

ΣΥΝΕΔΡΙΑ ΤΗΣ 10<sup>ΗΣ</sup> ΦΕΒΡΟΥΑΡΙΟΥ 1994

ΠΡΟΕΔΡΙΑ ΘΕΜΙΣΤΟΚΛΗΣ ΔΙΑΝΝΕΛΙΔΗ

ΔΥΝΑΜΙΚΗ ΤΟΥ ΓΗ·Γ·ΝΟΥ ΦΛΟΙΟΥ ΣΤΟ ΠΑΓΚΟΣΜΙΟ  
ΠΛΑΙΣΙΟ ΤΗΣ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗΣ ΤΩΝ ΠΛΑΚΩΝ

ΟΜΙΛΙΑ ΤΟΥ ΑΚΑΔΗΜΑ·Γ·ΚΟΥ Κ. ΑΓΓΕΛΟΥ ΓΑΛΑΝΟΠΟΥΛΟΥ

*«The simplest explanation that fits all  
the facts is probably the correct one».*

*Scientist's Law of Occam's Razor*

Παλαιότερα ή Γεωδυναμική ασχολείτο με την μελέτη τών έσωτερικών και έξωτερικών φαινομένων τής Γής. Οί φυσικές διεργασίες πού συμβαίνουν στην επιφάνεια τής Γής θεωρούνταν ότι ήσαν άσχετες πρòς αυτές πού συμβαίνουν μέσα στην Γή. Σήμερα είναι γενικώς αποδεκτό ότι οί διεργασίες αυτές έχουν στενές σχέσεις μεταξύ τους. Έρευνήτες από διάφορους κλάδους έχουν παρουσιάσει ένδειξεις ότι πολλές από τις διεργασίες πού διαμορφώνουν τόν γήινο φλοιό μπορούν ν' αποδοθούν στην αντίδραση τών πετρωμάτων τού φλοιού σέ ένδογενείς δυνάμεις πού αναγκάζουν τεράστιες πλάκες τού φλοιού νά όλισθαίνουν καθ' όλη την επιφάνεια τής Γής. Ίστορικώς, ή θεωρία τών λιθοσφαιρικών πλακών είναι ή τελική διαμόρφωση δύο θεωριών: α) Περì Μεταθέσεως τών Ήπειρών (Continental Drift) και β) Περì Διευρύσεως τών Ώκεανών (Sea-floor Spreading). Η ένοποίηση αυτή από τόν Harry H. Hess και Robert S. Dietz (1961, 1962), πού όνομάσθηκε Τεκτονική τών Πλακών, συνδέει την Δυναμική τού φλοιού με άλλα φαινόμενα τής Γής. Με την εύρεία αποδοχή τής τεκτονικής τών πλακών, ή Γεωδυναμική μπορεϊ νά μελετηθεί σ' ένα πραγματικά Παγκόσμιο πλαίσιο. Η Τεκτονική τών Πλακών ήταν μιá επανάσταση στις Γεωεπιστήμες, όπως ήταν

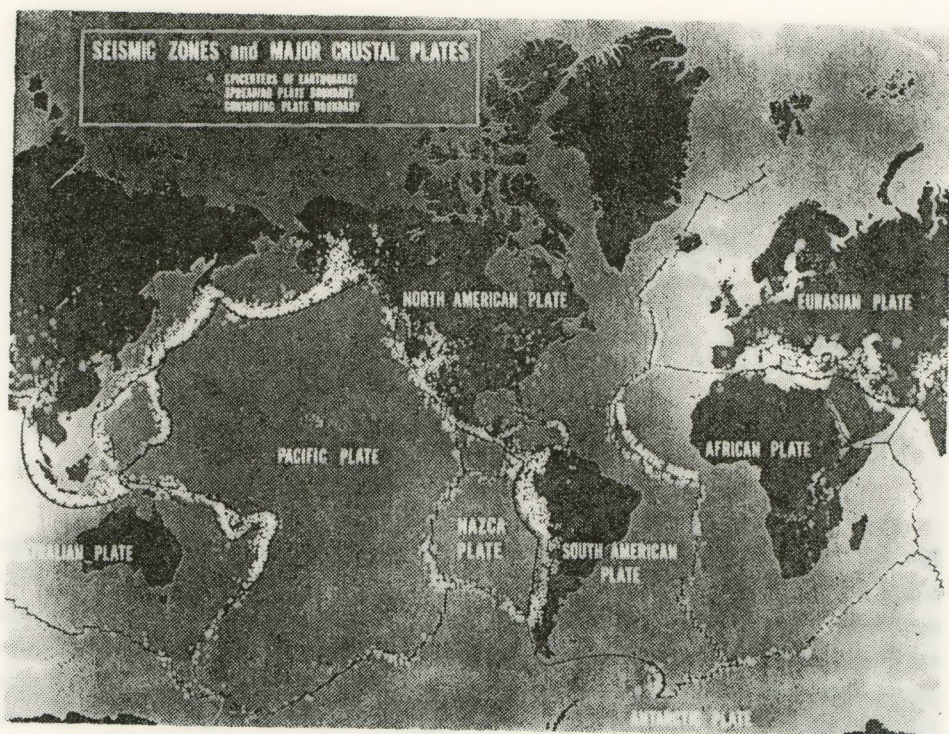
και η Έξελιξη στην Βιολογία και η Κβαντομηχανική στην Φυσική (Johnston, 1993).

Ός τεκτονική μπορεί να ορισθούν οι δυνάμεις και οι κινήσεις που διαμορφώνουν την επιφάνεια της Γης. Σύμφωνα με την θεωρία της τεκτονικής των πλακών, ο ανώτερος φλοιός της Γης αποτελείται από μικρό αριθμό λεπτών και σχεδόν ακάμπτων σφαιρικών καλυμμάτων ή πλακών που κινούνται οριζοντίως, σε σχέση ή μία προς την άλλη. Το όλικό των πλακών αποτελείται από στερεό πέτρωμα, και η περιοχή της Γης στην οποία εκτείνονται σε βάθος οι πλάκες είναι γνωστή με το όνομα λιθόσφαιρα. Η λιθόσφαιρα ολισθαίνει πάνω σ' ένα μερικώς μαλακό ανώτερο μανδύα της Γης που ονομάζεται ασθενόσφαιρα.

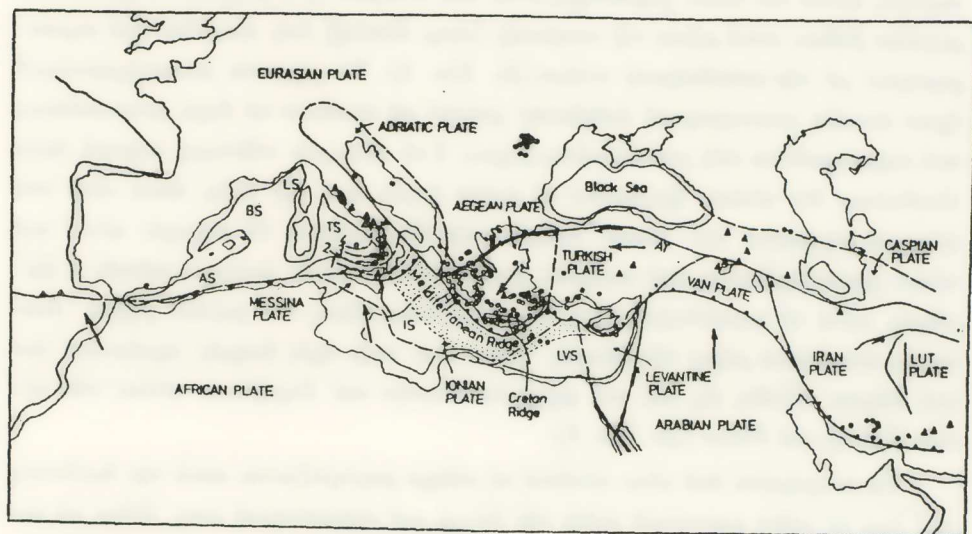
Η ζώνη που χωρίζει δύο πλάκες ονομάζεται παρυφή (plate boundary). Οι παρυφές των πλακών διαγράφονται περίπου από τα επίκεντρα των επιφανειακών σεισμών, δηλαδή είναι τοπικές ζώνες σεισμικής δράσεως. Αρχικώς, από την συμπαρομαρτούσα σεισμική δράση είχαν καθορισθεί όκτώ (8) πλάκες (βλ. Εικ. 1). Αργότερα προσετέθησαν και μικρότερες πλάκες, όπως π.χ. οι υπόπλακες (subplates), του Αιγαίου, της Τουρκίας και της ανατολικής Μεσογείου (βλ. Εικ. 2.) Κατά ταύτα, η Τεκτονική των Πλακών είναι κατ' αρχήν Θεωρία Σεισμικής Γεωγραφίας (Muir-Wood, 1993). Υπάρχουν τρεις βασικοί τύποι παρυφών: Οι μεσοωκεάνιες ράχεις που είναι περιοχές διευρύνσεως του γήινου φλοιού· οι τάφροι ή ζώνες συγκλίσεως και καταστροφής του ωκεανίου φλοιού και τα ρήγματα μετασχηματισμού (transform faults). Κάθε τύπος παρυφής συμπαρομαρτεί με όρισμένο είδος σεισμικότητας.

