# 1

# Η τεκτονική των λιθοσφαιρικών πλακών

## Σε αυτό το κεφάλαιο

Το μοντέλο της τεκτονικής των λιθοσφαιρικών πλακών παρέχει ένα πλαίσιο για την κατανόηση πολλών γεωδυναμικών διεργασιών. Παραδείγματα αποτελούν οι σεισμοί, η ηφαιστειότητα και η δημιουργία οροσειρών. Οι ταχύτητες των πλακών, $10 - 100$ mm yr$^{-1}$, συνεπάγονται ότι η στερεά Γη συμπεριφέρεται ως ρευστό. Θερμό μανδυακό πέτρωμα μπορεί να ρέει (να συμπεριφέρεται ως ρευστό) σε κλίμακες γεωλογικού χρόνου εξαιτίας ερπυσμού στερεάς κατάστασης και θερμικής συναγωγής. Το θερμό μανδυακό πέτρωμα ψύχεται λόγω απώλειας θερμότητας προς την επιφάνεια της Γης, με αποτέλεσμα να προκύπτει ένα *ψυχρό θερμικό «οριακό στρώμα»*. Αυτό το οριακό στρώμα είναι άκαμπτο και ονομάζεται λιθόσφαιρα. Η *λιθόσφαιρα* διαιρείται σε ένα σύνολο από πλάκες που βρίσκονται σε σχετική κίνηση η μία ως προς την άλλη. Αυτή η κίνηση έχει ως αποτέλεσμα την «*τεκτονική των λιθοσφαιρικών πλακών*».

Οι λιθοσφαιρικές πλάκες δημιουργούνται σε *μεσοωκεάνιες ράχες*, όπου ανέρχεται θερμό μανδυακό πέτρωμα. Μερική τήξη του ανερχόμενου πετρώματος παράγει το μάγμα που σχηματίζει τον *βασαλτικό ωκεάνιο φλοιό*. Οι επιφανειακές πλάκες εισέρχονται εκ νέου στον μανδύα σε *ωκεάνιες τάφρους* (*υποβύθιση*). Το ψυχρό πέτρωμα στην πλάκα (λιθόσφαιρα) είναι πυκνότερο από το γειτονικό θερμό μανδυακό πέτρωμα. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα μια προς τα κάτω βαρυτική δύναμη όγκου που ωθεί την κίνηση της επιφανειακής πλάκας. Πολύπλοκες ηφαιστειακές διεργασίες σε ζώνες υποβύθισης διαμορφώνουν τον *ηπειρωτικό φλοιό*. Αυτός ο φλοιός είναι παχύς και ελαφρύς και δεν συμμετέχει στον κύκλο της τεκτονικής των λιθοσφαιρικών πλακών. Συνεπώς, ο ηπειρωτικός φλοιός είναι περίπου κατά μία τάξη μεγέθους γηραιότερος, κατά μέσο όρο, από τον ωκεάνιο φλοιό ($1$ Ga έναντι $100$ Ma).

Οι αλληλεπιδράσεις μεταξύ των λιθοσφαιρικών πλακών στα όριά τους ευθύνονται για ένα μεγάλο ποσοστό των *σεισμών*. Οι σεισμοί προκαλούνται από αιφνίδιες και έντονες διαρρήξεις και μετακινήσεις ρηγμάτων που προϋπάρχουν. Αυτές οι μετακινήσεις συνδέονται με τις σχετικές κινήσεις μεταξύ των επιφανειακών πλακών. Διεργασίες στα όρια των πλακών ευθύνονται επίσης για ένα μεγάλο ποσοστό της επιφανειακής *ηφαιστειότητας*.

Ωστόσο, επιφανειακή ηφαιστειότητα συμβαίνει επίσης στο εσωτερικό των λιθοσφαιρικών πλακών. Ένα ποσοστό αυτής της ηφαιστειότητας μπορεί να αποδοθεί σε *μανδυακά ανευρύσματα* που πλήττουν τη βάση της λιθόσφαιρας. Τα μανδυακά ανευρύσματα είναι λεπτοί αγωγοί θερμού στερεού μανδυακού πετρώματος που ανέρχονται από μεγάλα βάθη.

Μια σημαντική συνέπεια της τεκτονικής των λιθοσφαιρικών πλακών είναι η *ηπειρωτική μετατόπιση*. Οι ωκεανοί ανοίγουν και κλείνουν. Τα δυτικά και τα ανατολικά περιθώρια του Ατλαντικού Ωκεανού ταιριάζουν σαν τα κομμάτια ενός παζλ. Νέοι ωκεανοί δημιουργούνται σε ρηξιτάφρους (rift) στον ηπειρωτικό φλοιό. Παράδειγμα ενός νεαρού ωκεανού αποτελεί η Ερυθρά Θάλασσα. Οι ωκεανοί επίσης κλείνουν, με αποτέλεσμα

*συγκρούσεις ηπείρων*. Παράδειγμα αποτελεί η ζώνη των Ιμαλαΐων που είναι το αποτέλεσμα της σύγκρουσης μεταξύ της Ινδίας και της Ασίας.

Σημαντικός στόχος αυτού του βιβλίου είναι να δώσει μια θεμελιώδη κατανόηση του λόγου για τον οποίο ο πλανήτης μας εμφανίζει τεκτονική λιθοσφαιρικών πλακών. Η θερμότητα παράγεται στο εσωτερικό της Γης εξαιτίας της διάσπασης ραδιενεργών ισοτόπων. Το εσωτερικό της Γης είναι θερμό, ενώ η επιφάνειά της είναι ψυχρή. Το θερμό πέτρωμα είναι λιγότερο πυκνό από το ψυχρό πέτρωμα, οδηγώντας σε βαρυτική αστάθεια. Επειδή ο θερμός μανδύας συμπεριφέρεται ως ρευστό σε κλίμακες γεωλογικού χρόνου, αυτή η αστάθεια προκαλεί θερμική συναγωγή. Ο κύκλος της τεκτονικής των πλακών είναι μία συνέπεια της θερμικής συναγωγής στον μανδύα της Γης.

Σε αυτό το κεφάλαιο, πραγματευόμαστε επίσης τη *συγκριτική πλανητολογία*. Συνοψίζουμε τη γνώση που έχουμε για τη δομή και τη συμπεριφορά των υπόλοιπων πλανητών με έδαφος, του Ερμή, της Αφροδίτης και του Άρη, καθώς και των κύριων πλανητικών δορυφόρων, της Σελήνης και των δορυφόρων του Δία και του Κρόνου. Δύο σημαντικά παραδείγματα είναι τα δεδομένα για το πρώιμο ηλιακό σύστημα, που αποκτήθηκαν από σεληνιακά δείγματα τα οποία έφεραν οι αποστολές Apollo, και η έλλειψη τεκτονικής πλακών στην Αφροδίτη. Με δεδομένες τις ομοιότητες στη σύσταση και το μέγεθος μεταξύ της Γης και της Αφροδίτης, η απουσία τεκτονικής πλακών στην Αφροδίτη αποτελεί έκπληξη.

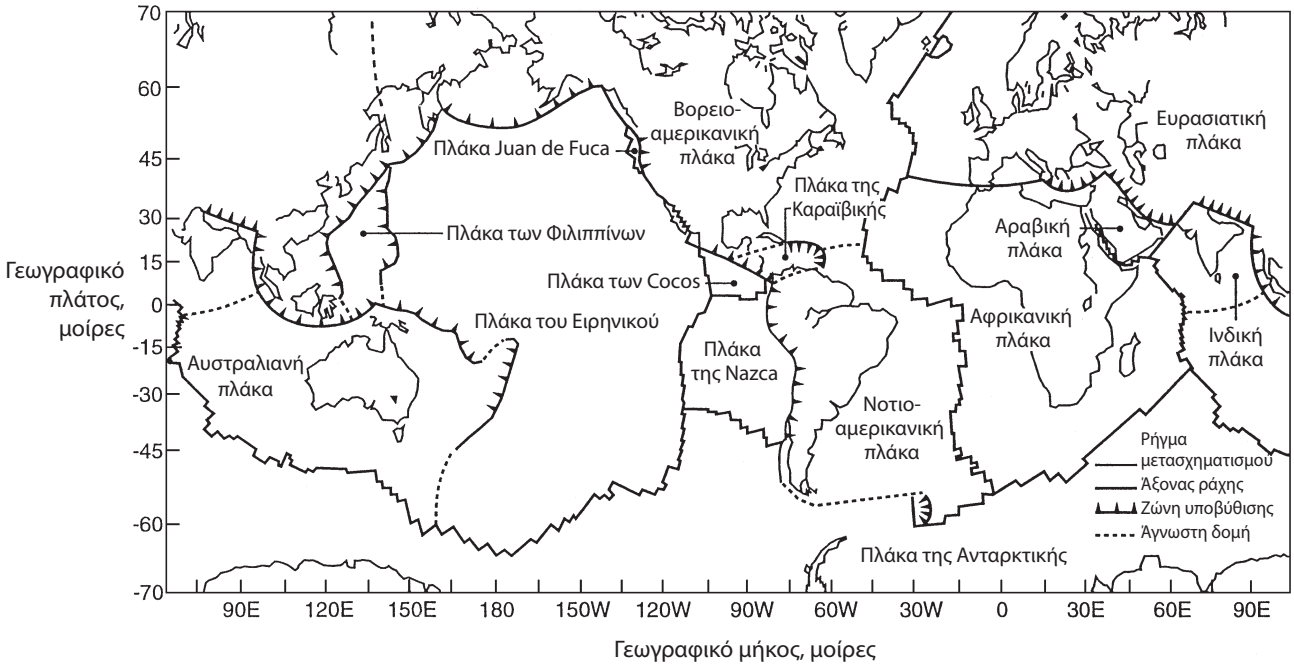
## 1.1 Εισαγωγή

Η *τεκτονική των λιθοσφαιρικών πλακών* είναι ένα μοντέλο σύμφωνα με το οποίο το εξωτερικό κέλυφος της Γης διαιρείται σε ένα πλήθος άκαμπτων πλακών που βρίσκονται σε σχετική κίνηση μεταξύ τους. Οι σχετικές ταχύτητες των πλακών είναι της τάξης λίγων δεκάδων χιλιοστών ανά έτος. Μεγάλο ποσοστό όλων των σεισμών, των ηφαιστειακών εκρήξεων και της δημιουργίας βουνών συμβαίνει σε όρια πλακών. Η κατανομή των κυριότερων επιφανειακών λιθοσφαιρικών πλακών παρουσιάζεται στο Σχ. 1.1.

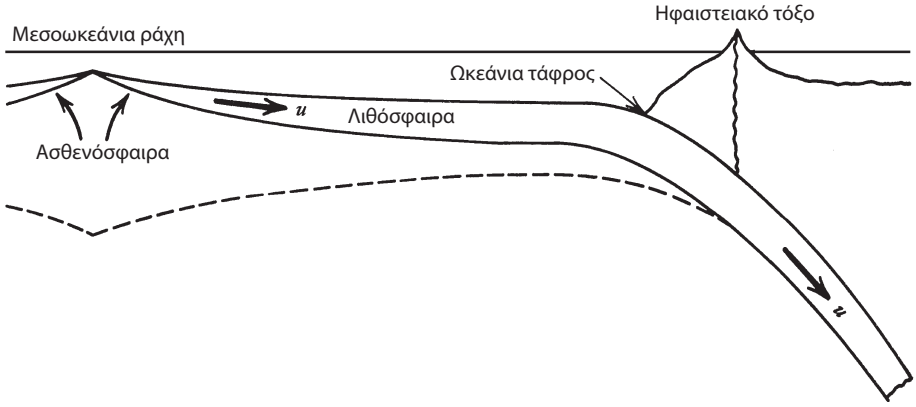
Οι λιθοσφαιρικές πλάκες αποτελούνται από σχετικά ψυχρά πετρώματα και έχουν μέσο πάχος περίπου 100 km. Οι πλάκες δημιουργούνται και καταστρέφονται διαρκώς. Σε ωκεάνιες ράχες, γειτονικές λιθοσφαιρικές πλάκες αποκλίνουν μεταξύ τους σε μια διαδικασία που είναι γνωστή ως *επέκταση ωκεάνιου πυθμένα*. Καθώς οι γειτονικές πλάκες αποκλίνουν, θερμό μανδυακό πέτρωμα ανέρχεται ώστε να γεμίσει το κενό. Το θερμό, στερεό μανδυακό πέτρωμα συμπεριφέρεται ως ρευστό λόγω διεργασιών ερπυσμού στερεάς κατάστασης. Καθώς το θερμό μανδυακό πέτρωμα ψύχεται, γίνεται άκαμπτο και προσαυξάνεται στις λιθοσφαιρικές πλάκες, αυξάνοντας την έκτασή τους. Γι' αυτό τον λόγο οι ωκεάνιες ράχες είναι επίσης γνωστές ως *περιθώρια προσαύξησης πλακών*. Η διαδικασία προσαύξησης είναι σε μια πρώτη προσέγγιση συμμετρική ώστε οι ρυθμοί του σχηματισμού λιθοσφαιρικής πλάκας στις δύο πλευρές μιας ράχης να είναι περίπου ίσοι. Ο ρυθμός σχηματισμού λιθοσφαιρικής πλάκας στη μία πλευρά μιας ωκεάνιας ράχης ορίζει μια ταχύτητα ημιεπέκτασης $u$. Οι δύο λιθοσφαιρικές πλάκες επεκτείνονται με σχετική ταχύτητα $2u$. Το παγκόσμιο σύστημα ωκεάνιων ραχών απεικονίζεται με τις έντονες σκούρες γραμμές στο Σχ. 1.1.

Επειδή το εμβαδόν της επιφάνειας της Γης είναι ουσιαστικά σταθερό, πρέπει να υπάρχει μια συμπληρωματική διεργασία καταστροφής των λιθοσφαιρικών πλακών. Αυτή συμβαίνει στις *ωκεάνιες τάφρους*. Οι επιφανειακές πλάκες κάμπτονται και κατέρχονται στο εσωτερικό της Γης σε μια διεργασία που είναι γνωστή ως *υποβύθιση*. Σε μια ωκεάνια τάφρο οι δύο γειτονικές πλάκες συγκλίνουν και η μία κατέρχεται κάτω από την άλλη. Γι' αυτό τον λόγο οι ωκεάνιες τάφροι είναι επίσης γνωστές ως *περιθώρια σύγκλισης πλακών*. Η παγκόσμια κατανομή τάφρων παρουσιάζεται στο Σχ. 1.1, όπου οι γραμμές με τα τριγωνικά σύμβολα υποδεικνύουν την κατεύθυνση της υποβύθισης.

Στο Σχ. 1.2 παρουσιάζεται μια εγκάρσια διατομή της δημιουργίας και της καταστροφής μιας αντιπροσωπευτικής λιθοσφαιρικής πλάκας. Εκείνο το τμήμα του εσωτερικού της Γης που αποτελείται από τις πλάκες ονομάζεται *λιθόσφαιρα*. Τα πετρώματα που αποτελούν τη λιθόσφαιρα είναι σχετικά ψυχρά και άκαμπτα. Ως αποτέλεσμα αυτού, το εσωτερικό των πλακών δεν παραμορφώνεται σημαντικά καθώς αυτές κινούνται. Καθώς οι λιθοσφαιρικές πλάκες απομακρύνονται από ωκεάνιες ράχες, ψύχονται και γίνονται πυκνές. Τα στερεά πετρώματα κάτω από τη λιθόσφαιρα είναι επαρκώς θερμά ώστε να μπορούν να παραμορφωθούν ελεύθερα. Αυτά τα πετρώματα αποτελούν την *ασθενόσφαιρα*, η οποία βρίσκεται κάτω από τη λιθόσφαιρα. Η λιθόσφαιρα γλιστρά πάνω στην ασθενόσφαιρα με σχετικά μικρή αντίσταση.




**Σχήμα 1.1**: Κατανομή των κύριων πλακών. Παρουσιάζονται ο άξονας της ωκεάνιας ράχης (περιθώρια προσαύξησης πλακών), ζώνες υποβύθισης (περιθώρια σύγκλισης πλακών) και ρήγματα μετασχηματισμού που αποτελούν τα όρια των πλακών.




**Σχήμα 1.2**: Προσαύξηση λιθοσφαιρικής πλάκας σε ωκεάνια ράχη και υποβύθισή της σε ωκεάνια τάφρο. Η ασθενόσφαιρα, η οποία βρίσκεται κάτω από τη λιθόσφαιρα, παρουσιάζεται μαζί με την αλυσίδα των ηφαιστειακών κέντρων που σχετίζονται με την υποβύθιση.

