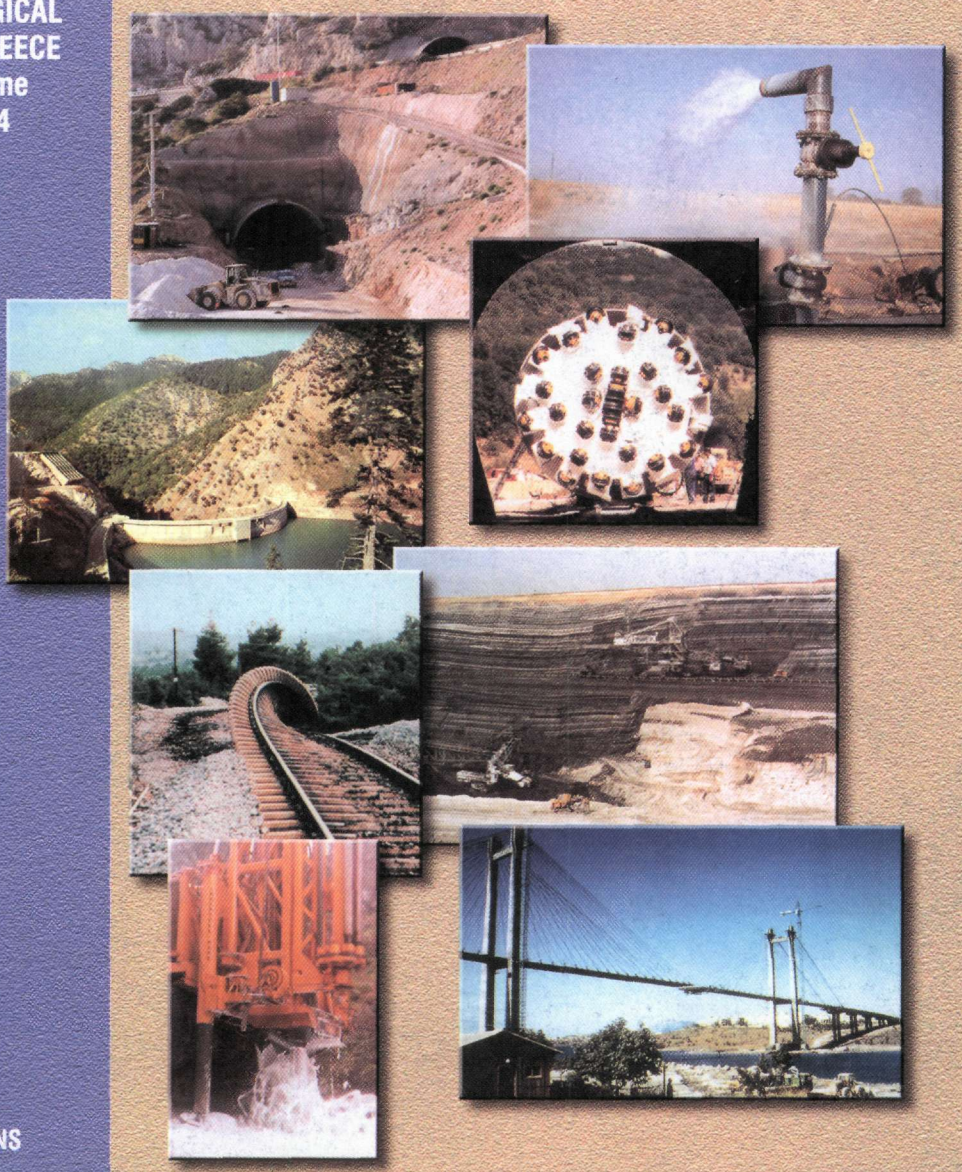
ΔΕΛΤΙΟ
ΤΗΣ ΕΛΛΗΝΙΚΗΣ
ΓΕΩΛΟΓΙΚΗΣ ΕΤΑΙΡΙΑΣ
BULLETIN
OF THE GEOLOGICAL
SOCIETY OF GREECE
Τόμος / Volume
XXXIV, No 4

9° ΔΙΕΘΝΕΣ ΣΥΝΕΔΡΙΟ
ΤΗΣ ΕΛΛΗΝΙΚΗΣ ΓΕΩΛΟΓΙΚΗΣ ΕΤΑΙΡΙΑΣ
ΜΕ ΕΜΦΑΣΗ ΣΤΗ ΣΥΜΒΟΛΗ ΤΩΝ ΓΕΩΕΠΙΣΤΗΜΩΝ ΣΤΗΝ ΑΝΑΠΤΥΞΗ

9TH INTERNATIONAL CONGRESS
OF THE GEOLOGICAL SOCIETY OF GREECE
WITH EMPHASIS ON THE CONTRIBUTION OF GEOSCIENCES TO DEVELOPMENT



ΑΘΗΝΑ / ATHENS
2001

9ο ΔΙΕΘΝΕΣ ΣΥΝΕΔΡΙΟ
ΤΗΣ ΕΛΛΗΝΙΚΗΣ ΓΕΩΛΟΓΙΚΗΣ ΕΤΑΙΡΙΑΣ

με έμφαση στην συμβολή των Γεωεπιστημών στην Ανάπτυξη

Υπό την Αιγίδα του
Υπουργείου Περιβάλλοντος, Χωροταξίας και Δημοσίων Έργων
και την υποστήριξη του Υπουργείου Πολιτισμού

9th INTERNATIONAL CONGRESS
OF THE GEOLOGICAL SOCIETY OF GREECE

with emphasis on the contribution of Geosciences to Development

Under the aegis of the
Ministry of Environment, Physical Planning and Public Works
and the support of the Ministry of Culture

ΠΡΑΚΤΙΚΑ
PROCEEDINGS

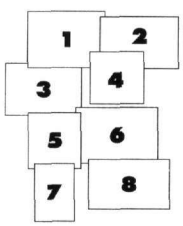
ΕΠΙΜΕΛΕΙΑ ΕΚΔΟΣΗΣ

Π. Γ. ΜΑΡΙΝΟΣ
Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο
Γ. ΤΣΙΑΜΠΑΟΣ
Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο
Α. ΑΛΕΞΟΠΟΥΛΟΣ
Εθνικό & Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών
Β. ΤΣΑΠΡΑΛΗΣ
Ινστιτούτο Γεωλογικών & Μεταλλευτικών Ερευνών
Θ. ΡΟΝΤΟΓΙΑΝΝΗ
Ινστιτούτο Γεωλογικών & Μεταλλευτικών Ερευνών
Ε. ΜΩΡΑΪΤΗ
Ινστιτούτο Γεωλογικών & Μεταλλευτικών Ερευνών

EDITORS

P. G. MARINOS
National Technical University of Athens
G. TSIAMBAOS
National Technical University of Athens
A. ALEXOPOULOS
National & Kapodistrian University of Athens
V. TSAPRALIS
Institute of Geology & Mineral Exploration
TH. RONDOYANNI
Institute of Geology & Mineral Exploration
E. MORAITI
Institute of Geology & Mineral Exploration

ΑΘΗΝΑ, ΣΕΠΤΕΜΒΡΙΟΣ 2001



ΦΩΤΟΓΡΑΦΙΕΣ ΕΞΩΦΥΛΛΟΥ

1) Συγκοινωνιακά Έργα Κακιάς Σκάλας ΠΑΘΕ και ΕΡΓΟΣΕ. Εξάρτηση χάραξης από την ρηξιγενή τεκτονική.
2) Έρευνα και εκμετάλλευση γεωθερμίας. Συμβολή της γεωλογίας στον εντοπισμό και έρευνα γεωθερμικών πεδίων (φωτογραφία ΙΓΜΕ).
3) Τοξωτό φράγμα Πλαστήρα (Ταυρωπού). Η θέση επελέγη ύστερα από σωστή εκτίμηση της περατότητας των ασβεστολίθων της Πίνδου.
4) Μηχάνημα ολομέτωπης κοπής (TBM) για την κατασκευή της σήραγγας Ευήνου- Μόρνου. Η γνώση των γεωλογικών συνθηκών επέτρεψε την σωστή επιλογή των μηχανημάτων διάτρησης και την ασφαλή και έγκαιρη ολοκλήρωση του έργου (φωτογραφία ΥΠΕΧΩΔΕ)
5) Κατολίσθηση Μαλακάσας. Συμβολή της Γεωλογίας στην κατανόηση του μηχανισμού ολίσθησης και στην μελέτη και κατασκευή των μέτρων αντιμετώπισης.
6) Λιγνιτωρυχεία Πτολεμαΐδας. Συμβολή της γεωλογίας στην έρευνα και εκμετάλλευση (Φωτογραφία ΙΓΜΕ).
7) Υδρογεώτρηση. Συμβολή της γεωλογίας στον εντοπισμό, μελέτη, εκμετάλλευση και διαχείριση υπογείων νερών (Φωτογραφία ΙΓΜΕ)
8) Υψηλή καλωδιωτή Γέφυρα Χαλκίδας. Συμβολή της γεωλογίας στην επιλογή και διαστασιολόγηση της θεμελίωσης: πάσσαλοι τριβής στους καλυμμένους οφιολίθους της Βοιωτικής ακτής.

ΕΛΛΗΝΙΚΗ ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΕΤΑΙΡΙΑ
ΔΙΟΙΚΗΤΙΚΟ ΣΥΜΒΟΥΛΙΟ

(που εξελέγη στη Γενική Συνέλευση των μελών της Εταιρίας τον Μάρτιο του 2000)

ΠΡΟΕΔΡΟΣ	Ηλίας ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ, *Καθηγητής Πανεπιστημίου Αθηνών*
ΑΝΤΙΠΡΟΕΔΡΟΣ	Βασίλειος ΧΡΗΣΤΑΡΑΣ, *Αναπλ. Καθηγητής Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης*
ΓΕΝ. ΓΡΑΜΜΑΤΕΑΣ	Θεοδώρα ΡΟΝΤΟΓΙΑΝΝΗ, *Δρ Γεωλόγος Ι.Γ.Μ.Ε.*
ΕΙΔ. ΓΡΑΜΜΑΤΕΑΣ	Σπύρος ΠΑΥΛΙΔΗΣ, *Καθηγητής Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης*
ΤΑΜΙΑΣ	Ευγενία ΜΩΡΑΪΤΗ, *Γεωλόγος Ι.Γ.Μ.Ε.*
ΕΦΟΡΟΣ	Βασίλειος ΤΣΕΛΕΠΙΔΗΣ, *Γεωλόγος Ι.Γ.Μ.Ε.*
ΜΕΛΗ	Απόστολος ΑΛΕΞΟΠΟΥΛΟΣ, *Επίκ. Καθηγητής Πανεπιστημίου Αθηνών*
	Νικόλαος ΖΟΥΡΟΣ, *Επίκ. Καθηγητής Πανεπιστημίου Αιγαίου*
	Δημήτριος ΓΑΛΑΝΑΚΗΣ, *Δρ Γεωλόγος, Ι.Γ.Μ.Ε.*

GEOLOGICAL SOCIETY OF GREECE
BOARD OF DIRECTORS

(elected at the General Assembly of the members of the Society on March 2000)

PRESIDENT	Ilias MARIOLAKOS, *Professor, University of Athens*
VICE-PRESIDENT	Vasilios CHRISTARAS, *Assoc. Professor, University of Thessaloniki*
SECRETARY- GENERAL	Theodora RONDOYANNI, *Dr Geologist, I.G.M.E.*
EXECUTIVE SECRETARY	Spiros PAVLIDIS, *Professor, University of Thessaloniki*
TREASURER	Eugenia MORAITI, *Geologist, I.G.M.E.*
TRUSTEE	Vasilios TSELEPIDIS, *Geologist, I.G.M.E.*
MEMBERS	Apostolos ALEXOPOULOS, *Assis. Professor, University of Athens*
	Nikolaos ZOUROS, *Assis. Professor, University of the Aegean*
	Dimitrios GALANAKIS, *Dr Geologist, I.G.M.E.*

ΟΡΓΑΝΩΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ 9ου ΣΥΝΕΔΡΙΟΥ

ΠΡΟΕΔΡΟΣ
Παύλος Γ. ΜΑΡΙΝΟΣ, *Καθηγητής Εθνικού Μετσόβιου Πολυτεχνείου*

ΑΝΤΙΠΡΟΕΔΡΟΣ
Νικόλαος ΦΥΤΡΟΛΑΚΗΣ, *Καθηγητής Εθνικού Μετσόβιου Πολυτεχνείου*

ΓΕΝΙΚΟΣ ΓΡΑΜΜΑΤΕΑΣ
Γεώργιος ΤΣΙΑΜΠΑΟΣ, *Επίκ. Καθηγητής Εθνικού Μετσόβιου Πολυτεχνείου*

ΕΙΔΙΚΟΣ ΓΡΑΜΜΑΤΕΑΣ
Απόστολος ΑΛΕΞΟΠΟΥΛΟΣ, *Επίκ. Καθηγητής Πανεπιστημίου Αθηνών*

ΤΑΜΙΑΣ
Ευγενία ΜΩΡΑΪΤΗ, *Γεωλόγος Ι.Γ.Μ.Ε.*

ΜΕΛΗ
Νικόλαος ΛΑΜΠΡΑΚΗΣ, *Αναπλ. Καθηγητής Πανεπιστημίου Πατρών*
Στυλιανός ΛΟΖΙΟΣ, *Λέκτορας Πανεπιστημίου Αθηνών*
Αντώνιος ΜΕΤΤΟΣ, *Δρ. Γεωλόγος Ι.Γ.Μ.Ε.*
Ταξιάρχης ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΣ, *Αναπλ. Καθηγητής Πανεπιστημίου Αθηνών*
Βασίλειος ΠΕΡΔΙΚΑΤΣΗΣ, *Δρ. Γεωλόγος, Ι.Γ.Μ.Ε.*
Θεοδώρα ΡΟΝΤΟΓΙΑΝΝΗ, *Δρ. Γεωλόγος Ι.Γ.Μ.Ε.*
Βασίλειος ΤΣΑΠΡΑΛΗΣ, *Δρ. Γεωλόγος Ι.Γ.Μ.Ε.*
Βασίλειος ΤΣΕΛΕΠΙΔΗΣ, *Γεωλόγος Ι.Γ.Μ.Ε.*
Βασίλειος ΧΡΗΣΤΑΡΑΣ, *Αναπλ. Καθ. Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης*

ΓΡΑΜΜΑΤΕΙΑ ΤΟΥ ΣΥΝΕΔΡΙΟΥ
Ελισσάβετ ΧΑΤΖΗΧΑΡΑΛΑΜΠΟΥΣ

ORGANIZING COMMITTEE OF THE 9th CONGRESS

PRESIDENT
Paul G. MARINOS, *Professor, National Technical University of Athens*

VICE-PRESIDENT
Nikolaos FYTROLAKIS, *Professor, National Technical University of Athens*

GENERAL SECRETARY
Georgios TSIAMBAOS *Assis. Professor, National Technical University of Athens*

