

ΒΑΣΙΛΗΣ ΠΑΠΑΖΑΧΟΣ

# ΕΙΣΑΓΩΓΗ ΣΤΗ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΑ



## ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Το βιβλίο αυτό αποτελεί βελτιωμένη και εμπλουτισμένη νέα έκδοση του βιβλίου μου με τον ίδιο τίτλο που εκδόθηκε το 1977. Τρεις είναι οι βασικοί λόγοι για τους οποίους έγινε αναγκαία η νέα αυτή έκδοση.

Ο πρώτος λόγος είναι ότι στα δώδεκα αυτά χρόνια σημειώθηκε σημαντική πρόοδος σε αρκετούς τομείς της Σεισμολογίας και η σεισμολογική έρευνα στη χώρα μας αύξησε σημαντικά τις γνώσεις πάνω στα σεισμολογικά προβλήματα του ελληνικού χώρου, ώστε να είναι απαραίτητο να συμπεριληφθούν οι βασικότερες από τις νέες αυτές κατακτήσεις της επιστήμης σε ένα σύγχρονο, πανεπιστημιακού επιπέδου, βιβλίο Σεισμολογίας.

Το εκπαιδευτικό πρόγραμμα του Τμήματος Γεωλογίας αναθεωρήθηκε ριζικά το 1983 και μετά αναμορφώθηκε ουσιαστικά το περιεχόμενο της ύλης των γεωφυσικών μαθημάτων του. Μεταξύ των τεσσάρων άτυπων κατευθύνσεων που περιλαμβάνει το πρόγραμμα αυτό η μια είναι στη Γεωφυσική. Υπήρξε, συνεπώς, ανάγκη προσαρμογής του βιβλίου της Σεισμολογίας στο νέο πρόγραμμα σπουδών και αυτός είναι ο δεύτερος λόγος αυτής της έκδοσης του βιβλίου.

Το μάθημα της Σεισμολογίας διδάχτηκε επί δώδεκα χρόνια σε φοιτητές των Τμημάτων Γεωλογίας, Φυσικής και Μαθηματικών. Κατά το διάστημα αυτό, πέρα του ότι διαπιστώθηκαν ορισμένες παραλείψεις στην πρώτη έκδοση, αποκτήθηκε και σημαντική πείρα. Έγινε προσπάθεια να συμπληρωθούν οι παραλείψεις και να αξιοποιηθεί η πείρα αυτή στην παρούσα έκδοση. Επίσης, στην έκδοση αυτή, περιλαμβάνονται και ασκήσεις στο τέλος των περισσότερων κεφαλαίων. Αυτός είναι ο τρίτος λόγος για τον οποίο έγινε η δεύτερη αυτή έκδοση του βιβλίου.

Η Σεισμολογία ανήκει, βασικά, στις εφαρμοσμένες επιστήμες και γεννήθηκε από την προσπάθεια του ανθρώπου να μελετήσει τους σεισμούς, για να βρει τρόπους προφύλαξης της ζωής του και της περιουσίας του από τις σεισμικές καταστροφές.

Η μεγάλη, όμως, ανάπτυξη της Σεισμολογίας, από τις αρχές του εικοστού αιώνα, οφείλεται στην επιθυμία του ανθρώπου να γνωρίσει το εσωτερικό του πλανήτη που ζει και στην ανάγκη να δώσει αυτός λύσεις σε άλλα προβλήματα, όπως είναι το ενεργειακό πρόβλημα και το πρόβλημα της δομής της Γης, που είναι το ίδιο, τουλάχιστον, σημαντικά με το πρόβλημα της προστασίας μας από τους σεισμούς. Η εφαρμογή,

μάλιστα, σεισμικών μεθόδων για τη λύση των προβλημάτων αυτών υπήρξε περισσότερο επιτυχής από την προσπάθεια αντιμετώπισης του σεισμικού κινδύνου. Αρκεί να αναφέρουμε ότι το σύνολο σχεδόν των γνώσεών μας για τη δομή του εσωτερικού της Γης οφείλεται στη Σεισμολογία και ότι οι σεισμικές μέθοδοι διασκόπησης για την αναζήτηση κοιτασμάτων (πετρελαίου, κλπ) είναι οι πιο ακριβείς και πλατύτερα εφαρμόζόμενες μέθοδοι γεωφυσικής διασκόπησης.

Η Σεισμολογία αποτελεί κλάδο της Γεωφυσικής και για το λόγο αυτό διδάσκεται ως μέρος του μαθήματος της Γεωφυσικής σε πολλά ανώτατα εκπαιδευτικά ιδρύματα του εξωτερικού και αποτελεί τμήμα πολλών γεωφυσικών βιβλίων. Συνηθέστερα, όμως, αυτή διδάσκεται ως ανεξάρτητο μάθημα, λόγω της εξαιρετικής σημασίας της. Γιαυτό, έχουν εκδοθεί και ιδιαίτερα βιβλία Σεισμολογίας.

Επιδίδεται, συνήθως, τα βιβλία Σεισμολογίας να εκπληρώνουν δύο βασικούς σκοπούς. Από τη μια μεριά να είναι κατανοητά από αναγνώστες που ενδιαφέρονται να αποκτήσουν γενικές σεισμολογικές γνώσεις και από την άλλη να αποτελούν βοήθημα στους ενδιαφερόμενους να εμβαθύνουν στα σεισμολογικά προβλήματα. Συνεπώς, ο συγγραφέας ενός βιβλίου Σεισμολογίας πρέπει να απευθυνθεί σε δύο κατηγοριών αναγνώστες από άποψη μαθηματικών γνώσεων και γνώσεων Φυσικής. Στο πρόβλημα αυτό, που προκύπτει και σε συγγραφείς βιβλίων άλλων φυσικών επιστημών, δίνονται διάφορες λύσεις όπως είναι η επιλογή μιας «μέσης στάθμης», το γράψιμο δύο ή περισσότερων βιβλίων διαφορετικής στάθμης, κλπ. Στην παρούσα περίπτωση προτιμήθηκε η πρώτη απ' αυτές τις λύσεις, αλλά το επίπεδο της νέας αυτής έκδοσης είναι σαφώς ανεβασμένο.

Βάση για την επιλογή και τον τρόπο παρουσίασης της ύλης που συγκροτεί τα 16 κεφάλαια του παρόντος βιβλίου αποτέλεσε η επιδίωξη να χρησιμοποιηθεί αυτό ως βοήθημα στους φοιτητές και ειδικούς επιστήμονες (γεωλόγους, φυσικούς, μαθηματικούς, μηχανικούς) που ενδιαφέρονται ιδιαίτερα για τη Σεισμολογία. Παρ' όλα αυτά, το βιβλίο αυτό μπορεί να φανεί χρήσιμο και σε άλλους αναγνώστες που ενδιαφέρονται να αποκτήσουν γενικές σεισμολογικές γνώσεις (καθηγητές γυμνασίου, δασκάλους, κλπ.). Τέτοιες γνώσεις είναι ιδιαίτερα χρήσιμες για τους Έλληνες λόγω της μεγάλης σεισμικότητας του ελληνικού χώρου.

Στη διαμόρφωση της ύλης της νέας αυτής έκδοσης του βιβλίου συνέβαλαν σημαντικά οι απόψεις των συνεργατών μου Ν. Θεοδουλίδη, Γ. Καρακάτση, Β. Καρακώστα, Α. Κυρατζή, Β. Μάργαρη, Δ. Παναγιωτόπουλου, Ε. Παπαδημητρίου, Κ. Παπαζάχου, Χ. Παπαϊωάννου, Ε. Σκορδύλη και Π. Χατζηδημητρίου και των φοιτητών μου, τους οποίους ευχα-

ριστώ θερμά. Ευχαριστώ επίσης θερμά τους πολιτικούς μηχανικούς Σ. Αναγνωστόπουλο, Δ. Παπασταματίου και Β. Λεκίδη οι οποίοι διάβασαν το τελευταίο κεφάλαιο του βιβλίου, που έχει ως αντικείμενο την Τεχνική Σεισμολογία, και συνέβαλαν σημαντικά στη βελτίωσή του.

Ευχαριστώ ιδιαίτερα τη συνεργάτιδά μου Δ. Βλάχου η οποία με πραγματική αφοσίωση εργάστηκε για να εκδοθεί το βιβλίο αυτό.

Στη γυναίκα μου Κατερίνα που με βοήθησε για την έκδοση αυτού του βιβλίου και με βοηθάει συνεχώς στην επιστημονική μου προσπάθεια εκφράζω την ευγνωμοσύνη μου.

Ευχαριστώ επίσης την κυρία Π. Ζήτη για την άρτια εκτύπωση αυτού του βιβλίου.

Θεσσαλονίκη 1989

Β. Κ. Παπαζάχος

## ΠΙΝΑΚΑΣ ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΩΝ

	Σελ.
<b>ΠΡΟΛΟΓΟΣ</b> .....	3
 <b>Κεφάλαιο 1</b>	
<b>Εισαγωγή</b>	
1.1. Αντικείμενο της Σεισμολογίας .....	13
1.2. Σκοπός και σημασία της Σεισμολογίας .....	14
1.3. Γενικοί τρόποι έρευνας στη Σεισμολογία .....	15
1.4. Σύντομη ιστορία της Σεισμολογίας .....	17
 <b>Κεφάλαιο 2</b>	
<b>Στοιχεία θεωρίας ελαστικότητας και ελαστικών κυμάτων</b>	
2.1. Εισαγωγή .....	21
2.2. Τάση .....	21
2.3. Παραμόρφωση σώματος .....	24
2.4. Σχέση μεταξύ τάσης και ανηγμένης παραμόρφωσης .....	26
2.5. Ελαστικές σταθερές .....	26
2.6. Ελαστικά κύματα χώρου .....	27
2.7. Ελαστικά επιφανειακά κύματα .....	31
<b>Ασκήσεις</b> .....	34
 <b>Κεφάλαιο 3</b>	
<b>Όργανα αναγραφής των σεισμών</b>	
3.1. Εισαγωγή .....	37
3.2. Σεισμοσκόπια .....	37
3.3. Σεισμογράφοι .....	38
3.4. Σεισμόμετρα .....	42
3.5. Τρόποι μεταβολής της περιόδου εκκρεμούς σεισμομέτρου .....	43
3.6. Τρόποι αναγραφής των σεισμών .....	46
3.7. Τρόποι απόσβεσης των αιωρήσεων του εκκρεμούς .....	48
3.8. Μεγέθυνση σεισμομέτρου .....	49
3.9. Βασικές ιδιότητες σεισμογράφου .....	50
3.10. Βασικές ιδιότητες σεισμομέτρου .....	51
3.11. Βαθμολόγηση ηλεκτρομαγνητικών σεισμομέτρων .....	53
3.12. Σεισμόμετρα μηχανικής αναγραφής .....	57
3.13. Σεισμόμετρα οπτικής αναγραφής .....	60
3.14. Ηλεκτρομαγνητικά σεισμόμετρα .....	61
3.15. Σεισμόμετρα ηλεκτροστατικού τύπου .....	63

