παραπάνω κωνόδοντα από προσδιορίστικαν από τον Dr. G. KAUFFMAN

*Neospathodus triangularis* (BENDER)

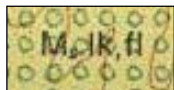
το οποίο χαρακτηρίζει το Ανώτερο Σκύθιο και

*Glaudiogondollela* sp., *tethvais* (HUCKRIEDE), *Neogondollela exeisa* (MOSHER), *Neogondollela naviculla* (HUCKRIEDE)

τα οποία χαρακτηρίζουν το Μέσο Ανίσιο-Λαδίνιο

Ηλικία σειράς: Κατώτερο-Μέσο Τριαδικό

Συνολικό πάχος: Εώς και 300m περίπου.

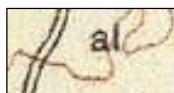


### Λιμναίες και ποταρχερσαίες αποθέσεις

Λιμναίες και ποταρχερσαίες αποθέσεις: μικρού πάχους, από εναλασσόμενα κροκαλοπαγή, κροκαλολατυτοπαγή, ψαμμίτες, αμμούχες, μάργες, καστανέρυθρους πυλούς και αργιλοαμμώδη υλικά, που στο σύνολο τους κατά πάσα πιθανότητα, συνιστούν σχηματισμούς των παρυφών της προς Νότιο Ευβοικό Κόπλο προέκτασης της μεγάλης λιμναίας ανωμειοκαινικής λεκάνης Θηβών-Τανάγρας-Ωροπού.

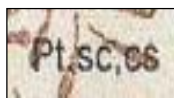
Πιθανή ηλικία: Ανωμειοκαινική

Ορατό πάχος: 50m περίπου



### Προσχωματικές αποθέσεις

Προσχωματικές αποθέσεις: σε ποταμοκοιλιάδες ανοικτές προς την θάλασσα ή σε μικρές εσωτερικές λεκάνες κυρίως από χαλαρά καστανόχρωμα αργιλοαμμώδη υλικά με διάσπαρτες κροκαλολατύπες και καταθέσεις, με παρεμβολές χαλαρών κροκαλολατυτοπαγών, ασύνδετα υλικά, από άμμους και κρυσταλλολατύπες στις κοίτες των χειμάρων, ερυθρογή: με διάσπαρτες κροκαλολατύπες, υλικά χειμάρων αναβαθμίδων: μικρου ύψους και παρακτιοι σχηματισμοί: από άμμους, κροκάλες και συνεκτικούς ψαμμίτες (beach rocks)



### Παλαια πλευρικά κορήματα και κώνοι κορημάτων

Παλαια πλευρικά κορήματα και κώνοι κορημάτων από ανδρομερή γωνιώδη στοιχεία, ποικίλου μεγέθους, πολύ συνθετικά, που αυλακώνονται από χειμάρους σε σημαντικό βάθος. Πολλές φορές συνοδεύονται από μεγάλους ογκόλιθους. Κατά θέσεις με υλικά νέων κώνων και πλευρικών κορημάτων.



### Πλευρικά κορήματα και κώνοι κορημάτων

Πλευρικά κορήματα και κώνοι κορημάτων από ασύνθετα υλικά κατά κανόνα ανδρομέρη και γωνιώδη

Κατά την Γεολογική χαρτογραφία που κάναμε κατά την μεταβαση μας στο σημείο όπου πραγματοποιήθηκαν βρήκαμε ότι υπάρχουν τρεις ενότητες οι οποίες είναι η εξής:

- 1) Ασβεστολιθικά πετρώματα.
- 2) Η μετάβαση από ασβεστολιθικά σε υπερβασικά.
- 3) Υπερβασικά πετρώματα.

Στις παρακάτω φωτογραφίες φαίνονται οι τρεις ενότητες που αναφερθήκανε.





Σχήμα 122. Στο παραπάνω σχήμα φαίνονται καθαρά τα ασβεστολιθικά πετρώματα στο βούνο Σερβούνι.



Σχήμα 123. Σε αυτήν την φωτογραφία είναι φανέρη η ύπαρξη υπερβασικών πετρωμάτων κάτω ακριβώς από τα ασβεστολιθικά πετρώματα.



