

ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΗΣ ΘΕΡΜΙΚΗΣ ΚΑΤΑΣΤΑΣΗΣ ΚΑΙ ΤΟΥ ΠΑΧΟΥΣ ΤΗΣ ΛΙΘΟΣΦΑΙΡΑΣ ΣΤΟ ΑΙΓΑΙΟ

Ε. Δ. Χιώτης*

Σ Υ Ν Ο Ψ Η

Σε τρεις περιοχές του Αιγαίου (τάφος του Πρίνου, Κρητικό Πέλαγος, περιοχή Ηρακλείου Κρήτης) υπολογίζεται η θερμοκρασία συναρτήσει του βάθους μέχρι τη βάση της λιθοσφαίρας. Βάσει των γεωθέρμων αυτών εκτιμάται επίσης το πάχος της λιθοσφαίρας.

A B S T R A C T

The temperature versus depth is calculated down to the base of the Aegean lithosphere at three areas, i.e. the Prinos graben, the Cretan Sea and the Heraklion Crete area. Based on these geotherms the lithospheric thickness is also estimated.

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η διάδοση θερμότητας εντός της λιθοσφαίρας διαφέρει σημαντικά από εκείνη εντός της ασθενόσφαιρας και του υποκείμενου μανδύα. Πράγματι, στη λιθοσφαίρα, λόγω της υψηλής μηχανικής της αντοχής, επικρατεί η αγωγή θερμότητας, ενώ βαθύτερα η διάδοση θερμότητας γίνεται κυρίως με τη λειτουργία ρευμάτων μεταφοράς. Ως εκ τούτου, το θερμικό καθεστώς της λιθοσφαίρας σε συνθήκες θερμικής ισορροπίας διαμορφώνεται από τρεις παράγοντες: την θερμική αγωγιμότητα, την περιεκτικότητα σε θερμογόνα ισότοπα (U^{235} , U^{238} , Th^{232} , K^{40}) και την ροή θερμότητας στη βάση της λιθοσφαίρας.

Η θερμική αγωγιμότητα εξαρτάται κυρίως από την ορυκτολογική σύσταση, το πορώδες και τη θερμοκρασία και είναι δυνατόν να εκτιμηθεί συναρτήσει του βάθους με ικανοποιητική αξιοπιστία. Αντίθετα, η κατανομή εντός της λιθοσφαίρας των θερμογόνων ραδιενεργών ισοτόπων ουρανίου, θορίου και καλίου είναι ανομοιόμορφη και υπάρχει σημαντική αβεβαιότητα, κυρίως για την κατανομή τους εντός του φλοιού. Επιπλέον, τα θερμογόνα ισότοπα είναι εμπλουτισμένα στον ανώτερο φλοιό και η συμβολή τους στην επιφανειακή ροή θερμότητας είναι αμελητέα.

E. D. CHIOTIS. Estimated thermal state and thickness of the Aegean lithosphere.

* Ινστιτούτο Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών, Διεύθυνση Ενεργειακών Πόρων Υλών, Μεσογείων 70, 115 27 ΑΘΗΝΑ

Συνεπώς, η αβεβαιότητα στην κατανομή των θερμογόνων ισοτόπων του φλοιού είναι καθοριστική για την εκτίμηση της θερμοκρασίας της λιθοσφαιρας συναρτήσει του βάθους.

Η ΘΕΡΜΙΚΗ ΣΥΜΒΟΛΗ ΤΟΥ ΦΛΟΙΟΥ

Οι ηπειρωτικές περιοχές που είναι τεκτονικά σταθερές θεωρούνται ότι ευρίσκονται σε θερμική ισορροπία. Στην περίπτωση αυτή είναι δυνατή η ανάλυση της επιφανειακής ροής θερμότητας σε δύο συνιστώσες, από τις οποίες η μία αποδίδεται στα θερμογόνα ισότοπα στον ανώτερο φλοιό και η άλλη θεωρείται βαθύτερης προέλευσης. Η διαφοροποίηση αυτή έγινε δυνατή βάσει της ακόλουθης εμπειρικής σχέσης που συνδέει τη ροή θερμότητας στην επιφάνεια q_0 και την αντίστοιχη παραγωγή θερμότητας A_0 :