3.16. Επιταχυνσιόμετρα .....	63
3.17. Παραμορφωσιόμετρα .....	64
3.18. Σεισμολογικά όργανα στον ελληνικό χώρο .....	65
Ασκήσεις .....	67

#### Κεφάλαιο 4

##### Σεισμικά κύματα και διάδοση αυτών στο εσωτερικό της Γης

4.1. Σεισμικά κύματα και είδη αυτών .....	69
4.2. Εστία, επίκεντρο και χρόνος γένεσης σεισμού .....	70
4.3. Καμπύλες χρόνων διαδρομής των κυμάτων χώρου .....	72
4.4. Μεταβολή των ταχυτήτων διάδοσης των σεισμικών κυμάτων χώρου με το βάθος μέσα στη Γη .....	74
4.5. Διάδοση των σεισμικών κυμάτων στο εσωτερικό της Γης .....	78
4.6. Διάδοση των κυμάτων χώρου στο φλοιό .....	79
4.7. Διάδοση των κυμάτων χώρου στο μανδύα .....	84
4.8. Διάδοση των κυμάτων χώρου στον πυρήνα .....	87
4.9. Επιφανειακά κύματα και διάδοση αυτών στη Γη .....	91
4.10. Ελεύθερη ταλάντωση της Γης .....	93
Ασκήσεις .....	97

#### Κεφάλαιο 5

##### Στερεογραφική προβολή και εφαρμογές της στη Σεισμολογία

5.1. Εισαγωγή .....	98
5.2. Αρχή της μεθόδου της στερεογραφικής προβολής .....	98
5.3. Προβαλλόμενη σφαίρα η σφαίρα της Γης .....	101
5.4. Προβαλλόμενη σφαίρα με κέντρο στην επιφάνεια της Γης .....	103
Ασκήσεις .....	106

#### Κεφάλαιο 6

##### Σεισμομετρία

6.1. Εισαγωγή .....	107
6.2. Εύρεση του χρόνου άφιξης .....	107
6.3. Εύρεση του πλάτους και της περιόδου .....	109
6.4. Φάσμα της σεισμικής κίνησης .....	110
6.5. Διάγραμμα της κίνησης του υλικού σημείου .....	111
6.6. Κατασκευή πινάκων και καμπύλων χρόνων διαδρομής .....	112
6.7. Εύρεση της επικεντρικής απόστασης και του χρόνου γένεσης .....	113
6.8. Προσδιορισμός του μικροσεισμικού επικέντρου .....	115
6.9. Προσδιορισμός του επικέντρου με ένα ή δύο σταθμούς .....	115
6.10. Προσδιορισμός του επικέντρου με τρεις σταθμούς .....	117
6.11. Προσδιορισμός του επικέντρου με πολλούς σταθμούς .....	120
6.12. Προσδιορισμός του εστιακού βάθους των επιφανειακών σεισμών .....	124
6.13. Προσδιορισμός του εστιακού βάθους των πλουτωνίων σεισμών .....	126
Ασκήσεις .....	132



## Κεφάλαιο 7

### Μέγεθος και ενέργεια σεισμών

7.1. Μέγεθος σεισμού .....	137
7.2. Τοπικό μέγεθος .....	138
7.3. Επιφανειακό μέγεθος .....	141
7.4. Χωρικό μέγεθος .....	143
7.5. Μέγεθος σεισμικής ροπής .....	144
7.6. Μέγεθος διάρκειας σήματος .....	147
7.7. Κορεσμός των κλιμάκων μεγέθους .....	148
7.8. Τρόπος υπολογισμού των μεγεθών στον ελληνικό χώρο .....	149
7.9. Ενέργεια σεισμού .....	150
Ασκήσεις .....	152

## Κεφάλαιο 8

### Σεισμική δράση της Γης και κατανομή αυτής

8.1. Εισαγωγή .....	153
8.2. Σεισμικότητα και μέτρα αυτής .....	154
8.3. Η σεισμικότητα της Γης .....	157
8.4. Κατακόρυφη κατανομή των σεισμικών εστιών .....	158
8.5. Τα δύο παγκόσμια συστήματα ζωνών διάρρηξης .....	159
8.6. Γεωγραφική κατανομή της σεισμικής δράσης .....	161
8.7. Σεισμική δράση του ελληνικού χώρου .....	165
8.8. Χρονική μεταβολή της σεισμικής δράσης .....	168
8.9. Σεισμικές ακολουθίες και είδη αυτών .....	168
8.10. Χρονική, χωρική και κατά μέγεθος κατανομή των μελών των σεισμικών ακολουθιών .....	170
8.11. Τρόπος έκλυσης της σεισμικής ενέργειας μιας μετασεισμικής ακολουθίας ..	172
8.12. Φυσικές ερμηνείες για τον τρόπο γένεσης των σεισμικών ακολουθιών .....	173
Ασκήσεις .....	176

## Κεφάλαιο 9

### Τρόποι και αίτια γένεσης των σεισμών

9.1. Τρόποι γένεσης των επιφανειακών σεισμών .....	178
9.2. Η θεωρία των εμποδίων και φραγμάτων .....	180
9.3. Μηχανισμός γένεσης των τεκτονικών σεισμών .....	184
9.4. Τρόπος γένεσης των πλουτωνίων σεισμών .....	188
9.5. Αίτια γένεσης των σεισμών .....	189
9.6. Η θεωρία των λιθοσφαιρικών πλακών .....	191
9.7. Αίτια έκλυσης των σεισμών .....	193

## Κεφάλαιο 10

### Πρόγνωση σεισμών

10.1. Το πρόβλημα της πρόγνωσης των σεισμών .....	195
10.2. Προσωρινά σεισμικά κενά .....	197
10.3. Πρόδρομα φαινόμενα των σεισμών .....	199
10.4. Φυσική ερμηνεία των προδρόμων φαινομένων .....	203

**Κεφάλαιο 11****Μακροσεισμικά αποτελέσματα των σεισμών**

11.1. Είδη μακροσεισμικών αποτελεσμάτων .....	205
11.2. Αποτελέσματα των σεισμών στο έδαφος .....	205
11.3. Αποτελέσματα των σεισμών στο νερό της ξηράς .....	209
11.4. Αποτελέσματα των σεισμών στη θάλασσα .....	211
11.5. Αποτελέσματα των σεισμών στις τεχνικές κατασκευές .....	213
11.6. Επίδραση των σεισμών στους ανθρώπους .....	217
11.7. Επίδραση των σεισμών στα ζώα .....	218
11.8. Εκτίμηση των μακροσεισμικών αποτελεσμάτων .....	219
11.9. Ισόσειστες καμπύλες .....	221
<b>Ασκήσεις</b> .....	224

**Κεφάλαιο 12****Τεχνητές δονήσεις**

12.1. Είδη τεχνητών δονήσεων .....	226
12.2. Παραγόμενες εργαστηριακά δονήσεις .....	226
12.3. Εδαφικός θόρυβος .....	228
12.4. Πυρηνικές εκρήξεις και σημασία αυτών για τη Σεισμολογία .....	230
12.5. Ενέργεια και μέγεθος πυρηνικών εκρήξεων .....	231
12.6. Ανίχνευση των πυρηνικών δοκιμών .....	233
12.7. Μέθοδοι διάκρισης των πυρηνικών εκρήξεων από τους σεισμούς .....	234
12.8. Δονήσεις που οφείλονται σε χημικές ενώσεις .....	237
<b>Ασκήσεις</b> .....	238

**Κεφάλαιο 13****Σεισμολογία της Σελήνης**

13.1. Αντικείμενο της Σεισμολογίας της Σελήνης .....	239
13.2. Το πρώτο δίκτυο σεισμολογικών σταθμών στη Σελήνη .....	240
13.3. Ιδιότητες των σεισμικών αναγραφών στη Σελήνη .....	240
13.4. Μέθοδοι διάκρισης των δονήσεων της Σελήνης .....	242
13.5. Σεισμικότητα της Σελήνης .....	243
13.6. Μηχανισμός και αίτια γένεσης των σεισμών της Σελήνης .....	244
13.7. Μεταβολή των ταχυτήτων με το βάθος μέσα στη Σελήνη .....	246

**Κεφάλαιο 14****Παράμετροι διαδικασίας γένεσης των σεισμών**

14.1. Εισαγωγή .....	248
14.2. Γεωμετρικές παράμετροι του σεισμικού ρήγματος .....	248
14.3. Μετάθεση στην εστία σεισμού .....	251
14.4. Κινηματικοί άξονες και κύριοι άξονες τάσης .....	254
14.5. Η θεωρία της ελαστικής εξάρμωσης και το σύστημα των εξωτερικών δυνάμεων .....	255
14.6. Τρόπος ακτινοβολίας των σεισμικών κυμάτων στην εστία ενός σεισμού ....	258
14.7. Μεταβολές της τάσης και της ενέργειας κατά τη γένεση των σεισμών .....	263



14.8. Διάδοση της διάρρηξης στην επιφάνεια του ρήγματος .....	270
14.9. Χρονική μεταβολή της μετάθεσης σε σημείο του ρήγματος .....	277
Ασκήσεις .....	282

## Κεφάλαιο 15

### Μέθοδοι καθορισμού του μηχανισμού γένεσης των σεισμών

15.1. Εισαγωγή .....	284
15.2. Η μέθοδος των πρώτων αποκλίσεων των επιμήκων κυμάτων .....	284
15.3. Μέθοδος των γραμμών πόλωσης των εγκαρσίων κυμάτων .....	296
15.4. Μέθοδοι των επιφανειακών κυμάτων .....	303
15.5. Εφαρμογή της θεωρίας του Reid για τον υπολογισμό παραμέτρων του ρήγματος .....	305
Ασκήσεις .....	308

## Κεφάλαιο 16

### Τεχνική Σεισμολογία

16.1. Εισαγωγή .....	310
16.2. Σεισμική ένταση .....	311
16.3. Ισχυρές σεισμικές κινήσεις του εδάφους και μέτρηση αυτών .....	314
16.4. Παράγοντες που καθορίζουν τη σεισμική κίνηση .....	318
16.5. Εξάρτηση της σεισμικής κίνησης από τις παραμέτρους της εστίας .....	319
16.6. Εξάρτηση της σεισμικής κίνησης από το δρόμο διάδοσης των σεισμικών κυμάτων .....	320
16.7. Εξάρτηση της σεισμικής κίνησης από τις τοπικές εδαφικές συνθήκες .....	322
16.8. Σχέσεις υπολογισμού των μέγιστων τιμών των παραμέτρων της σεισμικής κίνησης .....	329
16.9. Σεισμικός κίνδυνος, σεισμική επικινδυνότητα και τρωτότητα .....	334
16.10. Μέτρα σεισμικής επικινδυνότητας και τρόποι υπολογισμού τους .....	336
16.11. Απόκριση των τεχνικών κατασκευών στις σεισμικές κινήσεις .....	348
16.12. Σεισμικές κινήσεις σχεδιασμού .....	359
16.13. Καθορισμός των σεισμικών δυνάμεων .....	367
16.14. Πρακτικοί κανόνες αντισεισμικής κατασκευής .....	370
16.15. Ορισμένα στοιχεία για τον ελληνικό αντισεισμικό Κανονισμό .....	373
Ασκήσεις .....	376
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ .....	381

# ΕΙΣΑΓΩΓΗ

### 1.1. Αντικείμενο της Σεισμολογίας

**Σεισμοί** είναι οι εδαφικές δονήσεις που γεννιούνται κατά τις διαταράξεις της μηχανικής ισορροπίας των γήινων πετρωμάτων από φυσικά αίτια τα οποία βρίσκονται στο εσωτερικό της Γης.

