

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ

ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

Γριβάκου Άννα

Διπλωματική Εργασία (επιβλέπων Σ. Δημητριάδης).

Θέμα: «Η γεωθερμική εξέλιξη στα Highlands της Σκωτίας».

Θεσσαλονίκη 2007

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

Κεφάλαιο 1. Η ΓΕΩΘΕΡΜΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΣΤΑ HIGHLANDS ΤΗΣ ΣΚΩΤΙΑΣ.....	3
1.1. Εισαγωγή.....	3
1.2. Η δυναμικά σταθεροποιημένη κατάσταση και οι χρόνοι μεταφοράς της ροής θερμότητας.....	4
1.3. Ροή και παραγωγή θερμότητας.....	6
1.4. Μοντέλα παροδικής ροής θερμότητας.....	12
1.5. Οι γεωθερμικές και μεταμορφικές καταγραφές των αποκλίσεων της πίεσης και της θερμοκρασίας.....	18
1.6. Η παραγωγή θερμότητας και οι γεώθερμες των Darladian.....	21
Κεφάλαιο 2. Η ΘΕΡΜΙΚΗ ΙΣΤΟΡΙΑ ΚΑΙ ΤΑ ΜΕΓΑΛΑ ΓΕΓΟΝΟΤΑ ΤΩΝ DARLADIAN.....	25
2.1. Η καταγωγή του Νεότερου Γάββρου των μετατεκτονικών γρανιτών- Μέγιστη παραμόρφωση των Darladian.....	25
2.2. Ένα μοντέλο για την εξέλιξη του φλοιού κάτω από τα Darladian.....	27
Βιβλιογραφία.....	28

070255

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΒΙΒΛΙΟΘΗΚΗ



Η ΓΕΩΘΕΡΜΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΣΤΑ HIGHLANDS ΤΗΣ ΣΚΩΤΙΑΣ

1.1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Στην εργασία αυτή εξετάζεται η παραγωγή θερμικής ενέργειας και η διαδρομή της προς την επιφάνεια της Γης, καθώς και οι θερμικές διαδικασίες, όταν η ισορροπία διαταράσσεται από γεωλογικά βραχυχρόνια γεγονότα. Το κύριο συμπέρασμα της εργασίας είναι ότι μετά από μεγάλες τεκτονικές και θερμικές διαταραχές, τα πετρώματα ακολουθούν μία συγκεκριμένη πορεία στο πεδίο P-T, προσπαθώντας να αποκαταστήσουν πάλι την ισορροπία στο φλοιό. Η παραπάνω εξέλιξη προκαλεί τη μεταμόρφωση και τα άλλα σχετικά φαινόμενα στις ορογενετικές ζώνες.

Οι θεμελιώδεις καθοριστικοί παράγοντες της μεταμόρφωσης είναι: η γεωθερμική βαθμίδα (μεταβολή της θερμοκρασίας, ΔT , προς τη μεταβολή του βάθους, Δz , ή $\frac{\Delta T}{\Delta z}$) και, κυρίως, η γεώθερμη (η καμπύλη της θερμοκρασίας προς το βάθος). Σε οποιοδήποτε σημείο της γεώθερμης η γεωθερμική βαθμίδα είναι εφαπτόμενη.

Η Γη πρέπει να έχει και άλλες πηγές θερμικής ενέργειας εκτός από την προσπίπτουσα ηλιακή ακτινοβολία, επειδή η θερμοκρασία αυξάνει με το βάθος στο εσωτερικό της. Μερικές από τις πιο ενδιαφέρουσες προτάσεις σχετικά με τις πηγές αυτές είναι:

- (α) ενέργεια που παράχθηκε στο εσωτερικό της πριν από $4,6 \cdot 10^9$ χρόνια, όταν η Γη πρωτοσχηματίστηκε,
- (β) ενέργεια που παράχθηκε από την ελάττωση των ραδιενεργών ισοτόπων με μικρή ημιπερίοδο ζωής,
- (γ) ενέργεια που παράχθηκε από τη διαφοροποίηση του πυρήνα της πριν $4,5 \cdot 10^9$ χρόνια,
- (δ) ενέργεια που προέρχεται από την ελκτική αλληλεπίδραση της Γης με τη Σελήνη,
- (ε) ενέργεια που παράχθηκε από την ελάττωση των ραδιενεργών ισοτόπων με μεγάλη ημιπερίοδο ζωής.

Από τις παραπάνω προτάσεις πιστεύεται ότι η (ε) ανταποκρίνεται στην κύρια πηγή ενέργειας, τουλάχιστον στο εσωτερικό του φλοιού της Γης. Γενικά, η μεταμόρφωση θεωρείται φαινόμενο του φλοιού, αφού εκεί οι τεκτονικές και οι διαβρωτικές διαδικασίες ανακυκλώνουν συνέχεια τα υλικά στις διάφορες θερμοκρασίες και πιέσεις.

Μέσα σε ένα στρώμα η ενέργεια μεταδίδεται με αγωγή ή με μεταγωγή θερμότητας (δηλαδή με μαζική μεταφορά ενέργειας).

Η μελέτη μας βασίζεται στην παραδοχή ότι οι θερμοκρασίες είχαν χρόνο να σταθεροποιηθούν στα διάφορα βάθη, με συνέπεια να έχουμε μία ιδεατή αγωγή θερμότητας. Έτσι, θα μιλούμε για ροή θερμότητας υπό μία δυναμικά σταθεροποιημένη κατάσταση.

1.2. Η ΔΥΝΑΜΙΚΑ ΣΤΑΘΕΡΟΠΟΙΗΜΕΝΗ ΚΑΤΑΣΤΑΣΗ ΚΑΙ ΟΙ ΧΡΟΝΟΙ ΜΕΤΑΦΟΡΑΣ ΤΗΣ ΡΟΗΣ ΘΕΡΜΟΤΗΤΑΣ

Στο μανδύα η μεταφορά θερμότητας γίνεται πιθανώς με μαζική μεταφορά (μεταγωγή), αλλά οι ιδιότητες της λιθόσφαιρας αποκλείουν αυτό το μηχανισμό. Για αυτό πιστεύεται ότι στη λιθόσφαιρα η θερμότητα μεταφέρεται με αγωγή. Σε ορισμένες μόνο περιοχές ηφαιστειακής δραστηριότητας μπορούμε να πούμε ότι η θερμότητα μεταφέρεται με μεταγωγή περισσείας θερμότητας προς την επιφάνεια. Όμως δεν μπορούμε να πούμε ότι κάτι παρόμοιο συνέβαινε και πριν από $3,9 \cdot 10^9$ χρόνια, γιατί τα ραδιενεργά ισότοπα, που σήμερα θεωρούνται η σημαντικότερη πηγή ενέργειας, είναι συγκεντρωμένα στο φλοιό. Γι' αυτό το λόγο η ροή θερμότητας από το μανδύα προς το φλοιό θεωρείται πάρα πολύ μικρή και δεν λαμβάνεται υπόψη.

Γενικά, θεωρούμε ότι η ροή θερμότητας μέσα στη λιθόσφαιρα ακολουθεί κατακόρυφη πορεία προς την επιφάνεια της Γης. Έτσι, απλοποιούνται τα πράγματα, αφού για τη μελέτη μας λαμβάνουμε υπόψη μόνο μία διάσταση: το βάθος z . Συνεπώς, η αποκατάσταση της σταθερής κατάστασης για τη λιθόσφαιρα ορίζεται αρκετά απλά.

Θεωρώντας ότι η ροή θερμότητας, q , προς την επιφάνεια παραμένει σταθερή για μεγάλο χρονικό διάστημα, έχουμε:

$$q = k \frac{\Delta T}{\Delta z}$$

όπου k είναι η θερμική αγωγιμότητα του πετρώματος. Η ροή θερμότητας, q , μετριέται σαν ενέργεια ανά μονάδα επιφανείας ανά μονάδα χρόνου, η θερμοκρασιακή βαθμίδα σαν βαθμός ανά απόσταση και η θερμική αγωγιμότητα σαν ενέργεια ανά μονάδα απόστασης ανά βαθμό ανά μονάδα χρόνου.

Ένας παράγοντας που πρέπει να ληφθεί υπόψη είναι η θερμική διαχυτότητα, κ , που ορίζεται σαν:

$$\kappa = \frac{k}{\rho C_p}$$

όπου ρ η πυκνότητα του πετρώματος και C_p η ειδική του θερμοχωρητικότητα. Η θερμική διαχυτότητα, κ , μετριέται σε $\text{m}^2 \cdot \text{sec}^{-1}$. Επειδή η πυκνότητα αλλάζει με την πίεση και την θερμοκρασία και επειδή η θερμοχωρητικότητα επηρεάζεται επίσης από την θερμοκρασία, τα κ και k δεν είναι σταθερά. Η διάχυση είναι ένα μέτρο του ρυθμού με τον οποίο αλλάζει η θερμοκρασία και μπορεί να θεωρηθεί ως “θερμική ρευστότητα”.

Όταν συμβεί κάποια διαταραχή στη θερμική δομή σταθερής κατάστασης του φλοιού, όπως π.χ. στο πάχος, για την αποκατάσταση της νέας γεώθερμης υπάρχει μία χρονική καθυστέρηση κατά την οποία γίνεται αγωγή θερμότητας στο νέο σύστημα. Αυτή η καθυστέρηση καλείται θερμική ανάπαυση (thermal relaxation). Η κλίμακα χρόνου για την αγωγή θερμότητας δίνεται από τη σχέση:

$$t = \frac{z^2}{\kappa}$$

όπου z η απόσταση που μεταφέρεται η θερμότητα από μία επιφάνεια σε μία άλλη και κ η θερμική διαχυτότητα των υλικών.

Χρησιμοποιώντας τον παραπάνω τύπο αποδείχθηκε ότι για τα πετρώματα των ορογενετικών ζωνών ο χρόνος αλλαγής της γεώθερμης είναι περίπου 40 εκ. χρόνια. Όμως η διάβρωση και η επώθηση υλικών και στρωμάτων επηρεάζουν εξωτερικά το σύστημα με συνέπεια η γεώθερμη να μην φτάνει ποτέ τη σταθερή κατάσταση. Στη πραγματικότητα, αλλαγή της γεώθερμης σημαίνει γρήγορη αλλαγή στην κατανομή των στοιχείων που παράγουν θερμότητα.

Επίσης, από τον ίδιο τύπο, αποδείχθηκε ότι στο μεγαλύτερο μέρος της Γης η θερμότητα μεταφέρεται με μαζική μεταφορά και όχι με αγωγή. Αυτό γίνεται επειδή η Γη χάνει θερμότητα πολύ γρήγορα ώστε να μπορέσει να λειτουργήσει ο μηχανισμός της αγωγής.