$$q_0 = q_r + A_0 D \quad (1)$$

Η παράμετρος D , με διαστάσεις μήκους, ονομάζεται κλίμακα βάθους ή χαρακτηριστικό βάθος του εμπλουτισμένου σε θερμογόνα ισότοπα στρώματος του φλοιού. Η συμβολή του στρώματος αυτού στην επιφανειακή ροή θερμότητας είναι $A_0 D$. Η παράμετρος q_r ονομάζεται ανηγμένη ροή θερμότητας και αντιστοιχεί στη θερμότητα που φθάνει από βαθύτερους ορίζοντες στη βάση του εμπλουτισμένου φλοιού. Η ανωτέρω εξίσωση εφαρμόστηκε αρχικά σε γρανιτικά πετρώματα (Birch et al, 1968), στη συνέχεια όμως και σε πετρώματα υψηλού βαθμού μεταμόρφωσης.

Η εξίσωση (1) δεν συνεπάγεται μια συγκεκριμένη κατανομή της παραγωγής θερμότητας συναρτήσει του βάθους στο εμπλουτισμένο τμήμα του φλοιού. Συνήθως χρησιμοποιούνται τρία πρότυπα κατανομής: α) κλιμακωτή μείωση της παραγωγής θερμότητας συναρτήσει του βάθους β) γραμμική μείωση και γ) εκθετική μείωση (Morgan et al, 1987). Με τα διαθέσιμα δεδομένα ο Morgan (1984) θεωρεί ότι η κατανομή των θερμογόνων στοιχείων περικλείεται μεταξύ της κλιμακωτής και της εκθετικής κατανομής.

Οι Pollack & Charman (1977) από τα δεδομένα διαφόρων επαρχιών ροής θερμότητας κατέληξαν στην εμπειρική σχέση:

$$q_r \approx 0,6 \bar{q}_0 \quad (2)$$

όπου \bar{q}_0 η μέση ροή θερμότητας της γεωθερμικής επαρχίας και q_r η ανηγμένη ροή θερμότητας.

Οι Vitorello & Pollack (1980) δίνουν στοιχεία για 17 επαρχίες θερμότητας που έχουν οριοθετηθεί σύμφωνα με την εξίσωση (1). Στις επαρχίες αυτές η ανηγμένη ροή θερμότητας κυμαίνεται από 11 έως 69 mW/m² και το χαρακτηριστικό βάθος από 4 έως 16 Km, με μέση τιμή 10 Km περίπου. Οι ανωτέρω ερευνηταί διακρίνουν τις ακόλουθες τρεις συνιστώσες της επιφανειακής ροής θερμότητας στις περιοχές που έχουν υποστεί θερμοτεκτονική διαταραχή.

1. Ραδιογενής θερμότης, που προέρχεται από τη ζώνη ισοτόπικου εμπλουτισμού του ανωτέρω φλοιού και συμβάλλει με ποσοστό 40% περίπου της επιφανειακής ροής θερμότητας.

2. Βασική ροή, που ανέρχεται περίπου σε 27 mW/m² και προέρχεται εν μέρει (~ 15 mW/m²) από ραδιογενή θερμότητα στη βάση της ηπειρωτικής λιθοσφαιρας, ενώ το υπόλοιπο (~ 12 mW/m²) έχει βαθύτερη προέλευση, πιθανώς από τον πυρήνα.

3. Υπολειμματική θερμότης λόγω της θερμικής διαταραχής που συνδέεται με την τεκτογένεση και τοποθετείται στην κατώτερη λιθοσφαίρα. Η συνιστώσα αυτή ανέρχεται στα 30% περίπου της επιφανειακής ροής θερμότητας σε ζώνες καινοζωϊκής τεκτονικής, μειώνεται διαχρονικά και μηδενίζεται σε προκάμβριες περιοχές.

Η εξίσωση (1) είναι βασική για τον επιμερισμό της επιφανειακής ροής θερμότητας σε διάφορες πηγές, γι' αυτό πολλές πρόσφατες εργασίες διερευνούν τη φυσική έννοια της εξίσωσης αυτής. Ο Jaupart (1983) θεωρεί ότι η εξίσωση (1) μπορεί να δικαιολογηθεί με δύο εναλλακτικούς φυσικούς μηχανισμούς. Ο πρώτος θα μπορούσε να είναι η ανακατανομή ραδιενεργών στοιχείων λόγω κυκλοφορίας ρευστών στη διάρκεια μαγματικής διεύδυσης. Ο δεύτερος δυνατός μηχανισμός είναι η οριζόντια ροή θερμότητας.