Στις θέσεις διατάραξης της μηχανικής ισορροπίας των γήινων πετρωμάτων απελευθερώνεται μηχανική ενέργεια, που διαδίδεται μέσα στη Γη με τη μορφή κυμάτων. Τα κύματα αυτά λέγονται **σεισμικά κύματα** και εκδηλώνονται με τη μορφή δονήσεων του εδάφους. Τους σεισμούς μελετάει η Σεισμολογία.

Υπάρχουν εδαφικές δονήσεις, που τα αίτιά τους είναι φυσικά ή τεχνητά, αλλά αυτά δε βρίσκονται στο εσωτερικό της Γης. Τέτοιες φυσικές δονήσεις είναι οι οφειλόμενες στην πτώση μετεωριτών, σε μετεωρολογικά αίτια, σε θαλάσσια κύματα, κλπ., ενώ τεχνητές δονήσεις είναι αυτές που προκαλούνται από πυρηνικές ή χημικές εκρήξεις, από μηχανές εργοστασίων, κλπ. Και αυτές τις δονήσεις τις μελετάει η Σεισμολογία.

Αντικείμενο επίσης της Σεισμολογίας αποτελούν οι σεισμοί της Σελήνης και άλλες δονήσεις τους εδάφους της.

Όλες αυτές οι εδαφικές δονήσεις αποτελούν ταλαντώσεις με περιόδους που κυμαίνονται μεταξύ ενός μικρού κλάσματος του δευτερολέπτου και 54 λεπτών. Τις μικρότερες περιόδους έχουν οι δονήσεις που οφείλονται στα μέσα συγκοινωνίας, στις μηχανές εργοστασίων κλπ, ενώ τις μεγαλύτερες περιόδους έχει η ελεύθερη ταλάντωση της Γης, που εκτελεί αυτή όταν διεγείρεται από πολύ μεγάλους σεισμούς.

Μηχανικές δονήσεις πολύ μικρής περιόδου ( $10^{-5}$  sec) παράγονται τεχνητά στο εργαστήριο. Η Σεισμολογία μελετάει και τις δονήσεις αυτές.

Όλες οι δονήσεις που αναφέρθηκαν παραπάνω οφείλονται στη διάδοση κυμάτων, που λέγονται **ελαστικά κύματα**. Γιαυτό, τα σεισμικά κύματα αποτελούν μια κατηγορία των ελαστικών κυμάτων και διαφέρουν

από τις άλλες κατηγορίες ελαστικών κυμάτων μόνο ως προς τα αίτια γένεσής τους.

Από τα παραπάνω και από αυτά που θα αναφέρουμε παρακάτω προκύπτει ότι το αντικείμενο της Σεισμολογίας είναι πολύ πλατύ. Για το λόγο αυτό, δεν είναι εύκολο να δοθεί απόλυτα ικανοποιητικός ορισμός αυτής. Μπορούμε πάντως να πούμε ότι:

**Σεισμολογία** είναι η επιστήμη των ελαστικών κυμάτων.

Υπάρχουν εδαφικές κινήσεις απεριοδικές, όπως είναι οι τεκτονικές κινήσεις μεγάλων τμημάτων της στερεάς Γης, ή ακόμα κινήσεις περιοδικές αλλά με πολύ μεγάλες περιόδους, όπως είναι οι παλίρροιες. Οι κινήσεις αυτές αποτελούν κύριο αντικείμενο άλλων κλάδων της επιστήμης της Γης, αλλά η Σεισμολογία ενδιαφέρεται και γι' αυτές, γιατί σχετίζονται με τα σεισμικά φαινόμενα.

## 1.2. Σκοπός και σημασία της Σεισμολογίας

Η Σεισμολογία είναι εφαρμοσμένη επιστήμη και γιαυτό αυτή μελετάει τα ελαστικά κύματα, με σκοπό να χρησιμοποιήσει τα αποτελέσματα της μελέτης αυτής στη λύση προβλημάτων που παρουσιάζουν πρακτικό για τον άνθρωπο ενδιαφέρον.

Επικρατεί, γενικά, η εντύπωση, ότι αποκλειστικός σχεδόν σκοπός της Σεισμολογίας είναι η εύρεση μεθόδων πρόγνωσης του χώρου και του χρόνου γένεσης των μεγάλων σεισμών. Αυτό δεν είναι σωστό. Η Σεισμολογία σήμερα δίνει ή προσπαθεί να δώσει λύση σε σημαντικό αριθμό πρακτικών προβλημάτων. Ορισμένα απ' αυτά είναι ασφαλώς σημαντικότερα από το πρόβλημα της πρόγνωσης.

Το πρόβλημα της πρόγνωσης αποτελεί μέρος ενός γενικότερου προβλήματος, που αφορά την επινόηση και εφαρμογή μεθόδων προφύλαξης του ανθρώπου και των δημιουργημάτων του από το σεισμικό κίνδυνο. Επειδή η λύση του προβλήματος της πρόγνωσης παρουσιάζει μεγάλες δυσκολίες και αυτή δε μπορεί να έχει ως συνέπεια την οριστική αποφυγή του σεισμικού κινδύνου, οι σεισμολόγοι σήμερα προσπαθούν να συμβάλουν στην προστασία του ανθρώπου από τις σεισμικές καταστροφές και με άλλους τρόπους. Αυτοί μελετούν τη γεωγραφική και κατακόρυφη κατανομή των σεισμικών εστιών, τον τρόπο ακτινοβολίας της σεισμικής ενέργειας στις εστίες αυτής, καθώς και την επίδραση στα σεισμικά κύματα του μέσου διάδοσης αυτών και του εδάφους θεμελίωσης των οικοδομών, ώστε να δώσουν χρήσιμες πληροφορίες στους μηχανικούς για την κατασκευή αντισεισμικών κτιρίων, δηλαδή, κτιρίων

που μπορούν να αντέξουν στη σεισμική δύναμη. Από το άλλο μέρος, σεισμικές μέθοδοι εφαρμόζονται για την εύρεση του μητρικού πετρώματος και γενικά τη μελέτη του εδάφους θεμελίωσης μεγάλων τεχνικών έργων.

Το δεύτερο σημαντικό θέμα με το οποίο ασχολείται η Σεισμολογία είναι η μελέτη του εσωτερικού της Γης. Σε σεισμικές μεθόδους οφείλουμε το σύνολο σχεδόν των γνώσεών μας σχετικά με τη δομή του εσωτερικού της Γης. Με σεισμικές, κυρίως, μεθόδους συγκεντρώθηκαν οι πρώτες πληροφορίες που αφορούν το εσωτερικό της Σελήνης. Ιδιαίτερα, η μελέτη της δομής των επιφανειακών στρωμάτων του φλοιού της Γης με σεισμικές μεθόδους αποτελεί τη σπουδαιότερη γεωφυσική μέθοδο ανίχνευσης κοιτασμάτων πετρελαίου.

Σημαντική είναι η συμβολή της Σεισμολογίας στη λύση γεωτεκτονικών προβλημάτων που σχετίζονται με την εξέλιξη της Γης. Ως παράδειγμα αναφέρουμε τον καθορισμό των ορίων των λιθοσφαιρικών πλακών και της διεύθυνσης της κίνησης αυτών με τη χρησιμοποίηση δεδομένων που αφορούν τη γεωγραφική και κατακόρυφη κατανομή των σεισμικών εστιών και το μηχανισμό γένεσης των σεισμών. Από το άλλο μέρος, οι πρώτες θετικές πληροφορίες για την τεκτονική δράση στη Σελήνη οφείλονται στην εγκατάσταση σεισμομέτρων στην επιφάνειά της.

Τα τελευταία χρόνια η Σεισμολογία ασχολείται και με το πρόβλημα της ανίχνευσης των πυρηνικών εκρήξεων από μακριά. Η λύση του προβλήματος αυτού έχει αποφασιστική σημασία για την απαγόρευση των πυρηνικών δοκιμών και συνεπώς για την εμπέδωση της παγκόσμιας ειρήνης.

### 1.3. Γενικοί τρόποι έρευνας στη Σεισμολογία

Η Σεισμολογία αποτελεί κλάδο της Γεωφυσικής. Γιαυτό, οι σεισμολόγοι, όπως όλοι οι γεωφυσικοί, για να πετύχουν τους σκοπούς τους, πραγματοποιούν: α) παρατηρήσεις στην φύση, β) πειραματικές εργασίες στο εργαστήριο και γ) θεωρητικές έρευνες.

Η παρατήρηση των σεισμικών φαινομένων στη φύση γίνεται με δύο τρόπους. Με τον πρώτο τρόπο παρατηρούνται απ' ευθείας και εκτιμούνται μάλλον ποιοτικά τα μακροσεισμικά αποτελέσματα των σεισμών, δηλαδή, τα αποτελέσματα αυτών στο έδαφος, στο νερό, στα κτίρια, στους ανθρώπους, κλπ. Η τέτοια μελέτη λέγεται **μακροσεισμική** μελέτη των σεισμών. Ο δεύτερος τρόπος βασίζεται σε παρατήρηση και λήψη

μετρήσεων πάνω στα σειсмоγράμματα, δηλαδή, στις αναγραφές των σεισμικών κινήσεων από ευαίσθητα όργανα που λέγονται σεισμόμετρα. Η τέτοια ποσοτική μελέτη των σεισμών λέγεται **μικροσεισμική μελέτη** αυτών.

Από τότε που άρχισε η ακριβής μέτρηση των διαφόρων σεισμικών ποσοτήτων, γύρω στις αρχές του παρόντα αιώνα, έγινε δυνατή η φυσικομαθηματική επεξεργασία των σεισμικών παρατηρήσεων. Αυτό συνέβαλε αποφασιστικά στο να γίνουν οι σεισμικές μέθοδοι οι πιο αξιόπιστες από τις γεωφυσικές μεθόδους μελέτης του εσωτερικού της Γης και η Σεισμολογία μια από τις πιο ακριβείς φυσικές επιστήμες. Σήμερα μπορούμε, με τα σεισμόμετρα, να πραγματοποιήσουμε μετρήσεις των εδαφικών μεταθέσεων της τάξης του  $1 \text{ \AA}$  ( $= 10^{-10} \text{ m}$ ).