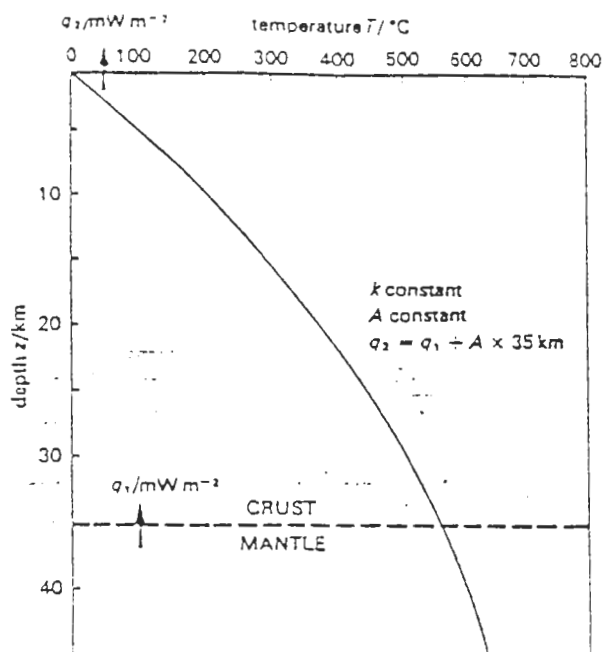
1.3. ΡΟΗ ΚΑΙ ΠΑΡΑΓΩΓΗ ΘΕΡΜΟΤΗΤΑΣ

Όταν μιλούμε για την ιδανική σταθερή κατάσταση της ροής θερμότητας στην επιφάνεια της Γης, αναφερόμαστε στο σύνολο της θερμότητας που παράγεται κατά την κατακόρυφη διαδρομή της από το κέντρο προς την επιφάνεια της Γης. Για να μας βολεύει η μελέτη της παραγωγής θερμότητας, τη χωρίζουμε σε δύο μέρη: (α) παραγωγή θερμότητας κάτω από τη Μοχο, (β) παραγωγή θερμότητας μέσα στο φλοιό. Η ροή θερμότητας από το μανδύα προς τη Μοχο είναι μικρότερη από αυτή του φλοιού προς την επιφάνεια της Γης.

Συνεπώς, η γεωθερμική βαθμίδα σε οποιοδήποτε σημείο του φλοιού θα δίνεται από τη σχέση:

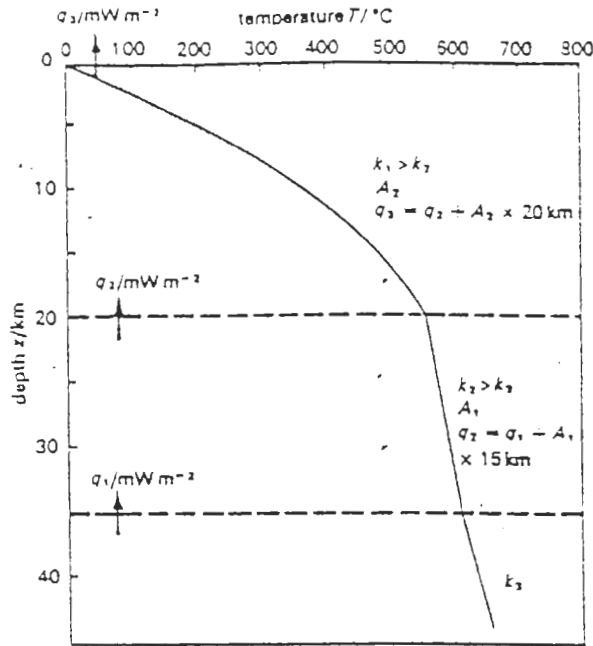
$$\frac{\Delta T}{\Delta z} = \frac{q}{k}.$$

Αν υποθέσουμε ότι όλη η θερμότητα του φλοιού προέρχεται από το μανδύα, η διαφοροποίηση της αγωγιμότητας, k , από πέτρωμα σε πέτρωμα ορίζεται από τη γεωθερμική βαθμίδα, όταν η ροή θερμότητας στο φλοιό είναι σταθερή. Αν όμως ο φλοιός είναι “αυτο-θερμαινόμενος”, η κατάσταση γίνεται πιο πολύπλοκη. Γνωρίζουμε ότι όσο η ροή θερμότητας “ανεβαίνει” από τη Μοχο προς την επιφάνεια, αυξάνει.

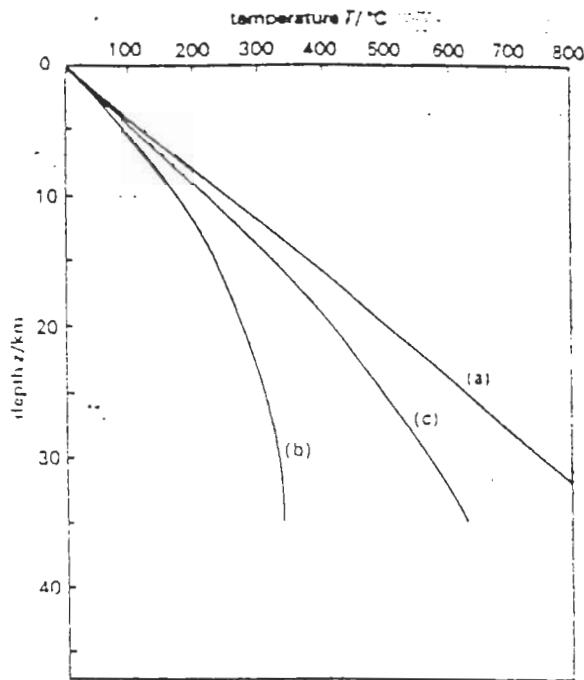


Σχήμα 1. Η γεώθερμη του φλοιού για ομοιόμορφη θερμική αγωγιμότητα. (A είναι η παραγωγή θερμότητας).

Έτσι, για ομοιόμορφη αγωγιμότητα του φλοιού, όσο πιο κοντά στην επιφάνεια βρισκόμαστε, τόσο πιο μεγάλη είναι η γεωθερμική βαθμίδα. Αυτό έχει σαν συνέπεια η γεώθερμη να είναι μία καμπύλη με το κυρτό μέρος προς τα πάνω (σχήμα 1). Όταν όμως τα πετρώματα του φλοιού παρουσιάζουν ανομοιογενή αγωγιμότητα, η γεώθερμη παρουσιάζει απότομες αλλαγές στην κλίση της (σχήμα 2).



Σχήμα 2. Η γεώθερμη του φλοιού για στρώματα με διαφορετική θερμική αγωγιμότητα.



Σχήμα 3. Τρεις γεώθερμες που παράγουν την ίδια επιφανειακή ροή θερμότητας και έχουν την ίδια γεωθερμική βαθμίδα κοντά στην επιφάνεια.

Στο σχήμα 3 φαίνονται τρεις γεώθερμες που δίνουν το ίδιο ποσό ροής θερμότητας στην επιφάνεια της Γης. Η (α) είναι αυτή που δείχνει ότι η παραγωγή θερμότητας προέρχεται από αγωγή του ανώτερου μανδύα η (β) είναι αυτή που η παραγωγή θερμότητας προέρχεται από το φλοιό και η (γ) είναι συνδυασμός των δύο προηγούμενων.

Μελετώντας τη θερμική αγωγιμότητα ενός πετρώματος μπορούμε να πούμε ότι αυτή εξαρτάται από τις θερμικές ιδιότητες των υλικών του, καθώς και από τη διεύθυνση τη σχετική με τη δομή στα διάφορα ορυκτά του. Επίσης, αποδείχθηκε ότι η θερμική αγωγιμότητα είναι μεγαλύτερη κατά μήκος του σχισμού σε ένα πέτρωμα. Το παρακάτω παράδειγμα μας βοηθάει να κατανοήσουμε καλύτερα τις ιδιότητες της θερμικής αγωγιμότητας.

Έστω ότι έχουμε ένα ψαμμίτη ή ένα σχιστόλιθο οι οποίοι έχουν στρώματα μαρμαρυγία που διαχωρίζουν στρώματα πλούσια σε χαλαζία. Γνωρίζουμε ότι η αγωγιμότητα του χαλαζία είναι δέκα φορές μεγαλύτερη από αυτή του μαρμαρυγία. Αυτό σημαίνει ότι η ροή θερμότητας προς την επιφάνεια της Γης θα είναι μεγαλύτερη όπου υπάρχουν κεκλιμένα στρώματα με χαλαζία απ' ό,τι όπου υπάρχουν κεκλιμένα στρώματα με μαρμαρυγία.

Επιπλέον αποδείχθηκε ότι η θερμική αγωγιμότητα επηρεάζεται και από τη θερμοκρασία. Όπως φαίνεται από την παρακάτω σχέση, η αγωγιμότητα ελαττώνεται με την αύξηση της θερμοκρασίας:

$$k_T = \frac{122k_0}{70 + 0,173T}$$

Η σχέση αυτή ισχύει για θερμοκρασίες μεγαλύτερες των 900 °C και η αγωγιμότητα μετριέται σε $\mu\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$.

Όπως αναφέραμε και προηγούμενα, οι πιο σημαντικές πηγές παραγωγής θερμότητας στο εσωτερικό της Γης είναι τα ραδιενεργά ισότοπα. Από αυτά, τα μεγαλύτερα ποσά ενέργειας παράγονται από τα ^{40}K , ^{232}Th , ^{235}U και ^{238}U . Η σημερινή αναλογία $^{40}\text{K}/\text{K}$ είναι 0,01% και αυτή του $^{235}\text{U}/\text{U}$ είναι 0,7%. Έχει διαπιστωθεί ότι η ποσότητα θερμότητας, που παράγει το ^{238}U , είναι περισσότερη από αυτή του ^{235}U , όπως φαίνεται στον πίνακα 1. Εξάλλου και η πρόσφατη ιστορία της Γης έχει υποδείξει ότι η φθορά του ^{235}U είναι μεγαλύτερη από αυτή του ^{238}U .

Όταν αυξάνει το ποσοστό του Si που περιέχεται στα πετρώματα, αυξάνει και το ποσό των ραδιενεργών ισωτόπων. Έτσι, ο ηπειρωτικός φλοιός είναι περίπου

έχει εμπλουτίσει το φλοιό με στοιχεία παραγωγής θερμότητας. Παραπέρα, περισσότερες διαδικασίες ανακύκλωσης που συνέβησαν στο φλοιό, συγκέντρωσαν τα στοιχεία αυτά στις ηπείρους και κυρίως στα ανώτερα τμήματά τους (σχήμα 4).

Με παραπάνω μελέτη των ραδιενεργών στοιχείων στο φλοιό διαπιστώθηκε ότι το U λόγω του φορτίου του και της ιοντικής του ακτίνας τείνει να εμπλουτίσει διαλύματα που παράγονται από τη τήξη του υλικού του φλοιού. Επίσης, λόγω του γεγονότος ότι η μορφή του U^{6+} είναι υψηλά διαλυτή σε διαλύματα με πολύ νερό, το U τείνει να εμπλουτίσει υδροθερμικά διαλύματα που αποβάλλονται κατά τη μεταμόρφωση. Παρόμοια συμπεριφορά δείχνει και το Th. Αλλά το K αποβάλλεται από διαλύματα υψηλού βαθμού μεταμόρφωσης σε γρανιτικά μάγματα και εμπλουτίζει υδροθερμικά διαλύματα. Για τους παραπάνω λόγους πιστεύεται ότι ο κατώτερος φλοιός αποτελείται από πετρώματα γρανουλιτικής φάσης και ο ανώτερος φλοιός από ένυδρα γνευσιακά πετρώματα αμφιβολιτικής φάσης.