Οι Rujol et al (1985) διερεύνησαν διεξοδικά τις προϋποθέσεις ισχύος της σχέσης (2) και συμπεραίνουν ότι σε τεκτονικά σταθερές περιοχές ο λόγος $q_r : \bar{q}_0$ είναι σημαντικά μικρότερος από 0,6. Όταν στην ανάλυση συμπεριλαμβάνονται μετρήσεις από περιοχές τεκτονικά ενεργές κατά το Καινοζωϊκό, τα αποτελέσματα πλησιάζουν τη σχέση (2). Η φαινομενική κατανομή 60-40% στην πραγματικότητα προκύπτει από τεκτονικές επιδράσεις και αντανακλά τη θερμοτεκτονική ηλικία των διαφόρων επαρχιών θερμότητας.

Οι Furlong & Charman (1987) υπολόγισαν τη ροή θερμότητας στην επιφάνεια και τη θερμοκρασία του φλοιού με αριθμητική επίλυση της εξίσωσης αγωγής θερμότητας, προκειμένου για ανομοιογενή φλοιό. Από τα συμπεράσματά τους επισφαιρώνονται τα ακόλουθα.

1. Οι ανομοιογένειες στην κατανομή των θερμογόνων ισοτόπων του ηπειρωτικού φλοιού παράγουν την παρατηρούμενη ψευδογραμμική σχέση μεταξύ q_0 και A_0 ακόμη και όταν δεν υπάρχει κάποια συστηματική κατανομή της παραγωγής θερμότητας στο μανδύα.

2. Η υπολογιζόμενη ανηγμένη ροή θερμότητας q_r είναι η μέση τιμή της ροής θερμότητας σε βάθος D και σε τοπικές περιπτώσεις είναι σημαντικά μεγαλύτερη από τη ροή θερμότητας στο μανδύα.

Κατά τον Drury (1987), οι υψηλές τιμές παραγωγής θερμότητας που προσδιορίζονται κοντά στην επιφάνεια είναι πιθανόν να επεκτείνονται σε πολύ

μεγαλύτερα βάθη εντός του φλοιού, από ό,τι γίνεται συνήθως δεκτό. Υπενθυμίζεται ότι σύμφωνα με την επικρατούσα άποψη η εμπλουτισμένη σε θερμοπαραγωγά ισότοπα ζώνη χαρακτηρίζεται από τιμή $D \approx 10$ Km. Η αποδοχή, όμως, υψηλών τιμών παραγωγής θερμότητας μέχρι του βάθους της ασυμφωνίας Conrad συνεπάγεται χαμηλότερη τιμή ροής θερμότητας από το μανδύα και χαμηλότερες θερμοκρασίες στην ασυμφωνία Moho.

ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΤΟΥ ΧΡΗΣΙΜΟΠΟΙΗΘΕΝΤΟΣ ΠΡΟΤΥΠΟΥ ΓΙΑ ΤΗΝ ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΩΝ ΓΕΩΘΕΡΜΩΝ

Από την ανάλυση που προηγήθηκε προκύπτουν τα ακόλουθα συμπεράσματα, που χρησιμεύουν στη συνέχεια σαν βάση για τον υπολογισμό της γεωθέρμου.

1. Τα θερμογόνα ισότοπα εντός της λιθοσφαιράς είναι εμπλουτισμένα στον ανώτερο φλοιό σε ζώνη πάχους $D \approx 10$ Km, μη υπολογιζομένων των ιζημάτων. Εξάλλου, η ανηγμένη ροή θερμότητας θεωρείται σαν η μέση τιμή ροής θερμότητας σε βάθος D .

2. Το Αιγαίο είναι τεκτονικά ενεργός περιοχή και επομένως μπορεί να γίνει δεκτή η σχέση (2) κατά προσέγγιση.

