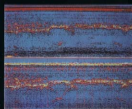
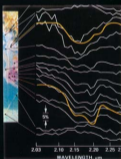
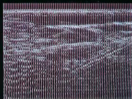


Δ. ΑΡΑΜΠΕΛΟΣ

# ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΓΕΩΦΥΣΙΚΩΝ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΕΩΝ



ΕΚΔΟΣΕΙΣ ΖΗΤΗ

# ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

<b>1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ.....</b>	<b>1</b>
<b>2 Η ΒΑΡΥΤΗΜΕΤΡΙΚΗ ΜΕΘΟΔΟΣ.....</b>	<b>5</b>
2.1 Το πεδίο της γήινης βαρύτητας.....	5
2.2 Μετρήσεις - Όργανα μετρήσεων.....	10
2.3 Διορθώσεις των μετρήσεων της βαρύτητας -Χρονικές μεταβολές του πεδίου της βαρύτητας .....	18
Ο συντελεστής κλίμακας του βαρυτημέτρου.....	18
Διόρθωση λόγω ολίσθησης.....	19
Διόρθωση λόγω παλιρροιών.....	20
2.4 Το κανονικό πεδίο βαρύτητας - Ανωμαλίες της βαρύτητας -Αναγωγές της βαρύτητας.....	23
Αναγωγές της βαρύτητας.....	26
2.5 Η πυκνότητα των πετρωμάτων και των ορυκτών.....	37
2.5.1 Εκτίμηση της πυκνότητας από μετρήσεις βαρύτητας.....	43
2.6 Οργάνωση των βαρυτημετρικών μετρήσεων.....	46
2.7 Απεικόνιση του πεδίου ανωμαλιών της βαρύτητας .....	48
2.7.1 Η κατανομή των μετρήσεων.....	50
2.7.2 Πρόγνωση τιμών ανωμαλίας της βαρύτητας - Κατασκευή των χαρτών.....	51
2.8 Μετρήσεις των παραγώγων δευτέρας τάξης του δυναμικού της βαρύτητας.....	55
Στατικές μετρήσεις των παραγώγων δευτέρας τάξης του δυναμικού: ο ζυγός στρέψης.....	58
Υπολογισμός των δευτέρων παραγώγων από μετρήσεις με βαρυτήμετρο.....	60
Μετρήσεις των παραγώγων δευτέρας τάξης του δυναμικού από κινητή βάση .....	61
2.9 Αρχές της ερμηνείας των αποτελεσμάτων των βαρυτημετρικών μετρήσεων.....	61
2.9.1 Ανάλυση του ολικού πεδίου ανωμαλιών της βαρύτητας σε περιφερειακό και τοπικό πεδίο.....	63
Η μέθοδος της μέσης τιμής.....	64
Απεικόνιση του περιφερειακού πεδίου με επιφανειακά πολώνυμα.....	66
Αναγωγή του πεδίου ανωμαλιών της βαρύτητας σε ορισμένο ύψος πάνω από την επιφάνεια της γης.....	68
Η μέθοδος της δευτέρας παραγώγου.....	70
2.9.2 Προσδιορισμός της διαταρακτικής μάζας.....	74
2.9.3 Το ευθύ και αντίστροφο πρόβλημα της βαρυτημετρίας για απλά γεωμετρικά σώματα.....	82
Σφαίρα.....	82
Οριζόντιος κύλινδρος απείρου μήκους.....	85
Οριζόντιο πολυεδρικό πρίσμα απείρου μήκους.....	87
Οριζόντια επίπεδη ζώνη απείρου μήκους.....	91

2.9.4	Ορθογώνιο παραλληλεπίπεδο.....	94
2.9.4	Προσδιορισμός της ολικής μάζας και του κέντρου μάζας έλκοντος σώματος.....	96
2.10	Σύγχρονες προσπάθειες ερμηνείας των γεωφυσικών πεδίων .....	101
	Στο χώρο των αποστάσεων.....	101
	Στο χώρο των συχνοτήτων .....	106
<b>3. Η ΜΑΓΝΗΤΙΚΗ ΜΕΘΟΔΟΣ.....</b>		<b>113</b>
3.1	Θεμελιώδεις έννοιες.....	113
	Δύναμη ανάμεσα σε δύο μαγνητικούς πόλους.....	113
	Ένταση του μαγνητικού πεδίου.....	114
	Μαγνητική ροπή.....	114
	Ένταση μαγνήτισης.....	115
	Μαγνητική επιδεκτικότητα .....	115
	Μαγνητική επαγωγή.....	115
	Καμπύλη υστέρησης.....	116
	Μαγνητικές μονάδες.....	117
	Το μαγνητικό δυναμικό - Θεμελιώδεις σχέσεις .....	117
3.2	Γεωμαγνητισμός.....	122
3.2.1	Συνιστώσες του γήινου μαγνητικού πεδίου .....	122
3.2.2	Οι μαγνητικοί πόλοι της γης .....	124
3.2.3	Ισομαγνητικοί χάρτες.....	124
3.2.4	Χρονικές μεταβολές του μαγνητικού πεδίου της γης.....	127
	Αιώνιες μεταβολές.....	127
	Παροδικές μεταβολές.....	127
3.2.5	Η μαγνητική επιδεκτικότητα των πετρωμάτων και των ορυκτών.....	129
3.3	Όργανα μέτρησης της έντασης του γήινου μαγνητικού πεδίου.....	131
3.4	Οι μετρήσεις.....	134
3.4.1	Η οργάνωση των επίγειων μετρήσεων.....	134
3.4.2	Υπολογισμός των κατακορύφων βαθμίδων από μετρήσεις των Z και F.....	136
3.5	Μαγνητικές ανωμαλίες.....	137
3.6	Ερμηνεία των μαγνητικών ανωμαλιών.....	142
3.6.1	Το μαγνητικό πεδίο σωμάτων γεωμετρικού σχήματος .....	143
	Μαγνητικός πόλος .....	143
	Μαγνητικό δίπολο.....	145
	Σφαίρα.....	149
	Διδιάστατες κατανομές μάζας.....	151
	Οριζόντιος κύλινδρος.....	151
	Πρίσμα.....	153
	Λεπτό φύλλο.....	157
	Οριζόντιο λεπτό φύλλο-Προσέγγιση της μετάπτωσης.....	162
	Οριζόντια πλάκα-Μετάπτωση.....	165
	Επαφή μεταξύ δύο πλακών με διαφορετική μαγνητική επιδεκτικότητα .....	167
3.6.2	Η ερμηνεία των από αέρος μαγνητικών μετρήσεων.....	169
	Μαγνητικός πόλος .....	169
	Δίπολο.....	171
	Οριζόντια γραμμική σημειακών πόλων.....	173
	Οριζόντια γραμμική διπόλων.....	174
	Κατακόρυφο πρίσμα.....	176