Σχήμα 124. Σε αυτήν την φωτογραφία φαίνεται καθαρά η ύπαρξη υπερβασικού σχηματισμού

#### 1.4 Χρησιμοποιούμενες διατάξεις ηλεκτροδίων

Κατά την εφαρμογή της μεθόδου, ρεύμα χαμηλής συχνότητας ( $< 1\text{Hz}$ ) εισάγεται στο έδαφος διαμέσου δύο ηλεκτροδίων. Η διαφορά δυναμικού μετράται μεταξύ των άλλων δύο ηλεκτροδίων της διάταξης. Οι διατάξεις που συχνότερα χρησιμοποιούνται είναι,

A) Διάταξη Wenner, στην οποία τα τέσσερα ηλεκτρόδια A, B, M και N εγκαθίστανται στο έδαφος σε ευθεία γραμμή και είναι και ισαπέχοντα. Στη περίπτωση αυτή η ειδική ηλεκτρική αντίσταση δίνεται από τη σχέση,

$$\rho_w = 2\pi \cdot a \cdot \frac{\Delta V}{I}$$

όπου παρατηρείται ότι η αντίσταση είναι συνάρτηση μόνο της απόστασης  $a$  των ηλεκτροδίων μεταξύ τους.

Κατά την εφαρμογή της διάταξης Wenner για ηλεκτρική βυθοσκόπηση, δηλαδή για κατακόρυφη ηλεκτρική διασκόπηση τα ηλεκτρόδια αναπτύσσονται σε σχέση με ορισμένο κέντρο με αύξηση της  $a$  κατά ορισμένη κάθε φορά απόσταση. Η διάταξη Wenner παρά τη γεωμετρική της απλότητα παρουσιάζει σημαντικές δυσκολίες κατά την πραγματοποίηση των μετρήσεων κυρίως γιατί πρέπει να μετακινούμε όλα τα ηλεκτρόδια κατά την εκτέλεση μιας νέας μέτρησης.

B) Διάταξη Schlumberger, στην οποία τέσσερα ηλεκτρόδια τοποθετούνται γραμμικά στο έδαφος ακολουθώντας την ίδια σειρά ηλεκτροδίων, AMNB, όπως και στη διάταξη Wenner αλλά με τη διαφορά ότι η απόσταση  $AB \geq 5MN$ . Αν ονομάσουμε την απόσταση  $AB=2L$  και την  $MN=2l$  τότε αποδεικνύεται ότι η φαινόμενη ειδική αντίσταση υπολογίζεται από τη σχέση,

$$\rho_s = \frac{\pi L^2}{2l} \cdot \frac{\Delta V}{I}$$

Κατά την εφαρμογή της διάταξης Schlumberger σε μια γεωηλεκτρική βυθοσκόπηση τα

ηλεκτρόδια δυναμικού παραμένουν σταθερά ενώ η απόσταση των ηλεκτροδίων ρεύματος αυξάνεται σταδιακά και συμμετρικά ως προς το κέντρο της διάταξης.

Η μέθοδος Schlumberger εφαρμόζεται περισσότερο από όλες τις διατάξεις επειδή παρουσιάζει σημαντικά πλεονεκτήματα όπως το ότι απαιτείται η μεταβολή της απόστασης μόνο των δύο ηλεκτροδίων κατά την εκτέλεση της βυθοσκόπησης. Επίσης, η χρησιμοποίηση σταθερού διπόλου τάσης περιορίζει τις ανεπιθύμητες επιδράσεις στις μετρήσεις που προκαλούνται από γεωλογικές πλευρικές ασυνέχειες.

Γ) Διάταξη Διπόλου-Διπόλου, στην οποία τα τέσσερα ηλεκτρόδια δεν τοποθετούνται κατά ανάγκη στην ίδια ευθεία, αλλά η απόσταση των ηλεκτροδίων ρεύματος, Α και Β, και η απόσταση μεταξύ των ηλεκτροδίων δυναμικού, Μ και Ν είναι σημαντικά μικρότερη από την απόσταση  $r$ , μεταξύ των κέντρων των δύο διπόλων. Αποδεικνύεται ότι η φαινόμενη ειδική αντίσταση υπολογίζεται από τη σχέση,

$$\rho_a = 2\pi r (r + \frac{1}{2}l) \frac{\Delta V}{I}$$

Η διάταξη αυτή έχει το πλεονέκτημα ότι η απόσταση μεταξύ του διπόλου ρεύματος και του διπόλου δυναμικού μπορεί να αυξηθεί σημαντικά και περιορίζεται μόνο από τον εδαφικό θόρυβο και από τη δυνατότητα των οργάνων να καταγράψουν την τάση και όχι από την απαίτηση για μεγάλα μήκη καλωδίων. Οι μετρήσεις κατά την εφαρμογή της μεθόδου αυτής πραγματοποιούνται με αύξηση του  $r$  κατά βήματα.

