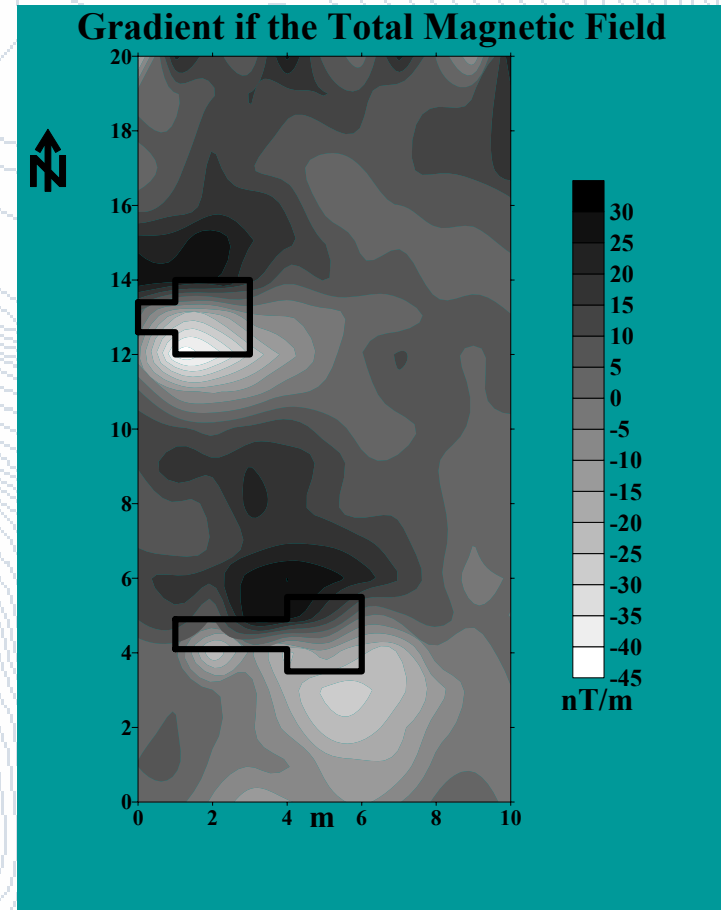


ΜΑΘΗΜΑ 10

Βαρυτικές και Μαγνητικές

Μέθοδοι Γεωφυσικής Διασκόπησης



ΜΕΤΑΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ ΠΕΔΙΩΝ ΔΥΝΑΜΕΩΝ
ΠΡΟΧΩΡΗΜΕΝΕΣ ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑΣ ΚΑΙ
ΕΡΜΗΝΕΙΑΣ
ΠΑΡΑΔΕΙΓΜΑΤΑ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΕΩΝ ΜΕ ΤΗ ΒΑΡΥΤΙΚΗ
ΚΑΙ ΤΗ ΜΑΓΝΗΤΙΚΗ ΜΕΘΟΔΟ

ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΒΑΡΥΤΟΜΕΤΡΙΚΩΝ ΚΑΙ ΜΑΓΝΗΤΙΚΩΝ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ

- Τελικός σκοπός κάθε διασκόπησης είναι ο εντοπισμός του υπεδάφιου στόχου και η εξαγωγή συμπερασμάτων για το σχήμα, το βάθος ταφής και τη σύστασή του.
- Εντοπισμός του στόχου γίνεται από τη στιγμή που θα ανιχνεύσουμε τη διαταραχή που αυτός προκαλεί στο βαρυτικό ή το μαγνητικό πεδίο της Γης.
- Η εύρεση όμως των ιδιοτήτων του στόχου, ο οποίος είναι η πηγή των διαταραχών, συνιστά το τελικό στάδιο της διασκόπησης. Το στάδιο αυτό ονομάζεται **“ερμηνεία”** (interpretation) των καταγραφών μας.

ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΒΑΡΥΤΟΜΕΤΡΙΚΩΝ ΚΑΙ ΜΑΓΝΗΤΙΚΩΝ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ

- Κατά το στάδιο αυτό είναι δυνατόν να υπολογίσουμε μία ή περισσότερες παραμέτρους οι οποίες ποσοτικοποιούν τις ιδιότητες της πηγής.
- Σε κάθε περίπτωση όμως, πρέπει να λάβουμε υπ' όψη και τα αποτελέσματα άλλων γεωφυσικών διασκοπήσεων στην περιοχή, τη γεωλογία της και οποιαδήποτε άλλη σχετική πληροφορία

ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΒΑΡΥΤΟΜΕΤΡΙΚΩΝ ΚΑΙ ΜΑΓΝΗΤΙΚΩΝ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ

Υπάρχει όμως μια άλλη κατηγορία μεθόδων οι οποίες αν και δεν μας οδηγούν σε παραμέτρους της πηγής βοηθούν σημαντικά την ερμηνεία.

Οι μέθοδοι αυτές φανερώνουν διάφορα χαρακτηριστικά της πηγής και με τον τρόπο αυτό βοηθούν την ερμηνεία.

Όλες στηρίζονται στον μετασχηματισμό των καταγραφών σε κάποια νέα μορφή. Για το λόγο αυτό ονομάστηκαν «μετασχηματισμοί πεδίου».

ΜΕΤΑΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ ΠΕΔΙΩΝ ΔΥΝΑΜΙΚΟΥ

- Οι περισσότεροι μετασχηματισμοί πεδίου εφαρμόζονται αφού προηγουμένως τα δεδομένα έχουν απεικονιστεί ως συναρτήσεις των χωρικών κυματαρίθμων.
- Το μέσο για αυτή την απεικόνιση είναι ο **Μετασχηματισμός Fourier (MF)**. Οι ιδιότητες μάλιστα του μετασχηματισμού Fourier είναι αυτές που διευκολύνουν κατά πολύ την διεξαγωγή πράξεων μετασχηματισμού.
- Για το λόγο αυτό, η εξέλιξη του συγκεκριμένου πεδίου ήταν ραγδαία μετά την εισαγωγή του **Ταχέως Μετασχηματισμού Fourier (FFT)** και την εξέλιξη των υπολογιστών.
- Οι μετασχηματισμοί που γίνονται με την ανάλυση Fourier μπορούν να γίνουν και με διαφορετικό τρόπο. Π.χ., ο υπολογισμός της δεύτερης κατακόρυφης παραγώγου των πεδίων μπορεί να γίνει κάνοντας χρήση της εξίσωσης Laplace.

ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΑΝΑΛΥΣΗΣ FOURIER

Έστω η περιοδική συνάρτηση $f(x)$ με περίοδο X . Αποδεικνύεται ότι κάτω από πολύ γενικές προϋποθέσεις αυτή μπορεί να παρασταθεί ως σειρά μιγαδικών αριθμών. Οι προϋποθέσεις αυτές αφορούν:

- το ορισμένο της συνάρτησης για κάποιο διάστημα, τη συνέχεια αυτής και της παραγώγου της
- την ύπαρξη πεπερασμένου αριθμού αλμάτων για το ίδιο διάστημα
- το ολοκληρώσιμο της $f(x)$ για διάστημα μιας περιόδου.

Οι συνθήκες αυτές πληρούνται από το σύνολο σχεδόν των συναρτήσεων που συναντάμε στη Φυσική και κατά συνέπεια και στη Γεωφυσική. Είναι δε περισσότερο γνωστές με το όνομα «**συνθήκες Dirichlet**»

ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΑΝΑΛΥΣΗΣ FOURIER

Η παράσταση της $f(x)$ ως σειράς εκφράζεται με τη σχέση

$$f(x) = \sum_{n=-\infty}^{\infty} F_n e^{iknX}$$

όπου

$$k_n = \frac{2\pi n}{X}$$

και οι συντελεστές F_n μπορούν να υπολογιστούν από τη σχέση

$$F_n = \frac{1}{X} \int_{x_0}^{x_0+X} f(x) e^{-iknX} dx$$

ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΑΝΑΛΥΣΗΣ FOURIER

Αν αντί περιοδικής συνάρτησης θεωρήσουμε οποιαδήποτε άλλη η οποία περιορίζεται σε κάποιο τμήμα του άξονα x , απαιτώντας όμως αυτή να είναι πεπερασμένη, δηλαδή να ισχύει η συνθήκη

$$\int_{-\infty}^{\infty} |f(x)| dx < \infty$$

τότε έχουμε συμπεριλάβει το σύνολο των βαρυτικών και μαγνητικών ανωμαλιών.

ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΑΝΑΛΥΣΗΣ FOURIER

Αν επιπλέον θεωρήσουμε ότι η περίοδος X είναι πάρα πολύ μεγάλη τότε ο ΜF της μη περιοδικής συνάρτησης $f(x)$ είναι

$$F(K) = \int_{-\infty}^{\infty} f(x)e^{-ikx} dx$$

όπου το k ονομάζεται κυματάριθμος και είναι

$$k = \frac{2\pi}{\lambda}$$

ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΑΝΑΛΥΣΗΣ FOURIER

Ο MF είναι μια μιγαδική συνάρτηση του κυματαρίθμου και μπορεί να γραφεί ως

$$F(\kappa) = |F(\kappa)| e^{j\theta(\kappa)} = |F(\kappa)| \cos\theta(\kappa) + i |F(\kappa)| \sin\theta(\kappa) = R(\kappa) + jI(\kappa)$$

Επομένως, η συνάρτηση πλάτους στην περιοχή των κυματαρίθμων είναι

$$|F(\kappa)| = [R^2(\kappa) + I^2(\kappa)]^{1/2}$$

και η συνάρτηση φάσης

$$\theta_{\kappa} = \arctan \frac{I(\kappa)}{R(\kappa)}$$

ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΑΝΑΛΥΣΗΣ FOURIER

Η συνολική ενέργεια είναι ίδια στις δύο περιοχές πράγμα που είναι γνωστό ως θεώρημα **Parseval** και διατυπώνεται

$$E = \int_{-\infty}^{\infty} |f(x)|^2 dx = \int_{-\infty}^{\infty} |F(\kappa)|^2 d\kappa$$

Η συνάρτηση $|F(\kappa)|^2$ ονομάζεται **φασματική πυκνότητα ενέργειας**. Η μορφή της μας δίνει χρήσιμες πληροφορίες για την πηγή και η κλίση της μας οδηγεί σε ποσοτική εκτίμηση του βάθους ταφής.

ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΑΝΑΛΥΣΗΣ FOURIER

Η μεταφορά στο πεδίο του χώρου γίνεται μέσω του αντιστρόφου ΜF ο οποίος δίνεται από τη σχέση

$$f(x) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} F(\kappa) e^{i\kappa x} d\kappa$$

ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΑΝΑΛΥΣΗΣ FOURIER

Δισδιάστατος MF

$$F(Kx, Ky) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} f(x, y) e^{i(k_x X + k_y Y)} dx dy$$

Δισδιάστατος Αντίστροφος MF

$$f(x, y) = \frac{1}{4\pi^2} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} F(k_x, k_y) e^{i(k_x x + k_y y)} dx dy$$

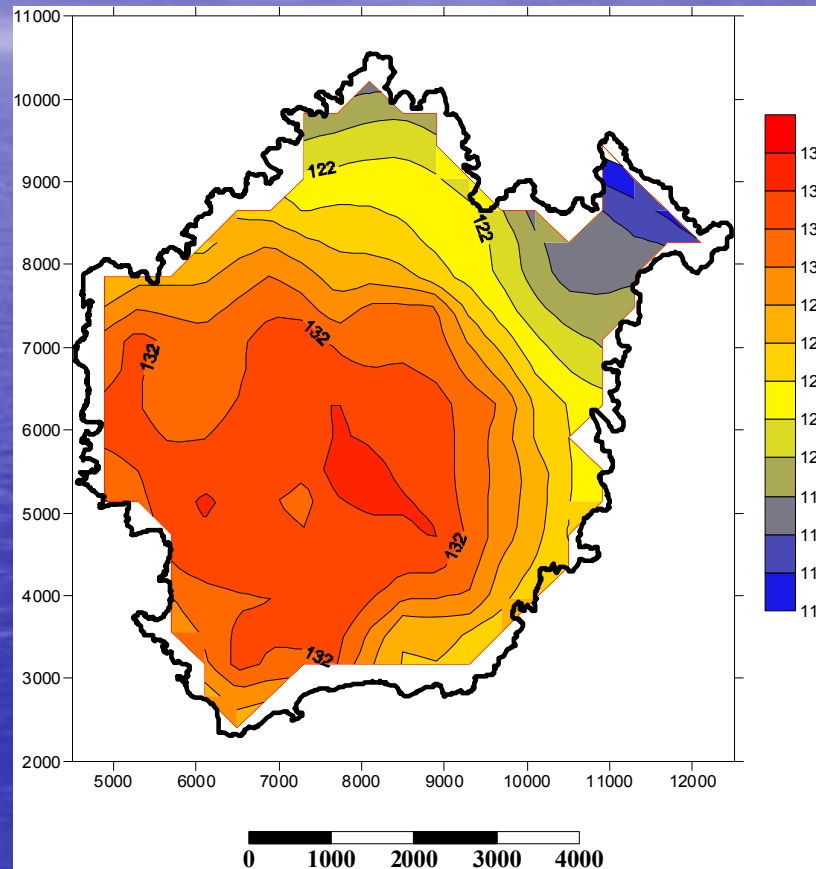
όπου k_x, k_y είναι οι κυματάρηθμοι κατά τη διεύθυνση x και y αντίστοιχα

