

Αιγ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ.	Τομ. XIX	σελ. 309-323	Αθήνα 1987
Bull. Geol. Soc. Greece	Vol.	pag.	Athens

ΣΥΜΒΟΛΗ ΒΑΡΥΤΟΜΕΤΡΙΚΩΝ ΔΙΚΤΥΩΝ ΑΚΡΙΒΕΙΑΣ ΣΤΟΝ ΕΝΤΟΠΙΣΜΟ ΤΕΚΤΟΝΙΚΩΝ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΕΩΝ

Ε. ΛΑΓΙΟΣ*[^]

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Στην εργασία αυτή εξετάζεται ο ρόλος της βαρυτομετρίας και ειδικότερα η σπουδαιότητα εγκατάστασης βαρυτομετρικών δικτύων υψηλής ακρίβειας σε τεκτονικά ενεργές περιοχές. Αναλυτικότερα περιγράφονται οι δραστηριότητες των τελευταίων χρόνων από πλευράς βαρυτομετρίας στον τομέα παρακολούθησης μίας τεκτονικά ή σεισμικά ενεργούς περιοχής με την εγκατάσταση μικροβαρυτομετρικών δικτύων (ι) στην ευρύτερη περιοχή της Κρήτης και (ιι) του ρήγματος της Αταλάντης.

Στην ευρύτερη περιοχή της Αταλάντης έχουν εγκατασταθεί 68 σταθμοί από το 1981 που επαναμετρούνται σε ετήσια βάση. Η μέχρι σήμερα ανάλυση και επεξεργασία των δεδομένων έχει δείξει ότι δεν έχει σημειωθεί καμιά στατιστικά ουσιαστική μεταβολή στην βαρύτητα της περιοχής.

Το μικροβαρυτομετρικό δίκτυο Κρήτης συνίσταται από 34 σταθμούς που εγκαταστάθηκαν το 1983. Το δίκτυο αυτό πρόκειται αφ' ενός μεν να πυκνωθεί αφ' ετέρου δε να επαναμετρείται τουλάχιστον μία φορά το χρόνο. Μετά την επεξεργασία των δεδομένων βρέθηκε ότι η τυπική απόκλιση της αφομοίωσης των σταθμών του δικτύου ήταν 7,8 μgals . Η εγκατάσταση ενός τέτοιου δικτύου σε μία τέτοια τεκτονικά ενεργή περιοχή όχι μόνο συνιστάται λόγω των έντονων κατακόρυφων κινήσεων που σημειώθηκαν στο παρελθόν και πιθανόν συνεχίζονται και σήμερα, αλλά κρίνεται σαν πολύ ενδιαφέρουσα λόγω της θέσης της Κρήτης σχετικά με το Ελληνικό τόξο

(*) Τομέας Γεωφυσικής-Γ'εωθερμίας, Γεωλογικό Τμήμα, Πανεπιστήμιο Αθηνών, Πανεπιστημιούπολη, Ιλίσια, 157 84 ΑΘΗΝΑ

στο νότιο άκρο. Έτσι ο εντοπισμός των κατακόρυφων κινήσεων που αναμένονται στην περιοχή θα συμβάλλει αποφασιστικά στην περιγραφή του τεκτονικού καθεστώτος της περιοχής του Νότιου Αιγαίου.