Λεπτή οριζόντια πλάκα.....	178
<b>4 ΕΠΙΓΕΙΕΣ ΚΑΙ ΑΠΟ ΑΕΡΟΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΕΣ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΕΙΣ...</b>	<b>181</b>
<b>5 ΟΙ ΗΛΕΚΤΡΙΚΕΣ ΜΕΘΟΔΟΙ.....</b>	<b>183</b>
5.1 Οι ηλεκτρικές ιδιότητες των πετρωμάτων.....	184
Η ειδική ηλεκτρική αντίσταση.....	184
Η ηλεκτροχημική δράση.....	185
Η διηλεκτρική αγωγιμότητα - Διηλεκτρική σταθερά.....	185
Τυπικές τιμές των ηλεκτρικών σταθερών διαφόρων πετρωμά- των και ορυκτών.....	185
5.2 Μέθοδοι που χρησιμοποιούν φυσικά πεδία.....	189
5.2.1 Η μέθοδος του φυσικού δυναμικού.....	189
Οι μετρήσεις - Απεικόνιση - Ερμηνεία.....	190
5.3 Η μέθοδος της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης.....	193
5.3.1 Αρχή της μεθόδου.....	194
Κατανομή ρεύματος και δυναμικού σε ομογενές και μη ομο- γενές υπέδαφος.....	195
Η φαινόμενη ειδική αντίσταση.....	198
5.3.2 Διατάξεις των ηλεκτροδίων στις εργασίες πεδίου.....	198
5.3.3 Μετρήσεις - Ερμηνεία.....	200
Θεωρητικές καμπύλες.....	202
5.4 Η μέθοδος της επαγόμενης πόλωσης.....	204
5.4.1 Μετρήσεις - Απεικόνιση.....	204
5.5 Ηλεκτρομαγνητικές μέθοδοι.....	209
<b>6 Η ΓΕΩΘΕΡΜΙΚΗ ΜΕΘΟΔΟΣ.....</b>	<b>211</b>
<b>7 Η ΓΕΩΧΗΜΙΚΗ ΜΕΘΟΔΟΣ.....</b>	<b>215</b>
<b>8 ΟΙ ΣΕΙΣΜΙΚΕΣ ΜΕΘΟΔΟΙ.....</b>	<b>217</b>
8.1 Όργανα σεισμικής διασκόπησης.....	218
8.2 Ανάκλαση και διάθλαση του σεισμικού κύματος.....	221
8.3 Εξίσωση χρόνου διαδρομής και δρομοχρονικό διάγραμμα κύμα- τος.....	222
8.4 Η μέθοδος της διάθλασης.....	226
Η περίπτωση δύο οριζοντίων στρωμάτων.....	226
Περίπτωση επαλλήλων οριζοντίων στρωμάτων.....	227
Περίπτωση επιφάνειας ασυνέχειας με κλίση.....	228
Διαπίστωση μεταπτώσεων με τη μέθοδο της διάθλασης.....	231
Εφαρμογές της σεισμικής μεθόδου της διάθλασης.....	232
8.5 Η μέθοδος της ανάκλασης.....	233
Ανάκλαση σε οριζόντια επιφάνεια ασυνέχειας.....	234
Ανάκλαση σε επιφάνεια ασυνέχειας με κλίση.....	235
Περίπτωση τριών ή περισσότερων στρωμάτων.....	237
Μετρήσεις.....	240
Εφαρμογές της σεισμικής μεθόδου της ανάκλασης.....	241
<b>9 Η ΡΑΔΙΟΜΕΤΡΙΚΗ ΜΕΘΟΔΟΣ.....</b>	<b>243</b>
9.1 Όργανα μέτρησης της φυσικής ραδιενέργειας.....	244
9.2 Μετρήσεις - Ερμηνεία των αποτελεσμάτων.....	246
9.3 Ραδιομετρική διασκόπηση από αέρος.....	249