EXECUTIVE SECRETARY
Apostolos ALEXOPOULOS, *Assis. Professor, University of Athens*

TREASURER
Eugenia MORAITI, *Geologist, I.G.M.E.*

MEMBERS
Vasilios CHRISTARAS, *Assoc. Professor, University of Thessaloniki*
Stilianos LOZIOS, *Lecturer, University of Athens*
Antonios METTOS, *Dr Geologist, I.G.M.E.*
Taxiarchis PAPADOPOULOS, *Assoc. Professor, University of Athens*
Vasilios PERDIKATSIS, *Dr Geologist I.G.M.E.*
Theodora RONDOYANNI, *Dr Geologist I.G.M.E.*
Vasilios TSAPRALIS, *Dr Geologist I.G.M.E.*
Vasilios TSELEPIDIS, *Geologist I.G.M.E.*

CONGRESS SECRETARIAT
Elissavet CHATZIHARALAMBOUS

ΥΠΟΣΤΗΡΙΚΤΕΣ ΚΑΙ ΧΟΡΗΓΟΙ
ΤΟΥ 9ο ΔΙΕΘΝΟΥΣ ΣΥΝΕΔΡΙΟΥ ΤΗΣ ΕΛΛΗΝΙΚΗΣ ΓΕΩΛΟΓΙΚΗΣ ΕΤΑΙΡΙΑΣ

Συνέδριο υπό την Αιγίδα του
ΥΠΟΥΡΓΕΙΟΥ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ, ΧΩΡΟΤΑΞΙΑΣ ΚΑΙ ΔΗΜΟΣΙΩΝ ΕΡΓΩΝ

την υποστήριξη του
ΥΠΟΥΡΓΕΙΟΥ ΠΟΛΙΤΙΣΜΟΥ

και τη συμβολή των
ΙΝΣΤΙΤΟΥΤΟ ΓΕΩΛΟΓΙΚΩΝ & ΜΕΤΑΛΛΕΥΤΙΚΩΝ ΕΡΕΥΝΩΝ
ΟΡΓΑΝΙΣΜΟΣ ΑΝΤΙΣΕΙΣΜΙΚΟΥ ΣΧΕΔΙΑΣΜΟΥ & ΠΡΟΣΤΑΣΙΑΣ
ΓΕΝΙΚΗ ΓΡΑΜΜΑΤΕΙΑ ΠΟΛΙΤΙΚΗΣ ΠΡΟΣΤΑΣΙΑΣ

ΧΟΡΗΓΟΙ (Μέχρι 31-8-2001)

ΕΘΝΙΚΟ & ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ
ΕΘΝΙΚΟ ΜΕΤΣΟΒΙΟ ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ
ΓΕΩΤΕΧΝΙΚΟ ΕΠΙΜΕΛΗΤΗΡΙΟ ΕΛΛΑΔΑΣ
ΕΘΝΙΚΟ ΚΕΝΤΡΟ ΘΑΛΑΣΣΙΩΝ ΕΡΕΥΝΩΝ
ΔΗΜΟΣΙΑ ΕΠΙΧΕΙΡΗΣΗ ΗΛΕΚΤΡΙΣΜΟΥ

ΕΓΝΑΤΙΑ ΟΔΟΣ Α.Ε.
ΕΡΓΟΣΕ Α.Ε.

ΧΟΡΗΓΟΙ (Μέχρι 31-8-2001)

ΑΕΓΕΚ ΑΕ
ΑΚΤΩΡ ΑΤΕ
ΑΕΕ ΑΡΓΥΡΟΜΕΤΑΛΛΕΥΜΑΤΩΝ & ΒΑΡΥΤΙΝΗΣ
ΑΤΤΙΚΗ ΟΔΟΣ
ΓΕΦΥΡΑ ΑΕ (ΡΙΟ- ΑΝΤΙΡΡΙΟ)
ΔΕΛΦΟΙ-ΔΙΣΤΟΜΟΝ ΑΜΕ
ΕΔΡΑΣΗ- Χ. ΨΑΛΛΙΔΑΣ ΑΤΕ
ΕΛΛΗΝΙΚΗ ΤΕΧΝΟΔΟΜΙΚΗ ΑΕ
ΛΑΡΚΟ ΑΕ
ΜΕΤΑΛΛΕΥΤΙΚΗ ΘΡΑΚΗΣ ΑΕ
Κ. Ι. ΣΑΡΑΝΤΟΠΟΥΛΟΣ ΑΕ

ΑΔΚ ΑΕ
ΓΑΜΜΑ 4 ΕΠΕ
ΓΕΩΣΚΟΠΙΟ ΑΤΕ
ΕΔΑΦΟΜΗΧΑΝΙΚΗ ΑΕ
ΟΔΟΤΕΧΝΙΚΗ ΕΠΕ
ΟΚ ΜΕΛΕΤΗΤΙΚΗ ΕΠΕ
ΟΜΙΛΟΣ ΤΕΧΝΙΚΩΝ ΜΕΛΕΤΩΝ ΑΤΕ
ΠΕΡΛΕΡΟΣ Β. & ΣΥΝΕΡΓΑΤΕΣ
SGI- TRADEMCO SA
ΣΩΤΗΡΟΠΟΥΛΟΣ & ΣΥΝΕΡΓΑΤΕΣ ΑΕ
ΣΥΝΔΕΣΜΟΣ ΓΕΩΛΟΓΩΝ ΜΕΛΕΤΗΤΩΝ

Η Οργανωτική Επιτροπή του 9ου Διεθνούς Συνεδρίου της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας ευχαριστεί θερμά τα ανωτέρω Υπουργεία και Ινστιτούτα Ερευνών, Οργανισμούς, Εταιρίες και Γραφεία Μελετών που με την οικονομική και ηθική τους συμβολή στήριξαν την πραγματοποίηση του συνεδρίου

ΔΟΜΗ ΠΡΑΚΤΙΚΩΝ- SCHEME OF THE PROCEEDINGS

ΤΟΜΟΣ 1 - VOLUME 1

ΓΕΝΙΚΗ ΓΕΩΛΟΓΙΑ - GENERAL GEOLOGY
ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ - TECTONICS
ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ - GEOMORPHOLOGY

ΤΟΜΟΣ 2 - VOLUME 2

ΠΑΛΑΙΟΝΤΟΛΟΓΙΑ - PALAEONTOLOGY
ΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑ - STRATIGRAPHY
ΘΑΛΑΣΣΙΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑ - MARINE GEOLOGY
ΙΖΗΜΑΤΟΛΟΓΙΑ - SEDIMENTOLOGY
ΓΕΩΤΟΠΟΙ - GEOSITES

ΤΟΜΟΣ 3 - VOLUME 3

ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑ- MINERALOGY
ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑ- PETROLOGY
ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΑ- ORE DEPOSITS
ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ- GEOCHEMISTRY
ΒΙΟΜΗΧΑΝΙΚΑ ΟΡΥΚΤΑ - INDUSTRIAL MINERALS
ΕΝΕΡΓΕΙΑΚΕΣ ΠΡΩΤΕΣ ΥΛΕΣ - ENERGY RESOURCES

ΤΟΜΟΣ 4 - VOLUME 4

ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΗ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ - APPLIED GEOPHYSICS
ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΑ - SEISMOLOGY

ΤΟΜΟΣ 5 - VOLUME 5

ΤΕΧΝΙΚΗ ΓΕΩΛΟΓΙΑ - ENGINEERING GEOLOGY
ΥΔΡΟΓΕΩΛΟΓΙΑ - HYDROGEOLOGY
ΤΗΛΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗ - REMOTE SENSING

ΤΟΜΟΣ 6 (ΜΕΤΑΣΥΝΕΔΡΙΑΚΟΣ) - VOLUME 6 (POST - CONGRESS)

ΕΙΔΙΚΕΣ ΚΑΙ ΠΡΟΣΚΕΚΛΗΜΕΝΕΣ ΟΜΙΛΙΕΣ - INVITED & SPECIAL LECTURES

Η Οργανωτική Επιτροπή εκφράζει θερμές ευχαριστίες για τη πολύτιμη συνδρομή των κριτών στο δύσκολο έργο της κρίσης των εργασιών και τη συμβολή τους στην απόκτηση Πρακτικών υψηλού επιστημονικού επιπέδου.

Κάθε εργασία κρίθηκε από δύο κριτές. Σε ελάχιστες μόνο εργασίες όπου οι απόψεις των δύο κριτών διέφεραν ριζικά, ζητήθηκε η άποψη και τρίτου κριτή ώστε η Οργανωτική Επιτροπή, στη συνέχεια με ευθύνη της, να διαμορφώσει την τελική απόφασή της. Ως εκ της διαδικασίας της κρίσεως, ο κατάλογος των κριτών δεν δημοσιεύεται.

Η Οργανωτική Επιτροπή δε φέρει ευθύνη ως προς το περιεχόμενο και τις απόψεις που εκφράζονται στις εργασίες και οι οποίες είναι προσωπικές των συγγραφέων.

The Organizing Committee expresses special thanks for the valuable contribution of the reviewers for their assistance in producing high quality scientific proceedings.

Every paper was subjected to the scrutiny of two reviewers. Only in few papers for which the opinions of the reviewers were radically different, the opinion of a third reviewer was asked so that the Organizing Committee could take its final decision.

The Organizing Committee is not responsible for the content of the papers, the statements made or for the opinions expressed in these volumes.

ΤΑ ΣΥΝΕΔΡΙΑ ΤΗΣ ΕΓΕ

1ο ΔΙΗΜΕΡΟ, ΑΘΗΝΑ, 1983, Δελτίο XVII
2ο ΔΙΗΜΕΡΟ, ΑΘΗΝΑ, 1984, Δελτίο XIX
3ο ΣΥΝΕΔΡΙΟ, ΑΘΗΝΑ 1986, Δελτίο XX
4ο ΣΥΝΕΔΡΙΟ, ΑΘΗΝΑ, 1988, Δελτίο XXIII
5ο ΣΥΝΕΔΡΙΟ, ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ, 1990, Δελτίο XXV
6ο ΣΥΝΕΔΡΙΟ, ΑΘΗΝΑ, 1992, Δελτίο XXVIII
7ο ΣΥΝΕΔΡΙΟ, ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ, 1994, Δελτίο XXX
8ο ΣΥΝΕΔΡΙΟ, ΠΑΤΡΑ, 1998, Δελτίο XXXII

THE CONGRESSES OF THE G.S.G.

1ST MEETING, ATHENS, 1983, Bull. XVII
2ND MEETING, ATHENS, 1984, Bull. XIX
3RD CONGRESS, ATHENS, 1986, Bull. XX
4TH CONGRESS, ATHENS, 1988, Bull. XXIII
5TH CONGRESS, THESSALONIKI, 1990, Bull. XXV
6TH CONGRESS, ATHENS, 1992, Bull. XXVIII
7TH CONGRESS, THESSALONIKI, 1994, Bull. XXX
8TH CONGRESS, PATRA, 1998, Bull. XXXII

Πληροφορίες για την αγορά Πρακτικών των προηγούμενων Συνεδρίων στα γραφεία της Ε.Γ.Ε. (Τηλέφωνο & Φαξ: 7644677)

Information for the purchase of the Proceedings of the previous Congresses is given at G.S.G. offices (Tel. & Fax: +3010-7644677)

ISSN: 0438-9557

Copyright © 2001 από την Ελληνική Γεωλογική Εταιρία, by the Geological Society of Greece

Σελιδοποίηση, Επιμέλεια παραγωγής: Hurricane, Παύλος Παυλίδης, 010 9598780
Εκτύπωση: Β. & Κ. Χριστοδούλου, Μαυρομιχάλη 134, Αθήνα
Βιβλιοδεσία: Η. Θεοδωρόπουλος, Στυμφαλίας 8, Περιστέρι

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Το Δελτίο XXXIV της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας περιλαμβάνει τα Πρακτικά του 9ου Διεθνούς Συνεδρίου της Εταιρίας, της 26ης έως 28ης Σεπτεμβρίου 2001. Η Οργανωτική Επιτροπή του Συνεδρίου με ιδιαίτερη ικανοποίηση παραδίδει τους 5 τόμους των Πρακτικών με την έναρξη του Συνεδρίου, γεγονός που θα επιτρέψει στους Συνέδρους μια πιο αποτελεσματική παρακολούθηση των εργασιών του.

Οι 5 τόμοι καλύπτουν όλο το φάσμα των Γεωεπιστημών περιλαμβάνοντας νέες πληροφορίες και ευρήματα σε θέματα βασικής έρευνας αλλά και εφαρμογών, προβάλλοντας τόσο την ανάγκη της θεμελιώδους γνώσης όσο και την αξιοποίηση της γνώσης αυτής στην ορθολογική ανάπτυξη και στην βελτίωση της ποιότητας της ζωής του ανθρώπου. Η ανταπόκριση των γεωπιστημόνων από την Ελλάδα και το εξωτερικό υπήρξε εντυπωσιακή και τους ευχαριστούμε. Στα Πρακτικά περιλαμβάνονται 248 εργασίες, εκ των οποίων ένας ιδιαίτερα μεγάλος αριθμός, σχεδόν οι μισές, δημοσιεύονται στην αγγλική γλώσσα δίνοντας την ευκαιρία της ευρύτερης, διεθνώς, χρήσης του Επιστημονικού Δελτίου της Εταιρίας μας. Περιμένουμε ότι όλοι οι συγγραφείς θα έχουν και προσωπική συμμετοχή στο Συνέδριο και όλοι μας θα έχουμε την ευκαιρία ζωντανής αμοιβαίας επικοινωνίας, εποικοδομητικών συζητήσεων και σύσφιξης των επιστημονικών σχέσεων.

Και στο Συνέδριο αυτό παρουσιάζεται ένας αξιόλογος αριθμός εργασιών από τον ευρύτερο μας γεωγραφικό περιβάλλον που προωθούν την έρευνα και στις γειτονικές χώρες. Προσφέρεται συνεπώς ένας γόνιμος χώρος στον οποίο θα μπορεί να δώσει έμφαση η Ελληνική Γεωλογική Εταιρία στο επόμενο Συνέδριο της: Εμφαση στην Γεωλογία των Βαλκανίων.

Ολες οι εργασίες που δημοσιεύονται πέρασαν την, επωφελή για όλους, βάσανο της επιστημονικής κρίσεως. Η διαδικασία που ακολουθήθηκε ήταν η διεθνώς καθιερωμένη στα επιστημονικά περιοδικά, με εξωτερικούς κριτές, διαδικασία που έχει καθιερωθεί με επιτυχία στα Συνέδρια της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, παρ' όλες τις όποιες αναπόφευκτες αδυναμίες και για τον περιορισμό των οποίων έγιναν εφέτος ορισμένες μικρές αλλαγές διαδικαστικού χαρακτήρα. Πλήθος αναγνωρισμένων επιστημόνων όλων των ειδικοτήτων συμμετείχαν στη διαδικασία κρίσης των εργασιών. Εκ μέρους της Οργανωτικής Επιτροπής τους ευχαριστώ για το σοβαρό έργο που προσέφεραν και για την συμβολή τους στην προσπάθεια απόκτησης Πρακτικών υψηλού επιπέδου.