Δ) Διάταξη Πόλου-πόλου. Η απλούστερη διάταξη είναι αυτή όπου ένα από τα ηλεκτρόδια του ρεύματος, Β, και ένα από τα ηλεκτρόδια του δυναμικού, Ν, είναι τοποθετημένα σε πολύ μεγάλη απόσταση από τα άλλα δύο (Α, Μ), έτσι ώστε να μπορέσει να θεωρηθεί ότι βρίσκονται στο άπειρο. Επομένως η φαινόμενη ειδική αντίσταση θα είναι,

$$\rho_a = 2\pi a$$

Εάν τα δύο απομακρυσμένα ηλεκτρόδια τα τοποθετήσουμε κοντά μεταξύ τους, τότε προκύπτει η διάταξη διδύμου ηλεκτροδίου (twin probe) και η φαινόμενη ειδική αντίσταση είναι

$$\rho_a = 2\pi \frac{ab}{a+b} \frac{\Delta V}{I}$$

όπου,  $a$  και  $b$  είναι οι αποστάσεις μεταξύ των Α, Μ και Β, Ν ηλεκτροδίων αντίστοιχα. Στην περίπτωση όπου  $AM = BN = a$ , η παραπάνω σχέση γίνεται,

$$\rho_a = \pi a \frac{\Delta V}{I}$$

Ε) Διάταξη Πόλου-διπόλου. Τα ηλεκτρόδια του δυναμικού Μ και Ν, βρίσκονται ανάμεσα στα ηλεκτρόδια του ρεύματος, Α, Β, ένα από τα οποία τοποθετείται στο άπειρο. Η φαινόμενη αντίσταση δίνεται από τη σχέση

$$\rho_a = 2\pi \frac{ab}{b-a}$$

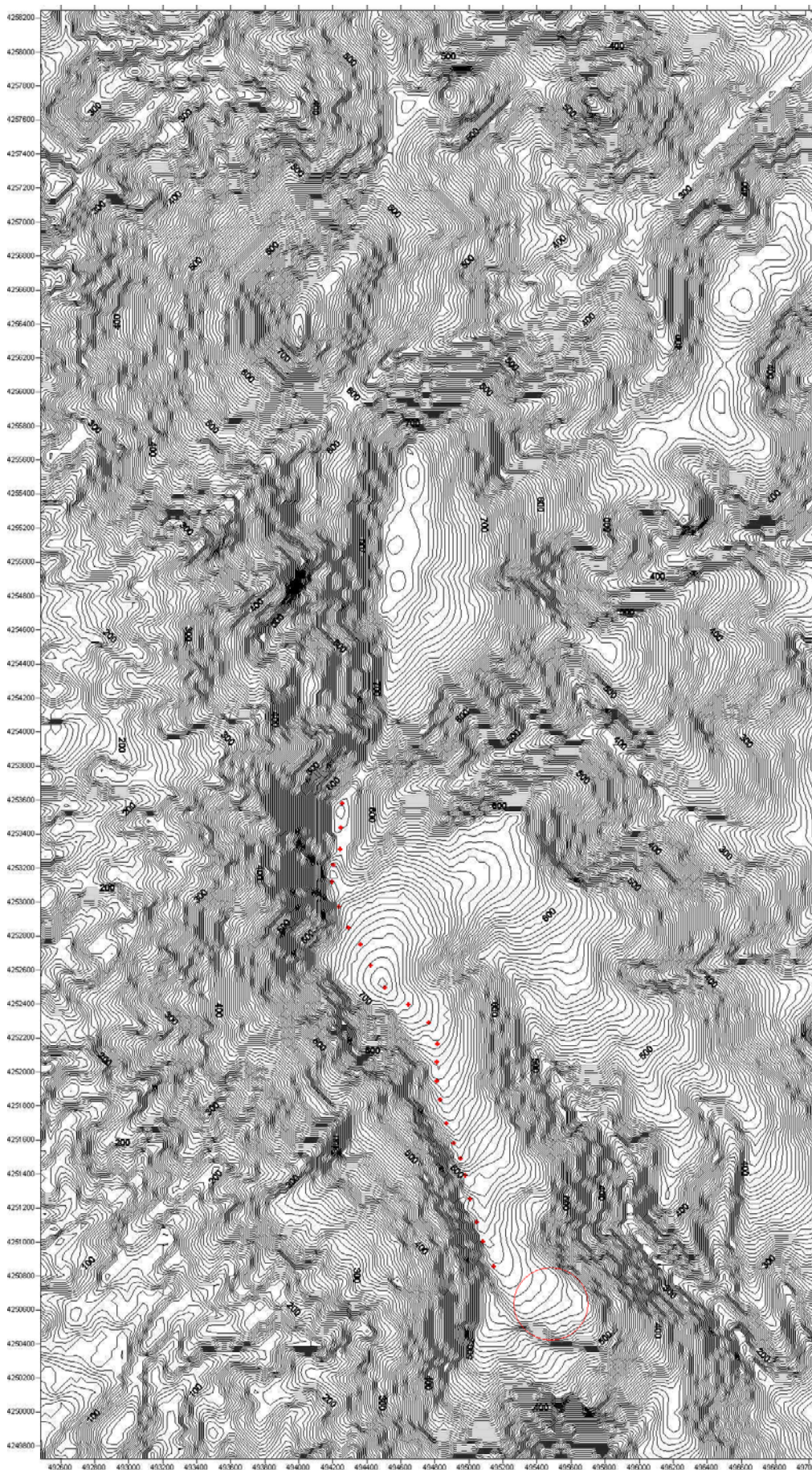
Όταν η απόσταση  $b$  είναι πολλαπλάσια της απόστασης  $a$  ( $b = na$ ), τότε η σχέση γίνεται