Καθώς τα πετρώματα της λιθόσφαιρας γίνονται ψυχρότερα, η πυκνότητά τους αυξάνεται λόγω θερμικής συστολής. Ως αποτέλεσμα, η λιθόσφαιρα γίνεται βαρυτικά ασταθής ως προς τη θερμή ασθενόσφαιρα που βρίσκεται από κάτω της. Στην ωκεάνια τάφρο η λιθόσφαιρα κάμπτεται και βυθίζεται στο εσωτερικό της Γης λόγω αυτής της αρνητικής άνωσης. Η προς τα κάτω βαρυτική δύναμη όγκου που ασκείται στην κατερχόμενη λιθόσφαιρα παίζει σημαντικό ρόλο στην εξέλιξη της τεκτονικής των λιθοσφαιρικών πλακών. Η λιθόσφαιρα λειτουργεί ως ελαστική πλάκα που μεταδίδει μεγάλες ελαστικές τάσεις χωρίς σημαντική παραμόρφωση. Συνεπώς, η βαρυτική δύναμη όγκου μπορεί να μεταδοθεί απευθείας στην επιφανειακή πλάκα και αυτή η δύναμη έλκει την πλάκα προς την τάφρο. Αυτή η δύναμη όγκου είναι γνωστή ως *ελκτική δύναμη τάφρου*. Μεγάλα ρήγματα διαχωρίζουν κατερχόμενες λιθόσφαιρες από γειτονικές υπερκείμενες λιθόσφαιρες. Σε αυτά τα ρήγματα σημειώνονται οι πιο ισχυροί σεισμοί. Παραδείγματα αποτελούν ο σεισμός στη Χιλή το 1960, ο σεισμός στην Αλάσκα το 1964, ο σεισμός στη Σουμάτρα το 2004 και ο σεισμός στο Tohoku της Ιαπωνίας το 2011. Αυτοί είναι οι ισχυρότεροι σεισμοί που έχουν συμβεί από τότε που είναι διαθέσιμοι οι σύγχρονοι σεισμογράφοι. Οι θέσεις των κα-

τερχόμενων λιθοσφαιρών μπορούν να προσδιορισθούν με ακρίβεια από τους σεισμούς που συμβαίνουν στα ψυχρά, ψαθυρά πετρώματα των λιθοσφαιρών. Αυτές οι ζώνες σεισμών που σχετίζονται με υποβύθιση είναι γνωστές ως *ζώνες Wadati–Benioff*.

Αλυσίδες ενεργών ηφαιστείων βρίσκονται παράλληλα με όλες σχεδόν τις ωκεάνιες τάφρους. Αυτά τα ηφαίστεια δημιουργούνται περίπου 125 km πάνω από την κατερχόμενη λιθόσφαιρα. Τουλάχιστον ένα ποσοστό από το μάγμα που σχηματίζει αυτά τα ηφαίστεια δημιουργείται κοντά στο ανώτερο όριο της κατερχόμενης λιθόσφαιρας και ανεβαίνει περίπου 125 km προς την επιφάνεια. Αν αυτά τα ηφαίστεια στέκονται πάνω στον ωκεάνιο πυθμένα, σχηματίζουν *νησιωτικό τόξο*, με χαρακτηριστικό παράδειγμα εκείνο των Αλεούτιων Νήσων στον Βόρειο Ειρηνικό. Αν η τάφρος γειτνιάζει με μια ήπειρο, τα ηφαίστεια δημιουργούνται πάνω στην υπερκείμενη πλάκα. Αυτή είναι η περίπτωση στις δυτικές Ηνωμένες Πολιτείες, όπου μια ηφαιστειακή αλυσίδα εκτείνεται από το Όρος Μπέικερ στα βόρεια μέχρι το Όρος Σάστα στα νότια. Το Όρος της Αγίας Ελένης, τοποθεσία μιας ισχυρής έκρηξης το 1980, αποτελεί μέρος αυτής της ηφαιστειακής αλυσίδας. Αυτά τα ηφαίστεια είναι οι θέσεις μεγάλου ποσοστού των πιο ισχυρών και βίαιων ηφαιστειακών εκρήξεων. Η έκρηξη του Όρους Πινατούμπο στις Φιλιππίνες το 1991, η πιο βίαιη έκρηξη του εικοστού αιώνα, αποτελεί ένα ακόμη παράδειγμα. Ένα χαρακτηριστικό ηφαίστειο ζώνης υποβύθισης παρουσιάζεται στο Σχ. 1.3.

Η επιφάνεια της Γης χωρίζεται σε ηπείρους και ωκεανούς. Οι ωκεανοί έχουν μέσο βάθος περίπου 4 km, ενώ οι ήπειροι αναδύονται πάνω από τη στάθμη της θάλασσας. Ο λόγος για αυτή τη διαφορά στο υψόμετρο είναι η διαφορά στο πάχος του φλοιού. Τα πετρώματα του φλοιού έχουν διαφορετική σύσταση από τα πετρώματα του μανδύα που βρίσκονται από κάτω τους και είναι λιγότερο πυκνά. Τα πετρώματα του φλοιού είναι, ως εκ τούτου, βαρυτικά ευσταθή ως προς τα βαρύτερα πετρώματα του μανδύα. Συνήθως υπάρχει ένα καλά ορισμένο όριο, η ασυνέχεια *Moho* ή Mohorovičić, μεταξύ του φλοιού και του μανδύα. Ένα χαρακτηριστικό πάχος του *ωκεάνιου φλοιού* είναι τα 6 km ενώ ο *ηπειρωτικός φλοιός* έχει πάχος περίπου 35 km. Παρότι ο ωκεάνιος φλοιός είναι βαρυτικά ευσταθής, είναι επαρκώς λεπτός και έτσι δεν παρεμποδίζει την υποβύθιση της βαρυτικά ασταθούς ωκεάνιας λιθόσφαιρας. Η ωκεάνια λιθόσφαιρα ανακυκλώνεται διαρκώς καθώς πρασαυξάνεται σε ωκεάνιες ράχες και υποβυθίζεται σε ωκεάνιες τάφρους. Εξαιτίας αυτής της κυκλικής διαδικασίας η μέση ηλικία του ωκεάνιου πυθμένα είναι περίπου $10^8$ έτη (100 Ma).

Από την άλλη, ο ηπειρωτικός φλοιός είναι επαρκώς παχύς και βαρυτικά ευσταθής και έτσι δεν υποβυθίζεται στις ωκεάνιες τάφρους. Σε κάποιες περιπτώσεις ο πυκνότερος κατώτερος ηπειρωτικός φλοιός, από κοινού με την υποκείμενη βαρυτικά ασταθή ηπειρωτική μανδυακή λιθόσφαιρα, μπορούν να ανακυκλώνονται στο εσωτερικό της Γης σε μια διεργασία που είναι γνωστή ως *αποκόλληση*. Ωστόσο, τα ελαφρά πετρώματα του ανώτερου ηπειρωτικού φλοιού παραμένουν στις ηπείρους. Γι' αυτό τον λόγο τα πετρώματα του ηπειρωτικού φλοιού, με μια μέση ηλικία περίπου $2 \times 10^9$ έτη (2 Ga), είναι πολύ γηραιότερα από τα πετρώματα του ωκεάνιου φλοιού. Καθώς οι λιθοσφαιρικές πλάκες κινούνται στην επιφάνεια της Γης, μεταφέρουν μαζί τους τις ηπείρους. Η σχετική κίνηση των ηπείρων αναφέρεται ως *ηπειρωτική μετατόπιση*.

**Σχήμα 1.3**: Το ηφαίστειο Izalco στο Ελ Σαλβαδόρ, παράδειγμα ενός ηφαιστείου ζώνης υποβύθισης (NOAA–NGDC Howell Williams).

Μεγάλο μέρος της ιστορικής εξέλιξης που οδήγησε στην τεκτονική των λιθοσφαιρικών πλακών αφορούσε την εγκυρότητα της υπόθεσης της ηπειρωτικής μετατόπισης: ότι οι σχετικές θέσεις των ηπείρων μεταβάλλονται κατά τη διάρκεια του γεωλογικού χρόνου. Η ομοιότητα στο σχήμα μεταξύ της δυτικής ακτής της Αφρικής και της ανατολικής ακτής της Νότιας Αμερικής επισημάνθηκε ήδη το 1620 από τον Francis Bacon. Αυτό το «ταίριασμα» οδήγησε πολλούς συγγραφείς να διατυπώσουν εικασίες σχετικά με τον τρόπο που αυτές οι δύο ήπειροι πρέπει να ήταν ενωμένες. Μια λεπτομερής παρουσίαση της υπόθεσης της ηπειρωτικής μετατόπισης

προτάθηκε από τον Frank B. Taylor (1910). Η υπόθεση αναπτύχθηκε περαιτέρω, αρχικά το 1912, από τον Alfred Wegener και συνοψίστηκε στο βιβλίο του *The Origin of Continents and Oceans* (Wegener, 1946). Ως μετεωρολόγος, ο Wegener ενδιαφέρθηκε ιδιαιτέρως για την παρατήρηση ότι η δημιουργία παγετώνων είχε συμβεί σε περιοχές του ισημερινού κατά την ίδια χρονική περίοδο που σε μεγάλα γεωγραφικά πλάτη κυριαρχούσαν τροπικές συνθήκες. Αυτή η παρατήρηση από μόνη της θα μπορούσε να εξηγηθεί από τη *περιπλάνηση μαγνητικού πόλου*, μια μετατόπιση του άξονα περιστροφής χωρίς κάποια άλλη επιφανειακή παραμόρφωση. Ωστόσο, ο Wegener διατύπωσε επίσης πολλά από τα ποιοτικά επιχειρήματα σύμφωνα με τα οποία οι ήπειροι είχαν προηγουμένως υπάρξει ενωμένες. Εκτός από το παρατηρούμενο ταίριασμα των ηπειρωτικών περιθωρίων, αυτά τα επιχειρήματα περιλάμβαναν την αντιστοίχιση γεωλογικών επαρχιών, τη συνέχεια δομικών χαρακτηριστικών όπως τα υπολείμματα αρχαίων οροσειρών και την αντιστοιχία διαφόρων ειδών απολιθωμάτων. Ο Wegener ισχυρίσθηκε ότι προηγουμένως είχε υπάρξει μία και μοναδική υπερήπειρος, η Παγγαία, και πρότεινε ότι παλιρροϊκές δυνάμεις ή δυνάμεις σχετιζόμενες με την περιστροφή της Γης ευθύνονταν για τη διάσπαση αυτής της ηπείρου και την επακόλουθη ηπειρωτική μετατόπιση.

Περαιτέρω και λεπτομερέστερα επιχειρήματα υπέρ της ηπειρωτικής μετατόπισης παρουσιάστηκαν από τον Alexander du Toit, ειδικότερα στο βιβλίο του *Our Wandering Continents* (du Toit, 1937). Ο du Toit ισχυρίστηκε ότι αντί μίας και μοναδικής υπερηπείρου, υπήρξαν προηγουμένως μια βόρεια ήπειρος, η Λαυρασία, και μια νότια ήπειρος, η Γκοντβάνα, τις οποίες χώριζε ο Ωκεανός της Τηθύος.

Κατά τη διάρκεια της δεκαετίας του 1950 εντατική εξερεύνηση του ωκεάνιου πυθμένα οδήγησε σε μια βελτιωμένη κατανόηση οροσειρών πάνω στον ωκεάνιο πυθμένα που είναι γνωστές ως μεσοωκεάνιες ράχες. Ο Harry Hess (1962) διατύπωσε την υπόθεση ότι ο ωκεάνιος πυθμένας δημιουργείται στον άξονα μιας ράχης και απομακρύνεται από τη ράχη για να σχηματίσει έναν ωκεανό σε μια διεργασία που πλέον αναφέρεται ως *επέκταση ωκεάνιου πυθμένα*. Αυτή η διεργασία εξηγεί την ομοιότητα στο σχήμα μεταξύ των ηπειρωτικών περιθωρίων. Καθώς μια ήπειρος χωρίζεται σε κομμάτια, σχηματίζεται μια νέα ωκεάνια ράχη. Ο ωκεάνιος πυθμένας που δημιουργήθηκε σχηματίζεται συμμετρικά σε αυτή την ωκεάνια ράχη, δημιουργώντας έναν καινούργιο ωκεανό. Έτσι σχηματίστηκε ο Ατλαντικός Ωκεανός ενώ η Μεσοατλαντική Ράχη, όπου σχηματίστηκε αυτός, διχοτομεί πλέον τον ωκεανό.

Ωστόσο, θα πρέπει να συνειδητοποιήσουμε ότι η έννοια της ηπειρωτικής μετατόπισης έτυχε γενικής αποδοχής από ειδικούς στις γεωεπιστήμες μόλις κατά την περίοδο μεταξύ των ετών 1967 και 1970. Αν και είχαν διατυπωθεί πειστικά από ποιοτική άποψη, κυρίως γεωλογικά, επιχειρήματα προκειμένου να υποστηριχθεί η ηπειρωτική μετατόπιση, σχεδόν όλοι οι ειδικοί στις γεωεπιστήμες, και ειδικότερα σχεδόν όλοι οι γεωφυσικοί είχαν αντιτεθεί στην υπόθεση. Η ένστασή τους βασιζόταν κυρίως σε επιχειρήματα που είχαν να κάνουν με την ακαμψία του μανδύα και την έλλειψη επαρκούς μηχανισμού για την εκκίνηση του φαινομένου.

Η διάδοση σεισμικών διατμητικών κυμάτων έδειξε πέρα από κάθε αμφιβολία ότι ο μανδύας ήταν στερεό σώμα. Ένα βασικό ερώτημα ήταν πλέον πώς θα μπορούσαν σε ένα στερεό πέτρωμα να λαμβάνουν χώρα οριζόντιες μετατοπίσεις χιλιάδων χιλιομέτρων. Η ρευστοειδής συμπεριφορά του μανδύα της Γης είχε εδραιωθεί με γενικό τρόπο από μελέτες βαρύτητας οι οποίες είχαν διεξαχθεί στα τέλη του δέκατου ένατου αιώνα. Μετρήσεις έδειξαν ότι οι οροσειρές είχαν ρίζες χαμηλής πυκνότητας. Η χαμηλότερη πυκνότητα των ριζών παρέχει μια αρνητική σχετική μάζα που ισούται σχεδόν με τη θετική μάζα των βουνών. Αυτή η συμπεριφορά θα μπορούσε να εξηγηθεί από την αρχή της *υδροστατικής ισορροπίας* αν ο μανδύας συμπεριφερόταν ως ρευστό. Οι οροσειρές φαίνεται να συμπεριφέρονται όμοια με κομμάτια ξύλου που επιπλέουν σε νερό.

Η συμπεριφορά ρευστού του μανδύα εδραιώθηκε ποσοτικά από τον N. A. Haskell (1935). Μελέτες του υψομέτρου παράκτιων αναβαθμίδων στη Σκανδιναβία έδειξαν ότι η επιφάνεια της Γης συνέχιζε να ανακάμπτει από το φορτίο του πάγου της τελευταίας παγετώδους περιόδου. Αντιμετωπίζοντας τον μανδύα ως ρευστό με ιξώδες $10^{20}$ Pa s, ο Haskell κατάφερε να εξηγήσει το παρόν υψόμετρο της Σκανδιναβίας. Αν και πρόκειται για πολύ μεγάλο ιξώδες (το νερό έχει ιξώδες $10^{-3}$ Pa s), αυτό οδηγεί σε μια συμπεριφορά ρευστού για τον μανδύα κατά τη διάρκεια μεγάλων διαστημάτων γεωλογικού χρόνου.

Στη δεκαετία του 1950 θεωρητικές μελέτες εδραίωσαν διάφορους μηχανισμούς για τον πολύ αργό ερπυσμό κρυσταλλικών υλικών. Αυτός ο ερπυσμός είναι αποτέλεσμα συμπεριφοράς ρευστού. Ο Robert B. Gordon (1965) έδειξε ότι ο ερπυσμός στερεάς κατάστασης εξηγούσε ποσοτικά το ιξώδες που προσδιορίστηκε από

παρατηρήσεις μεταπαγετώδους ανάκαμψης. Για θερμοκρασίες οι οποίες αποτελούν σημαντικό ποσοστό της θερμοκρασίας τήξης, θερμικά ενεργοποιημένες διεργασίες ερπυσμού επιτρέπουν σε πέτρωμα του μανδύα να ρέει σε επίπεδα χαμηλής τάσης σε χρονικές κλίμακες μεγαλύτερες από $10^4$ έτη. Η άκαμπτη λιθόσφαιρα περιλαμβάνει πέτρωμα που είναι επαρκώς ψυχρό και έτσι αποτρέπει τον ερπυσμό σε αυτές τις μεγάλες χρονικές κλίμακες.

