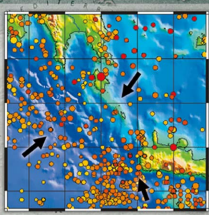


Ν. Δ. ΔΕΛΗΜΠΑΣΗΣ
Ομ. Καθηγητής Σεισμολογίας

ΕΙΣΑΓΩΓΗ ΣΤΗΝ

ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΤΩΝ ΛΙΘΟΣΦΑΙΡΙΚΩΝ ΠΛΑΚΩΝ

Β' ΕΚΔΟΣΗ



ΕΚΔΟΣΕΙΣ
ΖΗΤΗ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ

Κάθε γνήσιο αντίτυπο φέρει την υπογραφή του συγγραφέα

ISBN 960-431-855-1

© Copyright: Ν. Δ. Δελήμπασης, Εκδόσεις Ζήτη, Μάιος 2003, Θεσσαλονίκη

Το παρόν έργο πνευματικής ιδιοκτησίας προστατεύεται κατά τις διατάξεις του Ελληνικού νόμου (Ν.2121/1993 όπως έχει τροποποιηθεί και ισχύει σήμερα) και τις διεθνείς συμβάσεις περί πνευματικής ιδιοκτησίας. Απαγορεύεται απολύτως η άνευ γραπτής άδειας του εκδότη κατά οποιοδήποτε τρόπο ή μέσο αντιγραφή, φωτοανατύπωση και εν γένει αναπαραγωγή, εκμίσθωση ή δανεισμός, μετάφραση, διασκευή, αναμετάδοση στο κοινό σε οποιαδήποτε μορφή (ηλεκτρονική, μηχανική ή άλλη) και η εν γένει εκμετάλλευση του συνόλου ή μέρους του έργου.



www.ziti.gr

**Φωτοστοιχειοθεσία
Εκτύπωση**

Βιβλιοπωλείο

Π. ΖΗΤΗ & Σια ΟΕ

18ο χλμ Θεσ/νίκης-Περαιάς

Τ.Θ. 171 • Νέοι Επιβάτες Θεσσαλονίκης • Τ.Κ. 570 19

Τηλ.: 2392-0-72.222 (3 γραμ.) - Fax: 2392-0-72.229

e-mail: info@ziti.gr

ΕΚΔΟΣΕΙΣ ΖΗΤΗ

Αρμενοπούλου 27 • 546 35 Θεσσαλονίκη

Τηλ. 231-0-203.720, Fax 231-0-211.305

e-mail: sales@ziti.gr

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Στα τελευταία τριάντα χρόνια, οι γεωεπιστήμονες σημείωσαν σημαντική πρόοδο όσον αφορά την εξέλιξη της Γης. Τα νέα στοιχεία που προέκυψαν με την εφαρμογή νέων γεωφυσικών μεθόδων ήταν πολύ εντυπωσιακά. Όχι μόνο ενίσχυσαν την άποψη του Wegener, αλλά και την ανέπτυξαν ακόμα περισσότερο, δημιουργώντας έτσι τη θεωρία της Νέας Παγκόσμιας Τεκτονικής.

Πολλοί ερευνητές, κυρίως γεωλόγοι και γεωφυσικοί ασχολούνται συστηματικά, με την νέα αυτή θεωρία και έχουν δημοσιεύσει ένα μεγάλο αριθμό εργασιών, καταβάλλοντας προσπάθειες να ερμηνεύσουν με τον καλύτερο δυνατό τρόπο τους διάφορους προβληματισμούς, που αντιμετώπισαν και να δώσουν ένα περισσότερο αντιπροσωπευτικό μοντέλο της γεωδυναμικής εξέλιξης της Γης.

Επειδή οι γεωεπιστήμες συνδέονται άμεσα με τη γεωδυναμική εξέλιξη της Γης, θα προσπαθήσουμε, με το βιβλίο αυτό, να προσφέρουμε στους φοιτητές μία όσο το δυνατόν ευρύτερη γνώση του αντικειμένου. Το βοήθημα αυτό, δεν αποτελεί πρωτοτυπία, αλλά περιλαμβάνει τις κυριότερες ιδέες, απόψεις και συμπεράσματα εργασιών, πολλών γεωεπιστημόνων, Ελλήνων και Ξένων, όπως έχουν δημοσιευτεί σε διάφορα βιβλία και επιστημονικά περιοδικά.

Θεωρώ υποχρέωσή μου να ευχαριστήσω τον Ταξ. Παπαδόπουλο, αναπληρωτή καθηγητή του Τομέα Γεωφυσικής - Γεωθερμίας του Πανεπιστημίου Αθηνών, για τις εύστοχες παρατηρήσεις του στην αποπεράτωση του φοιτητικού αυτού βοηθήματος.

Επίσης οφείλω να ευχαριστήσω, τον επίκουρο καθηγητή Ν. Βούλγαρη για τις εποικοδομητικές παρατηρήσεις και υποδείξεις του, καθώς και για την συμμετοχή του στην τελική διαμόρφωση και εκτύπωση αυτού του βοηθήματος.

Ιδιαίτερος θέλω να ευχαριστήσω τον επίκουρο καθηγητή Π. Παπαδημητρίου για τις αξιόλογες και εποικοδομητικές παρατηρήσεις του σε ορισμένα κεφάλαια αυτής της έκδοσης.

Πολλές ευχαριστίες οφείλω να εκφράσω στον επιστημονικό συνεργάτη και φίλο γεωλόγο κ. Σ. Χάϊλα για τις εύστοχες παρατηρήσεις και την φροντίδα με την οποία επιμελήθηκε την ταξινόμηση των σχεδίων του παρόντος βοηθήματος.

Ιδιαίτερος, θέλω να ευχαριστήσω την γεωλόγο Μ. Ζιάζια για την πολύτιμη βοήθεια, που προσέφερε, τόσο κατά την σύνταξη των κεφαλαίων, όσο και στις τελικές διορθώσεις.

Θερμές ευχαριστίες, οφείλονται επίσης και στην γραμματέα του Τομέα Γεωφυσικής - Γεωθερμίας Μαρία Νταϊλιάνα για την δακτυλογράφηση της νέας ύλης.

Τέλος, αισθάνομαι την υποχρέωση να ευχαριστήσω, τον γεωλόγο Γ. Καραντώνη για τις εύστοχες παρατηρήσεις του, καθώς και τον Δ. Δελήμπαση δικηγόρο, για τη βοήθειά του στη γλωσσική επιμέλεια του κειμένου.

Περιεχόμενα

Εισαγωγή	11
1. Ιστορική Εξέλιξη της Τεκτονικής των Πλακών	13
2. Διεθνής Επιτροπή Γεωδυναμικής	21
2.1. Διεργασίες μέσα στις Πλάκες	21
2.2. Διεργασίες στα Περιθώρια των Πλακών	22
2.3. Συνέχιση (στο χρόνο) της Διεύρυνσης του Θαλάσσιου Πυθμένα	22
2.4. Διεργασίες και Ιδιότητες του Εσωτερικού της Γης	22
3. Διαχωρισμός του Μανδύα	25
3.1. Λιθόσφαιρα	25
3.1.1. Ορισμός	25
3.1.2. Πάχος Λιθόσφαιρας	25
3.1.3. Μηχανικές Ιδιότητες της Λιθόσφαιρας	26
3.2. Ασθενόσφαιρα	27
3.2.1. Ορισμός	27
3.2.2. Δομή και πάχος	27
3.2.3. Βάθος της Ζώνης Μικρής Ταχύτητας	28
3.2.4. Μηχανικές Ιδιότητες	29
3.3. Σύγκριση Ωκεάνειας και Ηπειρωτικής Λιθόσφαιρας	29
3.4. Λιθόσφαιρα και σεισμοί	30
4. Παλαιομαγνητισμός και Περιπλάνηση Ηπείρων	33
4.1. Λαυρεντία (Laurentia)	35
4.2. Γκοντβάνα (Gondwanaland)	36
4.3. Κίνηση των Ηπείρων κατά το Φανεροζωικό	40
5. Τεκτονικές Πλάκες	47
5.1. Ορισμός των Τεκτονικών Πλακών	47
5.2. Περιορισμοί	50

6. Γεωδυναμική Εξέλιξη της Γης	51
6.1. Αίτια των Γεωδυναμικών Φαινομένων	52
6.1.1. Θεωρία της Διαστολής της Γης	52
6.1.2. Θεωρία της Συστολής της Γης	53
6.1.3 Θεωρία της Περιστροφής της Γης	54
6.1.4. Θεωρία των Ωκεάνειων Τάφρων	59
6.1.5. Θεωρία των Υπογείων Ρευμάτων	62
6.1.6. Θεωρία των Λιθοσφαιρικών Πλακών	66
6.2. Βασικές αρχές των Γεωδυναμικών Φαινομένων	71
6.2.1. Αστάθεια (Instability)	71
6.2.2. Χημική Σύσταση του Μάγματος	72
6.2.3. Γεωδυναμικά Μοντέλα	72
6.2.4. Δομή του Μανδύα σε Συνάρτηση με το Βάθος	75
7. Νέα Παγκόσμια Τεκτονική	79
7.1. Σύστημα Μεσσωκεάνειων Ράχων	79
7.1.1. Μεσογειακή Ράχη	84
7.1.2. Ρήγματα Μετασχηματισμού	86
7.2. Ηπειρωτικό Σύστημα Διάρρηξης	93
7.3. Περιθώρια και Κινήσεις Τεκτονικών Πλακών	94
7.3.1. Αποκλίνουσες Κινήσεις	94
7.3.2. Συγκλίνουσες Κινήσεις	96
7.3.3. Παράλληλες Κινήσεις	99
7.3.4. Τριπλά Σημείας Συνάντησης (Triple Junctions)	100
7.3.5. Αυλακογένεση (Aulacogens)	108
7.4. Φυσική Ερμηνεία της Κίνησης των Πλακών	112
7.5. Επίδραση της Βαρύτητας στην Κίνηση των Τεκτονικών Πλακών	116
7.5.1. Βαρυντική Αστάθεια (Gravitational Instability)	117
7.5.2. Ενεργός Διαπείρισμός στις Μεσσωκεάνειες Ράχες	118
7.5.3. Ισορροπία Δυνάμεων	119
7.6. Έλεγχοι του Μοντέλου Βαρύτητας	127
7.7. Υποθέσεις ως προς την εξέλιξη του Ηπειρωτικού Φλοιού	129
8. Νησιωτικά Τόξα	136
Γενικά	136
8.1. Ενεργά Νησιωτικά τόξα	139

8.2. Τοπογραφία	142
8.3. Βαρυτομετρικές Ενδείξεις	145
α) Ανωμαλία Bouguer	145
β) Ισοστατικές Ανωμαλίες	149
γ) Ανωμαλίες Ελεύθερου Αέρος	151
8.4. Γενικές παρατηρήσεις της επίδρασης της βυθιζόμενης πλάκας στις βαρυτομετρικές ενδείξεις και τις ισοστατικές αναπροσαρμογές	151
8.5. Δομή Φλοιού και Άνω Μανδύα	152
8.6. Σεισμικότητα	154
8.6.1. Μηχανισμοί Γένεσης Σεισμών	162
8.7. Ηφαιστειότητα	165
8.8. Συσχέτιση Σεισμικότητας και Ηφαιστειότητας με παραμορφώσεις	168
8.9. Πετροχημικές Παρατηρήσεις	169
8.10. Θερμές Πηγές	171
8.11. Θερμική Ροή	173
8.12. Γεωμαγνητικό Πεδίο	176
8.13. Ζώνες Μεταμορφώσεως	179
8.14. Γενικές Παρατηρήσεις των Νησιωτικών Τόξων	188
8.14.1. Βύθιση της Λιθόσφαιρας (Ζώνη Benioff και Ζώνη Σεισμών Βάθους)	188
8.15. Θερμές Κηλίδες	192
8.16. Μανδυακά Μανιτάρια (Mantle Plumes)	199
9. Γεωδυναμική εξέλιξη Ανατολικής Μεσογείου	209
9.1. Κίνηση Νοτίου Αιγαίου εν σχέσει με την Ανατολία και Ευρασία	212
10. Προβληματισμοί επί της Θεωρίας της Τεκτονικής των Πλακών	219
Βιβλιογραφία	223

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

“Υστέρω δέ χρόνω σεισμών εξαισίων καί κατακλυσμών γενομένων, μιας ημέρας καί νυκτός χαλεπής ελθούσης, τότε παρ’ υμών μάχιμον παν αθρόον έδν κατά γης, ή τε Ατλαντίς νήσος ωσαύτως κατά της θαλάττης δυσα ηφανίσθη”.

(Τίμ., 25 C - D).

“Πολλών ουν γεγονότων καί μεγάλων κατακλυσμών εν τοίς ενακισχιλίοις, έτεσι, τοσαύτα γάρ προς τόν νυν απ’ εκείνου τού χρόνου γέγονεν έτη”.

(Κριτ. 111 A - B).

Ολόκληρο το Ελληνικό πλήθος βυθίστηκε μετά από σφοδρούς σεισμούς και πλημμύρες, μέσα σε μια μέρα και μια νύχτα. Όμοια καταστροφή έγινε στην Ατλαντίδα, που βυθίστηκε ολόκληρη στη θάλασσα. Η αναφορά, αυτή, του Πλάτωνα, για το μυθικό νησί της Ατλαντίδας και άλλες ακόμα παραδόσεις δείχνουν, ότι οι μεταβολές, που συνέβησαν στην ξηρά και στη θάλασσα απασχολούσαν από πολύ νωρίς τους ανθρώπους. Θαλάσσια ιζήματα και απολιθώματα βρίσκονται στα βουνά. Η σημερινή βύθιση της Βενετίας, η ανύψωση των ακτών της Βόρειας θάλασσας, οι σεισμοί και τα ηφαίστεια αποδεικνύουν, ότι η επιφάνεια της Γης βρίσκεται σε συνεχή κίνηση. Από θάλασσα γίνεται ξηρά και από ξηρά, θάλασσα.

Πόσο παλαιές είναι οι ήπειροι και οι ωκεανοί; Πώς δημιουργούνται τα μεγάλα τεκτονικά επεισόδια, που διαμορφώνουν την επιφάνεια και οι μεγάλες τεκτονικές διεργασίες, που διαχωρίζουν την επιφάνεια του πλανήτη μας; Πώς εξελίσσονται οι ωκεανοί, οι ήπειροι, τα βουνά και τα ηφαίστεια; Σε ποιά σχέση βρίσκεται η σύσταση του εσωτερικού της Γης, με τις σημερινές δομές που παρατηρούμε στην επιφάνεια;

Απαντήσεις, στους προβληματισμούς αυτούς, προσπάθησαν να δώσουν πολλοί επιστήμονες όλων των εποχών. Οι ερμηνείες αυτές βασίζονταν στην επιστημονική ειδίκευση και γνώση κάθε ερευνητή και κυρίως σε γεωγραφικές, γεωλογικές και γεωφυσικές παρατηρήσεις. Ο Γεωλόγος και ο Γεωφυσικός, που έχουν ως κύριο σκοπό την αποκρυπτογράφηση της όλης εξέλιξης της Γης από τις παλαιότερες εποχές, που μπορούν να αναγνωριστούν από τα πετρώματα, μέχρι

σήμερα (Holmes 1965), καταβάλουν συνεχώς προσπάθεια να θεσπίσουν μία θεωρία από τις πολλές που διατυπώνονται, κατά καιρούς, που να ερμηνεύει με τον καλύτερο δυνατό τρόπο τα περισσότερα φαινόμενα που παρατηρούνται στην επιφάνεια της Γης.