$$\rho_a = 2\pi n(n+1) a \frac{\Delta V}{I}$$

## **2. ΔΙΕΞΑΓΩΓΗ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ**

Τα πειράματα έγιναν στις 13 Δεκεμβρίου του 2003 στο βουνό Σερβούνι της Νότιο-Κεντρικής Εύβοιας σε υψόμετρο περίπου 700 μέτρων. Η μέθοδος που χρησιμοποιήθηκε ήταν της γεωηλεκτρικής τομογραφίας η οποία έχει την δυνατότητα να εντοπίζει έγκυλα με μεγάλη διακριτική ικανότητα. Ο εξοπλισμός αποτελείται από ένα πλήρες σύστημα εκτέλεσης γεωηλεκτρικής τομογραφίας 48 καναλιών με σκοπό την απεικόνιση της γεωηλεκτρικής δομής (Όργανο μέτρησης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης SYSCAL της εταιρείας IRIS), μια μεγάλη δωδεκάβολτη μπαταρία, από δύο καρούλια όπου είναι τυλιγμένα τα καλώδια, 48 μεταλλικά ηλεκτρόδια, και τους συνδετήρες καλωδίων και ηλεκτροδίων.

Η μεταφορά του εξοπλισμού ήταν εξαιρετικά δύσκολη υπόθεση λόγω της δύσβατης περιοχής. Αφού μεταφέρθηκε ο εξοπλισμός στο επιλεγμένο σημείο, δηλαδή ένα σημείο που να μην είχε πολύ μεγάλες κλίσεις και δύσβατες περιοχές ώστε να μπορούν να απλωθούν τα ηλεκτρόδια της ηλεκτρικής τομογραφίας.



Σχήμα 125. Χάρτης όπου εμφανίζεται η περιοχή στην οποία έγιναν τα πειράματα.

Το πρώτο βήμα που έγινε ήταν η μέτρηση για την εύρεση μιας απόστασης στην συγκεκριμένη περιοχή μήκους 150m για να τοποθετηθούν τα ηλεκτρόδια της ηλεκτρικής τομογραφίας. Η επιλογή της περιοχής είναι πολύ σημαντική υπόθεση αφού προτιμάται μια περιοχή που να έχει όσο το δυνατόν λιγότερα εμπόδια. Αυτό βοηθάει καταλυτικά στην ποιότητα των αποτελεσμάτων αφού όσο μικρότερες είναι οι αποκλίσεις των ηλεκτροδίων από την ευθεία γραμμή που έχει χαραχθεί από το μέτρο, τόσο καλύτερα είναι τα αποτελέσματα.

Το επόμενο βήμα είναι το κάρφωμα των ηλεκτροδίων ανά τρία μέτρα με οδηγό το μέτρο πού έχει απλωθεί στο έδαφος. Σε περίπτωση πού είναι αδύνατη η τοποθέτηση των ηλεκτροδίων σε μια ευθεία γραμμή, λόγω παρουσίας ενός μεγάλου θάμνου ή ενός μεγάλου βράχου τότε μπορούμε να παρεκκλίνουμε λίγο από την ευθεία που έχει χαραχθεί. Στην συνέχεια απλώνονται κατά μήκος τα ειδικά καλώδια και παράλληλα γίνεται η σύνδεση τους με τα ηλεκτρόδια.