Ο ερπυσμός του μανδυακού πετρώματος δεν ήταν έκπληξη για τους επιστήμονες οι οποίοι είχαν μελετήσει την ευρέως αναγνωρισμένη ροή του πάγου σε παγετώνες. Ο πάγος είναι επίσης κρυσταλλικό στερεό και βαρυτικές δυνάμεις όγκου στους παγετώνες αναγκάζουν τον πάγο να ρέει επειδή η θερμοκρασία του είναι κοντά στη θερμοκρασία τήξης του. Ομοίως, μανδυακά πετρώματα στο εσωτερικό της Γης βρίσκονται κοντά στη θερμοκρασία τήξης τους και ρέουν αποκρινόμενα σε βαρυτικές δυνάμεις όγκου.

Στη λιθόσφαιρα πρέπει να δρουν δυνάμεις οι οποίες θα εξαναγκάζουν τις λιθοσφαιρικές πλάκες σε κίνηση. Ο Wegener πρότεινε ότι είτε παλιρροϊκές δυνάμεις είτε δυνάμεις σχετιζόμενες με την περιστροφή της Γης προκάλεσαν την κίνηση που ευθύνεται για την ηπειρωτική μετατόπιση. Ωστόσο, κατά τη δεκαετία του 1920 ο σερ Harold Jeffreys, όπως συνόψισε στο βιβλίο του *The Earth* (Jeffreys, 1924), έδειξε ότι αυτές οι δυνάμεις δεν επαρκούσαν. Έπρεπε να βρεθεί κάποιος άλλος μηχανισμός για τον εξαναγκασμό των λιθοσφαιρικών πλακών σε κίνηση. Οποιοσδήποτε εύλογος μηχανισμός πρέπει να διαθέτει αρκετή ενέργεια ώστε να παρέχει το ποσοστό αυτής που διασκορπίζεται σε σεισμούς, ηφαίστεια και τη δημιουργία βουνών. Ο Arthur Holmes (1931) διατύπωσε την υπόθεση ότι η θερμική συναγωγή ήταν ικανή να προκαλέσει μανδυακή συναγωγή και ηπειρωτική μετατόπιση. Αν ένα ρευστό θερμαίνεται από κάτω ή από το εσωτερικό του, ενώ ψύχεται από πάνω παρουσία βαρυτικού πεδίου, γίνεται βαρυτικά ασταθές και μπορεί να συμβεί θερμική συναγωγή. Τα θερμά μανδυακά πετρώματα σε κάποιο βάθος είναι βαρυτικά ασταθή ως προς τα ψυχρότερα και πυκνότερα πετρώματα της λιθόσφαιρας. Το αποτέλεσμα είναι η θερμική συναγωγή κατά την οποία τα ψυχρότερα πετρώματα κατέρχονται στον μανδύα και τα θερμότερα πετρώματα ανέρχονται προς την επιφάνεια. Η άνοδος του μανδυακού υλικού σε ωκεάνιες ράχες και η κάθοδος της λιθόσφαιρας μέσα στον μανδύα σε ωκεάνιες τάφρους είναι μέρη αυτής της διεργασίας. Ο μανδύας της Γης θερμαίνεται από τη διάσπαση ραδιενεργών ισοτόπων ουρανίου 235 ($^{235}$U), ουρανίου 238 ($^{238}$U), θορίου 232 ($^{232}$Th) και καλίου 40 ($^{40}$K). Η θέρμανση κατ' όγκο από αυτά τα ισότοπα και η *μακροχρόνια ψύξη* της Γης προκαλούν τη μανδυακή συναγωγή. Η θερμότητα που δημιουργείται από τα ραδιενεργά ισότοπα ελαττώνεται με τον χρόνο καθώς αυτά διασπώνται. Πριν από δύο δισεκατομμύρια χρόνια η θερμότητα που παραγόταν ήταν περίπου διπλάσια της σημερινής τιμής. Επειδή η ποσότητα της θερμότητας που παράγεται είναι μικρότερη σήμερα, η ένταση της μανδυακής συναγωγής είναι επίσης μικρότερη. Η ένταση της μανδυακής συναγωγής εξαρτάται από το ιξώδες του μανδύα. Λιγότερο έντονη μανδυακή συναγωγή συνεπάγεται μεγαλύτερο ιξώδες. Όμως το ιξώδες του μανδύα εξαρτάται ισχυρά από τη θερμοκρασία του μανδύα. Μεγαλύτερο ιξώδες του μανδύα συνεπάγεται ψυχρότερο μανδύα. Συνεπώς, καθώς η μανδυακή συναγωγή γίνεται λιγότερο έντονη, ο μανδύας ψύχεται και αυτή είναι η μακροχρόνια ψύξη. Ως αποτέλεσμα, περίπου το 80% της θερμότητας που χάνεται από το εσωτερικό της Γης προέρχεται από τη διάσπαση των ραδιενεργών ισοτόπων και το 20% περίπου οφείλεται στην ψύξη της Γης (μακροχρόνια ψύξη).

Κατά τη διάρκεια της δεκαετίας του 1960 προέκυψαν από παλαιομαγνητικές μελέτες ανεξάρτητες παρατηρήσεις που υποστήριζαν την ηπειρωτική μετατόπιση. Όταν το μάγμα στερεοποιείται και ψύχεται, τα συστατικά του που περιέχουν σίδηρο μαγνητίζονται από το μαγνητικό πεδίο της Γης. Αυτή η παραμένουσα μαγνήτιση παρέχει ένα αρχείο απολιθωμάτων του προσανατολισμού του μαγνητικού πεδίου εκείνης της χρονικής περιόδου. Μελέτες του προσανατολισμού αυτού του πεδίου μπορούν να χρησιμοποιηθούν για τον προσδιορισμό της κίνησης του πετρώματος ως προς τους μαγνητικούς πόλους της Γης από τον σχηματισμό των πετρωμάτων και μετά. Τα πετρώματα σε μια μεμονωμένη επιφανειακή πλάκα που δεν έχουν παραμορφωθεί τοπικά δείχνουν την ίδια θέση για τους μαγνητικούς πόλους της Γης. Ο Keith Runcorn (1956) έδειξε ότι πετρώματα στη Βόρεια Αμερική και στην Ευρώπη έδωσαν διαφορετικές θέσεις για τους μαγνητικούς πόλους και συμπέρανε ότι οι διαφορές ήταν αποτέλεσμα της μετατόπισης των δύο ηπείρων.

Οι παλαιομαγνητικές μελέτες έδειξαν επίσης ότι το μαγνητικό πεδίο της Γης έχει υποστεί αιφνίδιες και έντονες αντιστροφές. Παρατηρήσεις του μαγνητικού πεδίου πάνω από τους ωκεανούς υπέδειξαν ότι παράλληλα στις ωκεάνιες ράχες εμφανίζεται ένα κανονικό γραμ-

μωτό μοτίβο *μαγνητικών ανωμαλιών* (περιοχές του μαγνητικού πεδίου πάνω και κάτω από τη μέση τιμή του πεδίου). Οι Frederick Vine και Drummond Matthews (1963) συσχέτισαν τις θέσεις των άκρων του γραμμωτού μοτίβου των μαγνητικών ανωμαλιών με τους χρόνους κατά τους οποίους συνέβησαν οι αντιστροφές του μαγνητικού πεδίου και κατάφεραν να αποκτήσουν ποσοτικές τιμές για τον ρυθμό επέκτασης του ωκεάνιου πυθμένα. Αυτές οι παρατηρήσεις παρείχαν τη βάση για τον ακριβή προσδιορισμό των σχετικών ταχυτήτων με τις οποίες κινούνται γειτονικές πλάκες η μία ως προς την άλλη.

Μέχρι τα τέλη της δεκαετίας του 1960 είχε οικοδομηθεί το πλαίσιο για μια συνολική κατανόηση των γεωλογικών φαινομένων και των διεργασιών της ηπειρωτικής μετατόπισης. Η βασική υπόθεση της τεκτονικής των λιθοσφαιρικών πλακών δόθηκε από τον Jason Morgan (1968). Η έννοια ενός μωσαϊκού άκαμπτων λιθοσφαιρικών πλακών σε σχετική κίνηση η μία ως προς την άλλη ήταν μια φυσιολογική συνέπεια της θερμικής συναγωγής στον μανδύα. Ένα σημαντικό ποσοστό όλων των σεισμών, των ηφαιστείων και της δημιουργίας βουνών μπορεί να αποδοθεί στις αλληλεπιδράσεις μεταξύ των λιθοσφαιρικών πλακών και των ορίων τους (Isacks *et al.*, 1968). Η ηπειρωτική μετατόπιση είναι εγγενές κομμάτι της τεκτονικής των λιθοσφαιρικών πλακών. Οι ήπειροι μεταφέρονται μαζί με τις λιθοσφαιρικές πλάκες καθώς αυτές κινούνται στην επιφάνεια της Γης.

**Πρόβλημα 1.1**
Αν ο ωκεάνιος φλοιός έχει εμβαδόν $3{,}2 \times 10^8$ km$^2$ και νέος ωκεάνιος πυθμένας δημιουργείται τώρα με ρυθμό $2{,}8$ km$^2$ yr$^{-1}$, ποια είναι η μέση ηλικία του ωκεάνιου φλοιού; Υποθέστε ότι ο ρυθμός δημιουργίας ωκεάνιου πυθμένα ήταν στο παρελθόν σταθερός.

## 1.2 Η λιθόσφαιρα

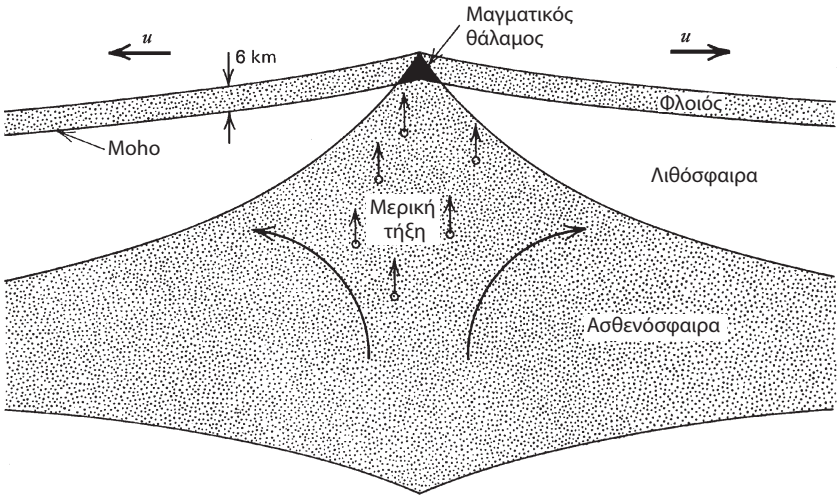
Ένα βασικό χαρακτηριστικό της τεκτονικής πλακών είναι ότι μόνο το εξωτερικό κέλυφος της Γης, η *λιθόσφαιρα*, παραμένει άκαμπτο κατά τη διάρκεια διαστημάτων γεωλογικού χρόνου. Εξαιτίας της χαμηλής τους θερμοκρασίας, τα πετρώματα της λιθόσφαιρας δεν παραμορφώνονται σημαντικά σε χρονικές κλίμακες μέχρι $10^9$ έτη. Τα πετρώματα κάτω από τη λιθόσφαιρα είναι επαρκώς θερμά και έτσι μπορεί να συμβεί ερπυσμός στερεάς κατάστασης. Αυτός ο ερπυσμός οδηγεί σε μια ρευστοειδή συμπεριφορά σε κλίμακες γεωλογικού χρόνου. Αποκρινόμενο σε δυνάμεις, το πέτρωμα κάτω από τη λιθόσφαιρα ρέει ως ρευστό.

Το κατώτερο όριο της λιθόσφαιρας ορίζεται ως μια ισόθερμη (επιφάνεια σταθερής θερμοκρασίας). Μια χαρακτηριστική θερμοκρασία είναι περίπου 1600 K. Πετρώματα που βρίσκονται πάνω από αυτή την ισόθερμη είναι επαρκώς ψυχρά ώστε να συμπεριφέρονται άκαμπτα, ενώ πετρώματα κάτω από αυτή την ισόθερμη είναι επαρκώς θερμά ώστε να παραμορφώνονται εύκολα. Κάτω από τις ωκεάνιες λεκάνες η λιθόσφαιρα έχει πάχος περίπου 100 km, ενώ κάτω από τις ηπείρους το πάχος έχει περίπου τη διπλάσια τιμή. Επειδή το πάχος της λιθόσφαιρας είναι μόνο το 2 έως 4% της ακτίνας της Γης, η λιθόσφαιρα είναι ένα λεπτό κέλυφος. Αυτό το κέλυφος έχει σπάσει σε ένα πλήθος πλακών οι οποίες βρίσκονται σε σχετική κίνηση μεταξύ τους. Αυτή η σχετική κίνηση παρατηρείται κυρίως στα όρια των πλακών: τις ωκεάνιες ράχες, τις ωκεάνιες τάφρους και τα ρήγματα μετασχηματισμού. Ωστόσο, καθώς οι πλάκες εξελίσσονται με τον χρόνο διαμορφώνονται ευρύτερες ζώνες παραμόρφωσης. Αυτές οι ζώνες παραμόρφωσης βρίσκονται συνήθως δίπλα στα όρια των πλακών. Παραδείγματα περιλαμβάνουν τις δυτικές Ηνωμένες Πολιτείες και την ανατολική Κίνα.

Η ακαμψία της λιθόσφαιρας επιτρέπει στις πλάκες να μεταδίδουν ελαστικές τάσεις κατά τη διάρκεια διαστημάτων γεωλογικού χρόνου. Οι πλάκες λειτουργούν ως οδηγοί τάσεων. Οι τάσεις που εφαρμόζονται στα όρια μιας πλάκας μπορούν να μεταδοθούν σε ολόκληρο το εσωτερικό της πλάκας. Η ικανότητα των πλακών να μεταδίδουν τάση σε μεγάλες αποστάσεις έχει σημαντικές επιπτώσεις όσον αφορά τον μηχανισμό που προκαλεί την τεκτονική των πλακών.

Η ακαμψία της λιθόσφαιρας της επιτρέπει επίσης να κάμπτεται όταν υφίσταται φορτίο. Παράδειγμα αποτελεί το φορτίο που επιφέρει ένα ηφαιστειακό νησί. Το φορτίο των Νήσων της Χαβάης αναγκάζει τη λιθόσφαιρα να κάμπτεται προς τα κάτω γύρω από το φορτίο, με αποτέλεσμα να διαμορφώνεται μια περιοχή με πιο βαθιά νερά γύρω από τα νησιά. Η ελαστική κάμψη της λιθόσφαιρας κάτω από κατακόρυφα φορτία μπορεί επίσης να εξηγήσει τη δομή των ωκεάνιων τάφρων και κάποιες ιζηματογενείς λεκάνες.

Ωστόσο, το σύνολο της λιθόσφαιρας δεν είναι αποτελεσματικό στη μετάδοση ελαστικών τάσεων. Μόνο περίπου το ανώτερο μισό της λιθόσφαιρας είναι επαρκώς άκαμπτο ώστε οι ελαστικές τάσεις να μην χαλαρώνουν σε χρονικές κλίμακες των $10^9$ ετών. Αυτό το τμήμα




**Σχήμα 1.4**: Περιθώριο προσαύξησης λιθοσφαιρικών πλακών σε ωκεάνια ράχη.

της λιθόσφαιρας αναφέρεται ως *ελαστική λιθόσφαιρα*. Διεργασίες ερπυσμού στερεάς κατάστασης χαλαρώνουν τις τάσεις στο κατώτερο, θερμότερο μέρος της λιθόσφαιρας. Ωστόσο, αυτό το μέρος της λιθόσφαιρας παραμένει συνεκτικό μέρος των πλακών. Μια λεπτομερής πραγμάτευση της διαφοράς μεταξύ θερμικών και ελαστικών λιθοσφαιρών δίνεται στην Ενότητα 7.10.