Αν και οι πλέον εμφανείς διαφορές τους είναι σεισμολογικές, οι τρεις ανώτερω τύποι παρυφής έλαβαν τα όνόματά τους από άλλα χαρακτηριστικά. Ράχεις ονομάζονται γιατί έχουν την τάση να εμφανίζονται στις κορυφές των υποθαλασίων όρεινων αλύσεων. Οι ράχεις είναι παρυφές διευρύνσεως, όπου σχηματίζεται καινούργια λιθόσφαιρα, και οι πλάκες απομακρύνονται από το σύστημα των τάφρων (rift system), όπου αναβλύζει το νέο όλικό<sup>1</sup>. Οι παρυφές αυτές είναι γνωστές και ως ζώνες άποκλίσεως (divergence zones). Οι λιθοσφαιρικές παρυφές αυτού του τύπου χαρακτηρίζονται από σεισμούς μικρού βάθους. Οι Τάφροι ή ζώνες καταδύσεως και καταστροφής, γνωστές και ως ζώνες συγκλίσεως (convergence zones), είναι παρυφές όπου ψυχρή και πυκνή λιθόσφαιρα βυθίζεται μέσα στον μανδύα. Οι τάφροι συνοδεύονται από ηφισιωτικά τόξα και νέες ήπειρωτικές παρυφές. Οι

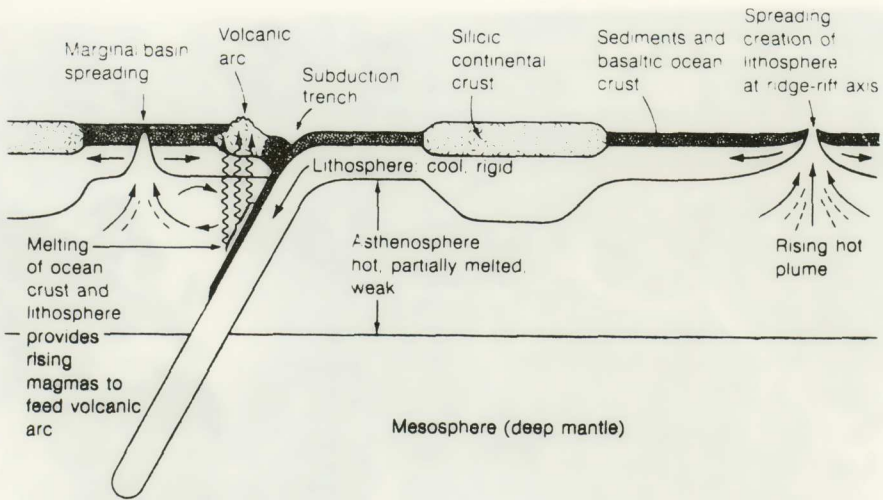
1. Υπολογίζεται ότι κάθε έτος εμφανίζεται νέο βασαλτικό όλικόν 50 δισεκατομμυρίων τόννων. Το όλικό αυτό καλύπτει επιφάνεια 2 km<sup>2</sup> περίπου, ήτοι 1/50.000.000 περίπου της όλικής επιφανείας της Γης.



Εικ. 1. 'Η άρχική ιδέα για τις μεγαλύτερες τεκτονικές πλάκες και την συμπαροματούσα σεισμική δράση (Courtesy of Geodynamics Committee, U. S. National Academy of Sciences).



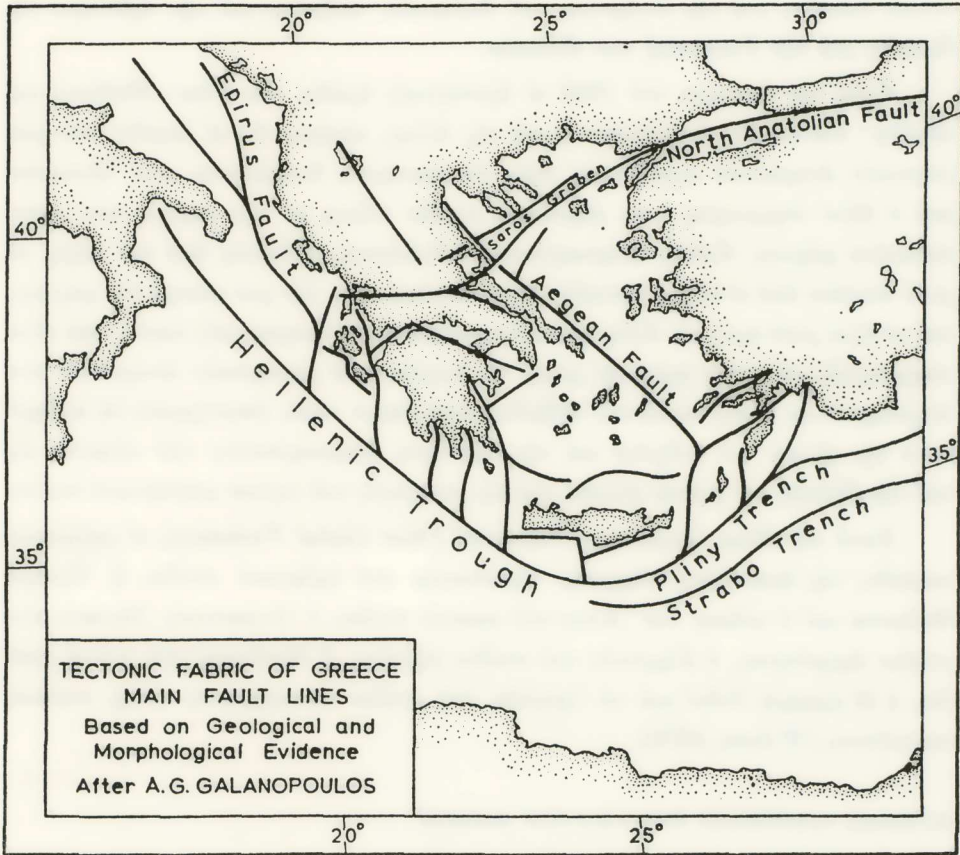
Εικ. 2. 'Η Νεοτεκτονική του 'Αλπικού Συστήματος ('Αναπαράγωγή από Dewey και άλλους 1973).



Εικ. 3. Έγκρασια τομή του άνωτέρου μανδύα. Η λιθόσφαιρα είναι πλάκα από στερεοποιημένο πέτρωμα που έφικπενύει στην μερικώς λωωμένη άσθενόσφαιρα. Κάτω από τους ώκεανούς ή λιθόσφαιρα έχει πάχος 70 χιλμ. περίπου, και κάτω από τις ήπειρους 100 έως 150 χιλμ. Το ψυχρό και άκαμπτο τμήμα τής ώκεανίου λιθοσφάιρας που βυθίζεται στις τάφρους καταδύσεως σχηματίζει ζώνη Benioff, όπου φιλοξενούνται οι έστίες σεισμών ένδιαμέσου και μεγάλου βάθους. Τα ήφαιστεια των νησιωτικών τόξων τροφοδοτούνται από το άνερχόμενο μάγμα που παράγεται από την τήξη του ώκεανίου φλοιού και τής λιθοσφάιρας (Frank Press και Raymond Siever, 1982).

παρρηές αυτού του τύπου χαρακτηρίζονται από σεισμικότητα μικροϋ, ένδιαμέσου και μεγάλου βάθους κατά μήκος τής σεισμικής ζώνης Benioff, ένός επιπέδου που συμπαρομαρτεϊ με την καταδύομενη πλάκα (βλ. Εικ. 3). Τα ρήγματα μετασχηματισμού έχον ποικίλη φυσιογραφική έκδήλωση· μπορεϊ να συνδέονν τα άκρα μετατοπίσεως που παρατηροϋνται στις μεσοωκεάνιες ράχεις, ή να είναι μία ουδέτερη παρρηή, όπου ολισθαίνονν δύο πλάκες οριζοντίως σε σχέση ή μία προς την άλλη, όπως είναι στο σύστημα ρηγμάτων του Άγιου Άνδρέα στην Καλλιφόρνια. Οι παρρηές αυτού του τύπου χαρακτηρίζονται από σεισμούς μικροϋ βάθους· στους σεισμούς αυτούς ή ολίσηση, κατά το μεγαλύτερο μέρος, είναι οριζόντια, όπως στο μεγάλο ρήγμα Άνατολίας στο βόρειο μέρος τής Μικράς Άσίας και στην προς δυσμάς προέκτασή του στο Βόρειο Αιγαίο, ως και στα ρήγματα Πλινίου και Στράβωνα νοτίως των νήσων Κρήτης και Ρόδου (βλ. Εικ. 4).

Τα πετρώματα που είναι πλούσια σε σίδηρο μαγνητίζονται κατά την διεύθυνση που έχει το γήινο μαγνητικό πεδίο την εποχή του σχηματισμού τους. Οϋτω τα πετρώματα αυτά παρέχον ένδείξεις για το πότε και πώς σχηματίσθηκε ένα έπιφα-



Εικ. 4. Οι κυριώτερες τεκτονικές διαρρήξεις του εδρυτέρου Έλληνικού χώρου (Galanopoulos, 1974).

νειακό στρώμα. Ο ωκεάνιος φλοιός σχηματίζεται από λάβες πλούσιες σε σίδηρο που αναβλύζουν από το εσωτερικό της Γης στα κέντρα διευρόνσεως του φλοιού. Καθώς φύχεται το λυμένο πέτρωμα κάτω από τους 600° - 700°, τα όρυκτα του σιδήρου εθθυγραμμίζονται μονίμως στην διεύθυνση του Γεωμαγνητικού πεδίου. Το γήινο μαγνητικό πεδίο, που δημιουργείται από την κυκλοφορία των υλικών του πυρήνα, αναστρέφθηκε πολλές φορές στο παρελθόν, σε διαστήματα της τάξεως των 100.000 ετών. Για να γίνει αναστροφή του γήινου μαγνητικού πεδίου, δηλαδή η αλλαγή των μαγνητικών πόλων κατά 180°, χρειάζονται κάθε φορά μερικές χιλιάδες χρόνια. Διασκοπήσεις των ωκεανών με πλοιορμουλκούμενα μαγνητόμετρα απέκλυψαν σχέδια από λωρίδες που αντιστοιχούν σε περιόδους κανονικού και ανάστροφου μαγνητισμού. Οι λωρίδες αυτές παρέχουν στον επιστημονικό κόσμο πει-

στικές ένδειξεις για την διεύρυνση του θαλασσίου πυθμένα, και την ορθότητα της θεωρίας για την Τεκτονική των Πλακών.

Κατά την διάρκεια του 1960 οι έρευνητικές ομάδες των Vine - Mathews και Morley - Larochele, ανεξάρτητα ή μιὰ της άλλης, εύρησαν ότι οι λωρίδες των μαγνητικών ανωμαλιών σχετίζονται προς τὰ φαινόμενα διεύρυνσεως των Ώκεανών, και ὁ ἄξων συμμετρίας τους συμπίπτει σχεδόν τέλεια με τὴν κορυφή των μεσο-ωκεανίων ράχων. Καθὼς ἀπομακρύνεται ὁ θαλάσσιος πυθμένας ἀπὸ τὴν ράχη, τὸ μισὸ περίπου ἀπὸ τὸ νεομαγνητισθὲν ὕλικὸ κινεῖται πρὸς τὴν μιὰ πλευρὰ τῆς ράχως, και τὸ ἄλλο μισὸ πρὸς τὴν ἄλλη· οὕτω σχηματίζονται δύο μαγνητικὲς ταινίες πού εἶναι συμμετρικὲς σὲ σχέση πρὸς τὴν ράχη. Οἱ λωρίδες των μαγνητικῶν ανωμαλιῶν πὸν παρατηροῦνται στοὺς ὠκεάνιους πυθμένες ἐπιτρέπουν στοὺς ἐπιστήμονες νὰ καθορίσουν τὴν ἡλικία τοῦ πυθμένα και τὴν ταχύτητα ἀπομακρύνσεως των πλακῶν, ὡς και τὴν ἐξέλιξη τοῦ γῆινου φλοιοῦ, και τὶς μεταβολὲς τοῦ γῆινου μαγνητικοῦ πεδίου.