Στο 9ο αυτό Συνέδριο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, η Οργανωτική Επιτροπή έκρινε ότι θα ήταν ιδιαίτερα χρήσιμο για όλους μας, αλλά ιδιαίτερα για τους νέους συναδέλφους, η πρόταξη στις συνεδρίες, προσκεκλημένων ομιλιών που να αγκαλιάζουν ευρύτερα το θέμα της συνεδρίας, να παρουσιάζουν μια υψηλού επιπέδου επισκόπηση, μια κριτική παρουσίαση της υφισταμένης γνώσης, τις νέες απόψεις και τις σημερινές τάσεις έρευνας. Ευχαριστούμε θερμώς τους ομιλητές για τον χρόνο και τον κόπο που διέθεσαν για την υλοποίηση της προσφοράς αυτής. Ενας ειδικός τόμος, ο έκτος, θα περιλαμβάνει τις εργασίες των προσκεκλημένων αυτών ομιλητών. Η έκδοση του θα είναι πιστεύουμε άμεση αφού ήδη η Οργανωτική Επιτροπή έχει στα χέρια της τα περισσότερα κείμενα.

Οπως έχει καθιερωθεί, στη διάρκεια κάθε Συνεδρίου της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας δίνεται έμφαση σε θέμα επικαιρότητας ή ιδιαιτέρου ενδιαφέροντος. Στο 9ο αυτό Συνέδριο η έμφαση δίδεται στην συμβολή των Γεωεπιστημών στην Ανάπτυξη. Η έμφαση αυτή υλοποιείται με ειδικές παρουσιάσεις, σε ανοικτές συνεδριάσεις, από Υπουργεία, Ερευνητικά Ινστιτούτα, Οργανισμούς και Εταιρείες, όπου θα παρουσιασθεί και θα υπογραμμισθεί η συμβολή της Γεωλογίας στην αναζήτηση και εκμετάλλευση ορυκτών πόρων, στην προστασία έναντι φυσικών καταστροφών και στην μελέτη, κατασκευή και λειτουργία των έργων υποδομής. Σχετικώς με τα τελευταία, στη χώρα μας παρατηρείται αυτή την περίοδο ένας οργασμός, κυρίως στην κατασκευή μεγάλων συγκοινωνιακών έργων. Η σωστή κατανόηση των γεωλογικών συνθηκών των περιοχών που διατρέχονται από τα έργα αυτά, της προελεύσεως, συστάσεως και γεωλογικής ιστορίας κάθε σχηματισμού, αποτελούν θεμελιώδη προϋπόθεση για την αντιμετώπιση των τεχνικών θεμάτων σχεδιασμού και κατασκευής τους. Είμαστε ιδιαίτερα ευγνώμονες προς το Υπουργείο Περιβάλλοντος, Χωροταξίας και Δημοσίων Εργων, που αναγνωρίζοντας τη συμβολή της Γεωλογίας έθεσε το Συνέδριο υπό την αιγίδα του. Η Οργανωτική Επιτροπή ελπίζει ότι θα μπορέσει να δημοσιεύσει το περιεχόμενο των ειδικών αυτών παρουσιάσεων σε μια μετασυνεδριακή ειδική έκδοση.

Αν οι βασικοί τόμοι του Συνεδρίου παραδίδονται εγκαίρως στους συνέδρους και την επιστημονική κοινότητα, αυτό γίνεται χάρις στην οικονομική συμπαράσταση πολλών. Θεωρούμε λοιπόν βαθιά υποχρέωση μας να

ευχαριστήσουμε θερμά εκτός από το Υπουργείο Περιβάλλοντος Χωροταξίας και Δημόσιων Εργων, το Υπουργείο Πολιτισμού, τα Ερευνητικά Ινστιτούτα, Α.Ε.Ι. και τους άλλους χορηγούς, εταιρίες του Δημοσίου και ιδιωτικές εταιρίες που με τόση προθημεία ανταποκρίθηκαν στην πρόσκληση μας.

Ας μου επιτραπεί τέλος να εκφράσω τις προσωπικές μου ευχαριστίες προς όλους τους συναδέλφους της Οργανωτικής Επιτροπής για την συλλογική προσπάθεια που καταβλήθηκε και την έξοχη συνεργασία, καθώς να ευχαριστήσω και τον Επιμελητή της εκτύπωσης κ. Παύλο Παυλίδη και την φοιτήτρια του Γεωλογικού Τμήματος του Πανεπιστημίου Αθηνών Ελισάβετ Χατζηχαραλάμπους για την πρόθυμη και υπεύθυνη εργασία που προσέφεραν στην προετοιμασία των τόμων.

Παύλος Γ. Μαρίνος
Πρόεδρος
της Οργανωτικής Επιτροπής

Αθήνα, 3 Σεπτεμβρίου 2001

PROLOGUE

The Bulletin XXIV of the Geological Society of Greece contains the papers of the 9th International Congress of the Society. The five volumes of the bulletin cover the whole spectrum of Earth Sciences with new information and findings from basic research as well as applied issues. The response of geoscientists from Greece and many other countries has been impressive. A total of 248 papers are included in the Proceedings, half of which are in English, giving, thus, the possibility for a wider use of the Bulletin worldwide. All papers were subjected to the scrutiny of reviewers following the international standards, applied by all reputed journals. The Organizing Committee expresses special thanks for the valuable contribution of the reviewers for their assistance in producing high quality proceedings.

A considerable number of papers deals with the geology of other countries in the Balkans and our next congress could considerably contribute on this issue by putting its emphasis on this region of Europe.

In the 9th International Congress, key note lectures preceed the thematic sessions with the goal to present a critical review on a main topic or to present findings of particular interest. A sixth volume will include the papers from these keynote lectures and will be published soon after the Congress takes place. We are deeply thankful for the contribution of the key lecturers.

In this Congress, special emphasis is given to the contribution of Geosciences to a nation's Development. Special presentations are scheduled on this contribution focusing on the investigation and exploitation of natural resources, on the protection from natural hazards and on the design and construction of infrastructure works in Greece.

Warm thanks are finally addressed to all my colleagues of the Organizing Committee for our excellent and efficient collaboration. To all supporters and sponsors we are truly grateful.

Paul G. Marinos
President
of the Organizing Committee

Athens, 3 September 2001

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ – CONTENTS

ΤΟΜΟΣ 1 – VOLUME 1

ΓΕΝΙΚΗ ΓΕΩΛΟΓΙΑ, ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΓΕΩΛΟΓΙΑ, ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ
GENERAL GEOLOGY, TECTONICS, GEOMORPHOLOGY

ΓΕΝΙΚΗ ΓΕΩΛΟΓΙΑ – GENERAL GEOLOGY

Αλεξόπουλος, Α. & Ε., Μωραϊτη: Συμβολή στη γνώση της γεωλογίας της Αττικής. Η Χερσόνησος της Λομβάρδας (Ζωστήρ)

Contribution to the knowledge of the geology of Attica. The Peninsula of Lomvarda (Zostir) 3

Λέκκας, Ε., Δανάμος, Γ. & Γ., Μαυρίκας: Γεωλογική δομή και εξέλιξη των νήσων Κεφαλλονιάς και Ιθάκης

Geological Structure and Evolution of Kefallonia and Ithaki islands 11

Λέκκας, Ε. Λ., Λόζιος, Σ.Γ. & Γ.Δ., Δανάμος: Γεωλογική και τεκτονική δομή της περιοχής μεταξύ των ορέων Αιγάλεω και Πάρνηθας (Αττική, Ελλάδα) και η σημασία τους στον αντισεισμικό σχεδιασμό

Geological and tectonic structure of the area between Aigaleo and Parnitha Mt. (Attica, Greece) and their importance to antiseismic planning 19

Μανούτσογλου, Ε., Σπυρίδωνος, Ε., Soujon, A. & V., Jacobshagen: Αναθεώρηση του γεωλογικού χάρτη και τρισδιάστατη προσομοίωση της γεωλογικής δομής της ευρύτερης περιοχής του φαραγγιού της Σαμαριάς, Δ. Κρήτη

Revision of the geological map and 3D modelling of the geological structure of the Samaria Gorge Region, W. Crete 29

Μαριολάκος, Η., Φουντούλης, Ι. & Ι., Λαδάς: Παλαιογεωγραφική εξέλιξη της ΝΔ Πελοποννήσου κατά το Τεταρτογενές

Paleogeographic Evolution of SW Peloponnesus during Quaternary 37

Σκούρτσος, Ε., Αλεξόπουλος, Α., Ζαμπετάκη-Λέκκα, Α. & Σ., Λέκκας: Η παρουσία των εσωτερικών Ελληνίδων στην οροσειρά του Πάρνωνα, Κεντροανατολική Πελοπόννησος

The occurrence of the Internal Hellenides on Parnon mountain range, Centraleastern Peloponnesus 47

Angelova, D.: Quaternary geology, geomorphology and tectonics in the Ogosta river valley system, the Danubian plain (Bulgaria) 55

Atzemoglou, A., Kondopoulou, D. & I., Zananiri: Paleomagnetism and magnetic fabrics of the Almopias, Thessaly and Milos volcanics. Implications for the regional deformation 61

Guzzetta, G. & I. Repola: The so called "triassic breccias" of the Ionian zone in Greece and Albania: Their stratigraphic position and the ensuing tectonic implications 69

Krohe, A. & E. Mposkos: Structural evolution and exhumation history of the Rhodope UHP-HP metamorphic province (Northern Greece) 75

Lekkas, E., Danamos, G., Skourtsos, E. & D. Sakellariou: The occurrence and geodynamic significance of the volcano-sedimentary Tyros-beds (base of the Gavrovo-Tripolis unit) on Rhodes island, Dodekanese, SE Aegean 83

Most, T., Frisch, W., Dunkl, I., Kadosa, B., Boev, B., Avgerinas, A. & A., Kilias: Geochronological and structural investigations of the Northern Pelagonian crystalline zone. Constraints from K/Ar and zircon and apatite fission track dating. 91

Petrakakis, K., Faupl P., Migiros, G. & A., Pavlopoulos: Pre-tertiary blueschist facies metamorphism in the Hellenides evidenced by detrital blue amphiboles in the Paleocene flysch of the Othrys mountain 97

Photiades, A. & N., Carras: Stratigraphy and geological structure of the Lavrion area (Attica, Greece) 103

Photiades, A. & F., Pomoni - Papaioannou: Contribution to the structural study of the Rhodiani ophiolites, Vourinos massif 111

ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΓΕΩΛΟΓΙΑ - TECTONICS

Αλεξόπουλος, Ι., Φουντούλης, Ι., Καμπούρης, Π., Μαριολάκος, Η. & Τ., Παπαδόπουλος: Γεωηλεκτρικές διασκοπήσεις στην έρευνα του καλυμμένου ρήγματος Τατοΐου

Geolectrical survey for Tatoi (Athens, Greece) blind fault 121

Αυγερινάς, Α., Κίλιας, Α., Κορωναίος, Α., Μουντράκης, Δ., Frisch, W., Dunkl, I. & T., Most: Τεκτονική εξέλιξη του Πελαγονικού κρυσταλλοσχιστώδους κατά την διάρκεια του Κρητιδικού (δυτικό τμήμα οροσειράς Βορά, Μακεδονία, Ελλάδα)

Cretaceous structural evolution of the Pelagonian crystalline in western Voras Mt (Macedonia, Northern Greece) 129

Κατριβάνος, Ε., Μουντράκης, Δ., Κίλιας, Α. & Σ., Παυλίδης: Πρώτα αποτελέσματα μελέτης της γεωλογικής δομής και της κινηματικής της παραμόρφωσης στο όρος Τζένα (υποζώνη Πάϊκου, Κεντρική Μακεδονία, Ελλάδα)

Preliminary results of the geological structure and kinematics of deformation in Mt. Tzena (Paikon subzone, Central Macedonia, Greece) 137

Κίλιας Α.: Βράδυ – Ορογενετική έκταση στις Ελληνίδες οροσειρές

Late orogenic extension in Hellenides 149

Λέκκας, Ε.Λ., Δανάμος, Γ.Δ. & Σ.Γ., Λόζιος: Νεοτεκτονική δομή και εξέλιξη της νήσου Λευκάδας

Neotectonic structure and evolution of Lefkada island 157

Μαριολάκος, Η., Φουντούλης, Ι. & Δ. Θεοχάρης: Νεοτεκτονική δομή και εξέλιξη της νήσου Σαλαμίνας

Neotectonic structure and evolution of Salamis island 165

Μαριολάκος, Η., Κράνης, Χ., Μαρουκιάν, Χ. & Ι., Φουντούλης: Τεκτονικά ελεγχόμενη εξέλιξη υδρογραφικών δικτύων στη Λοκρίδα (Στερεά Ελλάδα)

Tectonically controlled drainage evolution in Lokris (Central Greece) 175

Μαριολάκος, Η., Φουντούλης, Ι., Σιδέρης, Χ. & Θ., Χατούπης: Μορφονεοτεκτονική δομή του όρους Πάρνηθα Αττικής

The morphoneotectonic structure of Parnis Mt. (Attica, Greece) 183

Παπανικολάου, Ι.Δ. & Ε.Λ., Λέκκας: Φαινόμενα συνιζηματογενούς τεκτονισμού κατά τη μετάβαση από την ανθρακική στην κλαστική ιζηματογένεση στην Ιόνια ενότητα (περιοχή Μεσολόγγι)

Syn-sendimentary tectonics in the Ionian unit during the transition from carbonate to clastic sedimentation 191

Παυλίδης, Σ., Κουκουβέλας, Ι., Σταματόπουλος, Λ., Αγραφιώτης, Δ., Αλεξανδρής, Γ.Α., Ζυγούρη, Β. & Σ., Σμπόρας: Παλαιοσεισμολογική μελέτη του ανατολικού κλάδου του ρήγματος της Ελίκης (Κορινθιακός)

Paleoseismological investigation of the eastern "segment" of the Heliki fault, Gulf of Corinth, Greece 199

Σακελλαρίου, Δ., Ρουσάκης, Γ., Κράνης, Χ., Καμπέρη, Ε., Γεωργίου, Π. & Ν., Σκουλικίδης: Νεοτεκτονικές κινήσεις, ιζηματογένεση και διακύμανση της στάθμης της λίμνης Βεγορίτιδας στο Ανώτερο Τεταρτογενές

Neotectonic movements, sedimentation and water-level fluctuation of the Lake Vegoritis in Upper Quaternary 207

Σκούρτσος, Ε., Αλεξόπουλος, Α. & Σ., Λέκκας: Τεκτονική δομή και εξέλιξη της ανώτερης πλάκας του μεταμορφικού πυρήνα της Βλαχοκερασιάς (Κεντρική Πελοπόννησος)

Tectonic structure and evolution of the upper plate of Vlahokerasia Metaporphic core (Central Peloponnesus) 217