## 1.3 Περιθώρια προσαύξησης πλακών

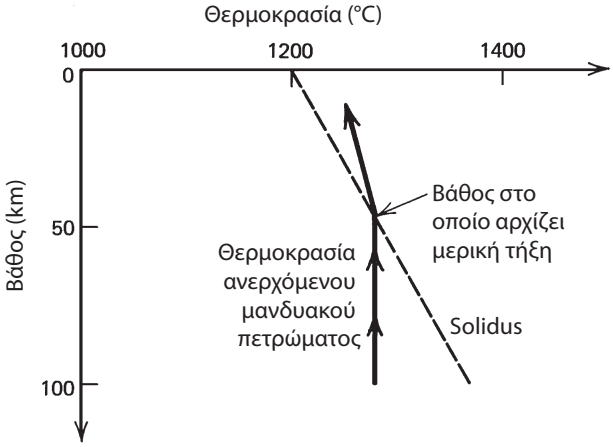
Οι λιθοσφαιρικές πλάκες δημιουργούνται σε ωκεάνιες ράχες. Οι δύο πλάκες στην κάθε πλευρά μιας ωκεάνιας ράχης απομακρύνονται η μία από την άλλη με σχεδόν σταθερή ταχύτητα λίγων δεκάδων χιλιοστών ανά έτος. Καθώς οι δύο πλάκες αποκλίνουν, θερμό μανδυακό πέτρωμα ρέει προς τα πάνω για να γεμίσει το κενό. Το αναβλύζον μανδυακό πέτρωμα ψύχεται λόγω απώλειας θερμότητας με αγωγή προς την επιφάνεια. Το ψυχόμενο πέτρωμα συγκεντρώνεται στη βάση των απομακρυνόμενων πλακών και γίνεται μέρος τους. Η δομή ενός *περιθωρίου προσαύξησης πλακών* παρουσιάζεται στο Σχ. 1.4.

Καθώς οι πλάκες απομακρύνονται από την ωκεάνια ράχη, συνεχίζουν να ψύχονται και η λιθόσφαιρα γίνεται πυκνότερη. Το υψόμετρο της ωκεάνιας ράχης ως συνάρτηση της απόστασης από την κορυφή της ράχης μπορεί να εξηγηθεί με όρους της κατανομής της θερμοκρασίας στη λιθόσφαιρα. Καθώς η λιθόσφαιρα ψύχεται, γίνεται πιο πυκνή και, ως αποτέλεσμα, βυθίζεται προς τα κάτω μέσα στο υποκείμενο μανδυακό πέτρωμα. Το τοπογραφικό υψόμετρο της ράχης οφείλεται στη μεγαλύτερη άνωση της λεπτότερης, θερμότερης λιθόσφαιρας κοντά στον άξονα της συσσώρευσης στην κορυφή της ράχης. Το υψόμετρο της ωκεάνιας ράχης παρέχει επίσης μια δύναμη όγκου που προκαλεί την απομάκρυνση των πλακών από την κορυφή της ράχης. Μια συνιστώσα της βαρυτικής δύναμης όγκου που ασκείται στην ανυψωμένη λιθόσφαιρα αναγκάζει τη λιθόσφαιρα να απομακρυνθεί από το περιθώριο προσαύξησης. Πρόκειται για μία από τις σημαντικές δυνάμεις που κινούν τις πλάκες. Αυτή η δύναμη που ασκείται στη λιθόσφαιρα είναι γνωστή ως *απώθηση ράχης* και είναι μια μορφή *βαρυτικής ολίσθησης*.

Ο όγκος που καταλαμβάνεται από την ωκεάνια ράχη μετατοπίζει θαλάσσιο νερό. Οι ρυθμοί επέκτασης του ωκεάνιου πυθμένα μεταβάλλονται με τον χρόνο. Όταν οι ρυθμοί επέκτασης του ωκεάνιου πυθμένα είναι υψηλοί, ο όγκος της ράχης είναι μεγάλος και θαλάσσιο νερό μετατοπίζεται. Το αποτέλεσμα είναι μια αύξηση της παγκόσμιας στάθμης της θάλασσας. Μεταβολές στους ρυθμούς της επέκτασης του ωκεάνιου πυθμένα είναι η κύρια αιτία για αλλαγές της στάθμης της θάλασσας σε κλίμακες γεωλογικού χρόνου. Κατά την Κρητιδική περίοδο ($\approx$80 Ma) ο ρυθμός επέκτασης του ωκεάνιου πυθμένα ήταν περίπου 30% μεγαλύτερος απ' ό,τι σήμερα και η στάθμη της θάλασσας περίπου 200 m υψηλότερη απ' ό,τι σήμερα. Ένα αποτέλεσμα εκείνων των συνθηκών ήταν ότι ένα σημαντικό ποσοστό του εσωτερικού των ηπείρων καλυπτόταν από αβαθή θάλασσα.

Στις ωκεάνιες ράχες εντοπίζεται μεγάλο μέρος της ηφαιστειακής δραστηριότητας της Γης. Επειδή σχεδόν ολόκληρο το σύστημα των ραχών βρίσκεται κάτω από

το νερό, μόνο ένα μικρό μέρος αυτής της ηφαιστειότητας μπορεί να παρατηρηθεί απευθείας. Οι λεπτομέρειες των ηφαιστειακών διεργασιών σε ωκεάνιες ράχες έχουν αποκαλυφθεί με χρήση εξερευνητικών υποβρύχιων σκαφών. Η ηφαιστειότητα ραχών μπορεί επίσης να




**Σχήμα 1.5**: Διάγραμμα της διεργασία τήξης με μείωση πίεσης. Τήξη συμβαίνει επειδή η σχεδόν ισόθερμη άνοδος μανδυακού πετρώματος συναντά πιέσεις τόσο χαμηλές ώστε οι σχετιζόμενες θερμοκρασίες solidus να βρίσκονται κάτω από τις θερμοκρασίες του πετρώματος.

γίνει ορατή στην Ισλανδία, όπου ο ωκεάνιος φλοιός είναι επαρκώς παχύς και έτσι η κορυφή της ράχης αναδύεται πάνω από τη στάθμη της θάλασσας. Η ηφαιστειότητα σε ωκεάνιες ράχες προκαλείται από *τήξη με μείωση πίεσης*. Καθώς δύο γειτονικές λιθοσφαιρικές πλάκες απομακρύνονται, πέτρωμα του θερμού μανδύα ανέρχεται για να γεμίσει το κενό. Η θερμοκρασία του ανερχόμενου πετρώματος είναι σχεδόν σταθερή, αλλά η πίεσή του μειώνεται. Η πίεση $p$ του πετρώματος στον μανδύα δίνεται από την απλή υδροστατική εξίσωση

$$p = \rho g y, \tag{1.1}$$

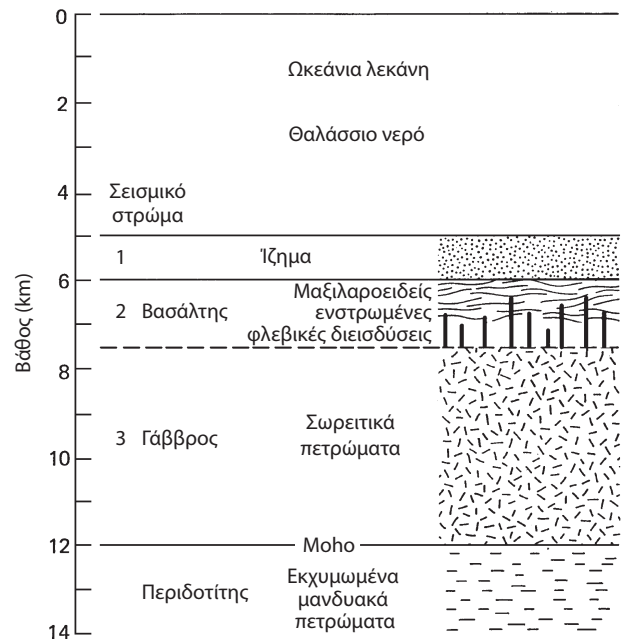
όπου $\rho$ είναι η πυκνότητα του μανδυακού πετρώματος, $g$ η επιτάχυνση της βαρύτητας και $y$ το βάθος. Η θερμοκρασία solidus (η θερμοκρασία στην οποία αρχίζει να τήκεται το πέτρωμα) μειώνεται καθώς μειώνεται η πίεση. Όταν η θερμοκρασία του ανερχόμενου μανδυακού πετρώματος εξισωθεί με τη θερμοκρασία solidus, συμβαίνει τήξη, όπως φαίνεται στο Σχ. 1.5. Το ανερχόμενο μανδυακό πέτρωμα περιέχει μια βασαλτική συνιστώσα χαμηλού σημείου τήξης. Αυτή η συνιστώσα τήκεται για να σχηματιστεί ο ωκεάνιος φλοιός.

**Πρόβλημα 1.2**

Σε ποιο βάθος ανερχόμενο μανδυακό πέτρωμα με θερμοκρασία 1600 K θα τηχθεί αν η εξίσωση της θερμοκρασίας solidus $T$ είναι

$$T(\mathrm{K}) = 1500 + 0{,}12p\ (\mathrm{MPa}).$$

Υποθέτουμε $\rho = 3300\ \mathrm{kg\ m^{-3}}$, $g = 10\ \mathrm{m\ s^{-2}}$ και ότι το μανδυακό πέτρωμα ανέρχεται σε σταθερή θερμοκρασία.




**Σχήμα 1.6**: Χαρακτηριστική δομή του ωκεάνιου φλοιού, υπερκείμενου της ωκεάνιας λεκάνης και υποκείμενου του απεμπλουτισμένου μανδυακού πετρώματος.

Το *μάγμα* (τηγμένο πέτρωμα) που παράγεται από μερική τήξη κάτω από μια ωκεάνια ράχη είναι ελαφρύτερο από το εναπομένον μανδυακό πέτρωμα, και δυνάμεις άνωσης το ωθούν προς τα πάνω στην επιφάνεια της γειτονιάς της κορυφής της ράχης. Μαγματικοί θάλαμοι σχηματίζονται, θερμότητα χάνεται προς τον ωκεάνιο πυθμένα και αυτό το μάγμα στερεοποιείται για να σχηματίσει τον ωκεάνιο φλοιό. Σε κάποιες περιοχές τμήματα ωκεάνιου φλοιού και υποκείμενος μανδύας έχουν ανέλθει στην επιφάνεια. Αυτοί οι σχηματισμοί είναι γνωστοί ως *οφιόλιθοι* και εμφανίζονται σε περιοχές όπως η Κύπρος, η Νέα Γη, το Ομάν και η Νέα Γουινέα. Επιτόπιες μελέτες οφιόλιθων παρείχαν μια λεπτομερή κατανόηση του ωκεάνιου φλοιού και του υποκείμενου μανδύα. Χαρακτηριστικός ωκεάνιος φλοιός παρουσιά-

**Πίνακας 1.1**: Χαρακτηριστικές συστάσεις (% κατά βάρος) σημαντικών τύπων πετρώματος

| | Γρανίτης | Διορίτης | Κλαστικά ιζήματα | Ηπειρωτ. φλοιός | Βασάλτης | Χαρτσβ/ίτης | «Πυρόλιθος» | Χονδρίτης |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 70,8 | 57,6 | 70,4 | 61,7 | 50,3 | 45,3 | 46,1 | 33,3 |
| $Al_2O_3$ | 14,6 | 16,9 | 14,3 | 15,8 | 16,5 | 1,8 | 4,3 | 2,4 |
| $Fe_2O_3$ | 1,6 | 3,2 | — | — | — | — | — | — |
| FeO | 1,8 | 4,5 | 5,3 | 6,4 | 8,5 | 8,1 | 8,2 | 35,5 |
| MgO | 0,9 | 4,2 | 2,3 | 3,6 | 8,3 | 43,6 | 37,6 | 23,5 |
| CaO | 2,0 | 6,8 | 2,0 | 5,4 | 12,3 | 1,2 | 3,1 | 2,3 |
| $Na_2O$ | 3,5 | 3,4 | 1,8 | 3,3 | 2,6 | — | 0,4 | 1,1 |
| $K_2O$ | 4,2 | 3,4 | 3,0 | 2,5 | 0,2 | — | 0,03 | — |
| $TiO_2$ | 0,4 | 0,9 | 0,7 | 0,8 | 1,2 | — | 0,2 | — |

ζεται στο Σχ. 1.6. Ο φλοιός χωρίζεται στα στρώματα 1, 2 και 3, τα οποία αρχικά σχετίζονται με διαφορετικές σεισμικές ταχύτητες, αλλά ακολούθως αναγνωρίζονται με βάση τη σύστασή τους. Το στρώμα 1 αποτελείται από ιζήματα που βρίσκονται εναποτεθειμένα στα ηφαιστειακά πετρώματα των στρωμάτων 2 και 3. Το πάχος των ιζημάτων αυξάνεται με την απόσταση από την κορυφή της ράχης. Ένα χαρακτηριστικό πάχος είναι 1 km. Τα στρώματα 2 και 3 αποτελούνται από βασαλτικά πετρώματα σχεδόν ομοιόμορφης σύστασης. Μια χαρακτηριστική σύσταση ενός ωκεάνιου βασάλτη δίνεται στον Πίνακα 1.1.

Ο βασάλτης αποτελείται κυρίως από δύο πετρογενετικά ορυκτά, το πλαγιόκλαστο (κατηγορία αστρίου) και τον πυρόξενο. Το πλαγιόκλαστο αποτελείται κατά 50% έως 85% από ανορθίτη ($CaAl_2Si_2O_8$) και κατά 15% έως 50% από αλβίτη ($NaAlSi_3O_8$). Ο πυρόξενος είναι πλούσιος σε διοψίδιο ($CaMgSi_2O_6$). Το στρώμα 2 του ωκεάνιου φλοιού αποτελείται από ηφαιστειακές εκχύσεις που έχουν αλληλεπιδράσει με το θαλάσσιο νερό και έχουν σχηματίσει μαξιλαροειδείς λάβες και από ενστρωμένες φλεβικές διεισδύσεις. Ένα χαρακτηριστικό πάχος του στρώματος 2 είναι 1,5 km. Το στρώμα 3 αποτελείται από γάββρους και συναφή σωρειτικά πετρώματα που κρυσταλλώνονται απευθείας από τον μαγματικό θάλαμο. Οι γάββροι είναι αδρομερείς βασάλτες· το μέγεθος των μεγαλύτερων κόκκων οφείλεται σε ρυθμούς βραδύτερης ψύξης σε μεγαλύτερα βάθη. Το πάχος του στρώματος 3 είναι συνήθως 4,5 km.

Μελέτες οφιόλιθων δείχνουν ότι κάτω από τον ωκεάνιο φλοιό βρίσκεται κυρίως ένας τύπος περιδοτίτη που λέγεται χαρτσβουργίτης. Η συνήθης σύσταση του χαρτσβουργίτη δίνεται στον Πίνακα 1.1. Αυτός ο περιδοτίτης αποτελείται κυρίως από ολιβίνη και ορθοπυρόξενο. Ο ολιβίνης αποτελείται κατά περίπου 90% φορστερίτη ($Mg_2SiO_4$) και κατά περίπου 10% φαϋαλίτη ($Fe_2SiO_4$). Ο ορθοπυρόξενος είναι λιγότερο άφθονος και αποτελείται κυρίως από ενστατίτη ($MgSiO_3$). Συγκριτικά με τον βασάλτη, ο χαρτσβουργίτης περιέχει μικρότερες συγκεντρώσεις ασβεστίου και αργιλίου και πολύ μεγαλύτερες συγκεντρώσεις μαγνησίου. Ο βασάλτης του ωκεάνιου φλοιού με πυκνότητα 2900 kg $m^{-3}$ είναι βαρυτικά ευσταθής ως προς τον υποκείμενο περιδοτίτη που έχει πυκνότητα 3300 kg $m^{-3}$. Ο χαρτσβουργίτης έχει μεγαλύτερη (κατά $\simeq$ 500 K) θερμοκρασία τήξης από τον βασάλτη και, ως εκ τούτου, είναι περισσότερο δύστηκτος.

Επιτόπιες μελέτες οφιόλιθων υποδεικνύουν ότι ο χαρτσβουργίτης δεν κρυσταλλώνεται από τήξη. Αντ' αυτού, αποτελεί το κρυσταλλικό υπόλειμμα μετά την παραγωγή του βασάλτη από μερική τήξη. Η διεργασία μέσω της οποίας μερική τήξη παράγει τον βασαλτικό ωκεάνιο φλοιό, αφήνοντας ένα πυρίμαχο υπόλειμμα περιδοτίτη, αποτελεί παράδειγμα πυριγενούς *κλασμάτωσης*.