**ΔΙΑΧΩΡΙΣΜΟΣ ΤΟΠΙΚΟΥ
ΑΠΟ ΤΟ ΠΕΡΙΦΕΡΕΙΑΚΟ
ΠΕΔΙΟ**



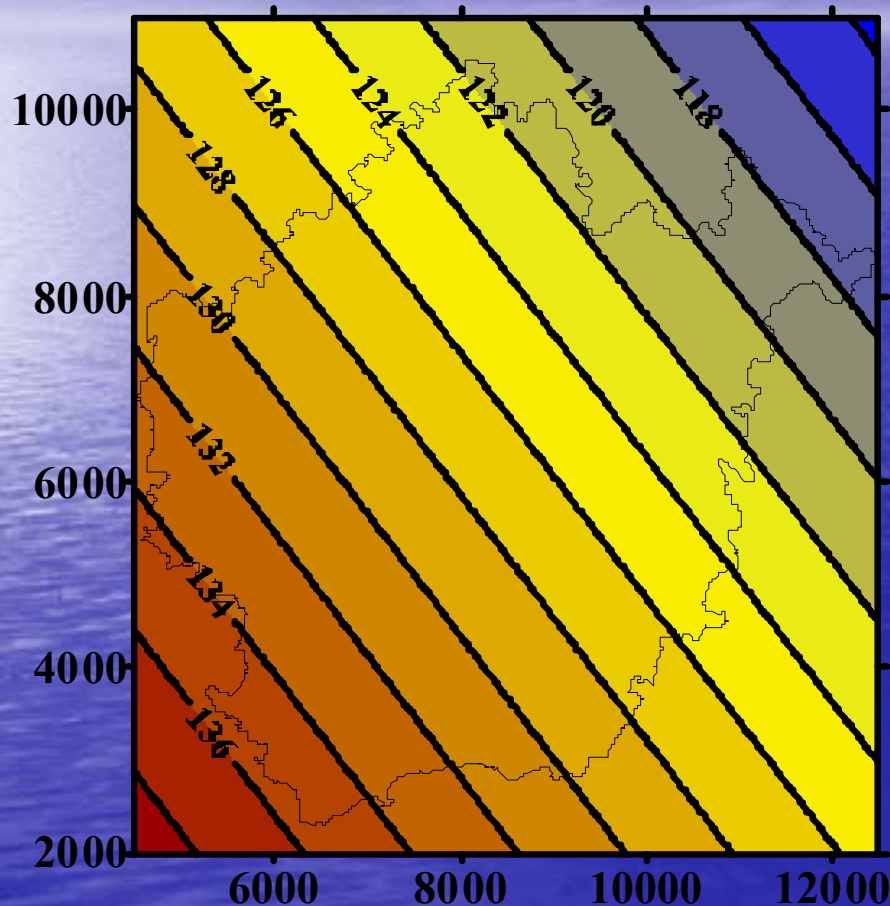
**ΠΡΩΤΟ ΣΤΑΔΙΟ
ΟΠΟΙΑΣΔΗΠΟΤΕ
ΔΙΑΔΙΚΑΣΙΑΣ ΕΡΜΗΝΕΙΑΣ**

ΚΙΜΩΛΟΣ ΑΝΩΜΑΛΙΑ ΒΟΥΓΙΕΡ Δg_B (Τσόκας 1985)



Τσόκας, Γ.Ν., Γεωφυσική διασκόπηση των νησιών Μήλος και Κίμωλος. Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Θεσσαλονίκη, 1985.

ΠΕΡΙΦΕΡΕΙΑΚΟ ΠΕΔΙΟ Δg_R



Το περιφερειακό πεδίο βαρύτητας αποδίδεται από ένα επίπεδο, αυτό περιγράφεται ως συνάρτηση των συντεταγμένων από την εξίσωση

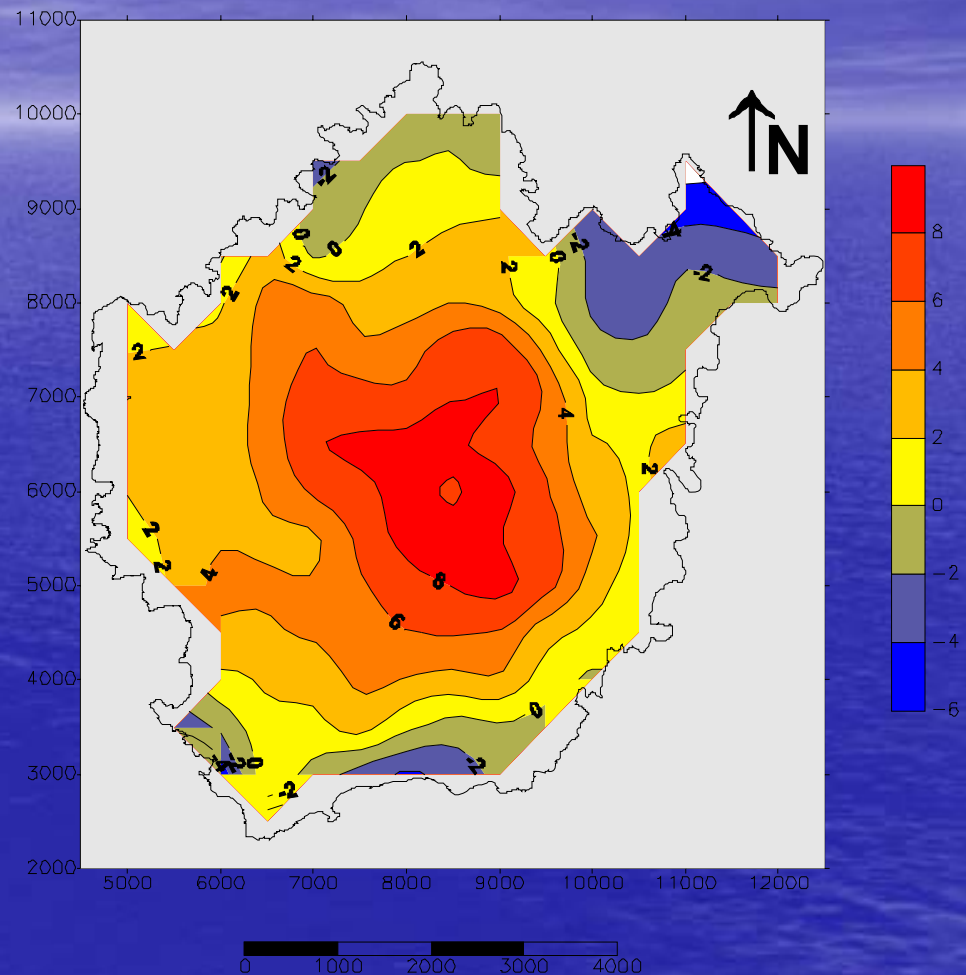
$$\Delta g_R = Ax + By + C$$

Τσόκας, Γ.Ν., Γεωφυσική διασκόπηση των νησιών Μήλος και Κίμωλος. Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Θεσσαλονίκη, 1985.

ΥΠΟΛΟΙΜΑΤΙΚΗ ΑΝΩΜΑΛΙΑ Δg_r

Το τοπικό πεδίο είναι

$$\Delta g_r = \Delta g_B - \Delta g_R$$



Τσόκας, Γ.Ν., Γεωφυσική διασκόπηση των νησιών Μήλος και Κίμωλος. Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Θεσσαλονίκη, 1985.

ΣΥΝΕΧΕΙΑ ΠΕΔΙΩΝ

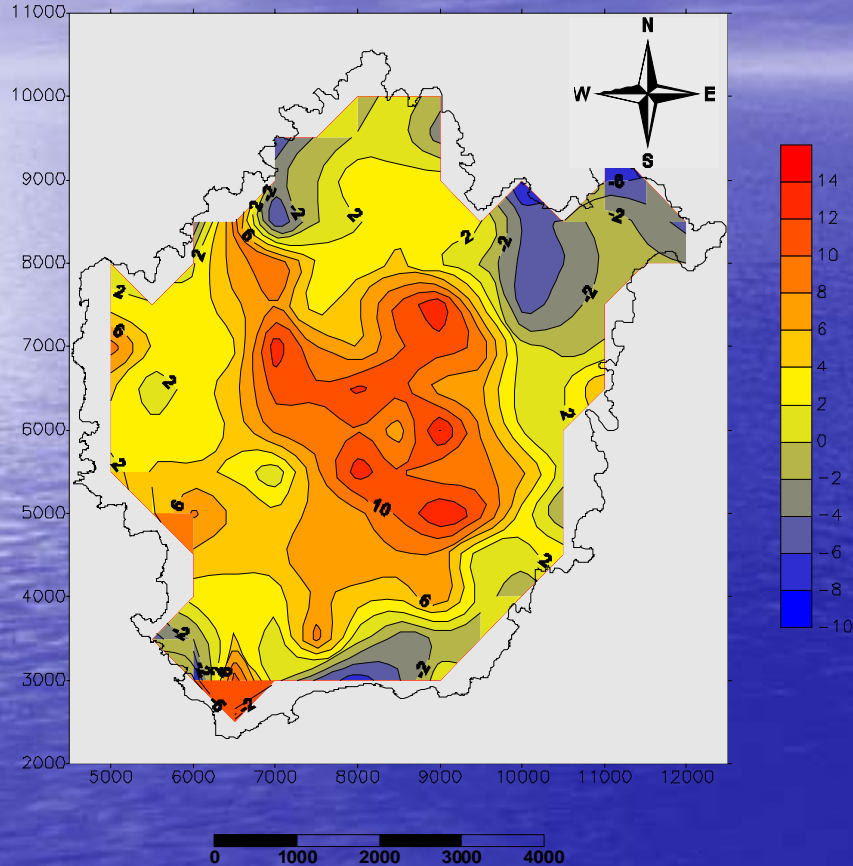
$$F[U_k] = e^{-\Delta z |\kappa|} F[U]$$

$$\kappa = \kappa_r = \sqrt{k_x^2 + k_y^2}$$

ΣΥΝΕΧΕΙΑ ΠΕΔΙΩΝ

- Αν θεωρήσουμε το Δz θετικό και τη φορά του άξονα z προς κάτω, τότε η σχέση δηλώνει την προς τα επάνω συνέχεια του πεδίου.
- Το μετασχηματισμένο λοιπόν πεδίο στη νέα υψηλότερη στάθμη παρουσιάζεται εξασθενημένο ως προς την κατώτερη αρχική.
- Η εξασθένιση αυτή είναι πιο ισχυρή για τους μεγάλους κυματαρίθμους (μικρά μήκη κύματος). Κατά συνέπεια η προς τα επάνω συνέχεια πεδίου λειτουργεί σαν φίλτρο διέλευσης μικρών κυματαρίθμων

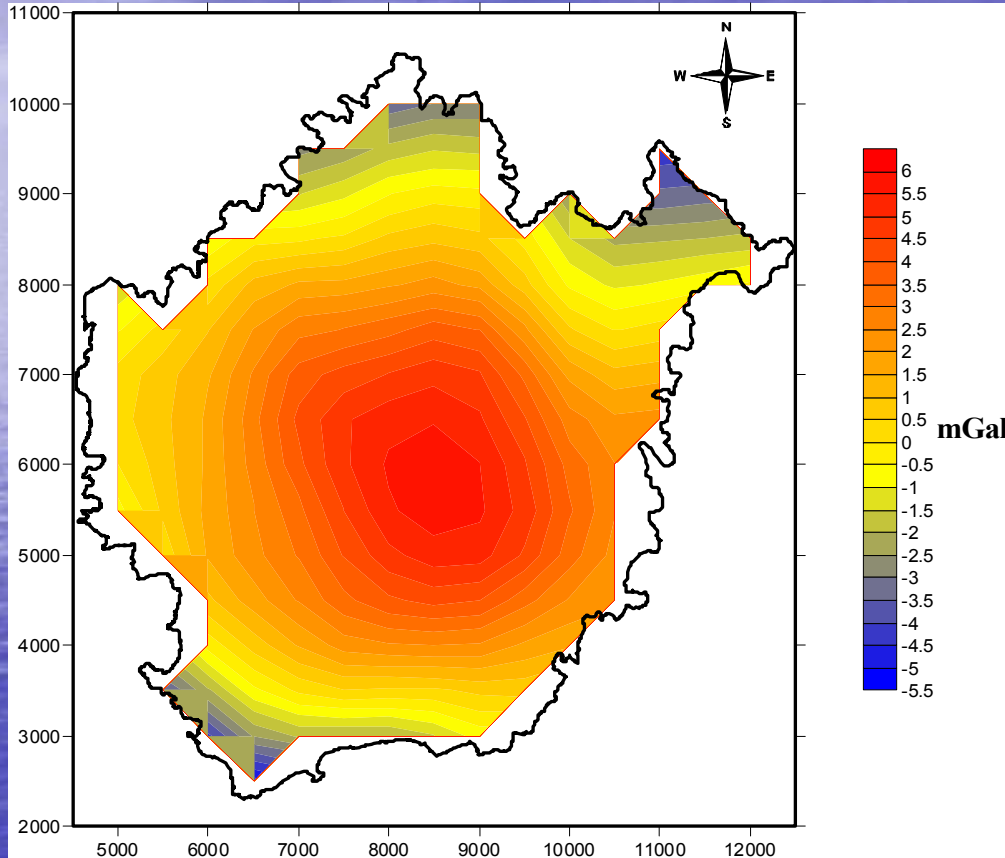
ΠΡΟΣ ΤΑ ΚΑΤΩ ΣΥΝΕΧΕΙΑ ΠΕΔΙΟΥ



$$F[U_c] = e^{\Delta z |\kappa|} F[U]$$

Tsokas, G.N., Hansen, R.O., Fytikas, M., Vassilelis, G.D., Thanassoulas, C. Geological and geophysical study of Kimolos (Greece) and geothermal implications. *Geothermics*, 24, 5/6, 679-693, 1995.

ΠΡΟΣ ΤΑ ΠΑΝΩ ΣΥΝΕΧΕΙΑ ΠΕΔΙΟΥ



$$F[U_{\kappa}] = e^{-\Delta z|\kappa|} F[U]$$

Tsokas, G.N., Hansen, R.O., Fytikas, M., Vassilelis, G.D., Thanassoulas, C. Geological and geophysical study of Kimolos (Greece) and geothermal implications. *Geothermics*, 24, 5/6, 679-693, 1995.