Η **εργαστηριακή μελέτη** των σεισμικών φαινομένων άρχισε τις τελευταίες δεκαετίες και αποτελεί σημαντικό συμπλήρωμα των άλλων μεθόδων που εφαρμόζονται για την ερμηνεία των φαινομένων αυτών και τη μελέτη του εσωτερικού της Γης. Δε μπορούμε, βέβαια, στο εργαστήριο να αναπαραστήσουμε με λεπτομέρεια τις διαδικασίες που γίνονται στη φύση. Η δυνατότητα, όμως, μεταβολής κατά βούληση των συνθηκών στο εργαστήριο αποτελεί σπουδαίο πλεονέκτημα της μεθόδου αυτής, γιατί πετυχαίνονται, με σχετική ευκολία, αποτελέσματα, κάτω από μεγάλη ποικιλία συνθηκών. Ιδιαίτερα συνέβαλε στην κατανόηση της γένεσης και διάδοσης των σεισμικών κυμάτων η μελέτη των ελαστικών κυμάτων, που παράγονται τεχνητά στο εργαστήριο.

Η **θεωρητική έρευνα**, η σχετική με τα σεισμικά φαινόμενα, είναι, βασικά, η μελέτη των ελαστικών ιδιοτήτων των σωμάτων και του τρόπου γένεσης και διάδοσης των ελαστικών κυμάτων με τη χρησιμοποίηση της μαθηματικής ανάλυσης. Η έρευνα αυτή και κυρίως η θεωρία των ελαστικών κυμάτων αναπτύχθηκε ως ανεξάρτητος επιστημονικός κλάδος μέχρι να επινοηθούν τα σεισμόμετρα. Μετά την εισαγωγή της μικροσεισμικής μεθόδου έρευνας έγινε δυνατή η συσχέτιση των θεωρητικών αποτελεσμάτων με τα αποτελέσματα των παρατηρήσεων και η αλληλοσυμπλήρωση των δύο μεθόδων.

Σημαντική είναι η συμβολή των ηλεκτρονικών υπολογιστών στην ερμηνεία των σεισμικών παρατηρήσεων. Η συμβολή αυτή οφείλεται, κατά κύριο λόγο, στο γεγονός ότι με ηλεκτρονικούς υπολογιστές δίνεται η δυνατότητα αναπαράστασης φυσικών διαδικασιών και καταστάσεων με μοντέλα (ομοιώματα, πρότυπα) που γίνονται με βάση θεωρητικά και πειραματικά δεδομένα. Ως παράδειγμα αναφέρουμε τη θεωρητική σύνθεση σειсмоγραμμάτων, που γίνεται με βάση τα στοιχεία που υπάρχουν

για τον τρόπο γένεσης, διάδοσης και αναγραφής των σεισμικών κυμάτων.

Όπως προκύπτει από τα παραπάνω, επαρκείς γνώσεις Μαθηματικών και Φυσικής είναι απαραίτητες για τον ερευνητή σεισμολόγο. Οι ασχολούμενοι ιδιαίτερα με σεισμικές παρατηρήσεις, πρέπει να ξέρουν τις βασικές, τουλάχιστον, στατιστικές μεθόδους, τις μεθόδους αριθμητικής ανάλυσης καθώς και προγραμματισμό ηλεκτρονικών υπολογιστών, για την καλύτερη αξιοποίηση του υλικού παρατήρησης. Από το άλλο μέρος, βασικές γνώσεις, που αφορούν τις μεθόδους και το αντικείμενο μελέτης άλλων Γεωεπιστημών, όπως είναι οι άλλοι κλάδοι της Γεωφυσικής, η Γεωλογία, η Γεωδαισία, η Γεωχημεία, κλπ, είναι πολύ χρήσιμες στο σεισμολόγο.

## 1.4. Σύντομη ιστορία της Σεισμολογίας

Πληροφορίες για σεισμικές καταστροφές έχουμε για αρκετούς προϊστορικούς σεισμούς, ενώ υπάρχουν λεπτομερείς περιγραφές για σημαντικό αριθμό σεισμών οι οποίοι έγιναν κατά τους ιστορικούς χρόνους. Οι περιγραφές που έγιναν μέχρι και τα μέσα του 18ου μ.Χ. αιώνα είναι πολύ λίγο αξιοποιήσιμες επιστημονικά.

Οι πρώτες σεισμικές παρατηρήσεις έδωσαν αφορμή σε ορισμένους αρχαίους φιλοσόφους να διατυπώσουν διάφορες απόψεις για τα αίτια γένεσης των σεισμών. Ο Πυθαγόρας πίστευε ότι οι σεισμοί οφείλονται στο «κεντρικό πυρ», ενώ ο Αριστοτέλης αναφέρει ως αίτιο των σεισμών την ελευθέρωση αέρα από το εσωτερικό της Γης. Ο Επίκουρος θεωρούσε τη διαβρωτική και μεταφορική δράση του νερού υπεύθυνη για τη γένεση των σεισμών.

Μακροσεισμικές περιγραφές, που ικανοποιούν σε σημαντικό βαθμό τις σύγχρονες επιστημονικές απαιτήσεις, υπάρχουν από τα μέσα του 18ου αιώνα, περίπου. Τέτοιες περιγραφές υπάρχουν για ορισμένους μεγάλους σεισμούς, όπως είναι ο σεισμός της Λισσαβώνας της 1ης Νοεμβρίου 1755, ο σεισμός που έγινε το 1819 στο Κιούτς των Ινδιών, κατά τη γένεση του οποίου δημιουργήθηκε μεγάλο σεισμικό ρήγμα με επιφανειακές εκδηλώσεις, ο σεισμός της Νεάπολης του 1857, του οποίου τα αποτελέσματα περιγράφηκαν λεπτομερώς με βάση γνωστές φυσικές αρχές, ο σεισμός του Αγίου Φραγκίσκου του 1906, ο οποίος έδωσε αφορμή στην γένεση της θεωρίας της ελαστικής ανάπαλσης, που ισχύει μέχρι σήμερα, και ο σεισμός της Ιαπωνίας του 1923, που κατέστρεψε το Τόκυο και τη Γιοκοχάμα και προκάλεσε το θάνατο σε 99.330 άτομα.



Η κατασκευή χαρτών γεωγραφικής κατανομής των σεισμικών επικέντρων άρχισε γύρω στα μέσα του δέκατου ένατου αιώνα. Οι πιο αξιόπιστοι από τους πρώτους τέτοιους χάρτες ήταν αυτοί που κατασκευάστηκαν από τον Άγγλο Mallet γύρω στα 1860, από το Γάλλο Montessus De Ballore και τον Άγγλο Milne τον ίδιο χρόνο.

Οι πρώτες κλίμακες μακροσεισμικών εντάσεων επινοήθηκαν από τον Ιταλό De Rossi γύρω στα 1876 και τον Ελβετό Forel το 1881, που τελικά, πρότειναν μαζί τη δεκαβάθμια κλίμακα Rossi-Forel. Το 1932 ο Γερμανός Sieberg πρότεινε την ομώνυμη δωδεκαβάθμια κλίμακα, που χρησιμοποιείται μέχρι σήμερα.

Το 1878 ο Γερμανός Hoesnes κατέταξε τους σεισμούς σε **εγκατακρημνισιογενείς, ηφαιστειογενείς και τεκτονικούς**. Η κατάταξη αυτή ισχύει ακόμα και σήμερα, αλλά οι σεισμοί των δύο πρώτων κατηγοριών είναι μικροί και αποτελούν μικρό ποσοστό του συνολικού αριθμού των σεισμών.

Οι πρώτοι που ασχολήθηκαν με πειραματικά προβλήματα ελαστικότητας ήταν ο Γαλιλαίος (1638) και ο Hooke (1660) που διατύπωσε και τον ομώνυμο νόμο, ενώ οι πρώτοι που ασχολήθηκαν με τη θεωρία της ελαστικότητας ήταν οι Γάλλοι Navier (1821) και Cauchy (1822).

Ο Γάλλος Poisson (1830) και ο Άγγλος Stokes (1849) έδειξαν θεωρητικά ότι είναι δυνατή η διάδοση δύο ειδών κυμάτων σε ελαστικό μέσο και περιγράψανε τις βασικές ιδιότητες των κυμάτων αυτών, που δεν είναι άλλα από τα επιμήκη και εγκάρσια ελαστικά κύματα χώρου που γράφτηκαν αργότερα από τα σεισμόμετρα. Ο Knott μελέτησε, το 1888, τη σχέση μεταξύ της προσπίπτουσας, της ανακλώμενης και της διαθλώμενης ενέργειας των κυμάτων αυτών.

Ο Rayleigh (1887) έδειξε, θεωρητικά, τη δυνατότητα γένεσης κυμάτων που διαδίδονται μέσα από το επιφανειακό μέρος ελαστικού μέσου. Τα κύματα χώρου, καθώς και τα κύματα Rayleigh, αναγνωρίστηκαν στα σειсмоγράμματα για πρώτη φορά το 1890 από τον Oldham στην Αγγλία και τον Wiechert στη Γερμανία. Ο Love ανακάλυψε θεωρητικά το 1911 το δεύτερο είδος των επιφανειακών κυμάτων, που έχουν το όνομά του.

Ο Poisson και ο Άγγλος Lamb διατύπωσαν τη βασική θεωρία που αφορά την ελεύθερη ταλάντωση στερεάς σφαίρας και εφαρμόστηκε αργότερα για την αξιοποίηση των αναγραφών της ελεύθερης ταλάντωσης της Γης.

Η επινόηση και κατασκευή του σεισμομέτρου αποτέλεσε το σημαντικότερο, ίσως, σταθμό στην ιστορία της Σεισμολογίας, γιατί συνέβαλε πολύ στο να εξελιχθεί αυτή από περιγραφική σε ακριβή φυσική επιστήμη. Με τα σειсмоγράμματα επιτεύχθηκε η ακριβής μέτρηση διαφόρων

φυσικών μεγεθών, που αφορούν τα σεισμικά κύματα (ταχύτητα, μετάθεση, κλπ.) και έγινε δυνατή η εφαρμογή της θεωρίας της ελαστικότητας στη μελέτη της διάδοσης των κυμάτων αυτών στο εσωτερικό της Γης.

Ενώ το πρώτο σειсмоσκόπιο, δηλαδή, το πρώτο όργανο που σημείωσε τη γένεση σεισμού, κατασκευάστηκε και τέθηκε σε λειτουργία στην Κίνα το 132 μ.Χ., οι πρώτοι σειсмоγράφοι κατασκευάστηκαν στην Ιαπωνία από τους Άγγλους Cray, Milne και Ewing γύρω στα 1880. Η πρώτη αναγραφή μακρινού σεισμού έγινε τυχαία το 1889 στο Potsdam από οριζόντιο αυτογραφικό εκρεμές του Rebeur-Paschwitz. Το επίκεντρο του σεισμού βρισκόταν στην Ιαπωνία, δηλαδή, σε απόσταση 9.000 Km περίπου από το σημείο αναγραφής. Από τότε κατασκευάστηκαν σειсмоγράφοι διαφόρων τύπων και αυτοί εξελίχτηκαν προοδευτικά σε ακριβή όργανα αναγραφής των σεισμών, που λέγονται **σεισμόμετρα**. Μεταξύ των πιο γνωστών σεισμομέτρων συγκαταλέγονται τα μηχανικής αναγραφής σεισμόμετρα Wiechert, που κατασκευάστηκαν για πρώτη φορά στη Γερμανία το 1900, τα ηλεκτρομαγνητικά σεισμόμετρα Galitzin, που κατασκευάστηκαν για πρώτη φορά στη Ρωσία το 1906 και τα ηλεκτρομαγνητικά σεισμόμετρα Benioff, που κατασκευάστηκαν στην Αμερική το 1935.