Οι τηγμένοι βασάλτες είναι λιγότερο πυκνοί από τον στερεό, δύστηκτο χαρτσβουργίτη και ανέρχονται στη βάση του ωκεάνιου φλοιού λόγω της άνωσής τους. Στη βάση του φλοιού σχηματίζουν έναν μαγματικό θάλαμο. Από τη στιγμή που οι δυνάμεις οι οποίες προκαλούν την τεκτονική των λιθοσφαιρικών πλακών δρουν στην ωκεάνια λιθόσφαιρα, παράγουν μια προκαλούμενη από το ρευστό ρωγμή στην κορυφή της ράχης. Ο τηγμένος βασάλτης ρέει διαμέσου αυτής της ρωγμής, με αποτέλεσμα το άδειασμα του μαγματικού θαλάμου και τη δημιουργία επιφανειακών ροών. Αυτές οι επιφανειακές ροές αλληλεπιδρούν με το θαλάσσιο νερό και δημιουργούν μαξιλαροειδείς βασάλτες. Όταν ο μαγματικός θάλαμος αδειάσει, ο τηγμένος βασάλτης που απο-

μένει στη ρωγμή στερεοποιείται και σχηματίζει φλεβική διείσδυση. Το στερεοποιημένο πέτρωμα στη φλεβική διείσδυση αποτρέπει περαιτέρω μετακίνηση του τηγμένου βασάλτη, ο μαγματικός θάλαμος ξαναγεμίζει, και η διαδικασία επαναλαμβάνεται. Το χαρακτηριστικό πάχος μιας φλεβικής διείσδυσης στο σύμπλεγμα των κάθετων ενστρωμένων φλεβικών διεισδύσεων είναι 1 m.

Μια άλλη άμεση ένδειξη για τη σύσταση του μανδύα προέρχεται από τους *ξενόλιθους* που μεταφέρονται στην επιφάνεια σε διάφορες ηφαιστειακές ροές. Οι ξενόλιθοι είναι στερεά πετρώματα που φέρει μαζί του το μάγμα της ηφαιστειακής έκρηξης. Ξενόλιθοι των περιδοτιτών του μανδύα έχουν βρεθεί σε κάποιες βασαλτικές ροές στη Χαβάη και αλλού. Οι ξενόλιθοι του μανδύα μεταφέρονται επίσης στην επιφάνεια της Γης σε κιμπερλιτικές εκρήξεις. Πρόκειται για βίαιες εκρήξεις που σχηματίζουν σωλήνες κιμπερλίτη πλούσιους σε αδάμαντες.

Συμπεραίνουμε ότι η σύσταση του ανώτερου μανδύα είναι τέτοια ώστε οι βασάλτες να μπορούν να κλασματοποιηθούν και να αφήσουν ως υπόλειμμα χαρτσβουργίτη. Μια υποδειγματική σύσταση για το μητρικό μη απεμπλουτισμένο μανδυακό πέτρωμα ονομάζεται *πυρόλιθος* και η χημική του σύσταση δίνεται στον Πίνακα 1.1. Προκειμένου να δημιουργηθεί ο βασαλτικός ωκεάνιος φλοιός, πρέπει να συμβεί μερική τήξη του πυρόλιθου κατά περίπου 20%. Μη συμβατά στοιχεία όπως τα στοιχεία ουράνιο, θόριο και κάλιο, που παράγουν θερμότητα, δεν ταιριάζουν στις κρυσταλλικές δομές των κύριων ορυκτών του εναπομείναντος χαρτσβουργίτη και, ως εκ τούτου, κατανέμονται στο βασαλτικό μάγμα κατά τη διάρκεια της μερικής τήξης.

Στοιχεία που υποστηρίζουν τη σύσταση του μανδύα σε πυρόλιθο προέρχονται επίσης από μελέτες μετεωριτών. Η σύσταση του μανδύα σε πυρόλιθο προκύπτει αν υποθέσουμε ότι η Γη σχηματίστηκε από την προσαύξηση μητρικού υλικού όμοιου με τον Τύπο 1 των ανθρακούχων χονδριτικών μετεωριτών. Μια μέση σύσταση για έναν Τύπου 1 ανθρακούχο χονδρίτη δίνεται στον Πίνακα 1.1. Προκειμένου να επιτευχθεί η σύσταση του μανδύα σε πυρόλιθο, είναι αναγκαίο να απομακρυνθεί κατάλληλη ποσότητα σιδήρου ώστε να σχηματιστεί ο πυρήνας καθώς και κάποια πτητικά στοιχεία όπως το κάλιο.

Μια κλασμάτωση 20% του πυρόλιθου ώστε να σχηματιστεί ο βασαλτικός ωκεάνιος φλοιός και ένα υπόλειμμα χαρτσβουργίτη στον μανδύα εξηγεί τη χημεία των κύριων στοιχείων αυτών των συνιστωσών. Οι βασάλτες που δημιουργούνται σε μεγάλο ποσοστό του συστήματος των ωκεάνιων ραχών έχουν σχεδόν ομοιόμορφη σύσταση τόσο στα κύρια στοιχεία όσο και στα ιχνοστοιχεία. Αυτό αποτελεί αποδεικτικό στοιχείο ότι το μητρικό μανδυακό πέτρωμα από το οποίο κλασματώθηκε ο βασάλτης έχει επίσης σχεδόν ομοιόμορφη σύσταση. Ωστόσο, τόσο οι βασάλτες του κανονικού ωκεάνιου φλοιού όσο και το μητρικό μανδυακό τους πέτρωμα απεμπλουτίζονται συστηματικά σε μη συμβατά στοιχεία σε σύγκριση με τις υποδειγματικές χονδριτικές περίσσειες. Τα μη συμβατά στοιχεία που απουσιάζουν διαπιστώνεται ότι υπάρχουν στον ηπειρωτικό φλοιό.

Σεισμικές μελέτες έχουν χρησιμοποιηθεί για να προσδιορίσουμε το πάχος του ωκεάνιου φλοιού σε παγκόσμια βάση. Το πάχος του βασαλτικού ωκεάνιου φλοιού έχει μια σχεδόν σταθερή τιμή περίπου 6 km στο μεγαλύτερο μέρος της επιφάνειας των ωκεανών. Εξαιρέσεις αποτελούν περιοχές ασυνήθιστα ρηχής βαθυμετρίας όπως ο Βόρειος Ατλαντικός κοντά στην Ισλανδία, όπου ο ωκεάνιος φλοιός μπορεί να έχει πάχος μέχρι και 25 km. Το σχεδόν σταθερό πάχος του βασαλτικού ωκεάνιου φλοιού θέτει έναν σημαντικό περιορισμό στους μηχανισμούς της μερικής τήξης κάτω από την κορυφή της ράχης. Αν ο βασάλτης του ωκεάνιου φλοιού αναπαριστά μερική τήξη του 20%, το πάχος του απεμπλουτισμένου μανδύα κάτω από τον ωκεάνιο φλοιό είναι περίπου 24 km. Ωστόσο, αυτός ο απεμπλουτισμός είναι βαθμιαίος και έτσι ο βαθμός του απεμπλουτισμού μειώνεται με το βάθος.

## 1.4 Υποβύθιση

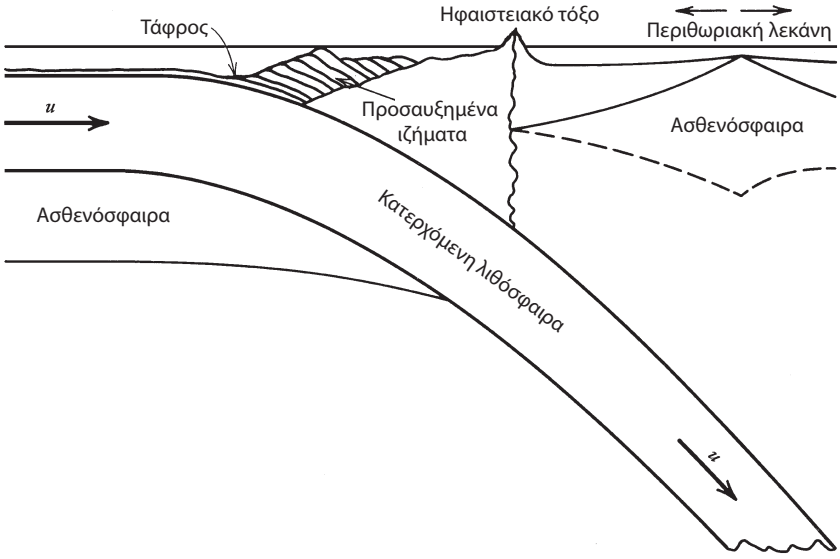
Καθώς η ωκεάνια λιθόσφαιρα απομακρύνεται από την ωκεάνια ράχη, ψύχεται, στερεοποιείται και γίνεται πιο πυκνή λόγω θερμικής συστολής. Αν και τα βασαλτικά πετρώματα του ωκεάνιου φλοιού είναι ελαφρύτερα από τα υποκείμενα μανδυακά πετρώματα, τα ψυχρότερα υποφλοιώδη πετρώματα στη λιθόσφαιρα γίνονται επαρκώς πυκνά ώστε να καθιστούν την παλαιά ωκεάνια λιθόσφαιρα αρκετά βαριά και, ως εκ τούτου, βαρυτικά ασταθή ως προς τα θερμά μανδυακά πετρώματα που βρίσκονται ακριβώς κάτω από τη λιθόσφαιρα. Ως αποτέλεσμα αυτής της βαρυτικής αστάθειας, η ωκεάνια λιθόσφαιρα καταρρέει και αρχίζει να βυθίζεται στο εσωτερικό της Γης σε ωκεάνιες τάφρους. Καθώς η λιθόσφαιρα κατέρχεται στον μανδύα, συναντά ολοένα και πιο πυκνά πετρώματα. Ωστόσο, τα πετρώματα της λιθόσφαιρας γίνονται επίσης ολοένα και πιο πυκνά ως αποτέλεσμα της αύξησης της πίεσης με το βάθος (τα

μανδυακά πετρώματα είναι συμπιεστά), και συνεχίζουν να είναι βαρύτερα από τα γειτονικά μανδυακά πετρώματα καθώς κατέρχονται στον μανδύα για όσο παραμένουν ψυχρότερα από τα περιβάλλοντα μανδυακά πετρώματα σε οποιοδήποτε βάθος. Αλλαγές φάσης στην κατερχόμενη λιθόσφαιρα και στον γειτονικό μανδύα, καθώς και μεταβολές στη σύσταση με το βάθος στον περιβάλλοντα μανδύα ενδέχεται να περιπλέξουν αυτή την απλή εικόνα της θερμικά επαγόμενης βαρυτικής αστάθειας. Ωστόσο, γενικά μιλώντας, η κατερχόμενη λιθόσφαιρα συνεχίζει να υποβυθίζεται για όσο παραμένει πυκνότερη από τα αμέσως γειτονικά μανδυακά πετρώματα σε οποιοδήποτε βάθος. Η υποβύθιση της ωκεάνιας λιθόσφαιρας σε μια ωκεάνια τάφρο παρουσιάζεται σχηματικά στο Σχ. 1.7.

Η αρνητική άνωση των πυκνών πετρωμάτων της κατερχόμενης λιθόσφαιρας έχει ως αποτέλεσμα μια προς τα κάτω δύναμη όγκου. Επειδή η λιθόσφαιρα συμπεριφέρεται ελαστικά, μπορεί να μεταδώσει τάσεις και δρα ως οδηγός τάσεων. Η δύναμη όγκου που δρα στην κατερχόμενη πλάκα μεταδίδεται στην επιφανειακή πλάκα, η οποία έλκεται προς την ωκεάνια τάφρο. Αυτή είναι μία από τις σημαντικές δυνάμεις που προκαλούν την τεκτονική των λιθοσφαιρικών πλακών και την ηπειρωτική μετατόπιση. Είναι γνωστή ως *έλξη υποβυθιζόμενης πλάκας*.

Πριν από την *υποβύθιση* η λιθόσφαιρα αρχίζει να κάμπτεται προς τα κάτω. Η κυρτή καμπυλότητα του ωκεάνιου πυθμένα καθορίζει την πλευρά της ωκεάνιας τάφρου προς τη θάλασσα. Η ωκεάνια λιθόσφαιρα κάμπτεται συνεχώς και διατηρεί τη δομική της ακεραιότητα καθώς διέρχεται από τη ζώνη υποβύθισης. Μελέτες ελαστικής κάμψης σε ζώνες υποβύθισης βρίσκονται σε καλή συμφωνία με τη μορφολογία κάποιων ζωνών υποβύθισης του άξονα της τάφρου προς τη θάλασσα (βλ. Ενότητα 3.17). Ωστόσο, υπάρχουν σαφώς σημαντικές αποκλίσεις από την απλή ελαστική ρεολογία. Κάποιες τάφροι παρουσιάζουν ένα αιχμηρό «άκρο» κοντά στον άξονα της τάφρου και αυτό έχει αποδοθεί σε μια ελαστική–απολύτως πλαστική ρεολογία (βλ. Ενότητα 7.11).

Ως αποτέλεσμα της κάμψης της λιθόσφαιρας, τα πετρώματα που είναι κοντά στην επιφάνεια υφίστανται εφελκυσμό, και προκύπτει συχνά δημιουργία ρηξιγενών τεμαχών. Αυτή η δημιουργία ρηξιγενών τεμαχών επιτρέπει σε ορισμένα από τα υπερκείμενα ιζήματα να παρασυρθούν στο άνω μέρος του βασαλτικού φλοιού. Κάποια από αυτά τα ιζήματα υποβυθίζονται στη συνέχεια μαζί με τα βασαλτικά πετρώματα του ωκεάνιου φλοιού, αλλά το υπόλειμμα αυτών των ιζημάτων αποσύρεται στη βάση της τάφρου. Αυτά τα ιζήματα σχηματίζουν ένα *πρίσμα προσαύξησης* (Σχ. 1.7) που διαμορφώνεται πάνω στην ήπειρο και εκτείνεται κατά μήκος της ωκεάνιας τάφρου. Ισοζύγια μάζας δείχνουν ότι μόνο ένα ποσοστό των ιζημάτων που συνιστούν το στρώμα 1 του ωκεάνιου φλοιού ενσωματώνονται σε πρίσματα προσαύξησης. Εφόσον αυτά τα ιζήματα προκύπτουν από τη διάβρωση των ηπείρων, η υποβύθιση των ιζημάτων απο-

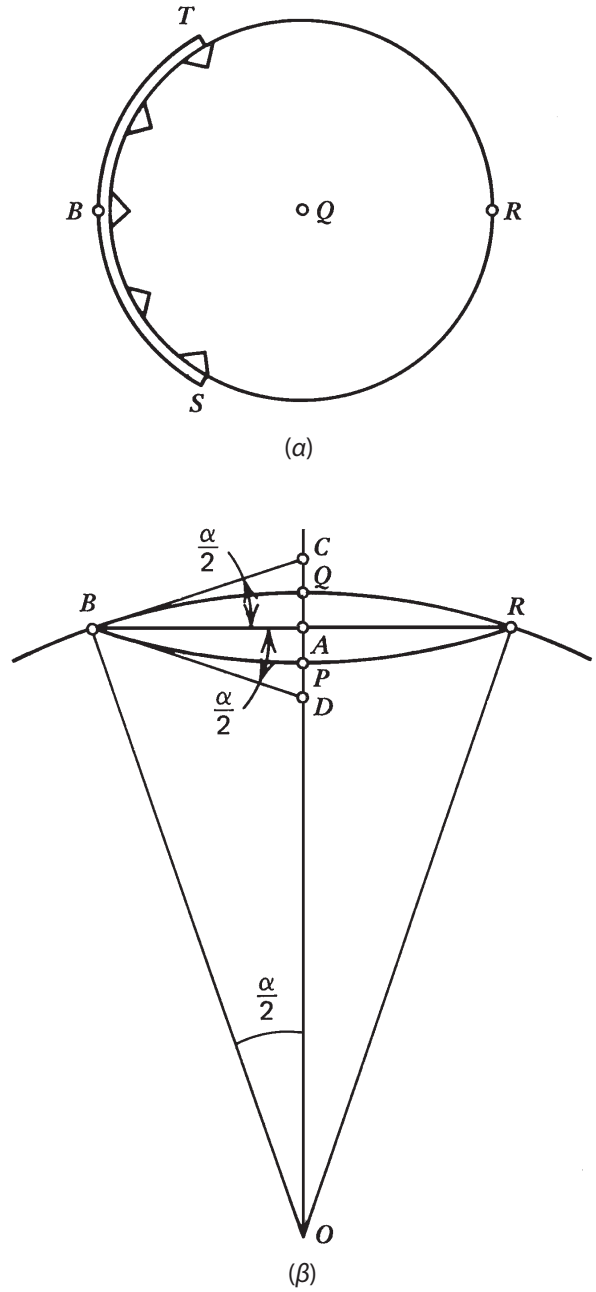



**Σχήμα 1.7**: Υποβύθιση της ωκεάνιας λιθόσφαιρας σε ωκεάνια τάφρο. Ιζήματα που σχηματίζουν το στρώμα 1 του ωκεάνιου φλοιού αποσύρονται στην ωκεάνια τάφρο και σχηματίζουν το πρίσμα προσαύξησης των ιζημάτων. Παρουσιάζονται επίσης η ηφαιστειακή γραμμή που σχετίζεται με την υποβύθιση και η περιθωριακή λεκάνη που κάποιες φορές σχετίζεται με την υποβύθιση.