Η Γη, για να φθάσει στη σημερινή της μορφή, έχει υποστεί πολλές μεταβολές. Οι μεταβολές αυτές, είναι αποτέλεσμα μετακινήσεων μεγάλων τμημάτων του στερεού φλοιού. Οι κινήσεις αυτές, καθώς και τα αίτια που τις προκαλούν, εξετάζονται από ένα κλάδο των γεωεπιστημών, την Γεωδυναμική.

ΝΕΑ ΠΑΓΚΟΣΜΙΑ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ

7

Με βάση τις διάφορες θεωρίες και υποθέσεις που διατυπώθηκαν κατά καιρούς από πολλούς επιστήμονες καθώς και από τις σημαντικές ανακαλύψεις που αναφέρθηκαν μετά από λεπτομερείς γεωφυσικές και γεωλογικές μελέτες, κατά την περίοδο 1950 - 1970 οι γεωεπιστήμονες διατύπωσαν την θεωρία της νέας παγκόσμιας τεκτονικής. Με τη θεωρία αυτή ερμηνεύονται με τον καλύτερο δυνατό τρόπο οι τεκτονικές κινήσεις καθώς και τα αίτια, που τις προκαλούν. Οι κινήσεις αυτές, όπως έχει ήδη αναφερθεί, διακρίνονται συνήθως σε οριζόντιες και κατακόρυφες και είναι υπεύθυνες για τα σπουδαιότερα γεωδυναμικά φαινόμενα, όπως είναι η σεισμικότητα, η ηφαιστειότητα, η ορογένεση κ.λ.π.

Όλες αυτές οι κινήσεις και τα φαινόμενα που τις συνοδεύουν, όπως έδειξαν οι σεισμολογικές και οι γεωφυσικές παρατηρήσεις, γίνονται κατά μήκος δύο παγκόσμιων συστημάτων ζωνών διάρρηξης του φλοιού της Γης. Τα συστήματα αυτά, που αποτελούν και τα όρια των λιθοσφαιρικών πλακών, (σχ. 26) είναι το σύστημα των μεσοωκεάνειων ράχων και το ηπειρωτικό σύστημα διάρρηξης. Τα δύο αυτά συστήματα διαφέρουν ριζικά μεταξύ τους.

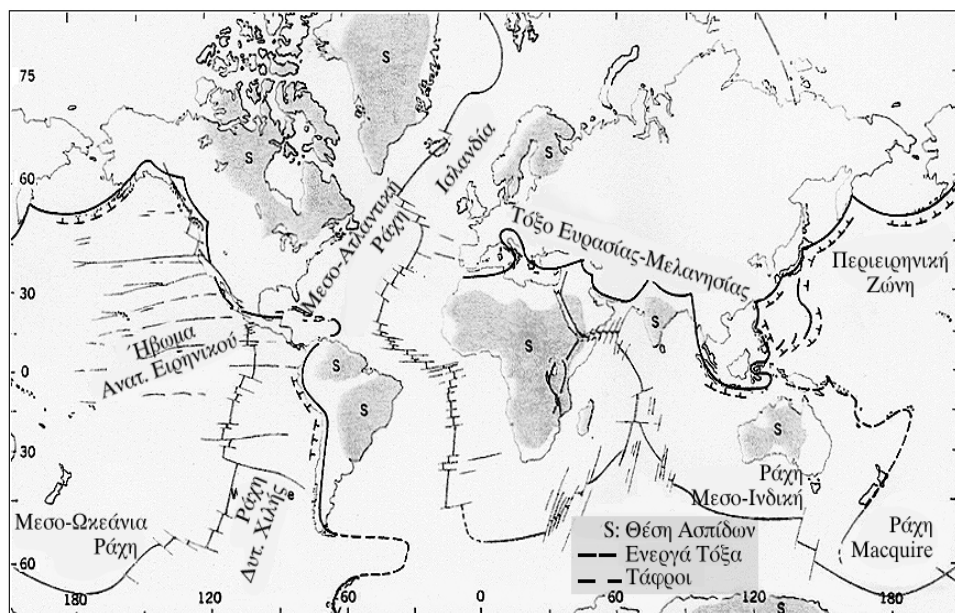
7.1. Σύστημα Μεσοωκεάνειων Ράχων

Πολλοί ερευνητές μελέτησαν και δημοσίευσαν πολυάριθμες γεωφυσικές και γεωλογικές εργασίες για τις μεσοωκεάνειες ράχες. Οι M. Ewing και B. Heezen, του εργαστηρίου Lamont Doherty και ο H. Menard, του Ωκεανογραφικού Ινστιτούτου Scripps, διαπίστωσαν ότι οι μεσοωκεάνειες ράχες, περιέβαλλαν ολόκληρη τη γήινη σφαίρα. Αλλά τί είναι οι μεσοωκεάνειες ράχες; Μεσοωκεάνειες ράχες ονομάζονται οι μεγάλες υποθαλάσσιες εξάρσεις του ωκεάνειου φλοιού, το ύψος των οποίων υπερβαίνει τα 3000 m, το δε πλάτος φθάνει τις μερικές χιλιάδες km. Όπως φαίνεται και στα σχήματα 25 - 26, οι εξάρσεις αυτές αποτελούν ένα παγκόσμιο σύστημα υποθαλάσσιων “ορέων” ή ορογενετικών ζωνών που διαχωρίζει τους ωκεανούς. Το σύστημα αυτό διασχίζει τον Ατλαντικό ωκεανό από βορράν, διερχόμενο μέσα από την Ισλανδία και διευθύνεται προς νότον. Στη συνέχεια διέρχεται

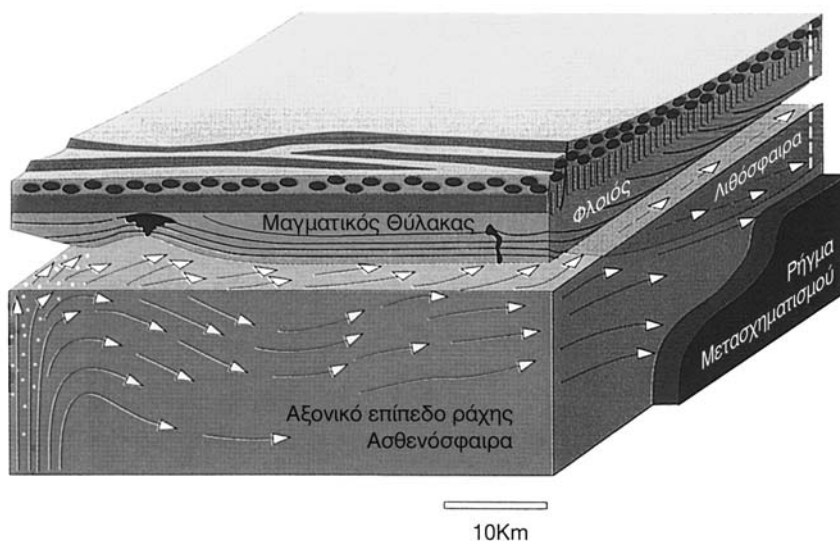
μεταξύ Αφρικής και Ανταρκτικής και εισέρχεται στον Ινδικό ωκεανό. Στο ύψος της Μαδαγασκάρης διαχωρίζεται σε δύο κλάδους. Ο πρώτος κλάδος διευθύνεται προς βορράν και φθάνει στην Αραβική θάλασσα όπου συνδέεται με το ρηξιγενές σύστημα της Ερυθράς θάλασσας και των πεδιάδων της Ανατολικής Αφρικής. Ο δεύτερος κλάδος διευθύνεται προς τα νοτιοανατολικά διέρχεται μεταξύ Αυστραλίας και Ανταρκτικής, εισέρχεται στον Ειρηνικό ωκεανό και διευθυνόμενος προς βορράν φθάνει στις δυτικές ακτές της Βόρειας Αμερικής.

Αξιοσημείωτο είναι το γεγονός, ότι ενώ οι μεσοωκεάνειες ράχες βρίσκονται μέσα στους ωκεανούς, υπάρχουν και περιοχές της ξηράς από όπου διέρχονται οι μεσοωκεάνειες ράχες ή αποτελούν προέκταση αυτών. Μετά από γεωφυσικές και τεκτονικές μελέτες, που έγιναν τα τελευταία χρόνια, επιβεβαίωσαν την ύπαρξη παρόμοιων περιοχών. Τέτοιες περιοχές είναι οι πεδιάδες της Ανατολικής Αφρικής, όπως έχει αναφερθεί, και οι δυτικές ακτές της Βόρειας Αμερικής που περιλαμβάνει το γνωστό ρήγμα του Αγίου Ανδρέα (σχ. 26).

Οι μεσοωκεάνειες ράχες διαχωρίζονται σε επιμέρους τεμάχια που παρουσιάζουν πλευρικές μετακινήσεις. Η τοπογραφία τους είναι σχεδόν ανώμαλη. Οι άξονες τους, στην περίπτωση μικρού ρυθμού απομάκρυνσης (5 cm/έτος) οριοθετούνται από τις ενδιάμεσες τεκτονικές τάφρους (rift valleys). Στην περίπτωση μεγάλου ρυθμού απομάκρυνσης (έως 20 cm/έτος), η τοπογραφία είναι συνήθως ομαλότερη και οι ενδιάμεσες τάφροι δεν είναι καλά ανεπτυγμένες.



Σχ. 27: Σύστημα Μεσο-ωκεάνειων ράχων και Ηπειρωτικών διαρρηξεων (Sykes, 1969).



Σχ. 28: Μοντέλο μιας ωκεάνιας ράχης επαύξησης που βασίστηκε σε τεκτονικές μελέτες οφιολίθων κατά A. Nikolas και J.F. Violette (1982). Τα τόξα δείχνουν την κατεύθυνση της ροής στην ασθενόσφαιρα και τα διακεκομμένα τόξα δείχνουν τις απολιθωμένες κατευθύνσεις ροής στη λιθόσφαιρα.

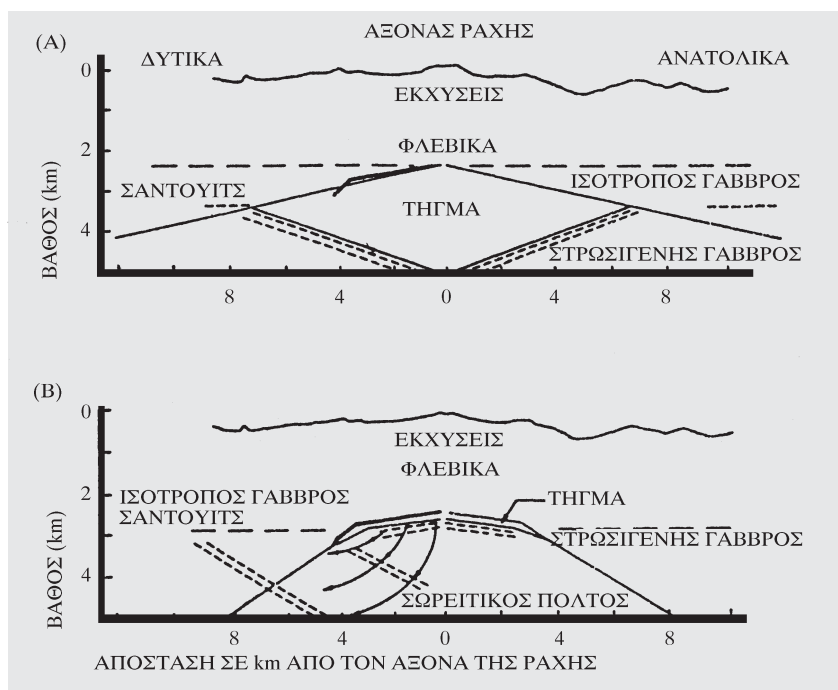
Οι μεσοωκεάνειες ράχες δεν είναι απαραίτητο να έχουν σταθερά καθορισμένες θέσεις στην γήινη σφαίρα. Πολλές ράχες μπορεί να μεταναστεύουν, όπως π.χ. η μεσο-Ατλαντική ράχη, ή η ράχη Carlsberg του Ινδικού ωκεανού, καθώς και οι ράχες που περιβάλλουν την Ανταρκτική. Η μετανάστευση των ράχων σχετίζεται με την παραγωγή της νέας λιθόσφαιρας στους άξονες των ράχων και με την έλλειψη της καταστροφής της λιθόσφαιρας γύρω από την Αφρική και την Ανταρκτική. Αρα ο Ατλαντικός ωκεανός και ο ωκεανός γύρω από την Ανταρκτική επεκτείνονται, πιθανώς, σε βάρος των λιθοσφαιρικών πλακών του Ειρηνικού.

Η μορφολογία των μεσοωκεάνειων ράχων, η σεισμική δράση, η διανομή των ιζημάτων και της θερμικής ροής καθώς και άλλες γεωφυσικές παρατηρήσεις έχουν μελετηθεί από πολυάριθμους ερευνητές. Η πετρολογική σύσταση των ράχων αποτελείται από ολιβίνη, βασάλτη και κυρίως από λάβες. Η απουσία ιζημάτων στις κορυφές των ράχων είναι χαρακτηριστική, ενώ ορισμένα σημεία της μεσο-Ατλαντικής ράχης και του Ανατολικού Ειρηνικού χαρακτηρίζονται από έντονη ηφαιστειότητα. Η σεισμική δραστηριότητα παρατηρείται στους κύριους άξονες των ράχων και των κάθετων ρηγμάτων, οι δε σεισμοί έχουν μικρά εστιακά βάθη, ($h < 60$ Km) και μικρά μεγέθη, ($M_s < 5.5$). Η θερμική ροή είναι μεγάλη στις

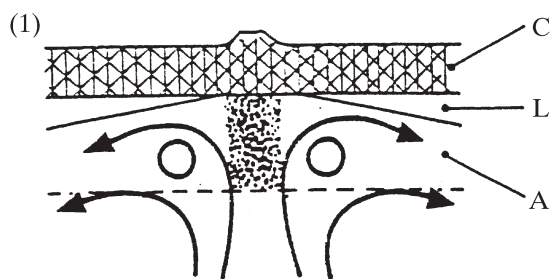
ράχες και ελαττώνεται με την απόσταση. Το πεδίο βαρύτητας δεν παρουσιάζει σημαντικές ανωμαλίες σε αντίθεση με το μαγνητικό, που παρουσιάζει χαρακτηριστική συμπεριφορά. Όλες αυτές οι διαπιστώσεις επιβεβαιώνουν, ότι οι ράχες είναι ενεργές και παράγουν στους ωκεανούς νέο φλοιό.

Γεωφυσικές και σεισμολογικές μελέτες που έγιναν στις μεσοωκεάνιες ράχες παρουσίασαν διαφορές όσον αφορά την παρουσία μαγματικών θυλάκων. Από τις μελέτες αυτές διαπιστώθηκε η ύπαρξη μαγματικών θυλάκων κάτω από τη ράχη του Ανατολικού Ειρηνικού (J. A. Orcutt et al. 1984) σε αντίθεση με την Μεσο-Ατλαντική ράχη όπου δεν προσδιορίστηκε κανένας θάλαμος. Η βασική αυτή διαφορά δημιούργησε αντιθέσεις και συγκρουόμενες απόψεις όσον αφορά τον τρόπο δημιουργίας του Ωκεάνειου φλοιού ιδίως στις περιπτώσεις όπου απουσιάζουν οι μαγματικές διαδικασίες.