ΠΑΡΑΓΩΓΟΙ ΠΕΔΙΩΝ

Έστω $\Phi(x,y)$ η ένταση του πεδίου βαρύτητας και το ολικό μαγνητικό πεδίο σε μια επίπεδη επιφάνεια $z = z(x,y) = \text{σταθερά}$. Τότε θα ισχύουν οι σχέσεις

$$\mathfrak{I} \left[\frac{d^n \phi}{dx^n} \right] = (ik_x)^n \mathfrak{I}[\phi]$$
$$\mathfrak{I} \left[\frac{d^n \phi}{dy^n} \right] = (ik_y)^n \mathfrak{I}[\phi]$$

ΠΑΡΑΓΩΓΟΙ ΠΕΔΙΩΝ

Εφ' όσον το δυναμικό U , το πεδίου βαρύτητας ή του μαγνητικού πεδίου ικανοποιούν την εξίσωση Laplace τότε και η ένταση των πεδίων αυτών κατά ορισμένη διεύθυνση

$$\Phi_i = \frac{\partial U}{\partial i}$$

ικανοποιεί την ίδια εξίσωση.

Επομένως ισχύει

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} = -\frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} - \frac{\partial^2 \phi}{\partial y^2}$$

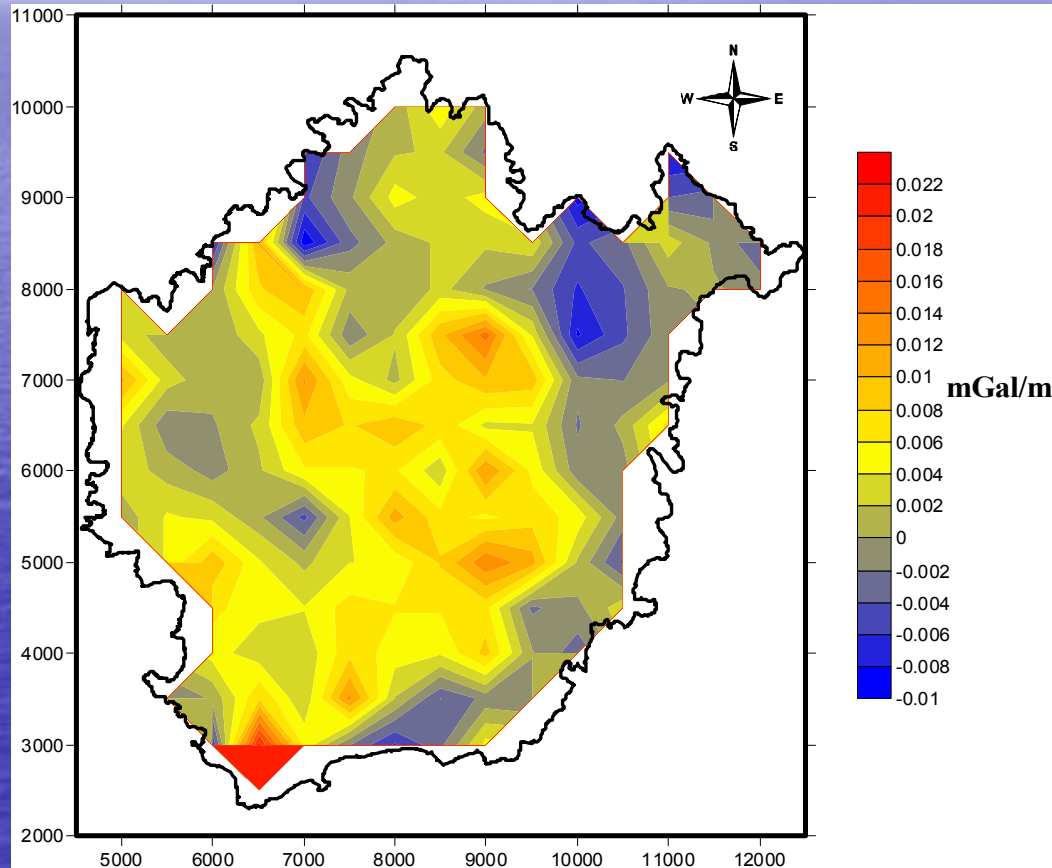
και κάνοντας χρήση των προηγούμενων σχέσεων

$$\mathfrak{I} \left[\frac{-\partial^2 \phi}{\partial z^2} \right] = k_x^2 \mathfrak{I}[\Phi] + k_y^2 \mathfrak{I}[\Phi] = k^2 \mathfrak{I}[\Phi]$$

ΠΑΡΑΓΩΓΟΙ ΠΕΔΙΩΝ

- Είναι φανερό ότι η πρώτη και δεύτερη κατακόρυφη παράγωγος ενισχύουν τις μικρού μήκους κύματος ανωμαλίες εφ' όσον τα πλάτη πολλαπλασιάζονται επί K και K^2 αντίστοιχα

ΠΡΩΤΗ ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΗ ΠΑΡΑΓΩΓΟΣ



Tsokas, G.N., Hansen, R.O., Fytikas, M., Vassilelis, G.D., Thanassoulas, C. Geological and geophysical study of Kimolos (Greece) and geothermal implications. *Geothermics*, 24, 5/6, 679-693, 1995.

ΕΠΙΠΕΔΟΠΟΙΗΣΗ (TERRACING)

- Ένα από τα παλαιότερα προβλήματα της Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής είναι η εύρεση ενός μετασχηματισμού ο οποίος θα παρήγαγε μια προσομοίωση του γεωλογικού χάρτη από την ανωμαλία Bouguer ή το ολικό μαγνητικό πεδίο.
- Ο Grant (1973) εισήγαγε τον όρο «χαρτογράφηση της μαγνητικής επιδεκτικότητας» (susceptibility mapping) για να περιγράψει ένα γραμμικό μετασχηματισμό ο οποίος κατέληγε στη χαρτογράφηση της κατανομής της ιδιότητας αυτής

ΕΠΙΠΕΔΟΠΟΙΗΣΗ (TERRACING)

Οι Cordell και McCafferty (1989) πρότειναν τη μέθοδο της επιπεδοποίησης η οποία στηρίζεται στο πρόσημο της τοπικής καμπυλότητας (δευτέρας παραγώγου).

Ας υποθέσουμε ότι έχουμε ισοκατανεμημένες τιμές της ανωμαλίας Bouguer με βήμα δειγματοληψίας, Δx , κατά μήκος μιας όδευσης κατά τον άξονα που ορίζουμε ως x . Έστω ότι Δg_{i-1} , Δg_i και Δg_{i+1} είναι οι τιμές της ανωμαλίας σε τρία διαδοχικά σημεία. Τότε, αν θεωρήσουμε ότι μια παραβολή προσαρμόζεται στα τρία αυτά σημεία, η καμπυλότητα του πεδίου στο κεντρικό σημείο μπορεί να δοθεί από τη σχέση

$$C_i = \frac{\Delta g_{i+1} + \Delta g_{i-1} - 2\Delta g_i}{2\Delta x}$$

ΕΠΙΠΕΔΟΠΟΙΗΣΗ (TERRACING)

- Εφαρμόζοντας τη μέθοδο της επιπεδοποίησης ελέγχουμε αν πρόσημο της ποσότητας C_i είναι θετικό ή αρνητικό και λαμβάνουμε ως νέα τιμή του πεδίου, Δg_i , για το κεντρικό σημείο, X_i , τη μικρότερη ή τη μεγαλύτερη αντίστοιχα τιμή των τριών τιμών. Στην περίπτωση που η ποσότητα C_i είναι μηδέν τότε η τιμή Δg_i δεν αλλοιώνεται.

ΕΠΙΠΕΔΟΠΟΙΗΣΗ (TERRACING)

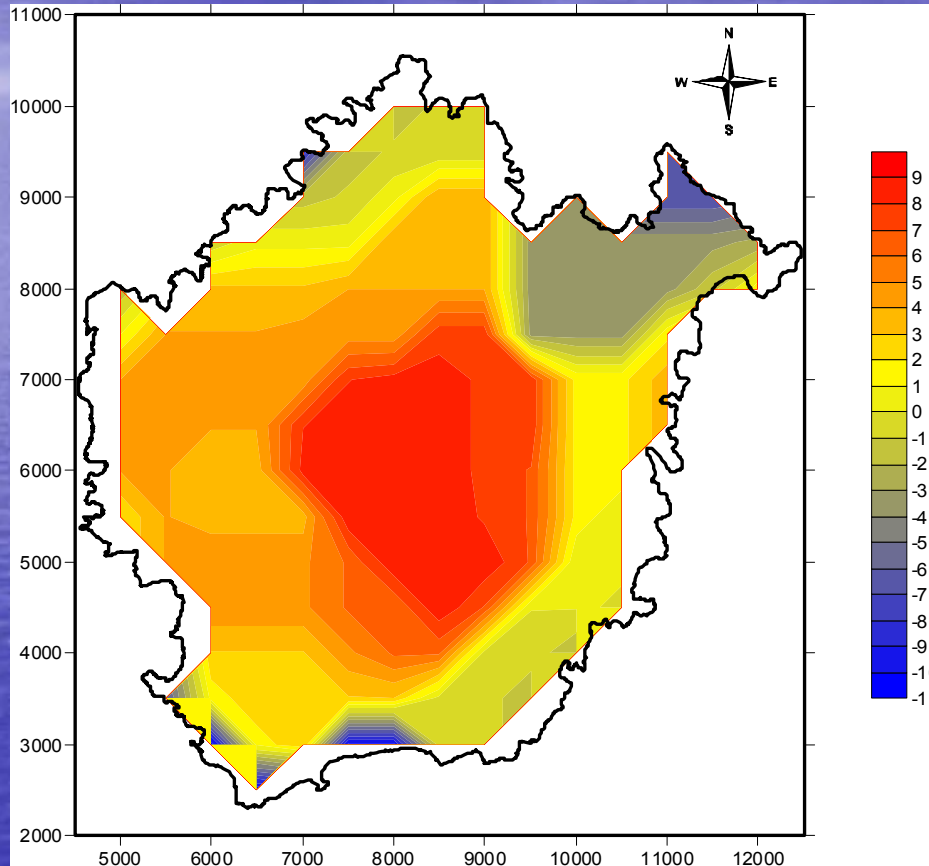
- Αν θεωρήσουμε ότι οι τρεις τιμές συνιστούν ένα παράθυρο των δεδομένων με μήκος W , τότε ο μετασχηματισμός κωδικοποιείται

$$\left. \frac{d^2 \Delta g}{dx^2} \right|_i = C_i > 0 \Rightarrow \Delta g_i' = \min(\Delta g_i \in W)$$

$$\left. \frac{d^2 \Delta g}{dx^2} \right|_i = 0 \Rightarrow \Delta g_i' = \Delta g_i$$

$$\left. \frac{d^2 \Delta g}{dx^2} \right|_i < 0 \Rightarrow \Delta g_i' = \max(\Delta g_i \in W)$$

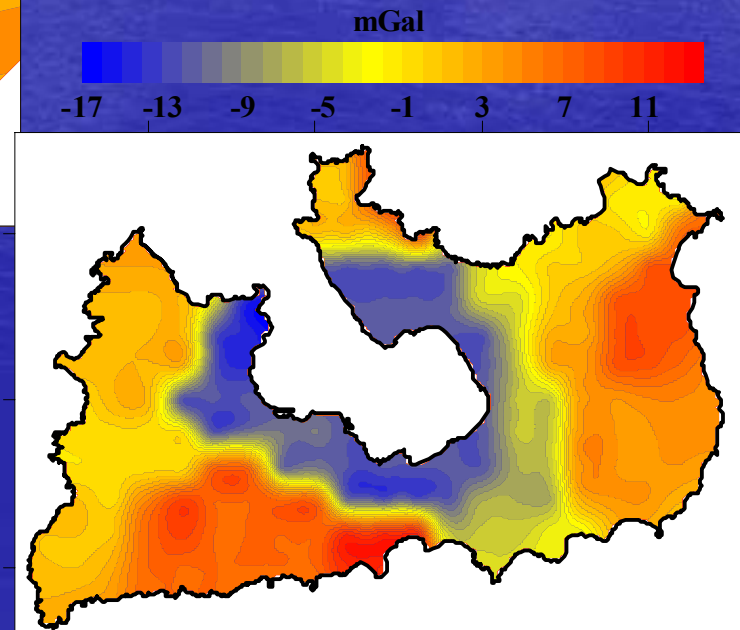
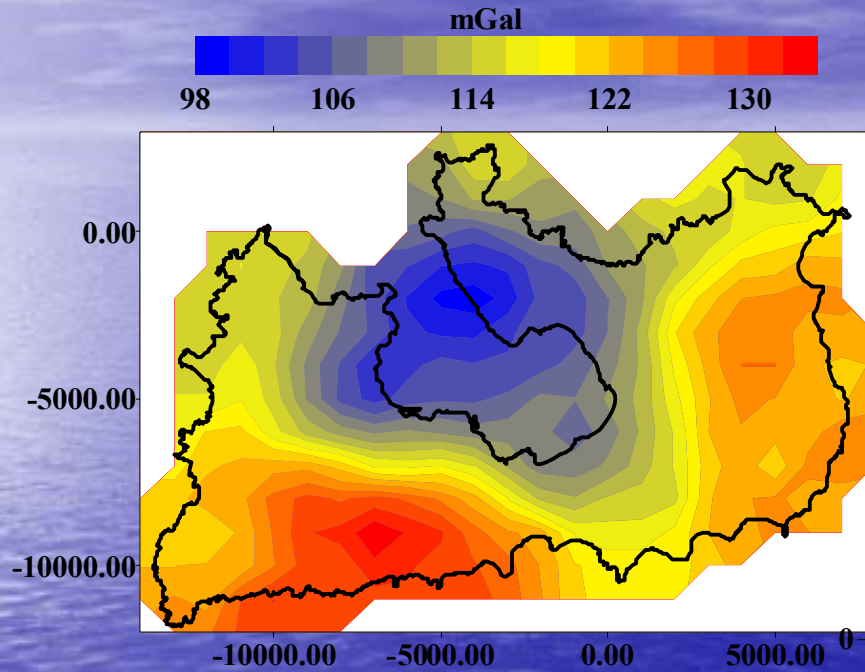
ΕΠΙΠΕΔΟΠΟΙΗΣΗ (TERRACING)



Tsokas, G.N., Hansen, R.O., Fytikas, M., Vassilelis, G.D., Thanassoulas, C. Geological and geophysical study of Kimolos (Greece) and geothermal implications. *Geothermics*, 24, 5/6, 679-693, 1995.

