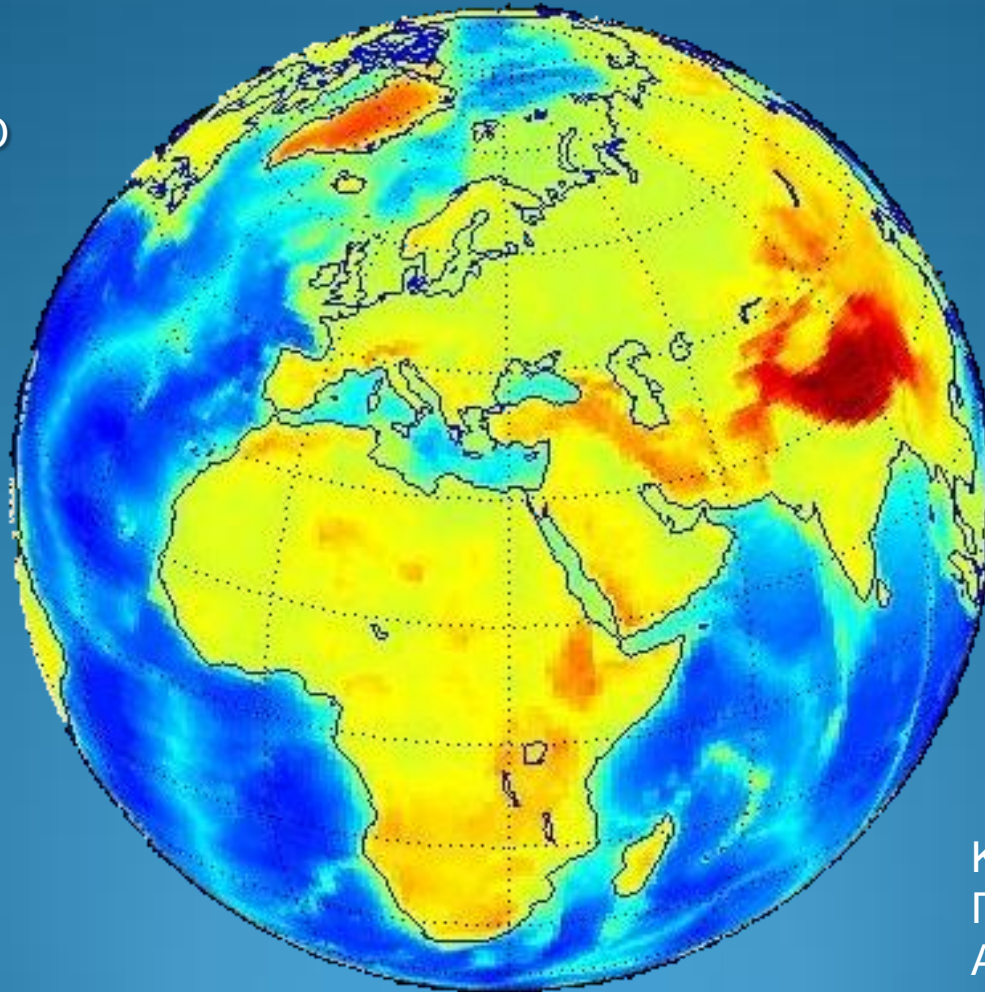


# ΙΣΟΣΤΑΣΙΑ

ΜΑΘΗΜΑ 4<sup>ο</sup>

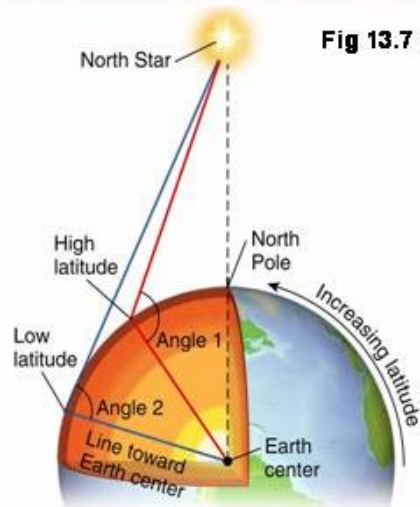


Κοντοπούλου Δέσποινα  
Παπαζάχος/Κων/νος  
Αηδονά Ελένη  
Καραμήτρου Αλεξάνδρα

# Η ιστορία της ισοστασίας....



Από το 1735 μέχρι το 1745 ο **Bouguer** και οι συνεργάτες του έκαναν μετρήσεις στο Περού για να καθορίσουν το σχήμα της Γης. Η εκτροπή του νήματος της στάθμης στις 'Ανδεις ήταν πολύ μικρότερη. Το ίδιο βρήκε στις αρχές του 19<sup>ου</sup> ο **Sir Everest** στα Ιμαλάια.



**1855:** Pratt και Airy προτείνουν 2 διαφορετικά μοντέλα.

**1889:** Χρησιμοποιείται ο όρος **ισοστασία**.

Το έλλειμμα μάζας κάτω από τα βουνά βρέθηκε σχεδόν ίσο με τη μάζα των βουνών → υδροστατική ισορροπία

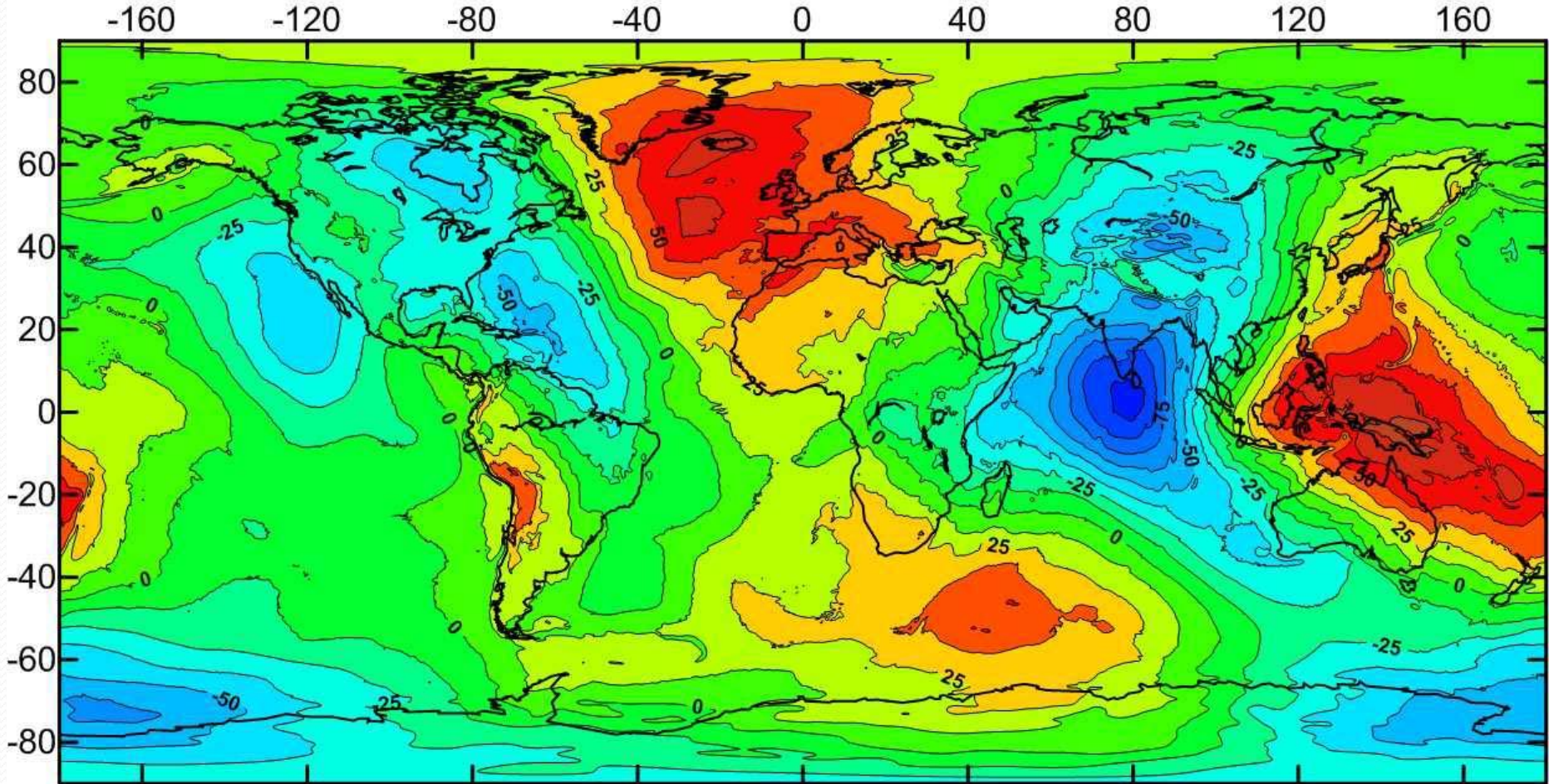
## Θεωρίες για την ισοστασία

Ο **Airy** (1855) και ο **Pratt** (1855) ήταν από τους πρώτους που προσπάθησαν να δώσουν φυσική ερμηνεία στις παρατηρήσεις που αναφέρθηκαν παραπάνω, χρησιμοποιώντας δυο διαφορετικές υποθέσεις για τη δομή του φλοιού και της λιθόσφαιρας, οι οποίες φέρουν τα ονόματά τους.



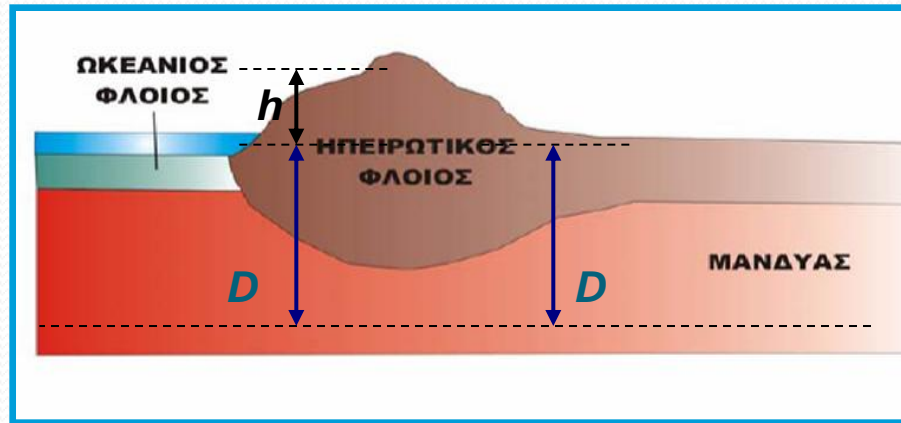
Sir George Biddell Airy was a British astronomer (1801-1892)

# Γιατί ισοστασία;



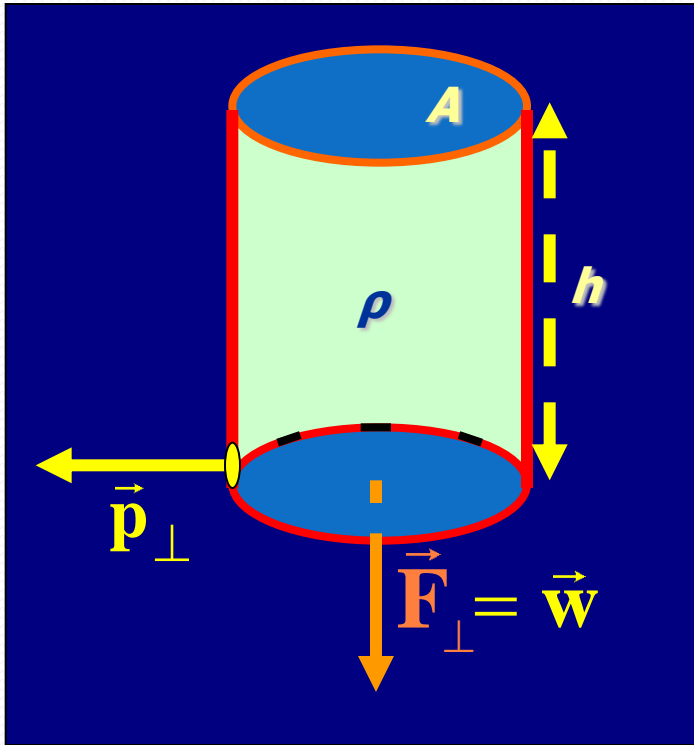
Συστηματικό *έλλειμα μάζας* κάτω από τις ηπείρους και *πλεόνασμα μάζας* στους ωκεανούς!

# Η αρχή της ισοστασίας



□ Κάτω από κάθε τόπο υψομέτρου  $h$  υπάρχει ένα ελάχιστο βάθος,  $D+h$  στο οποίο η υδροστατική πίεση είναι σταθερή, ανεξάρτητα αν ο τόπος βρίσκεται σε ορεινή περιοχή, σε πεδιάδα ή σε θάλασσα. Το  $D$  (βάθος ισοστάθμισης) είναι τουλάχιστον ίσο με το μεγαλύτερο πάχος του φλοιού.