Τέλος γίνεται αναφορά στις δυνατότητες των βαρυτομετρικών δικτύων της Στερεάς Ελλάδας και Πελοποννήσου. Κατά την επαναμέτρηση των δικτύων αυτών το 1981/82, που είχαν ιδρυθεί από την ΓΥΣ το 1968, προστέθηκαν 16 και 38 νέες βάσεις στην Πελοπόννησο και Στερεά Ελλάδα, αντίστοιχα. Ενδιαφέρουσες διαφορές βαρύτητας προέκυψαν στους σταθμούς του δικτύου του 1968 που σε μερικές περιπτώσεις ξεπερνούσαν τα 100 μgals . Δεν είναι σαφές κατά πόσο οι διαφορές αυτές βαρύτητας οφείλονται αποκλειστικά σε τεκτονικά ή μη τεκτονικά αίτια. Προσπάθεια έγινε προκειμένου να ερμηνευθούν οι παρατηρούμενες διαφορές βαρύτητας στην Άρτα και Πρέβεζα βάσει της σεισμικότητας της περιοχής, υπολογίζοντας τις θεωρητικές κατακόρυφες μετατοπίσεις από τις σεισμικές ροπές των σεισμών. Όπως υπολογίσθηκε οι κατακόρυφες αυτές μετατοπίσεις δύνανται να καλύψουν μόνο ένα μέρος από τις παρατηρούμενες τιμές βαρύτητας. Για το υπόλοιπο μέγεθος άλλα αίτια, όπως ερπυσμός (creep), πιθανόν να είναι υπεύθυνα και πρέπει να αναζητηθούν.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Είναι γνωστό ότι ο χώρος της Ανατολικής Μεσογείου παρουσιάζει έντονη τεκτονική δραστηριότητα, η Ελλάδα δε εμφανίζει την μεγαλύτερη σεισμικότητα της Ευρώπης όπου εκλύεται περίπου 2% της παγκόσμιας σεισμικής ενέργειας (Båth 1981). Εύλογα λοιπόν έλκεται το ενδιαφέρον πολλών ερευνητών στην περιοχή αυτή. Ήδη από γεωλογικής και σεισμολογικής πλευράς πολλά έχουν προσφερθεί στην ερμηνεία του ευρύτερου τεκτονικού καθεστώτος που επικρατεί. Πα'όλα αυτά όμως λίγα έχουν να επιδειχθούν σε ότι αφορά την συστηματική παρακολούθηση μίας σεισμικά και τεκτονικά ενεργούς περιοχής με επαναληπτικές βαρυτομετρικές και γεωδαιτικές μετρήσεις, όπως συμβαίνει σε άλλες παρόμοιες περιοχές της υδρογείου (Ιαπωνία, Καλιφόρνια κλπ.).

Η ανάγκη εγκατάστασης πυκνών επαναμετρήσιμων και υψηλής ακρίβειας βαρυτομετρικών δικτύων σε σεισμικά ενεργές περιοχές έχει αναγνωρισθεί προ πολλού (Barnes 1966, Oliver *et al.* 1975), εφόσον υπάρχει σχέση που συνδέει το μέγεθος (M) ενός σεισμού, που προξενείται από ένα ρήγμα μήκους (l):

$$\log l = 0.25M + 0.46 \text{ (Anderson \& Whitcomb 1975)}$$

όπως επίσης και μεταξύ του μήκους του ρήγματος (l) και της διαμέτρου (L) της περιοχής που υφίσταται παραμόρφωση:

$$\log \frac{l}{L^2} = -3 \text{ (Whitcomb et al. 1980).}$$

Βάσει λοιπόν των παραπάνω εμπειρικών σχέσεων καθίσταται φανερό ότι πρέπει να αναμένονται διαφορές στην επιτάχυνση της βαρύτητας μίας περιοχής λόγω της παραμόρφωσης που υφίσταται πριν ή μετά από ένα μεγάλο σεισμό. Γενικά, διαφορά στην επιφανειακή τιμή της βαρύτητας ενός σημείου μίας περιοχής παρατηρείται όταν αλλάζει το ύψος του σημείου αυτού ή όταν προξενείται οριζόντια ανακατανομή της υποκείμενης μάζας. Τέτοιες μεταβολές τόσο στην υποκείμενη μάζα όσο και στο υψόμετρο αποτελούν συνηθισμένο φαινόμενο σε τεκτονικά ενεργές περιοχές, ώστε να αναμένονται φυσιολογικά οι επαγόμενες διαφορές βαρύτητας. Πράγματι, τέτοιες μεταβολές στην βαρύτητα έχουν διαπιστωθεί με συμβατικές βαρυτομετρικές μετρήσεις σε σεισμικά ενεργές περιοχές πριν ή μετά από σεισμούς (Barnes 1966, Oliver *et al.* 1975, Chen *et al.* 1979).

Σε περιοχές που χαρακτηρίζονται από μεγάλη σεισμική επικινδυνότητα συνιστάται να γίνονται βαρυτομετρικές διασκοπήσεις υψηλής ακρίβειας (μικροβαρυτομετρία) της τάξης των μερικών μgal ($= 0.01\text{gm} = 10^{-3} \text{mgal} = 10^{-6} \text{cm/sec}^2$). Οι διασκοπήσεις αυτές συμβάλλουν όχι μόνο στον ποιοτικό προσδιορισμό της τεκτονικής παραμόρφωσης αλλά και στην αξιολόγηση εκείνων των παραμέτρων παραμόρφωσης που οδηγούν τελικά στην εκδήλωση σεισμού (Hagiwara *et al.* 1977, Kisslinger 1975, Whitcomb *et al.* 1980, Lambert & Liard 1981, Evernden 1981).