ΕΠΙΠΕΔΟΠΟΙΗΣΗ (TERRACING)

ΜΗΛΟΣ



Tsokas, G.N. Interpretation of the Bouguer anomaly of Milos island (Greece). Journal of Volcanology and geothermal research, 72, 163-181, 1996.

ΑΝΑΓΩΓΗ ΣΤΟ ΒΟΡΕΙΟ ΜΑΓΝΗΤΙΚΟ ΠΟΛΟ

Αν κάποια συγκεκριμένη δομή, η οποία προκαλεί μαγνητική ανωμαλία βρίσκεται στο βόρειο μαγνητικό πόλο, τότε η ανωμαλία δεν δείχνει την ίδια πολυπλοκότητα μ' αυτή που θα έδειχνε σ' οποιοδήποτε άλλο πλάτος

ΑΝΑΓΩΓΗ ΣΤΟ ΒΟΡΕΙΟ ΜΑΓΝΗΤΙΚΟ ΠΟΛΟ

$\hat{\mathbf{m}}$ και $\hat{\mathbf{f}}$ είναι τα μοναδιαία διανύσματα στη διεύθυνση της μαγνήτισης και του Γήινου πεδίου αντίστοιχα

$$(\hat{\mathbf{m}} = (\hat{m}_x, \hat{m}_y, \hat{m}_z), (\hat{\mathbf{f}}_x, \hat{\mathbf{f}}_y, \hat{\mathbf{f}}_z))$$

και

$$\Theta_m = \hat{m}_z + i \frac{\hat{m}_x \kappa_x + \hat{m}_y \kappa_y}{|\kappa|}$$

$$\Theta_f = \hat{f}_z + i \frac{\hat{f}_x \kappa_x + \hat{f}_y \kappa_y}{|\kappa|}$$

ΑΝΑΓΩΓΗ ΣΤΟ ΒΟΡΕΙΟ ΜΑΓΝΗΤΙΚΟ ΠΟΛΟ

Αν απαιτήσουμε το Γήινο πεδίο και η μαγνήτιση του υπεδάφιου σώματος να έχουν διεύθυνση κατακόρυφη και φορά προς το εσωτερικό της Γης, τότε ο MF του ανηγμένου στον πόλο πεδίου θα είναι

$$\mathfrak{I}[\Delta T_r] = \frac{1}{\Theta_m \Theta_f} \mathfrak{I}[\Delta T] = \frac{\kappa^2}{\alpha_1 \kappa_x^2 + \alpha_2 \kappa_x \kappa_y + i |\kappa| (b_1 \kappa_x + b_2 \kappa_y)} \mathfrak{I}[\Delta T]$$

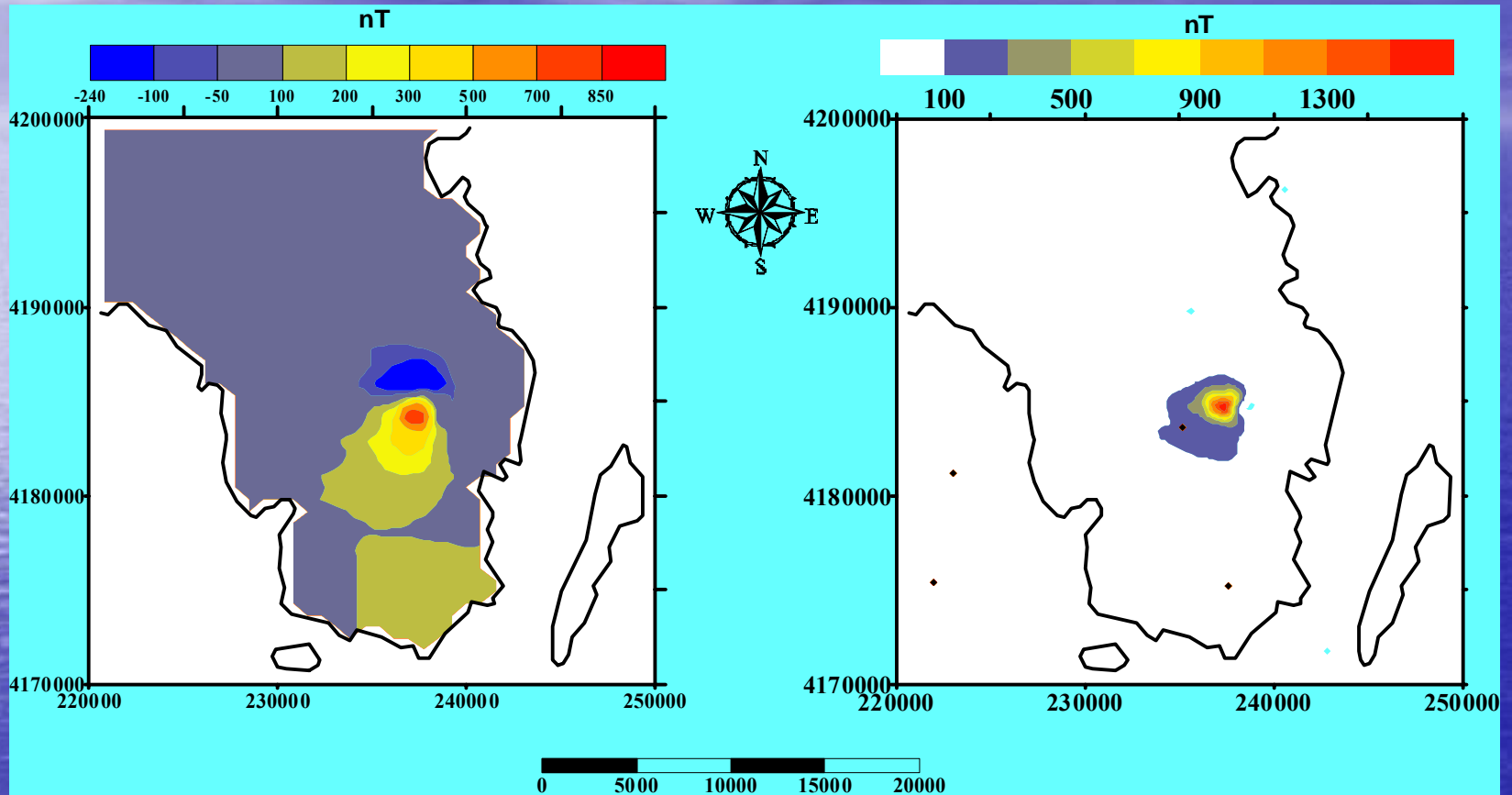
$$\kappa \neq 0$$

όπου

$$\begin{aligned}\alpha_1 &= \hat{m}_z \hat{f}_z - \hat{m}_x \hat{f}_x \\ \alpha_2 &= \hat{m}_z \hat{f}_z - \hat{m}_y \hat{f}_y \\ \alpha_3 &= -\hat{m}_y \hat{f}_x - \hat{m}_x \hat{f}_y\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}b_1 &= \hat{m}_x \hat{f}_z - \hat{m}_z \hat{f}_x \\ b_2 &= \hat{m}_y \hat{f}_z - \hat{m}_z \hat{f}_y\end{aligned}$$

ΑΝΑΓΩΓΗ ΣΤΟ ΒΟΡΕΙΟ ΜΑΓΝΗΤΙΚΟ ΠΟΛΟ ΛΑΥΡΙΟ

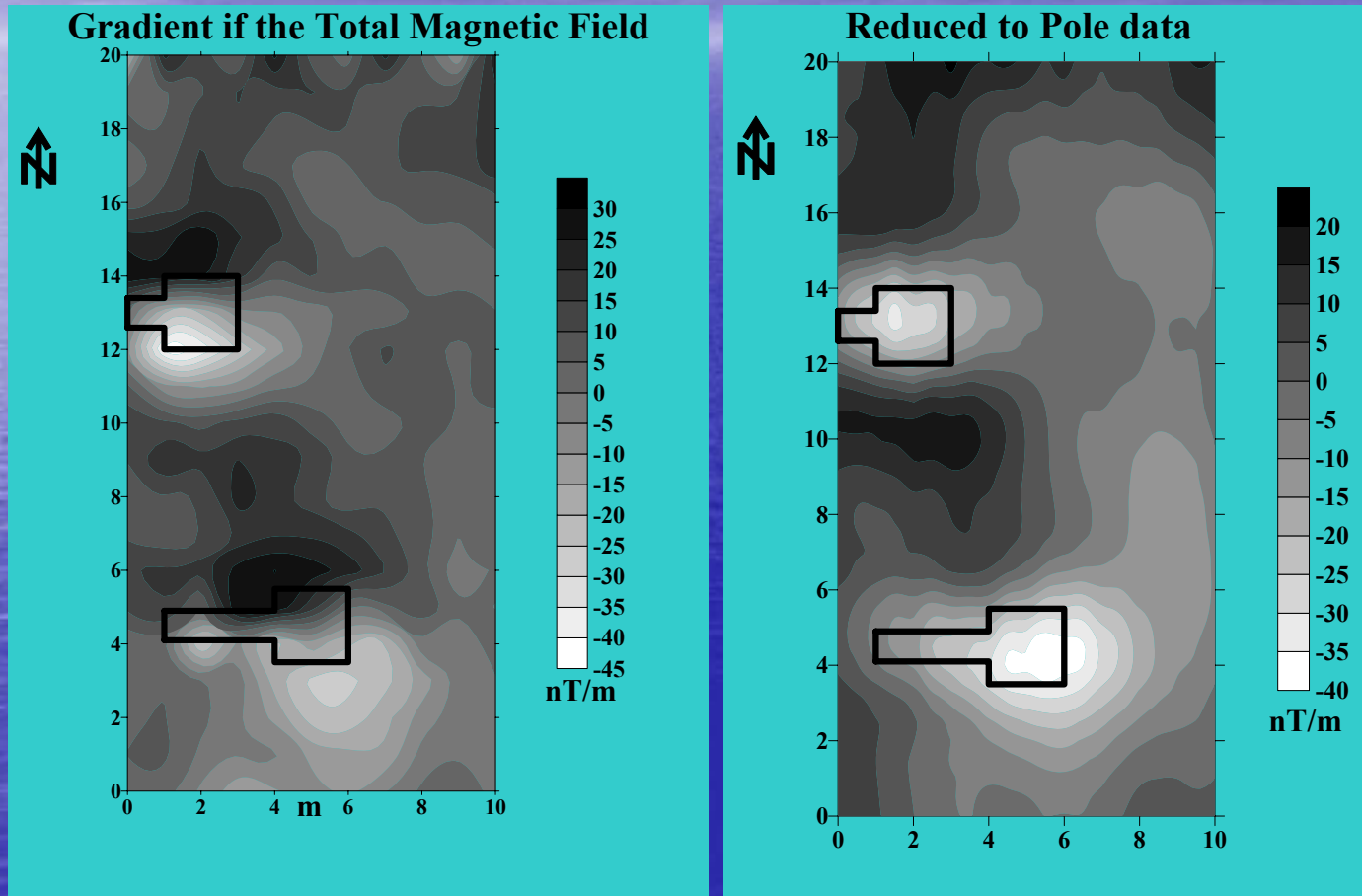


Tsokas, G.N., Stambolidis, A., Angeolopoulos, A.A., and Kilias, S. Analysis of potential field anomalies in Lavrion mining area, Greece. *Geophysics*, 63, 6, 1965-1970, 1998

ΑΝΑΓΩΓΗ ΣΤΟ ΒΟΡΕΙΟ ΜΑΓΝΗΤΙΚΟ ΠΟΛΟ

ΝΕΚΡΟΠΟΛΙΣ ΣΑΒΒΙΝΩΝ

(700-300 b.C.) at Colle del Forno (Montelibretti, Roma)



S. Piro, P.I.Tsourlos and G.N. Tsokas. Cavity detection employing advanced geophysical techniques: a case study. *European Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 6, 3-31, 2001.

Μετασχηματισμός Ψευδοβαρύτητας

Η σχέση Poisson συνδέει το μαγνητικό δυναμικό $V(P)$ με την ένταση του πεδίου βαρύτητας κατά τη διεύθυνση της μαγνήτισης g_m , εφ' όσον η πηγή και των δύο αυτών πεδίων έχει ομοιόμορφη μαγνήτιση και πυκνότητα. Η σχέση αυτή είναι

$$V(P) = -\frac{C_m M}{G\rho} g_m$$

όπου M είναι το μέτρο της ομοιόμορφης μαγνήτισης και ρ είναι η ομοιόμορφη πυκνότητα.