# Η αρχή της ισοστασίας



□ Η ισοδύναμη υδροστατική πίεση που ασκεί ο φλοιός σε κάποιο βάθος  $D$  είναι σταθερή.

$$\vec{p}_{\perp} = \frac{\vec{F}_{\perp}}{A} = \frac{m g}{A} = \frac{\rho A h g}{A}$$

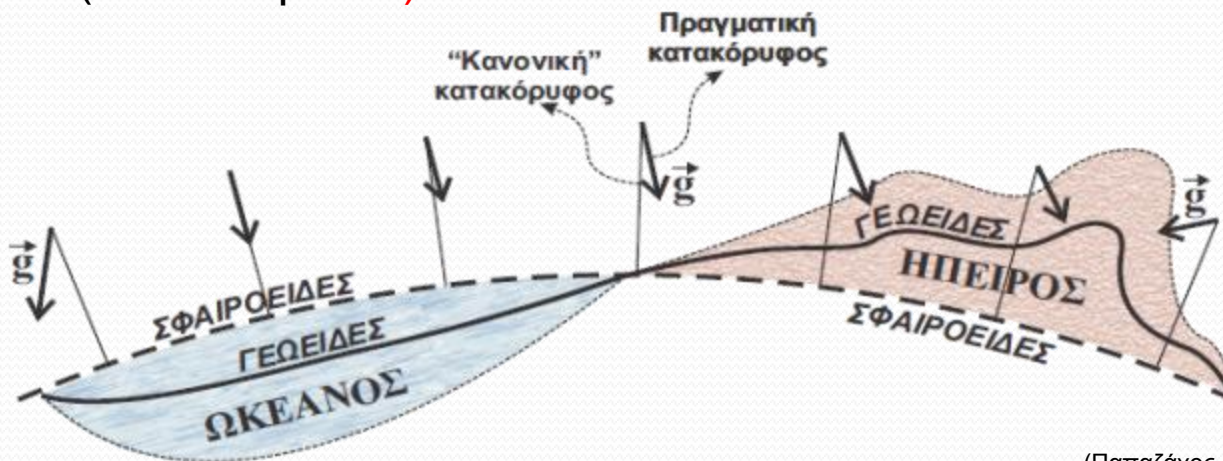
$$\Rightarrow p = \rho g h$$

$$dp = \rho g dh$$

$$P = \int dp = \int \rho g dh \Rightarrow \int_0^D \rho dh = \text{σταθ.}$$

# Η αρχή της ισοστασίας

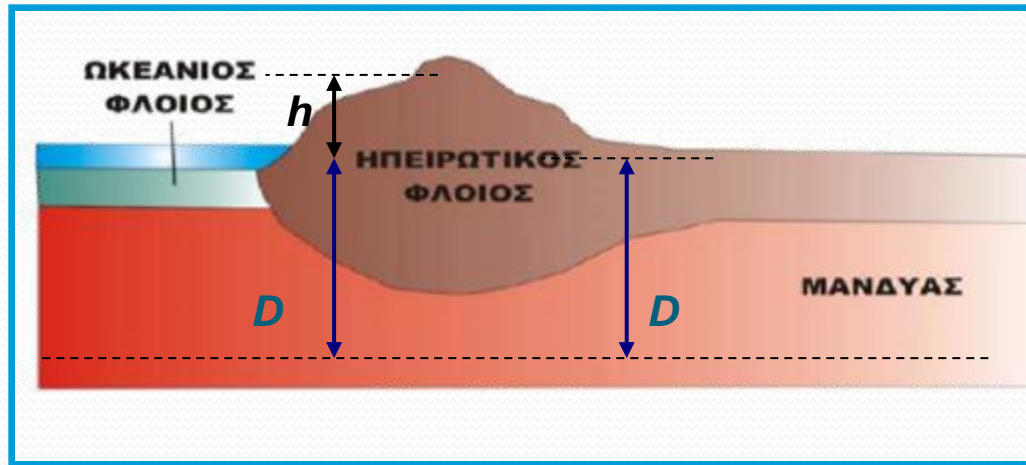
- ✓ Κάτω από τα βουνά ο φλοιός, ο οποίος έχει πολύ μικρότερη πυκνότητα από το μανδύα, έχει μεγαλύτερο πάχος (Υπόθεση **Airy**)
- ✓ Κάτω από τα βουνά ο φλοιός έχει ακόμα μικρότερη πυκνότητα από το συνηθισμένο (Υπόθεση **Pratt**)



(Παπαζάχος, 2008)

Η τυπική στήλη του ηπειρωτικού φλοιού κάτω από τα βουνά, όπου η τοπογραφία υπερβαίνει σημαντικά το επίπεδο της θάλασσας, λόγω μεγαλύτερου πάχους ή λόγω μικρότερης πυκνότητας, έχει την ίδια μάζα με ένα τμήμα ωκεάνιου φλοιού, το οποίο έχει πολύ μικρότερο πάχος αλλά μεγαλύτερη πυκνότητα, ώστε το βαρυτικό αποτέλεσμα στην επιφάνεια να είναι πρακτικά το ίδιο.

# Ισοστασία



## Συνέπεια της ισχύος της θεωρίας της ισοστασίας

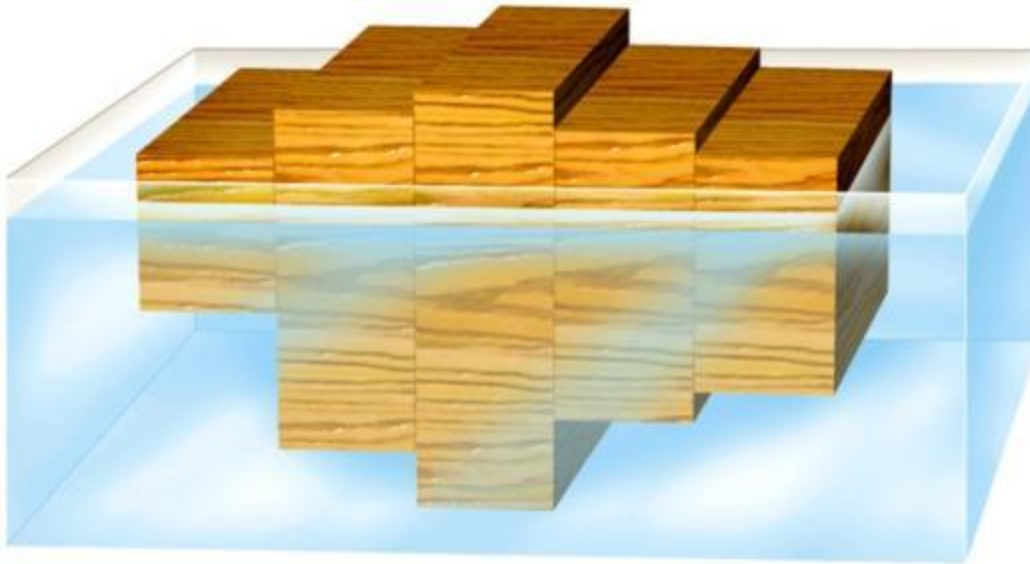
Το «**πλεόνασμα μάζας**» ενός βουνού, που οφείλεται στο υλικό αυτού που βρίσκεται πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας, αντισταθμίζεται από το «**έλλειμμα μάζας**» της κατακόρυφης προέκτασης αυτού κάτω από την στάθμη της θάλασσας ενώ το «**έλλειμμα μάζας**» πάνω από τη θάλασσα αντισταθμίζεται από το «**πλεόνασμα μάζας**» κάτω απ' αυτή.

Για το λόγο αυτό, η θεωρία της ισοστασίας λέγεται και **θεωρία της βαρυτικής αντιστάθμισης**.



## Υπόθεση Airy

Ο γήινος φλοιός αποτελείται από τμήματα της ίδιας πυκνότητας που επιπλέουν μέσα στο πυκνότερο υλικό του μανδύα, δηλαδή, βρίσκονται σε υδροστατική ισορροπία. Γι' αυτό, τα τμήματα κάτω από τα βουνά βυθίζονται μέσα στο μανδύα βαθύτερα απ' ό,τι τα τμήματα κάτω από τις θάλασσες.



$$\rho_m d_m + \rho_c d_c = C \quad (6.63)$$

$\rho_m$  πυκνότητα του μανδύα  
 $d_m$  πάχος του μανδύα

$\rho_c$  πυκνότητα του φλοιού  
 $d_c$  πάχος του φλοιού

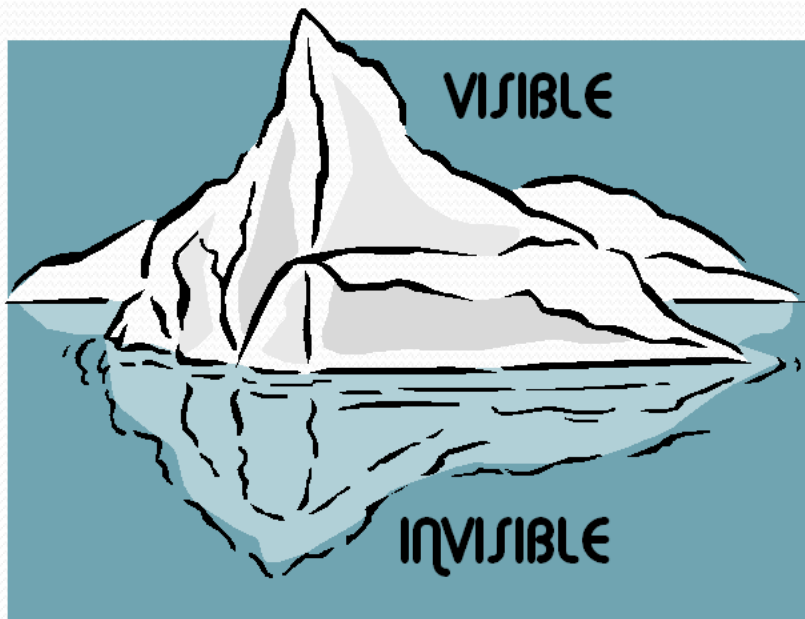
Στις πεδινές περιοχές, όπου το υψόμετρο είναι ίσο με μηδέν, ο φλοιός βυθίζεται μέσα στο μανδύα μέχρι ορισμένο βάθος. Σε ορεινές περιοχές ο φλοιός βυθίζεται βαθύτερα για να αντισταθμίσει τα βουνά ενώ στις θάλασσες ο φλοιός βυθίζεται λιγότερο.

Γενικευμένη υπόθεση Airy

$$\sum_{1}^{n} \rho_i d_i = C \quad (6.64)$$

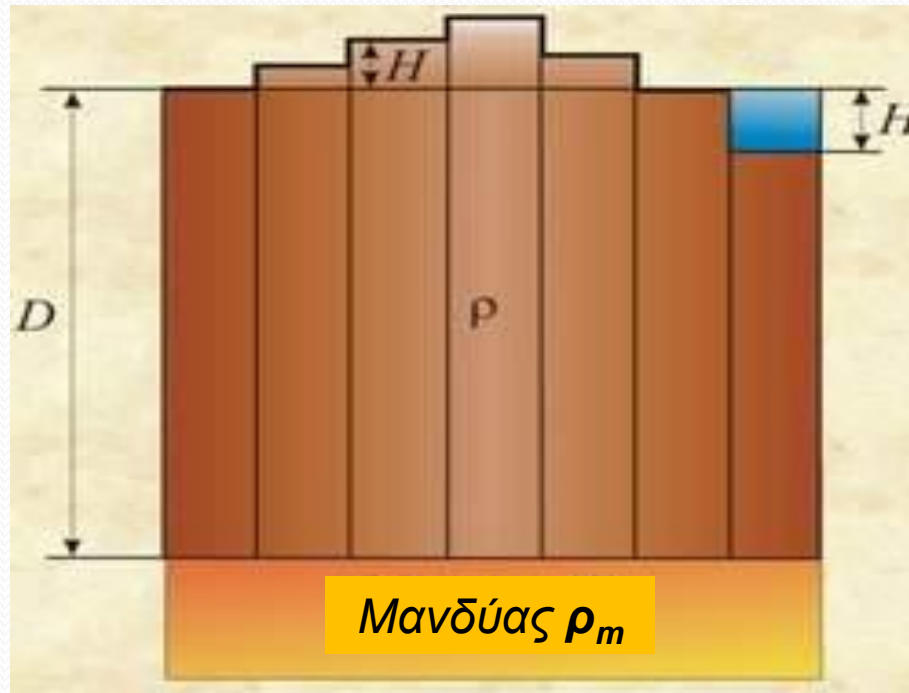
Η υπόθεση του **Airy** λέγεται και **υπόθεση των ειδώλων**, γιατί σε κάθε τμήμα του φλοιού, που βρίσκεται πάνω από το οριζόντιο επίπεδο μηδενικού υψομέτρου, υπάρχει το «είδωλό» του κάτω από το οριζόντιο επίπεδο που περνάει από τον πυθμένα του φλοιού σε περιοχές ξηράς μηδενικού υψόμετρου.

Το φαινόμενο αυτό είναι αντίστοιχο με τη βύθιση των παγόβουνων, τα οποία έχουν τόσο μεγαλύτερη «ρίζα» κάτω από το πυκνότερο νερό όσο μεγαλύτερο είναι το ύψος τους έξω από το νερό.



## Υπόθεση Pratt

Ο φλοιός αποτελείται από κατακόρυφες στήλες, των οποίων οι πυθμένες τους βρίσκονται στο ίδιο βάθος και η πυκνότητα μέσα σε κάθε μια απ' αυτές είναι σταθερή. Το βάθος στο οποίο εδράζονται οι πυθμένες των στηλών του φλοιού είναι το βάθος ισοστάθμισης, όμως οι πυκνότητες διαφέρουν από στήλη σε στήλη.



Επειδή τα τμήματα (στήλες) βρίσκονται σε υδροστατική ισορροπία, τα ψηλότερα από αυτά, δηλαδή τα τμήματα των βουνών, έχουν πυκνότητα μικρότερη από τα τμήματα των ωκεανών.

$$h_D \cdot \rho_D = (D + h) \cdot \rho_D = C$$

## Ισοστατικό Αποτέλεσμα

Ονομάζουμε **ισοστατικό αποτέλεσμα** ή **ισοστατική διόρθωση**,  $\Delta g_i$ , την ένταση του πεδίου βαρύτητας η οποία οφείλεται στη μεταβολή της πυκνότητας του υλικού κάτω από την επιφάνεια του γεωειδούς και που προβλέπεται από τη θεωρία της ισοστασίας για αντιστάθμιση του αποτελέσματος της επιφανειακής μορφολογίας.

Τα σημαντικότερα συστήματα αντιστάθμισης είναι το σύστημα **Pratt-Hayford** και το σύστημα **Airy-Heiskanen**.