Σχήμα 126. Πλήρες σύστημα εκτέλεσης γεωηλεκτρικής τομογραφίας 48 καναλιών και δωδεκάβολτη μπαταρία.

Αφού ολοκληρωθούν όλες οι συνδέσεις, των καλωδίων με τον καταγραφέα, του καταγραφέα με την μπαταρία και των καλωδίων με τα ηλεκτρόδια. Επιλέγεται το είδος της διασκόρπισης που θέλουμε να πραγματοποιηθεί και ο αριθμός των ηλεκτροδίων. Υστερα γίνεται έλεγχος εάν η διάταξη έχει συνδεθεί σωστά από τον καταγραφέα, μπορεί να εντοπιστεί για παράδειγμα εάν κάποιο ηλεκτρόδιο δεν έχει καρφωθεί σωστά ή αν έχει φύγει από την θέση του. Εδώ θα πρέπει να προσθέσουμε ότι ο καταγραφέας έχει δικιά του μπαταρία και απλώς ο ρόλος του άλλου συσσωρευτή είναι ενισχυτικός.



Σχήμα 127. Φωτογραφία από την περιοχή όπου διεξήχθησαν τα πειράματα την στιγμή που η διάταξη της ηλεκτρικής τομογραφίας κατέγραφε τις μετρήσεις.



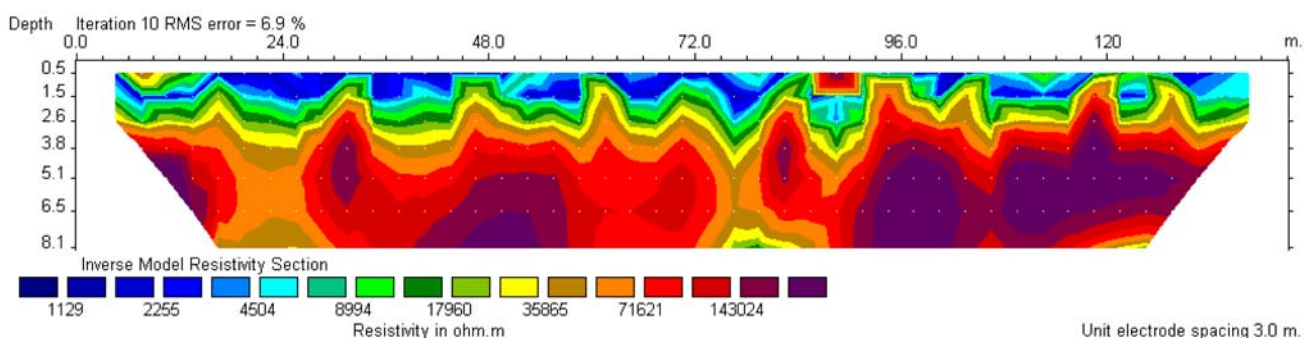
Σχήμα 128. Έλεγχος λειτουργίας του καταγραφέα και προσδιορισμός του χρόνου ολοκλήρωσης των μετρήσεων.

Τέλος αφού τελειώσει ο έλεγχος αρχίζει να γίνεται η ροή του ρεύματος στο έδαφος και η καταγραφεί των μετρήσεων. Αυτή η διαδικασία διαρκεί περίπου μια ώρα και στην συνέχεια χρησιμοποιώντας πάντα την ίδια διάταξη κάνουμε την ίδια διαδικασία για μια δεύτερη τομή που τέμνει την πρώτη υπό μια ορισμένη γωνία. Μόλις τελειώσει και η δεύτερη διαδικασία γίνεται εισαγωγή των μετρήσεων του καταγραφέα σε έναν ηλεκτρονικό υπολογιστή, ο οποίος τις επεξεργάζεται και έτσι εξάγεται το αποτέλεσμα της ηλεκτρικής τομογραφίας

### 3. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ

Κατά την διεξαγωγή των πειραμάτων πάρθηκαν κάποιες μετρήσεις και η επεξεργασία των μετρήσεων έβγαλε τα εξής αποτελέσματα. Στο σχήμα 129 βλέπουμε τις διαφορετικές τιμές της ειδικής αντίστασης με διαφορετικό χρώμα. Η κλίμακα της ειδικής αντίστασης είναι σε  $\text{Ohm}\cdot\text{m}$  και φαίνεται παρακάτω. Με χρώμα σκούρο μπλε φαίνονται οι περιοχές για τις οποίες οι τιμές της ειδικής αντιστάσεις είναι χαμηλές. Βλέπουμε ξεκάθαρα ότι τέτοιες περιοχές και στις δύο τομές είναι αυτές που είναι στην επιφάνεια του εδάφους, λόγω του κορεσμού από τις βροχοπτώσεις. Δηλαδή έχουμε χαμηλή ειδική αντίσταση και κατά συνέπεια μεγάλη αγωγιμότητα. Με μοβ χρώμα φαίνονται οι περιοχές για τις οποίες οι ειδική αντίσταση είναι πολύ μεγάλη. Σε αυτή την περίπτωση η ειδική αντίσταση είναι πολύ μεγάλη σχεδόν άπειρη και η αγωγιμότητα μηδενική λόγω του κενού. Τέτοιες περιοχές είναι οι περιοχές ενδιαφέροντος που συνεπώς σημαίνει ότι υπάρχουν έγκυλα.