Μετασχηματισμός Ψευδοβαρύτητας

- Ο Baranov (1957) χρησιμοποίησε πρώτος τη σχέση Poisson με σκοπό τον μετασχηματισμό των μαγνητικών ανωμαλιών σε μια μορφή όπου θα έχει αναιρεθεί μεγάλο ποσοστό της ασυμμετρίας λόγω της μαγνητικής έγκλισης.
- Ο ίδιος ερευνητής ονόμασε τον μετασχηματισμό αυτό ως «μετασχηματισμό ψευδοβαρύτητας» και το αποτέλεσμα ως «ψευδοβαρύτητα»

Μετασχηματισμός Ψευδοβαρύτητας

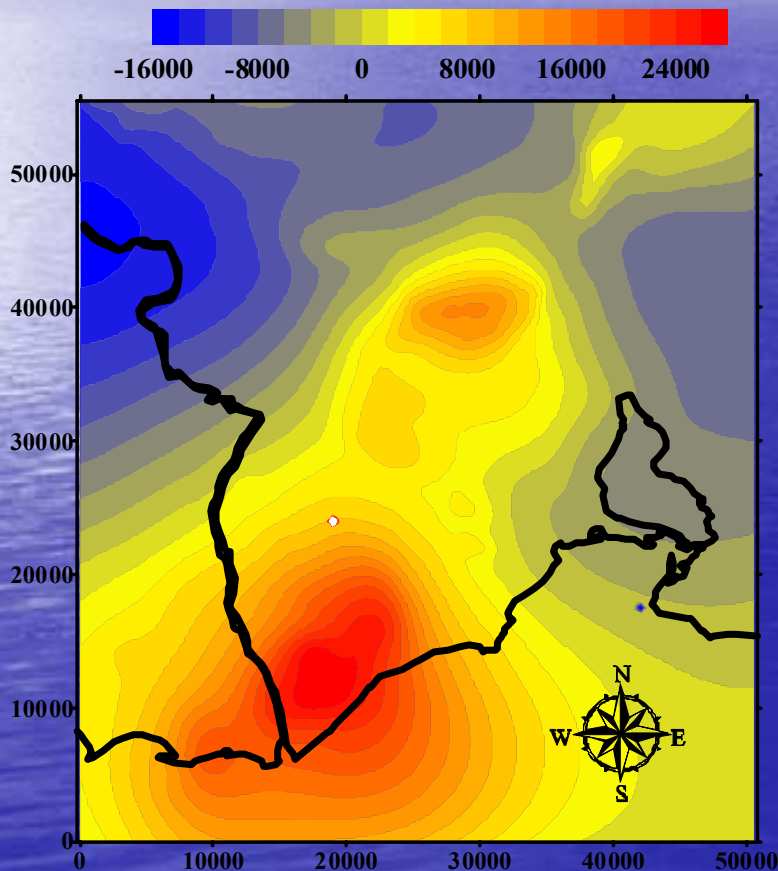
Η υλοποίησή του γίνεται πιο εύκολα στην περιοχή των κυματαρίθμων και για το λόγο αυτό παίρνουμε τον MF της σχέσης Poisson

$$\mathfrak{I}[g_m] = -\frac{G\rho}{C_m M} \mathfrak{I}[V]$$

Από τη σχέση αυτή μπορούμε να καταλήξουμε (Pedersen 1978, Blakely 1995)

$$\mathfrak{I}[\Delta T_{psg}] = \frac{G}{C_m |\kappa| \Theta_m \Theta_f} \frac{e}{M} \mathfrak{I}[\Delta T]$$

Μετασχηματισμός Ψευδοβαρύτητας



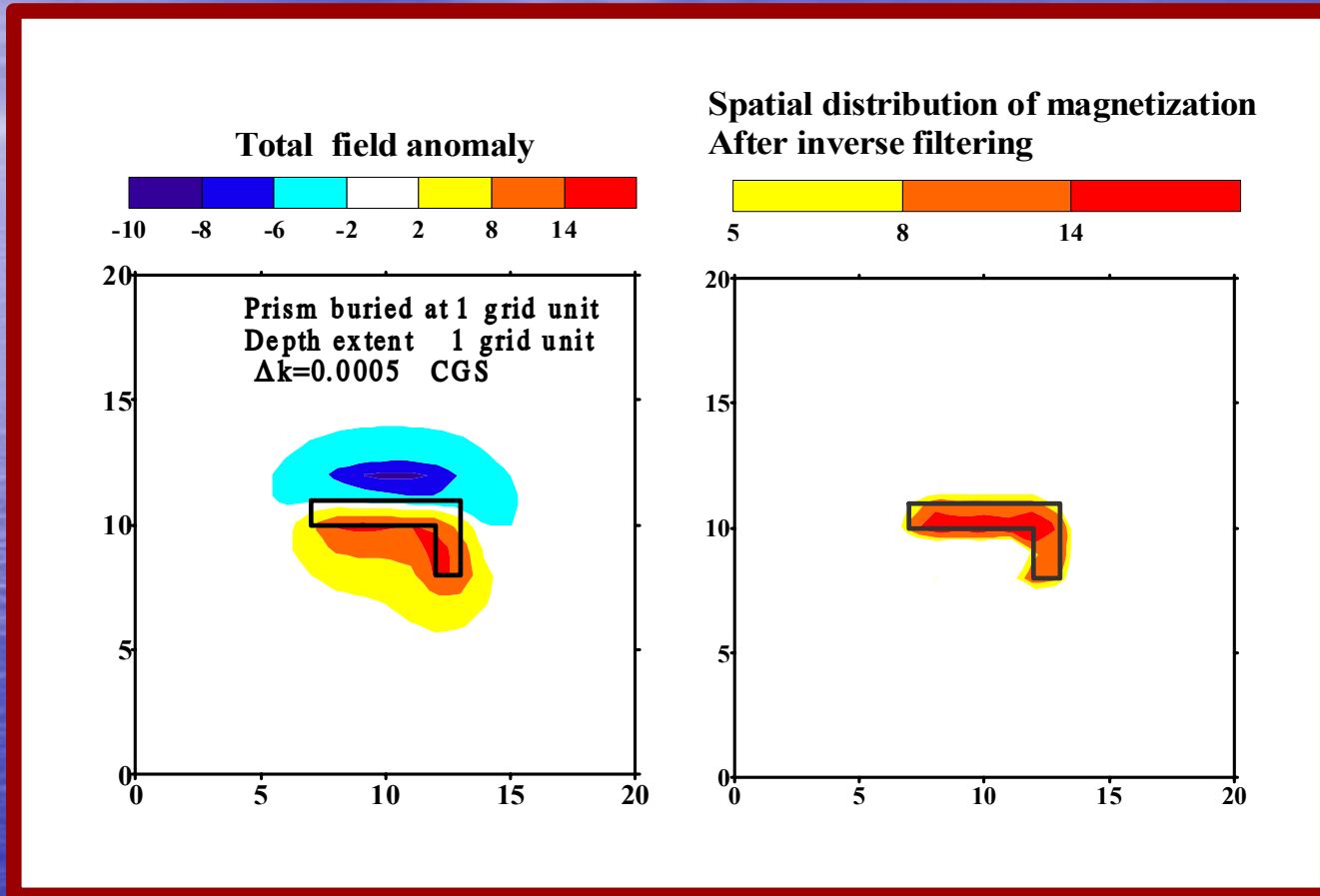
Αερομαγνητικά δεδομένα Περιοχή Ξάνθης

Φαίνεται η ακτογραμμή, η λιμνοθάλασσα του Πόρτο Λάγο και ο ποταμός Νέστος. Η κεντρική ανωμαλία οφείλεται στο γρανίτη της Ξάνθης. Οι ισονώμαλες είναι σε αυθαίρετες μονάδες.

Δεδομένα: Σκιάνης Γ. Α και Μέμου Γ. Αερομαγνητικός χάρτης Μακεδονίας-Θράκης, ΙΓΜΕ 1989.

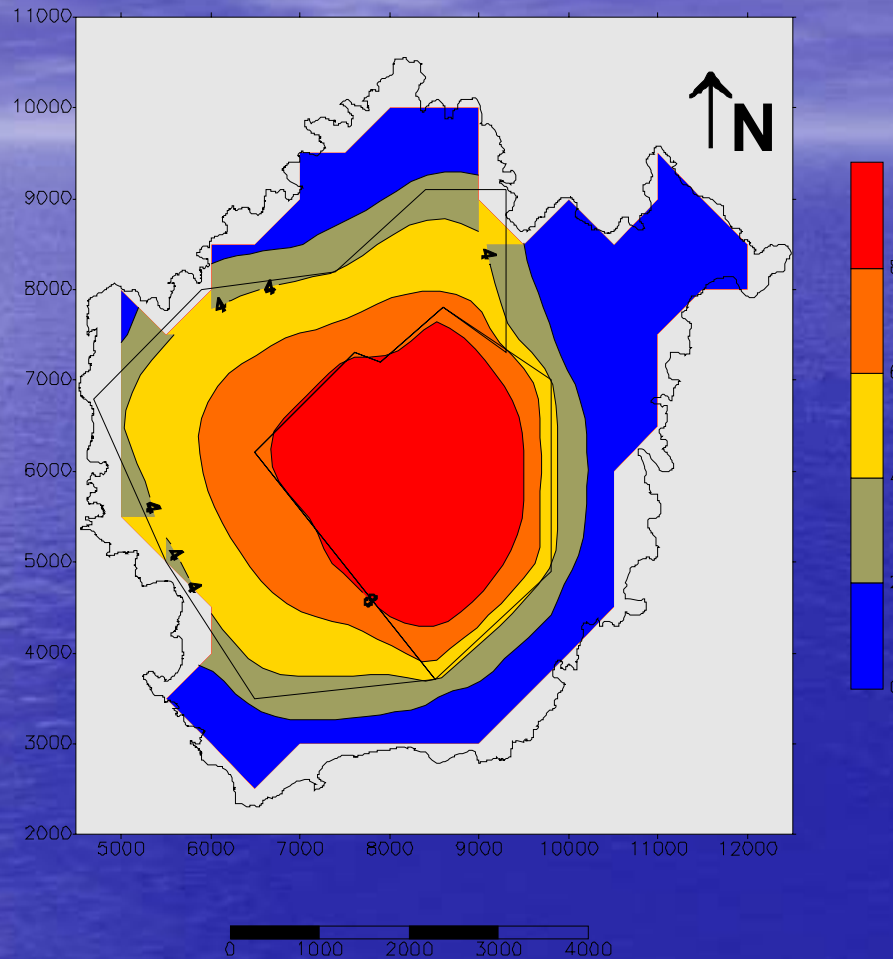
Επεξεργασία και ερμηνεία: Tsokas, G.N., Christofides G.C. and Parakonstantinou C. PAGEOPH, 146,2, 365-392, 1996.

ΦΙΛΤΡΑ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗΣ

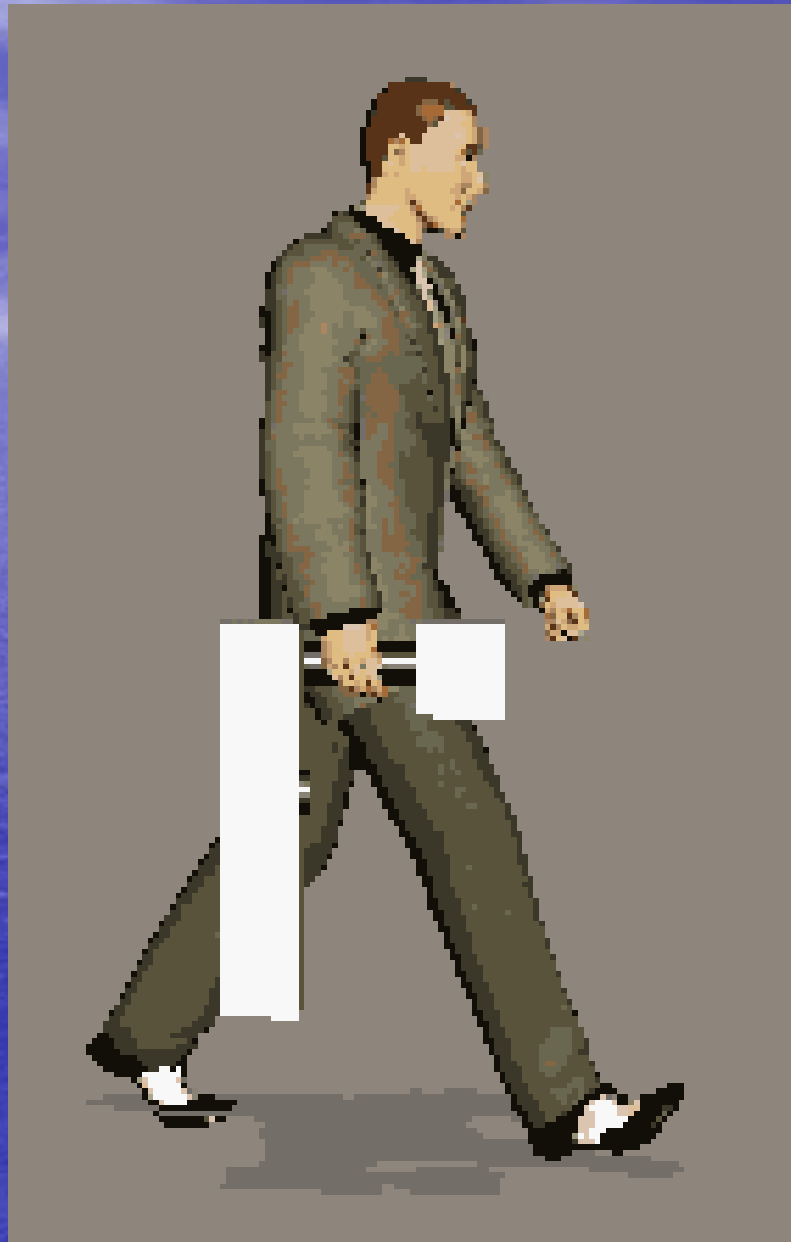


Tsokas, G.N and Papazachos, C.B. Two-dimensional inversion filters in magnetic prospecting: Application to the exploration for buried antiquities. *Geophysics*, 57, 1004-5013, 1992.

ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΒΑΡΥΤΟΜΕΤΡΙΚΩΝ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ



Tsokas, G.N., Hansen, R.O., Fytikas, M., Vassilelis, G.D., Thanassoulas, C. Geological and geophysical study of Kimolos (Greece) and geothermal implications. *Geothermics*, 24, 5/6, 679-693, 1995.



EXPLORATION AT THE SITE HOSTING THE RUINS OF ANCIENT EUROPOS NEAR KILKIS IN N. GREECE

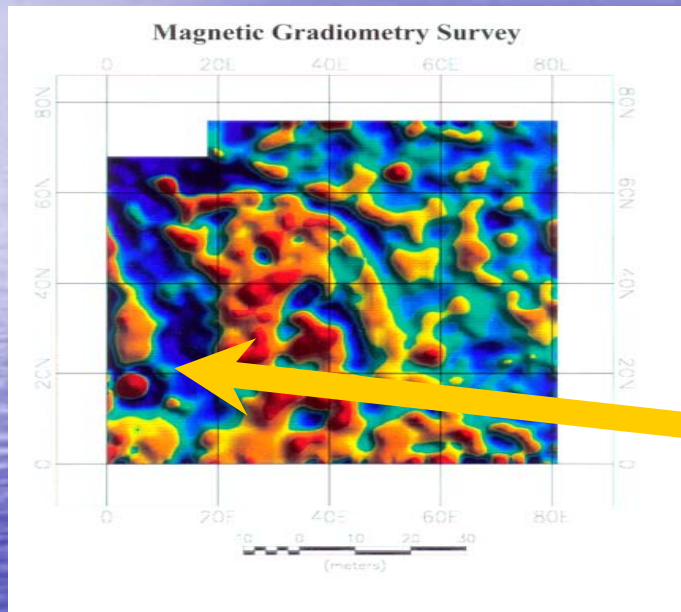


SURVEY IN THE AREA OF THE WORKSHOPS

G.N. Tsokas, A. Giannopoulos, P.Tsourlos, G. Vargemezis, J.M. Tealby, A. Sarris, C.B. Papazachos, T. Savopoulou. A large scale geophysical survey in the archaeological site of Europos (nothern Greece). "Journal of Applied Geophysics", 32, 85-98, 1994



MAGNETIC GRADIENT FOOTHILLS OF AKROPOLIS AREA OF WORKSHOPS

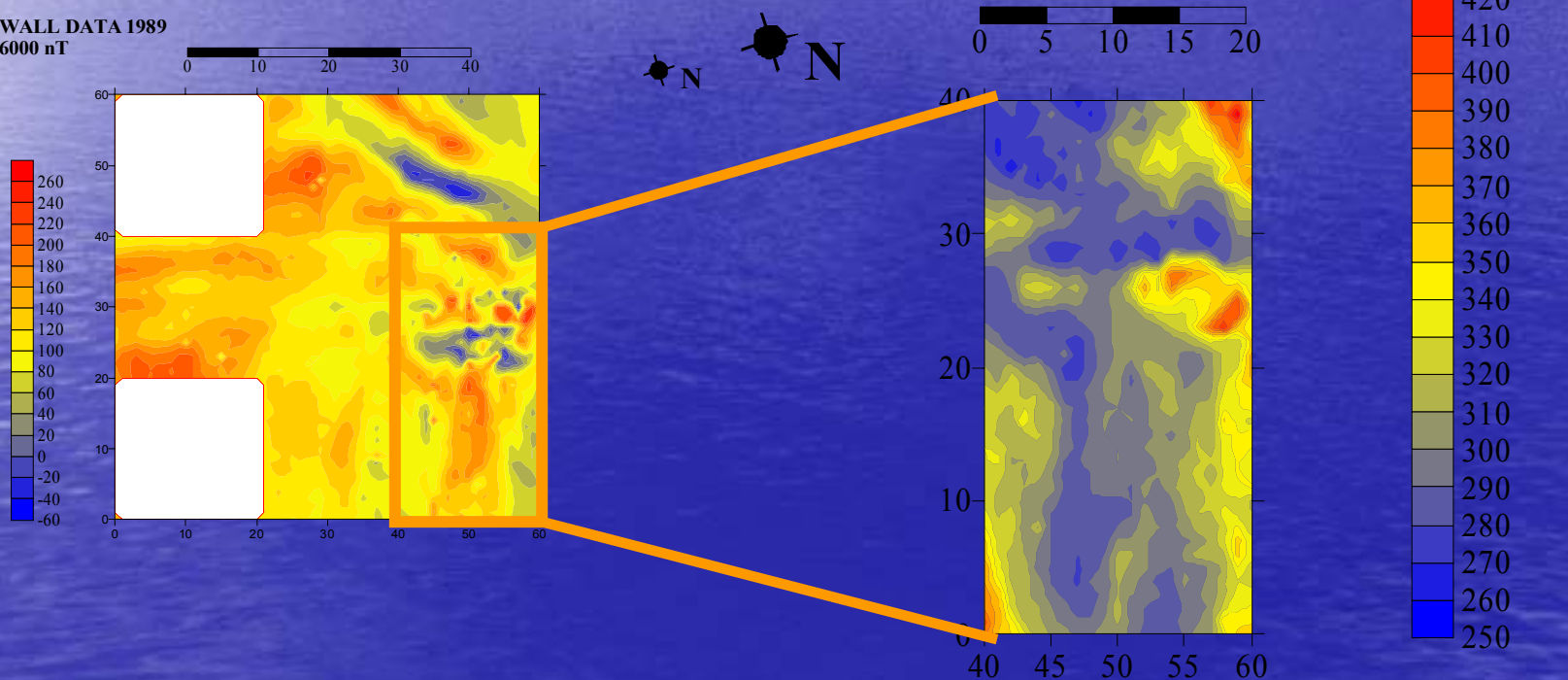


G.N. Tsokas, A. Giannopoulos, P.Tsourlos, G. Vargemezis, J.M. Tealby, A. Sarris, C.B. Papazachos, T. Savopoulou. A large scale geophysical survey in the archaeological site of Europos (nothern Greece). "Journal of Applied Geophysics", 32, 85-98, 1994

ΜΑΓΝΗΤΙΚΑ ΚΑΙ ΗΛΕΚΤΡΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΑΠΟ ΤΜΗΜΑ ΤΟΥ ΑΡΧΑΙΟΛΟΓΙΚΟΥ ΧΩΡΟΥ ΤΗΣ ΒΕΡΓΙΝΑΣ

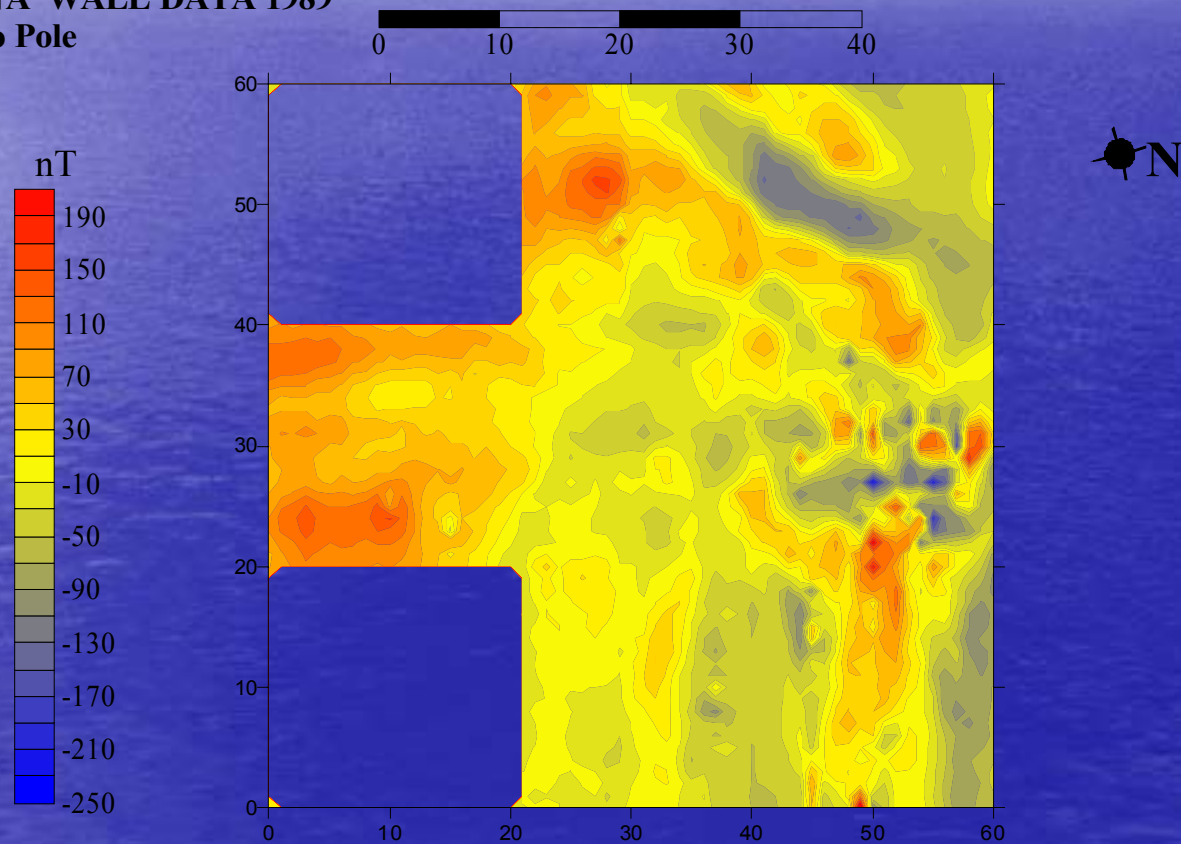
$2\chi\pi\chi\Delta V/\Delta I$

VERGHINA WALL DATA 1989
Total Field - 46000 nT



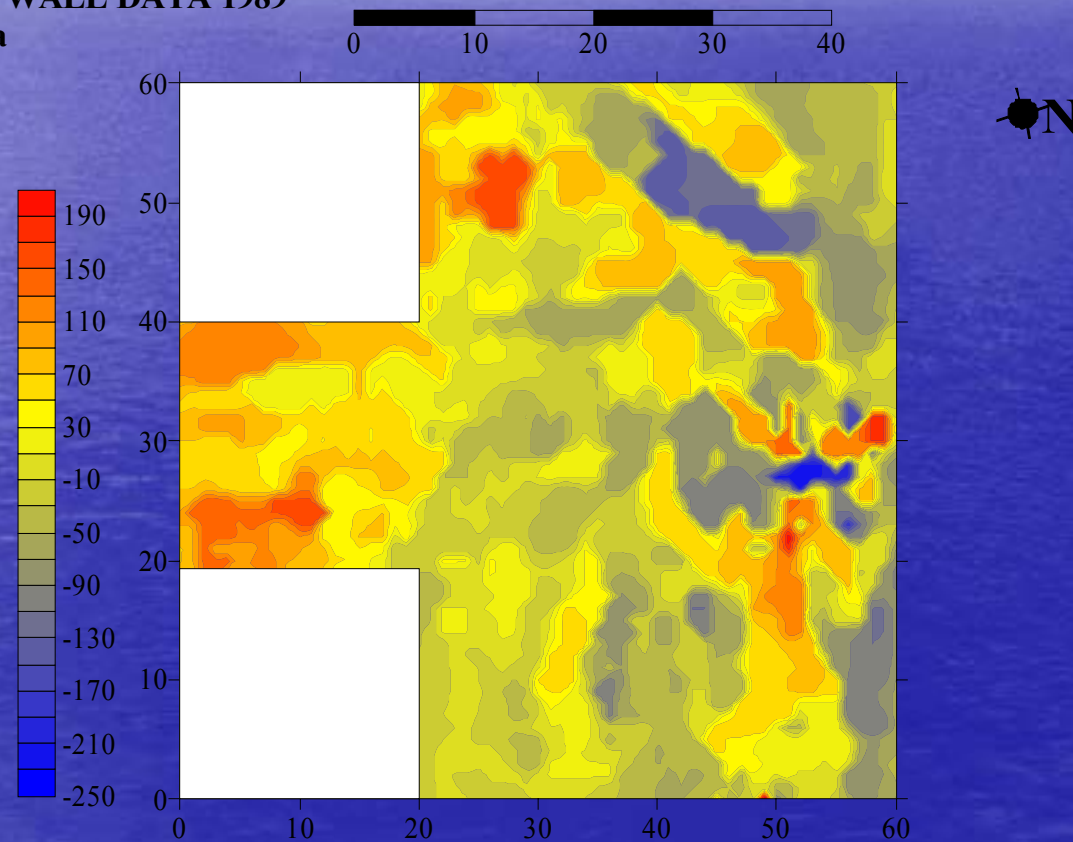
ΜΑΓΝΗΤΙΚΑ ΚΑΙ ΗΛΕΚΤΡΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΑΠΟ ΤΜΗΜΑ ΤΟΥ ΑΡΧΑΙΟΛΟΓΙΚΟΥ ΧΩΡΟΥ ΤΗΣ ΒΕΡΓΙΝΑΣ