Προσπαθώντας να κατασκευάσουμε ένα μοντέλο παραγωγής θερμότητας για το φλοιό πρέπει να λάβουμε υπόψη τη δομή του, κάποιες μετρήσεις στοιχείων που παράγουν θερμότητα, (τις οποίες παίρνουμε από τα πετρώματα που είναι εκτεθειμένα στην επιφάνεια), καθώς και κάποιες υποθέσεις για την κατανομή αυτών των στοιχείων μέσα στο φλοιό. Ένα τέτοιο μοντέλο είναι εύκολο να κατασκευαστεί για τον ωκεάνιο φλοιό, γιατί αυτός καλύπτεται από λεπτά ιζήματα. Όμως για τις ηπείρους, και ειδικότερα για τις ορογενετικές ζώνες, το πρόβλημα είναι πιο πολύπλοκο. Συνήθως, το μοντέλο, που επιλέγεται για μια τέτοια μελέτη, έχει ένα ανώτερο κάλυμμα από ιζήματα και ηφαιστειακά υλικά, ένα κατώτερο από μεταμορφωμένα πετρώματα και δίνει περισσότερη έμφαση στα πάχη των πετρωμάτων και στην παραγωγή θερμότητας.

Για να κατασκευάσουμε ένα τέτοιο μοντέλο, θεωρούμε τη σχέση:

$$A_z = A_0 e^{-z/D}$$

όπου A_z είναι η παραγωγή θερμότητας στο βάθος z της βάσης του μεταμορφωμένου πετρώματος που μελετούμε, A_0 είναι η παραγωγή θερμότητας στην οροφή αυτού του πετρώματος και D το πάχος του, που σχετίζεται με τη μείωση των K, Th και U, όσο αυξάνει ο βαθμός της μεταμόρφωσης.

Επιπλέον, η παραγωγή θερμότητας, A , ενός πετρώματος εκφράζεται σαν το ποσό της θερμότητας, που παράγεται από την ελάττωση των ραδιενεργών στοιχείων στη μονάδα του όγκου του πετρώματος, ανά μονάδα χρόνου. Μετρίεται σε $10^{-3} \text{ cal} \cdot$

$\text{cm}^{-3} \cdot \text{sec}^{-1}$, δηλαδή σε μονάδες παραγωγής θερμότητας (h.g.u.). Στο SI οι μονάδες είναι $\mu\text{W} \cdot \text{m}^{-3}$ και ισούται με 2,4 h.g.u.

Επειδή, κάθε ένα από τα ισότοπα ^{40}K , ^{232}Th και ^{238}U έχει μεγάλη ημιπερίοδο ζωής, μετρήσεις για την ηλικία των πετρωμάτων παλιών ορογενέσεων δεν δίνουν σωστά αποτελέσματα. Γι'αυτό στην παραγωγή θερμότητας αυτών των ορογενέσεων, που υπολογίζεται, κάνουμε μία διόρθωση στο χρόνο.

Από όσα είπαμε παραπάνω, συμπεραίνουμε ότι μεγάλη μεταμορφική δραστηριότητα, και συνεπώς μεγάλη παραγωγή θερμότητας, περιμένουμε να συμβεί κυρίως στον ηπειρωτικό φλοιό, και πιο συγκεκριμένα στις ορογενετικές ζώνες. Τα ιζήματα που καλύπτουν τις ηπείρους προέρχονται από τη διάβρωση, μεταφορά και απόθεση των ανώτερων στρωμάτων. Έτσι, η κατανομή των K, Th και U είναι μεγάλη και η παραγωγή θερμότητας κυμαίνεται συνήθως από 1-10 h.g.u. κατά τη διάρκεια μιας ορογένεσης. Αντίθετα, τα ιζήματα των τάφρων προέρχονται από τους ανδεσίτες και βασάλτες των ηφαιστειών των νησιωτικών τόξων. Γι' αυτό και το ποσοστό των στοιχείων K, Th και U σ' αυτά είναι χαμηλό, με συνέπεια και η παραγωγή θερμότητας να είναι χαμηλή.

Είναι δυνατό το ποσό της θερμότητας να αυξάνει από τις ρηγματώσεις, δηλαδή από αύξηση της διατμητικής τάσης. Αυτό συμβαίνει όταν, κατά τη διάρκεια ορογενετικών επεισοδίων, βυθίζονται οι πλάκες στη λιθόσφαιρα. Οπότε, εξαιτίας της τριβής, παράγεται τότε ενέργεια, όπως, επίσης, ενέργεια παράγεται και εξαιτίας της διεύρυνσης του πυθμένα των ωκεανών.

Τα μοντέλα που κατασκευάζονται, λαμβάνοντας υπόψη όλα τα παραπάνω, πρέπει να συμφωνούν με τα δεδομένα που εξάγονται από τις γεωλογικές έρευνες. Τα μοντέλα αυτά όμως, αναφέρονται σε μία ιδανική δυναμικά σταθερή κατάσταση, έτσι ώστε σε κάθε σημείο του πετρώματος η θερμοκρασία να είναι σταθερή με το χρόνο.

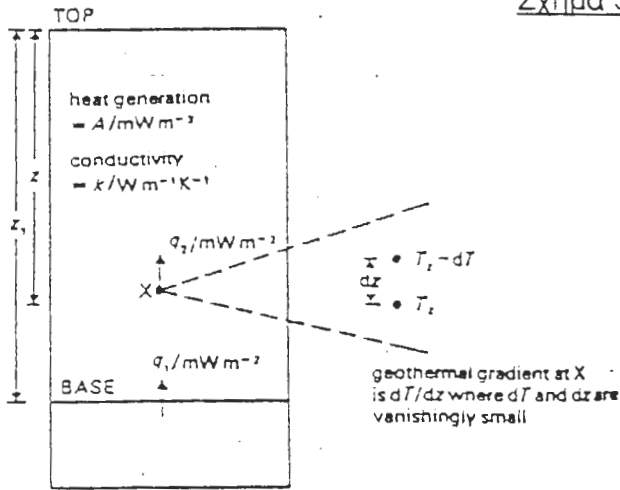
Η ροή θερμότητας δίνεται από τον τύπο:

$$q_z = k \frac{dT}{dz}$$

Η παραπάνω ροή θερμότητας είναι το άθροισμα δύο επιμέρους ποσοτήτων: αυτής που παράγεται στη βάση του πετρώματος, q_1 , και αυτής που παράγεται μέσα στο πέτρωμα, $A(z_1 - z)$. Δηλαδή

$$q_z = k \frac{dT}{dz} = q_1 + A(z_1 - z)$$

όπου z το πάχος του πετρώματος που μελετούμε (σχήμα 5).



Σχήμα 5. Στο διάγραμμα φαίνεται η ροή θερμότητας σε ένα σημείο (X) ενός πετρώματος με ομοιόμορφη παραγωγή θερμότητας.

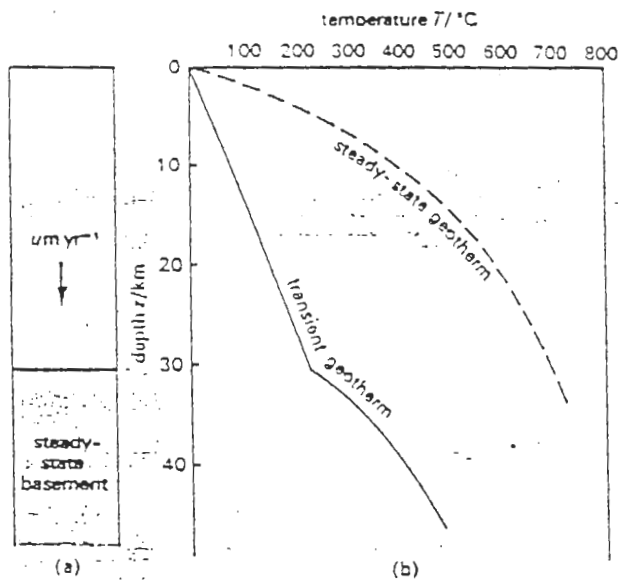
1.4. ΜΟΝΤΕΛΑ ΠΑΡΟΔΙΚΗΣ ΡΟΗΣ ΘΕΡΜΟΤΗΤΑΣ

Μέχρι τώρα αναφερθήκαμε στην ιδεατή περίπτωση της ισορροπίας ανάμεσα στην παραγωγή θερμότητας και στην ροή θερμότητας για ένα πέτρωμα συγκεκριμένου πάχους στο φλοιό της Γης. Παρακάτω θα αρχίσουμε να μελετούμε περισσότερο την πραγματικότητα, αφού θα αναφερθούμε στις αλλαγές που γίνονται κατά τη διάρκεια της ορογένεσης και της μεταμόρφωσης των πετρωμάτων.

Πολλές από τις διαδικασίες που ακολουθούν μία ορογένεση οφείλονται σε κίνηση ζεστού υλικού, κυρίως διαλυμάτων. Συνεπώς, η εξέλιξη της γεώθερμης είναι απόρροια δύο διαδικασιών: της μηχανικής κίνησης της θερμότητας και της θερμικής ανάπαυσης από μεταγωγή. Όταν ο ρυθμός της κίνησης είναι γρηγορότερος από τη μεταγωγή, τότε η ποσότητα της ενέργειας που προσφέρεται από μηχανική κίνηση της θερμότητας είναι υπολογίσιμη. Στην αντίθετη περίπτωση, θεωρείται αμελητέα.

Κατά τη διαδικασία της βύθισης των πετρωμάτων ο ρυθμός με τον οποίο τα βυθιζόμενα πετρώματα θερμαίνονται, κυριαρχείται από δύο παράγοντες: (α) από τη παραγωγή θερμότητας στο εσωτερικό τους και (β) από τη ροή θερμότητας ανάμεσα στα υλικά που αποτίθενται από πάνω τους, είτε αναφερόμαστε στον ωκεάνιο είτε στον παλαιότερο ηπειρωτικό φλοιό. Αν ο ρυθμός της βύθισης είναι ίδιος ή μικρότερος από το ρυθμό μεταφοράς της θερμότητας προς τα πάνω, τότε θα σχηματιστεί μία γεώθερμη σταθερής κατάστασης. Αν, όμως, η βύθιση είναι γρηγορότερη, τότε θα σχηματιστεί μία παροδική γεώθερμη (σχήμα 6).

Κάτω από τα 30 km ο παλιός φλοιός διατηρεί τη γεώθερμη σταθερής κατάστασης, ενώ ο νέος φλοιός αλλάζει τη θερμοκρασία του σε σχέση με το βάθος.