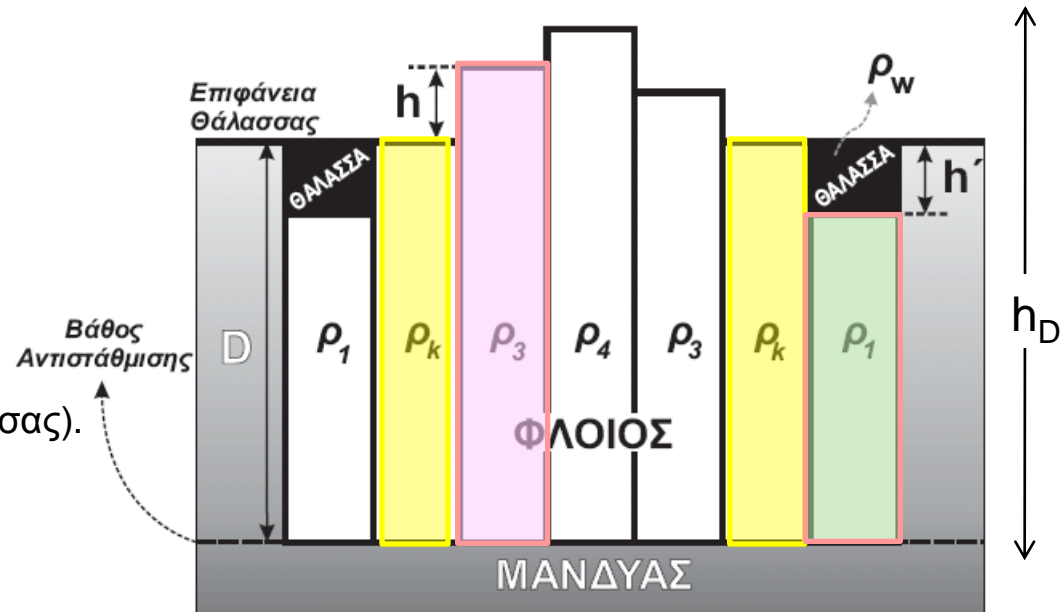
Συνήθως, το σύστημα **Airy-Heiskanen** δίνει περισσότερο ικανοποιητικά αποτελέσματα από το σύστημα **Pratt-Hayford**. Αυτό, αποτελεί ένα από τα στοιχεία που συνηγορούν υπέρ της άποψης ότι η υπόθεση **Airy** βρίσκεται πλησιέστερα προς την πραγματικότητα.

## Ισοστατικό σύστημα Pratt-Hayford

Στο σύστημα αυτό, το βάθος ισοστάθμισης,  $D$ , θεωρείται παντού το ίδιο, σε συμφωνία με την υπόθεση **Pratt**.

$$\Delta\rho = -\frac{h}{D} \rho_k$$

- ❖  $\rho_k$  είναι η πυκνότητα ορισμένης στήλης (υψόμετρο ίσο με αυτό του επιπέδου της θάλασσας).
- ❖  $\rho$  είναι η πυκνότητα της αντίστοιχης στήλης
- ❖ φλοιού (όπου το υψόμετρο είναι  $h$ ).
- ❖  $\Delta\rho$  είναι η διαφορά πυκνότητας  $\rho - \rho_k$

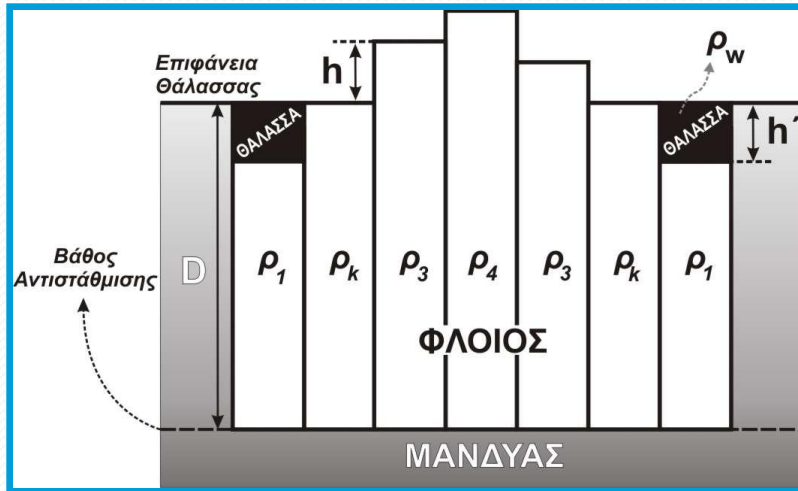


Αν η περιοχή που εξετάζουμε είναι κάτω από το επίπεδο της θάλασσας σε βάθος  $h'$

$$\Delta\rho = \frac{(\rho_k - \rho_w)h'}{D - h'}$$

- ❖  $\rho_w$  είναι η πυκνότητα του θαλασσινού νερού

## Ισοστατικό σύστημα Pratt-Hayford



$$D \cdot \rho_k = (D+h) \cdot \rho = C$$

$$\Rightarrow (\rho - \rho_k)D = -\rho h \Rightarrow \Delta\rho = -\frac{h}{D}\rho$$

$$\rho_k D = \rho(D - h') + \rho_w h'$$

$$\Rightarrow (\rho - \rho_k)(D - h') = (\rho_k - \rho_w)h'$$

$$\Rightarrow \Delta\rho = \frac{(\rho_k - \rho_w)h'}{(D - h')}$$

## Ισοστατικό σύστημα Airy-Heiskanen

Στο σύστημα αυτό η αντιστάθμιση είναι τοπική, δηλαδή, το αντισταθμιζόμενο στρώμα βρίσκεται αμέσως κάτω από τον τόπο παρατήρησης και η πυκνότητα του φλοιού είναι παντού η ίδια.

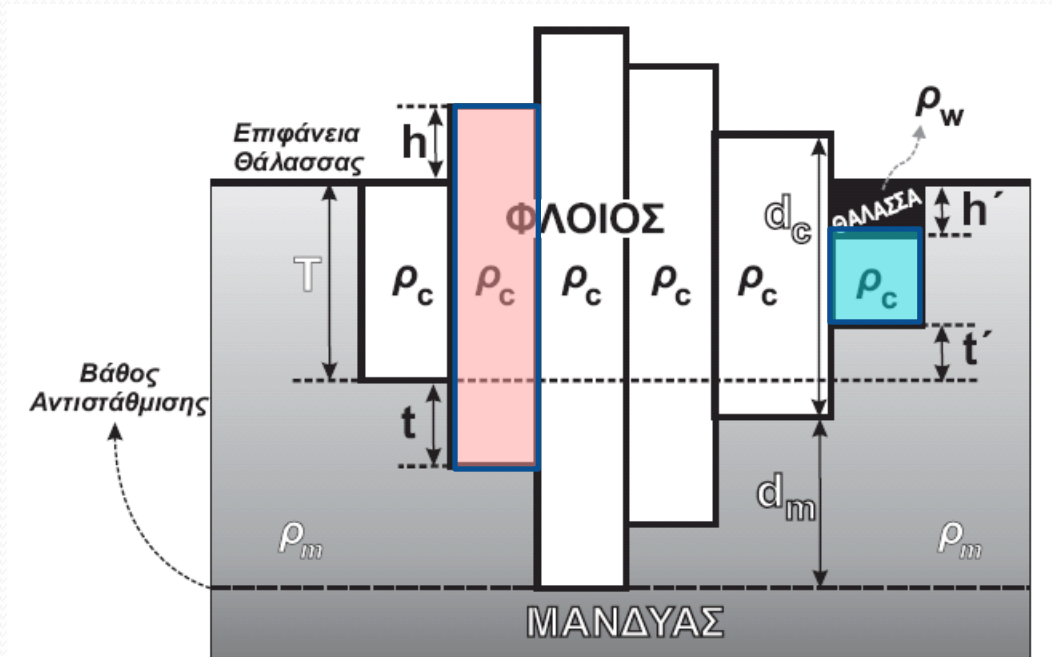
Αν  $h$  είναι το υψόμετρο σε μια ηπειρωτική περιοχή και  $t$  η «ρίζα» του φλοιού, το ολικό πάχος,  $T_c$ , του φλοιού δίνεται από τη σχέση:

$$T_c = T + t + h$$

Το πάχος του ωκεάνιου φλοιού  $T_o$

$$T_o = T - t' - h'$$

- ❖  $h'$  είναι το πάχος του νερού
- ❖  $t'$  το πάχος της αντιρρίζας

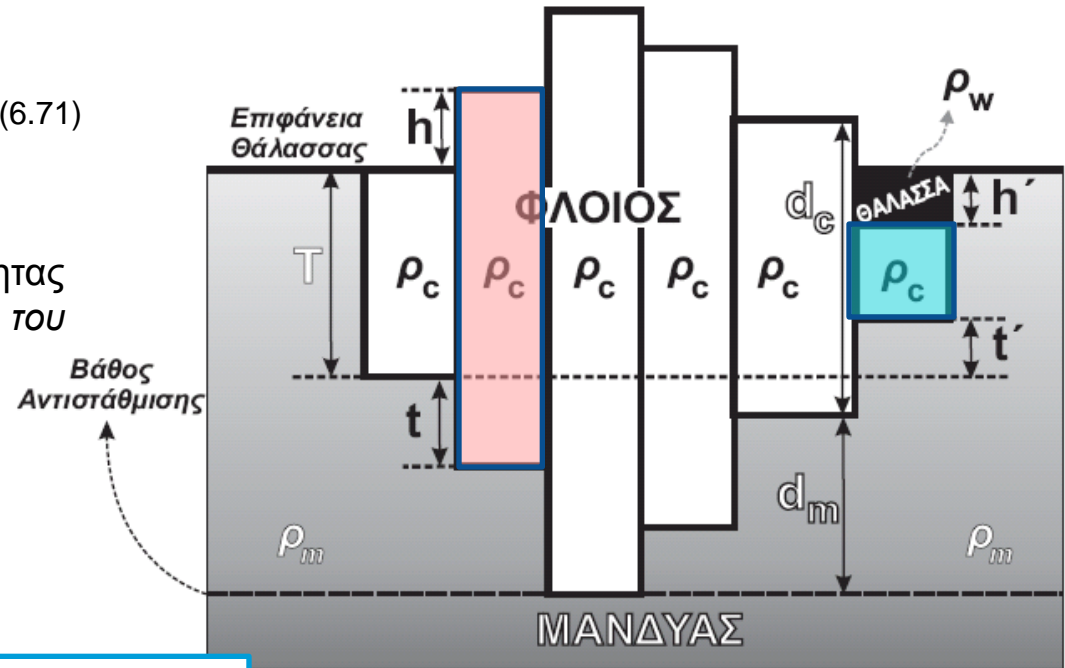


Το πάχος της ρίζας,  $t$  του φλοιού δίνεται από τη σχέση:

$$t = \frac{\rho_c}{\rho_m - \rho_c} h \quad (6.71)$$

❖  $\Delta\rho = \rho_m - \rho_c$  η διαφορά μεταξύ της πυκνότητας του μανδύα,  $\rho_m$ , και της πυκνότητας,  $\rho_c$  του φλοιού

❖  $h$  το υψόμετρο



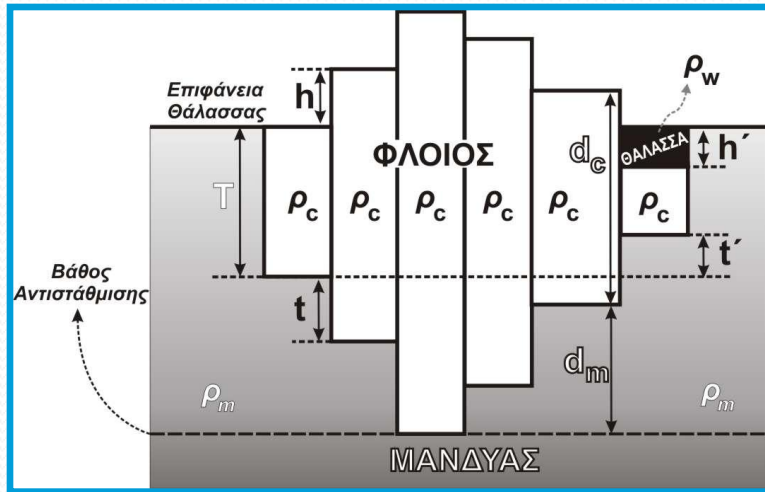
Το πάχος,  $t'$ , της αντιρρίζας δίνεται από τη σχέση:

$$t' = \frac{\rho_c - \rho_w}{\rho_m - \rho_c} h' \quad (6.72)$$

$\rho_w$  είναι η πυκνότητα του θαλασσινού νερού



## Ισοστατικό σύστημα Airy-Heiskanen



Υπολογισμός πάχους ρίζας

$$(h + T + t)\rho_c = T\rho_c + t\rho_m \Rightarrow$$

$$t = \frac{\rho_c}{\rho_m - \rho_c} h$$

Υπολογισμός πάχους αντιρρίζας

$$T\rho_c = (T - h' - t')\rho_c + h'\rho_w + t'\rho_m \Rightarrow$$

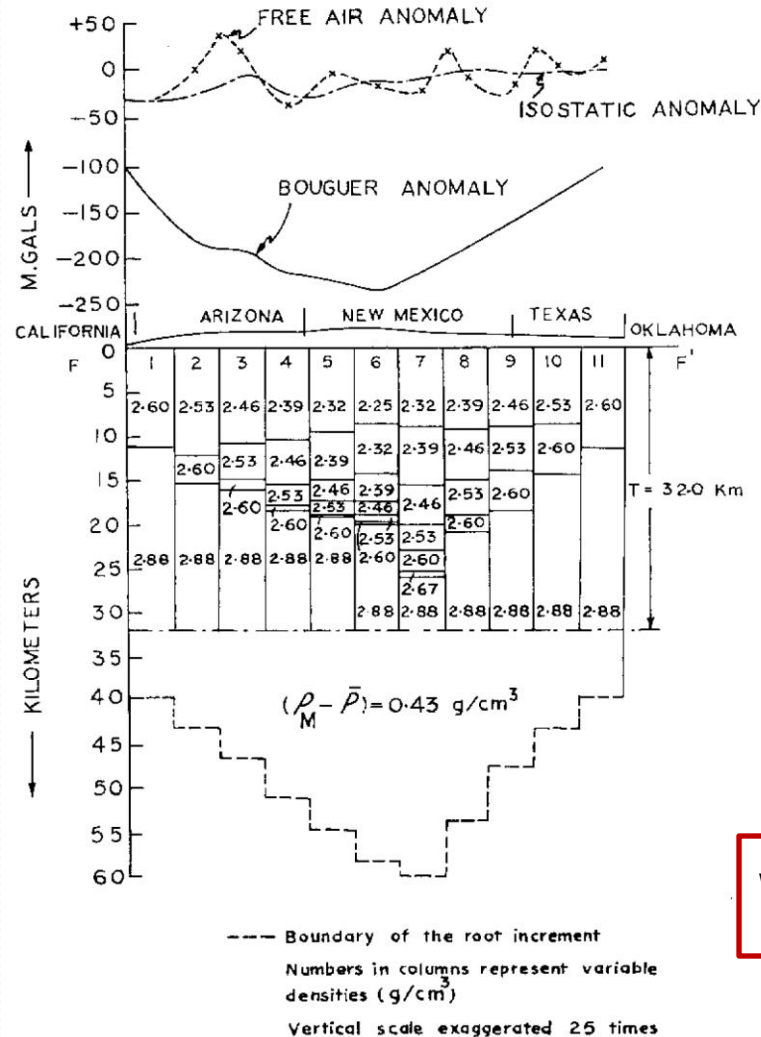
$$t' = \frac{\rho_c - \rho_w}{\rho_m - \rho_c} h'$$