Επίσης, επισημάνθηκαν ήδη δύο ουσιαστικές αβεβαιότητες που αφορούν αφενός την κατανομή θερμογόνων ισοτόπων στον ανώτερο φλοιό, και αφετέρου την περιεκτικότητα του ενδιάμεσου φλοιού σε θερμογόνα ισότοπα. Για την αντιμετώπιση αυτών, έγιναν οι ακόλουθες εναλλακτικές παραδοχές και αντίστοιχοι υπολογισμοί της γεωθέρμου. Συγκεκριμένα, όσον αφορά την κατανομή των θερμογόνων ισοτόπων στο τμήμα του φλοιού πάχους $D \approx 10$ Km, ελήφθη εναλλακτικά:

α) σταθερή παραγωγή θερμότητας A_0 , που υπολογίζεται βάσει των (1) και (2) από την εξίσωση:

$$A_0 = 0,4 \bar{q}_0 / D \quad (3)$$

β) εκθετική παραγωγή θερμότητας, οπότε η παραγωγή θερμότητας στην επιφάνεια A_0 υπολογίζεται από τη σχέση:

$$A_0 = 0,4 \bar{q}_0 / D (1 - e^{-1}) \quad (4)$$

και συναρτήσει του βάθους z από τη σχέση:

$$A = A_0 e^{-z/D} \quad (5)$$

Όσον αφορά τη ζώνη του φλοιού μεταξύ βάθους 10 Km και της ασυνέχειας Conrad έγινε δεκτή σταθερή παραγωγή θερμότητας με δύο εναλλακτικές τιμές. Πρώτον, τη γενικότερα αποδεκτή τιμή $0,5 \mu W/m^3$ και δεύτερον υψηλότερη τιμή ίση με το ήμισυ της παραγωγής θερμότητας του εμπλουτισμένου φλοιού στην ανωτέρω περίπτωση (α), δηλαδή

$$A = 0,2 \bar{q}_0 / D \quad (6)$$

Επίσης έγιναν οι ακόλουθες παραδοχές που είναι ευρύτερα αποδεκτές.

1. Η παραγωγή θερμότητας στα νεογενή μολассικά ιζήματα ελήφθη $A = 1,0 \mu W/m^3$.

2. Ο κατώτερος φλοιός θεωρείται γενικά πτωχός σε θερμογόνα ισότοπα, γιαυτό έγινε δεκτή σταθερή παραγωγή θερμότητας ίση με $0,3 \mu W/m^3$, ενώ θεωρήθηκε ότι ο λιθοσφαιρικός μανδύας πρακτικά στερείται θερμογόνων ισοτόπων.

Η θερμική αγωγιμότητα, K , υπολογίσθηκε από τη σχέση (Cermak, 1982):

$$K = K_0 / (1 + CT) \quad (7)$$

όπου K_0 η θερμική αγωγιμότητα σε θερμοκρασία $0^\circ C$, C συντελεστής εξαρτώμενος από την ορυκτολογική σύσταση και T η θερμοκρασία σε $^\circ C$. Οι τιμές K_0 και C ελήφθησαν σύμφωνα με τον Πίνακα 1. Προκειμένου για νεογενή μολассικά ιζήματα ελήφθη $K = 1,5 W/m^\circ K$.

Πίνακας 1

Συντελεστές υπολογισμού θερμικής αγωγιμότητας

Ζώνη λιθοσφαιράς	K_0 ($W/m^\circ K$)	C ($^\circ C^{-1}$)
Γρανιτικός φλοιός	3,0	0,0008
Βασαλτικός φλοιός	2,0	0
Λιθοσφαιρικός μανδύας	2,5	-0,00025

Ο υπολογισμός της θερμοκρασίας T συναρτήσει του βάθους z έγινε με βάση τις ακόλουθες εξισώσεις που ισχύουν για αγωγή θερμότητας σε συνθήκες ισορροπίας.

α) Όταν η θερμική αγωγιμότητα K και η παραγωγή θερμότητας A_0 , είναι σταθερές και ανεξάρτητες του βάθους:

$$T = T_0 + q_0 z / K - 0,5 A_0 z^2 / K \quad (8)$$

όπου T η θερμοκρασία σε βάθος z από την επιφάνεια αναφοράς, στην οποία η ροή θερμότητας είναι q_0 και η θερμοκρασία T_0 .