Οι αναγραφές, από τα σεισμόμετρα αυτά, σημαντικού αριθμού σεισμών αποτέλεσαν τη βάση για τη μικροσεισμική μελέτη των σεισμών και τον καθορισμό των βασικών ιδιοτήτων του εσωτερικού της Γης κατά το πρώτο μισό του 20ου αιώνα. Μεταξύ των σπουδαιότερων επιτευγμάτων της Σεισμολογίας στο διάστημα αυτό είναι οι ανακαλύψεις των ομώνυμων ασυνεχειών από το Σέρβο Mohorovicic (1909) και από το Γερμανό Gutenberg (1913), που χωρίζουν το φλοιό της Γης από το μανδύα και το μανδύα από τον πυρήνα, αντίστοιχα, η διαπίστωση της ύπαρξης σεισμών βάθους από τον Άγγλο Turner (1922) και τον Ιάπωνά Wadati (1928) και η επινόηση του τρόπου μέτρησης του μεγέθους των σεισμών από τον Richter (1935).

Μετά το δεύτερο παγκόσμιο πόλεμο έγινε σημαντική βελτίωση των σεισμομέτρων, ώστε να αναγράφονται εδαφικές κινήσεις μεγάλου φάσματος συχνοτήτων. Στην εξέλιξη της Σεισμολογίας συνέβαλε, σε μεγάλο βαθμό, η ίδρυση από τις Ηνωμένες Πολιτείες και τη Σοβιετική Ένωση μεγάλων δικτύων σεισμολογικών σταθμών. Μεταξύ του 1962 και 1964 η Γεωδαιτική Υπηρεσία των Η.Π.Α. ίδρυσε διεθνές δίκτυο σεισμολογικών σταθμών. Το πλεονέκτημα του δικτύου αυτού είναι, ότι οι σταθμοί περιλαμβάνουν όμοια σεισμόμετρα, τόσο μικρής όσο και μεγάλης περιόδου, με συνέπεια το επιστημονικό υλικό που συλλέγεται να είναι, σε σημαντικό βαθμό, ομογενές.

Τεράστιο μικροσεισμικό και μακροσεισμικό υλικό παρατήρησης

συλλέγεται καθημερινά. Οι πιο απλές μικροσεισμικές παρατηρήσεις συγκεντρώνονται, σε ορισμένα διεθνή σεισμολογικά κέντρα, όπου χρησιμοποιούνται για τον καθορισμό των βασικών παραμέτρων των σεισμικών εστιών, όπως είναι οι γεωγραφικές συντεταγμένες των επικέντρων, τα εστιακά βάθη, οι χρόνοι γένεσης κλπ. Τέτοια κέντρα είναι σήμερα το (CSEM) στο Στρασβούργο της Γαλλίας, το ISC στο Εδιμβούργο της Σκωτίας και το κέντρο της Γεωλογικής Υπηρεσίας των Ηνωμένων Πολιτειών (NEIS) στην Ουάσιγκτον.

Μικροσεισμικές πληροφορίες, που αποκτούνται από τα σειсмоγράμματα με την εφαρμογή σύγχρονων φυσικομαθηματικών μεθόδων και μακροσεισμικές πληροφορίες, σε συνδυασμό με πραγματοποιούμενη παράλληλα θεωρητική και εργαστηριακή έρευνα, χρησιμοποιούνται σήμερα για τη μελέτη της σεισμικότητας των διαφόρων περιοχών, του μηχανισμού γένεσης των σεισμών, της «φυσιολογίας» και «ανατομίας» του εσωτερικού της Γης, κλπ.

Η Σεισμολογία σημείωσε μεγάλη ανάπτυξη κατά την τελευταία δεκαετία. Αυτό οφείλεται, βασικά, στην αναγνώριση της τεράστιας ωφελιμιστικής σημασίας των αποτελεσμάτων των σεισμικών ερευνών και την, συνέπεια αυτής, χρηματοδότηση από τις Κυβερνήσεις πολλών χωρών και από διεθνείς οργανισμούς (UNESCO, κλπ.) μεγάλων επιστημονικών προγραμμάτων. Ως παράδειγμα αναφέρουμε το πρόγραμμα που αφορά την επινόηση και εφαρμογή μεθόδων διάκρισης των ατομικών εκρήξεων από τους σεισμούς.

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

### ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΘΕΩΡΙΑΣ ΕΛΑΣΤΙΚΟΤΗΤΑΣ ΚΑΙ ΕΛΑΣΤΙΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ

#### 2.1. Εισαγωγή

Κατά τη μελέτη της διάδοσης των σεισμικών κυμάτων στο εσωτερικό της Γης, δεχόμαστε ότι το υλικό της έχει απόλυτα ελαστικές ιδιότητες. Δεχόμαστε, δηλαδή, ότι τα σεισμικά κύματα είναι **ελαστικά κύματα**. Για το λόγο αυτό, είναι απαραίτητη η γνώση των βασικών αρχών της θεωρίας της ελαστικότητας και του τρόπου διάδοσης των ελαστικών κυμάτων.

Στο κεφάλαιο αυτό, δίνονται ορισμένα βασικά στοιχεία τα οποία αφορούν τη θεωρία της ελαστικότητας και της διάδοσης των ελαστικών κυμάτων. Η θεωρία αυτή βασίζεται σε μερικές παραδοχές που αφορούν ορισμένες ιδιότητες των πετρωμάτων και το βαθμό παραμόρφωσης αυτών. Δεχόμαστε, βασικά, ότι τα πετρώματα είναι ελαστικά και ισότροπα και ότι οι ασκούμενες τάσεις και οι πραγματοποιούμενες παραμορφώσεις των πετρωμάτων είναι μικρές.

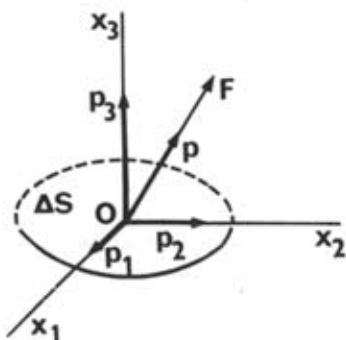
#### 2.2. Τάση

Έστω στερεό σώμα που παραμορφώνεται λόγω της επίδρασης εξωτερικών δυνάμεων. Η συνισταμένη δύναμη που ασκείται σε τυχόν σημείο  $O$  του σώματος είναι ίση με μηδέν. Ας θεωρήσουμε στοιχειώδη επιφάνεια,  $\Delta S$ , που περνάει από το σημείο  $O$  (σχ. 2.1). Καθένα από τα τμήματα του σώματος που έχουν ως κοινή ορική επιφάνεια τη  $\Delta S$  ασκεί στο άλλο, μέσα από την επιφάνεια αυτή, συνισταμένη δύναμη  $\vec{F}$ . Ονομάζουμε **διάνυσμα τάσης στο σημείο  $O$ , σε σχέση με την επιφάνεια  $\Delta S$** , τη διανυσματική ποσότητα  $\vec{p}$ , που ορίζεται από τη σχέση

$$\vec{p} = \frac{\vec{F}}{\Delta S} \quad (2.1)$$

όταν  $\Delta S \rightarrow 0$ .

Το διάνυσμα τάσης μπορεί να αναλυθεί σε τρεις συνιστώσες  $p_1$ ,  $p_2$ ,  $p_3$  κατά μήκος τριών αξόνων που περνάν από το  $O$  και είναι κάθετοι μεταξύ τους. Έστω ότι ο ένας από τους άξονες αυτούς είναι κάθετος στην επιφάνεια, οπότε οι δύο άλλοι βρίσκονται πάνω σ' αυτή. Το διάνυ-



Σχ. 2.1. Ορισμός του διανύσματος τάσης.

σμα,  $p_3$ , που είναι κάθετο στην επιφάνεια λέγεται **κάθετη συνιστώσα τάσης**, ενώ τα διανύσματα  $p_1$  και  $p_2$ , που βρίσκονται πάνω στην επιφάνεια, λέγονται **διατμητικές συνιστώσες τάσης**.

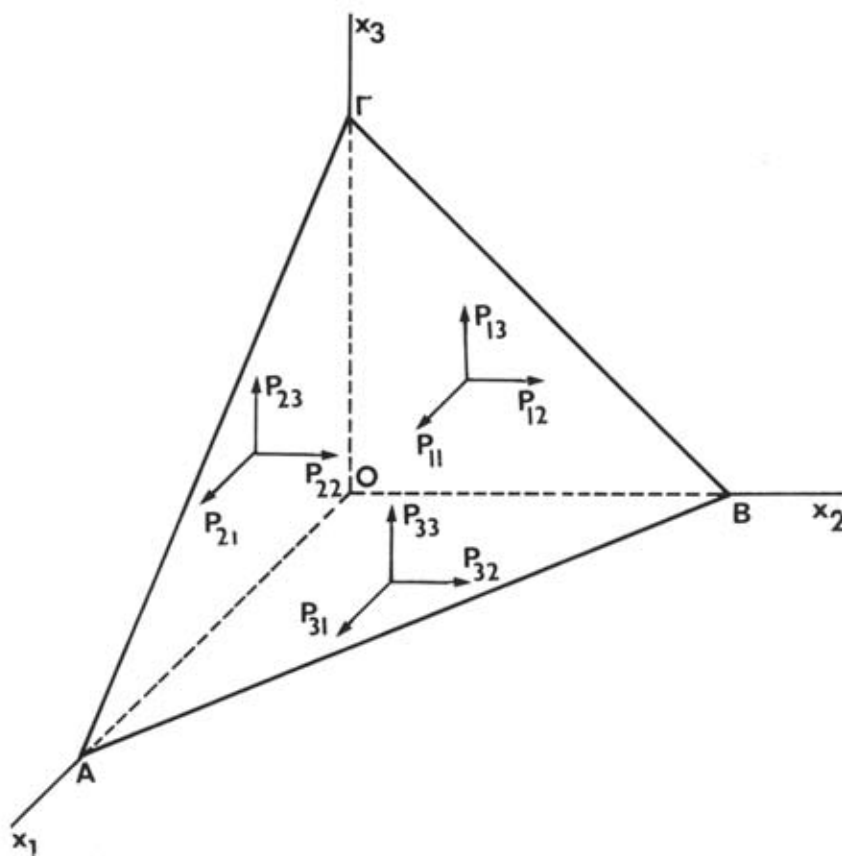
Όμως, από ένα σημείο έστω  $O$ , φυσικού σώματος περνάει άπειρος αριθμός επιφανειών και για να ορισθεί η τάση στο σημείο αυτό πρέπει να ορισθούν οι τρεις συνιστώσες τάσης ως προς κάθε μια από τις άπειρες αυτές επιφάνειες. Έχει, όμως, αποδειχθεί ότι για να γνωρίζουμε πλήρως την τάση στο σημείο αυτό αρκεί να γνωρίζουμε τις συνιστώσες τάσης (την κάθετη και τις δύο διατμητικές) ως προς κάθε μία από τις τρεις επιφάνειες τις οποίες σχηματίζουν τρεις κάθετοι μεταξύ τους άξονες  $Ox_1$ ,  $Ox_2$ ,  $Ox_3$ , οι οποίοι περνάν από το σημείο  $O$ . Έχουμε, έτσι, εννέα συνιστώσες τάσης, οι τρεις από τις οποίες είναι κάθετες στις τρεις επιφάνειες, αντίστοιχα, και οι άλλες έξι διατμητικές (σχ. 2.2).