Με την παρούσα εργασία γίνεται προσπάθεια αναφοράς των βαρυτομετρικών εργασιών που έχουν γίνει τα τελευταία τρία χρόνια στην Ελλάδα από τον Τομέα Γεωφυσικής-Γεωθερμίας του Πανεπιστημίου Αθηνών. Συγκεκριμένα γίνεται αναφορά των μικροβαρυτομετρικών δικτύων στην περιοχή του ρήγματος της Αταλάντης και της ευρύτερης περιοχής της Κρήτης, όπως και των δυνατοτήτων των δικτύων της Πελοποννήσου και Στερεάς Ελλάδας.

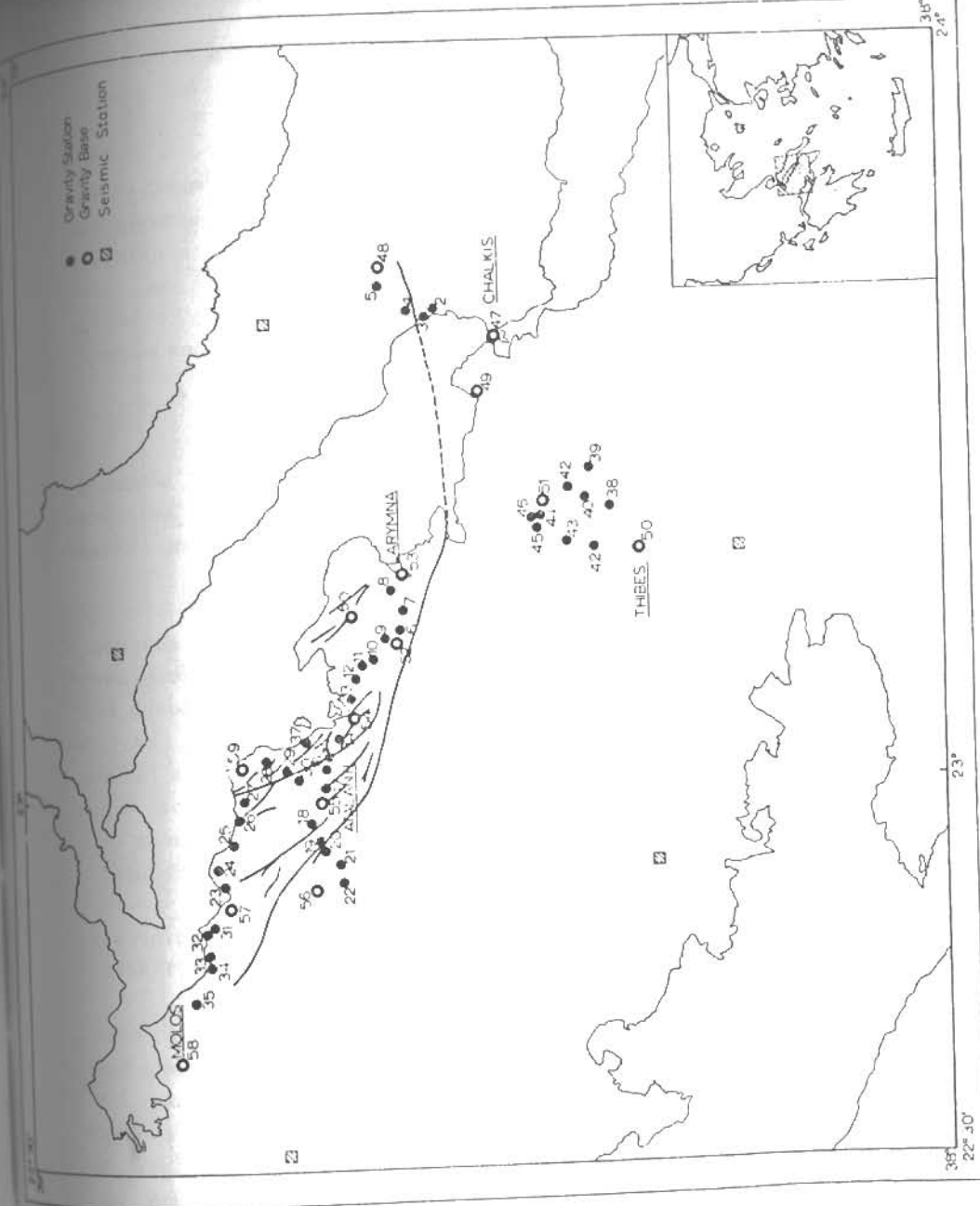
2. ΜΙΚΡΟΒΑΡΥΤΟΜΕΤΡΙΚΟ ΔΙΚΤΥΟ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΤΟΥ ΡΗΓΜΑΤΟΣ ΑΤΑΛΑΝΤΗΣ