Κατὰ τὴν Νέαν Παγκόσμιο Τεκτονική (New Global Tectonics), οἱ ρηξιγενεῖς κοιλάδες τῆς ἀνατολικῆς Ἀφρικῆς εὐρίσκονται στὸ ἐμβρυακὸ στάδιο, ἢ Ἐρυθρὰ Θάλασσα και ὁ κόλπος τοῦ Ἄντεν στὸ νεανικὸ στάδιο, ὁ Ἀτλαντικὸς Ὁκεανὸς στὸ στάδιο ὠριμότητος, ὁ Εἰρηρικὸς στὸ στάδιο γήρατος, ἢ Μεσόγειος στὸ τελικὸ στάδιο, ἢ δὲ γραμμὴ Ἰνδοῦ και τὰ Ἰμαλάια στὸ στάδιο ὑπολείμματος οὐλῆς παλαιᾶς συγκλίσεως (Wilson, 1970).

#### ΦΥΣΙΚΕΣ ΙΔΙΟΤΗΤΕΣ ΤΟΥ ΓΗΙΝΟΥ ΦΛΟΙΟΥ

Ὁ Γῆινος φλοιὸς ἀποτελεῖται ἀπὸ ἓνα στρώμα πάχους 3 ἕως 40 χιλμ. Ἐὰν τὸ στρώμα αὐτὸ εἶχε διανεμηθεῖ ὁμοιόμορφα πάνω στὴν γῆινη σφαῖρα, τὸ πάχος τοῦ γῆινου φλοιοῦ θὰ ἦταν περίπου 17 χιλμ. Ὁ φλοιὸς διακρίνεται ἀπὸ τὸν μανδύα ἀπὸ μιὰ μᾶλλον ἀπότομη και σαφὴ μεταβολὴ στὴν ταχύτητα των σεισμικῶν κυμάτων· ἢ μεταβολὴ αὐτὴ ὑποδεικνύει ὅτι κατὰ τὴν μετάβαση ἀπὸ τὸν φλοιὸ πρὸς τὸν μανδύα ὑπάρχει ἀντίστοιχος ἀπότομη μεταβολὴ στὴν ἀκαμψία των πετρωμάτων.

Ὁ φλοιὸς καθορίσθηκε ἀπὸ τὰ σεισμικὰ δεδομένα πολὺ πρὶν ἀναπτυχθεῖ ἡ τεκτονική των πλακῶν. Ἡ ἔλλειψη ἀκριβοῦς ἀντιστοιχίας μεταξὺ τοῦ σεισμικῶς καθορισμένου φλοιοῦ και τῆς λιθοσφαίρας, πὸν εἶναι ἓνα ἐξωτερικὸ ὀριακὸ θερμικὸ στρώμα, εἶναι ἀκόμη θέμα συζητήσεως γιὰ τοὺς λίγους γεωλόγους πὸν διατηροῦν ἐπιφυλάξεις γιὰ τὴν ἰσχύ τῆς νέας παγκοσμίου τεκτονικῆς των πλακῶν.

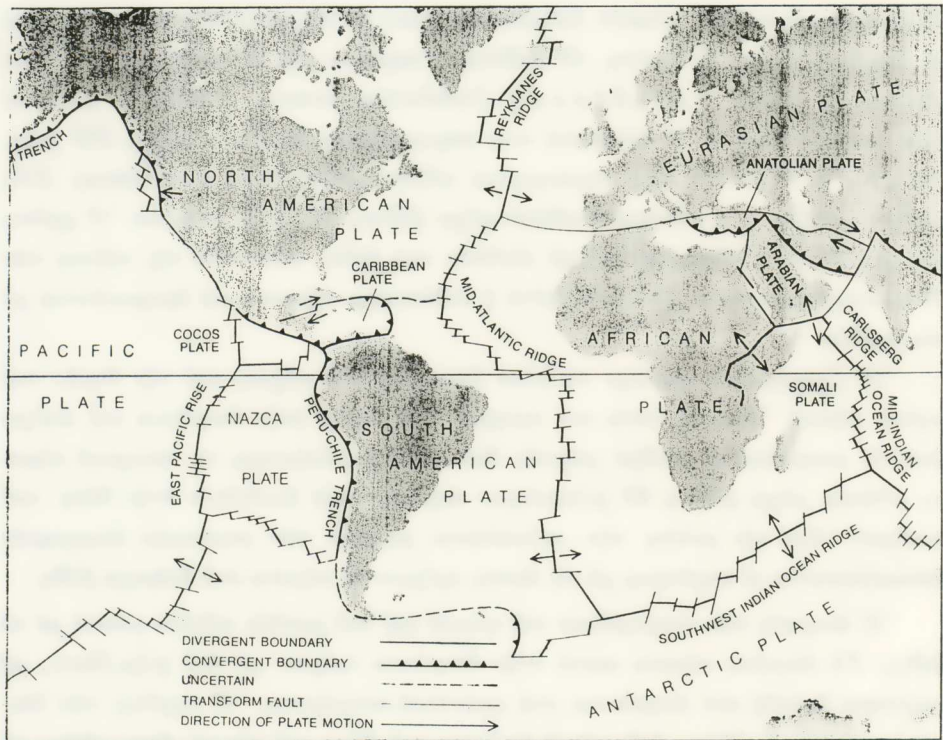
Οἱ πλάκες δὲν ἔχουν τὸ ἴδιο πάχος. Τὸ πάχος των πλακῶν κάτω ἀπὸ τοὺς ὠκεανὸς κυμαίνεται κατὰ μέσον ὄρο μεταξὺ 60 και 70 χιλμ., και κάτω ἀπὸ τὶς ἡπείρους ἀπὸ 100 ἕως 150 χιλμ. Οἱ πλάκες τείνουν νὰ εἶναι ἐσωτερικῶς ἄκαμπτες.

Ἡ παραμόρφωση τῶν πλακῶν ἐκδηλώνεται κατὰ τὸ πλεῖστον στὰ κρᾶσπεδά τους μὲ ἐλαστική κάμψη ἢ θραύση. Οἱ βαθύτερες περιοχὲς τῆς λιθοσφαιρας, πὸν εἶναι γνωστές ὡς ζῶνες καταδύσεως (*subduction zones*), βυθίζονται βραδέως στὸν ἀνώτερο μανδύα. Ἡ πλαστική τους παραμόρφωση ἀρχίζει σὲ βάθος 300 χιλμ. περίπου. Ἡ πλαστική τους συμπεριφορὰ ἀξάνει μὲ τὸ βάθος καταδύσεως. Στὶς ζῶνες καταδύσεως ἡ λιθόσφαιρα φθάνει μέχρι βάρους 700 χιλμ. περίπου. Ὁ χρόνος πὸν χρειάζεται ἡ λιθόσφαιρα γιὰ νὰ εἰσδύσει στὸ βάθος αὐτὸ εἶναι τῆς τάξεως τῶν 10 ἑκατομμυρίων ἐτῶν. Στὸ βάθος αὐτὸ ἡ λιθόσφαιρα τήκεται καὶ ἀφομοιώνεται μὲ τὸν μανδύα.

Ἡ Σεισμολογία παρέσχε τὰ μέσα ἐρμηνείας τοῦ πάχους καὶ τῆς δομῆς τοῦ γῆινου φλοιοῦ. Ὄταν ἡ ἐστία τοῦ σεισμοῦ εἶναι κοντὰ στὴν ἐπιφάνεια καὶ ἀπέχει ἀπὸ τὸν σεισμολογικὸ σταθμὸ μερικὲς ἑκατοντάδες χιλιόμετρα, τὰ σεισμικὰ κύματα φθάνουν μέχρι βάρους 60 χιλιομέτρων περίπου, πρὶν ἀναδυθῶν στὴν θέση τοῦ σταθμοῦ. Ἀπὸ τὴν μελέτη τῶν πολυπλόκων μορφῶν τῶν σεισμικῶν ἀναγραφῶν ἀποκαλύπτονται οἱ ταχύτητες μὲ τὶς ὁποῖες τρέχουν τὰ κύματα στὰ διάφορα βάθη.

Ἡ ἀκαμψία τῶν πετρωμάτων τοῦ φλοιοῦ καὶ τοῦ μανδύα ἀξάνει γενικὰ μὲ τὸ βάθος. Τὰ ἐπιμήκη κύματα κοντὰ στὴν ἐπιφάνεια τρέχουν μὲ 6,2 χιλμ./δευτ., μὲ ταχύτητα δηλαδὴ πὸν ἀναμένεται στὰ γρανιτικὰ πετρώματα. Ἡ ταχύτης τῶν ἐπιμήκων κυμάτων ἀξάνει βαθμιαῖα ἢ ἀπότομα στὴ βάση τοῦ φλοιοῦ, ὅπου φθάνει τὰ 7 χιλμ./δευτ. Ἡ ταχύτης αὐτὴ εἶναι περίπου αὐτὴ πὸν ἔχουν τὰ ἐπιμήκη κύματα στὰ βασालτικά στρώματα πὸν βρίσκονται σ' αὐτὸ τὸ βάθος. Στὸ ὄριο φλοιοῦ καὶ ἀνωτέρου μανδύα ἡ ταχύτης τῶν κυμάτων ἀξάνει ἀπότομα σὲ 8 χιλμ./δευτ. καὶ ἄνω, δηλαδὴ φθάνει στὴν ταχύτητα πὸν ἀναμένεται νὰ ἔχουν στὰ ὑπερβασικά πετρώματα. Ἀνάλογη ἀύξηση μὲ τὸ βάθος ὑφίστανται καὶ τὰ ἐγκάρσια κύματα. Ἡ ἐπιφάνεια ὅπου ἀξάνει ἀπότομα ἡ ταχύτης τῶν κυμάτων, δηλαδὴ ἡ ἐπιφάνεια πὸν χωρίζει τὸν φλοιὸ ἀπὸ τὸν μανδύα, ὀνομάζεται ἀσυνέχεια Mohorovicic, ἀπὸ τὸν Γιουγκοσλαῦο σεισμολόγο, πὸν πρῶτος ἀνεγνώρισε τὴν ἀσυνέχεια αὐτὴ ἀπὸ τὶς ἀναγραφὲς ἐπιφανειακῶν σεισμῶν τὸ 1909. Στὴν πράξη ἡ ἀσυνέχεια αὐτὴ ὀνομάζεται ἀπλῶς ἀσυνέχεια Moho ἢ ἀσυνέχεια M.