β) Όταν η παραγωγή θερμότητας είναι σταθερή και η θερμική αγωγιμότητας μεταβλητή σύμφωνα με την εξίσωση (7) είναι (Sing & Nagi, 1982):

$$T = [-1 + M \exp\{N(q_0 - 0,5 A_0 z)z\}] / C \quad (9)$$

όπου $M = 1 + CT_0$ και $N = C / K_0$

γ) Για εκθετική κατανομή παραγωγής θερμότητας σύμφωνα με την εξίσωση (5) και μεταβλητή αγωγιμότητα σύμφωνα με την (7) είναι (Sing & Nagi, 1982):

$$T = [-1 + M \exp\{N [z q_r + A_0 D^2 [1 - \exp(-z/D)]]\}] / C \quad (10)$$

όπου q_r η ροή θερμότητας σε βάθος D .

Οι γεώθερμοι που προσδιορίζονται με βάση τις ανωτέρω παραδοχές αντιπροσωπεύουν τη μέση γέωθερμο μιας περιοχής, γιαυτό η τιμή επιφανειακής ροής

θερμότητας που χρησιμοποιείται στους υπολογισμούς είναι η εκτίμηση της μέσης τιμής της περιοχής. Σε περιοχές με πρόσφατη τεκτονική, όπου η ροή θερμότητας είναι ηυξημένη και το πάχος της λιθοσφαιρας μειωμένο, η διαφορά μεταξύ της γεωθέρμου ισορροπίας και της μεταβατικής γεωθέρμου είναι μικρή (Pollack & Chapman, 1977). Συνεπώς, η υπόθεση θερμικής ισορροπίας είναι μία ικανοποιητική προσέγγιση για το Αιγαίο, όπου ισχύουν οι ανωτέρω προϋποθέσεις.

ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΩΝ ΓΕΩΘΕΡΜΩΝ ΣΤΟ ΑΙΓΑΙΟ

Ακολούθως περιγράφεται η εκτίμηση της γεωθέρμου σε τρεις θέσεις του Αιγαίου, ήτοι στην τάφρο του Πρίνου, στο Κρητικό Πέλαγος και στην περιοχή Ηρακλείου Κρήτης. Η εκτίμηση γίνεται με βάση τις παραδοχές που αναπτύχθηκαν, μετρήσεις της επιφανειακής ροής θερμότητας και τη δομή του φλοιού, όπως συνοψίζεται στον Πίνακα 2 σύμφωνα με τις γεωφυσικές έρευνες του Μακρή (1977).

Πίνακας 2

Δεδομένα για την εκτίμηση των γεωθέρμων

Δεδομένα	Περιοχή	Τάφρος Πρίνου	Κρητικό Πέλαγος	Ηράκλειο Κρήτης
Πάχος ιζημάτων (Km)		4	3	1
Βάθος ασυνέχειας Conrad (Km)		25	15	22
Βάθος ασυνέχειας Moho (Km)		35	20	33
Μέση επιφανειακή ροή θερμότητας (mW/m^2)		70	92	50

Η μέση ροή θερμότητας στο Ηράκλειο Κρήτης ελήφθη από το χάρτη ροής θερμότητας Fytikas & Kolios (1979), στο Κρητικό Πέλαγος ίση με σχετική μέτρηση (Erickson et al, 1976), ενώ η αντίστοιχη εκτίμηση στον Πρίνο στηρίχθηκε σε δεδομένα γεωγρήσεων πετρελαίου (Χιώτης, 1988). Η βάση της ζώνης εμπλουτισμού στον ανώτερο φλοιό ελήφθη στο Κρητικό Πέλαγος στα 15 Km ($D=12Km$), στο ίδιο δηλαδή βάθος με την συμφωνία Conrad, στο Ηράκλειο στα 11 Km και στον Πρίνο στα 14 Km ($D= 10 Km$).