Είναι γνωστοί οι καταστρεπτικοί σεισμοί που έλαβαν χώρα στην περιοχή Αταλάντης το 1894 (Skurphos 1894). Η περιοχή αυτή χαρακτηρίζεται ακόμη και σήμερα από μεγάλη σεισμική επικινδυνότητα (Μακροπούλος 1978). Αυτός ήταν ο λόγος εγκατάστασης ενός μικροβαρυτομετρικού δικτύου από 68 σταθμούς στην περιοχή του ρήγματος της Αταλάντης κατά το 1981 (Σχ. 1). Επαναμέτρηση του δικτύου έγινε κατά το 1982 και 1983 με μέγιστη τυπική απόκλιση οργάνου $8 \mu\text{gals}$ ($= 0.08 \text{ g.u.}$). Λεπτομερείς περιγραφές της όλης αυτής εργασίας περιγράφονται αλλού (Lyness & Λαγίος 1984, Λάγιος και άλλοι 1984 (αυτού του τόμου).

3. ΜΙΚΡΟΒΑΡΥΤΟΜΕΤΡΙΚΟ ΔΙΚΤΥΟ ΚΡΗΤΗΣ

Η Κρήτη λόγω της γειτονίας της με την Ελληνική Τάφρο παρουσιάζει ιδιαίτερο τεκτονικό ενδιαφέρον. Οι έντονες κατακόρυφες κινήσεις που έχουν λάβει χώρα στην περιοχή οφείλονται σε καθαρά τεκτονικά αίτια (Φυτρολάκης 1980), που άρχισαν κύρια μετά τον 3 μ.Χ. αιώνα και πιστεύεται ότι συνεχίζονται ακόμα και σήμερα.

Προκειμένου να μελετηθεί το είδος των κατακόρυφων κινήσεων στην Κρήτη, που το μεν δυτικό άκρο φαίνεται να ανυψώνεται ενώ το ανατολικό να βυθίζεται (Φυτρολάκης 1980), τον Σεπτέμβριο 1983 έγινε στην περιοχή αυτή η ίδρυση ενός βαρυτομετρικού δικτύου ακριβείας (Σχ. 2). Το δίκτυο αυτό, που αποτελείται από 34 σταθμούς-



Σχήμα 1 Χάρτης του συστήματος ρηγμάτων στην ευρύτερη περιοχή της Αταλάντης, όπου φαίνονται οι βαρυτομετρικοί και σεισμολογικοί σταθμοί.

βάσεις, πρόκειται να πυκνωθεί στο δυτικό του τμήμα με την προσθήκη περισσότερων σταθμών, η επαναμέτρησή του δε θα γίνεται τουλάχιστον μιά φορά το χρόνο.

Το βαρυτόμετρο LaCoste & Romberg G-496 χρησιμοποιήθηκε για την εκτέλεση των 217 συνολικά παρατηρήσεων. Τα σημεία μέτρησης των σταθμών σημειώθηκαν έτσι ώστε να καθίσταται εύκολος ο μελλοντικός τους ακριβής προσδιορισμός κατά την επαναμέτρηση του δικτύου. Ο τρόπος εκτέλεσης των μετρήσεων σε διαδοχικούς σταθμούς Α, Β, Γ, Δ..., έγινε με την παρακάτω ακολουθία (ladder sequence):