Στὰ ὄρια τῶν Ἑπειρῶν τὸ πάχος τοῦ φλοιοῦ, δηλαδὴ τὸ βάθος τῆς ἀσυνέχειας M, εἶναι αἰσθητῶς μικρότερο. Τὰ βασालτικά πετρώματα τοῦ κατωτέρου μέρους τῶν ἠπειρωτικῶν πλακῶν ἐκτείνεται στοὺς πυθμένας τῶν ὠκεανίων λεκανῶν ὡς βασालτικὸ στρώμα πάχους 5 ἕως 8 χιλμ. Δὲν ὑπάρχει γρανιτικὸς ὠκεάνιος φλοιός, παρὰ μόνο ἰζηήματα διαφόρου πάχους καὶ ὑδάτινο στρώμα μέσου βάρους 4 χιλμ. περίπου. Ὁλόκληρος ὁ ὠκεάνιος φλοιὸς σχηματίσθη ἀπὸ τὴν Ἰουράσιο περίοδο, δηλαδὴ στὴν



Εικ. 5. Τὰ ὅρια συγκλίσεως καὶ ἀποκλίσεως ἢ διευρύνσεως καὶ ἡ διεύθυνση ἀμοιβαίας κινήσεως τῶν μεγαλύτερων λιθοσφαιρικών πλακῶν τῆς Γῆς. Κατὰ τὸν Jean Francheteau (1983), ὁ πῶλος πὸν περιγράφει τὴν σχετικὴ κίνηση ζεύγους πλακῶν μπορεῖ νὰ μετατοπισθεῖ ἀρκετὲς φορὲς κατὰ τὴν διάρκειά τῆς ἱστορίας τῆς ἀλληλεπιδράσεώς τους.

διάρκεια 200 ἑκατομμυρίων ἐτῶν, μὲ διείσδυση λυωμένου ὕλικου τοῦ μανδῆα στὶς ὠκεάνιες ράχεις.

Οἱ σημερινὲς ὠκεάνιες λεκάνες σχηματίζονται μὲ διεύρυνση στὶς ζῶνες ἀποκλίσεως (βλ. Εἰκ. 5). Ὁ ὠκεάνιος φλοιὸς ἀνακνυλοῦται στὶς ζῶνες συγκλίσεως, σὲ διάστημα 200 ἑκατομμυρίων ἐτῶν περίπου, πὸν εἶναι τὸ 4<sup>ο</sup>/10 περίπου τῆς ἡλικίας τῆς Γῆς. Οἱ Ἠπειροὶ εἶναι ἐδκίνητες καὶ μόνιμες μορφές. Οἱ Ἠπειροὶ δὲν μποροῦν νὰ καταδοθοῦν. μποροῦν νὰ θρυμματισθοῦν, νὰ κινηθοῦν, νὰ ἀνασυγκροτηθοῦν, νὰ παραμορφωθοῦν, νὰ προστεθοῦν στὰ κράσπεδα ἄλλων Ἠπειρῶν, καὶ νὰ διαβρωθοῦν στὶς ἐπιφάνειές τους. Ἡ ἡλικία τῶν ἀρχαιότερων ἠπειρωτικῶν πετρωμάτων ἀνέροχεται σὲ 3,5 ἕως 3,7 δισεκατομμύρια ἔτη.

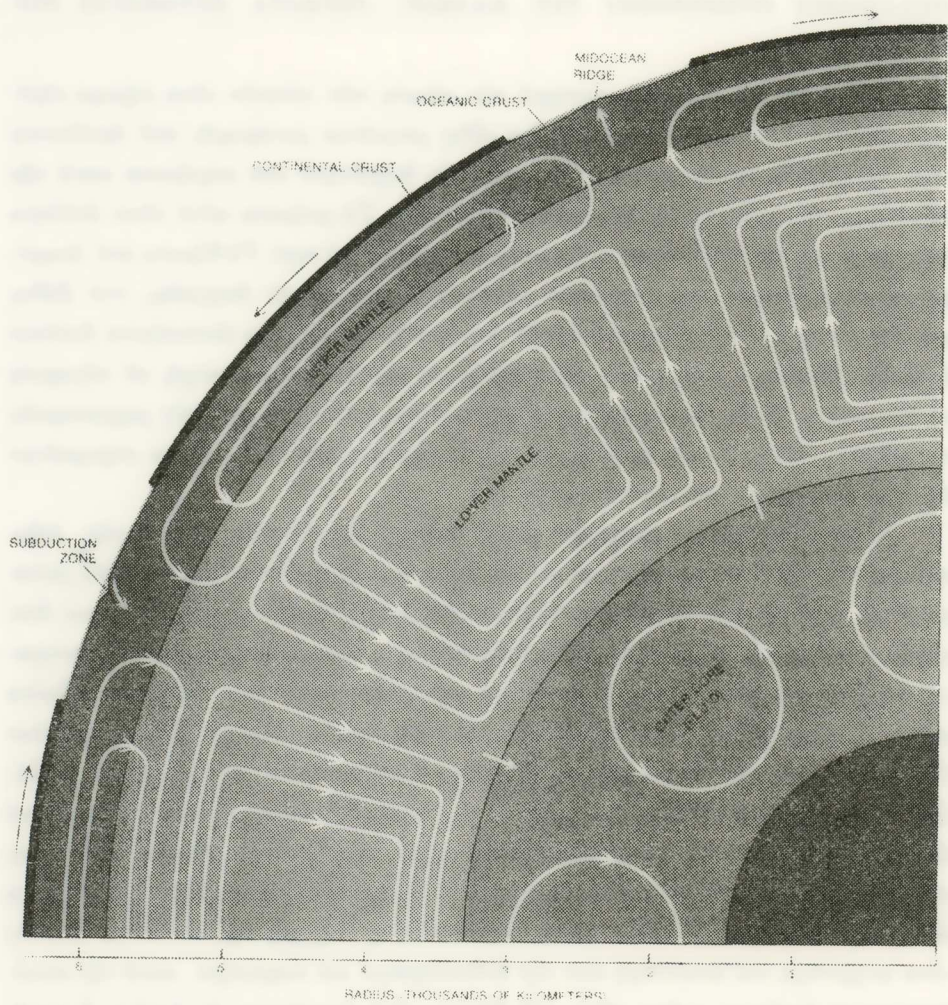


ΜΗΧΑΝΙΣΜΟΙ ΠΡΟΩΘΗΣΕΩΣ ΤΩΝ ΠΛΑΚΩΝ: ΡΕΥΜΑΤΑ ΜΕΤΑΦΟΡΑΣ ΤΟΥ ΜΑΝΔΥΑ

Για τὸν μηχανισμό πὸν συντηρεῖ τὴν κίνηση τῶν πλακῶν εἶναι σήμερα εὐρύτερα ἀποδεκτὸ ὅτι προέρχεται ἀπὸ ἓνα εἶδος ρευμάτων μεταφορᾶς πὸν ὀφείλονται στὴν πρωτογενῆ θερμότητα τῆς Γῆς, καὶ στὴν θερμότητα πὸν παράγεται κατὰ τὴν διάσπαση τῶν ραδιενεργῶν στοιχείων τοῦ μανδύα. Τὰ ρεύματα αὐτὰ εἶναι ἀνάλογα πρὸς αὐτὰ πὸν παρατηροῦνται σὲ θερμοανόμενη χύτρα μὲ νερό. Τὰ θέματα πὸν ἀναφέρονται στὴν διανομὴ τῶν ρευμάτων μεταφορᾶς, στὶς πηγὲς ἐνεργείας, στὸ βάθος καὶ στὴν φύση τοῦ λιθοσφαιρικοῦ ὀρικοῦ στρώματος εἶναι ἀκόμη ἀντικείμενα ἐντόνων ἐρευνῶν. Ἐπειδὴ ἡ λιθόσφαιρα συμπεριφέρεται ὡς ἄκαμπτη περιοχὴ, σὲ σύγκριση μὲ τὴν κάτω ἰξώδη ἀσθενόσφαιρα, ἡ περισσότερη συζήτηση γιὰ τοὺς μηχανισμοὺς προωθήσεως τῶν πλακῶν ἀναφέρεται στὶς ἐπιδράσεις τῶν ὑποκειμένων στρωμάτων ἐπὶ τῆς λιθόσφαιρας καὶ ἀντιστρόφως.

Μερικοὶ θεωρητικοὶ πιστεύουν ὅτι ἡ διαφορὰ πυκνότητος μεταξὺ τῆς λιθοσφαιρας καὶ τῆς ἀσθενόσφαιρας εἶναι ἓνας ἀπὸ τοὺς πρωτεύοντας μηχανισμοὺς μετακινήσεως τῶν πλακῶν. Τὸ βάθος στὸ ὁποῖον βυθίζεται ὁ ὠκεάνιος φλοιός, λόγω διαφορᾶς πυκνότητος, μέσα στὴν ἰξώδη ἀσθενόσφαιρα, εἶναι ἀνάλογος πρὸς τὴν τετραγωνικὴ ρίζα τῆς ἡλικίας του. Οὕτως, ἀπὸ τὴν τοπογραφία τοῦ ὠκεανίου πυθμένα μπορεῖ νὰ ἐκτιμηθεῖ ἡ ἡλικία τοῦ φλοιοῦ. Ὡκεάνιος φλοιὸς ἡλικίας 50 ἑκατομμυρίων ἐτῶν εὐρίσκεται στὴν ἀσθενόσφαιρα σὲ βάθος 5 χιλιομέτρων (Francheteau, 1983). Στὶς παρυφᾶς διευρύνσεως τοῦ φλοιοῦ τὸ θερμικῶς συντηρούμενο τοπογραφικὸ ἔξαγμα πὸν βρῖσκεται στὶς ὑποθαλάσσιες ράχεις παρέχει τὴν δύναμη βαρύτητας πὸν ἀπομακρύνει τὶς πλάκες ἀπὸ τὴν ράχη. Ἡ δύναμη αὐτὴ ἀποκαλεῖται  $\rho a c h i a i a \omega \theta \eta \sigma \eta$  (ridge push). Στὶς ζῶνες συγκλίσεως ἡ παρυφῆ τῆς ὠκεάνιας πλάκας εἶναι ψυχρότερη καὶ πυκνότερη ἀπὸ τὴν ἀσθενόσφαιρα καὶ παρασύρει κατὰ τὴν κατάδυσή της τὸ ὑπόλοιπο τμήμα αὐτῆς. Ἡ δύναμη αὐτὴ ἀναφέρεται ὡς  $\epsilon \lambda \xi \eta \eta \tau \rho \acute{\alpha} \beta \eta \gamma \mu a \tau \eta \varsigma \pi \lambda \acute{\alpha} \kappa a \varsigma$  (slab pull). Μιὰ ἄλλη δύναμη προωθήσεως τῶν πλακῶν εἶναι τὸ  $\zeta \epsilon \upsilon \gamma o \varsigma \delta \iota a \tau \mu \acute{\eta} \sigma \epsilon \omega \varsigma$  (shear coupling) πὸν δρᾷ στὴν βάση τῆς λιθοσφαιρας.