<b>10 ΣΥΜΒΟΛΗ ΤΩΝ ΜΕΘΟΔΩΝ ΤΗΛΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗΣ ΣΤΗ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΗ.....</b>	<b>251</b>
Γενικά.....	251
Συμβολή των αποτυπώσεων ακτινοβολιών στη διερεύνηση των γεωλογικών, τεκτονικών και υδρογεωλογικών συνθηκών .....	257
Εγχρωμες φωτογραφίες ( $\lambda=0.45\text{...}0.8 \mu\text{m}$ ).....	258
Ψευδοέγχρωμες φωτογραφίες ( $\lambda=0.55\text{...}1.0 \mu\text{m}$ ) .....	258
Αποτυπώσεις ακτινοβολιών εκπεμπομένων από το έδαφος ( $\lambda=3.5\text{...}4.2$ και $10.4\text{...}12.5 \mu\text{m}$ ).....	258
Εικόνες από δορυφόρους.....	259
<b>Βιβλιογραφία.....</b>	<b>265</b>
<b>ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ .....</b>	<b>269</b>
Ο διακριτός μετασχηματισμός Fourier .....	269
Ιδιότητες του διακριτού μετασχηματισμού Fourier.....	273
Η συνάρτηση συσχέτισης.....	275
Η συνάρτηση συμμεταδλητότητας.....	276
Η συνάρτηση πυκνότητας φάσματος (Power Spectral Density -PSD)..	277
Εξομάλυνση - Συνάρτηση εξομάλυνσης .....	277

## ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Το βιβλίο αυτό έχει σκοπό κυρίως να υποστηρίξει το μάθημα "Γεωφυσικές Διασκοπήσεις" που διδάσκεται στο Τμήμα των Αγρονόμων και Τοπογράφων Μηχανικών του Α.Π.Θ. και είναι μια βελτιωμένη και συμπληρωμένη έκδοση των ομωνύμων σημειώσεων που είχαν γραφτεί με τον ίδιο σκοπό. Επειδή το μάθημα χάριν του οποίου γράφτηκε το βιβλίο είναι κατεπιλογή, έχει καταβληθεί προσπάθεια ώστε να ελαχιστοποιηθεί η παραπομπή σε άλλα βοηθήματα συγγενών μαθημάτων που ενδεχομένως δεν έχει παρακολουθήσει ο χρήστης του.

Η ύλη του χωρίζεται σε δέκα κεφάλαια. Το πρώτο κεφάλαιο αποτελεί μια σύντομη εισαγωγή σχετικά με τη φιλοσοφία και τις μεθόδους της γεωφυσικής διασκόπησης. Στα επόμενα κεφάλαια αναπτύσσονται οι κυριότερες μέθοδοι διασκόπησης. Η ανάπτυξη περιλαμβάνει αναφορά στις ιδιότητες του γεωφυσικού πεδίου το οποίο χρησιμοποιεί η αντίστοιχη μέθοδος, περιγραφή των οργάνων μέτρησης, οργάνωση των μετρήσεων πεδίου, αναγωγές των μετρήσεων και ερμηνεία των αποτελεσμάτων. Στις περισσότερες περιπτώσεις παρατίθενται πίνακες με τιμές της παραμέτρου που παίζει τον πιο σημαντικό ρόλο για το αντίστοιχο πεδίο (όπως π.χ. η πυκνότητα για το πεδίο βαρύτητας, η μαγνητική διαπερατότητα για το μαγνητικό πεδίο της γης κλ.π.) για διάφορα πετρώματα και ορυκτά.

Ειδικότερα, στο δεύτερο κεφάλαιο αναπτύσσεται η βαρυμετρική μέθοδος. Η μάλλον εκτεταμένη αναφορά στις ιδιότητες του πεδίου βαρύτητας γίνεται με το σκοπό να βοηθήσει ορισμένες παραγράφους, όπως αυτή που περιγράφει σε γενικές γραμμές τις σύγχρονες μεθόδους ερμηνείας τόσο στο χώρο των αποστάσεων, όσο και στο χώρο των συχνοτήτων, όπου ο ταχύς μετασχηματισμός Fourier αποτελεί, σε συνδυασμό με τη χρήση των  $H/Y$ , ένα πολύ ισχυρό εργαλείο για την ανάλυση μεγάλου πλήθους δεδομένων που μας παρέχουν οι σύγχρονες τεχνικές των μετρήσεων. Για την εξοικείωση του χρήστη με τους τύπους και την ορολογία του μετασχηματισμού Fourier παρατίθεται στο τέλος της ύλης σχετικό παράρτημα. Με την προοπτική του πλήθους των δεδομένων που θα προκύψουν από την εφαρμογή της από εδάφους και από αέρος βαθμιδομετρίας, δίνεται έμφαση στη χρησιμοποίηση όλων των παραγώγων δευτέρας τάξης του δυναμικού στο ευθύ και αντίστροφο πρόβλημα διαταρακτικών μαζών με γεωμετρικό σχήμα.

Το ιδιαίτερο βάρος που έχει δοθεί στο κεφάλαιο αυτό, όπως και στο κεφάλαιο που αναφέρεται στη μαγνητική μέθοδο, δεν σημαίνει ότι αυτές

οι μέθοδοι θεωρούνται σαν οι σπουδαιότερες της γεωφυσικής διασκόπησης. Οφείλεται στη συγγένεια που έχει ο αγρονόμος και τοπογράφος μηχανικός με το πεδίο βαρύτητας σαν αντικείμενο μελέτης, αφού το πεδίο βαρύτητας είναι το σύστημα αναφοράς ή επηρεάζει άμεσα το μεγαλύτερο μέρος των μετρητικών μεγεθών που χρησιμοποιούνται στη γεωδαισία. Για το λόγο αυτό θεωρήθηκε ότι η ανάπτυξη των μεθόδων της πρόγνωσης, εξομάλυνσης, διαχωρισμού και ερμηνείας των διαφορών γεωφυσικών πεδίων, που είναι κοινές διαδικασίες ανάλυσης για όλες σχεδόν τις μεθόδους διασκόπησης, θα μπορούσε να γίνει ευκολότερα κατανοητή μέσα από το κεφάλαιο αυτό.