VERGHINA WALL DATA 1989
Reduced to Pole



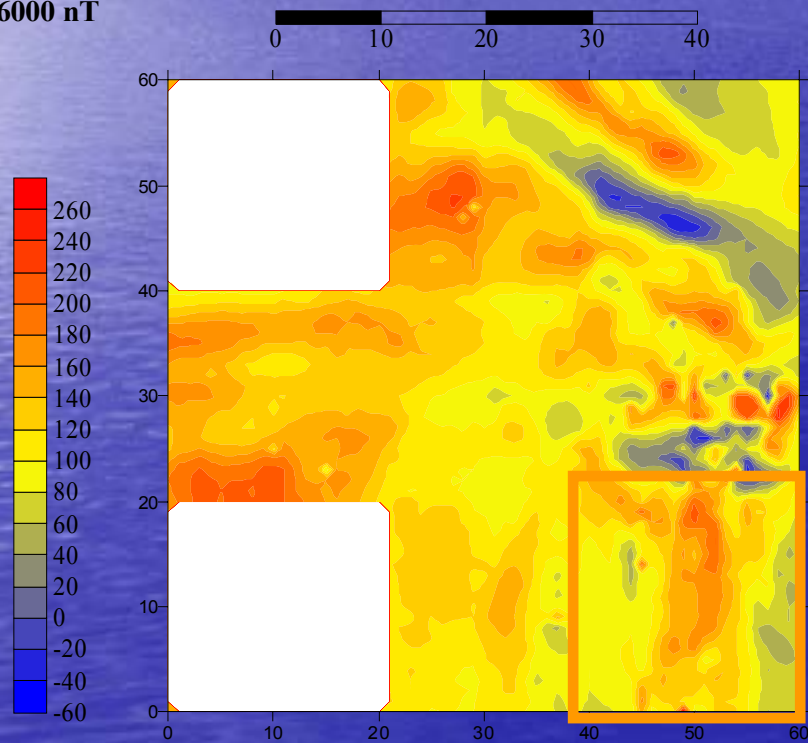
ΜΑΓΝΗΤΙΚΑ ΚΑΙ ΗΛΕΚΤΡΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΑΠΟ ΤΜΗΜΑ ΤΟΥ ΑΡΧΑΙΟΛΟΓΙΚΟΥ ΧΩΡΟΥ ΤΗΣ ΒΕΡΓΙΝΑΣ

VERGHINA WALL DATA 1989
Terraced data

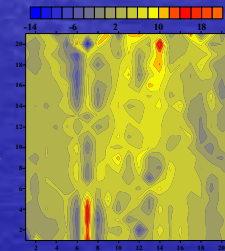


ΜΑΓΝΗΤΙΚΑ ΚΑΙ ΗΛΕΚΤΡΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΑΠΟ ΤΜΗΜΑ ΤΟΥ ΑΡΧΑΙΟΛΟΓΙΚΟΥ ΧΩΡΟΥ ΤΗΣ ΒΕΡΓΙΝΑΣ

VERGHINA WALL DATA 1989
Total Field - 46000 nT



ΦΙΛΤΡΑ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗΣ



✓ Σχέση που συνδέει το δυναμικό $f(P)$ σε σημείο P που προκαλεί μία κατανομή μάζας ή μαγνήτισης $S(Q)$

$$f(P) = \int_V S(Q) \Psi(P, Q) dV \quad (1)$$

Blakely, 1995

- Γραμμικό Αντίστροφο Πρόβλημα
Επίλυση (1) ως προς την κατανομή $S(Q)$
- Μη Γραμμικό Αντίστροφο Πρόβλημα
Επίλυση (1) ως προς ιδιότητες όγκου
- **ΜΗ ΜΟΝΟΣΗΜΑΝΤΗ ΛΥΣΗ ΣΤΑ ΔΥΝΑΜΙΚΑ ΠΕΔΙΑ – ΕΙΣΑΓΩΓΗ ΠΕΡΙΟΡΙΣΜΩΝ**

ΑΠΟΣΥΝΕΛΙΞΗ EULER

➤ Εύρεση βάθους ταφής – θέσης σχετικά απλής δομής – Εφαρμογή σε οδεύσεις

➤ Εξίσωση Euler

$$\mathbf{r} \cdot \nabla f = -nf$$

$f \rightarrow$ Συνάρτηση δυναμικού

$\mathbf{r} \rightarrow$ Διάνυσμα θέσης

$n \rightarrow$ Δομικός δείκτης ή ρυθμός απόσβεσης

➤ Είδος Δομής

$n = 1 \rightarrow$ Γραμμική μάζα

$n = 2 \rightarrow$ Σημειακή μάζα

$n = 3 \rightarrow$ Σημειακό δίπολο

ΑΠΟΣΥΝΕΛΙΞΗ EULER

$$\begin{bmatrix} \frac{\partial}{\partial x} \Delta T_i & \frac{\partial}{\partial y} \Delta T_i & \frac{\partial}{\partial z} \Delta T_i \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x - x_0 \\ y - y_0 \\ z - z_0 \end{bmatrix} = n [\Delta T_i]$$

$m_{x3} \qquad \qquad \qquad 3_{x1} \qquad \qquad \qquad m_{x1}$

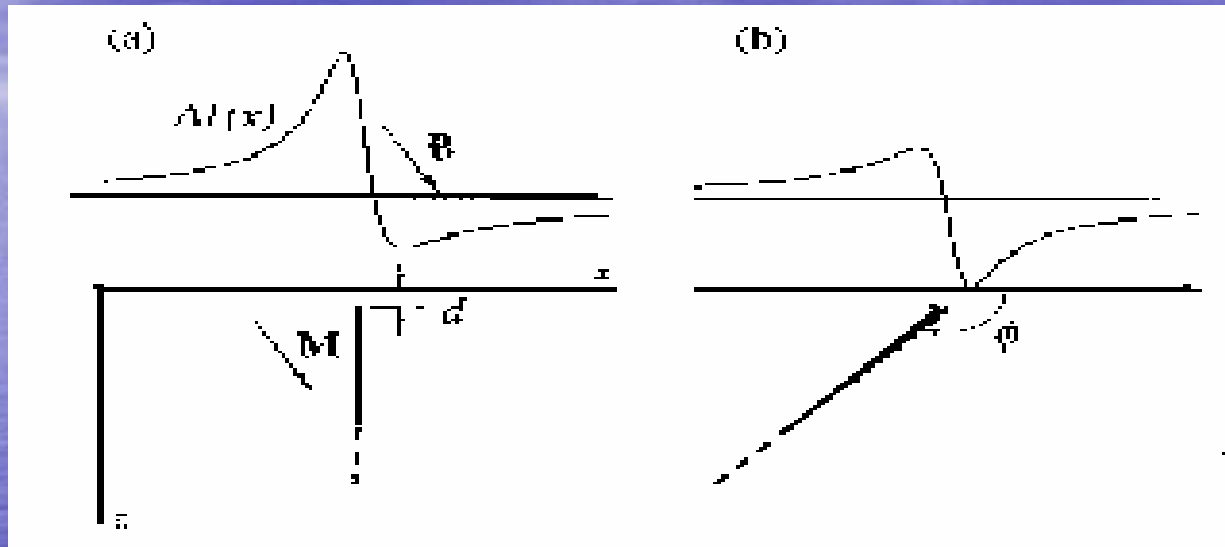
$\Delta T_i \rightarrow$ Ανωμαλία ολικού βαρυτικού ή μαγνητικού πεδίου

✓ $x, y, z \rightarrow$ Συντεταγμένες i σημείου μέτρησης

✓ $x_0, y_0, z_0 \rightarrow$ Συντεταγμένες του κέντρου της δομής

➤ ΜΕΤΑΛΛΕΥΤΙΚΗ ΕΡΕΥΝΑ

ΚΛΑΣΣΙΚΗ ΑΠΟΣΥΝΕΛΙΞΗ WERNER



$$\begin{bmatrix} x_i^2 \\ \Delta T_i \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & x_i & \Delta T_i & x_i \Delta T_i \end{bmatrix} \begin{bmatrix} a_0 \\ a_1 \\ b_0 \\ b_1 \end{bmatrix}$$

$m_{2 \times 1} \qquad m_{1 \times 4} \qquad 4 \times 1$

ΑΠΟΣΥΝΕΛΙΞΗ WERNER ΜΕ ΑΝΑΛΥΤΙΚΟ ΣΗΜΑ

➤ Αναλυτικό σήμα (Nabighian, 1972)

$$A(x,z) = \frac{\partial T}{\partial z}(x,z) + \frac{\partial T}{\partial x}(x,z)$$

- ✓ Αναλυτική συνάρτηση μιγαδικής μεταβλητής $x + iz$
- ✓ Μέτρο $|A|$ max πάνω από κορυφή υπεδάφιας κεκλιμένης δομή

ΑΠΟΣΥΝΕΛΙΞΗ WERNER ΜΕ ΑΝΑΛΥΤΙΚΟ ΣΗΜΑ

➤ Μιγαδικές σταθερές a, b ώστε

$$xA(x) + bA(x) = -a$$

➤ Αναλυτικό σήμα πεδίου
υπεδάφιας επαφής

$$A(x) = \frac{\alpha_1}{x - x_1 - iz_1}$$

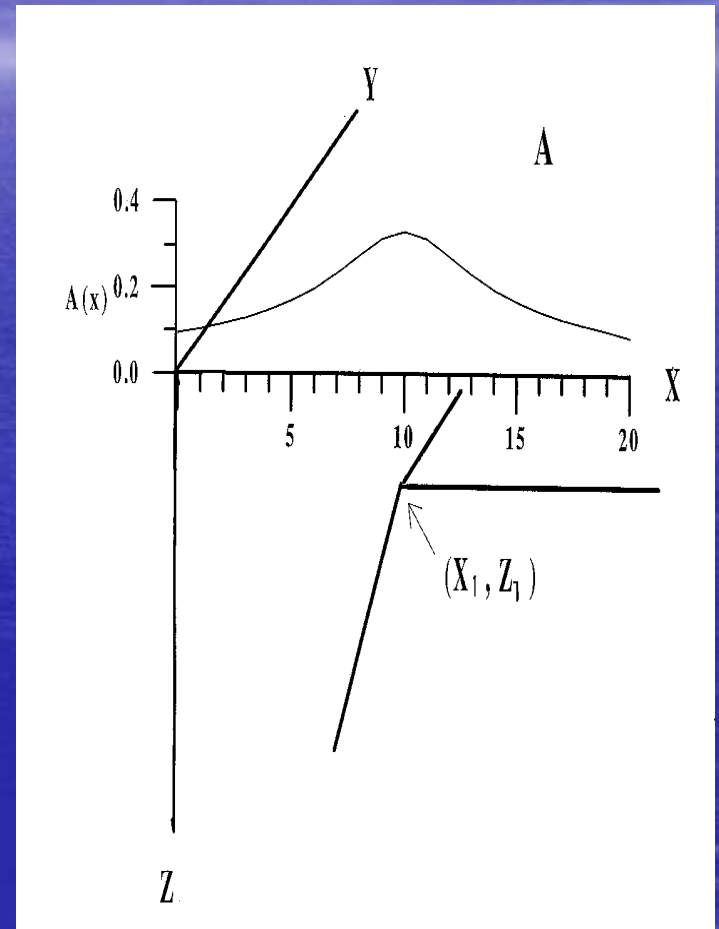
ή

$$xA(x) - (x_1 + iz_1)A(x) = \alpha_1$$

➤ $\alpha_1 \rightarrow$ Μιγαδική σταθερά

Εξαρτάται:

✓ $\Delta\kappa$ κατά μήκος επαφής - Γωνία κλίσης



ΑΠΟΣΥΝΕΛΙΞΗ WERNER ΜΕ ΑΝΑΛΥΤΙΚΟ ΣΗΜΑ

➤ Hansen & Simmonds (1993)

➤ N επαφές - 2D δομές των οποίων η τομή με το XOZ είναι πολυγωνική γραμμή

➤ Αναλυτικό σήμα →

$$A_n(x) = \sum_{j=1}^n \frac{\alpha_j}{x - x_j - iz_j}$$

όπου $w_j = x_j + iz_j$

➤ Βασίζεται στο ότι υπάρχουν a_k, b_k μιγαδικές σταθερές

$$\sum_{k=0}^{n-1} a_k x^k + \sum_{k=0}^{n-1} b_k x^k A_n(x) + x^n A_n(x) = 0$$

ΑΠΟΣΥΝΕΛΙΞΗ WERNER ΜΕ ΑΝΑΛΥΤΙΚΟ ΣΗΜΑ

➤ Επίλυση με QR decomposition

✓ Καλή σταθερότητα

✓ ΚΑΘΟΡΙΣΜΟΣ ΚΑΤΑΛΛΗΛΟΥ ΑΡΙΘΜΟΥ ΠΗΓΩΝ ΓΙΑ ΔΕΔΟΜΕΝΗ ΑΝΩΜΑΛΙΑ

❖ Εύρεση θέση και βάθος δομής

$$\sum_{k=0}^{n-1} b_k w_j^k + w_j^n = 0$$

❖ Εύρεση γωνία κλίσης και επιδεκτικότητας

$$\alpha_j = \frac{\sum_{k=0}^{n-1} \alpha_k w_j^k}{\prod_{l=1, l \neq j}^n (w_j - w_l)}$$