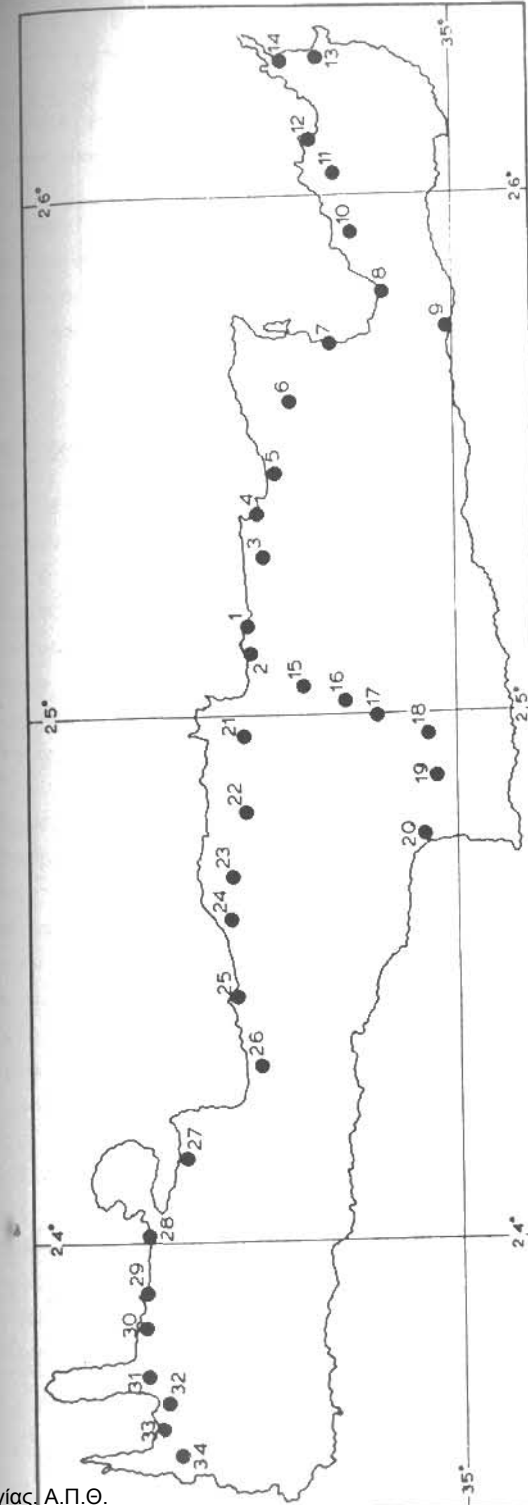
ΑΒΓΔΕΕΔΓΒΑ

Η τεχνική αυτή καλύπτει πάντοτε ένα μεγάλο μέρος του φάσματος της ολίσθησης (drift) του ελατηρίου του βαρυτομέτρου και θεωρείται σαν αρκετά ικανοποιητική και γρήγορη για μεγάλης κλίμακας εκτέλεση βαρυτικών μετρήσεων υψηλής ακρίβειας.

Κατά την επεξεργασία των μετρήσεων έγιναν λεπτομερείς παλιρροιακές διορθώσεις και ειδική μεταχείριση της ολίσθησης του ελατηρίου του οργάνου. Συγκεκριμένα οι παλιρροιακές διορθώσεις έγιναν με ακρίβεια 0.0001 mgal (0.001 gu) βασισμένες στους αλγορίθμους των Cartwright & Tayler (1971) και Cartwright & Edden (1973). Η ημερήσια διόρθωση λόγω ολίσθησης (drift) του οργάνου έγινε προσαρμόζοντας με ελάχιστα τετράγωνα μιά καμπύλη δεύτερου βαθμού στις ημερήσιες παρατηρούμενες τιμές των σταθμών.

Στη συνέχεια η αφομοίωση των τιμών του δικτύου έγινε στηριγμένη στην ανάλυση των Lagios & Hirkin (1980) και Lagios (1984).

Οι τελικές αφομοιωμένες τιμές του δικτύου παρουσιάζονται στον Πίνακα Ι. Το μέσο τετραγωνικό σφάλμα (rms) της αφομοίωσης βρέθηκε ότι είναι 6.8 μgals (0.068 gu), ενώ η τυπική απόκλιση 7.8 μgals (0.078 gu). Όπως φαίνεται και από τον Πίνακα Ι, περισσότεροι από τα 3/4 των σταθμών του δικτύου εμφανίζουν τυπικές αποκλίσεις μικρότερες από 10 μgals (0.1 gu). Τα αποτελέσματα αυτά κρίνονται σαν αρκετά ικανοποιητικά και πιστεύεται ότι με



Σχήμα 2 Το μικροβαρυτομετρικό δίκτυο Κρήτης, όπου φαίνονται οι θέσεις των σταθμών.