Διάφορες μελέτες παρέσχον ἐνδείξεις γιὰ τὴν ὕπαρξη ρευμάτων μεταφορᾶς μεγάλης κλίμακας (βλ. Εἰκ. 6). Ἡ ὀριζόντια διάσταση τῶν στροβίλων τῶν ρευμάτων μεταφορᾶς (convection cells) πρέπει νὰ εἶναι περίπου ἴση πρὸς τὸ βάθος τους, δηλαδὴ περὶ τὰ 700 χιλμ. Ρεύματα μεταφορᾶς μικρᾶς κλίμακας μποροῦν νὰ ἐξηγήσουν τὴν ροὴ θερμότητας κάτω ἀπὸ παλιὲς περιοχὲς ὠκεανίων πλακῶν, ὡς καὶ τὶς ἀνωμαλίες βαρύτητας πὸν παρατηροῦνται στὸν ὠκεάνιο φλοιό. Οἱ στρόβιλοι τῶν ρευμάτων μεταφορᾶς μικρᾶς κλίμακας μποροῦν ἐπίσης νὰ δικαιολογήσουν τὴν ἄνοδο



Εἰκ. 6. Σὲ ἐντελῶς σχηματικὸ διάγραμμα σημειώνονται ἀπὸ τὸν Raymond Siever (1983) οἱ κινήσεις μεγάλης κλίμακας στὰ μεγαλύτερα τμήματα τῶν ἐσωτερικῶν φλοιῶν τῆς Γῆς. Γιὰ σύγκριση δίδεται ἡ ἀκτίνα τῆς Γῆς σὲ χιλιάδες χιλιόμετρα.

μαγματικῶν λοφίων (plumes of magma), πὸν δημιουργοῦν ὡς θερμὲς κηλίδες (hot spots) ὠκεάνιες ἠφαιστειακὲς ἀλύσεις, ὅπως εἶναι οἱ νῆσοι τῆς Χαβάης.

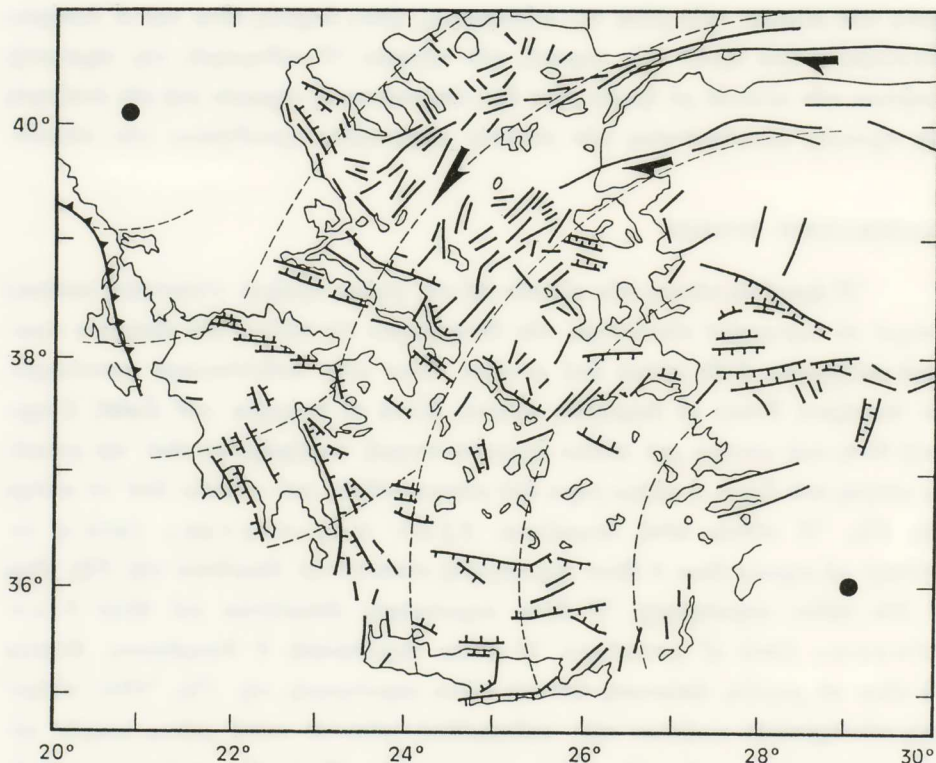
Χρειαζόνται ἀκόμη παρατηρήσεις καὶ μετρήσεις γιὰ νὰ τεκμηριωθεῖ ἡ ἰσχὺς τῶν θεωριῶν πὸν ἀναφέρονται στὰ ρεῦματα μανθῶνα. Ἐὰν ρεῦματα μεταφορᾶς ἀποτελοῦν ἢ ὄχι τὴν μεγαλύτερα συνιστώσα στὸ μηχανισμό προωθήσεως τῶν πλακῶν, εἶναι ἄσχετο πρὸς τὶς διατμητικὲς τάσεις πὸν ἐπηρεάζουν τὴν κίνηση καὶ παραμόρ-

φωση τῶν πλακῶν στὴν βίαση τῆς λιθόσφαιρας, ὅπως ἄσχετες εἶναι καὶ οἱ δυνάμεις ἀντιστάσεως ποὺ δροῦν στὶς παρυφῆς τῶν πλακῶν. Ὁ καθορισμὸς τῆς σημερινῆς κινήσεως τῶν πλακῶν μὲ ἄμεσα μέσα ἔχει ἀποφασιστικὴ σημασία γιὰ τὴν ἐκτίμηση τῆς σχετικῆς σπουδαιότητος τῶν πιθανῶν μηχανισμῶν προωθήσεως τῶν πλακῶν.

#### ΔΙΑΤΕΜΑΧΙΚΗ ΚΙΝΗΣΗ

Ἡ ἀμοιβαία κίνηση τῶν πλακῶν ἐπὶ τῆς γήινης σφαίρας (*interplate motion*) μπορεῖ νὰ περιγραφεῖ εὐκολότερα ἐὰν θεωρήσομεν τὶς πλάκες ὡς ἄκαμπτα σφαιρικά καλύμματα. Κάθε πλάκα ποὺ κινεῖται πάνω στὴν ἀσθενόσφαιρα καταλαμβάνει διαφόρους θέσεις σὲ διαφόρους χρόνους. Κατὰ τὸ θεώρημα τοῦ Euler, ἡ σχετικὴ θέση ποὺ κατέχει μιὰ πλάκα ὀρισμένη στιγμή περιγράφεται ἀπὸ τὴν γωνιώδη κίνηση ποὺ ἔκαμε ἢ πλάκα γύρω ἀπὸ κάποια εὐθεῖα ποὺ περνᾷ ἀπὸ τὸ κέντρο τῆς Γῆς. Ἡ εὐθεῖα αὕτη ὀνομάζεται ἄξων περιστροφῆς (*axis of rotation*): τὰ σημεῖα ὅπου ὁ ἄξων περιστροφῆς συναντᾷ τὴν ἐπιφάνεια τῆς Γῆς εἶναι οἱ δύο πόλοι περιστροφῆς. Ὁ ἄξων περιστροφῆς ὀνομάζεται καὶ ἄξων διεύρυνσεως (*axis of spreading*). Ὁ πόλος περιστροφῆς ἢ διευρύνσεως δύναται νὰ εἶναι σὲ μεγάλη ἀπόσταση ἀπὸ τὸν πόλον περιστροφῆς τῆς Γῆς. Ὅλες οἱ τροχιῆς τῶν σχετικῶν κινήσεων τῶν καλυμμάτων γίνονται κατὰ μῆκος μικρῶν κύκλων συμμετρικῶν πρὸς τοὺς πόλους περιστροφῆς. Οἱ λωρίδες παλαιομαγνητικῶν ἀνωμαλιῶν ποὺ παρατηροῦνται ἐπὶ τῶν ὠκεανίων πυθμένων ὀρίζουν σφαιρικῆς γωνίες. Οἱ γωνιώδεις ταχύτητες ἀπομακρύνσεως γειτονικῶν πλακῶν εἶναι σταθερές. Οἱ γραμμικὲς τὸς ταχύτητες ποικίλλουν. Ἡ ταχύτης διευρύνσεως εἶναι βραδυτάτη ἐγγὺς τοῦ πόλου διεύρυνσεως (*pole of spreading*), καὶ ταχυτάτη σὲ ἀπόσταση  $90^\circ$  ἀπὸ αὐτόν. Ἡ ταχύτης μετατοπίσεως κάθε σημείου οἰασδήποτε πλάκας εἶναι ἀνάλογος πρὸς τὸ σνημίτονο τοῦ πλάτους τοῦ σημείου ἀπὸ τὸν ἰσημερινὸ διεύρυνσεως. Ἡ διεύθυνση ὀλισθήσεως, σὲ περίπτωση σεισμῶν, κατὰ μῆκος τῶν παρυφῶν τῶν πλακῶν, καὶ ὁ προσανατολισμὸς τῶν ρηγμάτων κατὰ μῆκος τῶν ὁποίων κινοῦνται ὀριζοντίως οἱ παρυφῆς αὐτῆς (*strike-slip faults*), εἶναι στὴ διεύθυνση μικρῶν ὁμοκέντρων κύκλων καθέτων πρὸς τὸν ἄξωνα διευρύνσεως (βλ. Εἰκ. 7). Τοῦτο θεωρεῖται ὡς βασικὴ ἐνδειξη τῆς ἰσχύος τῆς τεκτονικῆς πλακῶν. Οἱ ταχύτητες σχετικῆς κινήσεως μεταξὺ γειτονικῶν πλακῶν κυμαίνονται μεταξὺ 1 καὶ 18 ἑκατοστομέτρων τὸ ἔτος περίπου.