Σχήμα 6. (a) Απόθεση ιζημάτων με ρυθμό βύθισης u m/yr. (b) Παροδική γεώθερμη για γρήγορη βύθιση των ιζημάτων.

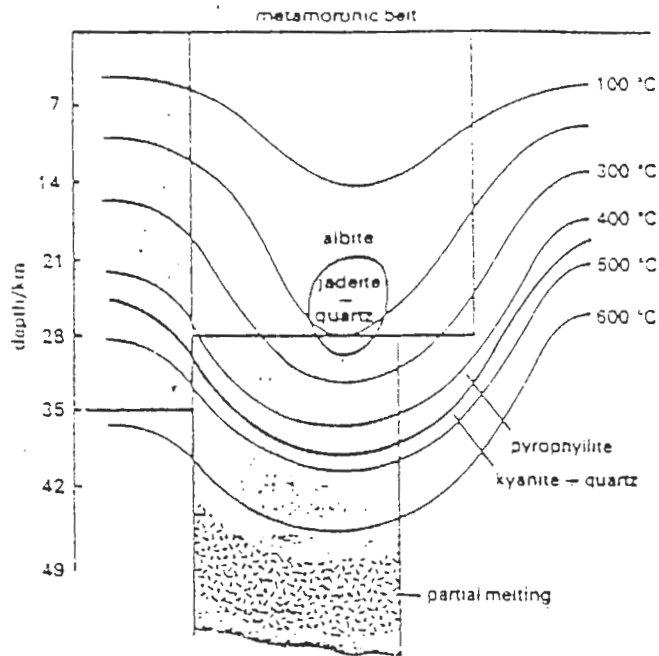
Έτσι, καθώς ο φλοιός προσπαθεί να αποκαταστήσει την ισορροπία, θερμότητα θα ρέει από το κατώτερο στρώμα προς το ανώτερο. Για την καλύτερη κατανόηση της παραπάνω θεωρητικής παρατήρησης, δίνεται το παρακάτω παράδειγμα. Στα 28 km βάθος, όπου η θερμοκρασία είναι 200°C , και καθώς το πέτρωμα βυθίζεται, σχηματίζεται η γλαυκοφανιτική-λοσονιτική φάση της μεταμόρφωσης. Αρχικά το πέτρωμα περιέχει αλβίτη (άστριος), αλλά αφού μεταμορφωθεί περιέχει ιαδείτη (νατριούχος πυρόξενος) και χαλαζία:



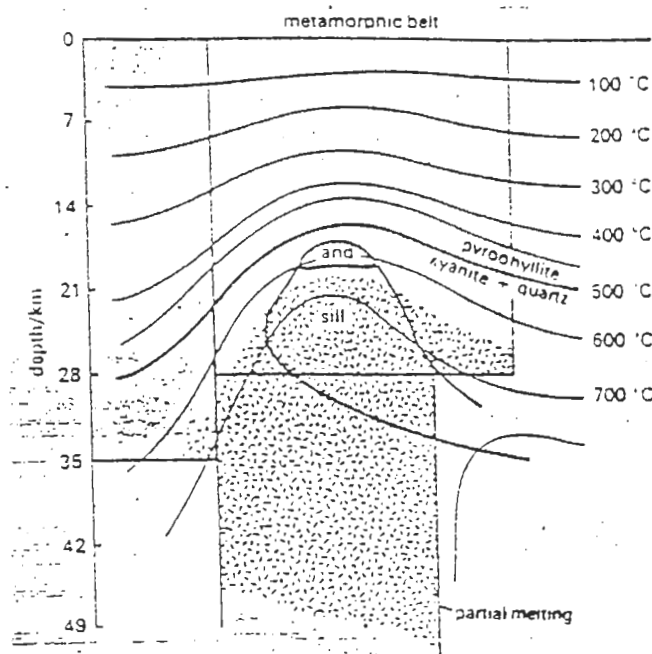
αλβίτης ιαδείτης χαλαζίας

Τέτοια πετρώματα είναι οι μπλε σχιστόλιθοι. Το σχήμα 7 απεικονίζει τις παραπάνω συνθήκες γρήγορης βύθισης. Στο σχήμα αυτό πρέπει να προσεχθεί ιδιαίτερα η μορφή των ισοθέρμων και τα όρια της αντίδρασης. Όταν η βύθιση σταματήσει και δεν υπάρχει διάβρωση, το μεταμορφωμένο πέτρωμα θα θερμαίνεται από μόνο του, προσπαθώντας να αποκαταστήσει τη δυναμικά σταθερή γεώθερμη. Έτσι, σε 20 εκ. χρόνια, το πέτρωμα του σχήματος 7 θα πάρει τη μορφή του σχήματος 8. Σ' αυτό το στάδιο το πέτρωμα, που μελετούμε, έχει υψηλότερη παραγωγή θερμότητας από τα περιβάλλοντα πετρώματα. Πρέπει και σ' αυτό το σχήμα, επίσης, να προσεχθούν οι ισόθερμες και τα όρια της αντίδρασης, καθώς και το γεγονός ότι το πέτρωμα θα δείχνει μεταμόρφωση αμφιβολιτικής φάσης. Αυτό είναι το στάδιο όπου θα επιτευχθεί

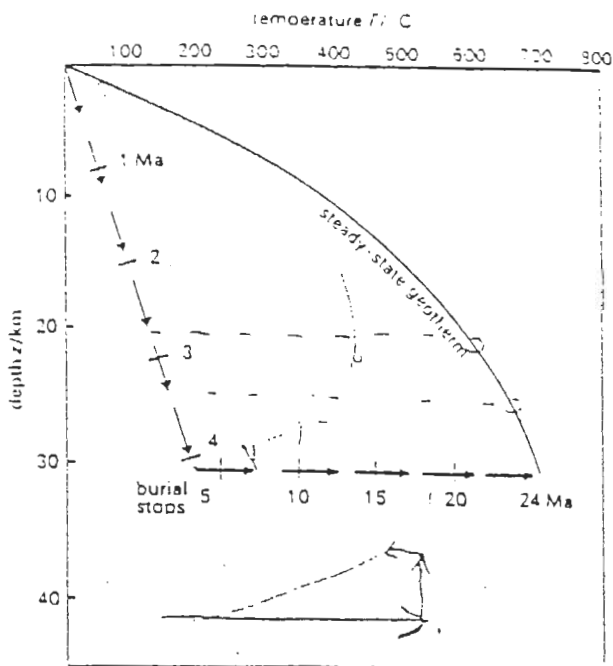
η γεώθερμη σταθερής κατάστασης. Στο σχήμα 9 φαίνεται ένα διάγραμμα θερμοκρασίας - βάθους - χρόνου για την πορεία του παραπάνω πετρώματος.



Σχήμα 7. Ισοθερμική δομή μετά από τη γρήγορη ιζηματογένεση και την ανάπτυξη της παροδικής γεώθερμης.



Σχήμα 8. Η δομή του σχήματος 7 μετά από σταδιακή θέρμανση και σταμάτημα της βύθισης.



Σχήμα 9. Διάγραμμα θερμοκρασίας-βάθους-χρόνου για την πορεία του πετρώματος των σχημάτων 7 και 8.

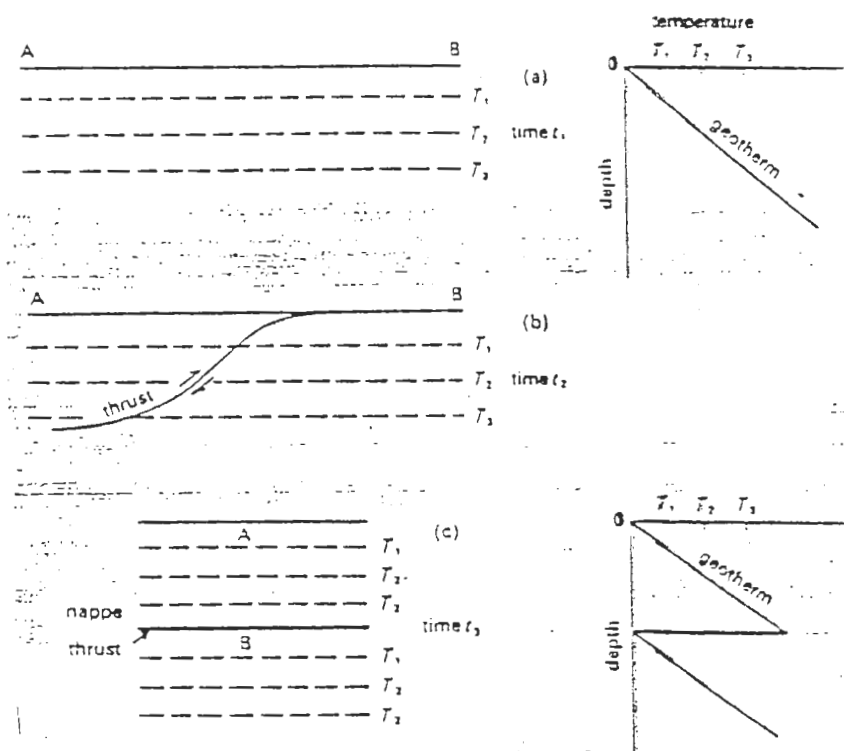
Παρ' όλα αυτά, η κατάσταση που περιγράφηκε στο παραπάνω παράδειγμα είναι ιδεατή, γιατί πάντα θα υπάρχει η διάβρωση και η ισοστατική άνοδος που επηρεάζουν σημαντικά την εξέλιξη των μεταμορφικών ζωνών. Η ισοστατική άνοδος θερμαινόμενων πετρωμάτων, εξαιτίας επιφανειακής διάβρωσης, είναι μία μορφή μαζικής μεταφοράς θερμότητας. Συνέπεια αυτής είναι να αυξάνεται η ροή θερμότητας, οπότε αυξάνεται και η θερμοκρασιακή βαθμίδα.

Όσο αυξάνει ο ρυθμός της διάβρωσης, βαθμιαία διαταράσσεται η ισορροπία της γεώτερμης σταθερής κατάστασης. Άρα οποιοδήποτε πέτρωμα ανεβαίνει ισοστατικά, ψύχεται και σταματά η μεταμόρφωσή του, γιατί τότε το πέτρωμα ξεκινάει νέα πορεία προς τη σταθερή κατάσταση. Αν το πέτρωμα αυτό πριν από την άνοδο παρουσιάζει στοιχεία ή σύνολα ορυκτών υψηλού βαθμού μεταμόρφωσης, είναι πιθανό να τα διατηρεί στη νέα του πορεία και να φαίνονται σήμερα στην επιφάνεια, αποδεικνύοντας ότι η άνοδος ήταν γρηγορότερη από τις πιθανές αντιδράσεις των ορυκτών.