Κάθε κάθετη συνιστώσα τάσης μπορεί να είναι **συμπιεστική** όταν τείνει να ελαττώσει τον όγκο του στοιχείου της ύλης πάνω στον οποίο ασκείται ή **εφελκυστική** όταν τείνει να αυξήσει τον όγκο αυτό. Συνήθως, η τιμή της συμπιεστικής κάθετης συνιστώσας τάσης θεωρείται θετική και της εφελκυστικής αρνητική.

Οι συνιστώσες τάσης παριστάνονται με το σύμβολο  $p_{ij}$ ,  $i = 1, 2, 3$ ,  $j = 1, 2, 3$ . Ο πρώτος δείκτης,  $i$ , παριστάνει τον άξονα που είναι κάθετος στο επίπεδο πάνω στο οποίο δρά η συνιστώσα τάσης, ενώ ο δεύτερος δείκτης,  $j$ , παριστάνει τον άξονα προς τον οποίο η συνιστώσα τάσης είναι παράλληλη (σχ. 2.2). Αποδεικνύεται ότι ισχύει η συμμετρία  $p_{ij} = p_{ji}$ .

Συνεπώς, οι κάθετες συνιστώσες τάσης είναι οι  $p_{11}$ ,  $p_{22}$ ,  $p_{33}$  και οι διατμητικές συνιστώσες τάσης είναι  $p_{12} = p_{21}$ ,  $p_{13} = p_{31}$ ,  $p_{23} = p_{32}$ .

Έχει αποδειχθεί ότι για κάθε σημείο,  $O$ , φυσικού σώματος υπάρχουν τρία κάθετα μεταξύ τους επίπεδα πάνω στα οποία οι διατμητικές τάσεις είναι ίσες με μηδέν. Τα τρία αυτά επίπεδα, πάνω στα οποία ασκούνται



Σχ. 2.2. Οι εννέα συνιστώσες τάσης.

μόνο κάθετες τάσεις, τέμνονται κατά τρεις διευθύνσεις που σχηματίζουν ένα τρισσορθογώνιο σύστημα αξόνων και περνάν από το  $O$ . Οι άξονες αυτοί ονομάζονται κύριοι άξονες τάσης. Οι τρεις κάθετες τάσεις, που ασκούνται στα τρία αυτά συγκεκριμένα επίπεδα, έχουν τις διευθύνσεις των τριών κυρίων αξόνων τάσης, παριστάνονται με τα σύμβολα  $\sigma_1$  (μέγιστη),  $\sigma_2$  (μέση) και  $\sigma_3$  (ελάχιστη) και λέγονται **κύριες συνιστώσες τάσης**.

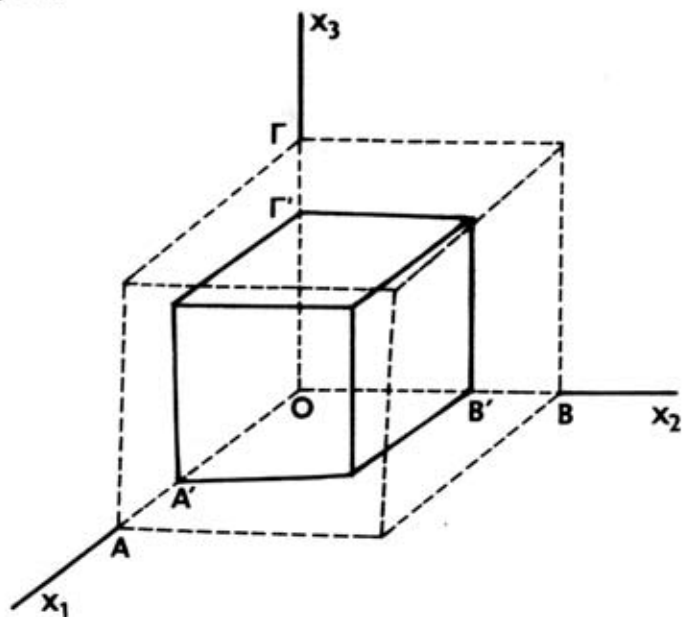
Μονάδες μέτρησης της τάσης είναι η  $1 \text{ dyn/cm}^2$  στο CGS και το



$1 \text{ Pa} (=1 \text{ Pascal}) = 1 \text{ Nt/m}^2$  στο SI. Είναι  $1 \text{ Pa} = 10 \text{ dyn/cm}^2$ . Άλλη χρήσιμη μονάδα τάσης στη Σεισμολογία είναι το  $1 \text{ bar} = 10^6 \text{ dyn/cm}^2$ . Είναι  $1 \text{ MPa} (= 1 \text{ Megapascal}) = 10 \text{ bar}$ .

### 2.3. Παραμόρφωση σώματος

Συνέπεια των τάσεων που ασκούνται σε ένα σημείο σώματος είναι η παραμόρφωση του υλικού του σώματος που βρίσκεται στη γειτονιά (πολύ κοντά) του σημείου. Η παραμόρφωση αυτή οφείλεται σε μεταβολή του όγκου του στοιχείου του σώματος που περιβάλλει το σημείο, σε μεταβολή του σχήματος του στοιχείου αυτού και σε περιστροφή του στοιχείου. Κατά τη διάδοση των σεισμικών κυμάτων οι περιστροφές των στοιχείων της ύλης είναι πάρα πολύ μικρές και για το λόγο αυτό, κατά τη μελέτη των ελαστικών κυμάτων, δε λαβαίνουμε συνήθως υπόψη την περιστροφή του στοιχείου αλλά μόνο τη μεταβολή του όγκου του και του σχήματός του.



Σχ. 2.3. Κυβική παραμόρφωση στοιχειώδους παραλληλεπίπεδου.  
 $AB\Gamma$  είναι η αρχική θέση και  $A'B'\Gamma'$  η τελική θέση.

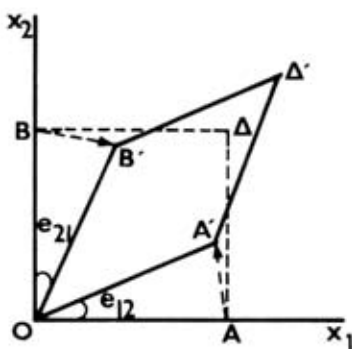
Για να μελετήσουμε τη μεταβολή του όγκου ενός στοιχείου του σώματος γύρω από ένα σημείο  $O$ , ορίζουμε τις τρεις συνιστώσες  $\epsilon_{11}$ ,

$e_{22}$ ,  $e_{33}$  της **ανηγμένης επιμήκυνσης** οι οποίες είναι ίσες με τις ανά μονάδα μήκους επιμηκύνσεις (ή επιβραχύνσεις) κατά μήκος των αξόνων  $Ox_1$ ,  $Ox_2$ ,  $Ox_3$  ( $e_{11} = A'A/OA$ ,  $e_{22} = B'B/OB$ ,  $e_{33} = \Gamma\Gamma'/O\Gamma$ ), αντίστοιχα (σχ. 2.3). Το άθροισμα:

$$\theta = e_{11} + e_{22} + e_{33} \quad (2.2)$$

είναι ίσο με το λόγο  $\Delta V/V$  της μεταβολής του όγκου του στοιχείου δια του αρχικού του όγκου και γιαυτό λέγεται **ανηγμένη κυβική παραμόρφωση**.

Για να μελετήσουμε τη μεταβολή του σχήματος του στοιχείου γύρω από το σημείο  $O$ , ορίζουμε τις τρεις συνιστώσες  $e_{12} = e_{21}$ ,  $e_{13} = e_{31}$ ,  $e_{23} = e_{32}$  της **ανηγμένης διατμητικής παραμόρφωσης** οι οποίες είναι ίσες με τις μεταβολές των γωνιών των στοιχειωδών ορθογωνίων παραλληλογράμμων των οποίων τα επίπεδα είναι κάθετα προς τους άξονες  $x_1$ ,  $x_2$ ,  $x_3$ . Το σχήμα (2.4) δείχνει τη διατμητική παραμόρφωση ( $e_{12} = e_{21}$ ) στο επίπεδο  $Ox_1x_2$ .



Σχ. 2.4. Η διατμητική παραμόρφωση στο επίπεδο  $Ox_1x_2$  ( $e_{12} = e_{21}$ ).

Συνεπώς, η ολική παραμόρφωση του στοιχείου της ύλης γύρω από ένα σημείο του σώματος ορίζεται από έξι συνιστώσες της **ανηγμένης παραμόρφωσης**.

Οι τιμές των έξι συνιστωσών της ανηγμένης παραμόρφωσης σε τυχόν σημείο  $O$  του σώματος εξαρτώνται από τον προσανατολισμό του τρισσορθογωνίου συστήματος αξόνων σε σχέση με το οποίο θεωρούμε αυτές. Υπάρχει ένα τρισσορθογώνιο σύστημα αξόνων που καθορίζουν τρία επίπεδα πάνω στα οποία οι διατμητικές παραμορφώσεις είναι ίσες με μηδέν. Οι άξονες αυτοί λέγονται κύριοι άξονες παραμόρφωσης και οι ανηγμένες επιμηκύνσεις κατά μήκος των αξόνων αυτών λέγονται **κύριες**

ανηγμένες επιμηκύνσεις και παριστάνονται με τα σύμβολα  $\epsilon_1, \epsilon_2, \epsilon_3$ . Όταν το μέσο είναι ελαστικό και ισότροπο οι κύριοι άξονες ανηγμένης επιμήκυνσης συμπίπτουν με τους κύριους άξονες τάσης.

## 2.4. Σχέση μεταξύ τάσης και ανηγμένης παραμόρφωσης

Όταν το μέσο είναι ελαστικό και ισότροπο ισχύουν οι παρακάτω έξι σχέσεις μεταξύ των συνιστωσών τάσης και των συνιστωσών ανηγμένης παραμόρφωσης

$$\begin{aligned} p_{11} &= \lambda \theta + 2\mu \epsilon_{11} & p_{12} &= 2\mu \epsilon_{12} \\ p_{22} &= \lambda \theta + 2\mu \epsilon_{22} & p_{23} &= 2\mu \epsilon_{23} \\ p_{33} &= \lambda \theta + 2\mu \epsilon_{33} & p_{13} &= 2\mu \epsilon_{13} \end{aligned} \quad (2.3)$$

όπου  $\lambda$  και  $\mu$  είναι οι ελαστικές σταθερές του Lamé.