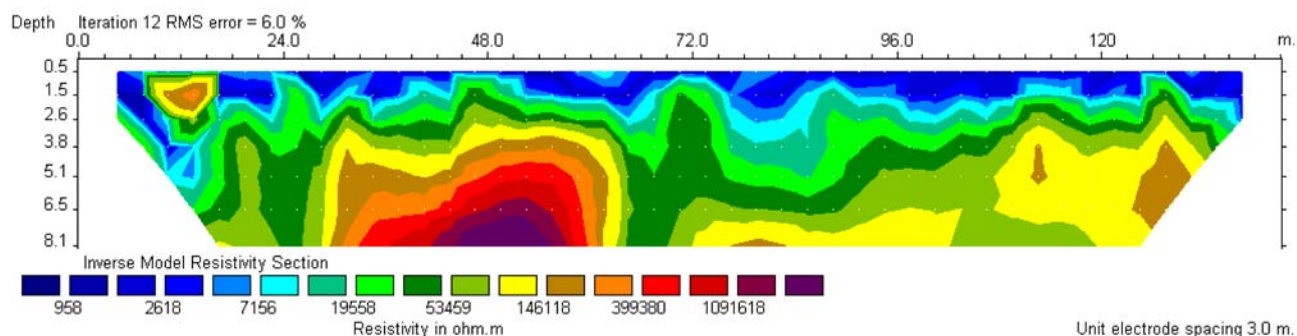
Για την πρώτη τομή βλέπουμε ξεκάθαρα 2-3 έγκυλα και δεν μπορούμε να είμαστε σίγουροι για τον ακριβή αριθμό των εγκύλων διότι μπορεί τα δύο έγκυλα στα 96m και στα 120m να συνδέονται μεταξύ τους. Επίσης παρατηρούμε άλλο ένα έγκυλο στα 48m. Το έγκυλο στα 48m βρίσκεται σε βάθος 5,5m και η διάμετρος του είναι 10m. Το άλλο έγκυλο βρίσκεται στα 96m και σε βάθος 3,8m και έχει διάμετρο 11m. Επίσης το τελευταίο έγκυλο βρίσκεται στα 120m, σε βάθος περίπου 3m και έχει μέγιστο μήκος 20m.



Σχήμα 129. Ψευδοτομή 1

Στην δεύτερη τομή διακρίνουμε ένα έγκυλο στα περίπου 48m μήκους. Το βάθος του έγκυλου είναι στα 5,8m και η διάμετρος του είναι 11,6m.