Κατὰ τὸν Le Pichon (1968), ἐὰν φαντασθοῦμε τὴν Ἀνταρκτικὴ ἀκίνητη, εἶναι δυνατὸν νὰ δειχθεῖ ὅτι οἱ μετατοπίσεις ὄλων τῶν Ἡπειρῶν εἶναι ὡς ἐὰν κινοῦνται γύρω ἀπὸ τὴν Ἀνταρκτικὴ, ἀντιθέτως πρὸς τὴν διεύθυνση κινήσεως τῶν δει-



Εικ. 7. Οι εϋθρανστες δομές του Αιγαίου. Τα οριζόντια ρήγματα μετασχηματισμού εϋρίσκονται στο βόρειο μέρος του Αιγαίου και τα κανονικά ρήγματα στο νότιο μέρος αυτού. Οι πλήρεις κύκλοι (μαύρες κηλίδες) εικονίζουν τους δύο πόλους στροφής: νοτιοανατολικά κάτω, της ύποπλάκας του Αιγαίου, και βορειοδυτικά άνω, της ύποπλάκας της ανατολικής Μεσογείου. Οι κύκλοι στροφής με φοράν αντίθετον πρὸς τὴν διεύθυνση κινήσεως τῶν δεικτῶν τοῦ ὥρολογίου, ἀντιστοιχοῦν περίπου (ταιριάξουν) στὴν μεταβολὴ τῆς διευθύνσεως ἀπὸ τὴν ἀνατολικοδυτικὴ διεύθυνση τοῦ ὀριζοντίου ρήγματος μετασχηματισμοῦ τῆς Ἀνατολίας (βορειοδυτικῆς Μικρᾶς Ἀσίας) στὴν διεύθυνση τῶν ὀριζοντίων ρηγμάτων τοῦ κεντρικοῦ Αἰγαίου, κατὰ τὸν Laurent Joliver (1993).

κτῶν τοῦ ὥρολογίου, κατὰ ποσὰ τῆς τάξεως τῶν 5 cm τὸ ἔτος, δηλαδὴ κατὰ 500 km κατὰ τὴν διάρκεια τῶν τελευταίων 10 ἑκατομμυρίων ἐτῶν.

#### ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΕΙΣ ΜΕΓΑΛΗΣ ΚΛΙΜΑΚΑΣ

Οἱ παραμορφώσεις μεγάλης κλίμακας (regional deformation) εἶναι ἓνα περίπλοκο θέμα τῆς Δυναμικῆς τοῦ Γῆϊνου φλοιοῦ: Οἱ παραμορφώσεις αὐτὲς παράγονται ἀπὸ τὴν συσσώρευση ἐλαστικῶν τάσεων (strain), σὰν ἀποτέλεσμα τῶν πιέσεων ποῦ

ἀσκοῦνται ἀπὸ τὶς τεκτονικὲς δυνάμεις κατὰ μῆκος τῶν παρῶν τῶν πλακῶν καὶ ἐντὸς τοῦ σώματός τους. Ἐκδηλώσεις τῶν παραμορφώσεων μεγάλης κλίμακας εἶναι τὰ ρήγματα, ἢ ἡφαιστειότης καὶ οἱ σεισμοί.

Ἡ συσσώρευση ἐλαστικῶν τάσεων (*strain accumulation*) καὶ ἡ παραμόρφωση τῶν πλακῶν μπορεῖ νὰ εἶναι τελείως διάφοροι σὲ κάθε τεκτονικὴ περιοχῇ. Οἱ γεωλογικὲς δομὲς ἀντιδροῦν στὶς τάσεις κατὰ περίπλοκο τρόπο. Παρὰ τὴν ἱκανότητα τῶν πετρωμάτων ν' ἀντιδροῦν στὶς μεγάλες τάσεις μὲ ἐλαφρὰ μόνον κάμψη, ἡ ἐλαστικὴ παραμόρφωση σὲ κάθε πέτρωμα ἔχει ἓνα ἐλαστικὸ ὄριο. Ἐὰν παραμορφωθεῖ πέρα ἀπὸ τὸ ὄριο αὐτό, τὸ παραμορφωμένο πέτρωμα θραύεται καὶ ἀναλαμβάνει ἀπότομα τὸ ἀρχικὸ του σχῆμα, ἢ ὑποχωρεῖ πλαστικὰ καὶ παραμορφώνεται μόνιμα.

Ὅταν τὸ πέτρωμα θραύεται καὶ λόγῳ διατμητικῆς τάσεως παρουσιάζει αἰσθητὴ μετατόπιση, σχηματίζεται μετάπτωση ἢ ζώνη διατμήσεως. Μετάπτωση (*fault*) ὀνομάζουμε ἐπίπεδο ἀσυνέχεια μεταξὺ δύο τεμαχῶν πετρωμάτων ποὺ ἔχουν μετατοπισθεῖ τὸ ἓνα σὲ σχέση μὲ τὸ ἄλλο στὸ ἐπίπεδο τῆς ἀσυνέχειας. Ζώνη μεταπτώσεως (*fault zone*) εἶναι μία σχετικῶς στενὴ περιοχὴ ποὺ περιλαμβάνει πολλὰ παράλληλα μεταπτώσεις ἢ καὶ παρακλάδια αὐτῶν. Ζώνη διατμήσεως (*shear zone*) εἶναι μιὰ ζώνη ποὺ περιλαμβάνει τεμάχη πετρωμάτων ποὺ ἔχουν μετατοπισθεῖ, χωρὶς ὅμως ἐμφανὴ ἐκδήλωση τῶν μεταπτώσεων ποὺ χωροῦν κατὰ πλάτος αὐτῆς. Ἡ ζώνη διατμήσεως εἶναι περιοχὴ εὐλόγῳ παραμορφώσεως (*ductile deformation*) μικρᾶς κλίμακας, ἢ ἀποτελεῖται ἀπὸ πετρώματα ποὺ διασχίζονται ἀπὸ διαμπερεῖς μεταπτώσεις, δηλαδὴ εἶναι ζώνη μεταπτώσεων μὲ πλῆθος πυκνῶν διακλαδώσεων ἀπὸ μεταπτωσιγενεῖς ἐπιφάνειες.

Τὰ πετρώματα ποὺ εἶναι πάνω καὶ κάτω ἀπὸ μιὰ πλαγία μετάπτωση ὀνομάζονται ἄνω καὶ κάτω πτέρυξ (*hanging wall* καὶ *footwall*). Τὸ ἄνυσμα μεταπτώσεως ποὺ συνδέει δύο ἀρχικῶς συνεχόμενα σημεῖα τῆς ἄνω καὶ κάτω πτέρυγας ὀνομάζεται καθαρὴ ὀλίσθησις (*net slip*). Οἱ συνιστώσες τῆς ὀλίσθησεως ποὺ εἶναι παράλληλες πρὸς τὴν διεύθυνση καὶ κλίση τῆς μεταπτώσεως ὀνομάζονται ὀριζοντία ὀλίσθησις (*strike slip*) καὶ κατακόρυφος ὀλίσθησις (*dip slip*), ἀντιστοίχως. Ὅταν ἐπικρατεῖ ἡ ὀριζοντία ὀλίσθησις, ἢ μετάπτωση θεωρεῖται παραταξικὴ (*strike-slip fault*). Στὴν περίπτωσιν ποὺ ἡ κατακόρυφος ὀλίσθησις εἶναι ἐπικρατοῦσα, ἢ μετάπτωση θεωρεῖται κατακόρυφος (*dip-slip-fault*). Ὅταν οἱ μεταπτώσεις εἶναι ὀριζόντιες καὶ ἔχουν πολὺ ἀπότομες ἢ κατακόρυφες κλίσεις, ὀνομάζονται διαμήκεις μεταπτώσεις (*transcurrent* ἢ *wrench faults*). Μεγάλῃ ὀριζοντία διαμήκης μετάπτωση ποὺ συνδέει ὠκεάνιες ράχεις μὲ τάφρους ἢ τριπλῆ διασταύρωση (*triple junction*), ὀνομά-

ζεται ρήγμα μετασχηματισμοῦ<sup>1</sup> ἢ ἡμιδιαμητική μετὰ-π τωση (transform fault).

Ἡ κίνηση κατὰ μῆκος τῶν μεταπτώσεων μπορεῖ νὰ καταλήξει σὲ μετάθεση ἢ περιστροφή τεμαχῶν. Σὲ περίπτωση πού ἡ κίνηση καταλήγει σὲ καθαρή μετάθεση, δὲν παρατηρεῖται περιστροφή τοῦ ἐνὸς τεμάχου σὲ σχέση πρὸς τὸν ἄλλον. "Ὅλες οἱ εὐθεῖες γραμμὲς στὶς ἀντικείμενες πλευρὲς τῆς μεταπτώσεως, ἔξω ἀπὸ τὴν διαμελισμένη περιοχὴ, πού ἦσαν παράλληλοι πρὸ τῆς μεταθέσεως, εἶναι παράλληλοι καὶ μετὰ ἀπὸ αὐτή. Περιστροφικὲς κινήσεις (rotational movements) παρατηροῦνται ὅταν μερικὲς εὐθεῖες στὶς ἀντικείμενες πλευρὲς τῆς μεταπτώσεως, ἔξω ἀπὸ τὴν διαμελισμένη ζώνη, πού ἦσαν παράλληλοι πρὸ τῆς μεταθέσεως, δὲν εἶναι παράλληλοι καὶ μετὰ ἀπὸ αὐτή.