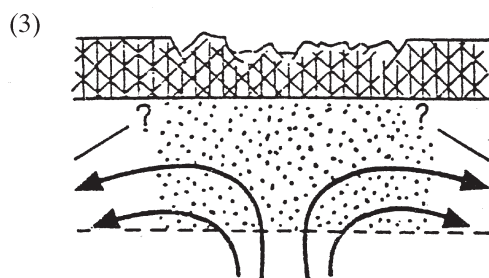
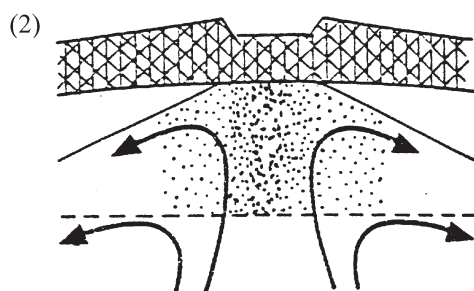
Με τη βοήθεια διαφόρων γεωφυσικών στοιχείων κατασκευάστηκαν δύο θεωρητικά μοντέλα μαγματικών θυλάκων. Το σχήμα 29 δείχνει τα δύο αυτά διαφορετικά μοντέλα για μαγματικούς θύλακες ανοικτού τύπου, δηλαδή συνεχιζόμενης τροφοδοσίας.



Σχ. 29: Ένα μοντέλο μαγματικού θύλακα κάτω από ράχη επαύξησης “ανοικτού τύπου”, δηλ. συνεχιζόμενης τροφοδοσίας (Α) που προτάθηκε από τους J.S. Pallister και C.A. Hopson (1981) και (Β) ένα μοντέλο μεσο-ωκεάνιας ράχης βασισμένο σε θερμικά και σεισμικά στοιχεία κατά N.H. Sleep (1975 και 1978) και J.F. Dewey και W.S.F. Kidd (1977).



C = Φλοιός L = Λιθόσφαιρα
A = Ασθαινόσφαιρα



Σχ. 30: Σκαριφήματα της πιθανής ροής και της σχετικής επανξητικής δραστηριότητας που σχετίζονται με τους ρυθμούς επαύξησης (κατά A. Nicolas και M. Rabinowich, 1984).

Οι κηλίδες δείχνουν περιοχές μερικής τήξης που είναι καθοριστικές για τη δημιουργία νέου φλοιού (1) για γρήγορο ρυθμό (2) για μέτριο ρυθμό και (3) για βραδύ ρυθμό επαύξησης.

Η συγκέντρωση και επεξεργασία πολλών τεκτονικών, γεωλογικών και γεωφυσικών πληροφοριών επέτρεψε τη δημιουργία μοντέλων (σχ. 28 - 30) για τον καθορισμό της ροής της ασθενόσφαιρας του μανδύα (A. Nicolas and J. Violette, 1982, A. Nicolas and M. Rabinowicz, 1984). Αν και χρειάζονται πολύ περισσότερα στοιχεία για να κατασκευαστεί ένα αποδεκτό μοντέλο, εντούτοις με βάση το πιο πρόσφατο μοντέλο, η ροή της ασθενόσφαιρας του μανδύα κάτω από μια ράχη επαύξησης καθορίζεται από τον συνδυασμό δύο κυρίως παραγόντων:

- α) μιάς κινητικής ενέργειας μεγάλης κλίμακας που παρουσιάζεται σε μια σχετικά εκτεταμένη περιοχή και οφείλεται: είτε στη μετακίνηση και απομάκρυνση των λιθοσφαιρικών πλακών, με ταυτόχρονη επαύξησή τους με την προσθήκη υλικού από τον μανδύα κατά μήκος του ορίου των λιθοσφαιρικών πλακών που αποκλίνουν είτε στην επίδραση θερμικών ρευμάτων μεγάλης έκτασης μέσα στον μανδύα και
- β) μιάς τοπικής βαρυτομετρικής ανωμαλίας που αναπτύσσεται στην ανυψούμενη διαπυρική μάζα και οφείλεται στην διαφορά της πυκνότητάς της σε σχέση με το μανδυακό υλικό που την περιβάλλει σαν αποτέλεσμα μερικής τήξης.

Εάν το ιξώδες στην περιοχή της ράχης, όπου γίνεται μερική τήξη, είναι αρκετά χαμηλό, τότε γίνεται ισχυρή κυκλοφορία του τήγματος που μαζί με την κινητική ενέργεια δημιουργούν ένα πολύπλοκο σύστημα ροής κάτω από τη ράχη. Το υλικό του μανδύα ανέρχεται υπό μορφή στενών κατακόρυφων διαύλων ρευστού υλικού και αναγκάζεται να δημιουργήσει δεξιόστροφη και αριστερόστροφη στροβιλώδη ροή σε μία έκταση 25 km περίπου εκατέρωθεν της αξονικής γραμμής της ράχης και σε βάθος 2,5 km κάτω από την ασυνέχεια της Moho. Οι σχηματισμοί αυτοί, όπως θα δούμε και στο κεφάλαιο 8, ονομάζονται **Μανδυακά Μανιτάρια**. Η στροβιλώδης αυτή ροή της ασθενόσφαιρας ελαττώνεται όσο αυξάνεται η απόσταση από τη ράχη και εξουδετερώνεται στην επαφή με τη λιθόσφαιρα. Το σχήμα 30 δείχνει σχηματικά τη ροή της ασθενόσφαιρας κάτω από τις ράχες με ταχύ, μέτριο και βραδύ ρυθμό επαύξησης (A. Nicolas and Rabinowocz 1984). Όπως γίνεται αντιληπτό, οι μεσοωκεάνιες ράχες είναι περιοχές διεύρυνσης, όπου σχηματίζεται νέα λιθόσφαιρα και οι πλάκες απομακρύνονται. Υπολογίζεται ότι το νέο βασαλτικό υλικό που εξέρχεται ετησίως από τις ράχες ανέρχεται σε 50 δισεκατομμύρια τόνους. Δηλαδή καλύπτεται μία επιφάνεια 2 km² περίπου.

7.1.1. Μεσογειακή Ράχη

Η ύπαρξη της μεσογειακής ράχης και η αιτία της δημιουργίας της, λόγω σύγκρουσης της Αφρικανικής πλάκας με την Ευρασιατική, προτάθηκε για πρώτη φορά από τους Allan και Morell το 1971 και Finett το 1976. Η μεσογειακή ράχη είναι ένα μεγάλο επικαθήμενο πρίσμα μεταξύ Αφρικής και Νοτίου Ευρώπης. Από

ερευνητικής πλευράς ήταν γνωστό ως Μεσογειακό συσσωρευτικό ιζηματογενές πρίσμα (Mediterranean Accretionary Prism). Τα γεωλογικά και γεωφυσικά στοιχεία δείχνουν την ύπαρξη διαφορών τόσο στην μορφολογία του θαλάσσιου πυθμένα και το υψόμετρο όσο και στις ισχυρές αντιθέσεις στη δομή και την ιζηματογένεση της Μεσογειακής ράχης, ανατολικά και δυτικά του 24° μεσημβρινού. Η ανατολική περιοχή έχει ένα μέσο βάθος πυθμένα 2400m και ο εξωτερικός χώρος αποτελείται από μία πτυχωμένη ζώνη κατευθυνόμενη προς ανατολάς και η οποία τέμνεται από διασταυρούμενα ρηγματικά συστήματα. Το δυτικό τμήμα περιλαμβάνει την πιθανή έναρξη της σύγκρουσης των πλακών. Το σημείο αυτό βρίσκεται ακριβώς βόρεια του Κυρηναϊκού ακρωτηρίου στο Αφρικανικό ηπειρωτικό περιθώριο και ο θαλάσσιος πυθμένας βρίσκεται στα 1700 m.

Εκτός όμως από τις τοπικές αυτές ιδιομορφίες, η Μεσογειακή ράχη περιβάλλεται από αβυssiικές λεκάνες, όπως και η Μεσο-Ατλαντική ράχη. Μήπως η ομοιότητα αυτή επεκτείνεται και σε άλλα χαρακτηριστικά; Όπως έχει ήδη αναφερθεί, η Μεσο-Ατλαντική ράχη, διαχωρίζεται στο κέντρο της και σε όλο το μήκος της από ένα αξονικό ρήγμα που φιλοξενεί επιφανειακούς σεισμούς. Η σεισμικότητα των λεκανών που είναι εκατέρωθεν της κεντρικής ράχης είναι μικρή. Άλλο χαρακτηριστικό της Μεσο-Ατλαντικής ράχης είναι ότι: α) Ο κεντρικός άξονας δεν είναι συνεχής αλλά παρουσιάζει κατά διαστήματα μετατοπίσεις. Οι μετατοπίσεις αυτές οφείλονται στην ύπαρξη ρηξιγενών λωρίδων που τέμνουν κάθετα τον άξονα της ράχης. Μεταξύ των μετατοπισμένων κορυφών παρατηρείται και η μεγαλύτερη σεισμικότητα. β) Η παρουσία εκατέρωθεν της ράχης, μαγνητικών λωρίδων με εναλλαγή της πολικότητάς των, κανονικής και ανάστροφης.

Αντίθετα η Μεσογειακή ράχη είναι μια κεντρική ράχη μήκους 1600 km περίπου χωρίς αξονικό ρήγμα, βρίσκεται μεταξύ Κρήτης και Λιβύης και εκτείνεται ελικοειδώς μεταξύ Κύπρου και Νοτίου Ιταλίας. Και η ράχη αυτή περιβάλλεται από τάφρους. Οι τάφροι του Στράβωνα και Πλινίου είναι στη βόρεια πλευρά της ράχης και τα ιζήματα έχουν μικρό πάχος. Στη νότια πλευρά της Μεσογειακής ράχης βρίσκεται η αβυσσική λεκάνη του Ηροδότου μήκους 1200 km περίπου. Σ' όλο το μήκος της Μεσογειακής ράχης φιλοξενούνται επιφανειακοί σεισμοί, γεγονός που αποδεικνύει ότι η ύπαρξή τους οφείλεται σε τεκτονικά αίτια. Η άποψη αυτή επιβεβαιώνεται και από τις λύσεις των μηχανισμών γένεσης των σεισμών. Η παρουσία όπως πολύ μεγάλου αριθμού σεισμών επιφανείας και ιδίως σεισμών ενδιαμέσου βάθους στη βόρεια πλευρά της ράχης αποδεικνύει ότι η γεωλογική εξέλιξη της ανατολικής Μεσογείου διαφέρει από αυτή του Ατλαντικού.

Οι σεισμοί ενδιαμέσου βάθους και βάθους ή πλουτώνειοι χαρακτηρίζουν γενικά ηπειρωτικές παρυφές και νησιωτικά τόξα που είναι και τα περισσότερα ενεργά. Στις Μεσο-Ωκεάνιες ράχες γίνονται επιφανειακοί σεισμοί πολύ μικρού βάθους.

Οι χαρακτηριστικές διαφορές που παρατηρούνται μεταξύ Μεσογειακής και Μεσο-Ωκεάνιας ράχης συγκεντρωτικά είναι οι ακόλουθες:

- α) Η εμφάνιση επιφανειακών και ενδιαμέσου βάθους σεισμών σ' όλο το μήκος της Μεσογειακής ράχης.
- β) Η έλλειψη αξονικής τάφρου.
- γ) Η απουσία μαγνητικών ταινιών και ηφαιστειακής δραστηριότητας.
- δ) Μικρή θερμική ροή.
- ε) Η διάφορος υφή του πυθμένα της Μεσογείου νότια της κορυφής της ράχης.
- στ) Η απότομη μείωση της σεισμικής δράσης νότια της ράχης.
- ζ) Η διαφορετική δομή των άνω στρωμάτων του φλοιού (Makris 2001).

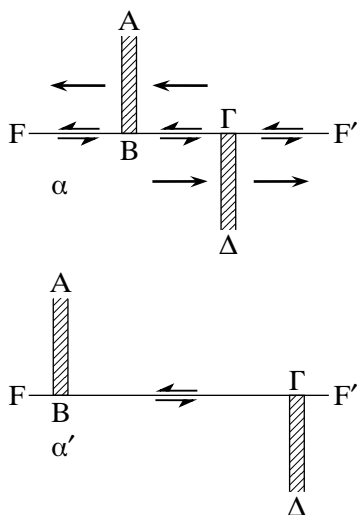
Όλες αυτές οι διαφορές υποδεικνύουν ότι η Μεσογειακή ράχη δεν προέρχεται λόγω διάνοιξης της ανατολικής Μεσογείου αλλά από μία υπό ανάπτυξη ζώνη επώθησης. Η ζώνη αυτή δημιουργείται από την συνεχή προς βορράν κίνηση της Αφρικανικής πλάκας, την σύγκλισή της με την Ευρασιατική και στη συνέχεια βύθισή της κάτω από την μικροπλάκα του Αιγαίου. Η σύγκλιση αυτή των δύο πλακών άρχισε κατά την Αλπική Ορογένεση και συνεχίζεται ακόμη και σήμερα. Εάν συνεχισθεί η εξέλιξη αυτή, μετά από μερικά εκατομμύρια χρόνια η Αφρικανική ήπειρος θα ενωθεί με την Ευρασιατική.

7.1.2. Ρήγματα Μετασχηματισμού

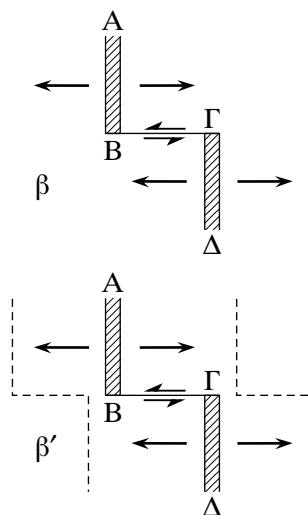
Όπως φαίνεται και στα σχήματα 27 και 33, οι κορυφές των μεσοωκεάνειων ράχων τέμνονται από μεγάλο αριθμό ρηγμάτων που ονομάζονται ζώνες διάρρηξης. Η ύπαρξη των ρηγμάτων αυτών επιβεβαιώθηκε και από τον L. Sykes με τη βοήθεια σεισμολογικών παρατηρήσεων. Παρόμοιες παρατηρήσεις είχε κάνει και ο V. Vacquier με τους συναδέλφους του μελετώντας τη δομή των μαγνητικών ζωνών. Ο Wilson (1965) παρατήρησε, ότι τα ρήγματα αυτά δεν ήταν τα συνήθη ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης, αλλά ρήγματα νέου τύπου, που δημιουργούνται από την αύξηση των ωκεάνειων πυθμένων στην περιοχή των μεσοωκεάνειων ράχων. Στα γνωστά ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης, η διεύθυνση της κίνησης κατά μήκος του ρήγματος συμπίπτει με την φαινόμενη μετατόπιση των δομών. Όπως φαίνεται και στο σχ. 31, όταν δημιουργείται κίνηση κατά μήκος του ρήγματος FF'(α), μετατοπίζεται ολόκληρος ο φλοιός κάθε τεμάχους κατά την ίδια διεύθυνση (α'). Στην περίπτωση όμως των ζωνών διάρρηξης που τέμνουν, όπως αναφέρθηκε τις κορυφές των αυξανόμενων ράχων, η διεύθυνση των σχετικών κινήσεων μεταξύ των κορυφών των ράχων ΒΓ, (σχ. 32), πρέπει να είναι αντίθετος προς την διεύθυνση της φαινόμενης μετατόπισης. Εάν η ταχύτητα αύξησης είναι η ίδια στις ράχεις ΑΒ, και ΓΔ, δεν παρατηρείται σχετική κίνηση έξω από την περιοχή ΒΓ.