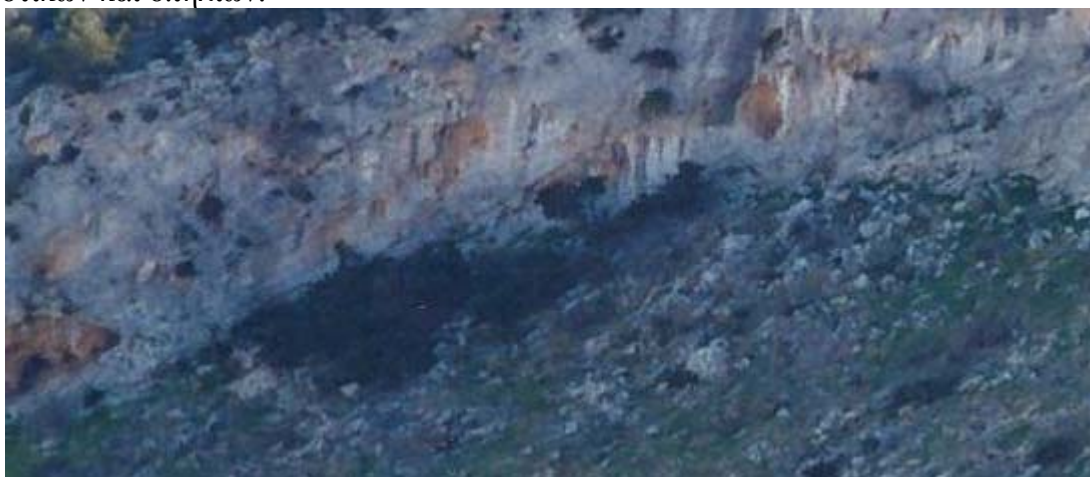




Σχήμα 130. Ψευδοτομή 2

Γενικά παρατηρούμε ότι πρόκειται για μια περιοχή όπου υπάρχει έντονη καρστική παρουσία. Αυτό αποδεικνύεται από τις μελέτες που είχαν γίνει το 1979 από τον Καθηγητή Στέφανο Σκαγια για λογαριασμό του Ι.Γ.Μ.Ε. Η παρουσία καρστικής πηγής όπου η περιεκτικότητα σε χλωριόντα είναι πολύ υψηλή και συγκεκριμένα 7553 mgr/lit (p.p.m). Η ροή όπως αναφέραμε είναι υποθαλάσσια και η παροχή είχε μετρηθεί στα 500 m<sup>3</sup>/h. Η ροή αυτή του νερού διαβρώνει τα πετρώματα με αποτελέσματα να εμφανίζονται τόσα πολλά έγκυλα.

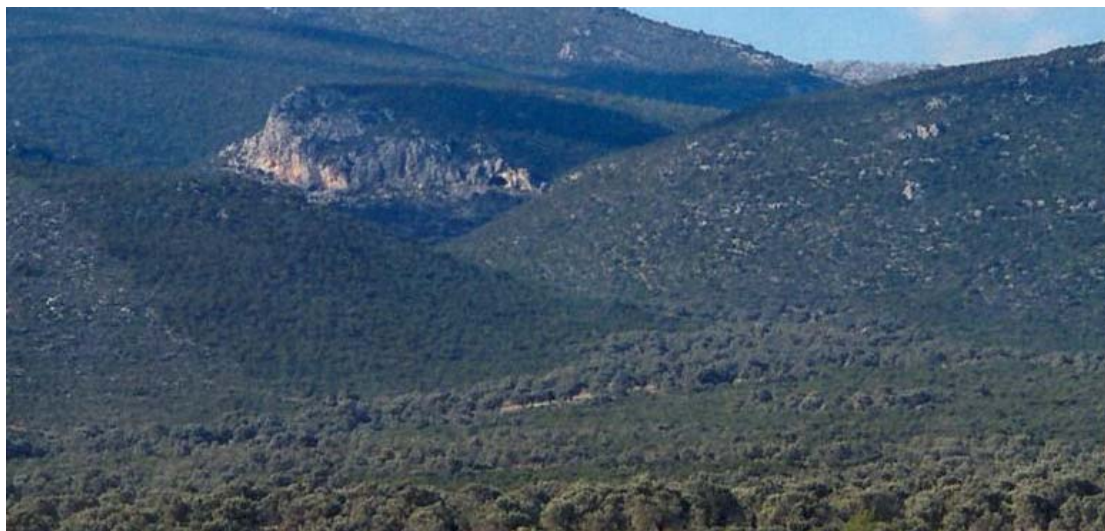
Επίσης από το παρακάτω φωτογραφικό υλικό ενισχύεται η άποψη για την παρουσία καρστικών και σπηλιών.



Σχήμα 131. Φωτογράφια όπου φαίνονται κάποιες μικρες σπήλιες στην περιοχή της ακτής Νηρέως και πολύ κοντά στην περιοχή όπου διεξήχθησαν τα πειράματα.



Σχήμα 132. Βράχος στην περιοχή της Ακτής Νηρέως όπου φαίνονται κάποια καρστικά πάνω σε αυτόν