Θα πρέπει να μελετήσουμε και το θερμικό αποτέλεσμα μιας πλουτωνικής διείσδυσης στα προϋπάρχοντα πετρώματα. Όταν ανέρχονται μεγάλοι πυριγενείς πλουτωνίτες (π.χ. γρανιτικά μάγματα) έχουμε γρήγορη μεταφορά θερμότητας με μεταγωγή. Αυτό συμβαίνει επειδή οι πλουτωνίτες είναι πλούσιοι σε υγρά διαλύματα και η θερμοκρασία είναι ομογενής και σταθερή σ' όλη τους την έκταση. Τα διαλύματα

αυτά ψύχονται από την επαφή τους με τα γύρω πετρώματα και όταν σταθεροποιηθούν, φτάνουν τελικά στη δυναμικά σταθερή κατάσταση. Σ' αυτό το στάδιο τα γύρω πετρώματα αρχίζουν να θερμαίνονται μέχρι να φτάσουν τη θερμοκρασία της διείσδυσης.

Η μετακίνηση των υδροθερμικών διαλυμάτων, η οποία εκδηλώνεται στα πετρώματα με τις εμφανίσεις των χαλαζιακών φλεβών, είναι δυνατό να αυξάνει την παραγόμενη αγωγιμότητα και να ελαττώνει τη γεωθερμική βαθμίδα. Ωστόσο, είναι ένα επαρκές μέσο μεταφοράς θερμότητας και μάζας και, επιπλέον, οδηγεί σε πιο γρήγορη επίτευξη της γεώθερμης σταθερής κατάστασης.

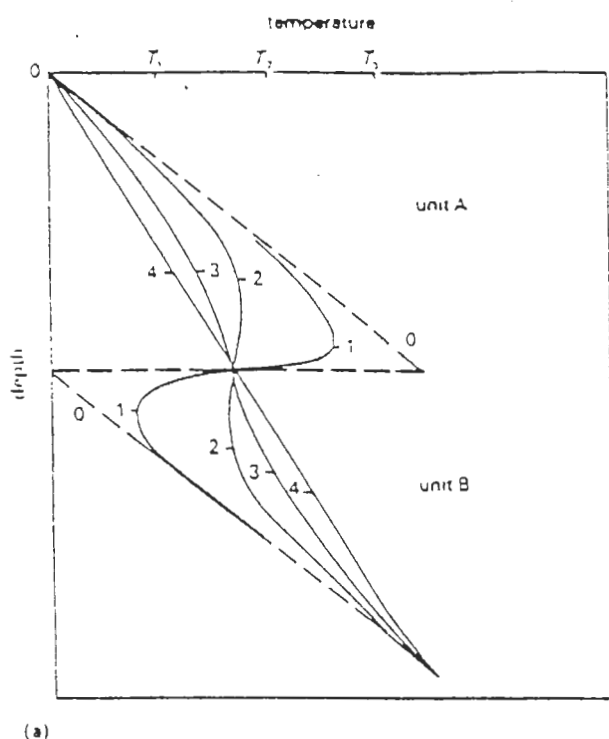


Σχήμα 10. (a) Οι ισόθερμες πριν την ορογένεση και η γεώθερμη σταθερής κατάστασης στο χρόνο t_1 . (b) Στο χρόνο t_2 ένα λεπτό ίζημα αρχίζει να μετακινείται μεταφέροντας μέρος του φλοιού (A) πάνω από τη περιοχή B. (c) Στο χρόνο t_3 η περιοχή A επωθήθηκε πάνω από τη B και μία παροδική γεώθερμη πριονωτής μορφής σχηματίστηκε αντιπροσωπεύοντας τη σταθερή κατάσταση.

Θα προσπαθήσουμε παρακάτω να κατασκευάσουμε ένα μοντέλο για τις Άλπεις, οι οποίες καλύπτονται από καλύμματα (nappes), που χωρίζονται από λεπτά ιζήματα (thrusts). Θεωρούμε ότι στο χρόνο t_1 πριν από την ορογένεση, επικρατούσε θερμική ισορροπία, οπότε οι ισόθερμες ήταν οριζόντιες και η τιμή τους αυξανόταν με

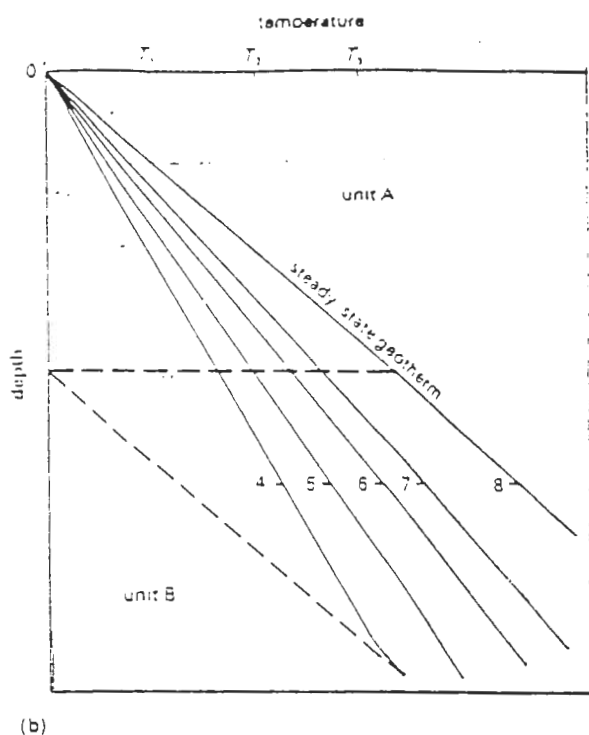
το βάθος (σχήμα 10a). Στο χρόνο t_2 ένα λεπτό ιζημα άρχισε να μετακινείται από τα πετρώματα της περιοχής A προς αυτά της περιοχής B (σχήμα 10b). Στο χρόνο t_3 ο φλοιός στην περιοχή B παχύνθηκε από την πρόσθεση αυτού του λεπτού ιζήματος (σχήμα 10c), δημιουργώντας μία διαφορετική ισόθερμη. Το σχήμα 10c απεικονίζει τη νέα κατάσταση της δομής του φλοιού μετά την επώθηση, όπου πιο ζεστά ιζήματα αποτέθηκαν πάνω από ψυχρότερα. Συνεπώς, η γεώθερμη, που θα αναπτυχθεί, θα παρουσιάζει μία χαρακτηριστική οδόντωση, η οποία με το χρόνο τείνει να πάρει τη μορφή της δυναμικά σταθερής γεώθερμης του σχήματος 10a, οπότε τα πετρώματα A και B θα έχουν περίπου τις ίδιες θερμοκρασίες. Για να επιτευχθεί κάτι τέτοιο, θερμότητα ρέει από τα ανώτερα πιο ζεστά στρώματα ιζημάτων A προς τα ψυχρότερα κατώτερα στρώματα B.

Καθώς η οδόντωση της γεώθερμης θα αρχίσει να μειώνεται με την ψύξη του πετρώματος, θα αναπτυχθεί αρχικά μία γεώθερμη με αρνητική κλίση (σχήμα 11a, γεώθερμες 1, 2, 3). Δηλαδή θερμότητα θα συνεχίσει να ρέει προς την επιφάνεια. Στη συνέχεια, η κλίση της γεώθερμης θα γίνει θετική (σχήμα 11b, γεώθερμη 4) και το πέτρωμα θα συνεχίσει να θερμαίνεται, προσπαθώντας να φτάσει σε θερμική ισορροπία (σταθερή κατάσταση) (σχήμα 11b, γεώθερμες 4-8).



Σχήμα 11. (a) Έναρξη της ανάπτυξης της "πριονωτής γεώθερμης" (χρόνος 0).

Προσέξτε το σχήμα των γεωθέρμων στους χρόνους 1, 2 και 3 όπου παρατηρείται μείωση της θερμοκρασίας με το βάθος. Στο χρόνο 4, οι θερμοκρασίες έχουν τις μισές τιμές των αρχικών τους.



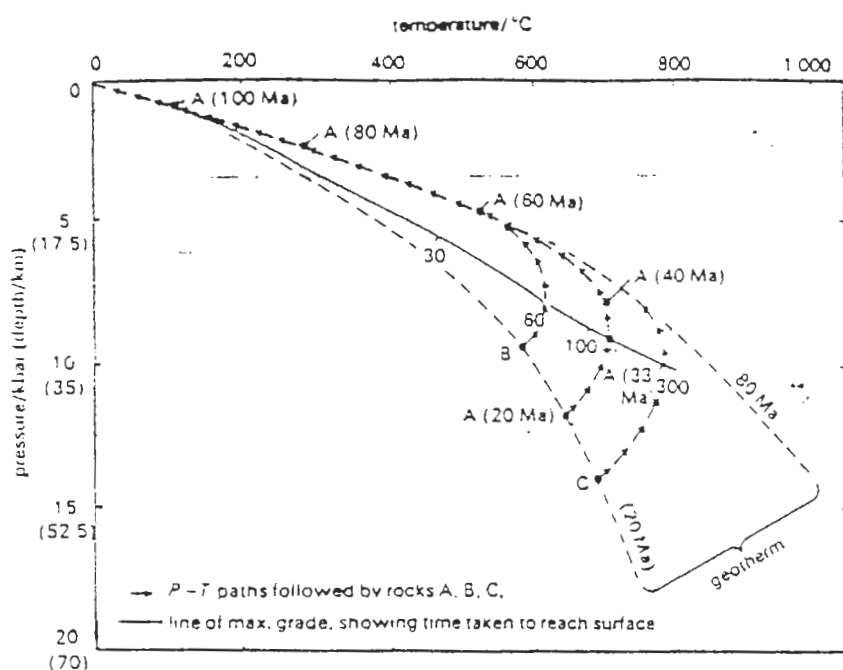
Σχήμα 11. (b) Ανάπτυξη της γεώθερμης σταθερής κατάστασης στους χρόνους 4-8.

1.5. ΟΙ ΓΕΩΘΕΡΜΙΚΕΣ ΚΑΙ ΜΕΤΑΜΟΡΦΙΚΕΣ ΚΑΤΑΓΡΑΦΕΣ ΤΩΝ ΑΠΟΚΛΙΣΕΩΝ ΤΗΣ ΠΙΕΣΗΣ ΚΑΙ ΤΗΣ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑΣ

Δείξαμε προηγούμενα ότι η πίεση και η θερμοκρασία, τις οποίες καταγράφουν οι συνδυασμοί των ορυκτών στο ανώτατο σημείο της μεταμόρφωσης, ποικίλουν από τόπο σε τόπο μέσα σε μία ορογενετική ζώνη. Συνεπώς, δίνουν διάφορες καμπύλες σ' ένα P-T διάγραμμα, οι οποίες ονομάζονται φασικές σειρές και δεν μπορούμε να πούμε ότι καταγράφουν παλιές γεώθερμες. Ωστόσο, παρατηρούμε ότι τα διαφορετικά πετρώματα, που ανήκουν στις φασικές σειρές, φτάνουν το καθένα στο δικό του ανώτατο σημείο μεταμόρφωσης. Αυτή η διαδικασία γίνεται ως εξής: αμέσως μετά την ιζηματογένεση και την τεκτονική βύθιση, κάθε πέτρωμα βρίσκεται σε διαφορετικό βάθος. Έτσι, ένα ποσό ραδιενεργού θερμότητας χάνεται κατά τη διάρκεια της βύθισης και ένα άλλο από τη μεταγωγή. Συνεπώς, η γεώθερμη, που σχηματίζεται, έχει μεταβατική μορφή και στα βαθύτερα σημεία της ποικίλει, είτε λόγω ανερχόμενων πυριγενών σωμάτων ή υδροθερμικών υγρών, είτε λόγω των θερμικών ιδιοτήτων του πετρώματος. Όταν σταματήσει η βύθιση, το πέτρωμα αρχίζει να ανέρχεται ισοστατικά. Η πάχυνση του φλοιού ασκεί δύναμη στην επιφάνεια της Γης και, εξαιτίας

της διάβρωσης, ο καινούργιος φλοιός αρχίζει να λεπτταίνει. Η μεταφορά θερμότητας σ' αυτό το στάδιο γίνεται με αγωγή.