# Αληθινός μηχανισμός βαρυτικής αντιστάθμισης

- Οι υποθέσεις Airy και Pratt ικανοποιούν σε πρώτη προσέγγιση τη θεωρία της ισοστασίας, ο ακριβής όμως μηχανισμός αντιστάθμισης δεν είναι γνωστός.
- Τα σεισμικά δεδομένα έδειξαν την ύπαρξη ριζών κάτω από τις ηπείρους και αντιρριζών κάτω από τους ωκεανούς, δηλαδή επιβεβαιώναν γενικά την υπόθεση Airy.

# Αληθινός μηχανισμός βαρυτικής αντιστάθμισης

□ Ο Heiskanen μετά από λεπτομερή μελέτη της δομής της Γης με βάση σεισμικά μοντέλα, έδειξε ότι ισχύει κατά  $\sim 2/3$  η θεωρία του Airy και κατά  $\sim 1/3$  η θεωρία του Pratt.

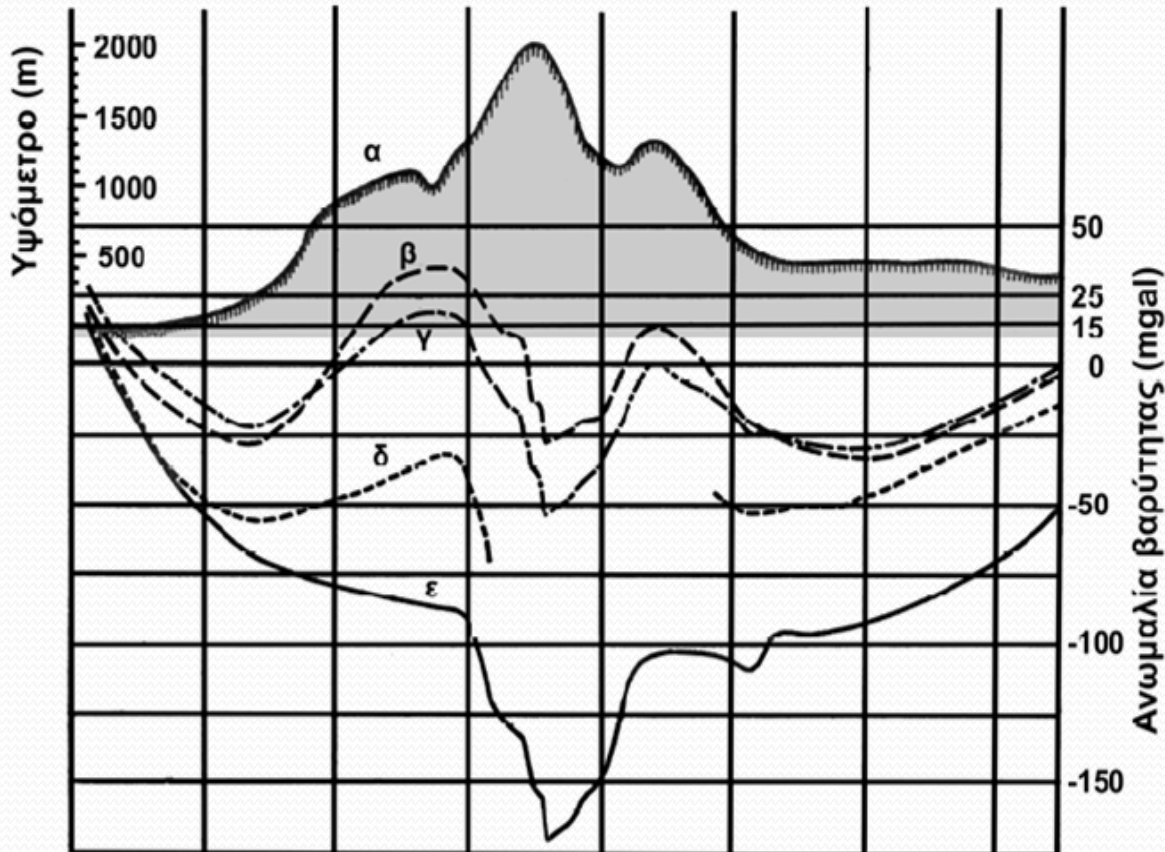


Woolard, 1962

# Ισοστατική Ανωμαλία

Η διαφορά της τιμής,  $\gamma_0$ , της έντασης στην επιφάνεια του σφαιροειδούς από την τιμή  $g_i$ , αυτής στην επιφάνεια του γεωειδούς λέγεται **ισοστατική ανωμαλία**. Από τα παραπάνω προκύπτει ότι:

$$\delta g_i = g_i + \Delta g_\varepsilon - \Delta g_\beta + \Delta g_\tau + \Delta g_l - \gamma_0 \quad (6.74)$$



Οι ισοστατικές ανωμαλίες στις ανατολικές Άλπεις (β-20km, γ-40km) είναι μικρότερες των ανωμαλιών **Bouguer (ε)** και των ανωμαλιών **ελεύθερου αέρα (δ)**

Το γεγονός ότι οι ισοστατικές ανωμαλίες είναι μικρές και μεταβάλλονται γύρω από το μηδέν δείχνει ότι ισχύει (κατά προσέγγιση) η θεωρία της ισοστασίας (μοντέλο Airy-Heiskanen).

## Ο Αληθινός Μηχανισμός Βαρυτικής Αντιστάθμισης

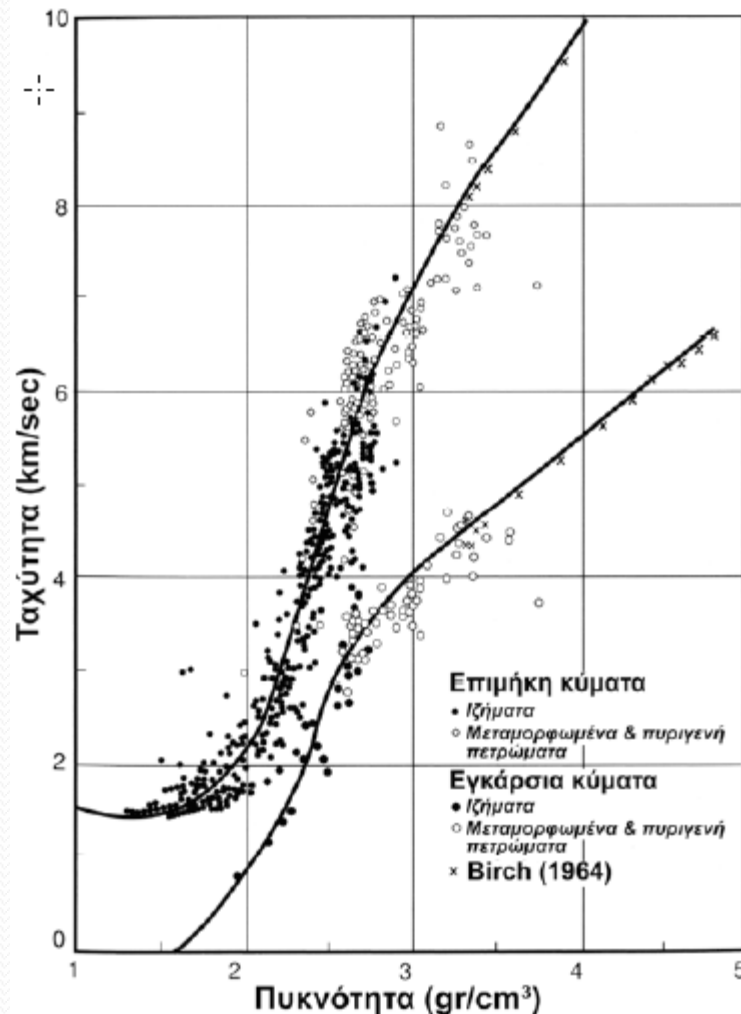
Ο ακριβής μηχανισμός της βαρυτικής αντιστάθμισης δεν είναι γνωστός. Οι υποθέσεις Airy και Pratt αποτελούν ακραία μοντέλα ενός συνόλου πιθανών μοντέλων βαρυτικής αντιστάθμισης.

Από τη σύγκριση, αποτελεσμάτων που προκύπτουν από μετρήσεις του πεδίου βαρύτητας της Γης, με αποτελέσματα που βασίζονται σε σεισμικές παρατηρήσεις, μπορούμε να βγάλουμε ορισμένα συμπεράσματα για τον πραγματικό μηχανισμό της βαρυτικής αντιστάθμισης.

Αναμένεται, ότι η ταχύτητα διάδοσης,  $\alpha$ , των επιμηκών κυμάτων είναι ανάλογη του αντιστρόφου της τετραγωνικής ρίζας της πυκνότητας, όταν οι ελαστικές σταθερές  $\mu$  και  $\lambda$  δεν μεταβάλλονται με την πυκνότητα. Επειδή, όμως, οι ελαστικές σταθερές μεταβάλλονται με την πυκνότητα, εργαστηριακές μετρήσεις της πυκνότητας και της ταχύτητας χρησιμοποιήθηκαν για την εύρεση σχέσεων μεταξύ αυτών, όπως είναι οι σχέσεις (2.3) και (2.4) και το διπλανό σχήμα .

$$\alpha = 2.27\rho + 0.25 \quad (2.3)$$

$$\beta = 1.17\rho + 0.42 \quad (2.4)$$



Από τις σχέσεις αυτές και από μετρήσεις της μέσης ταχύτητας,  $\alpha$ , στο φλοιό και τον πάνω μανδύα προκύπτει ότι μπορούμε να δεχθούμε κατά προσέγγιση  $\rho_c \sim 2800 \text{ Kg m}^{-3}$  και  $\rho_m \sim 3300 \text{ Kg m}^{-3}$ , οπότε από τη σχέση (6.71) προκύπτει ότι οι ρίζες του φλοιού πρέπει να είναι κατοπτρικές εικόνες της επιφάνειας της Γης μεγεθυσμένες κατά περίπου 5-6 φορές.

$$t = \frac{\rho_c}{\rho_m - \rho_c} h \quad (6.71)$$

Η ύπαρξη ανάλογης αντιστοιχίας, όπως επιβεβαιώθηκε από ανεξάρτητες μετρήσεις δείχνει ότι, σε πρώτη προσέγγιση, ισχύει ο μηχανισμός αντιστάθμισης κατά Airy.

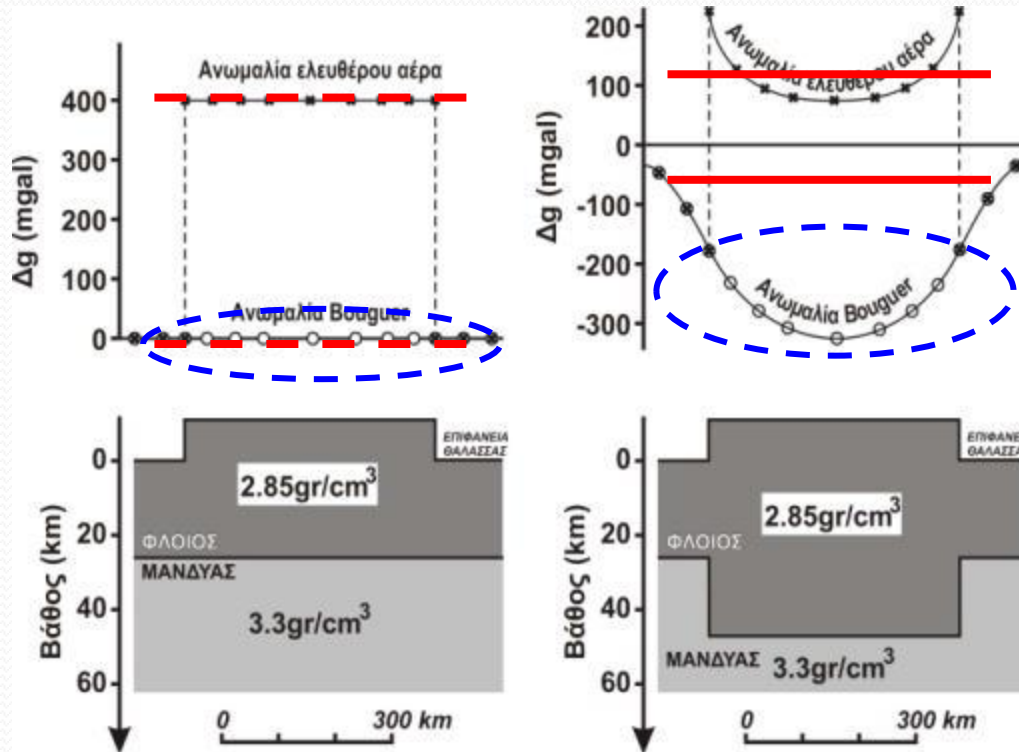
Λεπτομερής, όμως, μελέτη της δομής της Γης σε διάφορες περιοχές αυτής, έδειξε ότι η υπόθεση **Airy** δεν μπορεί να ερμηνεύσει πλήρως τις παρατηρήσεις, αν δεν λάβουμε υπόψη την κατακόρυφη μεταβολή της ταχύτητας που παρατηρήθηκε στο φλοιό και τη μεταβολή της ταχύτητας στον πάνω μανδύα από τόπο σε τόπο.