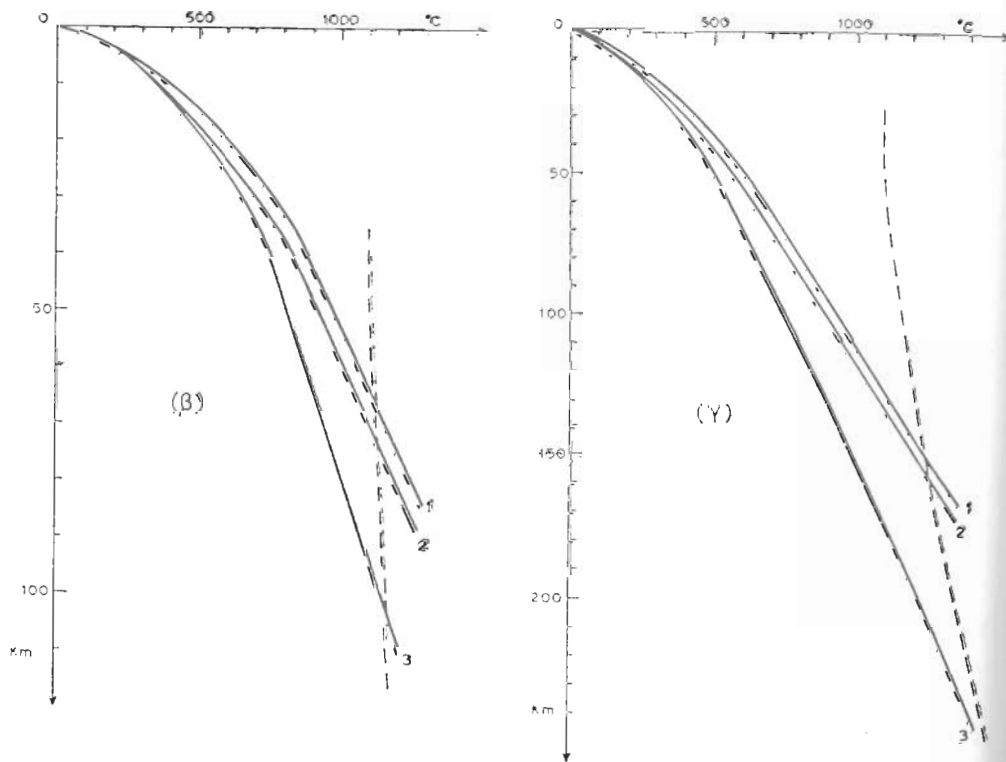
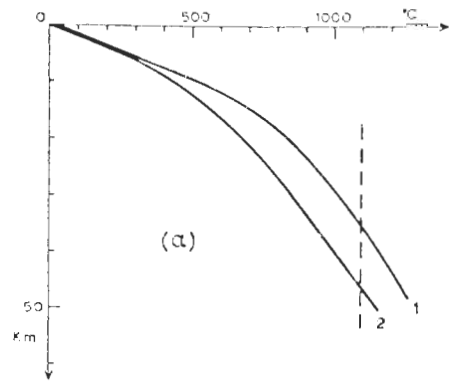
Η γεώθερμος των ανωτέρω περιοχών υπολογίσθηκε για τρεις εναλλακτικές κατανομές της παραγωγής θερμότητας συναρτήσει του βάθους: 1) για εκθετική κατανομή παραγωγής θερμότητας στη ζώνη εμπλουτισμού και πτωχό σε θερμογόνα ισότοπα ενδιάμεσο φλοιό 2) για σταθερή κατανομή στην ζώνη εμπλουτισμού και πλούσιο ενδιάμεσο φλοιό. Ειδικότερα στο Κρητικό Πέλαγος οι εναλλακτικές λύσεις (2) και (3) ταυτίζονται λόγω μηδενικού πάχους του ενδιάμεσου φλοιού.

Οι γεώθερμοι που υπολογίσθηκαν για τις ανωτέρω εναλλακτικές κατανομές παραγωγής θερμότητας φαίνονται στο Σχ. 1. Η υπολογιζόμενη θερμοκρασία σε ορισμένο βάθος είναι υψηλότερη για κατανομή της παραγωγής θερμότητας σύμφωνα με την εναλλακτική λύση (1), η λύση (2) οδηγεί σε ελαφρώς μικρότερες τιμές, ενώ στη λύση (3) αντιστοιχούν σημαντικά χαμηλότερες τιμές.

ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΠΑΧΟΥΣ ΛΙΘΟΣΦΑΙΡΑΣ ΣΤΟ ΑΙΓΑΙΟ

Το εύρος των πιθανών τιμών θερμοκρασίας για ορισμένο βάθος μπορεί να περιορισθεί σημαντικά όταν χρησιμοποιηθούν πρόσθετα δεδομένα, όπως το πάχος της λιθοσφαιρας. Αντίστροφα, από τις εναλλακτικές γεωθέρμους μπορεί να προσδιορισθεί ένα πιθανό διάστημα τιμών του πάχους της λιθοσφαιρας. Το πάχος αυτό προσδιορίζεται από το σημείο τομής της γεωθέρμου με την καμπύλη έναρξης τήξης του μανδύα (Chapman et al, 1979; Cermak, 1982). Τμήμα της καμπύλης αυτής για μεικτά πτητικά σημειώνεται στο Σχ. 1 με διακεκομμένη καμπύλη. Οι γεώθερμοι που υπολογίζονται με την παραδοχή διάδοσης θερμότητας με αγωγή δεν πρέπει να επεκτείνονται βαθύτερα από το ανωτέρω σημείο τομής, κάτω από το οποίο αρχίζει η διάδοση θερμότητας με μεταφορά μάζας.

Στο Κρητικό Πέλαγος οι τρεις εναλλακτικές λύσεις που εξετάσθηκαν καταλήγουν σε παραπλήσιες εκτιμήσεις και το πάχος της λιθοσφαιρας αναμένεται μεταξύ 37 και 45 Km. Αντίστοιχα για την τάφρο του Πρίνου το διάστημα πιθανών τιμών πάχους της λιθοσφαιρας είναι μεταξύ 65 και 105 Km, με πιθανότερη τιμή γύρω στα 70 Km. Στην περιοχή Ηρακλείου Κρήτης η πιθανότερη εκτίμηση βά-



Σχ.1 Γεώθερμοι της λιθοσφαίρας αντίστοιχες των υποθέσεων 1,2 και 3: α) Κρητικό Πέλαγος, β) τάφρος του Πρίνου, γ) περιοχή Ηρακλείου Κρήτης.

Fig.1 Geotherms of the lithosphere corresponding to the assumptions 1,2 and 3: a) Cretan Sea, b) Prinos graben, c) Heraklion Crete area.

θους της ροφής της ασθενοςφαίρας είναι 150 Km περίπου, αλλά στην ολιγότερο πιθανή περίπτωση πλούσιου ενδιάμεσου φλοιού το βάθος αυτό θα είναι σημαντικά μεγαλύτερο, γύρω στα 250 Km περίπου.

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Τόσο η μορφή της γεωθέρμου καμπύλης, όσο και το αντίστοιχο πάχος της λιθοσφαίρας επηρεάζονται σημαντικά από την κατανομή θερμογόνων ισοτόπων στο φλοιό. Η κατανομή των θερμογόνων ισοτόπων στον ανώτερο φλοιό, ομοιομορφή ή εκθετική, δεν επηρεάζει σοβαρά την γεώθερμο της λιθοσφαίρας, οι θερμοκρασίες που υπολογίζονται είναι παραπλήσιες και ελαφρώς μεγαλύτερες για εκθετική κατανομή. Στη λιγότερο πιθανή περίπτωση, όπου ο ενδιάμεσος φλοιός είναι πλούσιος σε θερμογόνα ισότοπα, υπολογίζονται σημαντικά χαμηλότερες θερμοκρασίες και μεγαλύτερο πάχος λιθοσφαίρας.

Προκειμένου περί του Κρητικού Πελάγους μπορεί να λεχθεί με εμπιστοσύνη ότι το πάχος της λιθοσφαίρας είναι σημαντικά μειωμένο και πλησιάζει τα 50 Km. Προς βορράν στην περιοχή της τάφρου του Πρίνου το πάχος αυξάνεται, διατηρείται όμως σε συγκριτικά χαμηλές τιμές (~70 Km). Θα πρέπει να σημειωθεί ότι η ιζηματογένεση στην τάφρο του Πρίνου συνδέεται με εφελκυστική τεκτονική και λήπτυνση της λιθοσφαίρας. Ο συντελεστής λήπτυνσης του φλοιού εκτιμάται σε 1,4 έως 1,5 και τον λιθοσφαιρικό μανδύα είναι ακόμη μεγαλύτερος (Χιώτης, 1989). Συνεπώς, θα πρέπει να αναμένεται μεγαλύτερο πάχος της λιθοσφαίρας στις γεωτονικές περιοχές εκτός της τάφρου.