Η παραπάνω εξέλιξη ενός πετρώματος δίνεται σ' ένα P-T διάγραμμα με μία καμπύλη θερμοκρασίας - βάθους - χρόνου, για κάθε τμήμα του φλοιού. Διακρίνονται δύο περιπτώσεις: (α) όταν η παραγωγή θερμότητας του πετρώματος είναι μεγαλύτερη από τη μεταφορά της προς την επιφάνεια, η θερμοκρασία αυξάνει μέχρι το ανώτατό της σημείο, (β) όταν η παραγωγή θερμότητας εξισορροπεί την απώλεια, σχηματίζεται μία δυναμικά σταθερή γεώθερμη. Η γεώθερμη αυτή καθορίζει τη θερμοκρασία μέχρι τη στιγμή που το πέτρωμα φτάνει στην επιφάνεια, οπότε έχει ήδη ψυχθεί.



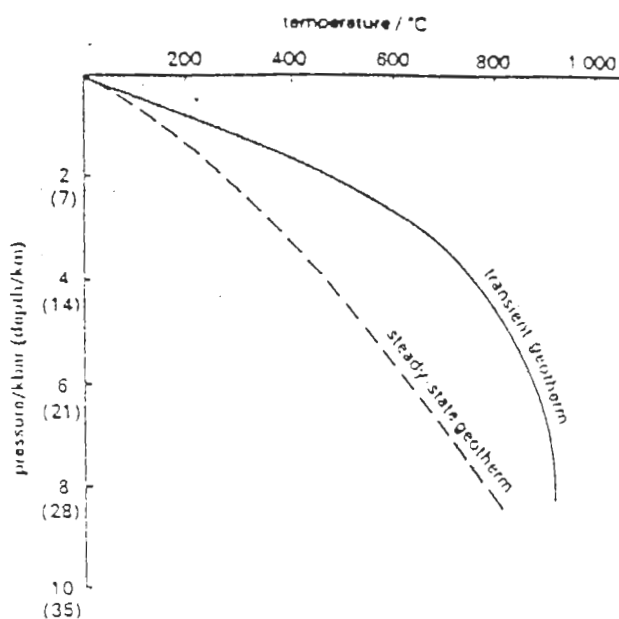
Σχήμα 12. Η εξέλιξη του πετρώματος A σ' ένα διάγραμμα P-T κατά τη διάρκεια μιας υποθετικής θερμικής ιστορίας βύθισης, ραδιενεργούς θερμότητας και διάβρωσης.

Αυτή η θερμική εξέλιξη αναπαρίσταται στο σχήμα 12. Σ' αυτή απεικονίζεται η εξέλιξη της πίεσης και της θερμοκρασίας ενός πετρώματος A, για 20, 33, 40, 60, 80 και 100 εκ. χρόνια μετά την ταχεία βύθισή του, είτε από ιζηματογενή είτε από τεκτονικά αίτια. Η άνοδος του πετρώματος αυτού και η διάβρωσή του ξεκινούν στα 20 εκ. χρόνια μετά τη βύθισή του, οπότε συμπεραίνουμε ότι έχει δημιουργηθεί μία μεταβατική γεώθερμη. Σ' αυτή τη φάση το πέτρωμα έχει θερμοκρασία 650 °C σε βάθος 42 km (12 Kbar). Η πίεση σταδιακά ελαττώνεται, εξαιτίας της ανόδου και της

διάβρωσης και το πέτρωμα θερμαίνεται προς τη δυναμικά σταθερή γεώθερμη. Στα 33 εκ. χρόνια η θερμοκρασία φτάνει στη μέγιστη τιμή της (720°C) σε βάθος 31,5 km (9 Kbar). Σ' αυτό το στάδιο η παραγωγή και η μεταφορά θερμότητας βρίσκονται σε ισορροπία και επειδή το πέτρωμα Α ακόμη συνεχίζει να ανέρχεται, η θερμοκρασία αρχίζει να ελαττώνεται, οπότε τελικά στα 80 εκ. χρόνια παίρνει την τιμή της δυναμικά σταθερής γεώθερμης. Στα 115 εκ. χρόνια το πέτρωμα φτάνει στην επιφάνεια. Στο ίδιο σχήμα έχουν χαρτογραφηθεί και οι θερμικές εξελίξεις των πετρωμάτων Β και C, τα οποία είχαν αρχικά βυθιστεί σε διαφορετικά βάθη από το Α.

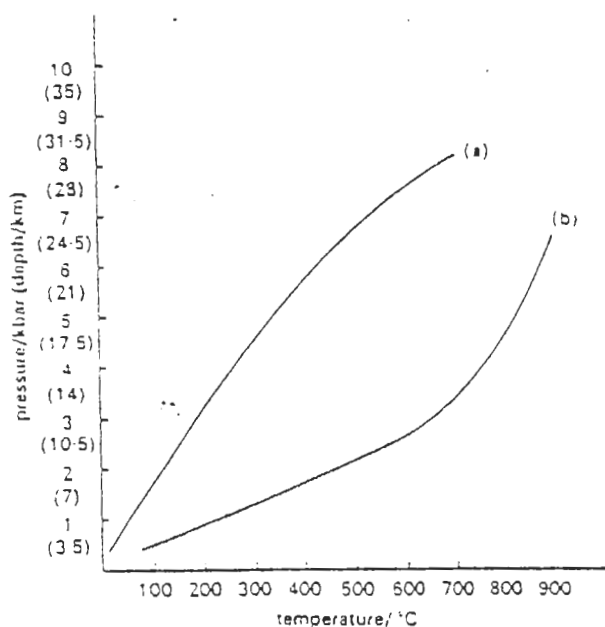
Μέχρι τώρα δεν έχει βρεθεί ένας τρόπος που να μετράται απ' ευθείας η κλίση των παλιών γεώθερμων και η ροή της θερμοκρασίας. Αυτό συμβαίνει επειδή, από τα ορυκτά που φανερώνουν τα ανώτατα σημεία της μεταμόρφωσης, δεν μπορούμε να γνωρίζουμε τους χρόνους που έχουν επιτευχθεί αυτά, καθώς, επίσης, και σε ποιο σημείο της γραφικής παράστασης μιας μεταβατικής γεώθερμης αναφέρονται. Ο μόνος τρόπος να αποκομίσουμε πληροφορίες, για να χαρτογραφήσουμε παλιές γεώθερμες, είναι από τις P-T καταγραφές σε μία ορογενετική ζώνη.

Το μοντέλο που αναφέρεται στο σχήμα 12 δείχνει τη θερμική ανάπαυση μιας μεταβατικής γεώθερμης βύθισης. Η γραμμή, που ενώνει τα ανώτατα σημεία της πίεσης και της θερμοκρασίας, είναι περίπου ευθεία και περνάει από την αρχή των αξόνων (στην πραγματικότητα είναι ελάχιστα κοίλη προς τον άξονα T).



Σχήμα 13. Παροδική γεώθερμη μαζικής μεταφοράς θερμότητας και γεώθερμη σταθερής κατάστασης.

Στο σχήμα 13 φαίνεται μία μεταβατική γεώθερμη λόγω της μαζικής μεταφοράς θερμότητας στο βαθύτερο φλοιό, καθώς και η υποθετική γεώθερμη σταθερής κατάστασης. Από το σχήμα αυτό συμπεραίνουμε ότι, όταν σταματήσει η μαζική μεταφορά θερμότητας το πέτρωμα θα ψυχθεί προς τη δυναμικά σταθερή κατάσταση, και, συνεπώς, η γραμμή που ενώνει τα ανώτατα σημεία της πίεσης και της θερμοκρασίας θα είναι μία καμπύλη με το κυρτό μέρος της προς τον άξονα Τ. Επίσης, το σχήμα 14 συνοψίζει τα θεωρητικά σχήματα των γεωθέρμων για θαπτική μεταμόρφωση και για μεταμόρφωση που προέρχεται από μεταφορά θερμότητας με μεταγωγή. Συνεπώς, με όσα είπαμε μέχρι τώρα, έχουμε έναν οδηγό μεταμόρφωσης των ορογενετικών ζωνών, που μας βοηθάει να κατανοήσουμε την εξέλιξή τους και να κατασκευάσουμε ένα μοντέλο γι' αυτή.



Σχήμα 14. Γεώθερμες (a) για θαπτική μεταμόρφωση και (b) για μεταμόρφωση που προέρχεται από μαζική μεταφορά θερμότητας.

1.6. Η ΠΑΡΑΓΩΓΗ ΘΕΡΜΟΤΗΤΑΣ ΚΑΙ ΟΙ ΓΕΩΘΕΡΜΕΣ ΤΩΝ DARLADIAN

Τα Darladian, ειδικότερα τα χαμηλότερα και μεσαία τμήματα, προήλθαν κυρίως από τη διάβρωση των ανώτερων στρωμάτων της Προκαμβρίου ηπείρου. Γι' αυτό η μέση σύστασή τους σε K, Th και U είναι όμοια μ' αυτή των γρανιτών. Πριν από 500

εκ. χρόνια, η μέση παραγωγή θερμότητας για τα Darladian ήταν περίπου 4 h.g.u. και ήταν αρκετά υψηλότερη από αυτή των ιζημάτων των περιοχών του Ιρλανδικού τόξου.

Πιστεύεται ότι κατά τη διάρκεια των πρώτων γεγονότων της ορογένεσης των Darladian πρέπει να είχε παίξει σημαντικό ρόλο η διατμητική θερμότητα. Παρ' όλο που δεν υπάρχουν ενδείξεις εξαιρετικά μεγάλων θερμοκρασιών, η διατμητική θερμότητα θεωρείται σημαντική πηγή για τη μεταμόρφωση. Επίσης, είναι αποδεκτό ότι το θερμικό αποτέλεσμα του ανερχόμενου μάγματος είχε κάποια επιρροή στη θερμοκρασία των πετρωμάτων του Darladian. Εξάλλου, ο μεγαλύτερος όγκος των γρανιτών, όπως και μία μεγάλη ποσότητα βασικών πλουτωνιτών που υπάρχουν στη ΒΑ Σκωτία, συμπίπτουν με μεγάλου βαθμού μεταμορφικές ζώνες.