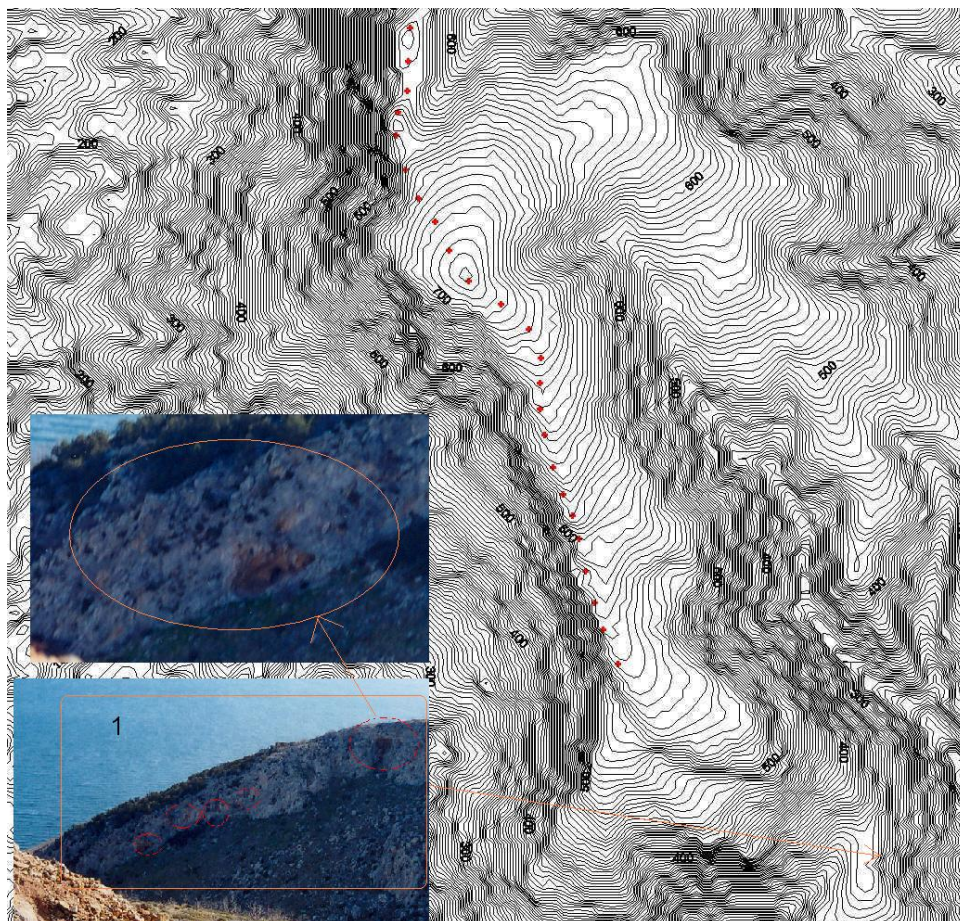
Σχήμα 133. Στην φωτογραφία αυτή φαίνεται μια πολύ μεγάλη σπήλια στους πρόποδες του βουνού σερβούνιου περίπου 8-10km μακριά από την περιοχή ενδιαφέροντος. Η σπήλια βρίσκεται στην βόρεια πλευρά του βουνού και είναι ωρατή με γυμνό μάτι από το χωρίο Αγ.Λουκάς.



Σχήμα 134. Βράχος από το σημείο εκβολής της καρστικής πηγής στο Καλάμι



Σχήμα 135. Μια άλλη φωτογραφία από το σημείο εκβολής της καρστικής πηγής.



Σχήμα 136. Χαρτής στον οποίο φαίνεται το σημείο από το οποίο προέρχεται η φωτογραφία.

Επίσης από την περιήγηση στην περιοχή όπου διεξάχθηκαν τα πειράματα, παρατηρήθηκαν τα πετρώματα της εν λόγω περιοχής. Τα περισσότερα από αυτά είναι ανθρακικά με εμφανή τα σημάδια των δακτυλιογλυφών, όπως αυτές παρατηρούνται και στις παρακάτω φωτογραφίες. Αυτό οφείλεται στην μεγάλη συχνότητα των κατακρημνισμάτων.





Σχήμα 137. Στις παραπάνω φωτογραφίες φαίνονται τα ανθρακικά πετρώματα με εμφανή τα σημάδια των δακτυλιογλυφών.

### 3.1 Συμπεράσματα

Σκοπός της παρούσης εργασίας ήταν ο προσδιορισμός της καταλληλότητας του υπεδάφους, στην ευρύτερη περιοχή θεμελίωσης του αιολικού πάρκου στην Εύβοια. Κατόπιν τούτου αποφασίστηκε η διερεύνηση του υπεδάφους με την εφαρμογή γεωφυσικών διασκοπήσεων, εκτελέστηκαν δύο γεωλογικές τομογραφίες όπου ευρέθησαν έγκυλα στην ευρύτερη περιοχή θεμελίωσης του έργου. Οι παρουσίες εγκύλων στην περιοχή ενισχύεται και από την υδρογεωλογική μελέτη του Κύριου «Σκάγια» ο οποίος έκανε καταγραφή καρστικών πηγών στην ευρύτερη περιοχή ενδιαφέροντος και συσχέτισε τις πολύ υψηλές παροχές με την παρουσία ενός χαοτικού συστήματος εγκύλου.