Αυτό σημαίνει ότι αν και ο μηχανισμός της γενικευμένης υπόθεσης του **Airy**, που προτάθηκε από τον **Heiskanen**, ερμηνεύει καλύτερα τις σεισμικές παρατηρήσεις, η υπόθεση του μηχανισμού αντιστάθμισης του **Pratt** εξακολουθεί να ισχύει μερικώς.

# Κατανομή των Ανωμαλιών Βαρύτητας στην Επιφάνεια της Γης

Οι **ανωμαλίες ελεύθερου αέρα** παίρνουν γενικά υψηλές θετικές τιμές. Οι τιμές αυτές αντιστοιχούν στις ανωμαλίες που θα αναμένονταν αν οι μάζες που βρίσκονται πάνω από το γεωειδές θεωρηθούν συμπιεσμένες αμέσως κάτω από την επιφάνεια του γεωειδούς. οι ανωμαλίες ελεύθερου αέρα χρησιμοποιούνται για γεωδαιτικούς σκοπούς

Οι **ανωμαλίες Bouguer** χρησιμοποιούνται για γεωφυσικούς, κυρίως, σκοπούς. λαμβάνουν αρνητικές τιμές σε ορεινές περιοχές και θετικές τιμές στους ωκεανούς, ως αποτέλεσμα της ισοστασίας. Υπάρχουν όμως περιοχές για τις οποίες δεν ισχύει ο γενικός αυτός κανόνας.

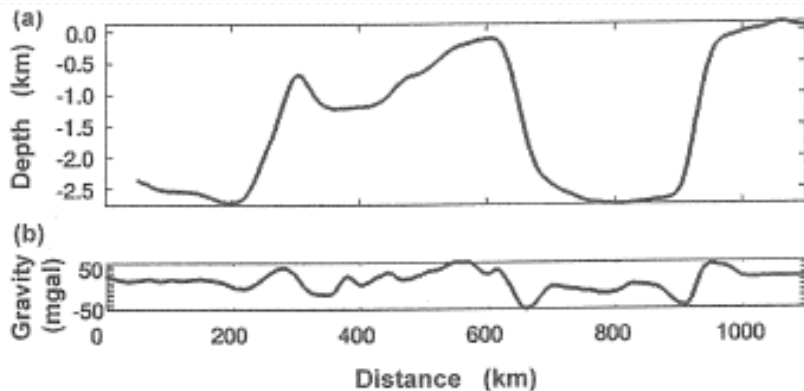


Η **ανωμαλία Bouguer** είναι μηδενική στην ηπειρωτική περιοχή όταν δεν έχουμε μηχανισμό αντιστάθμισης, ενώ αντίθετα η ανωμαλία ελεύθερου αέρα μειώνεται στο κέντρο της ηπειρωτικής περιοχής στην περίπτωση τυπικού μηχανισμού αντιστάθμισης.

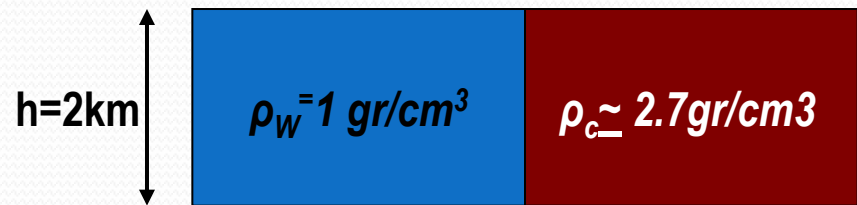
Είναι προφανές ότι η συνδυασμένη μελέτη των ανωμαλιών ελεύθερου αέρα και Bouguer επιτρέπει τον καθορισμό του μοντέλου που ισχύει σε κάθε περιοχή.

# Ισοστατική ανωμαλία και αντιστάθμιση

Οι βαρυτικές μετρήσεις μπορούν να καθορίσουν αν μία περιοχή βρίσκεται σε ισοστατική αντιστάθμιση. Αν ισχύει αυτό, η ισοστατική ανωμαλία πρέπει να είναι σχεδόν μηδενική.



Βαθυμετρία και ανωμαλία ελεύθερου αέρα στα ηπειρωτικά περιθώρια της Μ. Βρετανίας (McKenzie, 2004)



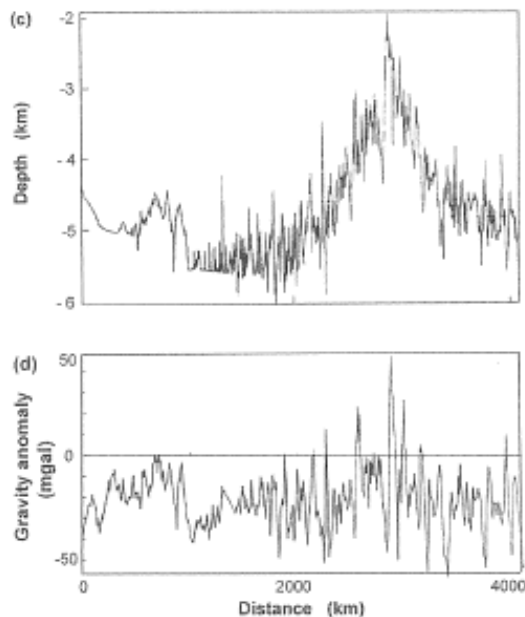
$$\Delta g_B = 2\pi G(\rho_c - \rho_w)h$$

Αν η περιοχή δεν βρίσκεται σε ισοστατική ισορροπία η υπολογιζόμενη ανωμαλία είναι  $\sim \Delta g_B = 140 \text{ mgal}$



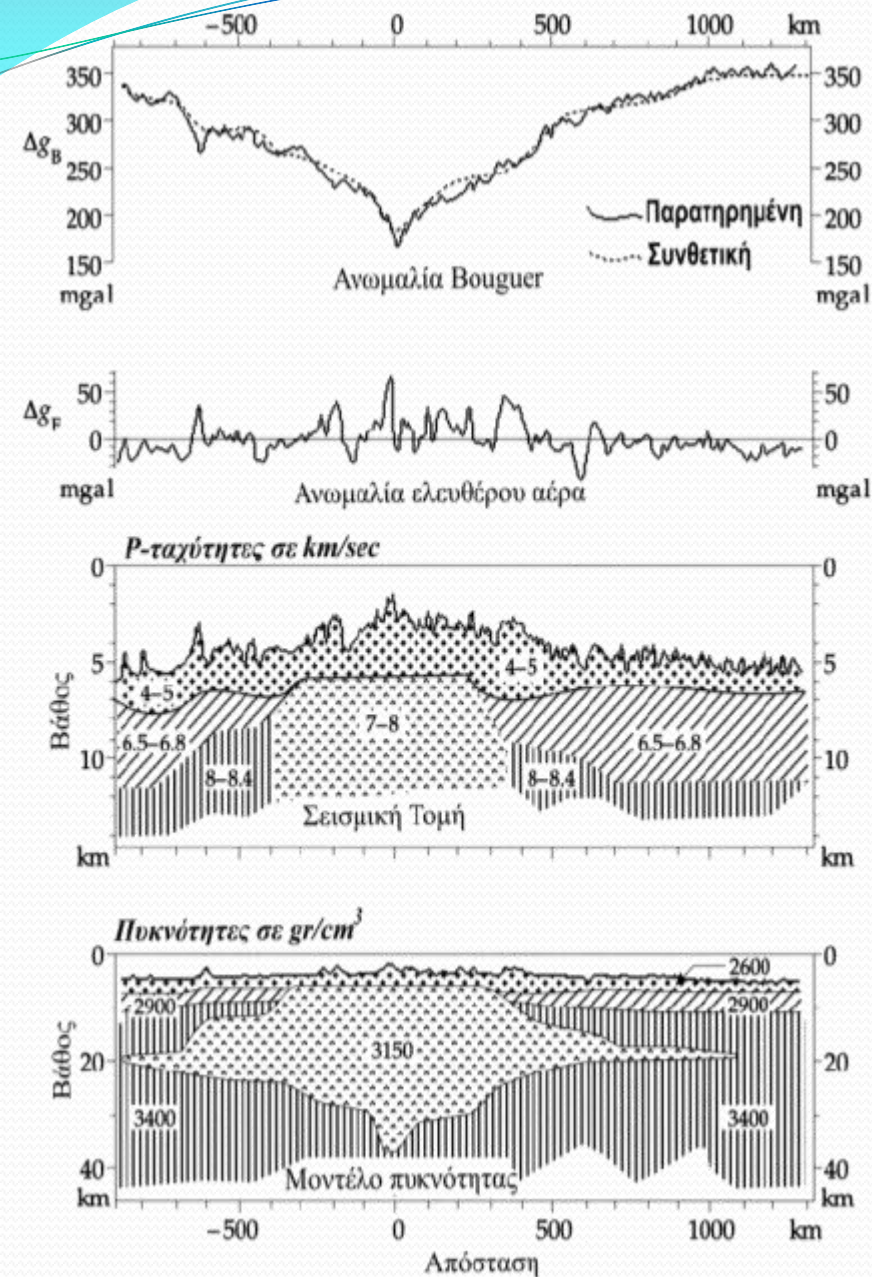
# Ισοστατική ανωμαλία και αντιστάθμιση

Οι βαρυτικές μετρήσεις μπορούν να καθορίσουν αν μία περιοχή βρίσκεται σε ισοστατική αντιστάθμιση. Αν ισχύει αυτό, η ανωμαλία πρέπει να είναι σχεδόν μηδενική.



Αν η περιοχή δεν βρίσκεται σε ισοστατική ισορροπία η υπολογιζόμενη ανωμαλία είναι  $\sim 200\text{mgal}$

*Βαθυμετρία και ανωμαλία ελεύθερου αέρα  
κατά μήκος της ράχης του  
Ατλαντικού (McKenzie & Bowin, 1976)*

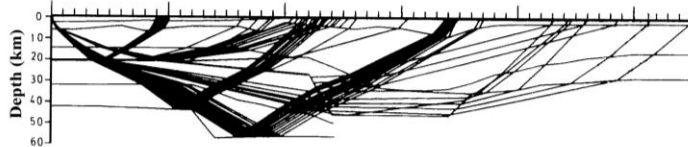
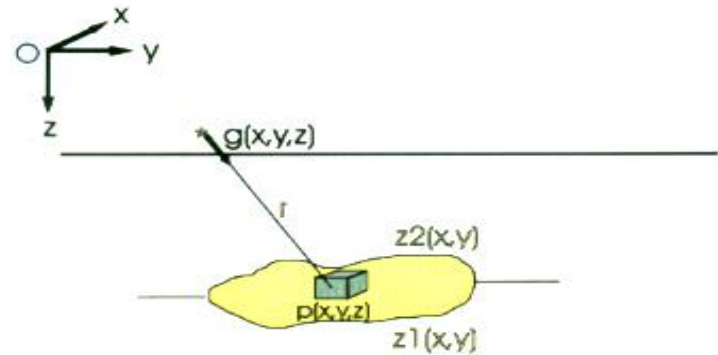
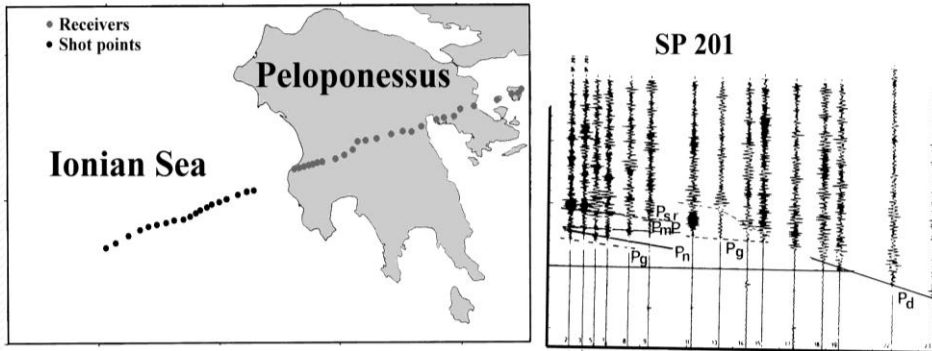


Στις **μεσωκεάνιες ράχες** οι ανωμαλίες **Bouguer** έχουν αρνητικές τιμές λόγω έντονης παρουσίας μερικώς μεταμορφωμένων ιζηματογενών και βασαλτικών πετρωμάτων κοντά στη ράχη, μικρής σχετικά πυκνότητας σε σχέση με τον περιδοιτικό μανδύα.