Οι πιο πιθανές περιοχές υψηλής ροής θερμότητας στα Darladian, σχετίζονται με τις απότομες ζώνες πτυχώσεων της F_1 και F_2 ηλικίας. Ωστόσο η ζώνη της F_3 αναπτύχωσης είναι δύσκολο να εντοπιστεί, αν και μία πιθανή περιοχή είναι κάτω από τα Darladian της ΒΑ Σκωτίας. Υπάρχουν δηλαδή τρεις κύριες πηγές θερμικής ενέργειας, οι οποίες είναι πιθανό να έχουν αναμιχθεί στη μεταμόρφωση των Darladian:

1. Αυτοθέρμανση από φθορά των ραδιενεργών ισοτόπων στα ιζήματα.
2. Μεταφορά θερμότητας από τα χαμηλότερα επίπεδα, εξαιτίας του ανερχόμενου μάγματος.
3. Μεταφορά θερμότητας από ροή αερίων και επιταχυνόμενη μεταφορά από το βαθύτερο φλοιό, που πιθανότατα σχετίζεται με τις απότομες ζώνες της δομής σε κάθε περιοχή.

Μελετώντας το θερμικό προφίλ κάτω από τα Darladian πριν από την ορογένεση, συμπεραίνουμε ότι ο μέγιστος χρόνος απόθεσής τους είναι 240 εκ. χρόνια, αφού ένα μεταμορφικό επεισόδιο συνέβει στα Moirian πετρώματα πριν 750 εκ. χρόνια και η ιζηματογένεσή τους σταμάτησε πριν 510 εκ. χρόνια. Από απολιθώματα του κατώτερου Καμβρίου βρέθηκε ότι το ανώτερο Darladian είναι νεότερο από 600 εκ. χρόνια. Γι' αυτές τις τόσο μεγάλες περιόδους υποθέτουμε ότι στο φλοιό σχηματίστηκε μία δυναμικά σταθεροποιημένη γεώθερμη.

Το υπόβαθρο κάτω από τα Darladian ήταν ηπειρωτικός φλοιός. Αυτό σημαίνει ότι η γεώθερμη ήταν όμοια μ' αυτές που σχηματίζονται στις σύγχρονες ηπείρους. Οι D_1 και D_2 παραμορφώσεις, που συνέβησαν στα Darladian, χαρακτηρίζονται από διπλασιασμό του φλοιού εξαιτίας ανεστραμμένων πτυχών και τεκτονικών καλυμμάτων. Υποθέτουμε ότι η γεώθερμη, που είχε αναπτυχθεί αρχικά, παρουσίαζε

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΒΙΒΛΙΟΘΗΚΗ

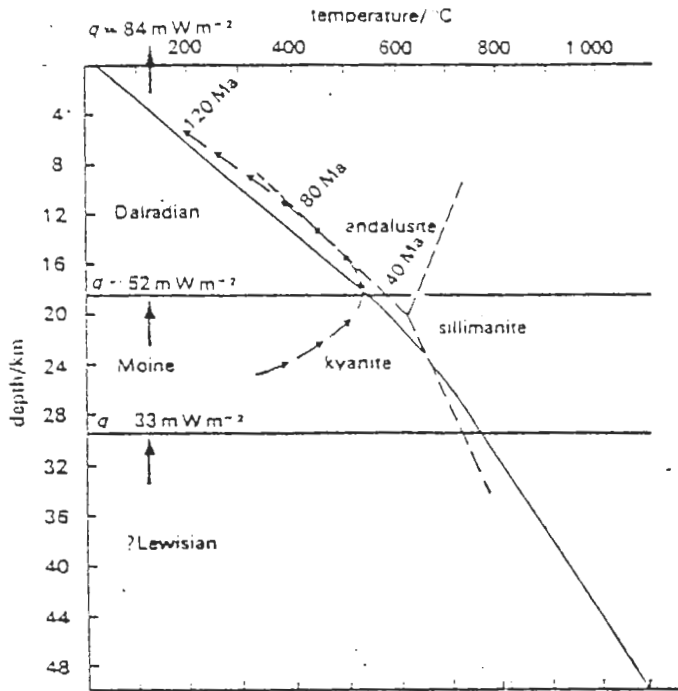
μία “οδόντωση”. Δηλαδή η μεταμόρφωση ήταν υψηλής πίεσης, χαμηλής θερμοκρασίας και σε αρκετό βάθος μέσα στον όγκο των Darladian. Η υπόθεση αυτή βεβαιώνεται από τις εμφανίσεις γλαυκοφανιτικών πετρωμάτων, αλλά μόνο στον όγκο των Darladian της ΒΔ Ιρλανδίας. Στη Σκωτία δεν υπάρχει καμιά τέτοια ορυκτολογική απόδειξη, γι’ αυτό υποθέτουμε ότι νωρίς στην ιστορία της ορογένεσης συνέβει μία θερμική ανάπαυση της γεώθερμης με θετική κλίση. Για τα υπόλοιπα Darladian υποθέτουμε ότι κυριάρχησαν οι θερμικές γεώθερμες βύθισης.

Οι Drs S.W.Richardson και R.Powell, από το πανεπιστήμιο της Οξφόρδης, ανέπτυξαν μία θεωρητική προσέγγιση για την αυτοθέρμανση του φλοιού στα κεντρικά Highlands. Μελέτησαν την οριακή περιοχή Moine-Darladian στα κεντρικά Highlands και συγκέντρωσαν πληροφορίες για την παραγωγή θερμότητας, τη θερμική αγωγιμότητα και πυκνότητα των συστατικών του φλοιού, την πάχυνση των πετρωμάτων στην περιοχή αυτή μετά την πρώιμη παραμόρφωσή τους και τους P-T καθορισμούς για δεδομένο σημείο στον τεκτονικό αυτό όγκο. Κατάφεραν να εντοπίσουν το ανώτατο σημείο της μεταμόρφωσης στα 4-5 Kbar (18,5 km βάθος) και στους 535 °C, χρησιμοποιώντας θερμοδυναμικές παραμέτρους των αντιδράσεων των ορυκτών που παρατηρούσαν, καθώς, επίσης, και το περιεχόμενο του $MgCO_3$ στον ασβεστίτη ($CaCO_3$) που βρισκόταν σε ισορροπία με το δολομίτη ($(Ca,Mg)CO_3$).

Επίσης, συμπέραναν ότι τα Darladian είναι πετρώματα αρκετά ραδιενεργά και ότι υπήρξε αρκετός χρόνος για να φτάσουν τις υψηλές θερμοκρασίες. Οι παραπάνω ερευνητές κατάφεραν, επίσης, να κατασκευάσουν μία δυναμικά σταθερή γεώθερμη για την περιοχή των κεντρικών Highlands, η οποία φαίνεται στο σχήμα 15. Σ’ αυτό το σχήμα εικονίζεται επίσης και η προσπάθειά τους να κατασκευάσουν μία διαδρομή θερμοκρασίας - βάθους - χρόνου για το όριο μεταξύ Moine και Darladian. Υπέθεσαν ότι μετά το D₁ επεισόδιο, τα Darladian είχαν πάχος 25 km και η διάβρωση γινόταν με ρυθμό 0,17 mm/yr. Έτσι, καθώς η διάβρωση μείωσε το πάχος στα 18 km στη διάρκεια 80 εκ. χρόνων, το πέτρωμα ενώ αρχικά παρουσίαζε ενδείξεις χαμηλής θερμοκρασίας και ενδιάμεσης πίεσης, βαθμιαία αυξάνει τη θερμοκρασία του στους 535 °C. Η παραπάνω παρατήρηση συμφωνεί με τα γεωλογικά δεδομένα.

Με λίγα λόγια, μπορούμε να πούμε ότι η μεταμόρφωση και οι γεωθερμικές καταστάσεις του μεγαλύτερου μέρους του όγκου των Darladian είναι αυτοεπιβαλλόμενες. Δεν χρειάζεται δηλαδή η τεκτονική των πλακών για να δώσουμε κάποια εξήγηση σ’ αυτά τα φαινόμενα. Στη ΒΑ Σκωτία, ωστόσο, υπάρχουν ισχυρές αποδείξεις ότι η μεταμόρφωση ήταν υψηλής θερμοκρασίας και χαμηλής πίεσης και,

επίσης, ότι απαιτήσε επιπλέον θερμότητα που προήλθε είτε από χαμηλά με μεταγωγή είτε από μαγματισμό.



Σχήμα 15. Δίνεται η γεώθερμη σταθερής κατάστασης για τα Dalradian κοντά στο Spean Bridge, Invernesshire. Επίσης, φαίνεται η διαδρομή θερμοκρασίας-βάθους-χρόνου για το όριο μεταξύ Moine-Dalradian.

Η ΘΕΡΜΙΚΗ ΙΣΤΟΡΙΑ ΚΑΙ ΤΑ ΜΕΓΑΛΑ ΓΕΓΟΝΟΤΑ ΤΩΝ DARLADIAN

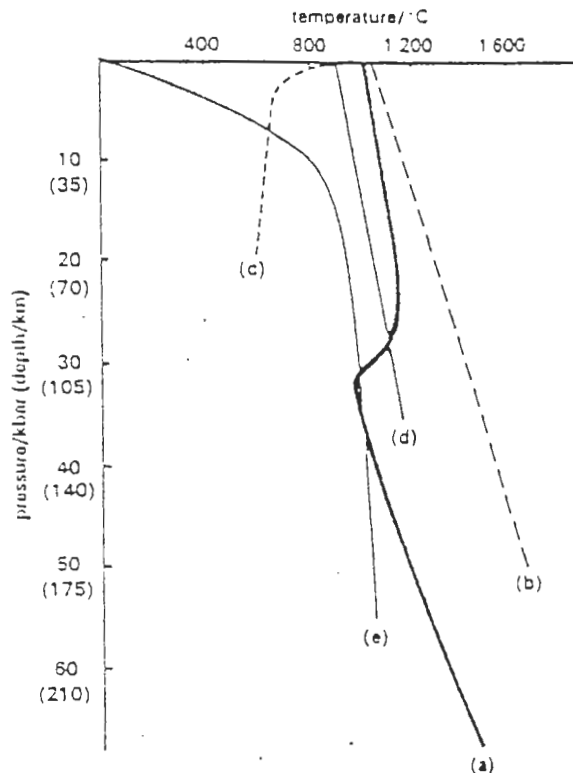
2.1. Η ΚΑΤΑΓΩΓΗ ΤΟΥ ΝΕΟΤΕΡΟΥ ΓΑΒΒΡΟΥ ΚΑΙ ΤΩΝ ΜΕΤΑΤΕΚΤΟΝΙΚΩΝ ΓΡΑΝΙΤΩΝ - ΜΕΓΙΣΤΗ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗ ΤΩΝ DARLADIAN

Σ' αυτό το κεφάλαιο θα προσπαθήσουμε να κατανοήσουμε τις πυριγενείς διεργασίες, την εξέλιξη της δομής και τις διαδικασίες της παραμόρφωσης της ομάδας των Darladian. Δηλαδή θα μελετήσουμε τη θερμική εξέλιξη του φλοιού κάτω από τα Darladian.