Φουντούλης, Ι. & Μ., Φούμελης: Ασσύμετρη ανάπτυξη υδρογραφικών δικτύων παράγων αναγνώρισης περιστροφών νεοτεκτονικών ρηξιτεμάχων. Η περίπτωση των λεκάνων Στουρναρορέματος και Μπελεσίτσα (Ν. Φωκίδας)

Asymmetric development of drainage networks as a factor for the recognition of neotectonic block rotation. The case of Stournarorema and Belesitsas basins (Fokida prefecture, Greece) 227

Flotte, N. & D., Sorel: Structural cross sections through the Corinth-Patras detachment fault-system in Northern Peloponnesus (Aegean Arc, Greece) 235

Kokkalas, S.: Tectonic evolution and stress field of the Kymi-Aliveri basin, Evia island, Greece 243

Kranis, H., Palyvos, N., Livaditis, G. & H.,Maroukian: The Hyambolis zone: geomorhological and tectonic evidence of a transverse structure in Lokris (Central Greece) 251

Metaxas, C., Angelopoulos, A., Lalechos, S & D., Foundoulis: Deep tectonic structure of Northwestern Attica, Greece: Geodynamic pattern of Athens earthquake 259

Mountrakis, D., Thomaidou, E., Zouros, N. & A., Kilias: Kinematic analysis and tertiary evolution of the Lesvos ophiolites and metamorphic sole (Aegean sea, Greece) 267

Mulugeta, G., Sokoutis, D. & M., Bonini: Stress control of frictional hangingwall accommodation above thrust ramps 275

Kranis, H.D. & D.I., Papanikolaou: Evidence for detachment faulting on the NE Parnassos mountain front (Central Greece) 281

Papanikolaou, D. & P., Nomikou: Tectonic structure and volcanic centers at the eastern edge of the aegean volcanic arc around Nisyros island 289

Papanikolaou, D., Metaxas, C. & G., Chronis: Neotectonic structure of the Lakonikos gulf 297

Papazachos, C.B., Vamvakaris, D.A., Vargemezis, G.N. & E.V., Aidona: A study of the active tectonics and deformation in the Mygdonia basin (N. Greece) using seismological and neotectonic data 303

Pavlides, S., Kociu, S., Mukelli, P., Hyseni, A. & N., Zouros: Arhaeological evidence for seismic activity in Butrinti (SW Albania)and neotectonics of the area 311

Prenjasi, E., Sina, M., Avdulaj, F. & Y., Sulaj: Tectonic relationship between the Druja (Gavrovo) and the Ionian zones of the Albania thrust belt 321

Ring, U.: Structure and deformation history of Astypalea island, Aegean Sea 329

Sverdrup, E., Skov, T., Solheim, M., Aarseth, E. & R.H., Gabrielsen: The use of field data from the faulted margin of the gulf of Corinth as input to the reservoir model of the Lavrans Field, Haltenbanken, offshore Norway 337

Tuktun, Z. & S., Pavlides: Small scale contractional-extensional structures and morphotectonics along the fault traces of Izmit-Cocaeli (Turkey) 1999 earthquake 345

Xypolias, P.: The rheological properties of rocks in a compressional ductile shear zone, pyllite-quartzite series, Peloponnese 353

ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ – GEOMORPHOLOGY

Βαϊόπουλος, Δ., Σκιάνης, Γ.Α., Τσάρμπος, Β. & Β., Σαμπώ: Ένα τρισδιάτατο μοντέλο μορφολογικής εξέλιξης ορεινού όγκου λόγω της διαβρωτικής δράσης των υδάτων

A 3-D Model the morphological evolution of a mountain, as a result of fluvial processes 363

Γαλανάκης, Δ.: Μορφολογική διαφοροποίηση της λεκάνης του Αλμυρού και ο ρόλος της πρόσφατης ρηξιγενούς τεκτονικής

Brittle tectonic and morphological alteration of Almyros basin 371

Καρύμπαλης, Ε., Τέγου, Μ. & Ο., Τσαλκιτζή: Διερεύνηση παραγόντων διαμόρφωσης των Δέλτα της Κεντρικής Ελλάδας

Study of delta formation factors at Central Greece 381

Λειβαδίτης, Γ. & Α., Αλεξούλη – Λειβαδίτη: Μορφολογία της νήσου Τήνου

Geomorphology of the island of Tinos 389

Λυκούδη, Ε.: Γεωμορφολογική εξέλιξη της λεκάνης απορροής του άνω ρού του Αχελώου

Geomorphic evolution of the upper reaches of the drainage basin of Acheloos river 397

Μαριολάκος, Η. & Δ., Θεοχάρης: Μετατοπίσεις των ακτογραμμών στο Σαρωνικό κατά τα τελευταία 18.000 χρόνια και η Κυχρεία Παλαιολίμνη

Shorelines displacement in the Saronic gulf area during the last 18.000 years and the Kihrea Paleolake 405

Μπουζίνος, Α., Παπαζήσιμου, Σ., Χρηστάνης, Κ. & Π.Κ., Τζεδάκης: Το «πλωτό» έλος της λίμνης Βουλκαρίας (Ν. Αιτωλοακαρνανίας)

The floating mire of Voulkaria lake (Prefecture of Aitoloakarnania) 415

Ξειδάκης, Γ. & Π., Δελημάνη: Γεωμορφολογική ταξινόμηση των ακτών της Θράκης κατά Valentin

Geomorphological classification of the Thrace coasts after Valentin 423

Παπαδοπούλου - Βρυνιώτη, Κ.: Ανθρωπογενείς παράγοντες στη γεωμορφολογική εξέλιξη της Β.Α. και Α. των λουτρών της Αιδηψού περιοχής (Β. Εύβοια)

Anthropogenic factors in the geomorphological evolution of the NE and E region of the Loutra Aedipsus area (N. Evia-Hellas) 433

Παπαδοπούλου - Βρυνιώτη, Κ. & Θ., Μπέλλος: Γεωμορφολογικές παρατηρήσεις σε καρστικές γεωμορφές των ορεινών όγκων Παρνασσού, Ελικώνα, Γκιώνας (Ελλάδα)

Geomorphological observation in karst landforms in the mountains of Parnassos – Helikon – Giona (Greece) 439

Σαμπώ, Β., Γκουρνέλος, Θ., Ευελπίδου, Ν. & Α., Βασιλόπουλος: Δημιουργία βάσης δεδομένων και χάρτη επικινδυνότητας διάβρωσης της περιοχής της λίμνης Τριχωνίδας χρησιμοποιώντας κανόνες ασαφούς λογικής σε περιβάλλον Γ.Σ.Π.

Data base and erosion risk map creation at Trichonida lake using fuzzy sets and G.I.S. 443

Ψιλοβίκος, Α., Βαβλιάκης, Ε., Βουβαλίδης, Κ. & Ε., Παπαφιλίππου – Πέννου: Γεωμορφολογικές, υδρογραφικές και ιζηματολογικές διεργασίες στη λεκάνη των Σερρών που οφείλονται στη δράση της ρηξιγενούς τεκτονικής του Τεταρτογενούς

Geomorphological, hydrographical and sedimentological processes at the Serres basin due to quaternary fault tectonics 451

Maroukian, H., Palyvos, N., Pavlopoulos, K. & E., Nicolopoulos: Palaegeographic evolution of the Kerinthos coastal area (NE Evia island) during the late Holocene 459

Persson, K.S. & D., Sokoutis: Erosion of orogenic wedges - a sandbox view 467

Riedl, H.: The Palaokarst of Chios and Pholegandros - types of widespread karst generations in Greece 475

Zelilidis, A.: Drainage evolution and river flooding related to tectonic and human activities 483

ΤΟΜΟΣ 2 – VOLUME 2

ΠΑΛΑΙΟΝΤΟΛΟΓΙΑ - ΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑ - ΘΑΛΑΣΣΙΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑ
ΙΖΗΜΑΤΟΛΟΓΙΑ - ΓΕΩΤΟΠΟΙ
PALAEONTOLOGY - STRATIGRAPHY - MARINE GEOLOGY
SEDIMENTOLOGY - GEOSITES

ΠΑΛΑΙΟΝΤΟΛΟΓΙΑ – PALAEONTOLOGY

Μαρκοπούλου - Διακαντώνη, Α.: Παλαιοοικολογικές παρατηρήσεις στους κοραλλιογενείς υφάλους του ανωτέρου Τορτονίου μεταξύ των επαρχιών Βιάννου και Ιεράπετρας (ΝΑ Κρήτη)

Paleoecological observations of the corals reefs of the upper Tortonian between Viannos - Ierapetra provinces (SE Crete) 495

Μαρκοπούλου - Διακαντώνη, Α., Μίρκου, Ρ.Μ. & Μ. Παπαδάκη: Η ανεύρεση βρυοζώων στο κατώτερο Πλειόκαινο Κρήτης (Μαρωνία, Επαρχία Σητείας). Συστηματική – Παλαιοοικολογία

The finding of bryozoans from the lower Pliocence of Crete (Maronia – Sitia). Systematics – Paleoecology 503

Συμεωνίδης, Ν.Κ. & Β.Ι., Γιαννόπουλος: Πλειστοκαινικές πανίδες του σπηλαίου «Γλυφάδα» Διρού Λακωνίας

Pleistocene faunas of "Glyfada" cave, Diros, Laconia 515

Συμεωνίδης, Ν., Μαρκοπούλου - Διακαντώνη, Α. & Β., Γιαννόπουλος: Μια νέα εμφάνιση κρητιδικών εχίνων στην περιοχή Παλαιοκάστρου Στυλίδας Νομού Φθιώτιδας

A new evidence of cretaceous echinoids at the region Paleokastro of Stylis area (Fthiotida district) 523

Athanassiou, A.: New findings of fossil large mammal remains in the Penios valley (Area of Larissa, Thessaly, Greece) 533

Myftari, S., Bako, M., & B., Myftari: The study of lepidocyclina (eulepidina) (foraminifera) from middle Oligocene to lower Miocene of South Albania 541

Prillo, S., Mecaj, T. & J., Prillo: Other coiling changes in *Globoratalia Acostaensis* unknown till now in Mediterranean area 549

ΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑ – STRATIGRAPHY

Γεραγά, Μ., Τσαϊλά - Μονοπώλη, Σ., Παπαθεοδώρου, Γ., Ιωακείμ, Χ. & Γ., Φερεντίνος: Συμβολή της παραγοντικής ανάλυσης στη μελέτη του παλαιοκλίματος και της παλαιωκεανογραφίας στο ΝΔ-κό Αιγαίο Πέλαγος

Contribution of factor analysis to the study of paleoclimatic and paleoceanographic variability in SW Aegean sea, Greece 557

Ζαμπετάκη-Λέκκα, Α. & Α., Αλεξόπουλος: Νέα δεδομένα επί της στρωματογραφίας του Δογγερίου-Κενομανίου της σειράς της Τρίπολης στην Κεντρική Κρήτη

New data on the Dogger – Cenomanian stratigraphy of Tripolitza series in Central Crete 565

Μαρκοπούλου-Διακαντώνη, Α. & Γ., Καγκιούζης: Ωτόλιθοι από το κατώτερο Πλειόκαινο της τομής Πρασσιών (Ρέθυμνο, Κρήτη). Συστηματική παλαιοοικολογία

Otoliths from the lower Pliocene of the section Prassies (Rethymnon, NW – Crete). Systematics – Paleoecology 577

Μερμύγκη, Α., Μαρκοπούλου - Διακαντώνη, Α. & Α., Ζαμπετάκη - Λέκκα: Νέα παλαιοντολογικά και στρωματογραφικά δεδομένα επί της ανωκρητιδικής επίκλυσης στην ζώνη Ανατολικής Ελλάδας (Μαρμέϊκο, Πτώον Όρος, Βορειοανατολική Βοιωτία)

New paleontological and stratigraphical data on the upper – cretaceous transgression of the Pelagonian zone s.l. (Marmeiko, Ptoon Mt. NE Beotia) 585

Σινέκογλου, Α., Μαρκοπούλου - Διακαντώνη, Α. & Ο., Dragastan: Η συμβολή των οικοζωνών στην οικοστρωματογραφία. Παράδειγμα η πλειο-πλειοστοκαινική λεκάνη Μαγούλας-Καράτουλας (Ηλεία, ΒΑ Πελοπόννησος)

The contribution of the ecozones to the ecostratigraphy. As an example the Plio - Pleistocene basin of Magoula – Karatoulas (Ilia, NE Peloponnesos) 593

Φουντούλης, Ι., Μαρκοπούλου-Διακαντώνη, Α., Μπακοπούλου, Α., Μωραϊτη, Ε., Μίρκου, Μ.Ρ. & Χ., Σαρόγλου: Η παρουσία θαλάσσιων πλειοκαινικών ιζημάτων στην Μεσοελληνική Αύλακα (Όχθες Πραμορίτσα, Γρεβενά)

The presence of marin Pliocene sendiments in the Mesohellenic Trough (Pramoritsa banks, Grevena, Greece) 603

Buli, K., Prillo, S., Buli, N., Kumati, L. & R., Roqi: Messinian biostratigraphy based on foraminifera and ostracodes in Ionian zone of Albania 613

Danelian, T., Bonneau, M., Cadet, J.P., Poisson, A. & B., Vrielynck: Palaeoceanographic implications of new and revised bio-chronostratigraphic constraints from the Profitis Ilias Unit (Rhodes, Greece) 619

Drinia, H.: Palaeoenvironmental significance of a late Miocene benthic foraminifera fauna from Apostoli Formation, Central West Crete, Greece 627

Guri, S., Gjani, L., Ranxha, S., Guri, M. & A., Xhaxhiu: Sequence stratigraphy, quaternary basin analyses in the Adriatic Foredeep 635

Triantaphyllou, M.: Quantative calcareous nannofossil biostratigraphy of Bay Akrotiri section (Cefallinia island, W. Greece). Tracing the gephyrocapsid size-trend in an early Pleistocene terrigenous sequence 645

ΘΑΛΑΣΣΙΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑ - MARINE GEOLOGY

Περισοράτης, Κ., Κονισπολιάτης, Ν., Ζημιανίτης, Ε., Γαλανοπούλου, Σ. & Π., Ζαχαράκη: Υποθαλάσσιες γεωλογικές έρευνες στην ευρύτερη περιοχή του κόλπου του Ναυαρίνου, Νότιο Ιόνιο

Marine geological researches in the greater bay of Navarino area, Southern Ionian sea 655

Χασιώτης, Θ., Παπαθεοδώρου, Γ. & Γ., Φερεντίνος: Επιφανειακά κατολισθητικά φαινόμενα και ανάλυση ευστάθειας υποθαλάσσιων πράνων στην πλαγιά μεταξύ Κέρκυρας – Παξών (Πλαγιά Δυτ. Ελλάδας)

Surficial mass movements and submarine slope stability analysis between Kerkyra and Paxi slope (Western Greek slope) 663

Lykousis, V., Rousakis, G., Pavlakis, P. & M., Alexandri: Stratigraphy and dating of a large slumping event in the Northern Aegean 671