Εκτεταμένο είναι επίσης το τρίτο κεφάλαιο όπου αναπτύσσεται η μαγνητική μέθοδος. Ιδιαίτερη έμφαση δίνεται στο ευθύ και το αντίστροφο πρόβλημα με τη χρησιμοποίηση κυρίως της κατακόρυφης συνιστώσας και της ολικής έντασης του μαγνητικού πεδίου, που είναι τα μεγέθη που προκύπτουν από τις μετρήσεις με τα υπάρχοντα όργανα.

Το τέταρτο κεφάλαιο είναι μια σύντομη αναφορά στα πλεονεκτήματα που μας εξασφαλίζουν οι από αέρος διασκοπήσεις αλλά και στα προβλήματα που εμφανίζονται κατά την εφαρμογή τους.

Το πέμπτο κεφάλαιο ασχολείται με τις ηλεκτρικές μεθόδους. Εδώ γίνεται σύντομη ανάπτυξη των μεθόδων που είναι περισσότερο διαδεδομένες (όπως π.χ. οι μέθοδοι που στηρίζονται στην ειδική αντίσταση) ενώ η αναφορά σε μεθόδους που απαιτούν μεγάλη εξειδίκευση (όπως π.χ. οι ηλεκτρομαγνητικές μέθοδοι) περιορίζεται στην αρχή λειτουργίας τους.

Στο έκτο και έβδομο κεφάλαιο γίνεται μια πολύ σύντομη αναφορά στη γεωθερμική και γεωχημική μέθοδο.

Οι σεισμικές μέθοδοι εξετάζονται στο όγδοο κεφάλαιο όπου η ανάπτυξη περιορίζεται μάλλον στη γεωμετρία των σεισμικών μεθόδων.

Στο ένατο κεφάλαιο γίνεται μια επίσης σύντομη αναφορά στη ραδιομετρική μέθοδο.

Το δέκατο κεφάλαιο γράφτηκε με σκοπό να δείξει την προοπτική που ανοίγεται στο χώρο της αναγνωριστικής διασκόπησης με τη χρησιμοποίηση των νέων τεχνολογιών.

Θερμές ευχαριστίες οφείλονται στη συνάδελφο Ιουλία Καρρίντη, που έκανε τις διορθώσεις στο αρχικό κείμενο και στο συνάδελφο Γιάννη Μελαδιώτη, που είχε μερικές ιδέες για το δέκατο κεφάλαιο.

*Γεωφυσική* είναι η επιστήμη που μελετάει τα φυσικά φαινόμενα της γης. Η εσωτερική δομή της γης μπορεί να χαρακτηριστεί από τη διάκριση σε τρία γενικά στρώματα, το φλοιό, το μανδύα και τον πυρήνα.

Ο φλοιός που είναι το επιφανειακό στρώμα έχει πάχος που καθορίζεται διαφορετικά από τους διάφορους κλάδους των γεωεπιστημών που ασχολούνται με αυτόν. Στη σεισμολογία π.χ., που η βάση για τη μελέτη του εσωτερικού της γης είναι ο τρόπος με τον οποίο διαδίδονται τα σεισμικά κύματα, θεωρείται φλοιός το επιφανειακό στρώμα της γης, στο οποίο τα επιμήκη κύματα P διαδίδονται με ταχύτητα μικρότερη από  $8 \text{ km s}^{-1}$ . Στη βαρυντημετρία η συστηματική συμπεριφορά των ανωμαλιών της βαρύτητας οδήγησε τόσο σε εκτιμήσεις για το πάχος του φλοιού κάτω από τις ηπείρους και κάτω από τους ωκεανούς όσο και σε υποθέσεις (ισοστατικά μοντέλα) σχετικά με την -υδροστατικού τύπου- ισορροπία του φλοιού. Έτσι η σύγχρονη αντίληψη για το πάχος του φλοιού κάτω από τους ωκεανούς συγκλίνει σε μια μέση τιμή περίπου 10 km και κάτω από τις ηπείρους περίπου 30..40 km. Το πάχος αυτό μπορεί να αυξηθεί σημαντικά (π.χ. 60 km) κάτω από μεγάλους ορεινούς όγκους.

Η επιφάνεια επαφής του φλοιού με το μανδύα είναι μια επιφάνεια ασυνέχειας -αφού η μέση πυκνότητα του φλοιού έχει τιμή περίπου  $2.67 \text{ gr cm}^{-3}$  και η αντίστοιχη του μανδύα  $3.27 \text{ gr cm}^{-3}$ - γνωστή σαν ασυνέχεια Moho (από το όνομα του Mohorovicic). Το πάχος του μανδύα που ορίζεται με το κριτήριο της ταχύτητας των σεισμικών κυμάτων P που κυμαίνεται μεταξύ  $8...14 \text{ km s}^{-1}$  είναι περίπου 3,000 km, δηλ. λιγότερο από το μισό της μέσης ακτίνας της γης (6,371 km).