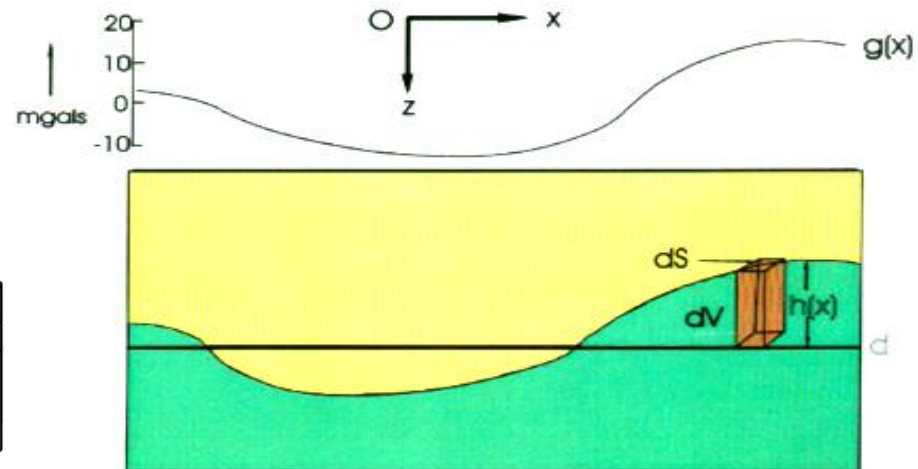
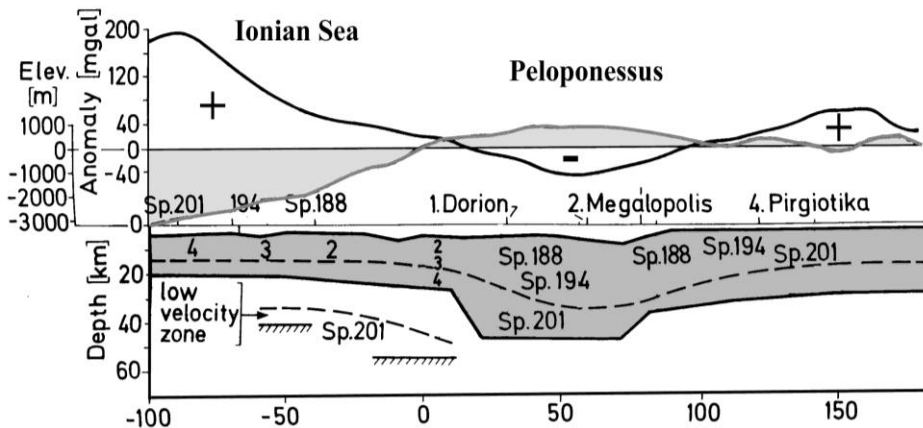
Αρνητικές ανωμαλίες **Bouguer** παρατηρούνται και στις **ηπειρωτικές λεκάνες**, λόγω του μεγάλου πάχους των ιζημάτων μέσα σ' αυτές, καθώς και σε περιοχές παλαιών ηπειρωτικών ασπίδων λόγω του ιδιαίτερα μεγάλου πάχους της ηπειρωτικής λιθόσφαιρας, η οποία παρουσιάζει χαμηλότερη πυκνότητα από τις αντίστοιχες ωκεάνιες λιθόσφαιρες.

Συνδυαστική ερμηνεία **βαρυτικών και σεισμικών** δεδομένων στην περιοχή της Ατλαντικής μεσωκεάνιας ράχης κοντά στον βόρειο παράλληλο  $32^\circ$  (Παπαζάχος 2008, τροποποιημένο από Talwani et al., 1965).

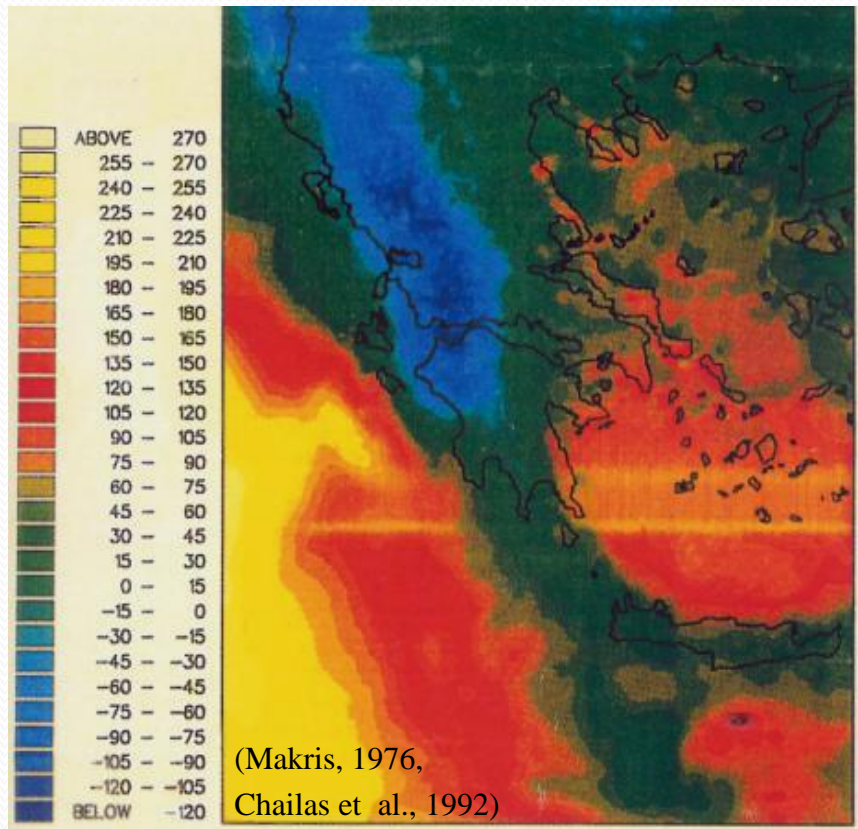
# Βαρυτικές ανωμαλίες στο Αιγαίο και ισοστασία



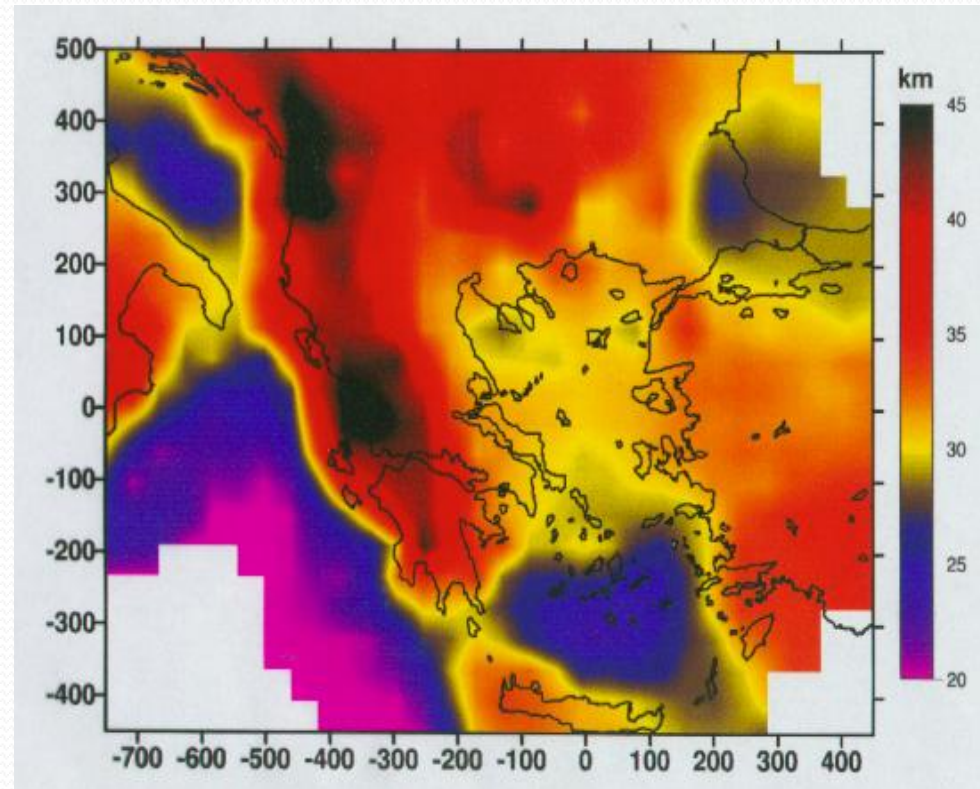
Makris (1977)



## Βαρυτικές ανωμαλίες στο Αιγαίο και ισοστασία



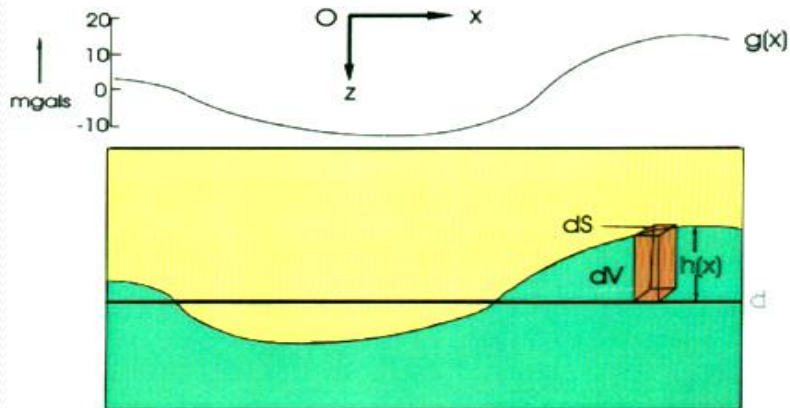
Ανωμαλία Bouguer στο Αιγαίο



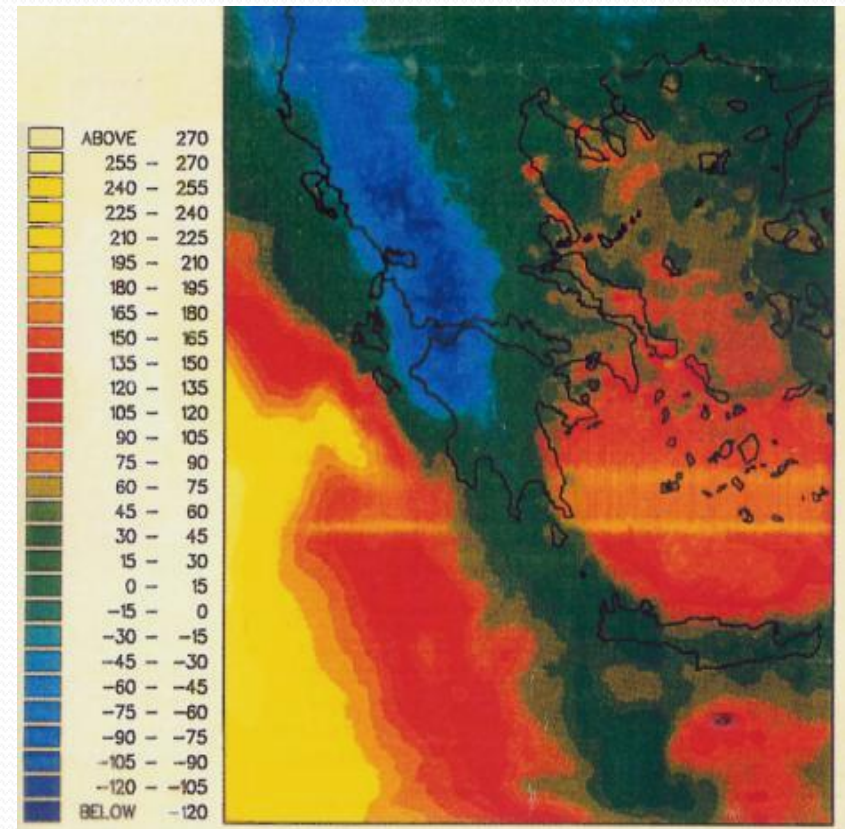
Πάχη φλοιού στο Αιγαίο  
(Parazachos, 1993)