Ravasopoulos, J., Papatheodorou, G. & J., Kapolos: Effects of an active pockmark field on the distribution of heavy metals of surficial sediments in the Gulf of Patras, Greece 679

ΙΖΗΜΑΤΟΛΟΓΙΑ – SEDIMENTOLOGY

Αλμπανάκης, Κ., Ψιλοβίκος, Α. & Κ., Βουβαλίδης: Ορισμένα χαρακτηριστικά του νέου ταμιευτήρα της Πλατανόβρυσης που επηρεάζουν το ποτάμιο σύστημα του Νέστου

Some characteristics of the new reservoir of Platanovrysi that affect the river Nestos system 691

Κατή, Μ.: Φάσεις εξωτερικής κλιτύος των ηωκαινικών ασβεστόλιθων στην τομή των Αγίων Πάντων (Ζάκυνθος, Δυτική Ελλάδα)

Toe-of-slope facies of the Eocene limestones in Aghioi Pantes sequence (Zakynthos island, Western Greece) 699

Κανελλόπουλος, Θ.Δ., Καψιμάλης, Β., Αγγελίδης, Μ.Ο., Καμπέρη, Ε. & Α., Καραγεώργης: Μελέτη των σύγχρονων ιζηματογενών διεργασιών στο Μέτωπο του Δέλτα και στο Προδέλτα του ποταμού Έβρου, ΒΑ Αιγαίο Πέλαγος

Consideration of modern sendimentary processes of the Evros river delta front and prodelta, NE Aegean sea 709

Καραλή - Βουδούρη, Α., Λειβαδίτης, Γ. & Α., Μέττος: Μελέτη παράκτιων ιζημάτων περιοχής Κόλπου Λουτρακίου

Study of the coastal sediments of the Loutraki gulf area 717

Περισοράτης, Κ., Ανδρινόπουλος, Α., Ζημιανίτης, Ε. & Π.Ζαχαράκη: Η δημιουργία και ανάπτυξη τραπεζών μεταπληροφοριών: το πρόγραμμα Euromarsin για τα δείγματα θαλάσσιων ιζημάτων

The establishment of metadatabase: The program Euromarsin for the marin sediments samples 725

Πούλος, Σ.Ε., Δρακόπουλος, Π.Γ., Λεοντάρης, Σ.Ν., Τσαπάκης, Ε. & Ε., Χατζηγιάννη: Ο ρόλος των παλιρροϊκών ρευμάτων στη σύγχρονη ιζηματογένεση του Διαύλου Αυλίδας (Νότιος Ευβοϊκός Κόλπος)

The contribution of tidal currents in the sedimentation of the Strait of Avlida, Southern Evoikos Gulf (Greece) 731

Τσαλκιτζή, Ο. & Γ., Αναστασάκης: Άνω Τεταρτογενής ιζηματογένεση στη λεκάνη των Βαλεαρίδων

Late quaternary sedimentation in the Balearic basin 737

Χριστοδουλοπούλου, Τ.Α., Τσώλη - Καταγά, Π., Κούκης, Γ.Χ. & Ν., Κοντόπουλος: Μελέτη μικροδομών αργιλικών ιζημάτων: εφαρμογή σε μαργαϊκά ιζήματα της Β. Πελοποννήσου

The study of the microstructures of clay sediments: a case study of marly sediments from N. Peloponnese 745

Ananiadis, G. & A., Zelilidis: Depositional environments of tertiary turbiditic sediments in Metsovo Basin, NW Greece 755

Hrissanthou, V. & A., Psilovikos: Distributed modeling of soil erosion and sediment transport 763

Neumann, P.: Turbidite deposition in the Early Late Cretaceous Pindos Basin (External Hellenides) 771

Solakius, N. & M., Kati: The palaeogeographic distribution of stromatolites in the Parnassus zone, Central Greece, during the early to middle Paleocene 779

Vacalas, J., Ananiadis, G., Mpourlokas, J., Poulimenos, D., Getsos, K., Pantopoulos, G., Avramidis, P., Zelilidis, A. & N., Kontopoulos: Palaeocurrent directions as an indicator of Pindos foreland evolution (central and southern part), Western Greece 785

ΓΕΩΤΟΠΟΙ – GEOSITES

Θεοδοσίου - Δρανδάκη, Ε.: Γεωλογικό πλαίσιο για την επιλογή γεώτοπων σύμφωνα με τις προδιαγραφές της Διεθνούς Ένωσης Γεωεπιστημών (IUGS) και της Ευρωπαϊκής Εταιρείας για τη Διατήρηση της Γεωλογικής – Γεωμορφολογικής Κληρονομιάς (ProGEO). Πρώτη Φάση: Ετοιμασία ενός πρώτου πλαισίου σε επίπεδο χώρας

Framework for the geosites selection according to the International Union of Geological Sciences (IUGS), and the European Association for the Conservation of Geological - Geomorphological heritage (ProGEO). First phase: an attempt for a country framework. 795

Θεοδοσίου - Δρανδάκη, Ε., Παπαδοπούλου - Βρυνιώτη, Κ. & Α., Μαρκοπούλου - Διακαντώνη: Γεωλογικό πλαίσιο για την επιλογή γεώτοπων σύμφωνα με τις προδιαγραφές της Διεθνούς Ένωσης Γεωεπιστημών (IUGS) και της Ευρωπαϊκής Εταιρείας για τη Διατήρηση της Γεωλογικής – Γεωμορφολογικής Κληρονομιάς (ProGEO).

Δεύτερη Φάση: άνοιγμα μιας συζήτησης στη χώρα, δημοσίευση του πλαισίου, βελτίωση-συμπλήρωση του πλαισίου

Framework for the geosites selection according to the International Union of Geological Sciences (IUGS), and the European Association for the Conservation of Geological - Geomorphological heritage (ProGEO). 2nd phase: opening of a discussion in the country, publishing and more or less finalizing the country framework 803

Serjani, A., Hallaci, H., Neziraj, A. & A., Hallaci: Karst and geotops of karst origin in Albania 811

Ρόκκα, Α.: Η γεωλογία στην Α΄Βάθμια Εκπαίδευση. Δυνατότητες και προοπτικές

Geology in primary education; Potential and perspectives 819

ΤΟΜΟΣ 3 – VOLUME 3

ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑ - ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑ - ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΑ - ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ
ΒΙΟΜΗΧΑΝΙΚΑ ΟΡΥΚΤΑ - ΕΝΕΡΓΕΙΑΚΕΣ ΠΡΩΤΕΣ ΥΛΕΣ
MINERALOGY - PETROLOGY - ORE DEPOSITS - GEOCHEMISTRY
INDUSTRIAL MINERALS - ENERGY RESOURCES

ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑ - MINERALOGY

Βασιλάτος, Χ., Κ., Μπάρλας, Κ., Σταματάκης, Μ. & Σ., Τσιβίλης: Βολφραμίτης-αντιμονίτης Ριζανών Λαχανά Νομού Κιλκίς. Δυνατότητα χρήσης τους ως ευτηκτικών στην παρασκευή τσιμέντου

Wolframite – stibnite mineral assemblages from Rizana Lachanas, Macedonia, Greece and their possible use as flux agent in the manufacturing of clinker 827

Δήμου, Ε.: Τα αλογονούχα ορυκτά ατακαμίτης, ιωδαργυρίτης, χλωραργυρίτης, στην επιθερμική μεταλλοφορία χρυσού του Προφήτη Ηλία της Μήλου και η σημασία τους

The alogenide minerals atacamite, iodargyrite in the epithermal gold mineralization of Profitis Ilias Milos island and their importance 835

Περγαμάλης, Φ., Καραγεωργίου Δ.Ε., Κουκούλης, Α. & Ι., Κατσίκης: Ορυκτολογική και χημική σύσταση άμμων παράκτιας ζώνης Νέας Περάμου – Λουτρών Ελευθέρων Ν. Καβάλας

Mineralogical and chemical composition of sand ore deposits in the seashore zone N. Peramos - L. Eleftheron (N. Greece) 845

Τσιραμπίδης, Α. & Θ., Παπαλιάγκας: Ορυκτολογική σύσταση και φυσικά χαρακτηριστικά μαργαϊκών εδαφών Ηράκλειου Κρήτης

Mineralogical composition and physical characteristics of marly soils from Heraklion Crete 851

Kitsopoulos, K., Scott, P., Jeffrey, C. & N., Marsh: The mineralogy and geochemistry of zeolite-bearing volcanics from Acrotiri (Santorini island) and Polyegos (Milos group of islands), Greece. Implications for geochemical classification diagrams 859

Papoulis, D. & P., Tsolis-Katagas: Kaolinization processes in the phyolitic rocks of Kefalos, Kos island, Aegean Sea, Greece 867

Papoulis, D. & P., Tsolis-Katagas: Kaolin deposits of Leucogia, Rhodope, Greece: Processes of Kaolinization 875

Perdikatsis, V. & V., Psycharis: X-Ray powder diffraction of mineralogical samples by X-Ray goebel mirrors 883

ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑ - PETROLOGY

Ιωαννίδης, Ν. & Σ., Σκλαβούνος: Ενδείξεις υπερ-υψηλής πίεσης μεταμόρφωσης αμφιβολιτικών ξενόλιθων εντός του γρανίτη της Αρναίας

Indications for ultra-high pressure metamorphism of amphibolite xenolith in the Arnea granite 893

Arikas, K., Pape, M., Σερέλης, Κ. & Α., Τσαγκαλίδης: Πετρολογική – ορυκτολογική μελέτη των μεταβασιτών (πρασινιτών) της Λαυρεωτικής γεωτεκτονικό περιβάλλον σχηματισμού τους 901

Eleftheriadis, G., Frank, W. & K., Petrakakis: 40 Ar/39/Ar dating and cooling history of the Pangeon granitoids, Rhodope Massif (Eastern Macedonia, Greece) 911

Lamera, S., Seymour, K., Vamvoukakis, C., Kouli, M., Paraskevas, E. & Pe-Piper: The Polychnitos ignimbrite of Lesvos island 917

Mariolakos, K.: Schreinemakers diagrams of quinary systems with K+2 phases: A systematic classification 923

Mposkos, E. & D., Kostopoulos: Ultrahigh-pressure metamorphism of crustal rocks from the Rhodope metamorphic province: evidence from coesite, diamond and majoritic garnet in eclogites and metapelites 931

Mposkos, E. & M., Perraki: High pressure alpine metamorphism of the Pelagonian allochthon in the Kastania area (Southern Vermion), Greece 939

Mposkos, E., Kostopoulos, D. & A., Krohe: Low-P/High-T pre-Alpine metamorphism and medium-P Alpine overprint of the pelagonian zone documented in high-alumina metapelites from the Vernon massif, Western Macedonia, Northern Greece 949

Ozpinar, Y.: Petrographical, petrochemical investigation of Sandikli volcanic and usability of these rocks as trass, in Afyon region (Western Anatolia), Turkey 959

Papadopoulou, L., Christofides, G., Broecker, M., Koroneos, A., Soldatos, T. & G., Eleftheriadis: Petrology, geochemisty and isotopic characteristics of the shoshonitic plutonic rocks from Maronia area, West Thrace, Greece 967

Perraki, M. & E., Mposkos: New constraints for the alpine HP metamorphism of the Ios basement, Cyclades, Greece 977

Reischmann, T., Kostopoulos, D., Loos, S., Anders, B., Avgerinas, A. & S., Sklavounos: Late palaeozoic magmatism in the basement rocks Southwest of Mt. Olympos, Central Pelagonian zone, Greece: Remnants of a permo-carboniferous magmatic arc 985

Vlahou, M., Christofides, G., Eleftheriadis, G., Pinarelli, L. & A., Kassoli-Fournaraki: Major, trace element and Sr-isotope characterization of the Samothraki tertiary volcanic rocks, NE Aegean 995

ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΑ - ORE DEPOSITS

Βουδούρης, Π.: Ορυκτοχημικές συγκρίσεις μαφικών ορυκτών και συνθήκες σχηματισμού των μεταλλοφοριών πορφυρικού τύπου Κασσιτερών (Σάππες) και Παγώνης Ράχης (Κίρκης)/Θράκη

Mineral composition of mafic minerals and ore deposition from the Kassiteres (Sappes) and Pagoni Rachi (Kirki) porphyry Cu-Mo prospects / W. Thrace 1005

Μέλφος, Β., Βουδούρης, Π., Αρίκας, Κ. & Μ., Βαβελίδης: Υψηλές περιεκτικότητες ρηνίου (Re) σε μολυβδαινίτες από μεταλλοφορίες πορφυριτικού Mo±Cu στη Θράκη (ΒΑ Ελλάδα)

Rhenium - rich molybdenites in Thracian porphyry Mo±Cu occurrences, NE - Greece 1015

Περγαμάλης, Φ., Καραγεωργίου, Δ. & Α., Κουκούλης: Συμβολή της ακτινοβολίας γ στον εντοπισμό αποθεματικού δυναμικού Ti, σπάνιων γαιών Th, U, Au παράκτιας ζώνης Νέας Περάμου - Λουτρών Ελευθέρων, Ν. Καβάλας

The location of Ti, REE, Th, U, Au deposits in the seafront zone of Nea Peramos - Loutra Eleftheron area, Kavala (N. Greece) using γ radiation 1023

Τόμπρος, Σ. & Κ., Σέϋμουρ: Υπολογισμός φυσικοχημικών παραμέτρων ΣS, ΣC, a_{H2S}, I και του περιεχομένου σε πετρογενετικά και μεταλλικά ιόντα, του υδροθερμικού ρευστού, της πολυμεταλλικής μεταλλοφορίας Au-Ag-Te της περιοχής Πανόρμου-Λαρδιάδων, Τήνου, Κυκλάδες

Calculation of the physicochemical parameters ΣS, ΣC, a_{H2S}, I and of the metal ions content of the hydrothermall fluid that has precipitated Au-Ag-Te ores in Panormos - Liardades Bay area, Tinos Island, Cyclades 1031

Τόμπρος, Σ. & Κ., Σέϋμουρ: Υπολογισμός φυσικοχημικών παραμέτρων f_{S2}, f_{O2}, f_{CO2}, f_{Te2}, a_{S2}, a_{O2} και pH του μεταλλόφορου διαλύματος, της πολυμεταλλικής μεταλλοφορίας Au-Ag-Te της περιοχής Πανόρμου-Λαρδιάδων, Τήνου, Κυκλάδες

Calculaton of the physicochemical parameters f_{S2}, f_{O2}, f_{CO2}, f_{Te2}, a_{S2}, a_{O2} and pH in the hydrothermal fluid that has precipitated Au-Ag-Te ores in Panormos - Liardiades bay area, Tinos island, Cyclades 1039

Gjoni, V.: Mali I, Lopes - 10 Korriku - Theken - Ternove chromite deposits and their potential 1049

Kilias, S.P., Naden, J., Leng, M. & I., Cheliotis: Fluid inclusion thermometric and stable isotope ($\delta^{18}0$-δD) evidence for "cryptic boiling" in the Profitis Ilias epithermal gold deposit, Milos: a potential exploration tool for epithermal gold 1053