Ο πυρήνας διακρίνεται στον εξωτερικό και τον εσωτερικό. Ο εξωτερικός (3,000...5,000 km) βρίσκεται σε υγρή κατάσταση και ο εσωτερικός σε στερεή.



Η εφαρμοσμένη γεωφυσική μελετάει τις φυσικές ιδιότητες των γεωλογικών σχηματισμών που αποτελούν το φλοιό της γης με σκοπό την αναζήτηση και επισήμανση εκείνων των σχηματισμών που παρουσιάζουν οικονομικό ενδιαφέρον και ακόμη τη διερεύνηση προβλημάτων της γεωλογίας, της υδρογεωλογίας και της γεωτεχνικής.

Για την εφαρμογή της γεωφυσικής έρευνας γίνεται *διασκόπηση* στο υπέδαφος με τη βοήθεια κατάλληλων κάθε φορά οργάνων και τα δεδομένα που προκύπτουν μετά από επεξεργασία και ερμηνεία μπορούν να οδηγήσουν άμεσα ή έμμεσα στους σκοπούς που προαναφέρθηκαν. Οι μετρήσεις που απαιτεί η γεωφυσική έρευνα γίνονται συνήθως στην επιφάνεια της γης, αλλά ακόμα και από τον αέρα όπως και μέσα στο εσωτερικό της γης (πηγάδια, στοές κλ.π.). Οι μετρήσεις έχουν σκοπό να εντοπίσουν ενδεχόμενες μεταβολές στα διάφορα φυσικά πεδία που καθορίζονται από τη φύση και τη δομή του υπεδάφους. Η διασκόπηση δηλ. βασίζεται στη λογική ότι μια ή περισσότερες από τις φυσικές ιδιότητες των πετρωμάτων παρουσιάζει ασυνέχεια από μια θέση στην άλλη και η διαπίστωση της ασυνέχειας αυτής μπορεί να μεταφραστεί σε χρήσιμη πληροφορία για τη φύση και τη δομή των σχηματισμών στο υπέδαφος. Οι ιδιότητες των πετρωμάτων που χρησιμοποιούνται στην εφαρμογή της γεωφυσικής έρευνας είναι κύρια το *ειδικό βάρος*, η *μαγνητική επιδεκτικότητα*, η *ηλεκτρική αγωγιμότητα*, η *ελαστικότητα* και, σε μικρότερο βαθμό, η *ραδιενέργεια* και η *θερμική αγωγιμότητα*.

Οι τοπικές μεταβολές της πυκνότητας των πετρωμάτων έχουν σαν αποτέλεσμα την εμφάνιση ανωμαλιών στο πεδίο της βαρύτητας οι οποίες μπορούν να διαπιστωθούν με κατάλληλες μετρήσεις στην επιφάνεια ή ακόμη και από τον αέρα.

Η μαγνητική επιδεκτικότητα, διαφορετική από πέτρωμα σε πέτρωμα, προκαλεί ανωμαλίες στο γεωμαγνητικό πεδίο που μπορούν επίσης να διαπιστωθούν με μαγνητικές μετρήσεις.

Ανάλογες ανωμαλίες προκαλούνται και στα άλλα πεδία που επηρεάζονται από τις υπόλοιπες ιδιότητες που αναφέρθηκαν προηγουμένως, λόγω διαφοροποιήσεων των ιδιοτήτων αυτών στους διάφορους γεωλογικούς σχηματισμούς.

Γενικά, μπορούμε να διακρίνουμε τις μεθόδους της εφαρμοσμένης γεωφυσικής σε άμεσες και έμμεσες. Άμεσες είναι οι μέθοδοι που μελετούν πεδία που ήδη υπάρχουν και τέτοιες μέθοδοι είναι π.χ. η βαρυτημετρική, η μαγνητική, η ραδιομετρική, η γεωθερμική και η γεωχημική. Έμμεσες είναι οι μέθοδοι που μελετούν πεδία που δημιουργούνται από τον ερευνητή και τέτοιες μέθοδοι είναι οι ηλεκτρικές (εκτός της μεθόδου του φυσικού δυναμικού) και οι σεισμικές.

Πολλές από τις μεθόδους δεν δίνουν τη δυνατότητα μονοσήμαντης ερμηνείας των αποτελεσμάτων (όπως π.χ. η βαρυτημετρική, η μαγνητική κλ.π.) και για το λόγο αυτό τις περισσότερες φορές, περισσότερες από μια μέθοδοι πρέπει να εφαρμοσθούν συγχρόνως.

Η εφαρμογή της γεωφυσικής διασκόπησης περιλαμβάνει γενικά τις ακόλουθες φάσεις:

- Μέτρηση (των ανωμαλιών των φυσικών σταθερών ή των φυσικών παραμέτρων)
- Επεξεργασία των μετρήσεων, απεικόνιση (σύνταξη διαγραμμάτων, γεωφυσικών χαρτών κλ.π)
- Ερμηνεία των αποτελεσμάτων.

Στη φάση της επεξεργασίας και απεικόνισης, οι ηλεκτρονικοί υπολογιστές συμβάλλουν στη γρήγορη και πλήρη αξιοποίηση μεγάλου όγκου δεδομένων. Η φάση της ερμηνείας, που είναι και η πλέον κρίσιμη διαδικασία της διασκόπησης, απαιτεί πείρα και γνώση των γεωλογικών παραμέτρων της περιοχής στην οποία γίνεται η διασκόπηση.