ΣΤΑΘΜΟΣ		ΤΙΜΗ ΒΑΡΥΤΗΤΑΣ (g.u.)	ΤΥΠΙΚΗ ΑΠΟΚΛΙΣΗ (g.u.)	ΤΥΠΙΚΟ ΣΦΑΛΜΑ (g.u.)	ΑΡΙΘΜΟΣ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΩΝ
ΟΝΟΜΑΣΙΑ	ΚΩΔΙΚΟΣ ΑΡΙΘΜΟΣ				
ΗΡΑΚΛΕΙΟ ΔΕΡ.	1	0.00	0.10	0.02	16
ΗΡΑΚΛΕΙΟ	2	-44.91	0.09	0.02	16
ΓΟΥΒΕΣ	3	-137.65	0.08	0.05	2
ΧΕΡΕΟΝΗΣΟΣ	4	-60.70	0.07	0.03	6
ΜΑΛΙΑ	5	-95.99	0.05	0.02	6
ΝΕΑΠΟΛΗ	6	-649.70	0.07	0.03	8
ΑΓ. ΝΙΚΟΛΑΟΣ	7	-359.51	0.04	0.01	12
ΠΑΧΕΙΑ ΑΜΜΟΣ	8	-443.47	0.07	0.02	12
ΙΕΡΑΠΕΤΡΑ	9	-568.67	0.02	0.01	4
ΕΣΑΚΑ	10	-964.79	0.06	0.02	8
ΕΚΟΠΗ	11	-850.19	0.07	0.02	8
ΣΗΤΕΙΑ	12	-354.51	0.07	0.02	8
ΠΑΛΑΙΟΚΑΣΤΡΟ	13	-417.89	0.02	0.01	4
ΒΑΤ	14	-296.85	0.02	0.01	4
ΕΤΑΥΡΑΚΙ	15	-709.91	0.07	0.03	4
ΛΥΓΓΙΝΙΕΗ	16	-885.33	0.11	0.05	4
ΑΓ. ΒΑΡΒΑΡΑ	17	-1556.25	0.06	0.03	4
ΑΓ. ΔΕΚΑ	18	-783.64	0.07	0.03	4
ΜΟΙΡΕΣ	19	-579.02	0.05	0.02	4
ΤΥΜΠΑΚΙ	20	-584.86	0.02	0.01	4
ΜΑΡΑΘΟΣ	21	-656.81	0.15	0.10	2
ΧΕΛΙΑΝΑ	22	-348.22	0.09	0.05	4
ΠΕΡΑΜΑ	23	-78.24	0.12	0.06	4
ΜΑΓΝΗΣΙΑ	24	-85.81	0.10	0.05	4
ΡΕΘΥΜΝΟ	25	-80.80	0.04	0.01	18
ΚΑΡΩΤΗ	26	-575.13	0.01	0.01	4
ΚΑΛΥΒΕΣ	27	-304.09	0.02	0.01	4
ΧΑΝΙΑ	28	-150.44	0.08	0.02	16
ΠΛΑΤΑΝΙΑΣ	29	-172.48	0.12	0.06	4
ΜΑΛΕΜΕ	30	-393.01	0.13	0.06	4
ΚΑΛΗΔΟΝΙΑ	31	-402.06	0.03	0.01	4
ΚΟΛΕΝΗ	32	-231.92	0.14	0.08	3
ΚΑΣΤΕΛΙ	33	-284.50	0.01	0.01	4
ΠΛΑΤΑΝΟΣ	34	-770.45	0.06	0.03	4

την παραπέρα κύνωση του δικτύου και επαναμέτρησή του με περισσότερα του ενός βαρυτόμετρα LaCoste & Romberg τύπου G θα προκύψει ικανοποιητικότερος έλεγχος και "δέσιμο" αυτού.

Έτσι από τις μελλοντικές διαφορές βαρύτητας που ενδεχόμενα θα προκύψουν στους σταθμούς του δικτύου θα εντοπισθεί το είδος των κατακόρυφων κινήσεων και θα προσδιορισθεί καλύτερα το τεκτονικό καθεστώς της Κρήτης.

4. ΒΑΡΥΤΟΜΕΤΡΙΚΟ ΔΙΚΤΥΟ ΠΕΛΟΠΟΝΝΗΣΟΥ ΣΤΕΡΕΑΣ ΕΛΛΑΔΑΣ

Το 1981 έγινε η επαναμέτρηση του Εθνικού βαρυτομετρικού δικτύου βάσεων (Georgadas & Lagios 1982) της Πελοποννήσου, που είχε συσταθεί από την ΓΥΣ το 1968. Το παραπάνω δίκτυο πυκνώθηκε με την προσθήκη 16 νέων βάσεων. Τον επόμενο χρόνο επαναμετρήθηκε το δίκτυο της Στερεάς Ελλάδας (Lagios 1985) που και σ' αυτό προστέθηκαν 38 νέες βάσεις. Στο σχήμα 3 παρίστανται σχηματικά οι βάσεις των παραπάνω δικτύων και εντυπωσιακές είναι οι διαφορές βαρύτητας που προέκυψαν κατά την περίοδο 1968-1981/82.