Οι σχέσεις αυτές χρησιμοποιούνται, συνήθως, για τον υπολογισμό των τάσεων όταν είναι γνωστές οι συνιστώσες της ανηγμένης παραμόρφωσης και οι σταθερές του Lamé. Επειδή οι συνιστώσες της ανηγμένης παραμόρφωσης είναι καθαροί αριθμοί, ως λόγοι δύο μηκών, οι ελαστικές σταθερές του Lamé μετριοούνται σε μονάδες τάσης, δηλαδή, σε μονάδες πίεσης. Οι σχέσεις (2.3) καθορίζουν ένα φυσικό νόμο ο οποίος είναι γνωστός ως γενικευμένος νόμος του Hooke.

## 2.5. Ελαστικές σταθερές

Οι δύο ελαστικές σταθερές του Lamé αρκούν για την περιγραφή της ελαστικής παραμόρφωσης ελαστικού και ισότροπου μέσου. Χρησιμοποιούνται, όμως, και διάφορες άλλες ελαστικές σταθερές που συνδέονται με τις σταθερές του Lamé αλλά καθορίζονται ευκολότερα πειραματικά. Απ' αυτές χρησιμοποιούνται συνηθέστερα οι ακόλουθες:

α) **Μέτρο διατμητικής ελαστικότητας,  $n$ .** Αυτό είναι ίσο με το λόγο της διατμητικής τάσης που ασκείται σ' ορισμένη επιφάνεια προς την ανηγμένη διατμητική παραμόρφωση που προκαλεί αυτή η τάση (π.χ.  $n = p_{12}/\epsilon_{12}$ ) και συνδέεται με τη σταθερά  $\mu$  του Lamé με τη σχέση

$$n = 2\mu \quad (2.4)$$

Η σταθερά  $\mu$  λέγεται συνήθως **μέτρο δυσκαμψίας**.

**β) Μέτρο επιμήκους ελαστικότητας, E.** Αυτό είναι ο λόγος της κάθετης τάσης που ασκείται κατά ορισμένη διεύθυνση προς την ανηγμένη επιμήκυνση που προκαλεί η τάση αυτή κατά την ίδια διεύθυνση (π.χ.  $E = p_{11}/e_{11}$ ) και συνδέεται με τις σταθερές του Lamé με τη σχέση

$$E = \frac{\mu (3\lambda + 2\mu)}{\lambda + \mu} \quad (2.5)$$

**γ) Λόγος του Poisson, σ.** Αυτός είναι ο λόγος της ανηγμένης επιμήκυνσης προς ορισμένη διεύθυνση προς την οποία ασκείται κάθετη τάση δια της ανηγμένης επιμήκυνσης του σώματος κατά τις διευθύνσεις που είναι κάθετες προς αυτή τη διεύθυνση (π.χ.  $\sigma = -e_{22}/e_{11}$  ή  $\sigma = -e_{33}/e_{11}$ ) και συνδέεται με τις ελαστικές σταθερές του Lamé με τη σχέση:

$$\sigma = \frac{\lambda}{2(\mu + \lambda)} \quad (2.6)$$

**δ) Μέτρο κυβικής ελαστικότητας, κ.** Αυτό είναι ο λόγος της μεταβολής  $p$ , της υδροστατικής πίεσης που ασκείται ομοιόμορφα στην επιφάνεια ορισμένου σώματος δια της ανηγμένης κυβικής παραμόρφωσης,  $\theta$ , που προκαλείται στο σώμα από τη μεταβολή αυτή της πίεσης ( $\kappa = -p/\theta$ ) και συνδέεται με τις σταθερές του Lamé με τη σχέση:

$$\kappa = \lambda + \frac{2}{3} \mu \quad (2.7)$$

Εκτός από το λόγο του Poisson που είναι καθαρός αριθμός, όλες οι άλλες ελαστικές σταθερές μετριοούνται σε μονάδες τάσης (πίεσης).

## 2.6. Ελαστικά κύματα χώρου

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

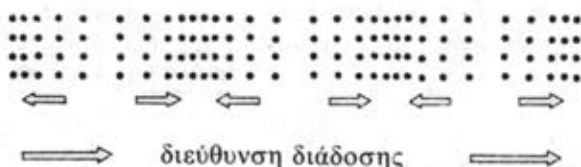
Τα ελαστικά κύματα χώρου του πρώτου είδους αφορούν τη διάδοση της μεταβολής του όγκου ή της πυκνότητας και λέγονται «επιμήκη ελαστικά κύματα», ενώ τα ελαστικά κύματα του δεύτερου είδους αφορούν τη διάδοση της εγκάρσιας παραμόρφωσης και γιαυτό λέγονται «εγκάρσια κύματα».

Τα **επιμήκη ελαστικά κύματα** διαδίδονται με ορισμένη ταχύτητα,  $\alpha$ , μέσα σε ελαστικό και ισότροπο μέσο η οποία δίνεται από τη σχέση

$$\alpha = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (2.8)$$

όπου  $\lambda, \mu$  είναι οι ελαστικές σταθερές του Lamé και  $\rho$  είναι η πυκνότητα του υλικού μέσου όπου διαδίδονται τα επιμήκη κύματα.

Στη σεισμολογία τα επιμήκη κύματα παριστάνονται με το σύμβολο P (Primus), επειδή τα κύματα αυτά, που παράγονται στην εστία ενός σεισμού, φθάνουν σ' ορισμένο σεισμολογικό σταθμό και αναγράφονται πρώτα από τα σεισμόμετρα, γιατί η ταχύτητα διάδοσης αυτών είναι μεγαλύτερη από την ταχύτητα διάδοσης των εγκάρσιων κυμάτων που παράγονται συγχρόνως με τα επιμήκη στην ίδια εστία. Κατά τη διάδοση των επιμήκων κυμάτων μέσα σε ελαστικό μέσο, τα υλικά σημεία του μέσου κραδαίνονται κατά διεύθυνση παράλληλη προς τη διεύθυνση διάδοσης του κύματος, δηλαδή, προς τη διεύθυνση της σεισμικής ακτίνας και μάλιστα κατά τέτοιο τρόπο, ώστε να δημιουργούνται διαδοχικά πυκνώματα και αραιώματα (σχ. 2.5). Η διάδοση μέσα στη Γη των πυκνωμάτων και αραιωμάτων, δηλαδή, της μεταβολής της πυκνότητας, κατά τη διεύθυνση διάδοσης της σεισμικής ενέργειας αποτελεί τα επιμήκη σεισμικά κύματα.



Σχ. 2.5. Κινήσεις των υλικών σημείων κατά τη διάδοση επιμήκους κύματος.

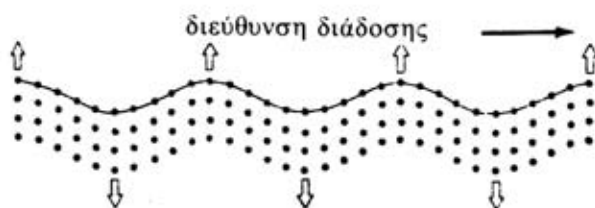
Η φορά ταλάντωσης των υλικών σημείων κατά τη διάδοση των επιμήκων σεισμικών κυμάτων λέγεται **συμπίεση** (C) όταν αυτή συμπίπτει με τη φορά διάδοσης του κύματος, ενώ αυτή λέγεται **αραίωση** (D) όταν είναι αντίθετη της φοράς διάδοσης του κύματος.

Τα **εγκάρσια** ελαστικά κύματα διαδίδονται με ορισμένη ταχύτητα,  $\beta$ , μέσα σε ελαστικό και ισότροπο μέσο, η οποία δίνεται από τη σχέση:

$$\beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2.9)$$

Από τη σύγκριση της σχέσης αυτής με την (2.8) προκύπτει ότι πράγματι η ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων σε ένα μέσο είναι μικρότερη από την αντίστοιχη ταχύτητα των επιμήκων κυμάτων. Γιαυτό, τα εγκάρσια σεισμικά κύματα, που γεννιούνται στην εστία μιας δόνησης, φθάνουν και γράφονται σε τυχόντα σεισμολογικό σταθμό μετά τα επιμήκη κύματα της δόνησης και για το λόγο αυτό, αυτά παριστάνονται με το S (Secundus).

Για τα ρευστά (υγρά, αέρια) είναι  $\mu = 0$  και συνεπώς τα εγκάρσια σεισμικά κύματα δε διαδίδονται μέσα στα ρευστά.



Σχ. 2.6. Κινήσεις των υλικών σημείων κατά τη διάδοση εγκάρσιου κύματος.

Κατά τη διάδοση των εγκάρσιων κυμάτων σε ελαστικό μέσο, τα υλικά σημεία αυτού κραδαινούνται κάθετα προς τη διεύθυνση διάδοσης του κύματος και μάλιστα κατά τέτοιο τρόπο, ώστε το μέσο να παθαίνει μόνο διατμητική ελαστική παραμόρφωση. Η διάδοση αυτή της διατμητικής παραμόρφωσης μέσα στη Γη αποτελεί τα εγκάρσια σεισμικά κύματα.

Συνήθως, για απλότητα, αναλύουμε το διάνυσμα της μεταθέσης που οφείλεται στη διάδοση των εγκάρσιων κυμάτων, σε δύο συνιστώσες. Η μία απ' αυτές παριστάνεται με το SH και έχει τη διεύθυνση της τομής του οριζοντίου επιπέδου και του επιπέδου του κάθετου στη σεισμική ακτίνα, ενώ η άλλη παριστάνεται με το SV και έχει τη διεύθυνση της τομής του κατακορύφου επιπέδου που περιέχει τη σεισμική ακτίνα και του επιπέδου που είναι κάθετο στη σεισμική ακτίνα (σχ. 15.8).

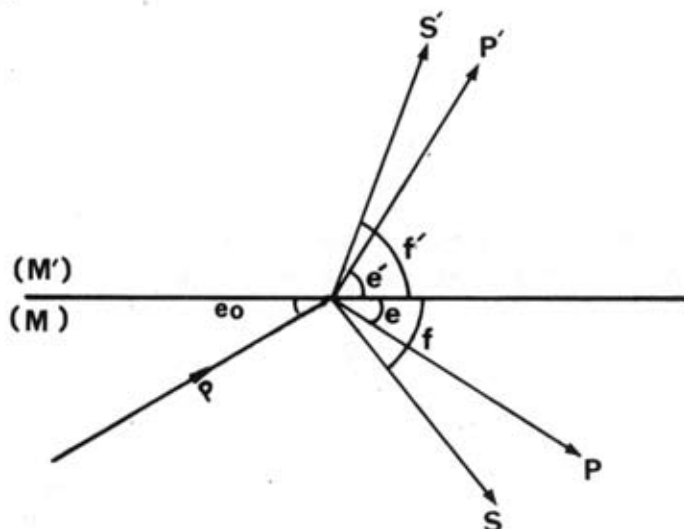
Οι αρχές που διέπουν τη διάδοση των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων, όπως είναι η αρχή του Huguens, η αρχή του Fermat κλπ., διέπουν και τη διάδοση των ελαστικών κυμάτων χώρου. Όπως τα ηλεκτρομαγνητικά κύματα έτσι και τα ελαστικά κύματα χώρου παθαίνουν ανάκλαση και διάθλαση, όταν πέφτουν στη διαχωριστική επιφάνεια δύο υλικών μέσων. Στην περίπτωση, όμως, των ελαστικών κυμάτων, το φαινόμενο εμφανίζεται πολύπλοκότερο, γιατί από κύμα ενός είδους (P ή S) προκύπτουν κύματα δύο ειδών.