## Η βαρυτημετρική μέθοδος

Η ανάλυση του εξωτερικού πεδίου βαρύτητας δίνει πληροφορίες για τη δομή και τη συμπεριφορά του εσωτερικού της γης. Η κυριότερη πηγή γνώσης σχετικά με το εξωτερικό πεδίο της γήινης βαρύτητας είναι οι μετρήσεις της βαρύτητας. Η βαρυτημετρική μέθοδος διασκοπησης βασίζεται στις μετρήσεις, την επεξεργασία και ανάλυση του εξωτερικού πεδίου της γήινης βαρύτητας για να αντλεί συμπεράσματα σχετικά με τη σύσταση και τη δομή του υπεδάφους.

### 2.1 ΤΟ ΠΕΔΙΟ ΤΗΣ ΓΗΙΝΗΣ ΒΑΡΥΤΗΤΑΣ

Ένα σώμα που περιστρέφεται μαζί με τη γη υπόκειται σε ελκτικές δυνάμεις που οφείλονται στη μάζα της γης και των ουρανίων σωμάτων και στη φυγόκεντρη δύναμη που οφείλεται στην περιστροφή της γης. Ο συνδυασμός των ελκτικών δυνάμεων και της φυγόκεντρης δύναμης είναι η δύναμη της βαρύτητας. Μονάδα μέτρησης της επιτάχυνσης της βαρύτητας στο σύστημα SI (Système International d' Unités – διεθνές σύστημα μονάδων) είναι το  $\text{m s}^{-2}$ . Επειδή η επιτάχυνση της βαρύτητας μπορεί να μετρηθεί με ακρίβεια  $10^{-7} \dots 10^{-8} \text{ m s}^{-2}$  και επειδή ενδιαφέρον για την ανάλυση δεν έχουν οι ίδιες οι τιμές της επιτάχυνσης της βαρύτητας αλλά οι αποκλίσεις του πεδίου βαρύτητας της (πραγματικής) γης από το πεδίο βαρύτητας μιας "κανονικής γης" που γενικά παραμένουν μικρότερες από  $2 \times 10^{-3} \text{ m s}^{-2}$ , χρησιμοποιούνται ακόμη οι μονάδες:

$$\text{mGal} = 10^{-5} \text{ m s}^{-2}, \quad \mu\text{Gal} = 10^{-8} \text{ m s}^{-2} = 10 \text{ nm s}^{-2}.$$

που είναι υποδιαιρέσεις του Gal (από το όνομα του Galilei) δηλ.

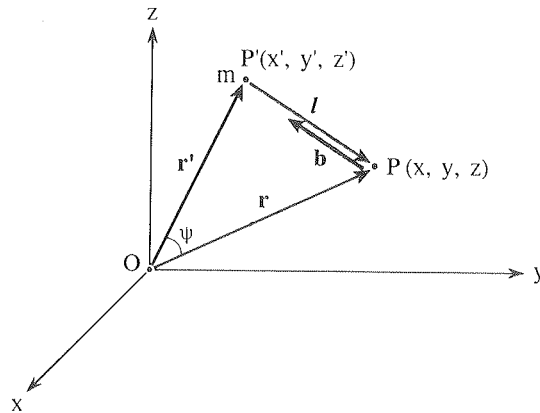
$$1 \text{ Gal} = \text{cm s}^{-2} \text{ (σύστημα c.g.s.)}.$$

Σύμφωνα με το νόμο του Νεύτωνα, δύο μάζες  $m_1$  και  $m_2$  έλκονται αμοιβαία με δύναμη

$$\mathbf{F} = -G \frac{m_1 m_2}{l^2} \frac{\mathbf{l}}{l} \quad (2.1)$$

όπου  $G$  η παγκόσμια σταθερά έλξης και  $l$  η απόσταση μεταξύ των σημειακών μαζών. Η μονάδα μάζας τοποθετημένη στο ελκόμενο σημείο  $P$  (σχήμα 2.1) στο πεδίο των ελκτικών δυνάμεων υπόκειται σε επιτάχυνση

$$\mathbf{b} = -G \frac{m}{l^2} \frac{\mathbf{l}}{l} \quad (2.2)$$



Σχήμα 2.1 Η επιτάχυνση των ελκτικών δυνάμεων  $\mathbf{b}$

που οφείλεται στη μάζα  $m$  που είναι τοποθετημένη στο έλκον σημείο  $P'$ . Η συνολική έλξη που ασκεί η γη, που αποτελείται από άπειρα στοιχεία μάζας, στη μονάδα μάζας στο σημείο  $P$  προκύπτει με άθροιση των επιμέρους επιταχύνσεων (2.2) διανυσματικά.

Η τιμή της σταθεράς της παγκόσμιας έλξης είναι

$$G = (6.672 \pm 0.004) \times 10^{-11} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-2}$$

Οι υπολογισμοί στο πεδίο βαρύτητας απλουστεύονται αν αντί του διανυσματικού πεδίου περάσουμε σε βαθμωτό πεδίο. Αυτό είναι δυνατό γιατί το πεδίο των ελκτικών δυνάμεων είναι ένα συντηρητικό πεδίο, δηλ. το  $\mathbf{b}$  μπορεί να παρασταθεί σαν κλίση μιας συνάρτησης δυναμικού  $V$

$$\mathbf{b} = \text{grad } V \quad (2.3)$$

Με τη συνθήκη  $\lim_{l \rightarrow \infty} V = 0$  εισάγεται το δυναμικό έλξης

$$V = V(l) = \frac{G m}{l} \quad (2.4)$$

Η τιμή του δυναμικού στο σημείο P του πεδίου έλξης δείχνει το έργο που πρέπει να καταναλωθεί ώστε να κινηθεί η μονάδα μάζας από το  $\infty$  ( $V = 0$ ) μέχρι το σημείο P. Το δυναμικό έλξης έχει διαστάσεις έργου ανά μονάδα μάζας και μονάδα  $m^2 s^{-2}$ .