Όπως είναι φυσικό, στην περίπτωση του ρήγματος διατμητικού τύπου, (σχ. 31α), η μετατόπιση ΒΓ θα αυξηθεί μετά από ορισμένο χρονικό διάστημα, ενώ στη δεύτερη περίπτωση (σχ. 32β), η μετατόπιση ΒΓ, θα παραμείνει σταθερή. Αυτό γίνεται, γιατί η φαινόμενη μετατόπιση ΒΓ δεν είναι αποτέλεσμα της κίνησης του ρήγματος, αλλά κάτι προϋπήρχε και που ονομάζουμε **“Προϋπάρχουσα μετατόπιση”**. Λαμβάνοντας όμως υπόψη μας, την υπόθεση της διεύρυνσης των ωκεανών, εξηγείται με τον καλύτερο τρόπο η προϋπάρχουσα μετατόπιση. Αυτόν τον νέο τύπο της διάρρηξης, ο Wilson ονόμασε **ημιδιατμητικό ρήγμα ή ρήγμα μετασχηματισμού**. Η ορθότητα αυτής της ερμηνείας επιβεβαιώθηκε από τον L. Sykes (1967), που μελέτησε την κατανομή και τον μηχανισμό γένεσης των σεισμών που γίνονται στις κορυφές των ράχων και στις ζώνες διάρρηξης. Ο Wilson είχε διαπιστώσει ότι οι σεισμοί παράγονται μόνο στις κορυφές των ράχων και στις ζώνες διάρρηξης, που βρίσκονται μεταξύ των κορυφών. Οι λύσεις των μηχανισμών γένεσης έδειξαν, ότι οι διευθύνσεις των κινήσεων (σχ. 33) των σεισμών της Μεσο-Ατλαντικής ράχης συμφωνούν πλήρως με την υπόθεση των ημιδιατμητικών ρηγμάτων.

Τα ρήγματα μετασχηματισμού έχουν πολύμορφη φυσιογραφική εκδήλωση. Μπορεί να συνδέσουν Μεσο-ωκεάνιες ράχες, ράχες με τόξα, τόξα μεταξύ τους, όπως στο σχ.34 ή να είναι μία ουδέτερη παρυφή όπου ολισθαίνουν δύο ηπειρωτικές πλάκες. Παρόμοιες ηπειρωτικές εκδηλώσεις παρατηρούνται στο σύστημα ρηγμάτων του Αγίου Ανδρέα, στην Καλλιφόρνια, στη μεγάλη ρηξιγενή ζώνη της Ανα-



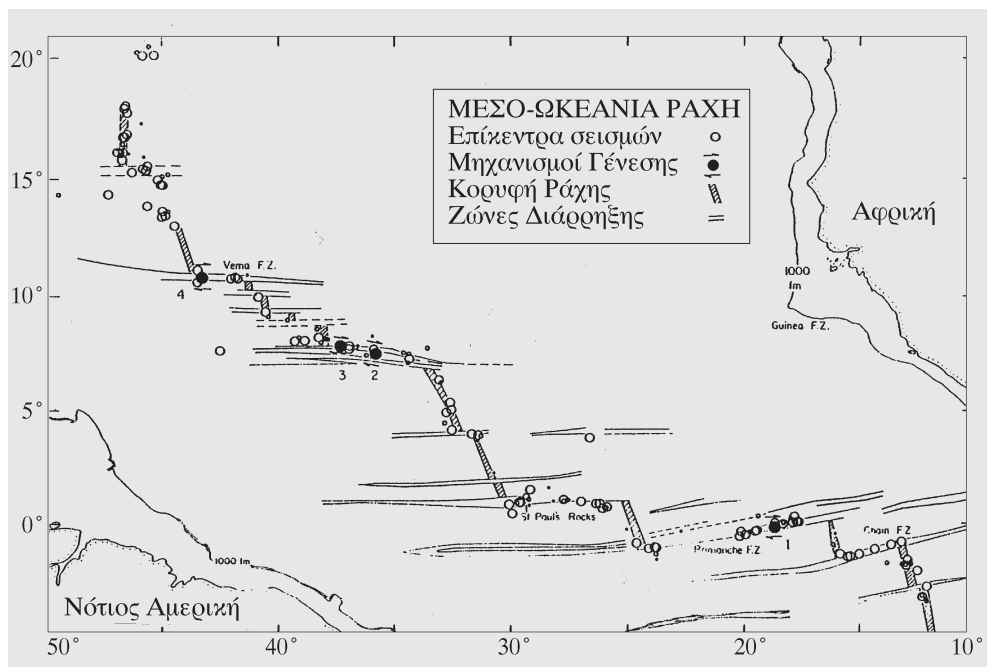
Σχ. 31: Ρήγμα διάτμησης (α) και (α') μετά από ορισμένο χρόνο.



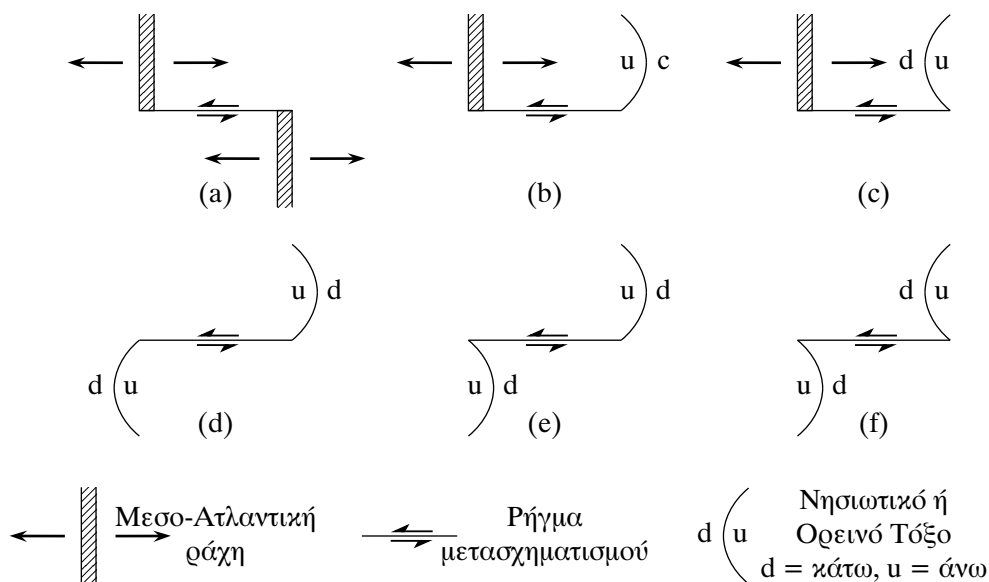
Σχ. 32: Ρήγμα μετασχηματισμού (β) και (β') αντίστοιχο ρήγμα μετά από ορισμένο χρόνο.

τολίας στο βόρειο μέρος της Μικράς Ασίας και στην προς δυσμάς προέκτασή του στο Βόρειο Αιγαίο καθώς και στα υποθαλάσσια ρήγματα Πλινίου, Στράβωνα στη νοτιοανατολική εξωτερική πλευρά του Ελληνικού τόξου και στο κεντρικό Ιόνιο Πέλαγος. Στις παρυφές αυτού του τύπου ρηγμάτων φιλοξενούνται εστίες σεισμών μικρού βάθους. Όπως έδειξαν οι μηχανισμοί γένεσης, η ολίσθηση στους σεισμούς αυτούς είναι κυρίως οριζόντια. Ένα άλλο αξιο προσοχής χαρακτηριστικό γνώρισμα των ρηγμάτων αυτού του τύπου είναι ότι η κίνηση σ' όλα τα μεγάλου μήκους ρήγματα είναι, κατά το πλείστον δεξιόστροφη.

Μία άλλη σημαντική επιτυχία της ιδέας των ρηγμάτων μετασχηματισμού ήταν η ερμηνεία του περίφημου ρήγματος του Αγίου Ανδρέα στο δυτικό μέρος της Βόρειας Αμερικής. Το ρήγμα αυτό είναι ένα ρήγμα διάτμησης, μήκους 650 km περίπου. Αρχίζει από τον κόλπο της Καλιφόρνιας και φθάνει προς βορράν και πέρα από τον Άγιο Φραγκίσκο. Το ρήγμα αυτό παρουσιάζει, ακόμη και σήμερα έντονη σεισμική δραστηριότητα, όπως φαίνεται και στο σχ. 35. Νότια του ρήγματος αυτού βρίσκεται η ράχη του Ανατολικού Ειρηνικού που χαρακτηρίζεται από διεύρυνση εφελκυστικού τύπου. Η εφελκυστική τάση της ράχης αυτής έχει μεταβληθεί όμως σε διάτμηση. Η αιτία της αλλαγής γίνεται σαφής, εάν θεωρήσουμε, ότι το ρήγμα του Αγίου Ανδρέα είναι ένα μεγάλο ημιδιατμητικό ρήγμα μεταξύ ράχων. Δηλαδή



Σχ. 33: Θέσεις σεισμικών επικεντρών περιόδου 1955 - 1965 και λύσεις μηχανισμών γένεσης 4 σεισμών στην θέση του Ισημερινού της μεσο-Ατλαντικής ράχης (Sykes, 1967).

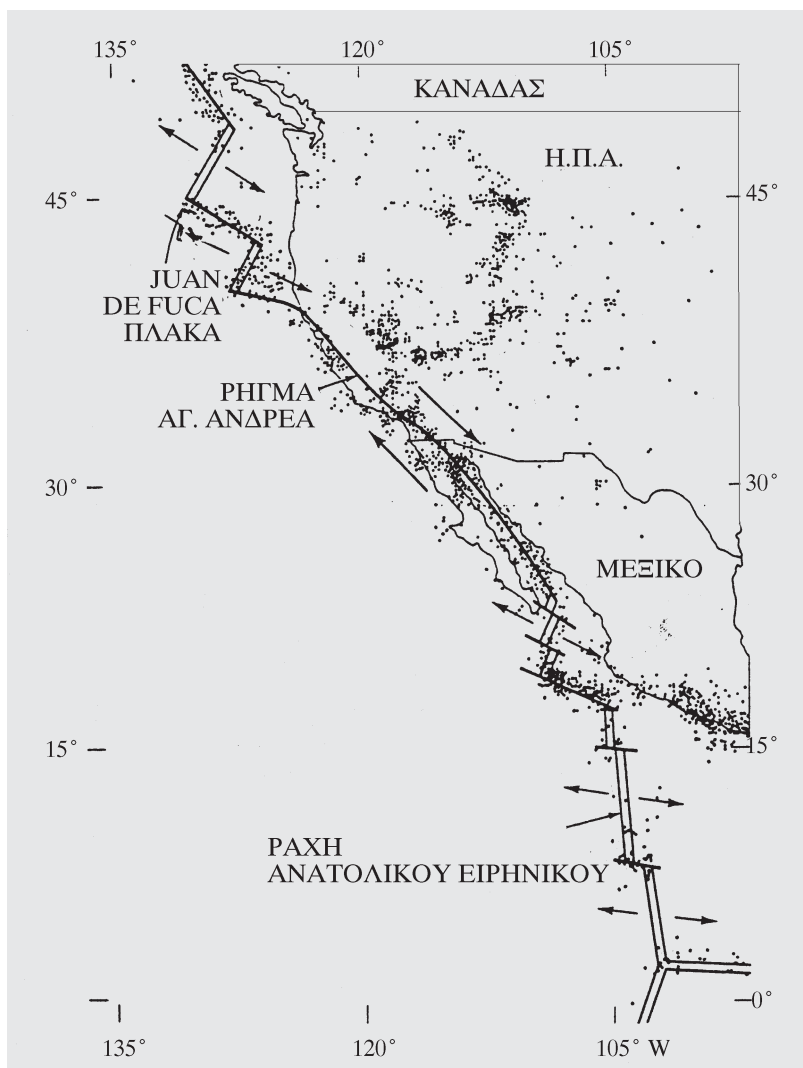


Σχ. 34: Σχηματική παράσταση ρηγμάτων μετασχηματισμού που συνδέουν ράχες (α), ράχες - τόξα (b,c), ή τόξα (d,e,f), (Wilson, 1965).

πρέπει να υπάρχει μια άλλη ράχη στο βόρειο μέρος του ρήγματος. Πράγματι η ράχη αυτή ανακαλύφθηκε. Είναι η ράχη του Juan de Fuca, (σχ. 35).

Η παγκόσμια τεκτονική, ερμηνεύοντας τις γεωφυσικές παρατηρήσεις, προτείνει ότι οι πλάκες είναι και ήταν σε κίνηση κατά την διάρκεια των τελευταίων δεκάδων εκατομμυρίων ετών. Στην κλίμακα των γεωλογικών χρόνων η παγκόσμια τεκτονική πραγματεύεται το παρόν και ισχύει στηριζόμενη στα γεγονότα μόνο, μέσα στα όρια αυτά. Εάν όμως δεχτούμε, ότι οι κινήσεις των πλακών δεν είναι μόνο η αιτία των σεισμών και της ηφαιστειακής δράσης της παρούσας γεωλογικής περιόδου, αλλά και η αιτία των ορογενετικών φαινομένων, μπορούμε να υποθέσουμε ότι οι κινήσεις αυτές άρχισαν από τα πρώτα στάδια της εξέλιξης της Γης. Η υπόθεση αυτή θα αποτελούσε μια φυσική γενίκευση της παγκόσμιας τεκτονικής. Την άποψη αυτή, υποστήριξε μεγάλος αριθμός γεωλόγων και κυρίως ο J.T. Wilson και Dewey του Παν/μίου του Cambridge, και ο J. Bird, του Κρατικού Παν/μίου Νέας Υόρκης. Οι γεωλόγοι αυτοί διατύπωσαν την υπόθεση, ότι τα ορογενετικά φαινόμενα οφείλονται στην καταβύθιση των ωκεάνειων πλακών.

Εάν ρίξουμε ένα βλέμμα στη σημερινή γήινη σφαίρα και θεωρήσουμε ότι η περιφέρεια της Γης είναι σταθερή και αφού ο Ατλαντικός ωκεανός αυξάνει, ο Ειρηνικός ωκεανός οφείλει σήμερα να ελαττώνεται, αν και ο πυθμένας του διευρύνεται.



Σχ. 35: Το ημιδιατμητικό ρήγμα του Αγίου Ανδρέα. Η διπλή γραμμή καθορίζει τη ράχη του Ανατολικού Ειρηνικού και τη ράχη Juan de Fuca.

Ο συλλογισμός αυτός οδήγησε τον Dewey να προτείνει μια γενίκευση που απεικονίζεται στο σχήμα 36.