Κατά την πρόσπτωση μιας **σεισμικής ακτίνας** από ένα μέσο  $M$  σε ένα άλλο μέσο  $M'$  ισχύει ο **γενικευμένος νόμος του Snell** ο οποίος ορίζει ότι: «ο λόγος της ταχύτητας ορισμένου κύματος, το οποίο προσπίπτει ή ανακλάται ή διαθλάται σε ορισμένη επιφάνεια, προς το συνημίτονο της γωνίας που σχηματίζει η ακτίνα του κύματος με την επιφάνεια (γωνία ανάδυσης) είναι σταθερός». Στην περίπτωση π.χ. που έχουμε πρόσπτωση επιμήκους κύματος,  $P$ , (σχ. 2.7) ισχύει η σχέση:

$$\frac{a}{\sin e_0} = \frac{a}{\sin e} = \frac{\beta}{\sin f} = \frac{a'}{\sin e'} = \frac{\beta'}{\sin f'} \quad (2.10)$$

όπου  $a$ ,  $a'$  είναι οι ταχύτητες των επιμήκων κυμάτων,  $\beta$ ,  $\beta'$  οι ταχύτητες των εγκάρσιων κυμάτων στα δύο μέσα που διαχωρίζει η επιφάνεια και  $e_0$ ,  $e$ ,  $e'$  είναι οι γωνίες ανάδυσης της προσπίπτουσας, της ανακλώμενης και της διαθλώμενης ακτίνας των  $P$  κυμάτων και  $f$ ,  $f'$  είναι οι γωνίες ανάδυσης της ανακλώμενης και διαθλώμενης ακτίνας των  $S$  κυμάτων.

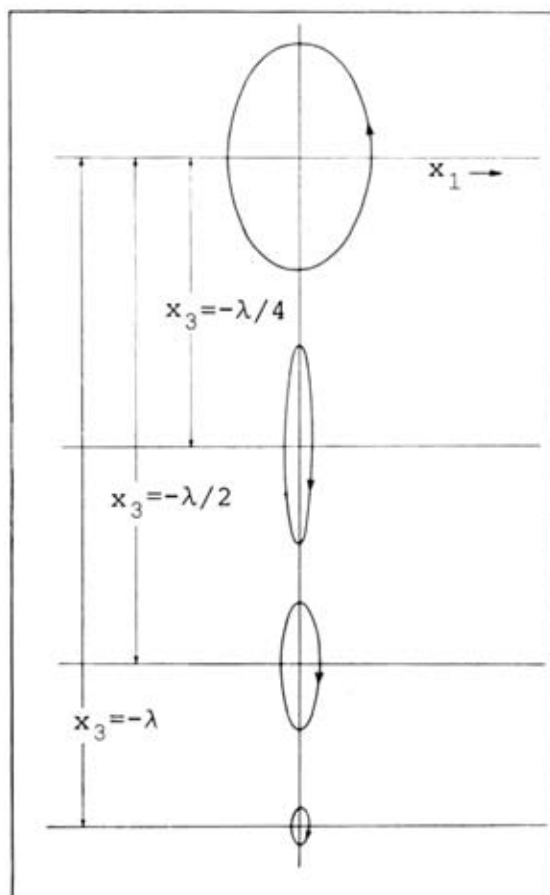


Σχ. 2.7. Ανάκλαση και διάθλαση κυμάτων χώρου κατά την πρόσπτωση επιμήκους κύματος στη διαχωριστική επιφάνεια δύο μέσων.

Κατά την πρόσπτωση επιμήκους κύματος στη διαχωριστική επιφάνεια δύο στερεών, τα ανακλώμενα και διαθλώμενα εγκάρσια κύματα είναι κύματα  $SV$ . Όταν σε τέτοια διαχωριστική επιφάνεια πέσει εγκάρσιο κύμα  $SV$ , τα ανακλώμενα και διαθλώμενα κύματα είναι επιμήκη κύματα και κύματα  $SV$ , ενώ, όταν το κύμα που πέφτει είναι εγκάρσιο κύμα  $SH$  γεννιούνται μόνο  $SH$  ανακλώμενα και διαθλώμενα κύματα.

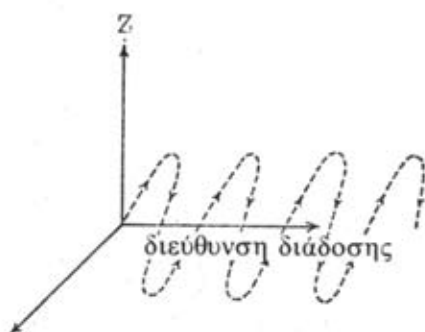
## 2.7. Ελαστικά επιφανειακά κύματα

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



Σχ. 2.8. Μεταβολή του πλάτους και της φοράς ταλάντωσης των υλικών σημείων με το βάθος κατά τη διάδοση θεμελιώδους κύματος Rayleigh.

Κατά τη διάδοση των κυμάτων Rayleigh, τα υλικά σημεία κινούνται σε ελλειπτικές τροχιές, των οποίων οι μεγάλοι άξονες είναι κατακόρυφοι και οι μικροί άξονες είναι παράλληλοι προς τη διεύθυνση διάδοσης του κύματος (σχ. 2.8). Κοντά στην επιφάνεια της Γης, τα πλάτη των κυμάτων αυτών είναι μεγάλα και οι κινήσεις των υλικών σημείων πάνω στις ελλείψεις είναι ανάστροφες. Τα πλάτη των κυμάτων ελαττώνονται με το βάθος μέσα στη Γη και από ορισμένο βάθος και κάτω η φορά κίνησης των υλικών σημείων αντιστρέφεται. Στην περίπτωση κατά την οποία ισχύει η σχέση  $\lambda = \mu$  (ή  $\sigma = 1/4$  και  $\alpha = \beta\sqrt{3}$ ), η οποία λέγεται **σχέση Poisson** και προσεγγίζει ικανοποιητικά την πραγματικότητα για τα πετρώματα της Γης, η ταχύτητα,  $c$ , των κυμάτων Rayleigh δίνεται από τη σχέση  $c = 0,9194\beta$ . Δηλαδή, η ταχύτητα αυτή είναι λίγο μικρότερη από την ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων. Για το λόγο αυτό, τα κύματα Rayleigh, τα οποία γράφονται τόσο από τα κατακόρυφα όσο και από τα οριζόντια σεισμόμετρα, εμφανίζονται στα σειсмоγράμματα αμέσως μετά από τα εγκάρσια κύματα.



Σχ. 2.9. Τα υλικά σημεία κινούνται οριζόντια και κάθετα προς τη διεύθυνση διάδοσης κατά τη διάδοση θεμελιωδών κυμάτων Love.

Κατά τη διάδοση των κυμάτων Love, τα υλικά σημεία πραγματοποιούν οριζόντιες ταλαντώσεις κάθετες στη διεύθυνση διάδοσης των κυμάτων (σχ. 2.9). Τα κύματα αυτά είναι γραμμικώς πολωμένα εγκάρσια κύματα SH και για το λόγο αυτό δε γράφονται από τα κατακόρυφα σεισμόμετρα αλλά μόνο από τα οριζόντια.

Τόσο τα κύματα Rayleigh όσο και τα κύματα Love παθαίνουν **σκέδαση** κατά τη διάδοσή τους στα επιφανειακά στρώματα της Γης, δηλαδή, η ταχύτητα διάδοσής τους εξαρτάται από την περίοδο. Η σκέδαση των επιφανειακών κυμάτων μπορεί να είναι **κανονική σκέδαση**, δηλαδή, η ταχύτητά τους να αυξάνεται με την περίοδο, ή **ανάστροφη σκέδαση**,

δηλαδή, η ταχύτητά τους να ελαττώνεται με την περίοδο. Η σκέδαση των επιφανειακών κυμάτων στη Γη είναι, συνήθως, κανονική. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι η διάδοση των βραχείας περιόδου επιφανειακών κυμάτων επηρεάζεται από τα επιφανειακά στρώματα της Γης όπου οι ταχύτητες των κυμάτων χώρου είναι μικρές, ενώ η διάδοση των επιφανειακών κυμάτων μεγάλης περιόδου επηρεάζεται κατά κύριο λόγο από τα βαθύτερα στρώματα της Γης όπου οι ταχύτητες των κυμάτων χώρου είναι μεγάλες.

Η ταχύτητα,  $c$ , με την οποία διαδίδεται ένα απλό αρμονικό κύμα λέγεται **ταχύτητα φάσης**. Όταν το μέσο στο οποίο διαδίδεται το κύμα αυτό προκαλεί σκέδαση, η ταχύτητα φάσης εξαρτάται από την περίοδο.

Μια διατάραξη που προκαλείται σε σημείο υλικού μέσου μπορεί να θεωρηθεί ότι αποτελείται από απλές αρμονικές διαταράξεις συνεχούς φάσματος συχνοτήτων. Οι απλές διαταράξεις που έχουν περιόδους κοντά σε ορισμένη περίοδο συμβάλλουν μεταξύ τους κατά τη διάδοσή τους στο μέσο που προκαλεί σκέδαση και δημιουργούν διαμορφωμένο κύμα το οποίο διαδίδεται με ορισμένη ταχύτητα,  $U$ , η οποία λέγεται **ταχύτητα ομάδας**.

Ας θεωρήσουμε ομάδα αρμονικών κυμάτων που έχουν κυκλικές συχνότητες μεταξύ  $\omega - \epsilon$  και  $\omega + \epsilon$  και έστω ότι  $c$  είναι η ταχύτητα φάσης του κύματος που έχει κυκλική συχνότητα  $\omega$ . Η ταχύτητα φάσης δίνεται από τη σχέση

$$c = \frac{\omega}{k} \quad (2.11)$$

όπου  $k$  ( $= 2\pi/\lambda = 2\pi/cT$ ) είναι ο **κυματικός αριθμός**. Αποδεικνύεται ότι η ταχύτητα ομάδας δίνεται από τη σχέση

$$U = \frac{d\omega}{dk} \quad (2.12)$$

Από τα παραπάνω μπορεί εύκολα να προκύψει ότι η ταχύτητα ομάδας δίνεται σε συνάρτηση με την ταχύτητα φάσης και την αντίστοιχη περίοδο από τη σχέση

$$U = c - \frac{cT}{c \frac{dT}{dc} + T} \quad (2.13)$$

Η σχέση αυτή χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό της ταχύτητας ομάδας σε συνάρτηση με την περίοδο, όταν γνωρίζουμε την ταχύτητα φάσης σε συνάρτηση με την περίοδο.