TSOKAS AND HANSEN: CRUSTAL THICKNESS IN AEGEAN

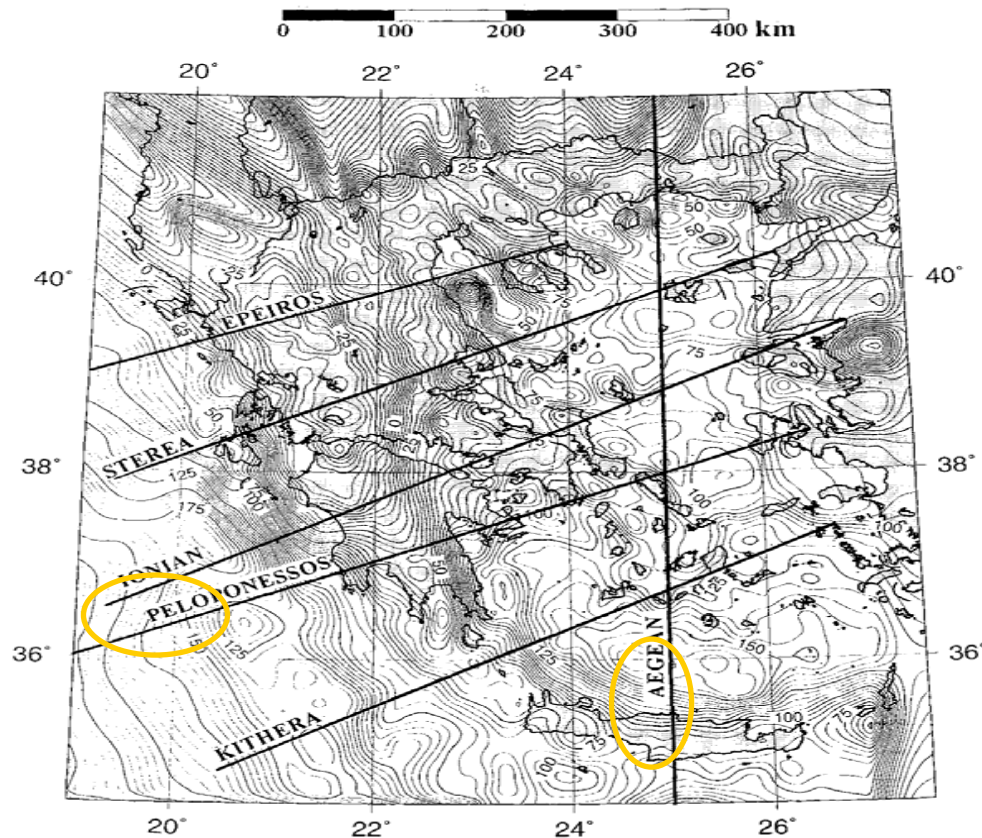
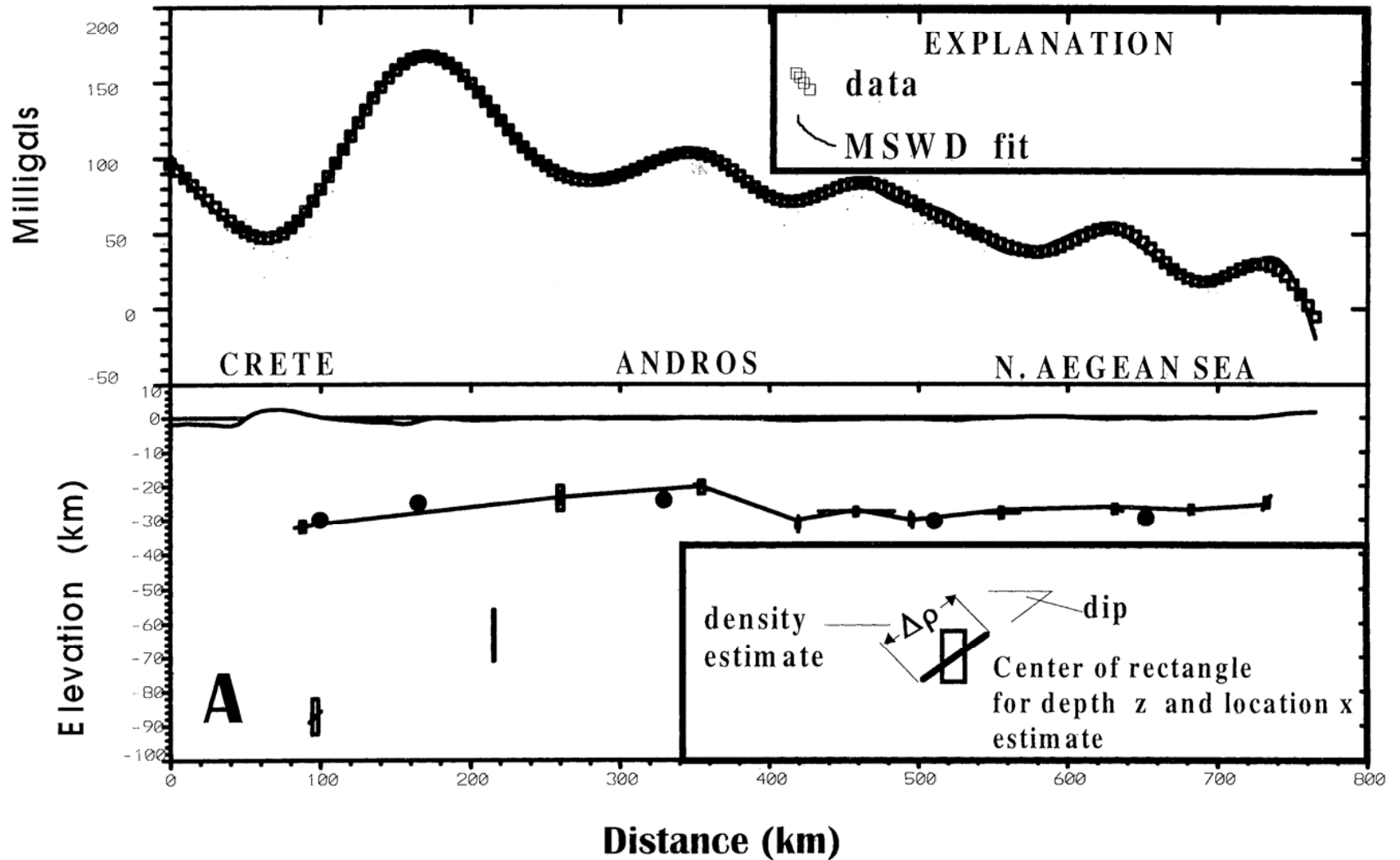


Figure 2. Contour map of the Bouguer anomaly of Greece [Lagios *et al.*, 1988]. The data have been filtered for display purposes. Contour interval is 20 mGal. The profiles drawn on the map are those used to produce the depth estimates employing the MSWD method. The profiles names are also shown on the map. The names are taken from the regions that are mainly crossed.

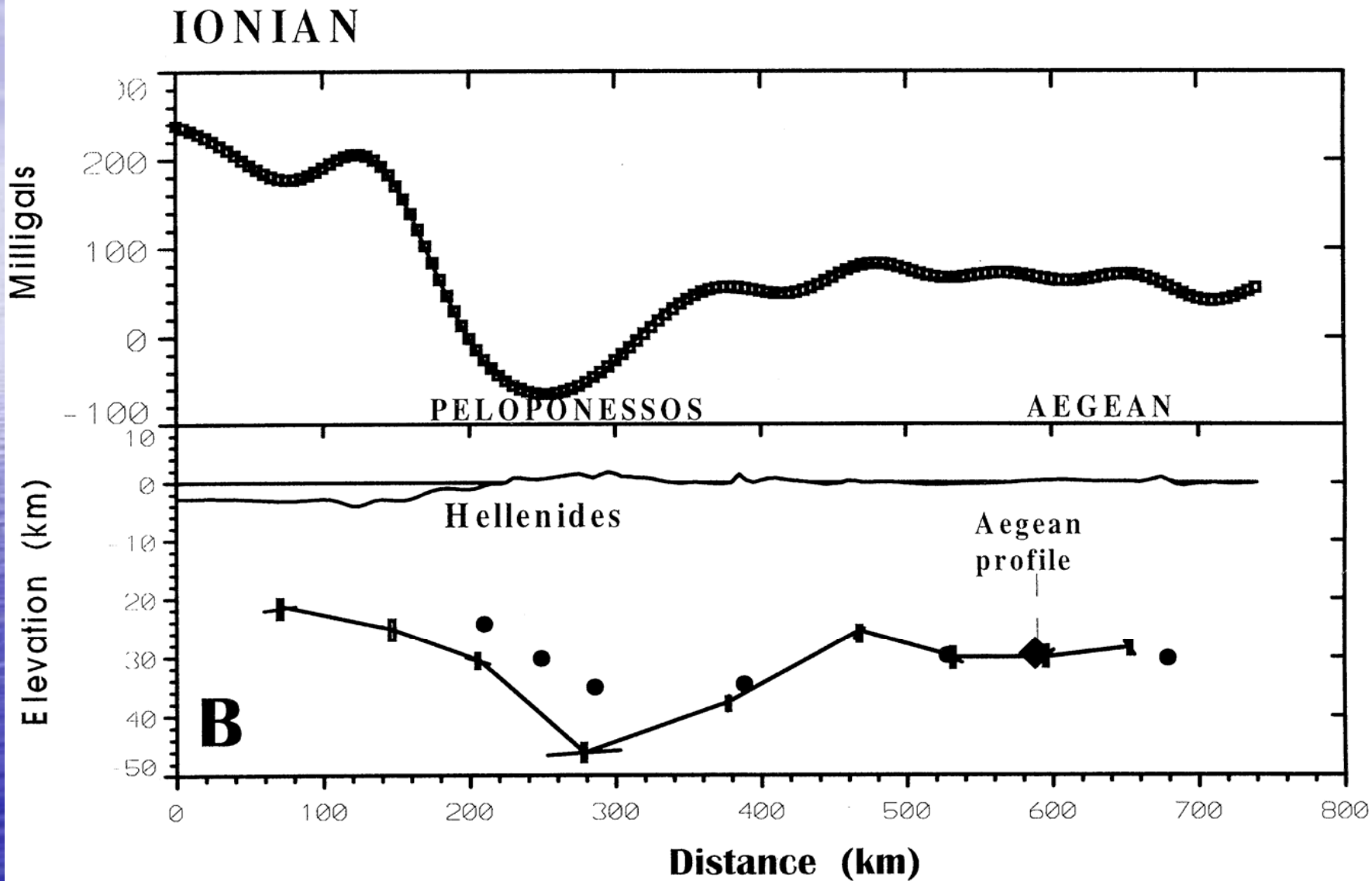
TOMH AEGEAN

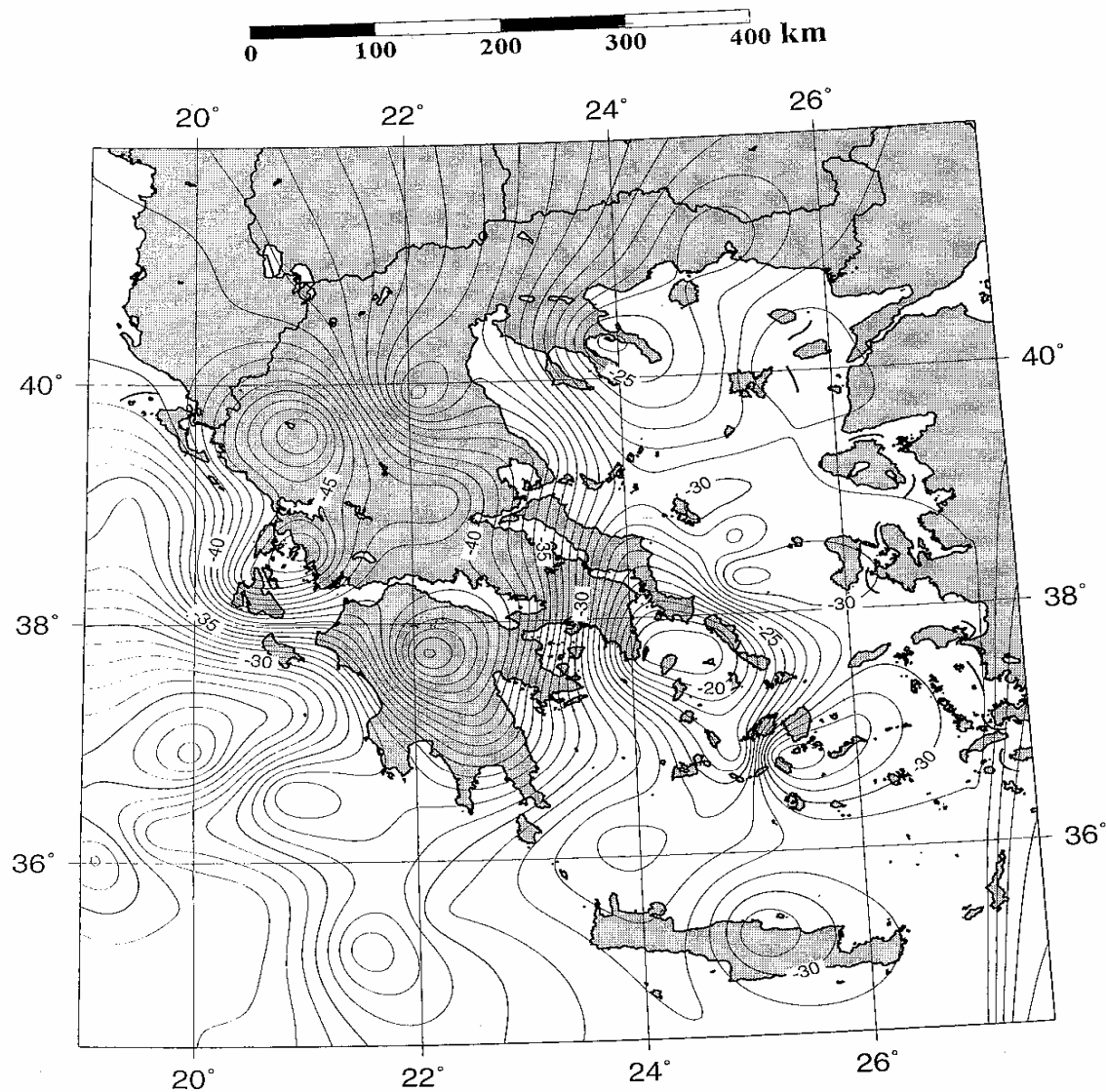
Tsokas & Hansen (1997)

AEGEAN



TOMH IONIAN





Χάρτης της Ελλάδας που φαίνεται το βάθος της ασυνέχειας Moho Tsokas & Hansen (1997)