Kitsopoulos, K., Scott, P. & C., Jeffrey: ISO 9000 quality assurance certification in the mining sector of Greece 1059

Melfos, V., Vavelidis, M. & K., Arikas: A new occurrence of argentopentlandite and gold from the Au-Ag-rich copper mineralisation in the Paliomylos area, Serbomacedonian massif, Central Macedonia, Greece 1065

Shawh, A. & D., Constantinides: The Sappes gold project 1073

ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ – GEOCHEMISTRY

Αρβανίτης, Α., Φυτίκας, Μ., Καβουρίδης, Θ. & Γ., Καρυδάκης: Γεωχημικά χαρακτηριστικά των γεωθερμικών ρευστών της περιοχής Θερμοπηγής-Σιδηροκάστρου (Λεκάνη Στρυμόνα, Μακεδονία)

Geochemical characteristics of geothermal fluids in Thermopigi - Sidirokastro area (Strymon basin, Macedonia) 1083

Δημητριάδης, Α.: Παγκόσμια γεωχημική χαρτογράφηση για τη διαχείριση του περιβάλλοντος στη νέα χιλιετία

Global Geochemical baselines for environmental management in the new millennium 1093

Δημητριάδης, Α.: Περιβαλλοντική γεωλογία: κλάδος των γεωπιστημών ή όρος της αγοράς;

Environmental geology: Branch of geosciences or a marketing term? 1101

Μαργαρίτης, Ι.: Συμβολή των ορυκτολογικών κοκκομετρικών και γεωχημικώ χαρακτηριστικών δελταϊκών αποθέσεων στη συγκέντρωση ^{137}Cs στο ίζημα

Contribution of mineralogical sedimentological and geochemical characteristics of deltaic deposits in the ^{137}Cs sediment concetration 1107

Σαχανίδης, Ι., Γεωργακόπουλος, Α., Φιλιππίδης, Α. & Α., Κασώλη - Φουρναράκη: Περιεκτικότητα σε ιχνοστοιχεία των μαργαϊκών ενστρώσεων της λιγνιτοφόρου λεκάνης Πτολεμαΐδας-Αμύνταιου, Δ. Μακεδονία

Trace element contents in marls of the Ptolemais – Amynteon lignite basin, Western Macedonia, Greece 1115

Σκουλικίδης, Ν.: Τα επίπεδα και η πιθανή προέλευση των βαρέων μετάλλων στα επιφανειακά ιζήματα της λίμνης Βεγορίτιδας

Levels and possible sources of heavy metals in surficial sediments of lake Vegoritis 1123

Demetriades, A.: Applied geochemistry in the twenty-first century: mineral exploration and environmental surveys 1131

Kamel, O., El Mahallawi, M.M. & H.M., Helmy: Geochemistry of Umm Rus gold - quartz veins, Central Eastern Desert Egypt. A new contribution 1139

ΒΙΟΜΗΧΑΝΙΚΑ ΟΡΥΚΤΑ – INDUSTRIAL MINERALS

Καντηράνης, Ν., Τσιραμπίδης, Α., Φιλιππίδης, Α., Κασώλη-Φουρναράκη, Α. & Β., Χρηστάρας: Βιομηχανικές χρήσεις των ανθρακικών πετρωμάτων της νήσου Θάσου (Ελλάς)

Industrial uses of carbonate rocks from Thassos island (Greece) 1147

Μάραντος, Ι., Κοσιαρής, Γ., Περδικάτσης, Β., Καράνταση, Σ., Καλοείδας, Β. & Χ., Μαλαμή: Αξιολόγηση εξαλλοιωμένων πυροκλαστικών από περιοχές του Νομού Ροδόπης σαν συστατικών ποζολανικών τσιμέντων

Evaluation of altered pyroclastics from Rhodope prefecture, Thrace, Greece as constituents of pozzolanic cements 1155

Christidis, G. & P., Makri: Determination of kaolinite and halloysite crystallite size with X-Ray diffraction: implications for industrial applications 1163

Christidis, G., Triantafyllou, G. & T., Markopoulos: Evaluation of an Upper Cretaceous limestone from the area of Arta for lime production 1169

Vlahou, M., Christofides, G., Sikalidis, K., Kassoli - Fournaraki, A. & G., Eleftheriadis: Upgrading of K-feldspars of Samothraki island (NE Aegean Sea) igneous rocks for use in the ceramic and glass industry 1177

ΕΝΕΡΓΕΙΑΚΕΣ ΠΡΩΤΕΣ ΥΛΕΣ - ENERGY RESOURCES

Αντωνιάδης, Π.Α., Βλάχου, Α., Αμπατζή, Σ.Μ., Khanaga, P. & W., Riegel: Πρόδρομη ανθρακοπετρογραφική μελέτη του λιγνιτικού κοιτάσματος Αχλάδας Ν. Φλωρίνης

Preliminary coal petrographic study of the Achlada lignite deposit in the Florida domain 1185

Καλαϊτζίδης, Σ., Παπαζήσιμου, Σ. & Κ., Χρηστάνης: Συνθήκες γένεσης του λιγνίτη του Γκραίκα, Βόρεια Πελοπόννησος

Forming conditions of the Graikas lignite, N. Peloponnese 1195

Καπίνα, Β., Γεωργακόπουλος, Α., Κασώλη-Φουρναράκη, Α. & Α., Φιλιππίδης: Μελέτη της συμπεριφοράς του λιγνίτη του νότιου πεδίου της λεκάνης Πτολεμαΐδος κατά την πυρόλυση

Study of behaviour of southern field lignite, Ptolemais lignite basin, during pyrolysis 1205

Νικολάου, Κ.: Προέλευση και μηχανισμός μετανάστευσης των κυριώτερων ενδείξεων υδρογονανθράκων της Δυτικής Ελλάδας

Origin and migration mechanism of the main hydrocarbon seeps in western Greece 1213

Προέδρου, Π.: Κοίτασμα αερίου Νοτίου Καβάλας-Ταφρογενής λεκάνη Πρίνου-

South Kavala Gas Field - Taphrogenetic Prinos Basin- 1221

Iordanidis, A. & A., Georgakopoulos: Aspects of thermal behavior of Amynteo lignites, Northern Greece, determined by thermogravimetry 1229

Karakitsios, V., Rigakis, N. & I., Bakopoulos: Migration and trapping of the Ionian series hydrocarbons (Epirus, NW Greece) 1237

Koci, R., Gjika A., Avdulaj, Q. & S., Koci: The model of gas pool formation in Frakulla area, Albania 1247

Panilas, S. & G., Hatziyannis: The distribution of the trace element contents in lignite and ash from Drama lignite deposit, using multivariate statistical analysis 1255

Rigakis, N., Roussos, N., Kamberis, E. & P., Proedrou: Hydrocarbon gas accumulations in Greece and their origin 1265

ΤΟΜΟΣ 4 - VOLUME 4

ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΗ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ - ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΑ
APPLIED GEOPHYSICS - SEISMOLOGY

ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΗ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ - APPLIED GEOPHYSICS

Αποστολίδης, Π., Ρουμελιώτη, Ζ., Ραπτάκης, Δ. & Κ., Πιτιλάκης: Προσδιορισμός ταχυτήτων διατμητικών κυμάτων με τη μέθοδο του μικροθορύβου στο EuroseisTest

Determination of the shear wave velocities by the method microtremor on EuroseisTest 1277

Βαργεμέζης, Γ., Φίκος, Η., Μερτζανίδης, Ι., Ζανανίρι, Ε., Ρουμελιώτη, Ζ., Ζούρος, Ν., Κόντης, Ε. & Η., Βαλιάκος: Γεωφυσική έρευνα εντοπισμού θαμμένων απολιθωμένων κορμών στο απολιθωμένο δάσος Σιγρίου της νήσου Λέσβου

Geophysical survey to the Petrified Forest of Sigri in Lesvos Island (North Aegean) 1285

Μερτζανίδης, Ι.Κ., Τσόκας, Γ.Ν. & Ι.Ν., Σάχαλος: Αναλυτική επίλυση του προβλήματος του προσδιορισμού των ηλεκτρομαγνητικών παραμέτρων για δομή δύο στρωμάτων - εφαρμογές στη περιβαλλοντική γεωλογία

A direct solution for dielectric and geometric parameters of lossy two - layered media - applications in environmental geology 1293

Παπαδόπουλος, Τ.Δ., Αλεξόπουλος, Ι.Δ. & Π.Ι., Καμπούρης: Μια συγκριτική μελέτη διερεύνησης της δομής του υποβάθρου με την εφαρμογή συμβατικών γεωφυσικών μεθόδων ανάλυσης

A comparative study for structural bedrock delineation by using conventional geophysical methods 1301

Παπαδόπουλος, Τ., Καμπούρης, Π. & Ι., Αλεξόπουλος: Λεπτομερής διερεύνηση της ρηχής δομής με τη μέθοδο της σεισμικής διάθλασης και τη χρήση διαφορετικών τεχνικών ανάλυσης

Detailed shallow structure seismic refraction investigation, with the application of different processing techniques 1309

Παπαδόπουλος, Τ., Αλεξόπουλος, Ι., Καμπούρης, Π., Τόλης, Σ. & Σ., Καβουνίδης: Συμβολή μοντέρνων μεθόδων γεωσεισμικής διασκόπησης στη διερεύνηση της υπόγειας δομής. Μια εφαρμογή στην περιοχή της Καλογρέζας

Contribution of modern seismic methods for subsurface investigations. An applicaton at Kalogreza area (Athens) 1317

Παπαθεοδώρου, Γ., Στεφάτος, Α., Γεραγά, Μ., Χάλαρη, Α., Χριστοδούλου, Δ., Φερεντίνος, Γ., Παλαιοκρασάς, Α., Τζάλας, Χ., Fahmy, M.E. & S.A., Omer: Αναζήτηση ενάλιων κινητών και ακινήτων μαρτυριών ανθρώπινης δραστηριότητας στην Αλεξάνδρεια (Αίγυπτος), με σύγχρονες γεωφυσικές μεθόδους-προκαταρκτικά αποτελέσματα

A reconnaissance marine geophysical survey in Alexandria, Egypt, for the detection of ancient shipwrecks and other traces of human activity 1325

Παπαθεοφάνους, Γ., Σκιάνης, Γ., Παπαδόπουλος, Τ. & Σ., Νικολάου: Συνδυασμός των μεθόδων φυσικού δυναμικού και γεωηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων για την διερεύνηση της υπεδαφικής στρωματογραφικής δομής

A combination of self-potential and Schlumberger VES measurements for subsurface layering investigations 1335

Σκιάνης, Γ., Παπαδόπουλος, Τ. & Δ., Βαϊοπουλος: Μελέτη του πεδίου φυσικού δυναμικού, που παράγεται από λεπτή μεταλλοφόρο φλέβα, σε ηλεκτρικά ομογενές και εγκάρσια ανισότροπο υπέδαφος

A study of the self-potential field produced by a polarised inclined sheet in an electrically homogeneous and transversely anisotropic ground 1343

Τσόκας, Γ.Ν., Βαργεμέζης, Γ., Σούλιος, Γ., Μερτζανίδης, Ι. & Π., Τσούρλος: Διασκόπηση με τη μέθοδο του γεωραντάρ για εντοπισμό θαμμένων αρχαιοτήτων σε περιοχή ανέγερσης χώρου στάθμευσης αυτοκινήτων στη Λαμία

Geophysical prospecting for buried antiquities by means of the G.P.R. method in a parking construction area in Lamia 1351

Kambouris, P., Alexopoulos, J. & T., Papadopoulos: Downhole seismic logging for detailed P-S waves velocity determination 1357

Louis, I.: Prospecting for voids with vertical radar profiling 1363

Louis, I.: Subsurface fault imaging using crosshole tomographic methods 1371

Savvaidis, A., Tsokas, G., Tsourlos, P., Vargemezis, G., Chrysostomou, A. & P., Crysostomou: A geophysical survey in the archaeological site of Archontiko, Yannitsa 1379

Tsourlos, P., Vargemezis, G., Tsokas, G., Alexandrou, K. & P., Tzeli: Geophysical prospection for mapping of the qanat systems: apllication to the qanat system of Agia Paraskevi - Choartiati of Thessaloniki (N. Greece) 1385

Zananiri, I.: The method of anisotropy of magnetic susceptibility: theory and applications. A case study from the Rhodope massif 1393

ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΑ - SEISMOLOGY

Δανάμος, Γ.Δ., Λέκκας, Ε.Λ. & Σ.Γ., Λόζιος: Ο σεισμός στο Gujarat, Δυτική Ινδία (26 Ιαν. 2000). Ένα γεωδυναμικό επεισόδιο σε ενδοηπειρωτικό περιβάλλον συμπίεσης;

The Gujarat, West India, earthquake (Jan 26th 2001). A geodynamic event in an intraplate compressional regime? 1405

Δράκος, Α. & Σ., Στείρος: Ο σεισμός του 365 μ.Χ. Από το θρύλο στην προσομοίωση

The AD 365 earthquake. From legend to modelling 1417

Κουσκουνά, Β.: Ο σεισμός της (28ης Δεκεμβρίου 1891) 9ης Ιανουαρίου 1892 στη Λάρισα

The (December 28th, 1891) January 9th, 1892 Larissa (Central Greece) earthquake 1425

Μητρόπουλος, Π., Notsu, K., Igarashi, G., Mori, T., Δελήμπασης, Ν. & Ν., Κακκαβάς: Μεταβολές της συγκέντρωσης ραδονίου σε υπόγεια νερά πριν από όλες τις σεισμικές δονήσεις (M≥ 2.5), από το Σεπτέμβριο 1998 έως τον Ιανουάριο 1999, στην περιοχή του ρήγματος της Αταλάντης

Radon concentration changes in ground water prior all the earthquakes (M≥2.5) occurred from September 1998 to January 1999, in the area of Atalanti fault (Greece) 1433

Μπαλτατζής, Ε., Δελήμπασης, Ν., Valsami-Jones, E., Πυρλή, Μ. & Β., Baier: Συσχέτιση μεταξύ υδροθερμικών διαλυμάτων και μικροσεισμικής δραστηριότητας στη ΝΑ ακτή της νήσου Μήλου

Relationship between hydrothermal fluids and microseismic activity on the south-east coast of Milos Island 1441

Μπαράκου, Θ., Δελήμπασης, Ν., Βούλγαρης, Ν. & Β., Baier: Σεισμοτεκτονικά χαρακτηριστικά Βορείου Αιγαίου

Seismotectonic features in the Northern Aegean sea 1449

Παπαδόπουλος, Γ.Α., Γκανάς, Α. & Σ., Παυλίδης: Ενόργανες και υπαίθριες παρατηρήσεις για τον καθορισμό της σεισμογόνου δομής του σεισμού της 7ης Σεπτεμβρίου 1999 στην Αθήνα

Instrumental and field observations for the determination of the seismogenic structure of the 7 September 1999 Athens earthquake 1457