Οι διαφορές αυτές βαρύτητας σε ορισμένους σταθμούς δύνανται να αποδοθούν κατά ένα μεγάλο ποσοστό σε τεκτονικά αίτια. Το μέγεθος της κατακόρυφης μετατόπισης που συνδέεται με τις διαφορές βαρύτητας δεν δύναται να προσδιορισθεί επακριβώς, επειδή δεν υπάρχουν επαναληπτικές χωροσταθμίσεις. Παρ' όλα αυτά υπολογισμοί που έγιναν για την περιοχή των σταθμών Άρτας-Πρέβεζας (Lagios 1985) με βάση την σεισμικότητα, βρέθηκε ότι η κατακόρυφη μετατόπιση που υπολογίζεται από τις αντίστοιχες σεισμικές ροπές, καλύπτει ένα μόνο μέρος των παρατηρούμενων διαφορών βαρύτητας. Για την υπόλοιπη διαφορά βαρύτητας πρέπει να αναζητηθούν άλλοι μηχανισμοί, όπως π.χ. ερπυσμός (creep).

Τα παραπάνω δίκτυα εκτός του ότι προσφέρονται για την σπουδή των αιώνιων μεταβολών βαρύτητας (secular gravity studies) και την παρακολούθηση της τεκτονικής παραμόρφωσης της περιοχής, είναι δυνατόν να συμβάλλουν και στην έρευνα της πρόγνωσης των



Σχήμα 3 Διαφορές Βαρύτητας (σε μgals), που προέκυψαν στά βαρυτομετρικά δίκτυα της Πελοποννήσου και Στερεάς Ελλάδας κατά την περίοδο 1968-1981/82.

σεισμών. Αυτό είναι δυνατόν να επιτευχθεί με τοπική πύκνωση και συχνότερη επαναμέτρηση του δικτύου.

Παράλληλα με την ύπαρξη βαρυτομετρικών δικτύων σε τεκτονικά ενεργές περιοχές συνιστάται και η εγκατάσταση γεωδαιτικών δικτύων. Ήδη η επαναμέτρηση του γεωδαιτικού δικτύου του ανατολικού Κορινθιακού κόλπου έδωσε σημαντικές πληροφορίες για το τεκτονικό καθεστώς της περιοχής (ΓΥΣ 1982, Στείρος 1984). Γενικά ο συντονισμένος συνδυασμός βαρυτομετρικών και γεωδαιτικών στοιχείων σε σχέση με την μελέτη μεταβολής της μέσης στάθμης της θάλασσας θεωρείται σαν ο πιό ενδεδειγμένος τρόπος μελέτης σύγχρονων κατακόρυφων τεκτονικών κινήσεων (Lagios & Wyss 1983).

5. ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Θερμές ευχαριστίες απευθύνονται στο Διοικητικό Συμβούλιο του ΙΓΜΕ και ιδιαίτερα στον πρόεδρο αυτού Αν. Καθηγητή Η. Μαρτιολάκο για την χρηματοδότηση των εργασιών υπαίθρου Στερεάς Ελλάδας και Κρήτης. Επίσης στους γεωφυσικούς Ανδρέα Τζάνη και Κατερίνα Γκιζελή για την βοήθειά τους στο ύπαιθρο και την επεξεργασία των μετρήσεων. Τέλος στον Διοικητή του Κέντρου Ερευνών Τεχνολογίας Αεροπορίας (Κ.Ε.Τ.Α.) για την άδεια χρησιμοποίησης του ηλεκτρονικού υπολογιστή.

Applications of high precision gravimetry and its role in tectonically active regions, like Greece, are discussed in this paper. The establishment of the microgravimetric networks in the Atalanti Fault System, an area of potential seismic hazard, and in Crete are described.

In Atalanti, a network of 68 stations has been successively remeasured in 1982 and 1981. It has been found that it has not taken place any statistically gravity change in this area.

The network in Crete consists of 34 stations. This network is going to become denser by the addition of new stations during its remeasurement. The rms error of the adjustment was only 6.8 μ gals and the standard deviation 7.8 μ gals.

Finally, the gravity networks of Sterea Hellas and Peloponnese are discussed. During the remeasurement of these networks in 1981/82, which became denser by the addition of 38 and 16 new stations, respectively, considerable gravity changes have been found. An effort was made to interpret the gravity changes at Arta and Preveza considering the seismicity of this region. It was shown that the vertical displacement calculated from the seismic moments of the earthquakes cannot be wholly responsible for the total amount of the gravity change observed at Arta and Preveza. To account for the rest of it, other mechanisms like creep should be seriously considered.