τελεί έναν μηχανισμό για την υποβύθιση ηπειρωτικού φλοιού και την επιστροφή του στον μανδύα.

Η τοξοειδής δομή πολλών ωκεάνιων τάφρων (βλ. Σχ. 1.1) μπορεί να γίνει κατανοητή ποιοτικά με την *αναλογία της μπάλας του πινγκ πονγκ*. Αν κάνουμε εγκοπές σε μια μπάλα του πινγκ πονγκ, το ποσοστό της μπάλας με τις εγκοπές θα έχει την ίδια καμπυλότητα με την αρχική μπάλα, δηλαδή, θα βρίσκεται στην επιφάνεια μιας φανταστικής σφαίρας με την ίδια ακτίνα που έχει και η μπάλα όπως φαίνεται στο Σχ. 1.8. Η λιθόσφαιρα, καθώς κάμπτεται προς τα κάτω, αναμένεται να συμπεριφέρεται ως εύκαμπτο αλλά μη εκτατό λεπτό σφαιρικό κέλυφος. Σε αυτή την περίπτωση, η γωνία υποβύθισης $\alpha$ της λιθόσφαιρας στην τάφρο μπορεί να συσχετιστεί με την ακτίνα καμπυλότητας του νησιωτικού τόξου. Μια διατομή της ζώνης υποβύθισης φαίνεται στο Σχ. 1.8. Τα τρίγωνα $OAB$, $BAC$ και $BAD$ είναι όμοια ορθογώνια τρίγωνα και έτσι η γωνία που βαίνει από το κέντρο της Γης στην τομή της σφαίρας με την εγκοπή ισούται με τη γωνία υποβύθισης. Η ακτίνα καμπυλότητας της τομής με την εγκοπή, που ορίζεται ως η απόσταση του μεγάλου κύκλου $BQ$, είναι συνεπώς $a\alpha/2$, όπου $a$ είναι η ακτίνα της Γης. Η ακτίνα καμπυλότητας του τόξου της τάφρου των Αλεούτιων Νήσων είναι περίπου 2200 km. Αν θεωρήσουμε $a = 6371$ km, βρίσκουμε ότι $\alpha = 39{,}6^\circ$. Η γωνία υποβύθισης της κατερχόμενης λιθόσφαιρας κατά μήκος μεγάλου μέρους της τάφρου των Αλεούτιων Νήσων είναι περίπου $45^\circ$. Μολονότι η αναλογία με την μπάλα του πινγκ πονγκ παρέχει ένα πλαίσιο για την κατανόηση της τοξοειδούς δομής κάποιων τάφρων, πρέπει να τονίσουμε ότι άλλες τάφροι δεν έχουν τοξοειδή μορφή και έχουν ακτίνα καμπυλότητας που δεν βρίσκεται σε καλή συμφωνία με αυτή τη σχέση. Αλληλεπιδράσεις της κατερχόμενης λιθόσφαιρας με μια γειτονική ήπειρο ενδέχεται να προκαλέσουν την παραμόρφωση της κατερχόμενης λιθόσφαιρας και έτσι η αναλογία με την μπάλα του πινγκ πονγκ να μην είναι πλέον έγκυρη.

Οι ωκεάνιες τάφροι είναι οι θέσεις πολλών από τους ισχυρότερους σεισμούς. Αυτοί οι σεισμοί συμβαίνουν στη ζώνη ρήγματος που χωρίζει την κατερχόμενη λιθόσφαιρα από την υπερκείμενη λιθόσφαιρα. Μεγάλοι σεισμοί, όπως ο σεισμός στη Χιλή το 1960, ο σεισμός στην Αλάσκα το 1964, ο σεισμός στη Σουμάτρα το 2004 και ο σεισμός στην Ιαπωνία το 2011, προκάλεσαν στην ωκεάνια λιθόσφαιρα προς τα κάτω κίνηση περίπου 20 m και σε μήκος περίπου 350 km κατά μήκος της τάφρου. Ένα μεγάλο ποσοστό της σχετικής μετατόπισης μεταξύ της κατερχόμενης λιθόσφαιρας και της υπερκείμενης σφήνας του μανδύα φαίνεται ότι σχετίζεται με ισχυρούς σεισμούς αυτού του είδους. Μια χαρακτηριστική ταχύτητα




**Σχήμα 1.8**: Η αναλογία με τη μπάλα του πινγκ πονγκ της τοξωτής δομής μιας ωκεάνιας τάφρου. (*α*) Το πάνω σχήμα δείχνει την υποβύθιση κατά μήκος μιας τάφρου που εκτείνεται από το $S$ έως το $T$. Η τάφρος αποτελεί τμήμα ενός μικρού κύκλου με κέντρο το $Q$. (*β*) Διατομή της τομής με τις εγκοπές. Η $BQR$ είναι η αρχική σφαίρα, δηλαδή, η επιφάνεια της Γης. Η $BPR$ είναι η σφαίρα με τις εγκοπές, δηλαδή, η υποβυθισμένη λιθόσφαιρα. Η γωνία υποβύθισης $\alpha$ είναι η $CBD$. Το σημείο $O$ είναι το κέντρο της Γης.

υποβύθισης είναι $0{,}1\ \mathrm{m\ yr^{-1}}$ και έτσι ένας μεγάλος σεισμός με μετατόπιση $20\ \mathrm{m}$ αναμένουμε ότι θα συμβεί σε χρονικά διαστήματα των $200$ ετών περίπου.

Σεισμοί εντός της ψυχρής υποβυθισμένης λιθόσφαιρας εκτείνονται σε βάθη περίπου $660\ \mathrm{km}$. Οι θέσεις αυτών των σεισμών καθορίζουν τη δομή της κατερχόμενης πλάκας και είναι γνωστές ως *ζώνη Wadati–Benioff*. Τα σχήματα των ανώτερων ορίων διάφορων κατερχόμενων λιθοσφαιρών δίνονται στο Σχ. 1.9, όπου παρουσιάζονται επίσης οι θέσεις των τάφρων και των ηφαιστειακών αλυσίδων. Πολλές υποβυθισμένες λιθόσφαιρες έχουν γωνία υποβύθισης σχεδόν $45^\circ$. Στις Νέες Εβρίδες η γωνία είναι σημαντικά μεγαλύτερη ενώ στο Περού και στη Βόρεια Χιλή η γωνία υποβύθισης είναι μικρή.

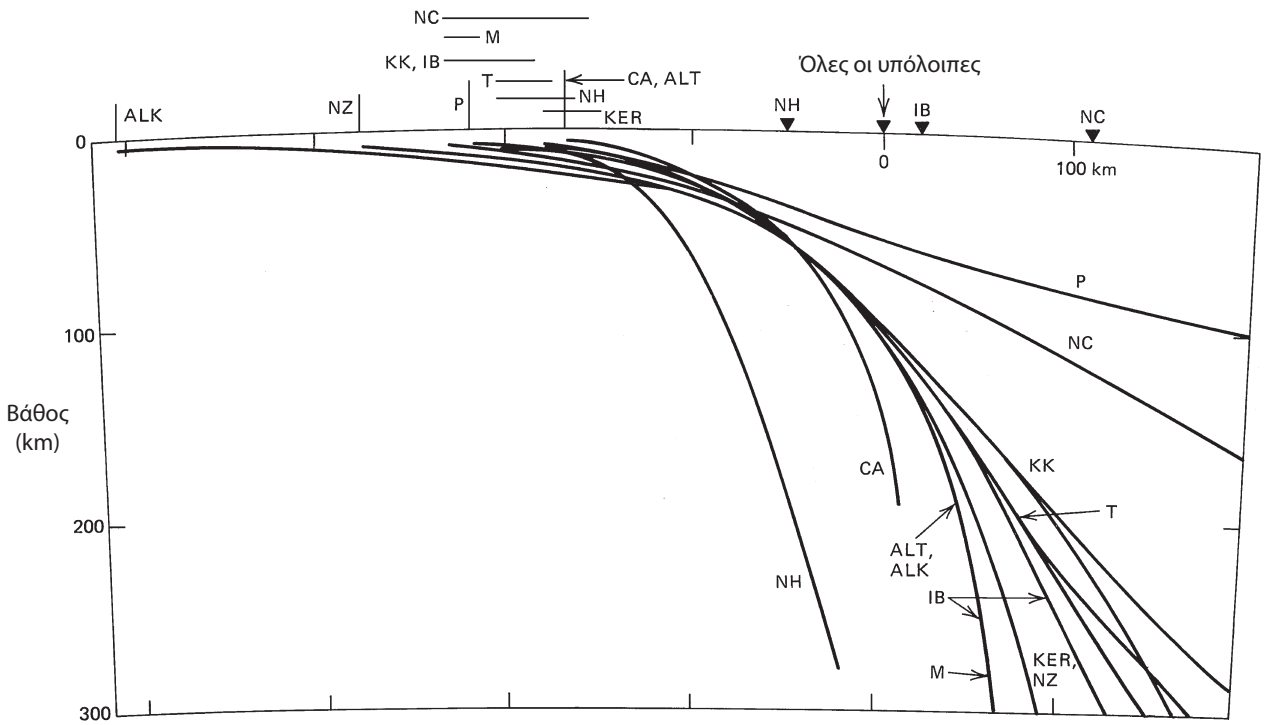
Η λιθόσφαιρα μοιάζει να κάμπτεται συνεχώς καθώς εισέρχεται σε μια ωκεάνια τάφρο και κατόπιν μοιάζει να ευθυγραμμίζεται και να κατέρχεται με σχεδόν σταθερή γωνία υποβύθισης. Ένα χαρακτηριστικό γνώρισμα κάποιων ζωνών υποβύθισης είναι η κατανομή της σεισμικότητας μεγάλου βάθους σε ζεύγη επιπέδων. Οι σεισμοί στην ανώτερη σεισμική ζώνη, κοντά στο άνω όριο της κατερχόμενης λιθόσφαιρας, σχετίζονται με συμπίεση. Οι σεισμοί εντός της κατερχόμενης λιθόσφαιρας σχετίζονται με εφελκυσμό. Αυτές οι διπλές σεισμικές ζώνες αποδίδονται στην «αναίρεση της κάμψης», δηλαδή, στην ευθυγράμμιση της κατερχόμενης λιθόσφαιρας. Οι διπλές σεισμικές ζώνες αποτελούν μια επιπλέον ένδειξη της ακαμψίας της υποβυθισμένης λιθόσφαιρας. Είναι επίσης ενδεικτικές των δυνάμεων που ασκούνται στην υποβυθισμένη λιθόσφαιρα οι οποίες την ευθυγραμμίζουν με αποτέλεσμα αυτή να κατέρχεται υπό μια χαρακτηριστική γωνία $45^\circ$.

Από τη στιγμή που η βαρυτική δύναμη όγκου που ασκείται στην υποβυθισμένη λιθόσφαιρα έχει κατεύθυνση προς τα κάτω, θα αναμέναμε ότι η γωνία υποβύθισης θα έπρεπε να είναι $90^\circ$. Στην πραγματικότητα, όπως φαίνεται στο Σχ. 1.9, η χαρακτηριστική γωνία υποβύθισης μιας ζώνης υποβύθισης είναι σχεδόν $45^\circ$. Μια εξήγηση είναι ότι η ωκεάνια λιθόσφαιρα «καταρρέει» και η τάφρος μετακινείται προς τον ωκεανό. Σε αυτή την περίπτωση, η γωνία υποβύθισης καθορίζεται από την κινηματική της ροής. Ενώ αυτή η εξήγηση είναι ικανοποιητική σε κάποιες περιπτώσεις, δεν έχει εδραιωθεί ότι όλες οι υποβυθίσεις λιθοσφαιρικών πλακών μπορούν να εξηγηθούν μέσω της κινηματικής των μανδυακών ροών. Μια εναλλακτική εξήγηση είναι ότι η υποβυθισμένη λιθοσφαιρική πλάκα υποστηρίζεται από την επαγόμενη ροή πάνω από την πλάκα. Η κατερχόμενη λιθόσφαιρα επάγει μια γωνιακή ροή στη μανδυακή σφήνα που βρίσκεται από πάνω της και οι δυνάμεις πίεσης που σχετίζονται με αυτή τη γωνιακή ροή έχουν ως αποτέλεσμα μια γωνία υποβύθισης σχεδόν $45^\circ$ (βλ. Ενότητα 6.11).

Ένα από τα πιο σημαντικά ερωτήματα στην τεκτονική των λιθοσφαιρικών πλακών είναι τι θα συμβεί στις κατερχόμενες πλάκες. Οι σεισμοί παύουν σε βάθος περίπου $660\ \mathrm{km}$, αλλά ο τερματισμός της σεισμικότητας δεν συνεπάγεται παύση της υποβύθισης. Πρόκειται για το βάθος μιας κύριας σεισμικής ασυνέχειας που σχετίζεται με μια αλλαγή φάσης στερεού–στερεού από σπινέλλιο σε περοβσκίτη και μαγνησιοβουστίτη· αυτή η αλλαγή φάσης θα μπορούσε να δρα ώστε να αποτρέπεται η διείσδυση της κατερχόμενης λιθόσφαιρας. Σε κάποιες περιπτώσεις η σεισμική δραστηριότητα εξαπλώνεται σε αυτό το βάθος και σε κάποιες περιπτώσεις όχι. Σεισμοί ρηχής υποβύθισης υποδεικνύουν εν γένει εφελκυστικές τάσεις ενώ οι βαθύτεροι σεισμοί υποδεικνύουν θλιπτικές τάσεις. Πρόκειται επίσης για ένδειξη μιας αντίστασης στην υποβύθιση. Οι σεισμικές ταχύτητες στην ψυχρή κατερχόμενη λιθόσφαιρα είναι σημαντικά μεγαλύτερες από εκείνες στον περιβάλλοντα θερμό μανδύα. Συστηματικές μελέτες της κατανομής των σεισμικών ταχυτήτων στον μανδύα είναι γνωστές ως *τομογραφία μανδύα*. Αυτές οι μελέτες έχουν δώσει παραδείγματα κατερχόμενης πλάκας που διαπερνά το βάθος των $660\ \mathrm{km}$.

Αυτό που συμβαίνει στη συνέχεια στην κατερχόμενη λιθοσφαιρική πλάκα έχει σημαντικές συνέπειες όσον αφορά τη μανδυακή συναγωγή. Από τη στιγμή που οι λιθοσφαιρικές πλάκες κατέλθουν στον *κατώτερο μανδύα*, σε βάθος κάτω από τα $660\ \mathrm{km}$, απαιτείται κάποια μορφή συναγωγής του *ολικού μανδύα*. Ολόκληρος ο ανώτερος μανδύας και τουλάχιστον ένα σημαντικό ποσοστό του κατώτερου μανδύα πρέπει να συμμετέχουν στον κύκλο της τεκτονικής των λιθοσφαιρικών πλακών. Το ποσοστό του κατώτερου μανδύα που συμμετέχει καθορίζεται από τα συστήματα ισοτόπων που θα δούμε στο Κεφάλαιο 10. Παρότι ενδέχεται να παρουσιάζεται αντίσταση στη συναγωγή σε βάθος $660\ \mathrm{km}$, είναι σαφές ότι ο κύκλος της τεκτονικής των λιθοσφαιρικών πλακών δεν περιορίζεται στον *ανώτερο μανδύα* πάνω από τα $660\ \mathrm{km}$.

Επιπλέον, με την υποβύθιση σχετίζεται και η *ηφαιστειότητα*. Μια αλυσίδα ηφαιστείων που βρίσκονται σε κανονικές μεταξύ τους αποστάσεις μοιάζει να ακολουθεί τον προσανατολισμό της ωκεάνιας τάφρου σε σχεδόν όλες τις περιπτώσεις. Ηφαίστεια αυτού του τύπου ενδέ-




**Σχήμα 1.9**: Τα σχήματα των ανώτερων ορίων των κατερχόμενων λιθοσφαιρών σε διάφορες ωκεάνιες τάφρους βασισμένα στις κατανομές των σεισμών. Οι ονομασίες των τάφρων είναι συντομευμένες για λόγους σαφήνειας (NH = Νέες Εβρίδες, CA = Κεντρική Αμερική, ALT = Αλεούτιοι Νήσοι, ALK = Αλάσκα, M = Μαριάνες Νήσοι, IB = Νήσοι Ίζου-Μπονίν, KER = Νήσοι Κερμαντέκ, NZ = Νέα Ζηλανδία, T = Τόνγκα, KK = Νήσοι Κουρίλες-Καμτσάτκα, NC = Βόρεια Χιλή, P = Περού). Οι θέσεις των ηφαιστειακών αλυσίδων παρουσιάζονται με τα μαύρα τρίγωνα. Οι θέσεις των τάφρων παρουσιάζονται είτε ως κατακόρυφη ευθεία είτε ως οριζόντια ευθεία αν η απόσταση τάφρου-ηφαιστειακής αλυσίδας είναι κυμαινόμενη (Isacks & Barazangi, 1977).