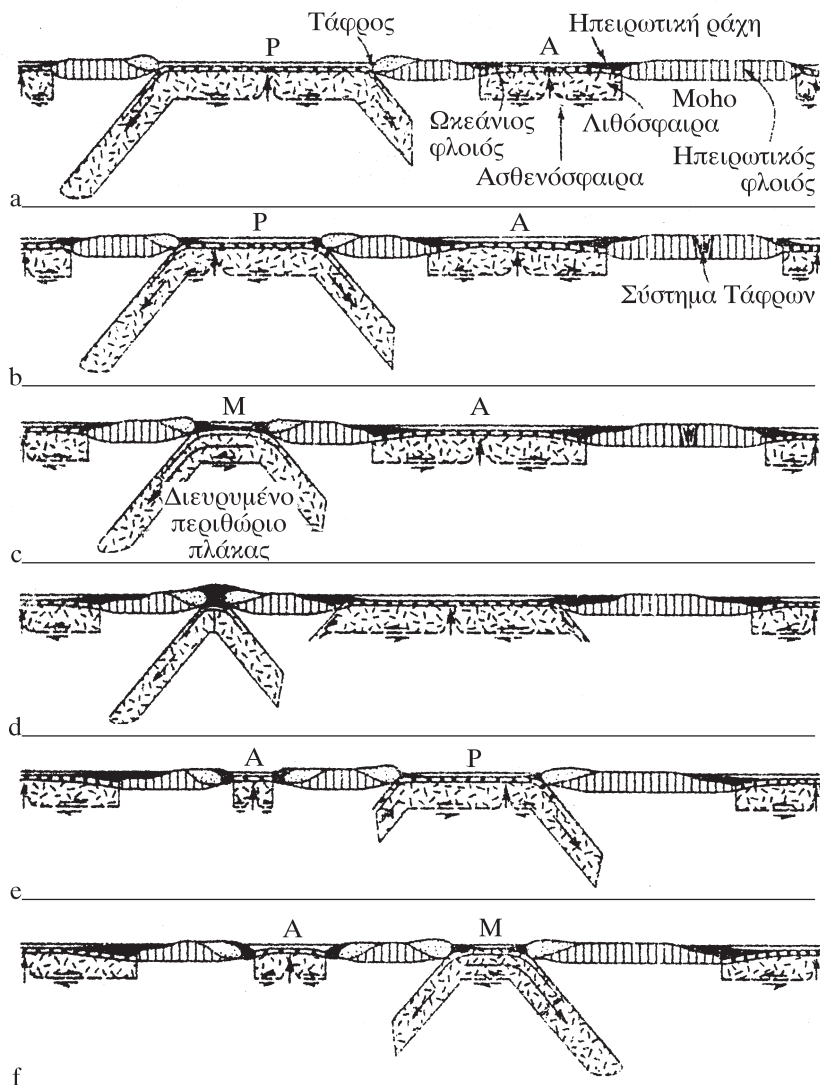
Μετά από πολλές εκατοντάδες εκατομμύρια χρόνια, ο Ειρηνικός ωκεανός θα κλείσει και ο Ατλαντικός θα αρχίσει να συστέλλεται και πάλι. Με το συλλογισμό αυτό έχουμε τρεις τύπους ωκεανών: του Ατλαντικού, του Ειρηνικού, και της Μεσογείου.

Οι Ατλαντικού και Ειρηνικού τύπου ωκεανοί διευρύνονται στις μεσοωκεάνειες ράχες, αλλά ο ένας τύπος (του Ατλαντικού) βρίσκεται σε διέυρυνση και ο άλλος (του Ειρηνικού) σε σύγκλιση. Η διαφορά μεταξύ αυτών των δύο τύπων βρίσκεται στο γεγονός ότι βύθιση των ωκεάνειων πλακών παρατηρούμε μόνο στον Ειρηνικό τύπο. Η βύθιση αυτή γίνεται στα ηπειρωτικά περιθώρια. Αντίθετα στον Ατλαντικό τύπο δεν έχουμε βύθιση της ωκεάνειας πλάκας. Ο Μεσογειακός τύπος βρίσκεται σε σύγκλιση και δεν διευρύνεται, όπως φαίνεται και στο σχ. 36 (e - f). Ο τύπος αυτός έχει ένα βυθιζόμενο όριο αλλά όχι ράχη. Με τον συλλογισμό αυτό, οι ωκεανοί είναι εναλλάξ σε φάσεις τύπου Ειρηνικού και τύπου Ατλαντικού.

Στο γενικό αυτό μοντέλο, τα ηπειρωτικά περιθώρια ταξινομούνται σε δύο τύπους, στον τύπο του Ατλαντικού και στον τύπο του Ειρηνικού, ανάλογα εάν υπάρχει βύθιση ή όχι. Οι διαδικασίες που λαμβάνουν χώρα σε κάθε τύπο ηπειρωτικού περιθωρίου είναι τελείως διαφορετικές. Στον Ατλαντικό τύπο, ο θαλάσσιος πυθμένας βυθίζεται, όταν η πλάκα ψυχθεί και δεχθεί ηπειρωτικά ιζήματα, ενώ στον τύπο του Ειρηνικού όλα τα ηπειρωτικά περιθώρια ταξινομούνται στα ενεργά ορογενετικά γεγονότα, όπου συμβαίνουν σεισμοί και ηφαιστειακές εκρήξεις. Με αυτές τις διαφορές οι δύο τύποι των ηπειρωτικών περιθωρίων διακρίνονται σε παθητικά και ενεργά. Ο Dewey υποστήριξε ότι η διεργασία της ωκεάνειας ανάπτυξης πέρασε από τα στάδια a - f, (σχ. 36), και ξανάρχισε πάλι. Έτσι οι ωκεανοί εξελίσσονται από τον τύπο του Ατλαντικού (A) στον τύπο του Ειρηνικού (P). Η διαδικασία αυτή πιθανότατα γίνεται μέσω του Μεσογειακού τύπου κατά την διάρκεια ενός ορογενετικού κύκλου.

Κατά την νέα Παγκόσμια Τεκτονική (Wilson 1970) οι ρηξιγενείς κοιλάδες της ανατολικής Αφρικής είναι σε εμβρυακό στάδιο, η Ερυθρά θάλασσα ο κόλπος του Άντεν στο νεανικό στάδιο, ο Ατλαντικός Ωκεανός στο στάδιο ωριμότητας, ο Ειρηνικός στο στάδιο γήρατος, η Μεσόγειος στο τελικό στάδιο, η δε γραμμή Ινδού και τα Ιμαλάια στο στάδιο υπολείμματος ουλής παλαιάς σύγκλισης.

Η γενίκευση αυτή, αν και είναι πολύ τολμηρή, είναι γόνιμη αφού στηρίζεται σε γεγονότα πραγματικά. Η γεωλογική ιστορία των δυτικών ακτών, της βόρειας Αμερικής, κατά την υπόθεση του Tanya Atwater, είναι το καλύτερο παράδειγμα, όπου η Παγκόσμια Τεκτονική έδωσε για πρώτη φορά μια σαφή εξήγηση. Στην περιειρηνική περιοχή, μόνο η δυτική ακτή της Βόρειας Αμερικής δεν είναι ούτε τάφος ούτε τόξο, η δε επικρατούσα τάση είναι διατμητικού τύπου, λόγω του ρήγματος του Αγίου Ανδρέα. Η εξήγηση είναι η εξής: Οι γεωλογικές παρατηρήσεις, όπως η κατανομή των μεταμορφωμένων και ηφαιστειακών πετρωμάτων δείχνουν ότι η περιοχή αυτή έχει υποστεί κατά το παρελθόν καθοδικές κινήσεις. Με τις αποδείξεις αυτές και την μελέτη του δικτύου των ταινιών των μαγνητικών ανωμαλιών στα ανοικτά των ακτών, ο T. Atwater απέδειξε, ότι από το Μεσοζωικό μέχρι τις αρχές του Καινοζωικού αιώνα, στα ανοικτά των ακτών της βόρειας Αμερικής υπήρχε ένα σύστημα ενεργών ράχων, όμοιο με αυτό που υπάρχει σήμερα στο νότιο μέρος



Σχ. 36: Σχηματική τομή κατά μήκος ενός μεγάλου κύκλου της Γης που δείχνει τη σειρά ανάπτυξης των τριών κύριων τύπων σχηματισμού των ωκεανών: του Ειρηνικού (P), του Ατλαντικού (A) και του Μεσογειακού (M) τύπου. Οι τομές a, b και c, στο δεξιό μέρος, δείχνουν την πορεία της διεύρυνσης, επέκτασης και δημιουργίας του ωκεανού τύπου A. Συγχρόνως, ο ωκεανός στο αριστερό μέρος παρουσιάζει μια τάση βύθισης, διεύρυνσης και μείωσης (φάση P, τομή b), ενώ η φάση τύπου M δεν παρουσιάζει διεύρυνση και ελάττωση. Στην τομή d, ο ωκεανός, στο αριστερό μέρος, φάση τύπου A, έχει κλείσει και δεν παρατηρείται διεύρυνση. Στην τομή e η φάση τύπου P, στα δεξιά, και τύπου A, στα αριστερά, ενεργοποιούνται και πάλι. Εάν η ράχη εξαφανιστεί, τομή f, ο ωκεανός στο δεξιό μέρος, περνά στη φάση του τύπου M (J. F. Dewey, 1969).

του Ανατολικού Ειρηνικού της Κεντρικής Αμερικής και ότι στην περιοχή αυτή έγιναν καθοδικές κινήσεις. Λόγω όμως της ελάττωσης του Ειρηνικού ωκεανού, όπως περιγράψαμε παραπάνω, η κορυφή προσέγγισε την ακτή. Στα πλαίσια της θεωρίας της αύξησης του ωκεάνειου πυθμένα και της Παγκόσμιας Τεκτονικής, οι περιοχές των τάφρων και τα συστήματα των ωκεάνειων τόξων αντιστοιχούν στις περιοχές όπου μία ωκεάνεια πλάκα εξαφανίζεται βυθιζόμενη μέσα στον γήινο φλοιό. Η ιδέα αυτή δεν είναι νέα. Από το 1920, όταν ο Ολλανδός γεωφυσικός Vening Meinesz ανακάλυψε σημαντικές, αρνητικές ανωμαλίες βαρύτητας πάνω από πολλές τάφρους, όπως στην Ινδονησία πολλοί ερευνητές διατύπωσαν την ιδέα, ότι ρεύματα μεταφοράς του μανδύα κατέρχονται στις περιοχές των τάφρων και ότι υλικά της επιφάνειας του γήινου φλοιού παρασύρονται προς τα κάτω.

7.2. Ηπειρωτικό Σύστημα Διάρρηξης

Το Ηπειρωτικό σύστημα διάρρηξης (σχήμα 27) αποτελείται από την *Περιοιρηνική ζώνη* και την *Ευρασιατική ή Αλπική-Ιμαλαϊκή ζώνη*. Η Περιοιρηνική ζώνη είναι παράλληλη των ακτών του Ειρηνικού Ωκεανού και περιλαμβάνει τον μεγαλύτερο αριθμό ενεργών ηφαιστειών ενώ οι Μεσο-Ωκεάνιες ράχες και η Αλπικο-Ιμαλαϊκή ζώνη έχουν μικρό αριθμό. Γι' αυτό και η Περιοιρηνική ζώνη αποκαλείται και **Πύρινο στεφάνι**. Η Ευρασιατική ζώνη αρχίζει από την Μέσο-Ατλαντική ράχη, με ένα εφελκυστικό καθεστώς οριζόντιας κίνησης, στο τριπλό σημείο του αρχιπελάγους των Αζορών, του ανατολικού Ατλαντικού και συνεχίζει προς ανατολάς. Στην περιοχή της Μεσογείου το εφελκυστικό καθεστώς της ζώνης αυτής μετατρέπεται σε καθαρά συμπίεστικό. Η προς ανατολάς πορεία της περιλαμβάνει τις Αλπικές πτυχώσεις, την Βαλκανική Χερσόνησο, Μικρά Ασία και μέσω Περσίας, Ιμαλαίων και Μελανησίας καταλήγει στην Περιοιρηνική ζώνη. Στο σύστημα αυτό ανήκουν οι νέες οροσειρές, καθώς και τα νησιωτικά και ηφαιστειακά τόξα. Η ζώνη αυτή δημιουργείται από την σύγκλιση κυρίως ηπειρωτικών πλακών, όπως είναι η Ευρασιατική ζώνη, ενώ η ζώνη της Μελανησίας δημιουργείται από τη σύγκλιση ηπειρωτικής και ωκεάνιας πλάκας. Αυτή η πολυσύνθετη παραμόρφωση, λόγω της κίνησης των πλακών, είναι η αιτία της υψηλής σεισμικότητας που παρατηρείται σ' ολόκληρη την περιοχή. Η περιοχή αυτή φιλοξενεί εστίες επιφανειακών, ενδιάμεσου και μεγάλου βάθους σεισμών.

Μια πολύ χαρακτηριστική διαφορά των δύο αυτών συστημάτων που περιγράψαμε είναι ότι στο μεσο-ωκεάνιο σύστημα διάρρηξης έχουμε την δημιουργία νέου φλοιού στο δε ηπειρωτικό σύστημα, την καταστροφή ισόποσου παλαιού φλοιού.

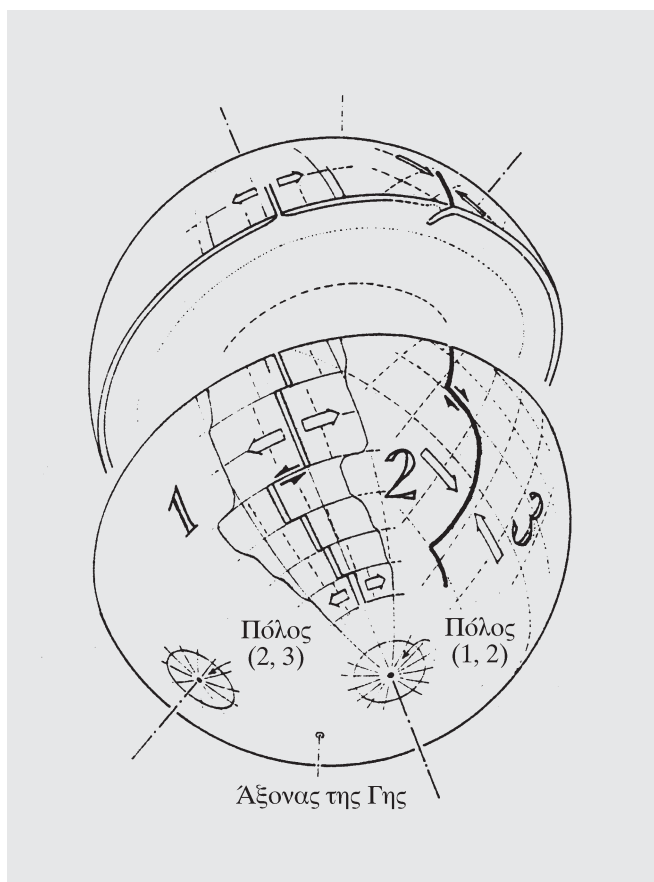
7.3. Περιθώρια Τεκτονικών Πλακών

Η περιγραφή των μηχανικών ιδιοτήτων του μανδύα, που αναφέρθηκε σε προηγούμενα κεφάλαια, δείχνει ότι η λιθόσφαιρα σε μεγάλο βαθμό, είναι αποσυνδεδεμένη από τον κατώτερο Μανδύα, μπορεί να ολισθαίνει και να υφίσταται σχετική παραμόρφωση. Η λιθόσφαιρα υποδιαιρείται, όπως ήδη έχει αναφερθεί, σε έναν αριθμό πλακών, οι οποίες κινούνται ως αυτόνομες μονάδες ή μία σχετικά με την άλλη με ταχύτητα 12 cm/y περίπου. Όταν περιγράφουμε τις κινήσεις αυτές πρέπει να λαμβάνεται υπόψη το σφαιρικό σχήμα της Γης. Οι απόλυτες και σχετικές κινήσεις των ακάμπτων πλακών σε σφαίρα είναι περιστροφές γύρω από πόλους (poles) και καθοδηγητικά σημεία (pivot points), (σχ. 37). Κατά την θεωρία του Euler, η σχετική θέση μιας πλάκας σε ορισμένη χρονική στιγμή περιγράφεται από την γωνιώδη κίνηση που έκανε η πλάκα γύρω από κάποια ευθεία που περνά από το κέντρο της Γης, τους πόλους περιστροφής. Στο σύστημα αυτό μπορούν να διακριθούν τρεις τύποι ορίων πλακών σύμφωνα με την επικρατέστερη σχετική κίνηση δηλαδή, αποκλίνουσες συγκλίνουσες και παράλληλες κινήσεις. Τα όρια των πλακών, όταν πρόκειται για ηπειρωτικές πλάκες, όπως φαίνεται και από τη διασπορά των σεισμών και τα τοπογραφικά χαρακτηριστικά των παραμορφώσεων, έχουν μεγαλύτερο εύρος από αυτά των ωκεανών, ειδικά όπου τα όρια περικλείουν σύγκρουση μεταξύ ηπείρων (Isacs et al. 1968, Molnar and Tapponier, 1975). Είναι γενικά αποδεκτό ότι το βασικό αξίωμα της τεκτονικής των πλακών (ότι η επιφάνεια της Γης αποτελείται από άκαμπτες πλάκες με τις παραμορφώσεις να περιορίζονται σε στενές ζώνες κατά μήκος των ορίων τους), δεν εφαρμόζεται στις ηπειρωτικές περιοχές. Οι θέσεις και οι σχετικές κινήσεις των πλακών έχουν προσδιοριστεί με στοιχεία που προκύπτουν από γεωφυσικές και γεωλογικές έρευνες. Τα στοιχεία αυτά είναι:

- α) Κατανομή των σεισμών
- β) Η θέση των μαγνητικών ταινιών στον πυθμένα των ωκεανών
- γ) Η γεωμετρία των ζωνών διάρρηξης στους ωκεανούς και
- δ) Οι μηχανισμοί γένεσης των σεισμών.

7.3.1. Αποκλίνουσες Κινήσεις

Οι αποκλίνουσες κινήσεις χαρακτηρίζουν τα όρια των πλακών όπου προστίθεται νέο μανδυακό υλικό (accreting plate boundaries), όπως είναι για παράδειγμα, οι ενεργές ωκεάνειες ράχες, π.χ. η μεσο-Ατλαντική ράχη και το ανατολικό ύβωμα (rise) του Ειρηνικού ωκεανού. Η απόθεση του μανδυακού υλικού στα όρια δύο πλακών δεν συμπληρώνει ένα κενό αλλά μια ασθενή ζώνη μιας λεπτής λιθόσφαι-



Σχ. 37: Κινηματικές σχέσεις μεταξύ πλακών σε σφαιρική επιφάνεια. Διακρίνουμε τρεις πλάκες: Οι 1 και 2 αποκλίνουν κατά μήκος του σημείου (1,2) και έχουν όρια, ράχες και ημιδιατμητικά ρήγματα. Οι 2 και 3 συγκλίνουν και έχουν ως όρια, ζώνες βύθισης και κατά τόπους, σημεία περιστροφής υπό μορφή ημιδιατμητικών ρηγμάτων (Jacoby, 1971).

ρας που σηματοδοτείται από την αυθαίρετη παρουσία τάφρων, κανονικών διαρρήξεων και τον σχηματισμό τεκτονικών τάφρων. Η ράχη υποβαστάζεται από την ανερχόμενη υπό σφηνοειδή μορφή ασθενόσφαιρα με την κορυφή της κάτω από τον άξονα. Σεισμικές έρευνες έδειξαν ότι οι ασυνέχειες του φλοιού υψώνονται προς την κατεύθυνση του άξονα και ότι οι σεισμικές ταχύτητες στην αξονική περιοχή είναι ασυνήθιστα χαμηλές (Talwani et al. 1965, Ewing 1969). Τα Sn κύματα που διέρχονται κατά μήκος της αξονικής ράχης, εξασθενούν (Molnar and Oliver 1969), οι δε χρόνοι διαδρομής στους σεισμούς των ράχων παρουσιάζουν καθυστέρηση. Οι μηδενικές μέχρι πολύ μικρές θετικές τιμές των ανωμαλιών βαρύτητας ελεύθερου αέρα πάνω από τις μεσοωκεάνειες ράχες δείχνουν ότι η επιπλέ-

ον τοπογραφική μάζα, αντισταθμίζεται, προφανώς από την προς τα πάνω σφηνοειδή διείσδυση της ασθενόσφαιρας και τη θερμική διαστολή. Η πλευρική έλλειψη πυκνότητας στην ανερχόμενη ασθενόσφαιρα υπολογίζεται ότι είναι από -0.05 έως -0.1 Mg/m^3 (Jacoby, 1970a, b). Μερικά από τα υλικά που ανεβαίνουν, φτάνουν στην επιφάνεια σαν μάγμα, ιδιαίτερα σε ανώμαλες περιοχές, όπως η Ισλανδία. Υπολογίζεται ότι το νέο βασαλτικό υλικό που προστίθεται κάθε χρόνο ανέρχεται σε 50 δισεκατομμύρια τόνους, δηλαδή καλύπτεται επιφάνεια 2 km^2 περίπου.

Ο ωκεάνιος φλοιός είναι όλος νέος αλλά νεότερος των 200 εκατ. χρόνων (m.y). Οι χάρτες του ωκεάνιου φλοιού έδειξαν πως η ηλικία των πετρωμάτων του θαλάσσιου πυθμένα αυξάνει με την απόσταση από τον άξονα των ράχων και πως ο φλοιός εξαφανίζεται στα όρια σύγκλισης των πλακών.

7.3.2. Συγκλίνουσες Κινήσεις

Οι συγκλίνουσες κινήσεις που παρατηρούνται στα περιθώρια των πλακών (σχ 37) χαρακτηρίζουν τα όρια καταστροφής των πλακών. Οι Dewey και Bird (1970) διακρίνουν τρεις κυρίως τύπους σύγκρουσης.

- 1) Σύγκρουση δύο ωκεάνιων πλακών (νησιωτικά τόξα, όπως είναι τα τόξα Tonga - Kermadec, New Hebrides, Scotia, Mariana κ.λ.π.).
- 2) Σύγκρουση ηπειρωτικής με ωκεάνια πλάκα (νησιωτικά τόξα που διαχωρίζονται από ήπειρο και ημιοκεάνιες λεκάνες, π.χ. Ιαπωνία, Kuril, Andes, Cordilleran κ.λ.π.) και
- 3) Σύγκρουση ηπειρωτικής με ηπειρωτική πλάκα (Ιμαλαία, Άλπεις).

Κύριο χαρακτηριστικό των περιοχών σύγκρουσης είναι οι σεισμικές ζώνες ή ζώνες Benioff που βυθίζονται στις ωκεάνιες τάφρους. Ωκεάνιες τάφροι μεγάλου βάθους έχουν βρεθεί γύρω από τον Ειρηνικό ωκεανό, από την Αλάσκα μέχρι τη Νέα Ζηλανδία και από την ακτή του Μεξικού μέχρι την νότιο Χιλή, κατά μήκος του τόξου Sunda του Ινδικού ωκεανού, των Αντιλλών και νότια του τόξου Sandwich του Ατλαντικού καθώς και κατά μήκος του τόξου της Καλαβρίας και του Ελληνικού τόξου της Μεσογείου (σχ. 26). Η σχετική κίνηση των συγκλινουσών πλακών δεν είναι απαραίτητα κάθετη στο όριο. Μπορεί η κίνηση αυτή να μετατραπεί και σε οριζόντια ολίσθηση, όπως είναι κατά μήκος των δυτικών Αλεούτιων νήσων. Η πλευρά του τόξου της ηπειρωτικής πλάκας υπερισχύει της ωκεάνειας πλάκας, η οποία κάμπτεται προς τα κάτω και βυθίζεται πλάγια μέσα στην ασθενόσφαιρα. Οι ζώνες Benioff βυθίζονται άλλοτε μέχρι τα 300 km (π.χ. Aleutian Isl.) και σε άλλες περιπτώσεις βυθίζονται μέσα στη μεσόσφαιρα, όπου φθάνουν στα 700 km περίπου. Στα συγκλίνοντα περιθώρια μόνο η ωκεάνεια λιθόσφαιρα βυθίζεται και καταστρέφεται. Αυτό οφείλεται στη σύσταση των πετρωμάτων. Ο ηπειρωτικός φλοιός αποτελείται κυρίως από γρανιτικά πετρώματα των οποίων τα ορυ-

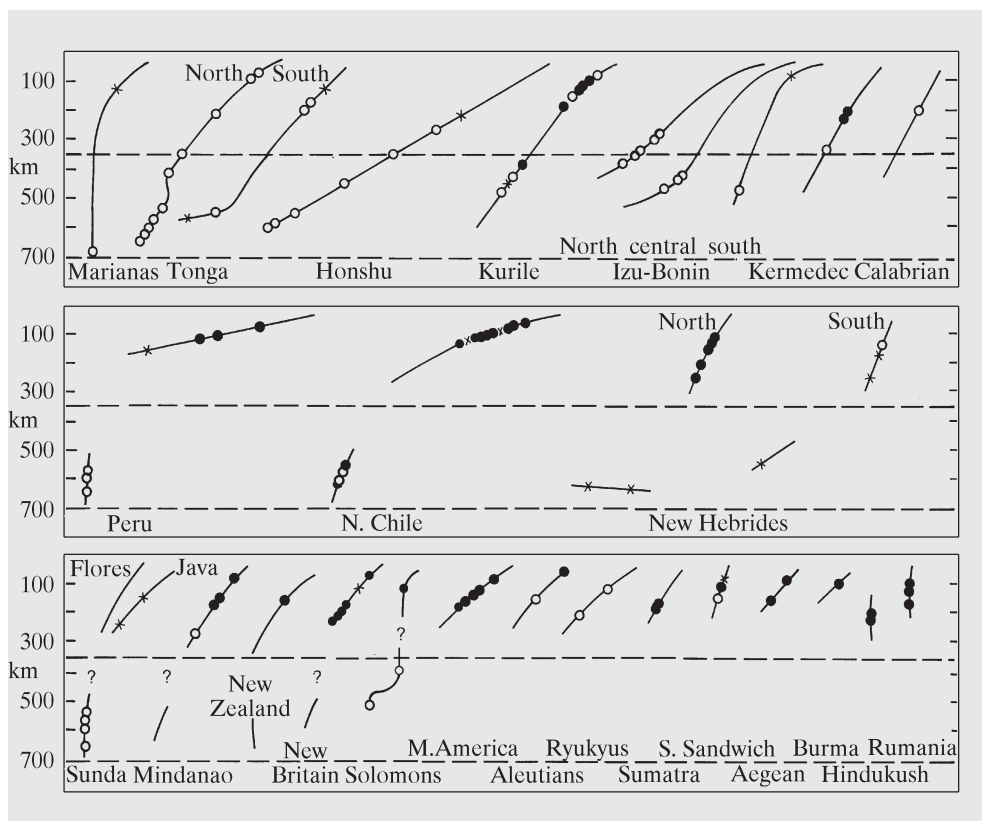
κτά έχουν μικρό βάρος, όπως χαλαζιάς και άστριοι. Αντίθετα ο ωκεάνιος φλοιός συνίσταται από βασαλτικά πετρώματα που έχουν μεγαλύτερη πυκνότητα και κατά συνέπεια μεγαλύτερο βάρος. Για τούτο και ο φλοιός κάτω από τις ηπείρους έχει μεγαλύτερο πάχος, υπερβαίνει τα 100 km, ενώ των ωκεανών ανέρχεται στα 5 km περίπου. Εάν ένα ηπειρωτικό μπλόκ που ταξιδεύει πάνω στην ωκεάνεια πλευρά της πλάκας φθάσει στην τάφρο, συγκρούεται με το κυρτό τμήμα της πλάκας, αλλά δεν βυθίζεται μέσα στον μανδύα, λόγω της χαμηλής του πυκνότητας. Μπορούν να κατακερματισθούν, να κινηθούν, να παραμορφωθούν, να ανασυγκροτηθούν, να προστεθούν στα κράσπεδα άλλων Ηπείρων (π.χ. Ιμαλαία) και να διαβρωθούν στις επιφάνειές τους. Η ηλικία των αρχαιότερων ηπειρωτικών πετρωμάτων ανέρχεται σε 3.5 - 3.7 δισεκατομμύρια χρόνια. Στις περιπτώσεις αυτές δημιουργούνται συμπιεστικές πτυχώσεις τύπου Ιμαλαίων και ορεινά συγκροτήματα μέχρις ότου σταματήσει η σχετική κίνηση και το όλο σύστημα της κίνησης οργανωθεί εκ νέου.

Ως τυπικό μοντέλο μιας βυθιζόμενης ωκεάνειας πλάκας μπορεί να θεωρηθεί ότι είναι μία κίνηση γύρω από ένα σχεδόν ακίνητο κύλινδρο της ασθενόσφαιρας με σφαιρική ακτίνα μερικών εκατοντάδων χιλιομέτρων (Jacoby 1973,). Η πλάκα βυθίζεται κατά μήκος μιας ευθείας γραμμής με γωνία 10° - 90° και μέσο όρο 45° περίπου. Εάν υπάρχει μικρή ανάμιξη με τα τμήματα του τόξου της πλάκας, η βυθιζόμενη πλάκα σχηματίζει μία κανονική, συνεχή κοίλη “κουρτίνα (curtain)”, όπως είναι αυτή που εκτείνεται από την περιοχή των Αλεούτιων νήσων μέχρι το τόξο των Φιλιππίνων, όπου η Ασιατική ήπειρος εμφανίζεται να υποχωρεί και να σχηματίζονται οι περιθωριακές θάλασσες μεταξύ ηπειρωτικών και νησιωτικών τόξων (Karig 1971, Hyndman 1972, Wilson 1973). Στην περίπτωση αυτή η γεωμετρία της βυθιζόμενης πλάκας καθορίζεται από τις τάσεις που ασκούνται σ' ένα οδοντωτό σφαιρικό κέλυφος (Frank 1968, Strohbach 1973). Η γεωμετρία πάντως μπορεί να καθορισθεί και από άλλους παράγοντες. Η προώθηση του τμήματος του τόξου της πλάκας που κατέρχεται θα επιβραδυνθεί σε μεγαλύτερα βάθη κατά την είσοδό του στον μανδύα και θα γίνει περισσότερο επιφανειακή, ιδιαίτερα καθώς το υλικό της ασθενόσφαιρας ή θα μετακινηθεί από την κίνηση της κεκλιμένης πλάκας ή θα την υποστηρίξει. Ένα παρόμοιο χαρακτηριστικό παράδειγμα συμβαίνει στα δυτικά της νότιας Αμερικής. Γενικά η κλίση μιας ζώνης Benioff εξαρτάται από τους ακόλουθους βασικούς παράγοντες.