Andreou, C., Mouslopoulou, V., Fountoulis, I. & K., Atakan: Implications of paleoseismology in seismic hazard analysis in NW Crete and Kythira strait (Greece) 1465

Bare, V., Bare, V., Ngresi, V., Ngresi, L., Nazaj, L. & M., Bako: Application of new seismic interpretation for exploration of carbonate traps in Western Albania 1473

Bare, V., Bako, P., Ngresi V., Bare, V., Ngresi, L., & M., Bako: Geological construction of southern part of Ionian zone based on interpretation of seismic data 1479

Galanis, O., Tsapanos, T., Papadopoulos, G. & A., Kiratzi: An alternative Bayesian statistics for probabilistic earthquake prediction in Mexico, Central and South America 1485

Gjika, A., Guri, S., Guri, M., Gjika, M. & E., Trifoni: The interpretation of seismic facies in the molassic deposition of Preadriatic Foredeep 1493

Jano, K., Rakipi, N., Piperi, A., Qyrana, F. & E., Jano: The contribution of the seismic to the study of the tectonic style of the Selenica-Amantia regioan, Albania 1503

Koravos, G.C., Tsapanos, T.M., Jatzidimitriou, P.M. & C.A., Papaioannou: Quantitative evaluation of the seismicity in seismogenic sources of the Circum Pacific Rim 1507

Lekkas, E.L.: Parameters of intensity distribution in the Izmit and Dazce (Turkey) earthquakes 1515

Lekkas, E.L.: The 1999 eartquake activity in Izmit, NW Turkey. An opportunity for the study of actualistic strike-slip related tectonic forms 1523

Mouslopoulou, V., Andreou, C., Atakan, K. & I., Fountoulis: Paleoseismological investigations along the Kera fault zone, Western Crete: implications for seismic hazard assessment 1531

Papadimitriou, E.E., Karakostas, V.G. &B., Baba: Possible triggering of strong earthquakes in a seismic sequence due to Coulomb stress changes generated by the occurrence of previous strong shocks 1539

Papadopoulos, G.A. & A., Plessa: Historical earthquakes and tsunamis of the South Ionian Sea occurring from 1591 to 1837 1547

Papanastassiou, D.: The Konitsa, Epirus-NW Greece, July 26 (Ms=5.4) and August 5, 1996, (Ms=5.7) earthquakes sequence 1555

Papanastassiou, D., Latoussakis, J. & G., Stavrakakis: A revised catalogue of earthquaqes in the broader area of Greece for the period 1950-2000 1563

Papanastassiou, D., Stavrakakis, G. & D., Makaris: Recent micro-earthquake activity at Northern Evoikos gulf, Central Greece 1567

Papazachos, B.C., Karakaisis, G.F., Papazachos, C.B., Scordilis, E.M. & A.S., Savvaidis: A method for estimating the origin time of an ensuing mainshock by observations of preshock crustal seismic deformation 1573

Papazachos, C.B., Karakostas, B.G., Karakaisis, G.F. & C.A., Papaioannou: The Athens 1999 mainshock (M_w=5.9)and the evolution of its aftershock sequence 1581

Parcharidis, I. & E., Lagios: Deformation in Nisyros volcano (Greece) using differential radar interferometry 1587

Pelaez Montilla, J.A., Sanz De Galdeano, C. & C., Slpez Casado: Seismic potential of faults in the Granada basin (Betic Cordillera, Spain) 1595

Skrami, J.: Structural and neotectonic features of the periadratic depression (Albania) detected by seismic interpretation 1601

Tsapanos, T.: The Markov model as a pattern for earthquakes recurrence in South America 1611

Tsapanos, T.M., Galanis, O.Ch., Mavridou, S.D. & M.P., Helmi: Bayesian probabilities for occurrence of large earthquakes in the seismogenic sources of Japan and Phillipine during the period 1998-2017 1619

Tsapanos, T.M., Koravos, G.Ch., Patsia, C.I. & D.Th., Koularas: Spatial distribution of the seismic hazard parameters in the seismogenic sources of Japan 1627

Tzanis, A.: Single-site magnetotelluric response functions using b-robust w-estimators, with an application to earthquake prediction research 1635

Voulgaris, N., Pirli, M., Papadimitriou, P., Kassaras, J. & K., Makropoulos: Seismotectonic characteristics of the area of Western Attica derived from the study of the September 7, 1999 Athens earthquake aftershock sequence 1645

ΤΟΜΟΣ 5 - VOLUME 5

ΤΕΧΝΙΚΗ ΓΕΩΛΟΓΙΑ - ΥΔΡΟΓΕΩΛΟΓΙΑ - ΤΗΛΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗ
ENGINEERING GEOLOGY - HYDROGEOLOGY - REMOTE SENSING

ΤΕΧΝΙΚΗ ΓΕΩΛΟΓΙΑ - ENGINEERING GEOLOGY

Βαλαδάκη-Πλέσσα, Α., Αλεξούλη-Λειβαδίτη, Α. & Σ., Πλέσσας: Αξιοποίηση Γ.Σ.Π. και μοντέλων στην επιλογή κατάλληλων περιοχών για οικιστική ανάπτυξη, με γεωλογικά κριτήρια, στην Κεντρική Εύβοια (Ελλάς)

Integration G.I.S. and modelling in site selection suitable for urban development, satisfying geological criteria, in the Central Eubean island (Greece) 1655

Καραπαντελάκης, Κ., Ραυτόπουλος, Σ. & Χ., Μινόπετρος: Υπόγειες κατασκευές του υδροηλεκτρικού έργου Μετσοβίτικου-εμπειρίες από το σχεδιασμό και την υλοποίησή του

Underground works of the Metsovitikos hydroelectric project – experience from design and construction 1663

Κοντογιάννη, Β. & Σ., Στείρος: Γεωδαιτική μέθοδος παρακολούθησης των παραμορφώσεων σηράγγων

Geodetic monitoring of tunnel deformation 1671

Κούκης, Γ., Ρόζος, Δ. & Ν., Σαμπατακάκης: Τεχνικογεωλογικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής της πόλης των Πατρών

Engineering geological map of Patras city wider area, Greece 1679

Κούκης, Γ., Σαμπατακάκης, Ν., Τσιαμπάος, Γ. & Χ., Μπουρούνης: Συσχετίσεις φυσικών και μηχανικών παραμέτρων πετρωμάτων στον Ελλαδικό χώρο.

Correlations between physical and mechanical parameters of rocks in the Greek territory ... 1689

Παυλόπουλος, Κ., Αντωνιάδης, Κ., Λιονής, Μ. & Γ., Στουρνάρας: Γεωλογικά και γεωτεχνικά προβλήματα κατά μήκος της χάραξης του αγωγού πετρελαίου Θεσσαλονίκης (Ελλάδα)-Σκοπίων (Π.Γ.Δ.Μ.)

Geological and geotechnical investigations along the crude oil pipeline route from Thessaloniki (Greece) to Skopje (FYROM) 1697

Πυργιώτης, Λ. & Γ., Κούκης: Τεχνικογεωλογικές συνθήκες στο Νομό Καρδίτσας-Κεντρική Ελλάδα

Engineering geological conditions of Karditsa county – Central Greece 1707

Ρόζος, Δ. & Ε., Αποστολίδης: Αστοχίες πρανών στην περιοχή του οικισμού Λουρδάτων Ν. Κεφαλληνίας

Slope failures in Lourdata village of Kephallonia island, Greece 1715

Σακελλαρίου, Δ., Λυκούσης, Β., Ρουσάκης, Γ. & Π., Γεωργίου: Φαινόμενα ολισθήσεων σε υποθαλάσσια ενεργά ρηξιγενή πρανή: περιοχή Παναγοπούλας, Δ. Κορινθιακός Κόλπος

Slope failure phenomena along submarine active faulted slopes: Panagopoula area, W. Gulf of Corinth 1723

Τσιραμπίδης, Α.: Ορυκτολογική σύσταση και φυσικά χαρακτηριστικά εδαφών Καλαμαριάς (Μακεδονία)

Minerological composition and physical characteristics of soils from Kalamaria (Macedonia) 1733

Χατζηαγγέλου, Μ., Χρηστάρας, Β., Δημόπουλος, Γ., Σούλιος, Γ., Κίλιας, Α. & Β., Μανωλάκος: Ποιότητα της βραχομάζας κατά μήκος της υπό κατασκευή σιδηροδρομικής σήραγγας του Πλαταμώνα

Rock mass quality along the tunnel of Platamon under construction 1741

Dragovich, D.: Condition of the Sea Wall at Farm Cove, Australia 1749

Marinos, P.G.: Tunneling in limestone terrain: the need of the knowledge of the hydrogeological model 1755

Matova, M.: Dangerous seismotectonic situation for ancient and mediaeval monuments in Sofia city (Bulgaria) 1765

Skias, S.G.: An engineering geological consideration of the flash flood hazard: a systemic approach for structuring a sustainable stategy 1773

ΥΔΡΟΓΕΩΛΟΓΙΑ – HYDROGEOLOGY

Αλεξόπουλος, Α.: Περί των γεωλογικών και υδρογεωλογικών συνθηκών της περιοχής μεταξύ Μαλίων, Μοχού, Ποταμιών και Λιμένα Χερσονήσου Κρήτης

On the geological and hydrogeological conditions between Malia, Mohos, Potamia and Limin Hersonissou, Crete 1783

Γιαννουλόπουλος, Π.: Οι υδρολιθολογικές συνθήκες των αλλουβιακών ιζημάτων του Αργολικού πεδίου-υδροφόροι σχηματισμοί

Hydrostratigraphy of the alluvial sediments of the plain of Argos (Greece) – Aquifers 1793

Δημόπουλος, Γ., Αρβανίτης, Α. & Μ., Φυτίκας: Υδροχημική συμπεριφορά και χαρακτηριστικά του υδροθερμικού υδροφορέα της περιοχής των Θερμών Πηγών Ν. Απολλωνίας (λεκάνη Μυγδονίας, Μακεδονία)

Hydrochemical behaviour and characteristics of hydrothermal aquifer in the area of Nea Apollonia thermal springs (Mygdonia basin, Macedonia) 1081

Ζελιλίδης, Α. & Π., Αβραμίδης: Η ιζηματολογική και στρωματογραφική διάρθρωση της νήσου Χίου στην κατεύθυνση επίλυσης των υπάρχοντων υδρογεωλογικών προβλημάτων

Sedimentological and statigraphical composition of the Chios Island, towards the solution of existing hydrogeological problems 1811

Λαμπράκης, Ν., Σταμάτης, Γ., Γιαννουλόπουλος, Π. & Α., Βοϊβόντα: Ποιότητα των υπογείων νερών και εκτίμηση του χρόνου απορρύπανσης των υδροφόρων οριζόντων του Αργολικού πεδίου κάτω από συνθήκες τεχνητού εμπλουτισμού

Groundwater quality and estimation of rehabilitation time of the Argolid plain's aquifers under artificial recharge conditions 1819

Μανδηλαράς, Δ. & Κ., Βουδούρης: Ισοζύγιο ύδατος και ποιότητα υπογείων νερών στον προσχωσιγενή υδροφορέα της λεκάνης του Γλαύκου ποταμού (ΒΔ/κη Αχαΐα)

The groundwater balance and water quality of the alluvial aquifer of Glafkos basin, Achaia, Greece 1827

Μαριολάκος, Η., Φουντούλης, Ι. & Δ., Θεοχάρης: Υδρευτικές ανάγκες του Νομού Αιτωλοακαρνανίας

Water supply needs of the Aetoloacarnania prefecture (Greece) 1835

Μαριολάκος, Η., Λέκκας, Σ., Αλεξόπουλος, Α., Φουντούλης, Ι., Σπυρίδωνος, Ε., Μπαντέκας, Ι., Μαριολάκος, Δ. & Ε., Ανδρεαδάκης: Τεχνητός εμπλουτισμός του υπογείου καρστικού υδροφορέα του Φυλλήιου Όρους στην περιοχή των Φαρσάλων (Θεσσαλία)

Artificial recharge of the underground karstic aquifer of Phyllion Mt., Farsala region (Thessaly, Greece) 1843

Μαριολάκος, Η., Λέκκας, Σ., Παπαδόπουλος, Τ., Αλεξόπουλος, Α., Φουντούλης, Ι., Αλεξόπουλος, Ι., Σπυρίδωνος, Ε., Μπαντέκας, Ι., Μαριολάκος, Δ. & Ε., Ανδρεαδάκης: Υπεδαφική τεκτονική δομή στη λεκάνη των Φαρσάλων (Θεσσαλία) ως καθοριστικός παράγων διαμόρφωσης των υδρογεωλογικών συνθηκών της περιοχής

The subsurface tectonic structure of the Farsala basin (Thessaly) as determining factor of the hydrogeological conditions of the region 1851

Ναγκούλης, Θ. & Κ., Λουπασάκης: Υδρολογικό καθεστώς της πεδινής ζώνης της λεκάνης του Ανθεμούντα (Θεσσαλονίκη)

Hydroleological conditions of the plain area of the Anthemounta basin (Macedonia, Greece) 1859

Νάστος, Π.Θ.: Γεωγραφική κατανομή της αποτελεσματικότητας της βροχής στον Ελλαδικό χώρο

Spatial distribution of the effectiveness of rain in Greece 1869

Νίκας, Κ., Αγγελικάκης, Ι., Βέργου, Α. & Ε., Βασιλειάδης: Υδρογεωλογικές και γεωχημικές έρευνες στο Νομό Αχαΐας

Hydrogeological and geochemical survey in Achaia prefecture area 1875

Παναγόπουλος, Γ. & Ν., Λαμπράκης: Διερεύνηση της ποιότητας του υπογείου νερού του καρστικού υδροφόρου ορίζοντα ΝΔ Τριφυλίας σε σχέση με τις υδρογεωλογικές συνθήκες που επικρατούν στην περιοχή

Investigation of the groundwater quality of the SW Trifilia karstic aquifer in respect with the hydrogeological conditions of the area 1885

Πανίλας, Σ. & Ι., Κουμαντάκης: Ποιοτικά χαρακτηριστικά των υπογείων νερών του νοτίου τμήματος της λεκάνης Πτολεμαΐδας

Ground water quality in south field of Ptolemais basin 1893

Περλέρος, Β., Δρακοπούλου, Ε., Βαλαδάκη-Πλέσσα, Α., Αρβανίτης, Α. & Α., Αλατζάκη: Διερεύνηση των γεωλογικών – υδρογεωλογικών συνθηκών στον Άγ. Κήρυκο νήσου Ικαρίας. Προτάσεις για βιώσιμη οικιστική ανάπτυξη – προστασία του δομημένου περιβάλλοντος και των θερμομεταλλικών ιαματικών πηγών

Geological and hydrogeological research of Ag. Kirikos on Ikaria island. Suggestions for sustainable urban development – protection of the environment of the built-up area and the thermo – mineral springs (Spas) 1903