χεται να προκύψουν σε ένα νησιωτικό τόξο ή να εμφανιστούν στον ηπειρωτικό φλοιό (Σχ. 1.10). Τα ηφαίστεια βρίσκονται από 125 έως 175 km πάνω από την κατερχόμενη λιθοσφαιρική πλάκα, όπως φαίνεται στο Σχ. 1.9.

Δεν είναι καθόλου προφανές γιατί η ηφαιστειότητα σχετίζεται με την υποβύθιση. Η κατερχόμενη λιθόσφαιρα είναι ψυχρή σε σύγκριση με τον περιβάλλοντα μανδύα και, συνεπώς, πρέπει να λειτουργεί ως χοάνη θερμότητας παρά ως πηγή θερμότητας. Επειδή η ροή είναι προς τα κάτω, δεν μπορεί να παραχθεί μάγμα μέσω τήξης με μείωση πίεσης. Μία πηγή θερμότητας είναι η διασκόρπιση ενέργειας μέσω τριβών στη ρηξιγενή ζώνη μεταξύ της κατερχόμενης λιθόσφαιρας και του υπερκείμενου μανδύα. Ωστόσο, υπάρχουν διάφορα προβλήματα με τη δημιουργία μαγμάτων νησιωτικού τόξου μέσω θέρμανσης λόγω τριβής. Όταν τα πετρώματα είναι ψυχρά, οι τάσεις λόγω τριβών μπορεί να είναι μεγάλες και μπορεί να συμβεί σημαντική θέρμανση. Ωστόσο, όταν τα πετρώματα θερμαίνονται, οι τάσεις είναι μικρές και μοιάζει αδύνατο να προκληθεί σημαντική τήξη απλώς μέσω θέρμανσης λόγω τριβής.

Έχει προταθεί ότι αλληλεπιδράσεις μεταξύ της κατερχόμενης πλάκας και της επαγόμενης ροής στη σφήνα του υπερκείμενου μανδύα μπορούν να έχουν ως αποτέλεσμα επαρκή θέρμανση του κατερχόμενου ωκεάνιου φλοιού ώστε να παραχθεί τήξη. Ωστόσο, θερμικά μοντέλα της ζώνης υποβύθισης δείχνουν ότι υπάρχει μεγάλη δυσκολία στην παραγωγή επαρκούς θερμότητας για τη δημιουργία της παρατηρούμενης ηφαιστειότητας. Η υποβυθισμένη ψυχρή λιθοσφαιρική πλάκα αποτελεί πολύ μεγάλη χοάνη θερμότητας και πιέζει έντονα τις ισόθερμες πάνω από την πλάκα. Έχει υποστηριχθεί επίσης ότι νερό που απελευθερώνεται από τη θέρμανση ενυδατωμένων ορυκτών στον υποβυθισμένο ωκεάνιο φλοιό μπορεί να συνεισφέρει στην τήξη μέσω πίεσης της γραμμής solidus των κρυσταλλικών πετρωμάτων και των πετρωμάτων που είναι γειτονικά στη μανδυακή σφήνα. Ωστόσο, το κύριο σώμα των ηφαιστειακών πετρωμάτων στα νησιωτικά τόξα έχει σχεδόν βασαλτική σύσταση και εκρήγνυται σε θερμοκρασίες πολύ παραπλήσιες με τις θερμοκρασίες έκρηξης στα περιθώρια πρασαύξησης. Μελέτες της πετρολογίας των μαγμάτων νησιωτικού τόξου υποδεικνύουν ότι πρόκειται κυρίως για το αποτέλεσμα μερικής τήξης πετρωμάτων στη μαν-

δυακή σφήνα πάνω από την κατερχόμενη λιθόσφαιρα. Παρ' όλα αυτά, γεωχημικές ενδείξεις υποδεικνύουν ότι η μερική τήξη υποβυθισμένων ιζημάτων και ωκεάνιου φλοιού παίζει όντως σημαντικό ρόλο στην ηφαιστειότητα των νησιωτικών τόξων. Ισοτοπικές μελέτες έχουν δείξει πέρα από κάθε αμφιβολία ότι στη διαδικασία τήξης συμμετέχουν υποβυθισμένα ιζήματα. Επίσης, οι θέσεις των επιφανειακών ηφαιστειακών γραμμών έχουν άμεση γεωμετρική σχέση με τη γεωμετρία της υποβύθισης. Σε κάποιες περιπτώσεις που δύο γειτονικά τμήματα πλάκας υποβυθίζονται υπό διαφορετικές γωνίες, η ηφαιστειακή αλυσίδα μετατοπίζεται πιο μακριά από την τάφρο για το τμήμα που βυθίζεται με μικρότερη γωνία, διατηρώντας ωστόσο το βάθος κάτω από την ηφαιστειακή αλυσίδα σχεδόν σταθερό.

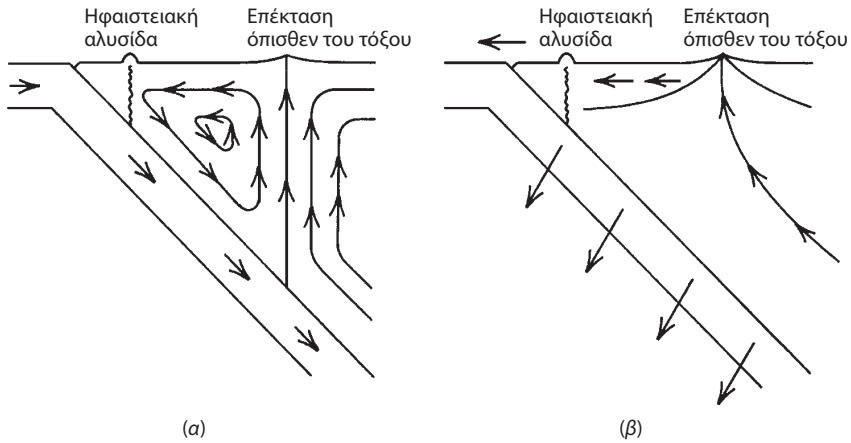
**Σχήμα 1.10**: Έκρηξη τέφρας και αερίων από το Όρος της Αγίας Ελένης, στην Ουάσινγκτον, στις 3 Απριλίου 1980. Το Όρος της Αγίας Ελένης αποτελεί τμήμα μιας ηφαιστειακής αλυσίδας, της οροσειράς Cascades, που δημιουργήθηκε από την υποβύθιση της λιθοσφαιρικής πλάκας Juan de Fuca κάτω από το δυτικό περιθώριο της πλάκας της Βόρειας Αμερικής (Washington Department of Natural Resources).

Οι διαδικασίες που σχετίζονται με τον υποβυθισμένο ωκεάνιο φλοιό πυροδοτούν καταφανώς την ηφαιστειότητα της ζώνης υποβύθισης. Ωστόσο, το κύριο μέρος της ηφαιστειότητας σχετίζεται άμεσα με την τήξη της μανδυακής σφήνας κατά τρόπο παρόμοιο προς την τήξη κάτω από το περιθώριο της πλάκας προσαύξησης. Μια πιθανή εξήγηση είναι ότι «ρευστά» από τον κατερχόμενο ωκεάνιο φλοιό επάγουν τήξη και δημιουργούν επαρκή άνωση στο μερικώς τηγμένο πέτρωμα της μανδυακής σφήνας ώστε να δημιουργηθεί μια ανερχόμενη ροή και να ενισχυθεί η τήξη με μείωση πίεσης Αυτή η διαδικασία ίσως είναι τριδιάστατη με ανερχόμενους διάπειρους που σχετίζονται με μεμονωμένα ηφαιστειακά κέντρα.

Σε κάποια συστήματα τάφρων υπάρχει πίσω από την ηφαιστειακή γραμμή ένα δευτερεύον περιθώριο προσαύξησης πλακών, όπως φαίνεται στο Σχ. 1.7. Αυτή η *επέκταση της οπισθοχώρας* έχει πολλές ομοιότητες με την επέκταση του ωκεάνιου πυθμένα που εμφανίζεται σε ωκεάνιες ράχες. Η σύσταση και η δομή του ωκεάνιου φλοιού που δημιουργείται είναι σχεδόν πανομοιότυπες. Η επέκταση της οπισθοχώρας δημιουργεί *περιθωριακές λεκάνες* όπως η Θάλασσα της Ιαπωνίας. Για την επέκταση της οπισθοχώρας έχει δοθεί ένα πλήθος εξηγήσεων. Μία υπόθεση είναι ότι η κατερχόμενη λιθόσφαιρα επάγει μια δευτερεύουσα κυψέλη συναγωγής, όπως φαίνεται στο Σχ. 1.11$\alpha$. Μια εναλλακτική υπόθεση είναι ότι η ωκεάνια τάφρος απομακρύνεται από τη γειτονική ήπειρο λόγω της «κατάρρευσης» της κατερχόμενης λιθόσφαιρας. Η επέκταση της οπισθοχώρας απαιτείται για να γεμίσει το κενό, όπως φαίνεται στο Σχ. 1.11$\beta$. Αν η γειτονική ήπειρος ωθείται προς την τάφρο, όπως στη Νότια Αμερική, δεν αναπτύσσονται περιθωριακές λεκάνες. Αν η γειτονική ήπειρος είναι στάσιμη, όπως στον δυτικό Ειρηνικό, η κατάρρευση της λιθόσφαιρας οδηγεί σε μια σειρά περιθωριακών λεκανών, καθώς η τάφρος μετακινείται προς τη θάλασσα. Υπάρχουν παρατηρησιακές ενδείξεις ότι τα κέντρα της εξάπλωσης της οπισθοχώρας βρίσκονται πάνω σε ηφαιστειακές γραμμές. Θέρμανση της λιθόσφαιρας στην ηφαιστειακή γραμμή προφανώς την εξασθενεί επαρκώς ώστε να υποκύπτει σε εφελκυστικές τάσεις.

**Πρόβλημα 1.3**

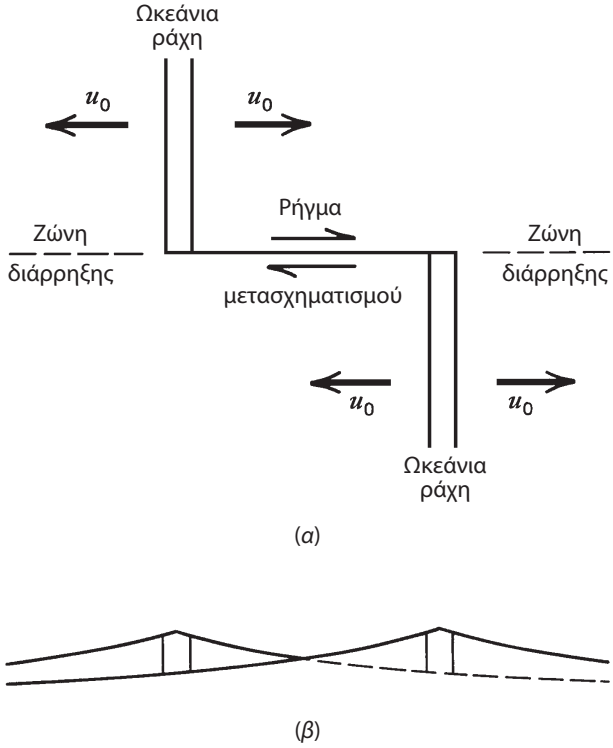
Αν υποθέσουμε ότι ο σημερινός ρυθμός υποβύθισης, $0{,}09\ \mathrm{m^2\ s^{-1}}$, ίσχυε και στο παρελθόν, ποιο πάχος ιζημάτων θα πρέπει να έχει υποβυθιστεί στα τελευταία 3 Gyr αν η μάζα των υποβυθισμένων ιζημάτων ισούται με το μισό της σημερινής μάζας των ηπείρων; Υποθέστε ότι η πυκνότητα των ηπείρων $\rho_c$ είναι $2700\ \mathrm{kg\ m^{-3}}$, η πυκνότητα των ιζημάτων $\rho_s$ είναι $2400\ \mathrm{kg\ m^{-3}}$, το ηπειρωτικό εμβαδόν $A_c$ είναι $1{,}9 \times 10^8\ \mathrm{km^2}$ και το μέσο ηπειρωτικό πάχος $h_c$ είναι $35\ \mathrm{km}$. Ένας κώδικας στο MATLAB για την επίλυση αυτού του προβλήματος δίνεται στο Παράρτημα Δ. Μια εισαγωγή στη χρήση του MATLAB δίνεται στην Ενότητα 11.2.




**Σχήμα 1.11**: Μοντέλα για τον σχηματισμό περιθωριακών λεκανών. (*α*) Δευτερεύουσα μανδυακή συναγωγή που επάγεται από την κατερχόμενη λιθόσφαιρα. (*β*) Ανερχόμενη συναγωγή που δημιουργείται από την κατάρρευση της κατερχόμενης λιθόσφαιρας και τη μετανάστευση της τάφρου προς τη θάλασσα.

## 1.5 Ρήγματα μετασχηματισμού

Σε κάποιες περιπτώσεις οι άκαμπτες λιθοσφαιρικές πλάκες γλιστρούν η μία δίπλα στην άλλη κατά μήκος *ρηγμάτων μετασχηματισμού*. Το σύστημα ωκεάνιων ραχών δεν είναι ένα συνεχές περιθώριο προσαύξησης· είναι, μάλλον, μια σειρά από τμήματα ραχών που μετατοπίζονται από ρήγματα μετασχηματισμού. Τα τμήματα ραχών είναι σχεδόν κάθετα προς τη διεύθυνση της επέκτασης, ενώ τα ρήγματα μετασχηματισμού είναι παράλληλα προς την διεύθυνση της επέκτασης. Αυτή η δομή παρουσιάζεται στο Σχ. 1.12*α*. Το ορθογώνιο σύστημα ράχης–ρήγματος μετασχηματισμού έχει αναπαραχθεί στο εργαστήριο με χρήση κεριού που στερεοποιείται στην εξωτερική επιφάνεια. Ακόμα και με αυτή την αναλογία, η βασική φυσική που δημιουργεί το ορθογώνιο μοτίβο δεν είναι κατανοητή. Η σχετική ταχύτητα σε ένα ρήγμα μετασχηματισμού είναι διπλάσια της ταχύτητας επέκτασης. Αυτή η σχετική ταχύτητα έχει ως αποτέλεσμα την εμφάνιση σεισμικότητας στο ρήγμα μετασχηματισμού μεταξύ των γειτονικών τομών της ράχης. Υπάρχει επίσης διαφορική κατακόρυφη κίνηση σε ρήγματα μετασχηματισμού. Καθώς ο ωκεάνιος πυθμένας επεκτείνεται απομακρυνόμενος από μια κορυφή ράχης, υποβυθίζεται. Από τη στιγμή που τα γειτονικά σημεία σε κάθε πλευρά του ρήγματος μετασχηματισμού βρίσκονται συνήθως σε διαφορετικές αποστάσεις από την κορυφή της ράχης όπου σχηματίστηκε ο φλοιός, οι ρυθμοί υποβύθισης στις δύο πλευρές διαφέρουν. Μια διατομή κατά μήκος ενός ρήγματος μετασχηματισμού δίνεται στο Σχ. 1.12*β*. Οι επεκτάσεις των ρηγμάτων μετασχηματισμού σε γειτονικές πλάκες είναι γνωστές ως *ζώνες διάρρηξης*. Αυτές οι ζώνες διάρρηξης είναι συχνά βαθιές κοιλάδες στον ωκεάνιο πυθμένα. Ένα τμήμα ωκεάνιου ρήγματος που δεν είναι κάθετο στην ταχύτητα επέκτασης εμφανίζεται ασταθές και μετασχηματίζεται στο ορθογώνιο μοτίβο.




**Σχήμα 1.12**: (*α*) Τμήματα μιας ωκεάνιας ράχης μετατοπίζονται από ένα ρήγμα μετασχηματισμού. (*β*) Διατομή κατά μήκος ενός ρήγματος μετασχηματισμού.