- Anderson, D. & Whitcomb, J. (1975). Time dependent seismology. J. Geophys. Res., 80, 1497-1503.
- Barnes, D.F. (1966). Gravity changes during the Alaska Earthquake. J. Geophys. Res., 71, 451-456.
- Báth, M. (1981). The Seismology of Greece: Past, present, future. Rept. Min. Coord & Plann., 8 8 p.
- Γεωγραφική Υπηρεσία Στρατού (ΓΥΣ), (1982). Εργασία Ελέγχου Κρατικού Τριγωνομετρικού Δικτύου στη σεισμική περιοχή των Αλκυονίδων Νήσων, 23 σελ.
- Cartwright, D.E. & Edden, A.C. (1973). Corrected tables of tidal harmonics. Geophys. J. R. astr. Soc., 33, 253-264.
- Cartwright, D.E. & Tayler, R.J. (1971). New Computations of the tide-generating potential. Geophys. J. R. astr. Soc., 23 45-74.
- Chen, Yun-Tai, Hao-Ding, G.U. & Zao-Xun (1979). Variations of gravity before and after the Haicheng Earthquake 1975 and the Tangshan Earthquake 1976. Phys. Earth Plan. Int., 18, 330-338.
- Evernden, J.F. (1981). Gravity profiles in Southern California. In Earthquake Prediction, ed. by D. W. Simpson, AGU, Washington D.C., 485-496.
- Georgadas, D. & Lagios, E. (1982). Remeasurement of the National Gravity Base Station Network in Peloponnese. Ann. Geol. Pays Hellen., 31, 136-145.

Hagiwara, Y., Tajima, H., Izutnya, S. & Hanada, H. (1975). Gravity changes associated with earthquake swarm activities in the eastern part of Izu peninsula. Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo Univ., 52, 141-150.

Kisslinger, G. (1975). Processes during the Matsushiro, Japan, earthquake swarm as revealed by levelling, gravity and spring-flow observations. Geology, 3, 57-62.

Λάγιος, Ε., Δελήμπασης, Ν., Δρακόπουλος, Ι. & Κουσκουνά, Β. (1984). Βαρυτομετρικές και σεισμολογικές μελέτες της ευρύτερης περιοχής του ρήγματος Αταλάντης. Πρακτ. 2^{ου} Πανελλαδικού Γεωλ. Διήμ., Αθήνα.

Lagios, E. (1984). A Fortran-IV program for the least - squares gravity base station network adjustment. Computers & Geosciences, 10, 263-276.

Lagios, E. (1985). A gravity network in Central Greece for secular gravity studies. Pure Appl. Geophys., 123, 81-90.

Lagios, E. & Hipkin, R.G. (1980). Least - squares gravity base station network adjustment. Geophysics Dept. Edinburgh Univ., Publ. No 80-1, 29 p.

Lagios, E. & Wyss, M. (1983). Estimates of vertical crustal movements along the coast of Greece, based on mean sea level data. Pure Appl. Geophys., 221, 869-887.

Lambert, A. & Liard, J.O. (1981). A search for long - term earthquake precursors in gravity data in the charlevoix region, Quebec. In Earthquake prediction, ed. by D. W. Simpson and P.C. Richards, Maurice Ewing Ser., Vol. 4, AGU, Washington D.C., 473-483.

Lyness D. & Lagios, E. (1984). A microgravimetric network in East Central Greece - an area of potential seismic hazard. Geophys. J. R. astr. Soc., 77, 875-882.

Μακροπούλος, Κ. (1978). The statistics of large earthquake magnitude and an evaluation of Greek seismicity. Ph. D. thesis, Edinburgh Univ., 193 p.

Oliver, H.W., Robbins, S.L., Grannell, R.B., Alewine, R.W., Biehler, S. (1975). Surface and subsurface movements determined by remeasuring gravity in San Fernando, California earthquake of 8 February 1971. Calif. Div. Mines Geol. Bull. 196-214.

Skuphos, Th. (1984). Die zwei grossen Erdbeben in Lokris. Zeitschrift der Geserschaft für Erdkunde XXIX, Berlin.

Στείρος, Σ. (1984). Συμβολή στην μελέτη του γεωδυναμικού καθεστώτος του Ανατολικού Κορινθιακού κόλπου: Η γεωδαιτική άποψη. ΓΓΜΕ, Ρεπ. Ν^ο 3964, 27 σελ.

Φουτρολάκης, Ν. (1980). Η γεωλογική δομή της Κρήτης. Διατριβή. Ε.Μ.Π., 147 σελ.

Whitcomb, J.H., Wolfgang, F.O., Geven, J.W., Pechmann, J.C. & Ruff, L.J. (1980). Time dependent gravity in Southern California May 1974-April 1979. J. Geophys. Res., 85, B8, 4563-4573.