- α) Από την θερμοκρασία και πυκνότητα (δηλαδή την ηλικία) της βυθιζόμενης λιθόσφαιρας.
- β) Από την ταυτόχρονη βύθιση των δύο πλακών κάτω από την ίδια περιοχή, όπως γίνεται στην περιοχή της Ιαπωνίας, όπου η πλάκα του Ειρηνικού και των Φιλιππίνων βυθίζονται κάτω από την Ιαπωνία.
- γ) Από την αλλαγή στην ταχύτητα σύγκρισης των δύο πλακών όπως γίνεται στην

τάφρο του Περού στη Νότια Αμερική και στην περιοχή του Rio Grande στο Νέο Μεξικό (Lipman 1980).

Στον τρίτο αυτόν παράγοντα, όταν έχουμε αύξηση της ταχύτητας σύγκλισης παρατηρείται απομάκρυνση του ενεργού ηφαιστειακού τόξου από την τάφρο, η δε γωνία βύθισης είναι σχετικώς μικρή, ενώ όταν η ταχύτητα ελαττώνεται παρατηρείται οπισθοχώρηση του ενεργού ηφαιστειακού τόξου και σημαντική αύξηση της κλίσης της πλάκας που βυθίζεται. Απότομη βύθιση θα συμβεί στην περίπτωση υπολειμμάτων ωκεάνειων πλακών μετά από ηπειρωτική σύγκρουση. Η σχετική κίνηση γίνεται με μικρότερο ρυθμό ενώ η βαρύτητα συνεχίζει να παρασύρει την πλάκα. Αυτή η κατάσταση ευνοείται εάν η περιοχή σύγκρουσης συνεχίζει να κινείται σε σχέση με τον βαθύτερο μανδύα κατά την διεύθυνση της σχηματιζόμενης ωκεάνειας πλάκας. Πιθανά παραδείγματα παρόμοιας κίνησης λαμβάνουν χώρα στο Hindu - Kush, στο Ιράν και στα ανατολικά Καρπάθια.



Σχ. 38: Κατανομή των διατμητικών τάσεων από λύσεις μηχανισμών γένεσης σεισμών σε κατερχόμενες πλάκες - οι λευκοί κύκλοι παριστούν συμπιεστικές τάσεις και οι μαύροι κύκλοι, τάσεις εφελκυσμού (Isacks and Molnar, 1971).

Εάν η τάφρος μετακινείται κατά την διεύθυνση της κίνησης της ωκεάνειας πλάκας σε σχέση με το βαθύτερο μανδύα, η βύθιση θα είναι επίσης απότομη. Η μετακίνηση αυτή, ή μετανάστευση, καθορίζεται από την διαθεσιμότητα και την μεταφορά της ύλης και στις δύο πλευρές της βυθιζόμενης πλάκας. Ως παράδειγμα αναφέρουμε το τόξο των Μαριανών, που το θαλάσσιο περιθώριο του συνορεύει στο πίσω μέρος με ένα δεύτερο σύστημα τάφρων. Η παρουσία πλευρικού χείλους στη βυθιζόμενη πλάκα, όπως συμβαίνει στο βορειότερο άκρο του τόξου της περιοχής Tonga, επιτρέπει την ροή της ασθενόσφαιρας γύρω από το χείλος. Αποτέλεσμα της όλης κίνησης είναι η μετανάστευση των τάφρων προς τον ωκεανό, ευθυγράμμιση των τόξων και παραμόρφωση της βυθιζόμενης πλάκας (Jacoby 1973b,c Strohbach 1973). Η σεισμική δραστηριότητα είναι αυξημένη. Οι επιφανειακοί σεισμοί γίνονται στα όρια μεταξύ των συγκλινουσών πλακών, ενώ οι σεισμοί μεγαλύτερου βάθους, οι ενδιάμεσοι ή οι πλουτώνιοι, παρατηρούνται μέσα στο εύθραυστο τμήμα της βυθιζόμενης πλάκας. Η διασπορά αυτή των σεισμικών εστιών είναι ο κύριος δείκτης σύγκλισης και βύθισης. Πολλοί σεισμοί μικρού βάθους, παρατηρούνται κατά μήκος των επωθημένων ρηγμάτων, όπως τονίζεται στη θεωρία της τεκτονικής των πλακών. Εκτός όμως από τα ρήγματα αυτά, υπάρχουν και κανονικά ρήγματα (Kanamori, 1971) που σχετίζονται προφανώς με την κάμψη της λιθόσφαιρας. Πολλοί σεισμοί βάθους και ενδιάμεσου βάθους έχουν μηχανισμούς γενέσεως που αντιστοιχούν σε εφελκυστικές ή συμπιεστικές τάσεις με διεύθυνση παράλληλη προς την κατερχόμενη ζώνη. Στο σχήμα 38, συνοψίζεται η σεισμική ενέργεια και δείχνεται η επικρατούσα κατερχόμενη τάση εφελκυσμού. Οι εφελκυστικές τάσεις επικρατούν στα άνω μέρη των πλακών και ιδιαίτερα στις πλάκες εκείνες, όπου τα κατερχόμενα τμήματα δεν υπερβαίνουν τα 200 300 km βάθος. Κάτω από τα βάθη αυτά και κυρίως μετά τα 400 km οι μηχανισμοί γενέσεως δείχνουν ότι επικρατούν συμπιεστικές τάσεις. Στα βάθη όπου έχουμε εναλλαγή των διατμητικών τάσεων από εφελκυσμό σε συμπίεση, παρατηρείται συνήθως ένα σεισμικό κενό. Υπάρχουν όμως και μερικές περιπτώσεις όπου όλη η πλάκα είναι υπό την επίδραση συμπιεστικών τάσεων. Ένα άλλο χαρακτηριστικό των περιθωρίων των συγκλινουσών πλακών είναι η ηφαιστειότητα. Το φαινόμενο αυτό παρατηρείται στο κοίλο μέρος του τόξου και πάνω από το σημείο όπου η άνω επιφάνεια της βυθιζόμενης πλάκας φθάνει σε βάθος 100 km περίπου.

7.3.3. Παράλληλες Κινήσεις

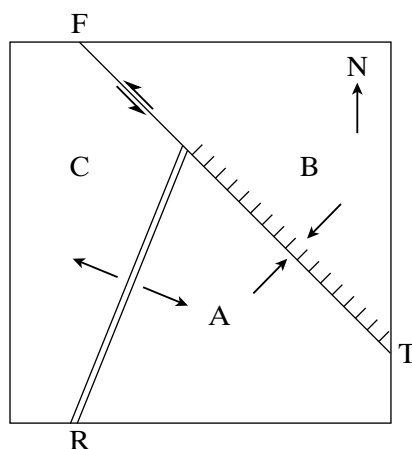
Παράλληλη κίνηση κατά αντίθετη διεύθυνση συμβαίνει κατά μήκος των διατηρούμενων ορίων των πλακών, όπου δεν προστίθεται ή αφαιρείται υλικό από καμιά πλάκα. Τέτοια τυπικά, όρια είναι τα ρήγματα μετασχηματισμού. Τα ρήγματα αυτά ακολουθούν μικρούς κύκλους του γεωγραφικού πλάτους γύρω από τα “καθοδηγητικά” σημεία (pivot points).

Όπως και οι μεσοωκεάνειες ράχες έτσι και τα ρήγματα μετασχηματισμού δεν αποτελούν πραγματικές ρωγμές στη λιθόσφαιρα. Στα σημεία αυτά υπάρχουν στενές ασθενείς ζώνες που υποχωρούν λόγω συσσώρευσης ελαστικών τάσεων και δημιουργούν ολίσθηση ή διάρρηξη. Κατ' αυτόν τον τρόπο οι σεισμοί οριοθετούν ενεργά ρήγματα μετασχηματισμού, οι δε μηχανισμοί γένεσης χαρακτηρίζονται από οριζόντια ολίσθηση (Wilson 1965, Isacks et al 1968). Άλλοι δείκτες των ρηγμάτων μετασχηματισμού αποτελούν οι απότομοι τάφροι καθώς επίσης και οι μετατοπίσεις από το πρότυπο των μαγνητικών ανωμαλιών. Στα όρια των παράλληλων κινήσεων δεν παρατηρείται συνήθως ηφαιστειότητα. Στην περίπτωση όμως ελαφρώς αποκλίνουσας συνιστώσας της σχετικής κίνησης, παρατηρείται η ηφαιστειακή δραστηριότητα. Το φαινόμενο αυτό παρατηρείται όταν οι σχετικές κινήσεις αλλάξουν διεύθυνση.

Οι κινήσεις αυτές των πλακών συνοδεύονται και από ορισμένα φυσιογραφικά χαρακτηριστικά. Οι ωκεάνιες ράχες και οι ρηξηγενείς ζώνες είναι χαρακτηριστικά των θαλάσσιων περιθωρίων των πλακών που αποκλίνουν και οι ρηξηγενείς λεκάνες χαρακτηρίζουν τα αποκλίνοντα όρια των πλακών στην ξηρά. Τα νησιωτικά τόξα ή γενικά τα τόξα και οι τάφροι στις βαθιές θάλασσες συναντώνται στα συγκλίνοντα περιθώρια. Η σφαιρική διασπορά των ηφαιστειών με τις έντονες ηφαιστειακές εκρήξεις, τοποθετούνται στα συγκλίνοντα περιθώρια όπου επιφανειακό υλικό μεταφέρεται προς τα κάτω μέσα στον μανδύα, παράγοντας περισσότερα βασαλτικά πετρώματα στα αποκλίνοντα περιθώρια. Η παρουσία μιάς αλυσίδας ηφαιστειακών νησιών και θαλάσσιων βανών είχαν ερμηνευθεί πλήρως. Ο Wilson βασιζόμενος, στην ηλικία αυτών των σχηματισμών διατύπωσε την άποψη ότι η δημιουργία τους οφείλεται στο πέρασμα μιάς λιθοσφαιρικής πλάκας πάνω από μία θερμή κηλίδα της ασθενόσφαιρας. Κάθε νησί διαμορφώνεται σε ηφαιστειακό αμέσως όταν αυτό βρίσκεται πάνω από την θερμή κηλίδα.

7.3.4. Τριπλά σημεία Συνάντησης (Triple Junctions)

Εκτός από τους τρεις τύπους ορίων των πλακών που υπάρχουν, σύμφωνα με την σχετική κίνηση, υπάρχει και ένας τέταρτος τύπος σύγκλισης, όπου συναντώνται περισσότερες των τριών πλακών. Η λιθόσφαιρα, όπως είναι γνωστόν, τέμνεται σε μεγάλα τεκτονικά τεμάχια, όπως μιά πίττα, και ένας μεγάλος αριθμός των πλακών αυτών, μεγάλων ή μικρών, έχουν ένα κοινό σημείο επαφής. Ο αριθμός των πλακών που έρχονται σε επαφή είναι το πολύ τέσσερις. Στη φύση όμως δεν έχει, μέχρι σήμερα, παρατηρηθεί ένα τετραπλό σημείο συνάντησης. Μόνο τριπλά σημεία συνάντησης τα γνωστά ως triple junctions, έχουν παρατηρηθεί και τα οποία, παρουσιάζουν ιδιαίτερο τεκτονικό ενδιαφέρον. Ένα τετραπλό σημείο συνάντησης, παρατηρήθηκε στα πρώτα στάδια της δημιουργίας και εξέλιξης του ρήγματος μετασχηματισμού, του Αγίου Ανδρέα, στην Καλλιφόρνια, κατά το Ολιγόκαινο, πριν από 25 my. Το σημείο όμως αυτό, πολύ γρήγορα



Σχ. 39: Ράχη (R) - Τάφρος (T) - Ρήγμα Μετασχηματισμού (F) - Τριπλό σημείο μεταξύ των πλακών A, B, C.

μετατράπηκε σε τριπλό σημείο και δημιούργησε το γνωστό ρήγμα του Αγίου Ανδρέα.

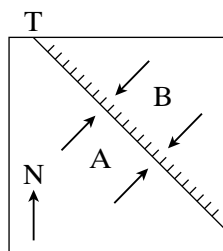
Τα τριπλά σημεία συνάντησης είναι, ως επί το πλείστον, σταθερά. Η σταθερότητα των ορίων μεταξύ των πλακών εξαρτάται από τα σχετικά διανύσματα κίνησης στις επαφές των πλακών. Όταν ένα σημείο συνάντησης δεν είναι σταθερό θα μεταβληθεί αμέσως σχεδόν σε σταθερό. Το σχήμα 39 παριστά ένα σταθερό, σημείο συνάντησης μεταξύ μιας τάφρου (T), μιάς ράχης (R) και ενός ρήματος μετασχηματισμού (F).

Από το σχήμα αυτό εκτιμάται ότι, στην περίπτωση που το τριπλό σημείο είναι στάσιμο, πρέπει να είναι ικανό να μετακινήσει, πάνω ή κάτω τα τρία όρια μεταξύ ζευγών πλακών. Αναλυτικότερα η ιχνογράφηση της κίνησης ανά ζεύγος πλακών έχει ως εξής:

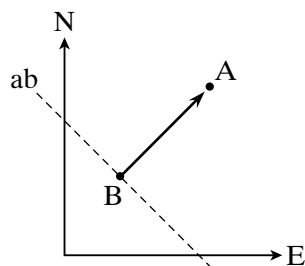
Στην περίπτωση που το όριο των δύο πλακών είναι μία τάφρος (σχ. 40a) η Α πλάκα εισχωρεί κάτω από την Β κατά την ΒΑ διεύθυνση. Το σχήμα 40b δείχνει τη σχετική κίνηση μεταξύ Α και Β και η διεύθυνση της γραμμής ΑΒ παριστά την ανυσματική ταχύτητα, το δε μήκος της είναι ανάλογο του μεγέθους της σχετικής κίνησης. Η διακεκομμένη γραμμή ab παριστά τον γεωμετρικό χώρο που κινεί κατακόρυφα την τάφρο, και είναι κάθετη στην ΑΒ, είναι δηλαδή ο γεωμετρικός χώρος ενός στάσιμου τριπλού σημείου. Το Β πρέπει να βρίσκεται στην ab διότι στη θέση αυτή δεν παρατηρείται κίνηση της υπερκείμενης πλάκας Β ως προς την τάφρο.

Εάν το όριο των δύο πλακών C και B είναι ρήγμα μετασχηματισμού (σχ. 41a,b), η γραμμή CB αντιστοιχεί στο σχετικό διάνυσμα ταχύτητας μεταξύ των δύο πλα-

Σχ. 40: a) Τάφρος (T) μεταξύ πλακών A και B
b) Απεικόνιση της ταχύτητας στο χώρο με τη γραμμή αναφοράς της ταχύτητας ab με αντίστοιχο τριπλό σημείο συνάντησης.

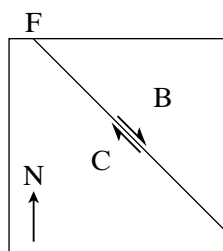


(a)

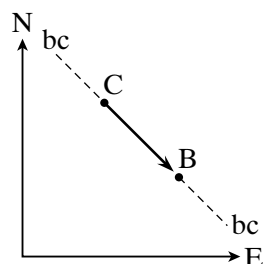


(b)

Σχ. 41: (a) Ρήγμα μετασχηματισμού (F) μεταξύ των πλακών B και C
(b) απεικόνιση της ταχύτητας στο χώρο με τη γραμμή αναφοράς της ταχύτητας bc με αντίστοιχο τριπλό σημείο συνάντησης.