**Σχήμα 1.13**: Δορυφορική φωτογραφία του νησιού της Χαβάης. Στο νησί δεσπόζει το ενεργό ηφαίστειο Mauna Loa κοντά στο κέντρο του (NASA STS61A-50-0057).

Ένα ρήγμα μετασχηματισμού που συνδέει δύο τμήματα ράχης είναι γνωστό ως *μετασχηματισμός ράχης-ράχης*. Τα ρήγματα μετασχηματισμού μπορούν επίσης να συνδέουν δύο τμήματα μιας ωκεάνιας τάφρου. Σε κάποιες περιπτώσεις ένα άκρο του ρήγματος μετασχηματισμού τελειώνει σε ένα *σημείο τριπλής συμβολής* τριών επιφανειακών πλακών. Παράδειγμα αποτελεί το ρήγμα του Αγίου Ανδρέα στην Καλιφόρνια στο οποίο λαμβάνει χώρα πλευρική ολίσθηση μεταξύ της πλάκας του Ειρηνικού και της βορειοαμερικανικής πλάκας.

## 1.6 Θερμές κηλίδες και μανδυακά ανευρύσματα

Οι *θερμές κηλίδες* είναι ανώμαλες περιοχές επιφανειακής ηφαιστειότητας που δεν μπορούν να συσχετιστούν άμεσα με διεργασίες της τεκτονικής των λιθοσφαιρικών πλακών. Πολλές θερμές κηλίδες βρίσκονται αρκετά μέσα στο εσωτερικό των λιθοσφαιρικών πλακών· παράδειγμα αποτελεί η ηφαιστειότητα των Νήσων της Χαβάης (Σχ. 1.13). Άλλες θερμές κηλίδες βρίσκονται πάνω σε ωκεάνια ράχη ή κοντά της. Παράδειγμα τέτοιας ηφαιστειότητας είναι εκείνη που σχηματίζει την Ισλανδία. Πρόκειται για πολύ πιο πλούσια ηφαιστειότητα από τη συνήθη μιας ωκεάνιας ράχης· αυτή η ηφαιστειότητα είχε ως αποτέλεσμα έναν παχύ ωκεάνιο φλοιό και την ανύψωση της Ισλανδίας πάνω από τη στάθμη της θάλασσας.

Σε πολλές περιπτώσεις, θερμές κηλίδες βρίσκονται στο άκρο καλά ορισμένων ηφαιστειακών αλυσίδων ή ηφαιστειακών ραχών. Αυτές οι θερμές κηλίδες είναι γνωστές ως *ίχνη θερμής κηλίδας*. Το ίχνος θερμής κηλίδας που σχετίζεται με τη θερμή κηλίδα της Χαβάης είναι η αλυσίδα της υποθαλάσσιας οροσειράς Hawaiian–Emperor που εκτείνεται στην πλάκα του Ειρηνικού μέχρι τις Αλεούτιες Νήσους.

Δεν υπάρχει γενική συμφωνία ως προς τον συνολικό αριθμό των θερμών κηλίδων. Οι θέσεις τριάντα θερμών κηλίδων δίνονται στον Πίνακα 1.2, και είκοσι από τις πιο σημαντικές θερμές κηλίδες παρουσιάζονται στο Σχ. 1.14. Σε αυτό το σχήμα φαίνονται επίσης κάποια ίχνη θερμής κηλίδας. Σε κάποιες συλλογές θερμών κηλίδων παρατίθενται μέχρι και 120 θερμές κηλίδες (βλ. Σχ. 1.15). Ο ορισμός μιας θερμής κηλίδας τείνει να είναι αρκετά υποκειμενικός, ειδικότερα σε σχέση με

την ηφαιστειότητα πάνω σε όρια λιθοσφαιρικών πλακών ή κοντά σε αυτά. Θερμές κηλίδες εμφανίζονται τόσο στους ωκεανούς όσο και στις ηπείρους. Δεν φαίνεται να είναι ομοιόμορφα κατανεμημένες πάνω στην επιφάνεια της Γης. Υπάρχουν πολυάριθμες θερμές κηλίδες στην Αφρική και σχετικά λίγες στη Νότια Αμερική, τη Βόρεια Αμερική, την Ευρώπη και την Ασία.

**Πίνακας 1.2**: Θέσεις θερμών κηλίδων

| Θερμή κηλίδα | Υπερκείμενη πλάκα | Γ. πλάτος (μοίρες) | Γ. μήκος (μοίρες) |
|---|---|---|---|
| Χαβάη | Ειρηνικού | 20 | −157 |
| Σαμόα | Ειρηνικού | −13 | −173 |
| Αγ. Ελένη | Αφρικής | −14 | −6 |
| Βερμούδες | Β. Αμερικής | 33 | −67 |
| Πρασ. Ακρωτ. | Αφρικής | 14 | −20 |
| Ν. Πίτκαιρν | Ειρηνικού | −26 | −132 |
| MacDonald | Ειρηνικού | −30 | −140 |
| Marquesas | Ειρηνικού | −10 | −138 |
| Ταϊτή | Ειρηνικού | −17 | −151 |
| Ν. Πάσχα | Ειρ.-Νασ. | −27 | −110 |
| Reunion | Ινδικού | −20 | 55 |
| Yellowstone | Β. Αμερική | 43 | −111 |
| Γκαλάπαγκος | Νάσκα | 0 | −92 |
| Juan Fernandez | Νάσκα | −34 | −83 |
| Αιθιοπία | Αφρικής | 8 | 37 |
| Ascencion | Ν. Αμ.–Αφρ. | −8 | −14 |
| Afar | Αφρικής | 10 | 43 |
| Αζόρες | Ευρασίας | 39 | −28 |
| Ισλανδία | Β. Αμ.–Ευρ. | 65 | −20 |
| Μαδέρα | Αφρικής | 32 | −18 |
| Κανάρια | Αφρικής | 28 | −17 |
| Hoggar | Ινδ.–Αντ. | −49 | 69 |
| Μπουβέ | Αφρ.–Αντ. | −54 | 2 |
| Ν. Πρ. Εδουάρ. | Αφρ.–Αντ. | −45 | 50 |
| Eifel | Ευρασίας | 48 | 8 |
| San Felix | Νάσκα | −24 | −82 |
| Tibesti | Αφρικής | 18 | 22 |
| Τριναντάντε | Ν. Αμερικής | −20 | −30 |
| Tristan | Ν. Αμ.–Αφρ. | −36 | −13 |

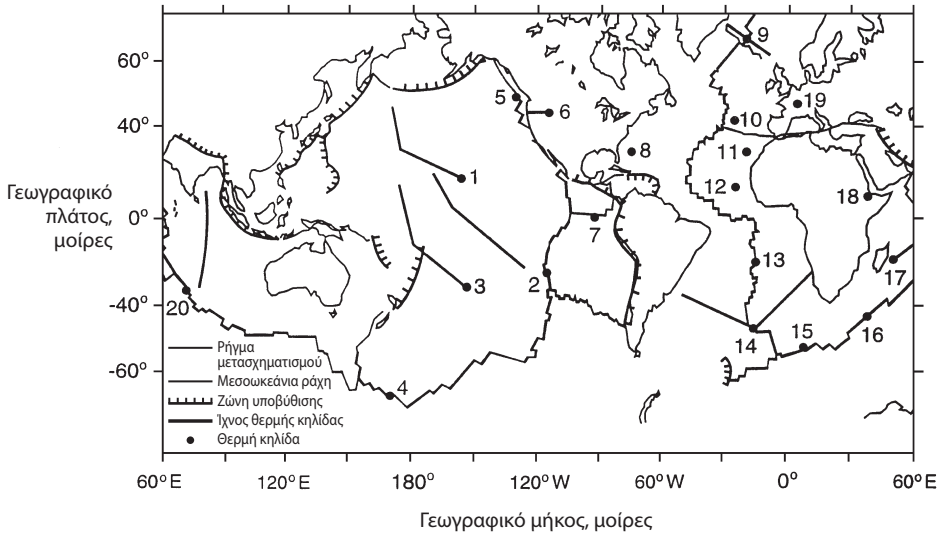
*Πηγή:* Σύμφωνα με Crough & Jurdy (1980).

Ο Jason Morgan (1971) απέδωσε την ηφαιστειότητα θερμών κηλίδων σε μια παγκόσμια διάταξη από βαθιά μανδυακά ανευρύσματα. Τα *μανδυακά ανευρύσματα* είναι ημικυλινδρικές αναβλύσεις υψηλής συγκέντρωσης θερμού μανδυακού πετρώματος και αντιπροσωπεύουν μια βασική μορφή μανδυακής συναγωγής. Τήξη με μείωση πίεσης στο θερμό ανερχόμενο πέτρωμα του ανευρύσματος παράγει τη βασαλτική ηφαιστειότητα που σχετίζεται με τις περισσότερες θερμές κηλίδες. Η υπόθεση της ύπαρξης χωρικά εντοπισμένων μανδυακών ανευρυσμάτων που πλήττουν τη βάση των κινούμενων λιθοσφαιρικών πλακών εξηγεί την προέλευση των ιχνών θερμής κηλίδας (βλ. Σχ. 1.16).

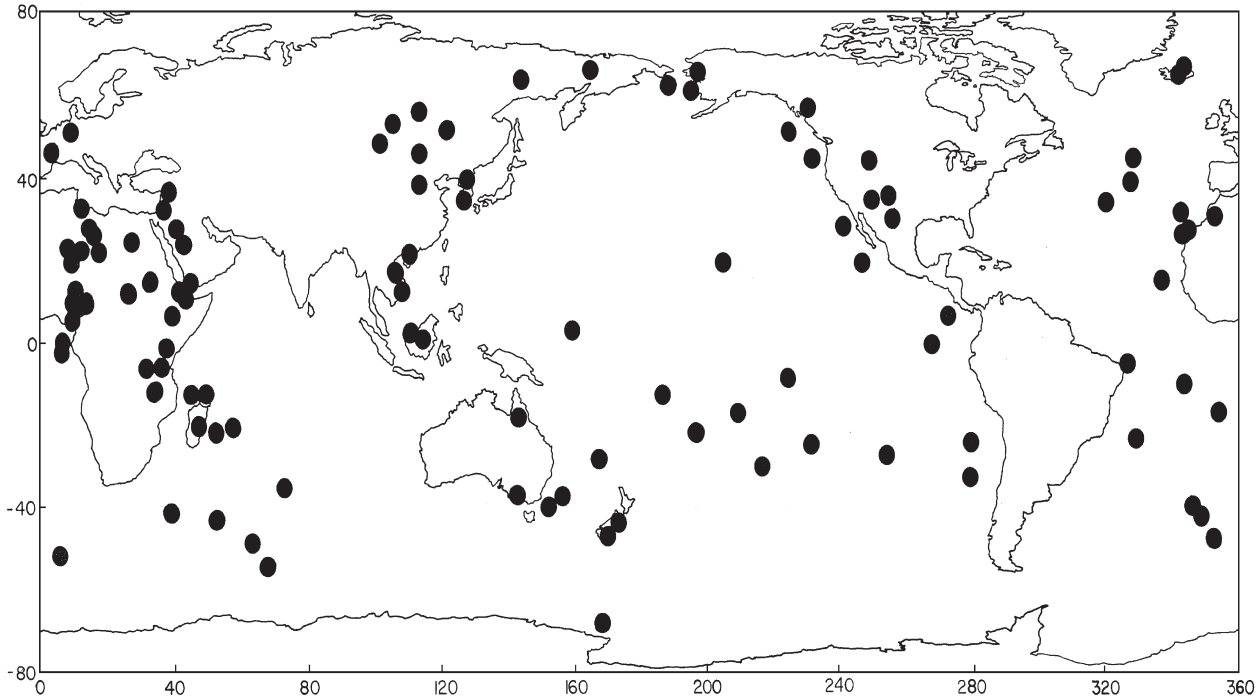
Το παράδειγμα πρωτοτύπου ενός ίχνους θερμής κηλίδας είναι η αλυσίδα Hawaiian–Emperor των ηφαιστειακών νησιών και των υποθαλάσσιων οροσειρών που φαίνεται στο Σχ. 1.17. Η σχετιζόμενη ηφαιστειότητα θερμής κηλίδας έχει ως αποτέλεσμα μια σχεδόν συνεχή ηφαιστειακή ράχη που εκτείνεται περίπου 4000 km από την περιοχή των Αλεούτιων Νήσων μέχρι το πολύ ενεργό ηφαίστειο Kilauea στο νησί της Χαβάης. Υπάρχει μια αξιοσημείωτα ομαλή ηλικιακή πρόοδος, με την ηλικία κάθε ηφαιστειακής ασπίδας να αυξάνεται συστηματικά καθώς αυξάνεται η απόσταση από το ηφαίστειο Kilauea. Ηλικίες που μετρήθηκαν άμεσα και ηλικίες που συνάγονται από τις μαγνητικές ανωμαλίες του ωκεάνιου πυθμένα δίνονται στο Σχ. 1.17. Αυτές οι ηλικίες δίνονται ως συνάρτηση της απόστασης από το Kilauea στο Σχ. 1.18 και συσχετίζονται πολύ καλά με έναν ρυθμό διάδοσης 90 mm $yr^{-1}$ στην πλάκα του Ειρηνικού.

Ένα εντυπωσιακό χαρακτηριστικό γνώρισμα αυτού του ίχνους είναι η καμπή που διαχωρίζει τον σχεδόν γραμμικό προσανατολισμό της αλυσίδας Emperor από τον σχεδόν γραμμικό προσανατολισμό της αλυσίδας της Χαβάης. Η καμπή στο ίχνος συνέβη στα 43 Ma περίπου όταν υπήρξε μια απότομη μετατόπιση στην κίνηση της πλάκας του Ειρηνικού. Αυτή η μετατόπιση ήταν μέρος ενός συνολικού επαναπροσανατολισμού των κινήσεων των πλακών σε μια χρονική διάρκεια λίγων εκατομμυρίων ετών και αποδόθηκε στην ηπειρωτική σύγκρουση μεταξύ της Ινδίας και της Ασίας, η οποία εμπόδισε την προς τον Βορρά κίνηση της ινδικής λιθοσφαιρικής πλάκας.

Πολλές θερμές κηλίδες σχετίζονται με γραμμικά ίχνη όπως φαίνεται στο Σχ. 1.14. Όταν παύουν να υπάρχουν οι σχετικές κινήσεις των πλακών, οι θερμές κηλίδες εμφανίζονται σχεδόν σε συγκεκριμένες μεταξύ τους θέσεις. Ωστόσο, δεν βρίσκονται, ασφαλώς, σε ακριβώς εντοπισμένες θέσεις. Συστηματικές μελέτες έχουν δείξει ότι η σχετική κίνηση μεταξύ θερμών κηλίδων ισούται με λίγα mm $yr^{-1}$. Αυτά τα αποτελέσματα είναι συνεπή με ανευρύσματα που ανέρχονται διαμέσου ενός μανδύα στον οποίο οι οριζόντιες ταχύτητες είναι περίπου μια τάξη μεγέθους μικρότερες από τις ταχύτητες των λιθοσφαιρικών πλακών.




**Σχήμα 1.14**: Θέσεις θερμών κηλίδων και ιχνών θερμών κηλίδων: 1, Χαβάη (Υποθαλάσσια οροσειρά Hawaiian–Emperor)· 2, Νήσος του Πάσχα (Νησιωτική αλυσίδα Τουαμότου)· 3, Υποθαλάσσια οροσειρά MacDonald (Νησιωτική αλυσίδα Austral–Gilbert–Marshall)· 4, Νήσος Bellany· 5, Υποθαλάσσια οροσειρά Cobb (Ράχη Juan de Fuca )· 6, Yellowstone (Κοιλάδα Snake River–Πλατώ Columbia)· 7, Νήσοι Γκαλάπαγκος: 8, Βερμούδες· 9, Ισλανδία· 10, Νήσοι Αζόρες· 11, Κανάριοι Νήσοι· 12, Νήσοι του Πράσινου Ακρωτηρίου· 13, Νήσος Αγίας Ελένης· 14, Tristan de Cunha (Ράχη του Rio Grande (δ), Ράχη Walvis (α))· 15, Νήσος Μπουβέ· 16, Νήσος Πρίγκιπα Εδουάρδου· 17, Νήσος Reunion (Πλατώ Μαυρίκιου, Ράχη Chagos–Lacadive)· 18, Afar· 19, Eifel· 20, Πλατώ Κεργκελέν (Ράχη Ninety-East).




**Σχήμα 1.15**: Κατανομή επιφανειακών θερμών κηλίδων, κέντρα ενδοπλακικής ηφαιστειότητας και ανώμαλη ηφαιστειότητα περιθωρίων των πλακών.