# Βαρυτικές ανωμαλίες στο Αιγαίο και ισοστασία

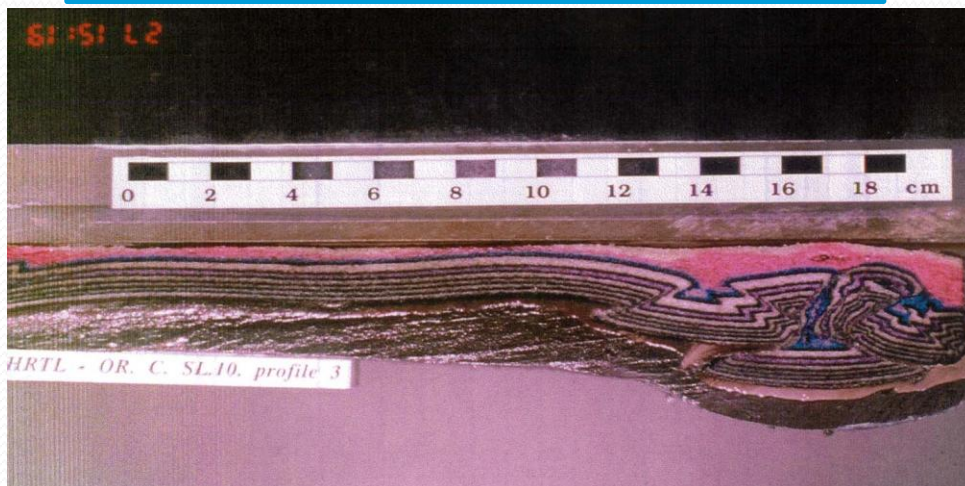
## Συνεισφορά από πάχος φλοιού



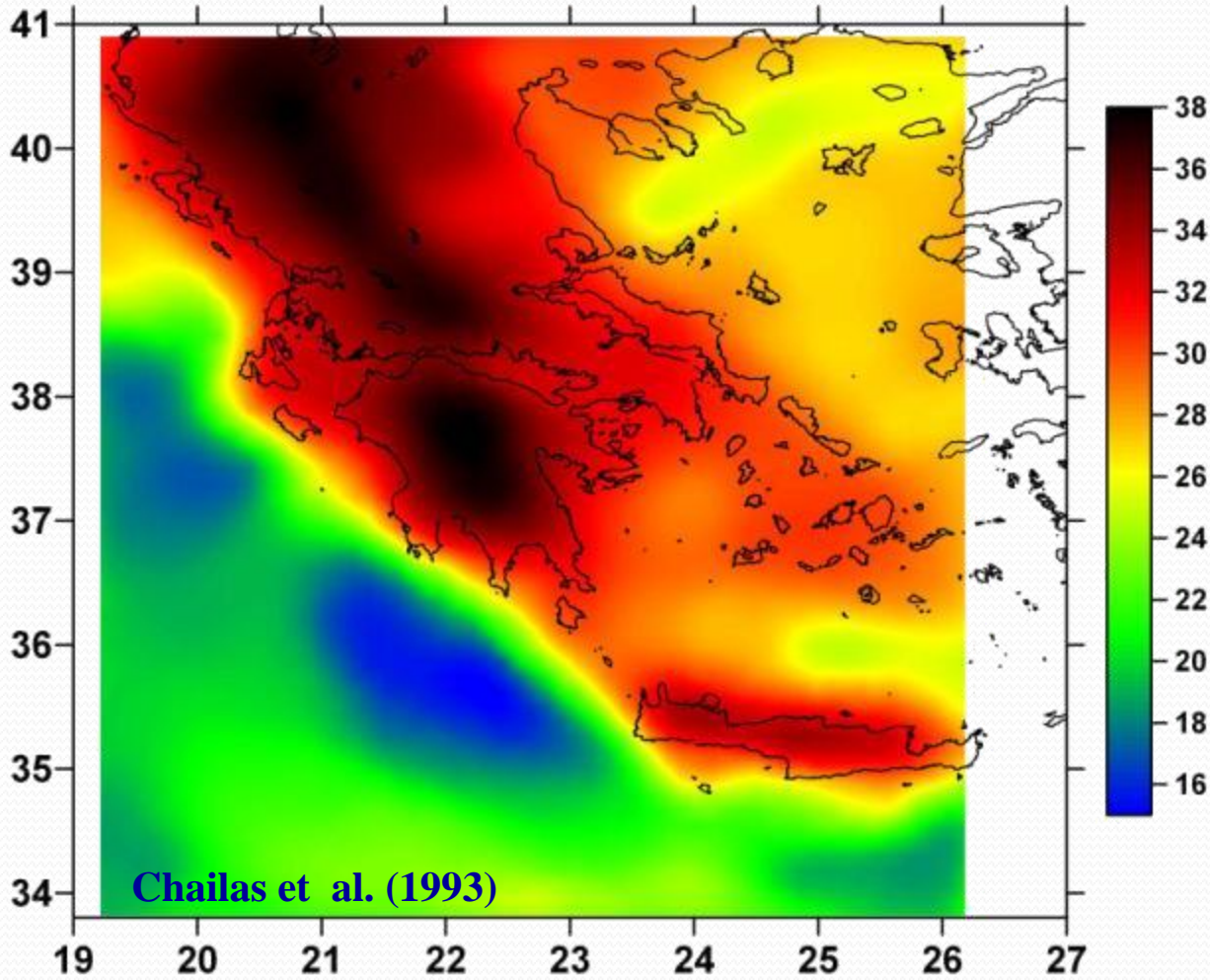
## Ανωμαλία Bouguer στο Αιγαίο



## Συνεισφορά από δομή φλοιού (Sokoutis et al., 1999)



## Χαρτογράφηση του βάθους της Moho από βαρυτικά δεδομένα

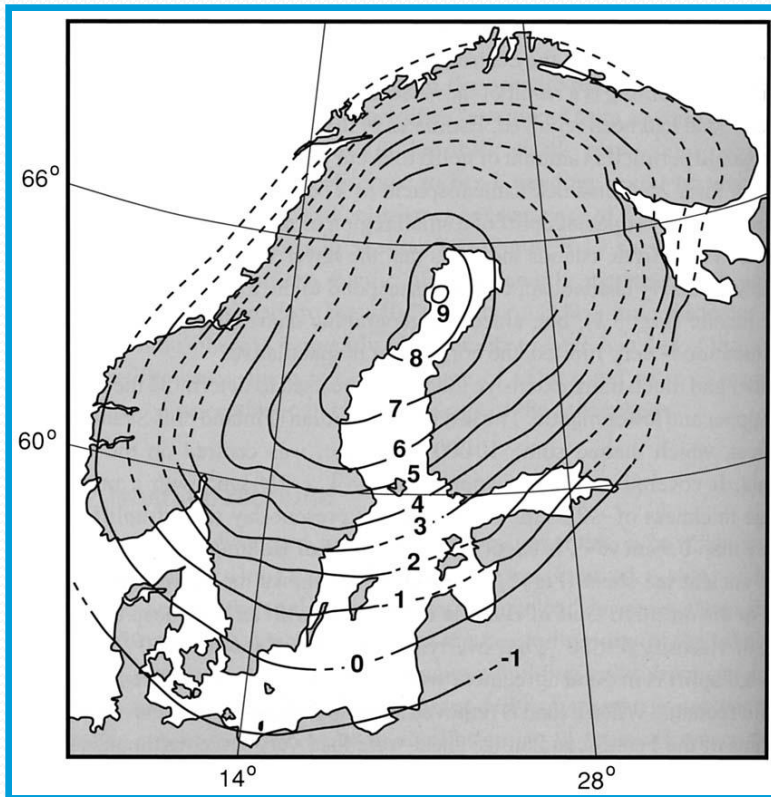


Υπόθεση Ισοστασίας  
(συσχέτιση ανωμαλίας  
Bouguer με μορφολογία),  
ώστε να ξεπεραστεί το  
πρόβλημα της επίδρασης  
της βυθιζόμενης πλάκας

# Παραδείγματα έλλειψης ισοστατικής ισορροπίας

- Μεταπαγετώδης ανάπτυξη
- Ανωμαλίες πυκνότητας στον μανδύα (Sierra Nevada, Hawaii)

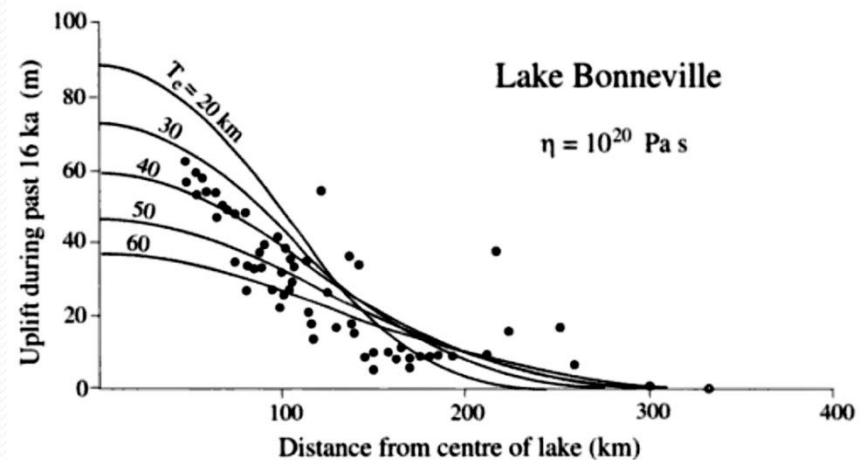
# Μεταπαγετώδης ισοστατική ανάπαυση



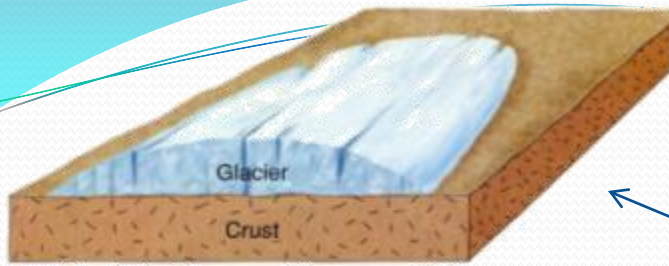
Ο πάγος έλιωσε πριν 10.000χρ. Κάλυπτε  $4 \times 10^6$  Km<sup>2</sup> και είχε ~2.5 km πάχος (Ekman & Makinen, 1996)

Αρνητικές ανωμαλίες βαρύτητας στον Β. Καναδά και Σκανδιναβία, περιοχές καλυμμένες από παγετώνες του Πλειστοκαίνου.

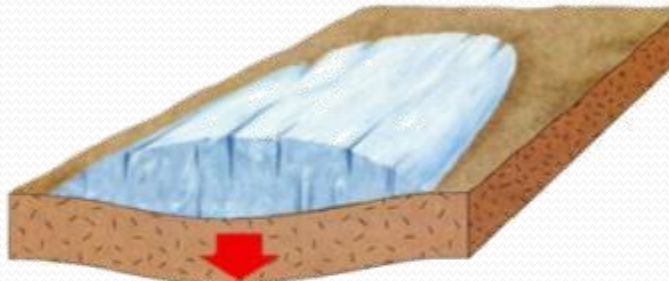
**Η μεταπαγετώδης ανάπαυση χρησιμοποιείται για τον καθορισμό της τιμής του ιξώδους της ασθενόσφαιρας.**







A Glacier forms, adding weight to crust



B Subsidence due to weight of ice



C Ice melts, removing weight from crust

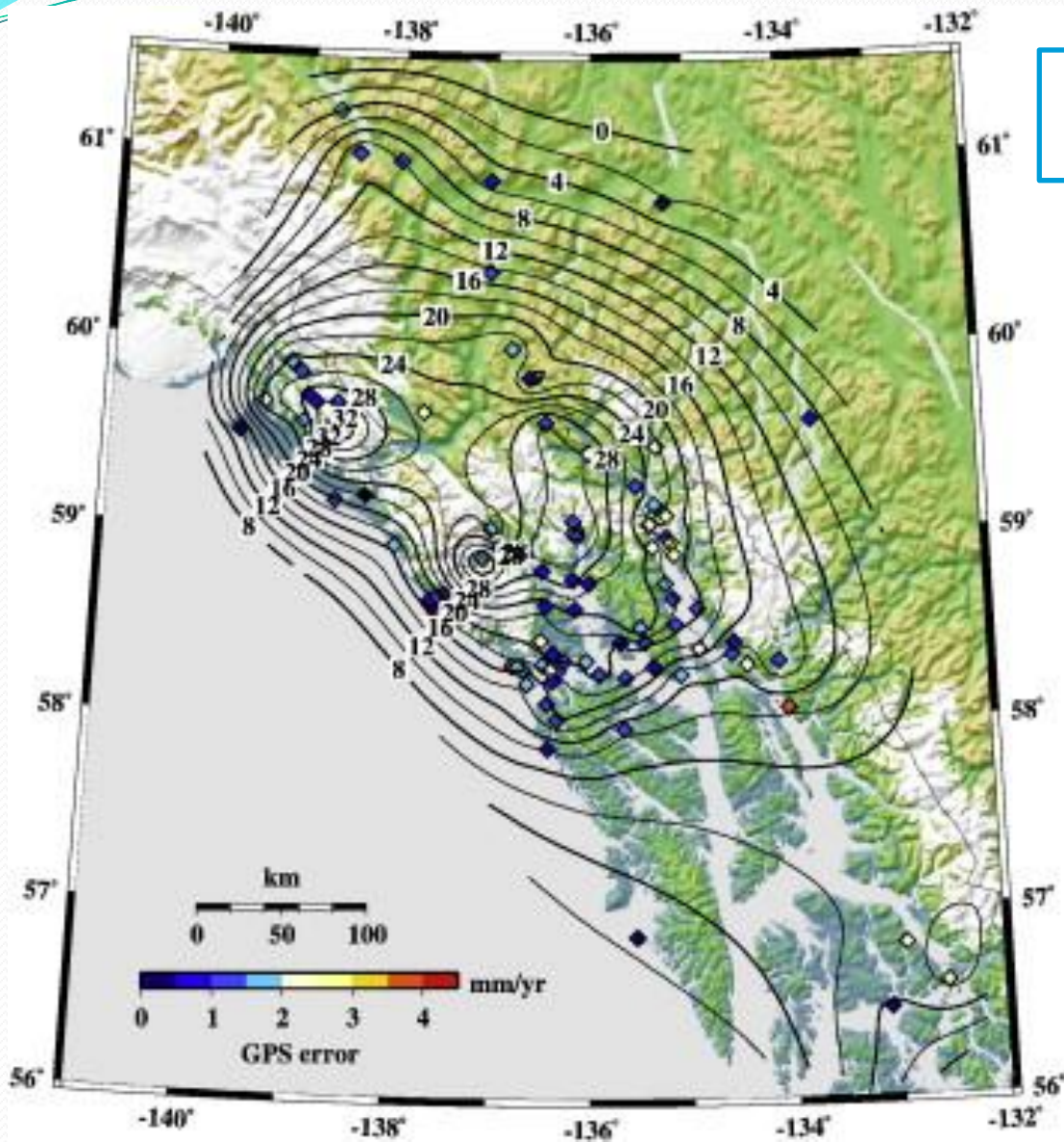


D Crustal rebound as crust rises toward original position

Λόγω του βάρους του πάγου η ηπειρωτική λιθόσφαιρα βυθίστηκε μέσα στο μανδύα, ώστε να ισορροπήσει ισοστατικά, ακολουθώντας περίπου το μοντέλο του Airy (**A,B**).