Στην περιοχή της Κρήτης υπάρχει η ιδιομορφία της υποβύθισης της Αφρικανικής πλάκας σε μικρά σχετικά βάθη, ως εκ τούτου, εδώ είναι πιθανή η απ' ευθείας επαφή μεταξύ των δύο πλακών, της Αφρικανικής και του Αιγαίου, χωρίς την μερολάβηση ασθενοςφαίρας μεταξύ τους. Στην περίπτωση αυτή, το βάθος των 150 Km που υπολογίσθηκε προηγουμένως για την περιοχή Ηρακλείου Κρήτης αντιστοιχεί στο άθροισμα του πάχους της λιθοσφαίρας του Αιγαίου και του πάχους της υποβυθιζομένης ωκεανίου λιθοσφαίρας.

- BIRCH, F. - ROY, R.F. & DECKER, E.R. (1968). Heat flow and thermal history in New York and New England. In E. Zen et al (ed.) "Studies of the Appalachian geology: Northern and Maritime", Wiley, 437-451, New York.
- CERMAK, V. (1982). Regional pattern of the lithospheric thickness in Europe. In V. Cermak & R. HaeneI, (ed.) "Geothermics and geothermal energy", Schweizerbart'sche Verlag, 1-10, Stuttgart.
- CHAPMAN, D.S. - POLLACK, H.N. & CERMAK, V. (1979). Global heat flow with reference to the region of Europe. In V. Cermak & L. Rybach (ed.) "Terrestrial heat flow in Europe", Springer Verlag, 41-48.
- DRURY, M. (1987). Heat flow provinces reconsidered. - *Phys. Earth Planet. Inter.*, 49, 78-96.
- ERICKSON, A.J. - SIMMONS, G. & RYAN, W.B.F. (1976). Review of heat flow data from the Mediterranean and Aegean Seas. In B. Bizu-Duval & L. Montadert (ed.) "Structural history of the Mediterranean basins", Edition Technip, 263-279, Paris.
- FYTIKAS, M.S. & KOLIOS, N.P. (1979). Preliminary heat flow map of Greece. In V. Cermak and L. Rybach (ed.) "Terrestrial heat flow in Europe", Springer Verlag 197-205.
- FURLONG, K.P. & CHAMPAN, D.S. (1987). Crustal heterogeneities and the thermal structure of the continental crust. - *Geophys. Res. Lett.*, 14: 314-317.
- JAUPART, C. (1983). Horizontal heat transfer due to radioactivity contrasts: causes and consequences of the linear heat flow relation. - *Geophys. J.R. astr. Soc.*, 75, 411-435.
- MAKRIS, J. (1977). Geophysical investigations of the Hellenides. *Hamburger Geophys. Einzelschr., Reihe A.*, 34, 124p.
- MORGAN, P. (1984). The thermal structure and thermal evolution of the continental lithosphere. In H.P. Hollack & B.R. Murthy (ed.) "Physics and Chemistry of the Earth", 15, 107-193.
- MORGAN, P. - SAWKA, W.N. & FURLONG, K.P. (1987). Introduction: background and implications of the linear heat flow - heat production relationship. *Geophys. Res. Lett.*, 14, 248-251.
- POLLACK H.N. & CHAPMAN, D.S. (1977). On the regional variation of heat flow, geotherms, and lithospheric thickness. - *Tectonophysics*, 38, 279-296.
- PUJOL, J. - FOUNTAIN, D.M. & ANDERSON, D.A. (1985). Statistical analysis of the mean heat flow/and its tectonothermal implications. - *J. Geophys. Res.*, 90 : 11335 - 11344.
- SINGH, R.N. & NEGI, J.G. (1982). High Moho temperature in the Indian Shield. *Tectonophysics*, 82: 299-306.
- VITTORELLO, I. & POLLACK, H.N. (1980). On the variation of continental heat flow with age and the thermal evolution of continents. - *J. Geophys. Res.*, 85, 983-995.
- ΧΙΩΤΗΣ, Ε. (1988). Αξιολόγηση των μετρήσεων θερμοκρασίας στις γεωτρήσεις πετρελαίου της Ελλάδας. - *Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ.*, XX/3, 197-215, Αθήνα.
- ΧΙΩΤΗΣ, Ε. (1989). Θερμομηχανική συμπεριφορά της λιθωσφαιρας στον Ελληνικό χώρο. - Ε.Μ. Πολυτεχνείο, Διδακτορική Διατριβή, 236 σελ.