Από τη σημειακή μάζα  $m$  ξανααγορεύουμε στη γη, με συνεχή κατανομή στοιχείων

$$dm = \rho dv \quad (2.5)$$

όπου  $\rho = \rho(\mathbf{r}')$  είναι η πυκνότητα και  $dv$  ο στοιχειώδης όγκος. Λαβαίνοντας υπόψη τη σχέση (2.4) το δυναμικό της γης δίνεται από τη σχέση

$$V = V(\mathbf{r}) = G \int_{\gamma\eta} \int \int \frac{dm}{l} = G \int_{\gamma\eta} \int \int \frac{\rho}{l} dv \quad (2.6)$$

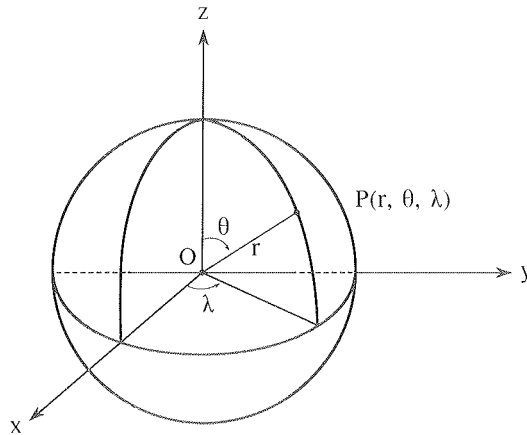
Σε πρώτη προσέγγιση η γη μπορεί να θεωρηθεί σφαιρική με κατανομή της πυκνότητας συμμετρική ως προς το κέντρο της. Ο υπολογισμός του δυναμικού έλξης διευκολύνεται, αν χρησιμοποιήσουμε σφαιρικές συντεταγμένες  $(r, \theta, \lambda)$  (σχήμα 2.2). Στην περίπτωση αυτή, στο σημείο P, έξω από το σώμα της γης το δυναμικό είναι

$$V_e = \frac{GM}{r} \quad (2.7)$$

όπου  $r$  η απόσταση του P από το κέντρο μάζας της γης, δηλ. είναι ίσο με το δυναμικό της συνολικής μάζας  $M$  της γης συγκεντρωμένης στο κέντρο της μάζας. Με  $GM = 398.6 \times 10^{12} m^3 s^{-2}$  και την ακτίνα της γης  $R = 6,371$  km, η τιμή του δυναμικού στην επιφάνεια της γης ( $r = R$ ) είναι

$$V = 6.26 \times 10^7 m^2 s^{-2} \text{ και η έλξη } b = 9.82 m^2 s^{-2} \text{ .}$$

Στην περίπτωση που το σημείο P βρίσκεται μέσα στο σώμα της γης, για τον υπολογισμό του  $V_i$  πρέπει να είναι γνωστή η συνάρτηση πυκνότητας. Για ομογενή σφαιρική γη ( $\rho = \text{σταθ}$ ) έχουμε



Σχήμα 2.2 Σφαιρικές συντεταγμένες  $r, \theta, \lambda$

$$V_i = 2 \pi G \rho \left( R^2 - \frac{r^2}{3} \right) \quad (2.8)$$

Αν αγνοήσουμε τη μάζα της ατμόσφαιρας ( $M_{\text{atm}} \approx 10^{-6}M$ ), το δυναμικό και οι πρώτες παράγωγοι  $\frac{\partial V}{\partial x} = V_x, \frac{\partial V}{\partial y} = V_y, \dots$  όπως και οι δεύτερες παράγωγοι  $\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} = V_{xx}, \dots$  είναι μονότιμα ορισμένες, πεπερασμένες και συνεχείς συναρτήσεις σε ολόκληρο το χώρο έξω από το φυσικό σώμα της γης. Οι διαστάσεις των δευτέρων μερικών παραγώγων του δυναμικού είναι  $s^{-2}$ . Λαβαίνοντας υπόψη την τάξη μεγέθους και την ακρίβεια μέτρησης των δευτέρων παραγώγων ( $10^{-8} \dots 10^{-9} s^{-2}$ ), οι μονάδες που χρησιμοποιούνται συνήθως είναι  $10^{-9} s^{-2} = 1 \text{ E}$  (Εδτνός) =  $0.1 \times 10^{-5} \text{ m s}^{-2}/\text{km}$ .