"Ὅταν διακοπῆ ὁ δεσμὸς τριβῆς (frictional bond), ἢ ἡ πίεση πού συγκρατεῖ τὶς δύο πλευρὲς κάποιας μεταπτώσεως, ἢ ἐνέργεια ἐλαστικῆς παραμορφώσεως πού μπορεῖ νὰ ἔχει συσσωρευθεῖ σὲ διάστημα δεκάδων ἢ ἑκατοντάδων ἐτῶν ἐλευθερώνεται ἀπτόμα μὲ τὴν μορφή ἐντόνων κραδασμῶν ἢ σεισμῶν. Ὁ σεισμὸς εἶναι παροδικὸ συμβάν, πού λαμβάνει χώρα κατὰ τὴν θράυση ἢ διάρρηξη (fracture ἢ rupture) εὐθρόπτου ὕλικου τῆς Γῆς. Στὴν περίπτωση αὐτὴ διαταράσσεται ἡ μηχανικὴ ἰσορροπία στὴ θέση θράυσεως ἢ διαρρήξεως καὶ ἀποβάλλεται ἐνέργεια πού ἀκτινοβολεῖται διὰ μέσον τοῦ σώματος τῆς Γῆς ὡς σεισμικὰ κύματα. Κοντὰ στὰ ἐπίκεντρα μεγάλων σεισμῶν τὰ κύματα ἐκδηλοῦνται μὲ σφοδρὴ κίνηση τοῦ ἐδάφους, ἱκανὴ νὰ προκαλέσει βλάβες σὲ κτίρια καὶ ἄλλες ἀνθρώπινες κατασκευές.

Τὴν τελευταία δεκαετία ἐπιστήμονες διαφόρων κλάδων προσπαθοῦν νὰ εὑρουν μέθοδο προβλέψεως τῶν σεισμῶν γιὰ νὰ μειώσουν τὸ καταστρεπτικὸ ἔργο τους σὲ κατακνημένες περιοχές. Ἐχουν παρατηρηθεῖ, λίγο χρόνον πρὶν ἀπὸ ὄρυσμένους τύπους σεισμῶν, τοπικὲς μεταβολὲς στὴν ταχύτητα μεταδόσεως τῶν σεισμικῶν κυμάτων, περιορισμένος ἀριθμὸς προσεισμῶν, ὑπομετρικὲς

1. Τελευταίως ἀποδείχθηκε ὅτι τὰ ρήγματα μετασχηματισμοῦ δὲν εἶναι νέος τύπος ρηγμάτων. Ἡ διαφορὰ μεταξὺ τῶν ρηγμάτων τούτων καὶ τῶν συνήθως ὀριζοντίων διαμητικῶν ρηγμάτων (ordinary transcurrent faults) εἶναι ἀπλῶς σχηματικὴ, καὶ ὀφείλεται στὸν θεμελιώδως διάφορο τρόπο χρησιμοποίησεως τοῦ ἔργου μετάθεση (offset). Στὰ συνήθη ὀριζόντια ρήγματα διατήσεως (strike-slip faults) ἢ μετάθεση ἀναφέρεται σὲ δύο μέρη, τὰ ὁποῖα ἀρχικῶς ἀποτελοῦσαν συνεχῆ σῶμα πού διαμελίσθηκε ἀπὸ τὸ ρήγμα. Στὰ ρήγματα μετασχηματισμοῦ ἢ μετάθεση ἀναφέρεται στὴν ἐκατέρωθεν τοῦ ρήγματος γεωμετρικὴ διάταξη ὁμοίων δομῶν, ὅπως λ.χ. μεσοωκεανίων ράχων ἢ μαγνητικῶν λωρίδων, οἱ ὁποῖες οὐδέποτε ὑπῆρξαν συνεχεῖς (Garfunkel, 1972).

μεταβολές και κλίσεις τοῦ ἐδάφους, μεταβολές στὴν στάθμη φρεατίων ὑδάτων ἢ καὶ αὔξηση τῆς περιεκτικότητάς τους σὲ ραδόνιο, ὡς καὶ διακυμάνσεις τοῦ μαγνητικοῦ πεδίου ἢ ἠλεκτρομαγνητικὰ σήματα πολὺ μικρᾶς συχνότητος, 0,01 ἕως 30 Hz (Fenoglio et al., 1993). Ἀκριβεῖς προβλέψεις μικρᾶς διαρκείας ἀναμονῆς (προτιμότερο ἡμέρες παρὰ ὥρες) θὰ ἦσαν πολὺτιμες γιὰ τὴν ἔγκαιρη προειδοποίηση καὶ ἐκκένωση πυκνοκατοικημένων περιοχῶν. Ὁ τύπος αὐτὸς προβλέψεως χρησιμοποιεῖ συνήθως στατιστικὲς μεθόδους καὶ δεδομένα συσσωρεύσεως ἐλαστικῶν τάσεων μεγάλης διαρκείας. Οἱ σημερινὲς δυνατότητες προβλέψεως δὲν ἐπιτρέπουν ἀκόμη καθημερινὴ καὶ ἀκριβὴ πρόβλεψη τῶν σεισμῶν μετρίου ἢ μεγάλου μεγέθους. Κατὰ τὸν Arch C. Johnston (1993), «μὲχρι τοῦδε δὲν ὑπάρχει κατ' οὐσίαν οἷα δὴ ποτε πρόοδος στὴν σεισμικὴ πρόβλεψη μικροῦ χρόνου ἀναμονῆς, καὶ ὄλγοι ἀσχολοῦνται στὸ ἀπογοητευτικὸ αὐτὸ πεδίο». Καλύτερα κατανόηση τῆς ἀντιδράσεως τοῦ ἐδάφους στὶς κατὰ τόπους τεκτονικὲς δυνάμεις θὰ ἐπιτρέψει πιθανῶς καλύτερα πρόβλεψη τῶν φαινομένων αὐτῶν.

Ἡ συσσώρευση ἐλαστικῶν τάσεων δὲν συνεπάγεται πάντοτε ἔκλυσή τους μὲ ἀπότομες σεισμικὲς κινήσεις. Οἱ ἐλαστικὲς τάσεις μποροῦν νὰ ἐλευθερωθοῦν καὶ μὲ πλῆθος πολὺ μικρῶν ποσοτήτων ἐλαστικῶν τάσεων, εἴτε μὲ ἐρυσμὸ (creep), εἴτε μὲ βραδεῖα παραμόρφωση. Εἶναι μεγάλου ἐπιστημονικοῦ ἐνδιαφέροντος ἡ ἱκανότης ἀναγνωρίσεως τῶν φαινομένων αὐτῶν, γιὰτὶ ὀρισμένες περιοχὲς μποροῦν νὰ συγκεντρώνουν ἐλαστικὲς τάσεις πέραν τῶν θεωρητικῶν ὁρίων πὸν χρειάζονται γιὰ τὴν δημιουργία ἐνὸς σειμοῦ. Τοῦτο συμβαίνει γιὰτὶ διάφορες περιοχὲς κατὰ μῆκος τοῦ ἰδίου ρήγματος μποροῦν νὰ ἐλευθερώνουν ἐλαστικὲς τάσεις μὲ ἀπότομες δονήσεις, καὶ ἄλλες περιοχὲς μποροῦν νὰ ἐλευθερώνουν τὶς ἐλαστικὲς τάσεις χωρὶς κίνδυνο.

Ἡ ἠφαιστειότης μπορεῖ νὰ εἶναι δείκτης παραμορφώσεων μεγάλης κλίμακας. Ἡφαιστειο σχηματίζεται ὅταν λυωμένο πέτρωμα τοῦ φλοιοῦ ἢ τοῦ μανδύα ἐκθλίβεται πρὸς τὰ ἄνω ἀπὸ ρωγμὲς ἢ ρήγματα τοῦ φλοιοῦ πὸν παράγονται σὲ θέσεις τεκτονικῶς ἀσθενεῖς. Τὸ πλεῖστον τῶν ἐνεργῶν ἠφαιστειῶν εὐρίσκονται στὴν Περιειρηρικὴ ζώνη, γνωστὴ καὶ ὡς πύρινο στεφάνι (rim of fire), ὡς καὶ κατὰ μῆκος τοῦ συστήματος τῶν μεσοωκεανίων ράχων, καὶ στὴν Ἀλπικο-Ἰμαλαϊκὴ ζώνη. Στὴν Περιειρηρικὴ καὶ Ἀλπικο-Ἰμαλαϊκὴ ζώνη τὰ ἠφαιστεια σχηματίζουν σχετικῶς κερτὰ τμήματα πὸν ὀνομάζονται πρωτογενῆ τόξα (primary arcs). Στὰ πρωτογενῆ τόξα τὸ κύρωμά τους εἶναι ἐστραμμένον πρὸς τὶς ὠκεάνιες λεκάνες. Τὰ πρωτογενῆ τόξα εἶναι θέσεις ἐντόνου τεκτονικῆς δράσεως. Στὰ νησιωτικὰ τόξα τὰ ἠφαιστειακὰ ὄρη εἶναι σὲ ζῶνες συμπίεσεως τοῦ φλοιοῦ. Ἡ θερμικὴ ἐνέργεια πὸν παράγεται ἀπὸ διαταράξεις στὸν φλοιὸ καὶ στὸν ἄνω μανδύα προκαλεῖ τή-

ξη τῶν πετρωμάτων. Ἡ ἠφαιστειότης πὸν ἐμφανίζεται κατὰ μῆκος τῶν μεσοωκεανίων ράχεων ὀφείλεται σὲ ἐφελκυστικές τάσεις.

Ἡ σχέση πὸν ὑφίσταται μεταξὺ ἠφαιστειότητος καὶ τεκτονικῆς δράσεως εἶναι μεγάλου ἐπιστημονικοῦ ἐνδιαφέροντος. Σήμερα, μὲ τὴν πρόοδο τῆς θεωρίας τῆς Τεκτονικῆς τῶν Πλακῶν, ἡ ταξινόμηση τῶν ἠφαιστειῶν γίνεται μὲ βάση τὴν τεκτονικὴν θέσιν. Μὲ τὴν ταξινόμηση αὐτή, τὰ ἠφαίστεια περιορίζονται σὲ τρεῖς μόνο τύπους: Ἡ φ α ἰ σ τ ε ι α ζ ω ν ῶ ν κ α τ α δ Ὑ σ ε ω ς (subduction zone volcanoes) πὸν παρατηροῦνται στὶς ζῶνες συγκλίσεως. Ἡ φ α ἰ σ τ ε ι α ζ ω ν ῶ ν δ ι ε υ ρ ὦ σ ε ω ς (rift spreading center volcanoes) πὸν σχηματίζονται στὶς παρυφές κατὰ μῆκος τῶν ζωνῶν ἀποκλίσεως. Καὶ Ἡ φ α ἰ σ τ ε ι α θ ε ρ μ ῶ ν κ η λ ῖ δ ω ν ἢ λ ο φ ῖ ω ν τ ο ὦ μ α ν δ Ὑ ο υ (hot spot ἢ mantle plume volcanoes) πὸν ἐμφανίζονται μέσα στὶς πλάκες, ὅπως οἱ νῆσοι Χαβάη.