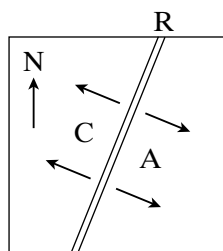


(a)

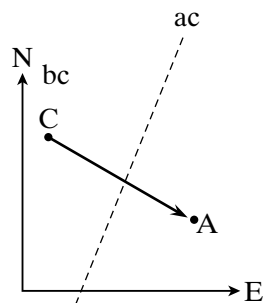


(b)

Σχ. 42: (a) Ράχη (R) μετασχηματισμού μεταξύ των πλακών B και C
(b) απεικόνιση της ταχύτητας στο χώρο με τη γραμμή αναφοράς της ταχύτητας ac με αντίστοιχο τριπλό σημείο συνάντησης.



(a)

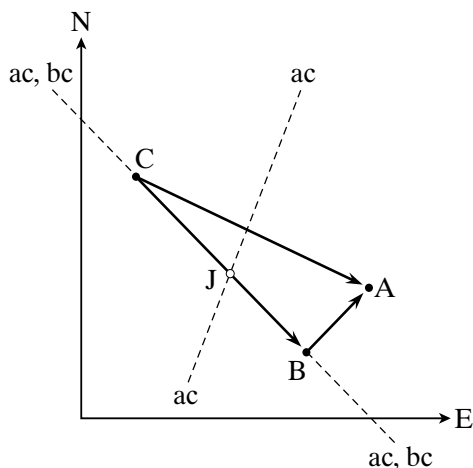


(b)

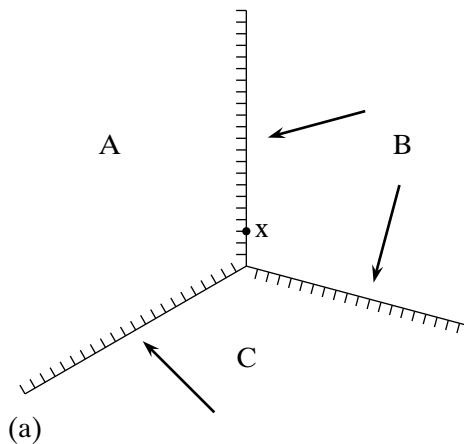
κών. Ο γεωμετρικός τόπος μετακίνησης του ρήγματος bc , στην περίπτωση αυτή, είναι στην ίδια διεύθυνση με το διάνυσμα BC , αφού η σχετική διεύθυνση της κίνησης των πλακών B και C γίνεται κατά μήκος αυτού του ορίου.

Στην τρίτη περίπτωση, όπου το όριο των δύο πλακών A και C (σχ. 42a,b) είναι ράχη, η σχετική ανυσματική ταχύτητα AC είναι κάθετη ως προς το περιθώριο της πλάκας η δε γραμμή ac αντιπροσωπεύει τον γεωμετρικό χώρο του σημείου μεταφοράς κατά μήκος της ράχης. Η κορυφή της ράχης, πρέπει να διέρχεται από το μέσον της ανυσματικής ταχύτητας CA , εάν η μέση αναλογία επαύξησης είναι συμμετρική.

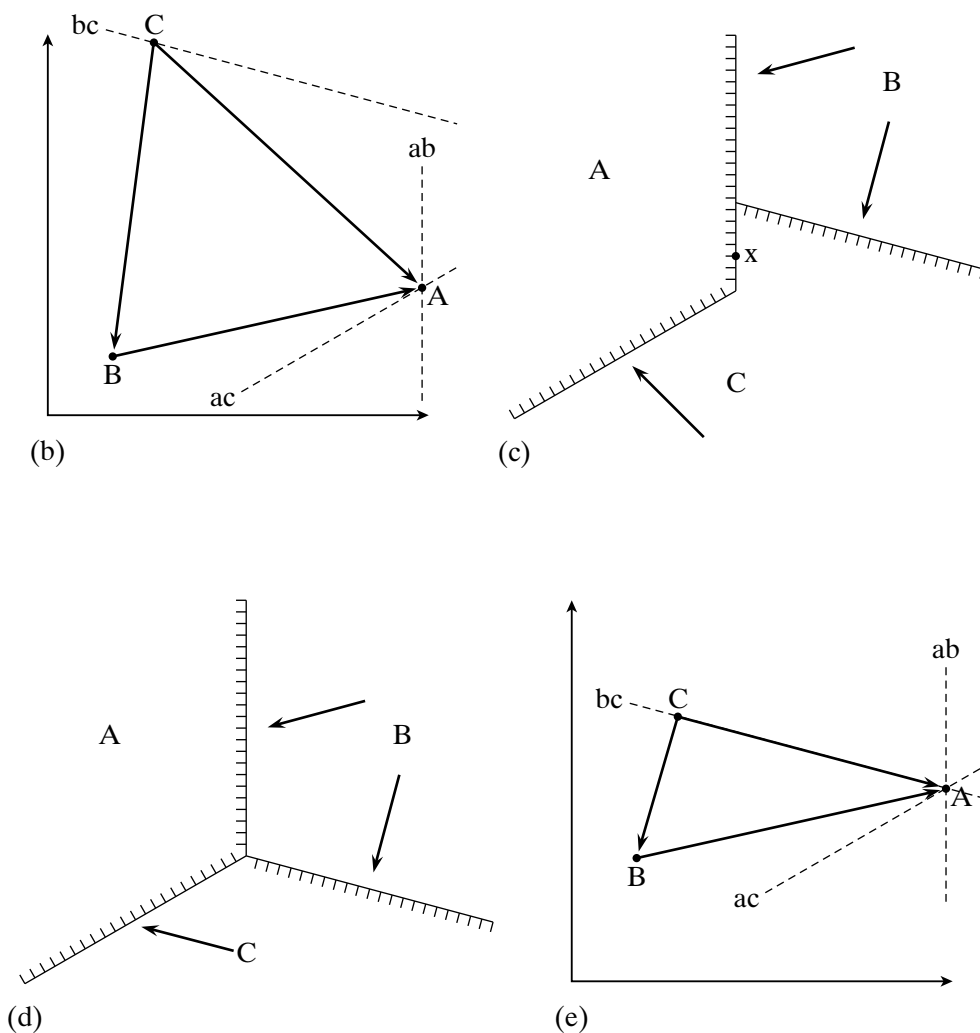
Απεικονίζοντας συνολικά τις αντιπροσωπευτικές ταχύτητες στο χώρο του σχήματος 39 μπορεί να καθοριστεί κατά πόσο το τριπλό σημείο συνάντησης είναι στάσιμο ή όχι, από τις σχετικές θέσεις των αντιπροσωπευτικών γραμμών ταχύτητας των ορίων. Εάν οι γραμμές αυτές, ab , ac , bc , τέμνονται σε ένα σημείο, σημαίνει ότι υπάρχει ένα ακίνητο (στάσιμο) τριπλό σημείο, καθόσον το σημείο αυτό έχει την δυνατότητα να κινεί πάνω ή κάτω και τα τρία περιθώρια. Στην περίπτωση που περιγράψαμε παρατηρούμε, σχήμα 43, ότι υπάρχει μόνο ένα σταθερό σημείο συνάντησης.



Σχ. 43: Απεικόνιση των ταχυτήτων στον χώρο του συστήματος των πλακών του σχήματος 38. Οι γραμμικές ταχύτητες ab , bc , και ac τέμνονται σε ένα σημείο J , που αντιπροσωπεύει ένα σταθερό σημείο.



Σχ. 44: (a) Τριπλό σημείο τριών πλακών A , B και C που χωρίζονται από Τάφρους.



Σχ. 44: (b) Αναπαράστασή του στον χώρο των ταχυτήτων που δεικνύει την αστάθειά του.

(c) Οι θέσεις στις οποίες θα είχαν φτάσει οι πλάκες B και C εάν δεν είχαν αναλωθεί δείχνονται με στικτές γραμμές.

(d) Σταθερή διαμόρφωση ενός τριπλού σημείου που αποτελείται από τρεις Τάφρους.

(e) Η αναπαράστασή του στο χώρο των ταχυτήτων.

(τα a και c από McKenzie και Morgan, 1969, *Global Tectonics*, Brackwell Scient. Publ. Ph. Kearey and Fr. J. Vine 1990).

Για καλύτερη κατανόηση του προβλήματος καθώς και για την ιδιαιτερότητα που έχει η περίπτωση του τριπλού σημείου συνάντησης, θα εξετάσουμε μία ακόμη περίπτωση όπου ένα μη σταθερό σημείο συνάντησης μπορεί να εξελιχθεί σε ένα σταθερό σύστημα και πως αυτή η εξέλιξη μπορεί να προξενήσει αλλαγή στην διεύθυνση της κίνησης. Το σύστημα Τάφρος - Τάφρος - Τάφρος (TTT), που απεικονίζεται στο σχήμα 44 δεν είναι σταθερό αφού οι αντιπροσωπευτικές γραμμές ταχύτητας των τάφρων δεν τέμνονται στο ίδιο σημείο (σχ. 44). Με την πάροδο του χρόνου το σύστημα εξελίσσεται σε ένα στάσιμο σχηματισμό (σχ. 44) όπου το νέο τριπλό σημείο κινείται προς βορράν, κατά μήκος της τάφρου AB. Οι διακεκομμένες γραμμές δείχνουν τις νέες θέσεις των πλακών B και C που θα είχαν, εάν δεν είχαν καταβυθιστεί. Το σημείο X (σχ. 44a,c) υφίσταται μία απότομη αλλαγή στη σχετική κίνηση, όταν περνά ένα τριπλό σημείο συνάντησης. Η φαινομενική αυτή αλλαγή κατά την διεύθυνση διείσδυσης, μπορεί να διακριθεί από μια σφαιρική αλλαγή, όπως συμβαίνει σε διαφορετικούς χρόνους και τόπους κατά μήκος του ορίου της πλάκας. Για να είναι στάσιμο, το τριπλό σημείο συνάντησης, η διαμόρφωση της πλάκας που δείχνεται στο σχήμα 44a, πρέπει να είναι όπως στο σχήμα 44d. Όταν γίνεται η απεικόνιση στο χώρο ταχύτητας, σχήμα 44e, τότε οι γραμμές των ταχυτήτων τέμνονται σε ένα σημείο.

Οι McKenzie και Morgan (1969) καθόρισαν την γεωμετρία και την στασιμότητα σε 16 δυνατούς συνδυασμούς τάφρων, ράχων και ρηγμάτων μετασχηματισμού (σχ. 45α και σχ. 45β), λαμβάνοντας υπ' όψιν τις δύο πιθανές πολικότητες των τάφρων, αλλά όχι των ρηγμάτων μετασχηματισμού. Μόνο η περίπτωση του RRR τριπλού σημείου συνάντησης είναι στάσιμη για οποιοδήποτε προσανατολισμό των τάφρων. Ο συνδυασμός FFF δεν είναι ποτέ σταθερός καθόσον οι γραμμικές ταχύτητες συμπίπτουν με τα ανύσματα του τριγώνου, οι πλευρές του οποίου ουδέποτε συναντώνται.

Τα άλλα πιθανά τριπλά σημεία συνάντησης είναι στάσιμα μόνο για κάποιους ιδιαίτερους προσανατολισμούς. Η μελέτη της τεκτονικής των πλακών έδειξε ότι μόνο 6 συνδυασμοί τριπλών σημείων συνάντησης παρατηρούνται στη φύση. Οι συνδυασμοί αυτοί είναι:

RRR: (ράχες του Ανατολικού Ειρηνικού και η ρηξηγενής ζώνη Calapagos).

TTT: (Κεντρική Ιαπωνία).

TTF: (Σημείο συνάντησης Περού - Τάφρου Χιλής και Δυτικής Ράχης Χιλής).

FFR: (Πιθανή συνάντηση της Owen ρηξηγενούς ζώνης και της ράχης Carlsberg).

FFT: (Συνάντηση του ρήγματος του Αγίου Ανδρέα και της ρηγματικής ζώνης του Mendocino) και

RTF: (Είσοδος στον κόλπο της Καλλιφόρνιας).

Τύπος	Γεωμετρία	Γραμ. ταχύτητες	Στασιμότητα	Παραδείγματα
RRR			Όλοι οι προσανατολισμοί στάσιμοι	Ανατ. Ειρηνικός έξαρχση και ρηξηγενής ζώνη Galapagos Μεγάλος Μαγνητικός όρμος
TTT(a)			Στάσιμο, εάν οι ab, ac σχηματίζουν μια ευθεία γραμμή ή εάν η bc είναι παράλληλη στο άνωσμα της κίνησης CA	Κεντρική Ιαπωνία
TTT(b)			Στάσιμο, εάν η περίπλοκη γενική κατάσταση για τα ab, bc και ac συναντηθούν σ' ένα σημείο	
FFF			Ασταθές	
RRT			Η ab πρέπει να περάσει από το κέντρο του περιγεγραμμένου κύκλου ABC	
RRF			Ασταθές, εξελίσσεται σε FFR	
TTR(a)			Στάσιμο, εάν η ab περνά από το C, ή εάν οι ac, bc σχηματίζουν μία ευθεία γραμμή	
TTR(b)			Στάσιμο εάν η πολύπλοκη γενική κατάσταση ικανοποιείται (satisfied)	

Σχ. 45α: Η Γεωμετρία και τα σημεία σταθερότητας όλων των περιπτώσεων των τριπλών σημείων συνάντησης (από McKenzie και Morgan, 1969).

Τύπος	Γεωμετρία	Γραμ. Ταχύτητες	Στασιμότητα	Παραδείγματα
TTR(c)			Στάσιμο εάν οι γωνίες μεταξύ ab και ac , bc αντίστοιχα είναι ίσες, ή εάν οι ac , bc σχηματίζουν μια ευθεία γραμμή	
TTF(a)			Στάσιμο εάν οι ab , bc σχηματίζουν μια ευθεία γραμμή, ή εάν το C βρίσκεται στην ab	Τομή της Τάφρου Περού-Χιλής με τη ράχη της Χιλής
TTF(b)			Στάσιμο εάν οι bc , ab σχηματίζουν μια ευθεία γραμμή ή εάν η ac διέρχεται από το B	
TTF(c)			Στάσιμο εάν οι ab , ac σχηματίζουν μια ευθεία γραμμή ή εάν οι ab , bc μείνουν έτσι	
FFR			Στάσιμο εάν το C βρίσκεται στην ab ή εάν οι ac , bc σχηματίζουν μια ευθεία γραμμή	Οεωη ρηξηγενής ζώνη και η ράχη Carisberg. Ράχη δυτικής Χιλής και η έξαρση του ανατ. Ειρηνικού
FFT			Στάσιμο εάν οι ab , bc σχηματίζουν ευθεία γραμμή ή εάν οι ac , bc είναι έτσι	Ρήγμα Αγ. Ανδρέα και ρηξηγενής ζώνη Mendocino
RTF(a)			Στάσιμο εάν η ab περνά από το C ή εάν οι ab , bc σχηματίζουν μια ευθεία	Όρος του κόλπου της Καλιφόρνιας
RTF(b)			Στάσιμο εάν οι ac , ab τέμνονται στο bc	

Σχ. 45β: Η Γεωμετρία και τα σημεία σταθερότητας όλων των περιπτώσεων των τριπλών σημείων συνάντησης (από McKenzie και Morgan, 1969).