Γνωρίζουμε ότι ένας τεράστιος όγκος βασαλτικού μάγματος διείσδυσε στον ανώτερο φλοιό κατά τη διάρκεια της παραμόρφωσης της περιοχής. Ο όγκος αυτός σήμερα αντιπροσωπεύεται από τεράστιες ταινιωτές μάζες γάββρου και υπερβασικού πετρώματος, κόβει τις D_1 δομές και είναι παραμορφωμένος από τις D_2 . Η ηλικία του είναι περίπου 500 εκ. χρόνια, δηλαδή περίπου 25-30 εκ. χρόνια παλιότερος από το ανώτατο σημείο της μεταμόρφωσης και 10 εκ. χρόνια νεότερος από το τέλος της ιζηματογένεσης. Όσον αφορά τη σύστασή του, από μελέτες βρέθηκε ότι προέρχεται από το μανδύα και πιο συγκεκριμένα από τη μερική τήξη του υγρού περιδοτίτη στα 100 km βάθος. Στο σχήμα 16 φαίνονται οι καμπύλες της τήξης του περιδοτίτη (υγρού+στερεού) και η δυναμικά σταθερή γεώθερμη των Darladian (από το σχήμα 15).

Μελετώντας, από την άλλη μεριά, το γρανίτη της ΒΑ Σκωτίας (ηλικίας περίπου 460 εκ. χρόνια), από την αρχική αναλογία $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ βρέθηκε ότι ο όγκος αυτός σχηματίστηκε από τήξη παλαιότερου πυριτικού φλοιού. Με σεισμικές μεθόδους αποδείχθηκε ότι κάτω από ολόκληρα τα Highlands βρίσκονται τα Lewisian πετρώματα. Στο σχήμα 16 φαίνονται οι καμπύλες της τήξης του πυριτικού υλικού (υγρό+ξηρό) και η δυναμικά σταθερή γεώθερμη από το σχήμα 15. Επειδή η αρχική αναλογία $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ήταν χαμηλή, κάθε παλαιότερο υλικό με υψηλή αναλογία Rb/Sr δεν υπάρχει. Συνεπώς η πηγή αυτής της αναλογίας βρίσκεται στο βαθύ μανδύα. Έτσι, οι

πρώτες ενδείξεις της βύθισης εμφανίστηκαν όταν τελείωσε η ορογένεση και άρχισαν να σχηματίζονται ηφαιστειακά πετρώματα.



Σχήμα 16. Καμπύλες έναρξης της τήξης για (a) περιδοτίτη με 0,1% νερό, (b) ξηρό περιδοτίτη, (c) γρανίτη όπου η πίεση είναι ίση με την πίεση εξάτμισης του νερού, (d) ξηρό γρανίτη και (e) την περιοχή των Darladian του σχήματος 15.

Από παρατηρήσεις γνωρίζουμε ότι στη δομή των Darladian κυριαρχεί η παρουσία τεκτονικών καλυμμάτων από την αρχή της δημιουργίας τους. Επειδή τα καλύμματα αυτά σχημάτισαν τεράστιες επίπεδες κατακόρυφες ζώνες εξαιτίας της κίνησής τους, και μεγάλοι όγκοι πετρωμάτων πτυχώθηκαν μαζί, δεν βρίσκουμε κανένα ίχνος μεταμόρφωσης από διατημητική θερμότητα. Γι' αυτό συμπεραίνουμε ότι τα ιζήματα πρέπει να ήταν υγρά. Ο σχηματισμός των τεκτονικών αυτών καλυμμάτων έχει σχέση με μεταφορά μάζας σε μεγάλες αποστάσεις, εξαιτίας της βαρύτητας, κυρίως σε κεκλιμένες επιφάνειες (πλαγιές). Γνωρίζουμε ότι πριν από 510 εκ. χρόνια η περιοχή των Darladian ήταν μία θαλάσσια λεκάνη. Για να σταματήσει η ιζηματογένεση και να σχηματιστούν τεκτονικά καλύμματα πρέπει να είχε αρχίσει κάποια άνοδος της περιοχής, περίπου 10 εκ. χρόνια πριν την τοποθέτηση του

Νεότερου Γάββρου (500εκ. χρόνια). Τέσσερις είναι οι πιθανές αιτίες της ανόδου και του σχηματισμού των καλυμμάτων:

1. Η πάχυνση του φλοιού που προκλήθηκε από τεκτονισμό των πλακών.
 2. Το σταμάτημα των αιτιών της βύθισης των Darladian, οπότε ο υποκείμενος πιεζόμενος πυριτικός φλοιός ήταν ικανός να ανέλθει ισοστατικά.
 3. Η ισοστατική άνοδος που προκλήθηκε από προσθήκη νέου πυριτικού υλικού στη βάση του φλοιού.
 4. Μία ελάττωση στην πυκνότητα του μανδύα που σχετίζεται με αλλαγές στη φάση.
- Από τους παραπάνω αυτούς μηχανισμούς υποθέτουμε ότι περισσότερο αντιπροσωπευτικοί είναι οι δύο τελευταίοι.

Οι παραμορφώσεις, που ακολούθησαν, δείχνουν μικρότερη πάχυνση του φλοιού και νέα πτύχωση. Στη συνέχεια της εξέλιξης η περιοχή παραμορφώνεται από μεγάλα ρήγματα, όπως το Μεγάλο Ρήγμα του Glen (375 εκ. χρόνια) και το Ρήγμα του Συνόρου των Highlands. Η παραπάνω τεκτονική δράση επηρεάζει τη Δεβόνιο πυριγενή δραστηριότητα και τη μετακίνηση των πετρωμάτων της ίδιας ηλικίας. Γενικότερα μπορούμε να πούμε ότι όλα τα συμπεράσματα, που συγκεντρώθηκαν από μελέτες στην ορογενετική αυτή ζώνη, εξηγούνται με το μοντέλο των τεκτονικών πλακών.

2.2. ΕΝΑ ΜΟΝΤΕΛΟ ΓΙΑ ΤΗΝ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΟΥ ΦΛΟΙΟΥ ΚΑΤΩ ΑΠΟ ΤΑ DARLADIAN

Πριν από 510 εκ. χρόνια ο φλοιός αποτελούταν από ένα γνευσιακό υπόβαθρο τύπου Lewisian, ηλικίας περίπου 2900 εκ. χρόνια πριν. Αυτό ήταν καλυμμένο με μεταμορφωμένα Moirian πετρώματα 750 εκ. χρόνια και το ανώτερο στρώμα του αποτελούταν από ιζηματογενή πετρώματα αναμεμιγμένα με ελάχιστα ηφαιστειακά, τα οποία συσσωρευόταν πάνω από το γνευσιακό υπόβαθρο, ανάμεσα στα 750 και 510 εκ. χρόνια. Πριν από 600 εκ. χρόνια προτεκτονικοί γρανίτες είχαν διεισδύσει στα βαθύτερα σημεία του φλοιού. Πριν 510 εκ. χρόνια εξωτερικές δυνάμεις προκάλεσαν τη βύθιση βασαλτικού ωκεάνιου φλοιού κάτω από τα Highlands, πιθανώς με μία ωκεάνια τάφρο, η οποία τοποθετείται στη σημερινή περιοχή του Ballantrae. Η βυθιζόμενη πλάκα ήταν στην επιφάνειά της πλούσια σε νερό και η βύθιση είχε σαν αποτέλεσμα τη θέρμανση των πετρωμάτων αυτών, τόσο εξαιτίας της τριβής όσο και

εξαιτίας γεωθερμικών μέσων. Ήταν δηλαδή σαν να χάθηκε νερό στη μορφή μιας πλούσιας σε H_2O φάσης ατμών και, αργά ή γρήγορα, το υλικό αυτό άρχισε να τήκεται μερικώς, παράγοντας ενδιάμεσα μάγματα. Στη συνέχεια, η φάση ατμών και το μάγμα άρχισαν να ανέρχονται, και στα ανώτερα επίπεδα πρώτη έφτασε η φάση των ατμών. Όμως και στις δύο περιπτώσεις η μεταφορά μάζας μεταμόρφωσε το βαθύτερο σημείο της γεώθερμης.

Η αλληλεπίδραση ανάμεσα στον ανερχόμενο ατμό και στον επικείμενο μανδύα μπορούσε αρχικά να μεταμορφώσει άνυδρα ορυκτά σε ένυδρα. Κατά συνέπεια, μειώθηκε η πυκνότητα του μανδύα, οπότε μία νέα ισοστατική άνοδος συνέβει και ίσως μία πτύχωση βαρύτητας κοντά στην επιφάνεια. Οι αντιδράσεις που παράγουν ένυδρα ορυκτά από άνυδρα είναι εξώθερμες, οπότε παρατηρήθηκε μία αύξηση της θερμοκρασίας. Εξ' άλλου στο σχήμα 16 φαίνεται ότι προσθήκη νερού στον περιδοτίτη του μανδύα, μειώνει τη θερμοκρασία τήξης του. Το γεγονός αυτό είχε σαν συνέπεια μερική τήξη του βασαλτικού μάγματος, το οποίο ανήλθε στο φλοιό και τοποθετήθηκε σαν νεότερος Γάββρος.

Όταν το νερό από το μανδύα έφτασε στο φλοιό, μείωσε τη θερμοκρασία, στην οποία άρχισε η τήξη, με αποτέλεσμα τη μερική τήξη του υλικού, καθώς η θερμοκρασία αυξανόταν από ραδιενεργή αποσύνθεση. Συνεπώς, οι γρανίτες, που προερχόταν από τον κατώτερο φλοιό, διείσδυσαν στον ανώτερο φλοιό, εξαρτώμενοι, βέβαια, από το ρυθμό της ανόδου του μάγματος. Αυτές είναι οι μάζες που χρονολογούνται περίπου 460 εκ. χρόνια.

Η φάση του ατμού μπορούσε να ασκήσει και αυτή επιρροή στη γεώθερμη του φλοιού, εξαιτίας μεταγωγής θερμότητας, αν απότομες ζώνες διευκόλυναν την προς τα πάνω μετατόπιση του φλοιού. Αυτές οι ζώνες φαίνεται ότι υπήρχαν στο ΒΑ και στο ΝΔ τμήμα των Darladian μετά την παραμόρφωση D_2 .

Το παραπάνω μοντέλο δίνει μία γενική εικόνα για τη γεωλογική ιστορία των Darladian. Υπάρχουν πολλές άλλες πληροφορίες για την περιοχή αυτή, οι οποίες δεν έχουν δημοσιευτεί ακόμη ή δεν έχουν γίνει επιστημονικώς αποδεκτές.

BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Case Study on Darladian by **S.Richardson**, Open University Press.

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ

ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

Γριβάκου Άννα

Διπλωματική Εργασία (επιβλέπων Σ. Δημητριάδης).

Θέμα: «Η γεωθερμική εξέλιξη στα Highlands της Σκωτίας».

Θεσσαλονίκη 2007