Κατὰ τὴν ταξινόμηση τῶν ἠφαιστειῶν μὲ βάση τὸν τεκτονικὸν τύπον, τὰ πρωτογενῆ τόξα εἶναι κατὰ τὸ πλεῖστον ἠφαίστεια ζωνῶν καταδύσεως. Ὁ τύπος αὐτὸς περιλαμβάνει τὰ 80% περίπου τῶν 516 ἐν ἐνεργείᾳ ἠφαιστειῶν. Ὁ δεῦτερος τύπος ἠφαιστειῶν πὸν ἐμφανίζεται κατὰ τὸ πλεῖστον στὶς μεσοωκεάνιες ράχεις περιλαμβάνει τὰ 15% περίπου τοῦ συνόλου τῶν γνωστῶν ἠφαιστειῶν. Ἐὰν εἶχαμε περισσότερες πληροφορίες γιὰ τὴν ὑποθαλάσσια ἠφαιστειακὴ δραστηριότητα, τὸ ποσοστὸ αὐτὸ μπορεῖ νὰ εἶναι καὶ ὑψηλότερο. Ὁ ὀλιγότερο συνήθης καὶ λίαν ἀμφισβητούμενος τύπος ἠφαιστειακῆς δραστηριότητος εἶναι αὐτὸς πὸν ἀποδίδεται σὲ θερμὲς κηλίδες, ὅπως εἶναι οἱ νῆσοι Χαβάη καὶ τὸ πάρκο τοῦ Yellowstone. Μερικοί, πάντως, πιστεύουν ὅτι οἱ θερμὲς κηλίδες εἶναι περισσότερο συνήθεις σὲ περιοχὰς περιπλόκου τεκτονικῆς, ὅπως εἶναι ἡ Ἰσλανδία, καίτοι ἡ νῆσος εὐρίσκεται σὲ ζώνη τεκτονικῆς ἀποκλίσεως. Τοῦτο μπορεῖ νὰ ἐξηγῆται γιὰ τὴν Ἰσλανδία δὲν εἶναι βυθισμένη, ὅπως τὰ ἄλλα μέρη τῆς μεσο-ἀτλαντικῆς ράχεως. Δὲν εἶναι ἀκόμη πολὺ γνωστὴ ἡ σχέση πὸν ὑπάρχει μεταξὺ τῶν φαινομένων τοῦ ἐσωτερικοῦ τῆς Γῆς, τῆς συγκεντρώσεως ἐλαστικῶν τάσεων κατὰ μῆκος τῶν τεκτονικῶν παρυφῶν καὶ τῆς ἐμφάνισεως μιᾶς τοπικῆς ἠφαιστειακῆς ἐκρήξεως. Ὁ προσδιορισμὸς τῆς σχέσεως αὐτῆς εἶναι ἀπαραίτητος γιὰ μιὰ μακρᾶς διαρκείας πρόβλεψη τοῦ χρόνου καὶ τοῦ τόπου μιᾶς ἐκρήξεως.

Οἱ θέσεις πὸν ὑφίστανται ἰσχυρότερη παραμόρφωση μεγάλης κλίμακας εἶναι συνήθως οἱ παρυφές τῶν πλακῶν. Οἱ περιοχὲς αὐτὲς εἶναι οἱ ἄμεσοι ἀποδέκτες τῶν τεκτονικῶν τάσεων συμπίεσεως ὅπου συγκροτοῦνται οἱ πλάκες, καὶ ἐφελκυσμοῦ ὅπου ἀπομακρύνονται ἢ μιὰ ἀπὸ τὴν ἄλλη, ἢ καὶ συνδυασμοῦ τους στὶς μόνιμες παρυφές πὸν ὀρίζονται ἀπὸ ρήγματα μετασχηματισμοῦ. Οἱ τεκτονικὲς πλάκες συμπεριφέρονται σ' ἓνα βαθμὸν σὰν ἄκαμπτα τεμάχια, γιὰ τὸν σχεδὸν ὅλες οἱ παραμορφώσεις μεγάλης κλίμακας συμβαίνουν στὶς παρυφές τους. Σεισμοί, ἐξάρσεις καὶ καθιζήσεις μεγάλης



κλίμακας πού συμβαίνουν, ὄχι σπάνια, στὸ ἐσωτερικὸ τῶν πλακῶν παρέχουν σαφεῖς ἐνδείξεις διεργασιῶν ἐνδοτεμαχικῆς παραμορφώσεως. Ἡ ἐνδοτεμαχικὴ παραμόρφωση (intraplate deformation) μπορεῖ νὰ ὀφείλεται στὴν μὴ ἄκαμπτη φύση τοῦ ἐσωτερικοῦ τῶν πλακῶν, ἢ σὲ ἀσθενεῖς ἐνδοηπειρωτικὲς ζῶνες. Σὲ μερικὲς περιπτώσεις οἱ πλάκες φαίνεται νὰ ἐγκλείουν μικρότερες περιοχὲς πού συμπεριφέρονται, περίπου, σὰν ἄκαμπτα σώματα, ὅπως ἡ βόρεια περιοχὴ τῶν Κυκλάδων καὶ ἡ νοτιὰ Εὐβοία ( $37^{\circ} \text{N} 38^{\circ}$ ,  $24^{\circ} \text{E} 26^{\circ}$ ). Οἱ μετρήσεις τῆς σχετικῆς κινήσεως τῶν πλακῶν βασίζονται ἐν μέρει στὴν ἐκδοχὴ ὅτι οἱ πλάκες εἶναι ἄκαμπτοι καὶ συμπεριφέρονται ὡς ἐνιαῖα τεμάχια. Ἀπὸ τὴν ἐνδοτεμαχικὴ σεισμικότητα καὶ διάρρηξη φαίνεται ὅτι ἡ ἐκδοχὴ τῆς πλήρους ἀκαμψίας δὲν ἀληθεύει σὲ πολὺ μικρὴ κλίμακα. Ἐὰν ὀρισμένες πλάκες εἶναι ἄκαμπτες γιὰ τὶς κινήσεις τους ἐπὶ τῆς γῆϊνης σφαίρας, ἢ ἐὰν ἡ παραμόρφωση μέσα στὶς πλάκες εἶναι σὲ συγκρίσιμο κλίμακα πρὸς τὶς διατεμαχικὲς κινήσεις (interplate motions), εἶναι θέμα πού δὲν ἔχει διασαφηθῆ ἀκόμη.

Κύριοι Συνάδελφοι, περαίνων τὴν σημερινὴ ὁμιλία, θὰ ἤθελα νὰ προσθέσω ὅτι παρὰ τὴν δυσχέρεια ὀλίγων ἀκόμη Γεωλόγων, ὀπαδῶν τοῦ Γεωσυνκλίνου, νὰ κατανοήσουν τὸν μηχανισμό τῆς Τεκτονικῆς τῶν Πλακῶν, καὶ ἰδίως τὸν τρόπο κινήσεώς τους, ἡ Νέα Παγκόσμιος Τεκτονικὴ, κατ' ἐξοχὴν «Γεωφυσικὴ Θεωρία», ἐξηγεῖ, κατὰ τρόπον εὐφυνὴ καὶ ἀπλό, τὴν κατανομὴ ὅλης τῆς σεισμικῆς καὶ ἠφαιστειακῆς δράσεως, ὡς καὶ τῶν διαφορῶν εἰδῶν ρηγμάτων στὴν ἐπιφάνεια τῆς Γῆς, καὶ συμφωνεῖ πρὸς τὸν ἐπιστημονικὸ κανόνα τοῦ ξυραφιοῦ τοῦ Occam (Occam's Razor, Ἄγγλος φιλόσοφος, 1270-1347), ὅτι ἡ ἀπλοῦστερη ἐξήγηση ὄλων τῶν δεδομένων εἶναι πιθανῶς ἡ ὀρθή.

#### BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Bates C. C., Gaskell F. T. and R. B. Rice, *Geophysics in the Affairs of Man*. Pergamon Press, Oxford, 1982.
- Board of Editors, *The Dynamic Earth. A Scientific American Book*. W. H. Freeman and Co., San Francisco, 1983.
- Dewey J. F., Pitman W. C., III, Ryan W. B. F. and J. Bonnin, *Plate Tectonics and the Evolution of the Alpine system*. *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. 84. pp. 3137-3180, 1973.
- Galanoopoulos G. A., *On the Tectonic Processes along the Hellenic Arc*. *Ann. di Geof.* Vol. 27, No. 3-4, pp. 429-442, 1974.

- Fenoglio M. A., Fraser-Smith A. C., Beroza G. C. and M. J. S. Johnston, Comparison of Ultra-Low Frequency Electromagnetic Signals with Afterschock Activity During the 1989 Loma Prieta Earthquake Sequency. Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 83, No. 2, pp. 347-357, 1993.*
- Gass G. I., Smith J. P. and R. C. L. Wilson, Understanding the Earth. The Artemis Press, Sussex, 1971.*
- Hart J. P., The Earth's Crust and Upper Mantle. Am. Geoph. Union, Washington, D. C. 1969.*
- Johnston C. A., Presidential Address. Ghosts of Earthquake Past. Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 83, No. 6, pp. 1992-1997, 1993.*
- Joliver L., Extension of Thickened Continental Crust, from Brittle to Ductile Deformation: Examples from Alpine Corsica and Aegean Sea. Ann. di Geof., Vol. 36, No. 2, pp. 139-153, 1993.*
- Knopoff L., Drake L. Ch., and P. J. Hart, The Crust and Upper Manrle. Ann. Geoph. Union, Washington D. C., 1968.*
- Miller R. and the Editors, Planet Earth: Continents in Collision. Time-Life Books, Amsterdam, 1983.*
- Muir-Wood R., From Global Seismotectonics to Global Seismic Hazard. Ann. di Geof., Vol. 36, No. 3-4, pp. 153-168, 1993.*
- Press F., and R. Siever, Earth. W. H. Freeman and Co., San Francisco, 1982.*
- Robertson C. E., Hays F. J. and L. Knopoff, The Nature of the Solid Earth. Mc Graw-Hill, Inc., 1972.*
- Steinhart S. J. and J. T. Smith, The Earth Beneath the Continents. Am. Geoph. Union Washington D. C., 1966.*
- U. S. Geodynamics Committee, Geodynamics in the 1980's. National Academy of Sciences, Washington D. C., 1980.*