Ακόμη στο χώρο έξω από το φυσικό σώμα της γης, το δυναμικό  $V$  ικανοποιεί τη διαφορική εξίσωση του Laplace

$$\Delta V = \frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} = 0 \quad (2.9)$$

δηλ. είναι αρμονική συνάρτηση. Οι δεύτερες μερικές παράγωγοι του δυναμικού παρουσιάζουν ασυνέχειες για απότομες αλλαγές της πυκνότη-

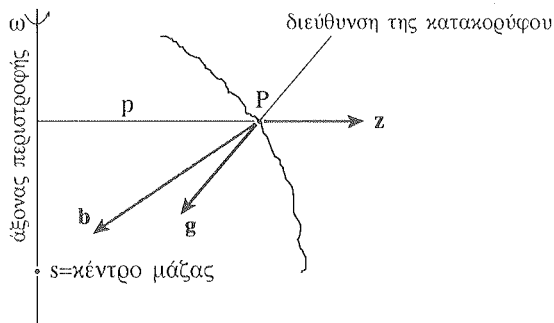
τας. Για σημεία μέσα στο σώμα της γής, αντί της (2.9) ισχύει η διαφορική εξίσωση του Poisson

$$\Delta V = -4 \pi G \rho \quad (2.10)$$

Η φυγόκεντρη δύναμη οφείλεται στην περιστροφή της γης γύρω από τον άξονά της. Αν υποθέσουμε ότι η γη περιστρέφεται με σταθερή γωνιακή ταχύτητα  $\omega$  γύρω από τον άξονα περιστροφής της, που υποτίθεται σταθερός σε σχέση με τη γη, η φυγόκεντρη επιτάχυνση

$$\mathbf{z} = \omega^2 \mathbf{p} \quad (2.11)$$

που ενεργεί στη μονάδα της μάζας έχει διεύθυνση κάθετη στον άξονα περιστροφής (σχήμα 2.3).



Σχήμα 2.3 Η επιτάχυνση  $\mathbf{b}$ , η φυγόκεντρη επιτάχυνση  $\mathbf{z}$  και η επιτάχυνση της βαρύτητας  $\mathbf{g}$

Η γωνιακή ταχύτητα  $\omega = 2\pi/86,164.10 \text{ s} = 7.292115 \times 10^{-5} \text{ rad s}^{-1}$  είναι γνωστή με μεγάλη ακρίβεια από την αστρονομία.

Σε αναλογία με το δυναμικό των ελκτικών δυνάμεων εισάγεται το δυναμικό της φυγόκεντρης δύναμης  $\Phi$  με τη σχέση

$$\mathbf{z} = \text{grad } \Phi \quad (2.12)$$

όπου

$$\Phi = \Phi(p) = \frac{\omega^2}{2} p^2 \quad (2.13)$$

που σε αντίθεση με το δυναμικό  $V$  δεν είναι αρμονική συνάρτηση αφού ισχύει

$$\Delta\Phi = 2 \omega^2 \quad . \quad (2.14)$$

Η τιμή του  $\Phi$  για σημεία στον ισημερινό της γης είναι  $\Phi = 1.1 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$  και η τιμή του  $z = |z| = 0.03 \text{ m s}^{-2}$  ( $\approx 0.3 \%$  της επιτάχυνσης των ελκτικών δυνάμεων). Στους πόλους έχουμε  $\Phi = 0$ ,  $z = 0$ .

Η επιτάχυνση της βαρύτητας ή απλά βαρύτητα  $\mathbf{g}$  είναι η συνισταμένη της έλξης  $\mathbf{b}$  και της φυγόκεντρης δύναμης  $\mathbf{z}$  (σχήμα 2.3) δηλ.

$$\mathbf{g} = \mathbf{b} + \mathbf{z} \quad . \quad (2.15)$$

Η διεύθυνση του διανύσματος  $\mathbf{g}$  είναι γνωστή σαν διεύθυνση της κατακορύφου ενώ το μέτρο  $g$  του  $\mathbf{g}$  είναι γνωστό σαν ένταση της βαρύτητας (μερικές φορές λέγοντας βαρύτητα εννοούμε την ένταση της βαρύτητας).

Το δυναμικό της βαρύτητας  $W$  είναι το άθροισμα των δυναμικών  $V$  και  $\Phi$  δηλ.

$$W = V + \Phi \quad (2.16)$$

και σαν άθροισμα μιας αρμονικής και μιας μη αρμονικής συνάρτησης, δεν είναι αρμονική συνάρτηση. Αν προσθέσουμε κατά μέλη τις (2.9) και (2.14) έχουμε για το δυναμικό  $W$  έξω από τις μάζες

$$\Delta W = 2\omega^2 \quad (2.17)$$

και αν προσθέσουμε τις (2.10) και (2.14) έχουμε για το δυναμικό  $W$  μέσα στις μάζες

$$\Delta W = -4\pi G \rho + 2\omega^2 \quad . \quad (2.18)$$

Λόγω της πλάτυνσης στους πόλους και της φυγόκεντρης επιτάχυνσης, η ένταση της βαρύτητας  $g$  μεταβάλλεται στην επιφάνεια της γης μεταξύ  $9.78 \text{ m s}^{-2}$  (ισημερινός) και  $9.83 \text{ m s}^{-2}$  (πόλος).

## 2.2 ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ - ΟΡΓΑΝΑ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ

Οι βαρυτημετρικές μετρήσεις διακρίνονται σε *απόλυτες* και *σχετιές*. Με τον όρο *απόλυτη* μέτρηση εννοούμε τον προσδιορισμό της τιμής του  $g$  σε ένα σημείο  $P$  από μετρήσεις μήκους και χρόνου, ενώ με τον όρο *σχετική* μέτρηση εννοούμε τη μέτρηση της διαφοράς  $\Delta g_{PQ}$  των τιμών του  $g$  σε δύο διαφορετικά σημεία  $P$  και  $Q$ . Γνωρίζοντας τη βαρυτημετρική διαφορά  $\Delta g_{PQ} = g_Q - g_P$  μεταξύ των σημείων  $P$  και  $Q$  και την απόλυτη τιμή της βαρύτητας  $g_P$  στο σημείο  $P$ , η τιμή της βαρύτητας  $g_Q$  στο