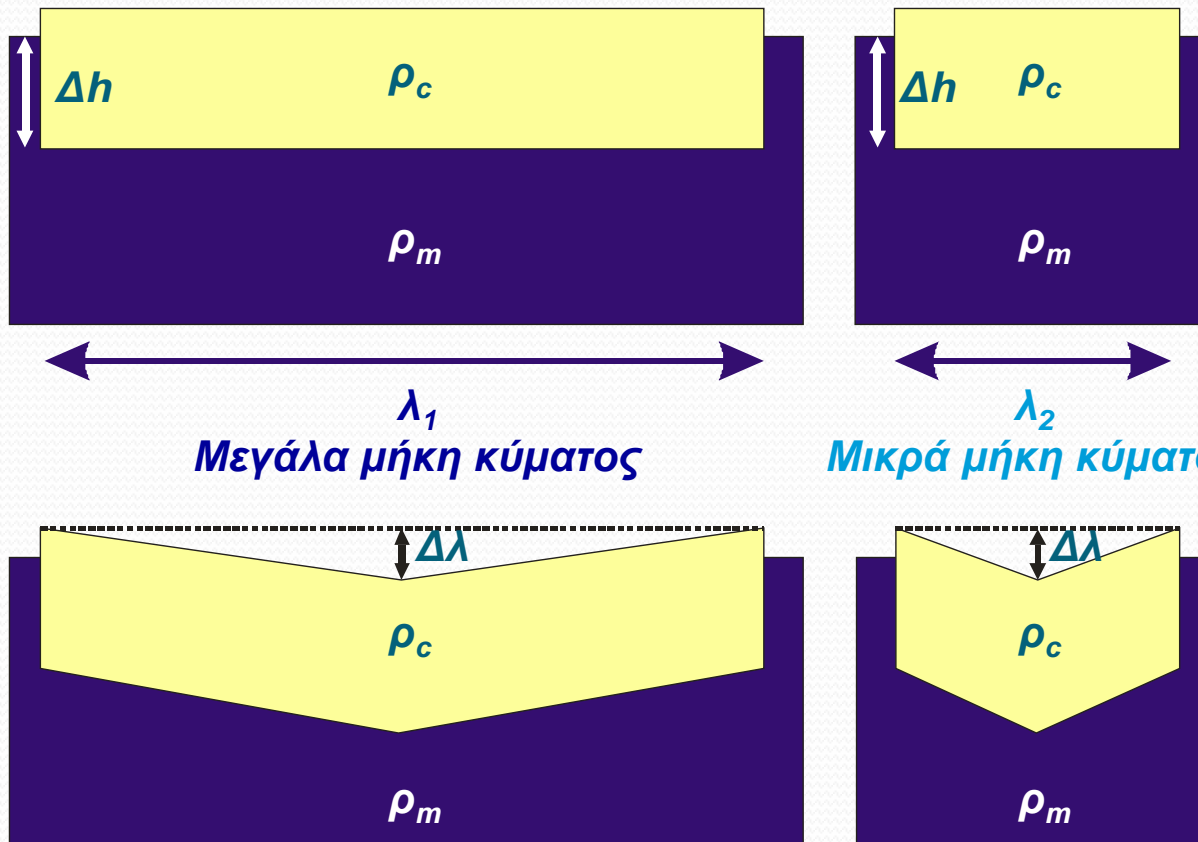
Μετά την απομάκρυνση του πάγου η ισοστατική ισορροπία ανατρέπεται αφού υπάρχει έλλειμμα βάρους (**C**), με αποτέλεσμα ο ελαφρύτερος φλοιός να πραγματοποιεί συνεχή ανύψωση στις περιοχές αυτές λόγω της υδροστατικής «άνωσης» του πυκνότερου μανδύα (**D**).

Το φαινόμενο αυτό αποκαλείται **μεταπαγετώδης ανάπαυση** (postglacial rebound)



Μεταπαγετώδης ανάπαλση  
στη ΝΔ Αλάσκα

# Ισοστατική (υδροστατική) ή Ελαστική απόκριση λιθόσφαιρας-μανδύα;



**Υδροστατική Απόκριση**  
(Ανωση Μανδύα-Ισοστασία)

$$\Delta p = (\rho_m - \rho_c) g \Delta h$$

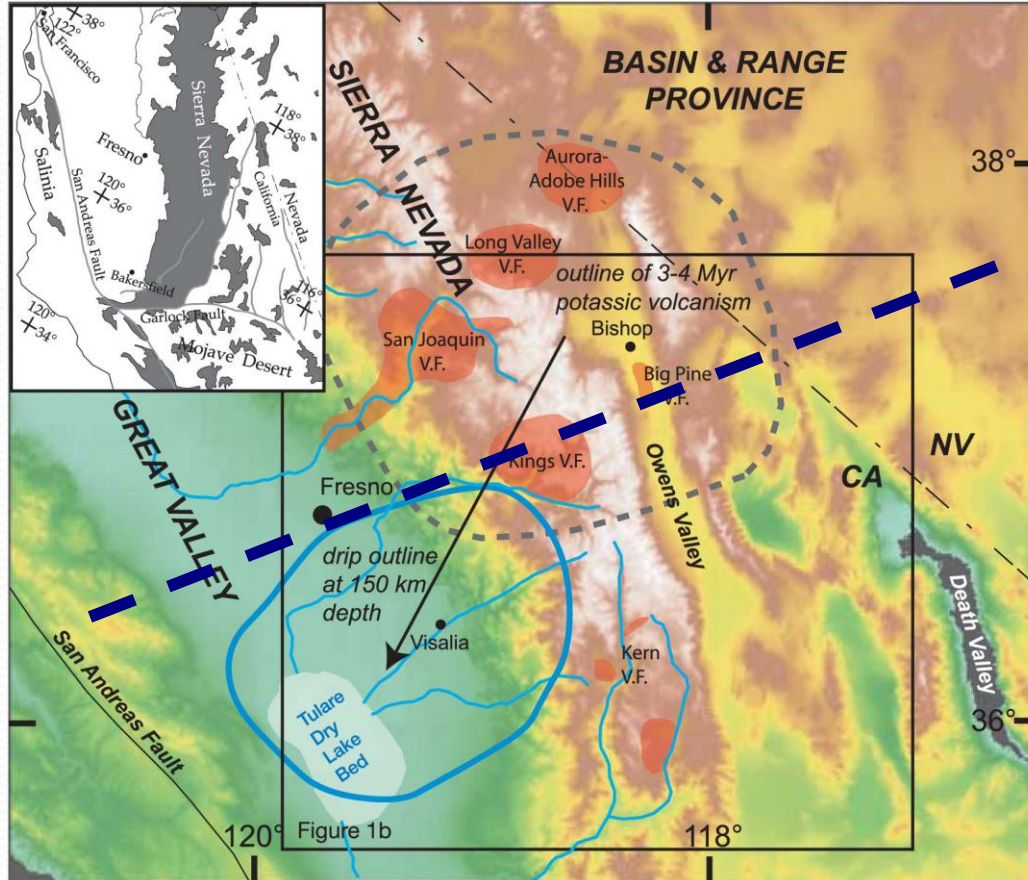
**Μεγάλα μήκη κύματος**

$$\Delta \tau = \mu e = \mu \frac{\Delta \lambda}{\lambda_1} \ll \Delta p$$

**Μικρά μήκη κύματος**

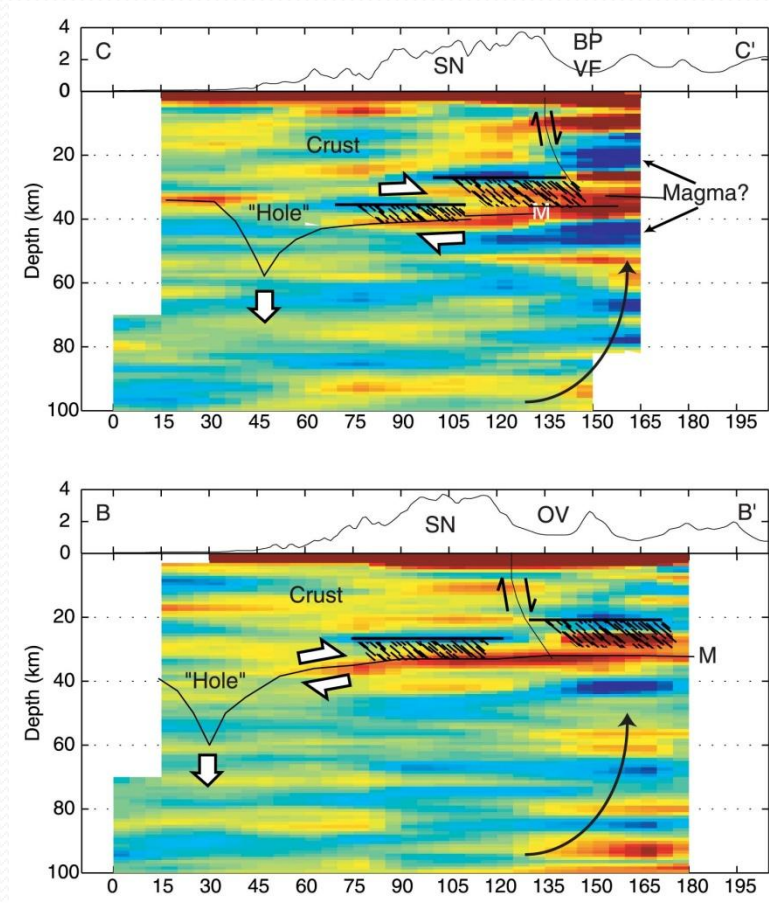
$$\Delta \tau = \mu e = \mu \frac{\Delta \lambda}{\lambda_2} \gg \Delta p$$

# Έλλειψη ισοστατικής αντιστάθμισης Ανωμαλίες πυκνότητας στον μανδύα



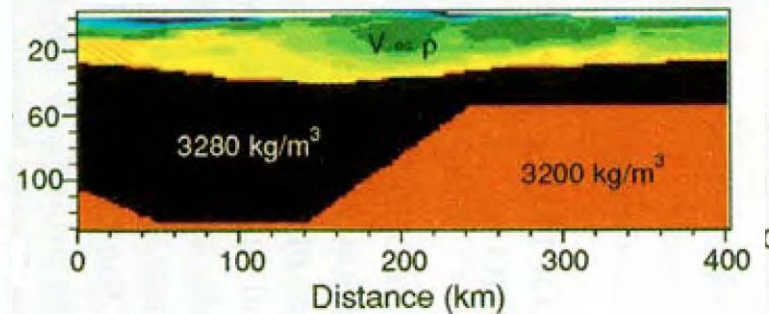
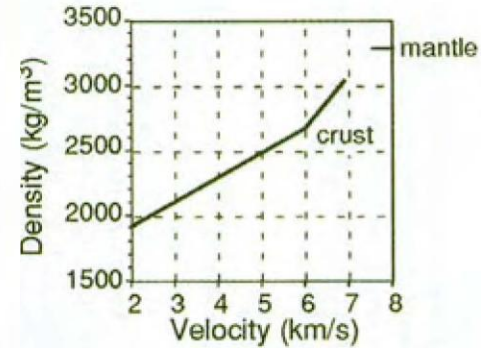
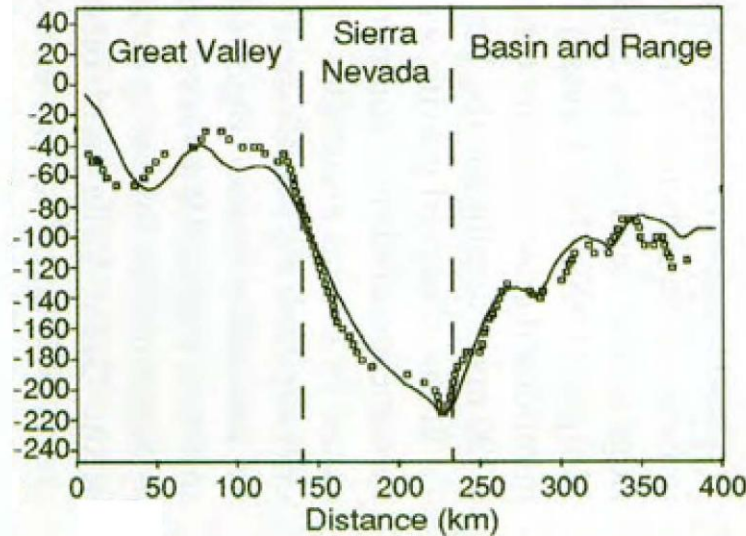
Zandt et al., 2004

# Έλλειψη ισοστατικής αντιστάθμισης Ανωμαλίες πυκνότητας στον μανδύα



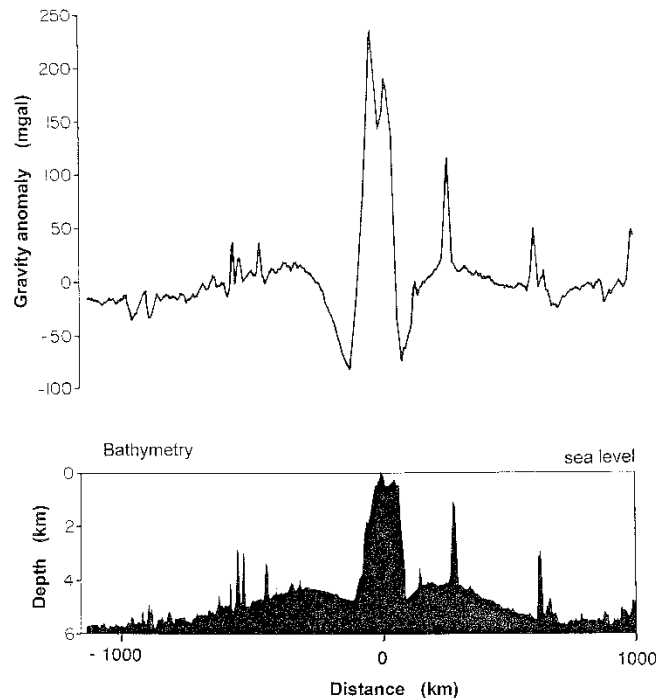
Zandt et al., 2004

# Έλλειψη ισοστατικής αντιστάθμισης Ανωμαλίες πυκνότητας στον μανδύα



Fliedner & Ruppert (1996)

# Έλλειψη ισοστατικής αντιστάθμισης



Αν η περιοχή δεν βρίσκεται σε ισοστατική ισορροπία η υπολογιζόμενη ανωμαλία είναι  $\sim 300\text{mgal}$

*Βαθυμετρία και ανωμαλία ελεύθερου αέρα κατά μήκος ενός Β-Ν άξονα με κέντρο το ηφαιστειακό νησί Οαχου, στην Χαβάη. (Watts & Daly, 1981)*