Πεταλάς, Χ., Πανίλας, Σ., Διαμαντής, Ι. & Φ., Πλιάκας: Υπολογισμός και αξιολόγηση των υδραυλικών παραμέτρων δύο υδροφόρων συστημάτων σε διαφορετικό ιζηματογενές περιβάλλον στη μάζα της Ροδόπης

Estimation and evaluation of hydraulic parameters of two aquifer systems formed in defferent sedimentary environments within the Rhodope mass 1913

Πλιάκας, Φ., Διαμαντής, Ι., Πεταλάς, Χ. & Σ., Πανίλας: Διερεύνηση δυνατότητας εφαρμογής τεχνητού εμπλουτισμού των υδροφορέων πεδινών τμημάτων του Ν. Ροδόπης στη Θράκη. Μια πρώτη προσέγγιση

Feasibility study of artificial recharge application to Rhodopi plain areas aquifers in Thrace, Greece. A first approach 1923

Σαμπατακάκης, Π., Γαϊτανάκης, Π. & Β., Ζοράπας: Υδρογεωλογικές συνθήκες και η παρουσία NO_3 στα υπόγεια νερά της αστικής και περιαστικής ζώνης της Καλαμάτας

Hydrogeological conditions and presence of NO_3 into the groundwater of the urban and regional zone at the area of Kalamata 1933

Σαχανίδης, Χ. & Φ., Παυλουδάκης: Έλεγχος της ποιότητας των επιφανειακών και υπογείων νερών της ευρύτερης περιοχής των ορυχείων του λιγνιτικού κέντρου Πτολεμαΐδας-Αμύνταιου

Monitoring and control of the surface and ground water quality in the greater area of the mines of Ptolemais – Amynteon lignite centre 1941

Σκουλικίδης, Ν., Νικολαΐδης, Ν., Ζαγγανά, Ε. & Π., Περγιαλιώτης: Η συνεισφορά της γεωργίας στη ρύπανση των υδάτων του κάτω τμήματος του Αχελώου ποταμού. Μεθοδολογία και πρώτα αποτελέσματα

The contribution of agriculture to the aquatic pollution of the lower part of Acheloos river: methodology and preliminary results 1951

Σούλιος, Γ., Ζαγγανά, Ε., Κακλής, Τ. & Δ., Οικονομίδης: Υδροχημικά χαρακτηριστικά υπογείων και επιφανειακών νερών της λεκάνης του άνω ρου του Αλιάκμονα

Hydrochemical surface and underground water data of the upper part of drainage basin of Aliakmon river 1959

Σταυρόπουλος, Ξ. & Μ., Τζίμα: Διερεύνηση του μηχανισμού υφαλμύρινσης των πηγών Κάτω Σουλίου Μαραθώνα Ν. Αττικής

Investigation related to the salt intrusion mechanisms of Kato Souli Srings, Marathonas - Attiki. 1967

Bacani, A. & M., Parika: Geology of the Zagreb aquifer system 1973

Gjoka, M., Kane, T., Gjini, A., Trifoni, E. & X., Buzi: Some hydrogeological and geothermal considerations of the Drinos-Saranda area (Southern Part of Albania) 1981

Panagopoulos, A., Voudouris, K., Koumantakis, I. & M., Hionidi: Groundwater evolution of the Northern Corinthian region coastal aquifer system, as indicated by hydrochemistry 1991

Zacharioudakis, G., Streetly, M. & M., Fermor: Design, implementation and operation of a large scale groundwater quality monitoring network 1999

ΤΗΛΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗ – REMOTE SENSING

Βαϊόπουλος, Δ., Σκιάνης, Γ. & Β., Τσάρμπος: Συγκριτική μελέτη της επίδρασης φίλτρων διέλευσης χαμηλών συχνοτήτων σε ψηφιακή εικόνα

A comparative study of the effect of low-pass frequency filtering on a digital image 2009

Μηλιαρέσης, Γ.Χ.: Εντοπισμός ορεινών όγκων στην φυσιογραφική ενότητα Zagros ranges (Ιράν) από το ψηφιακό μοντέλο εδάφους GTOPO30

Extraction of mountain objects in the physiographic zone of Zagros Ranges 2017

Στεφούλη, Μ.: Αναφορά στην ενημέρωση των γεωλογικών χαρτών με χρήση εικόνων υψηλής διακριτικής ικανότητας σύγχρονων δορυφορικών συστημάτων

Geologic map updating using high resolution images of the most recent satellite systems 2025

Ganas, A., Lagios, E. & G., Stavrakakis: Computer techniques for imaging earthquake deformation using satellite and digital elevation models 2033

Gatsis, I., Parcharidis, I. & K., Serelis: Monitoring of coastline changes using multitemporal satellite data: the case of Messologi lagoon system and Acheloos-Evinos Deltas (W. Greece) 2039

Parcharidis, I., Gartzos, E. & E., Psomiadis: Evaluation of remote sensing methods for the detection of hydrothermal alteration zones in Milos island (Greece) 2047

Parcharidis, I., Lagios, E. & E., Psomiadis: Multitemporal hazard assessment in a high flash flood risk area using RS/GIS techniques: the case of Hymittos Mt. (Athens) 2055

9ο ΔΙΕΘΝΕΣ ΣΥΝΕΔΡΙΟ
ΤΗΣ ΕΛΛΗΝΙΚΗΣ ΓΕΩΛΟΓΙΚΗΣ ΕΤΑΙΡΙΑΣ

με έμφαση στην συμβολή των Γεωεπιστημών στην Ανάπτυξη

Υπό την Αιγίδα του
Υπουργείου Περιβάλλοντος, Χωροταξίας και Δημοσίων Έργων
και την υποστήριξη του Υπουργείου Πολιτισμού

9th INTERNATIONAL CONGRESS
OF THE GEOLOGICAL SOCIETY OF GREECE

with emphasis on the contribution of Geosciences to Development

Under the aegis of the
Ministry of Environment, Physical Planning and Public Works
and the support of the Ministry of Culture

ΠΡΑΚΤΙΚΑ
PROCEEDINGS

ΤΟΜΟΣ 4 - VOLUME 4
ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΗ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ - ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΑ
APPLIED GEOPHYSICS - SEISMOLOGY

ΑΘΗΝΑ, ΣΕΠΤΕΜΒΡΙΟΣ 2001

ΕΦΑΡΜΟΡΜΟΣΜΕΝΗ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ
APPLIED GEOPHYSICS

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/4, 1275-1284, 2001 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/4, 1275-1284, 2001
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΤΑΧΥΤΗΤΩΝ ΔΙΑΤΜΗΤΙΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ ΜΕ ΤΗ ΜΕΘΟΔΟ ΤΟΥ ΜΙΚΡΟΘΟΡΥΒΟΥ ΣΤΟ EUROSEISTEST*

Π. ΑΠΟΣΤΟΛΙΔΗΣ[1], Ζ. ΡΟΥΜΕΛΙΩΤΗ[1], Δ. ΡΑΠΤΑΚΗΣ[1], Κ. ΠΙΤΙΛΑΚΗΣ[1]

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η ακριβής γνώση των ταχυτήτων των διατμητικών κυμάτων αποτελεί σημαντικό παράγοντα για την εκτίμηση της επιρροής των τοπικών εδαφικών συνθηκών. Στην παρούσα εργασία αναλύονται μετρήσεις μικροθορύβου σε διάταξη και διερευνάται η δυνατότητα χρησιμοποίησης της μεθόδου του Χωρικού Συντελεστή Αυτοσυσχέτισης (ΧΣΑ)(Aki 1957, 1959, 1965). Η μέθοδος εφαρμόζεται πρώτη φορά στον Ελληνικό χώρο. Η θέση που επιλέχθηκε για την εφαρμογή και αξιολόγηση της μεθόδου είναι το EuroseisTest όπου έχει γίνει εκτεταμένο πρόγραμμα γεωφυσικών διασκοπήσεων. Οι συγκρίσεις των αποτελεσμάτων είναι ικανοποιητικές και δείχνουν ότι η χρήση του μικροθορύβου με τη μέθοδο του ΧΣΑ μπορεί να αποτελέσει μία εναλλακτική μέθοδο προσδιορισμού των ταχυτήτων των διατμητικών κυμάτων.

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: σταθερά τυχαίες συναρτήσεις, συντελεστής αυτοσυσχέτισης, συναρτήσεις bessel, αντιστροφή επιφανειακών κυμάτων.

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η ταχύτητα των διατμητικών κυμάτων (Vs) είναι μία χαρακτηριστική ιδιότητα των εδαφικών σχηματισμών που καθορίζει τη σεισμική τους απόκριση. Οι συμβατικές μέθοδοι διασκόπησης που χρησιμοποιούνται για τον προσδιορισμό της ταχύτητας των διατμητικών κυμάτων είναι η διάθλαση, η ανάκλαση, οι διασκοπήσεις εντός γεωτρήσεων (C-H, D-H) και η αντιστροφή επιφανειακών κυμάτων (SWI). Η διάθλαση, η ανάκλαση και η αντιστροφή επιφανειακών κυμάτων δεν είναι εύκολο να εφαρμοστούν σε πυκνοδομημένο περιβάλλον για τη διασκόπηση σε μεγάλα βάθη λόγω της μεγάλης απαιτούμενης διάταξης λήψης των δεδομένων, ενώ στις μεθόδους εντός γεωτρήσεων η διασκόπηση σε μεγάλα βάθη είναι ασύμφορη λόγω κόστους. Μία εναλλακτική μέθοδος για τον υπολογισμό της ταχύτητας των διατμητικών κυμάτων, και κατά επέκταση την εκτίμηση της δομής του υπεδάφους, σε μεγάλα βάθη, χωρίς να απαιτούνται ιδιαίτερα μεγάλες διατάξεις και πολυδάπανες εργασίες είναι η ανάλυση του μικροθορύβου που καταγράφεται σε κυκλική διάταξη.

Οι μέθοδοι που χρησιμοποιούνται διεθνώς για την ανάλυση καταγραφών του εδαφικού θορύβου είναι η μέθοδος Χωρικού Συντελεστή Αυτοσυσχέτισης (ΧΣΑ, S.P.A.C.) (Aki, 1957, 1959, 1965) και η μέθοδος της Συχνότητας-Κυματάριθμου (F-K). Οι δύο αυτές μεθοδολογίες έχουν ευρεία χρήση στην Ιαπωνία (Kanno et al. 2000) και στον Ευρωπαϊκό χώρο την τελευταία δεκαετία (Hough et al. 1992, Malagnini et al. 1993, Chouet et al. 1998). Στον Ελληνικό χώρο δεν υπάρχουν σχετικές δημοσιεύσεις και η παρούσα εργασία αποτελεί την πρώτη, τόσο για την παρουσίαση της μεθόδου όσο και για τα δεδομένα της ανάλυσης, τα οποία προέρχονται από τη Μυγδονία λεκάνη.

Η μέθοδος ανάλυσης που χρησιμοποιήθηκε στις καταγραφές μικροθορύβου στην παρούσα εργασία είναι του ΧΣΑ. Το κυριότερο πλεονέκτημα έναντι της μεθόδου F-K είναι ότι απαιτείται περιορισμένος αριθμός σταθμών καταγραφής (Okada et al. 1987). Η θέση που επιλέχθηκε για την καταγραφή του μικροθορύβου είναι το EuroseisTest το οποίο αποτελεί από το 1994 διεθνές πολυδύναμο πεδίο δοκιμών και του οποίου η υποεπιφάνεια δομή προσδιορίσθηκε και αναθεωρήθηκε με πλήθος γεωφυσικών μεθόδων και γεωτεχνικών δοκιμών (Jongmans et al. 1998, Pitilakis et al. 1999, Raptakis et al. 2000).

Στόχος της παρούσας εργασίας είναι η χρήση καταγραφών μικροθορύβου σε κυκλική διάταξη για τον προσδιορισμό της εδαφικής δομής έως το βραχώδες υπόβαθρο, μέσω της κατακόρυφης κατανομής της ταχύτητας των διατμητικών κυμάτων.

* DETERMINATION OF THE SHEAR WAVE VELOCITIES BY THE METHOD OF MICROTREMOR ON EUROSEISTEST

1. Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 54 006 Θεσσαλονίκη.

ABSTRACT

The knowledge of the underground structure is a very important parameter for site effects and the estimation of spatial variation of ground motion. In the present study the S-wave model is determined by recordings of ambient noise at a circular array. The method that is used is Spatial Autocorrelation Coefficient (S.P.A.C.)(Aki, 1957, 1965). Since it is the first time that the specific method is being applied in Greece is provided a detailed and critical description of the method. The S.P.A.C. method is based on the assumption that microtremor is a stationary random function. In case microtremor is stationary in time and space, then the spatial autocorrelation coefficient is calculated, from which phase velocities of surface waves are estimated and S-wave velocities are inverted. The S.P.A.C. method is applied to S5 position of EuroseisTest where the underground structure is well determined from other geophysical methods while it is considered as a suitable place for the validation of the method. The validation indicates that the S-wave velocity structure determined by recordings of ambient noise at circular arrays is a useful tool for site characterization.

1. ΘΕΩΡΗΤΙΚΕΣ ΕΝΝΟΙΕΣ ΤΗΣ ΜΕΘΟΔΟΥ

Η ανάλυση μικροθορύβου σε κυκλική διάταξη με τη μέθοδο του ΧΣΑ. συνίσταται στις μετρήσεις του μικροθορύβου στο πεδίο των συχνοτήτων και στην επεξεργασία των δεδομένων. Οι μετρήσεις στο πεδίο γίνονται με όργανα υψηλής τεχνολογίας με μεγάλο εύρος συχνοτήτων των οποίων ο αριθμός δεν μπορεί να είναι μικρότερος των τριών (3). Τα όργανα βαθμονομούνται και τοποθετούνται σε κυκλική διάταξη.

Η μέθοδος του ΧΣΑ βασίζεται στη θεμελιώδη παραδοχή ότι ο μικροθόρυβος αποτελείται κυρίως από επιφανειακά κύματα τα οποία παρουσιάζουν σταθερά μία τυχαία μεταβολή στο χώρο και στο χρόνο. Αυτό σημαίνει ότι το φάσμα ισχύος του θα πρέπει να είναι ανεξάρτητο του χρόνου και του χώρου. Με βάση αυτήν την παραδοχή ο μικροθόρυβος μπορεί να περιγραφεί από τις εξισώσεις σταθερά τυχαίων συναρτήσεων (Yaglom, 1962).

Το πλάτος του μικροθορύβου δεν μπορεί να υπολογιστεί με μαθηματικές εξισώσεις για μία δεδομένη χρονική στιγμή και σε μία συγκεκριμένη θέση, με αποτέλεσμα να αποτελεί μία τυχαία συνάρτηση. Έχει παρατηρηθεί ότι για ένα χρονικό διάστημα 45 λεπτών και μία απόσταση 1-2 km η συνάρτηση της πυκνότητας, ή το φάσμα ισχύος, παρουσιάζει παρόμοια μορφή για όλη τη διάρκεια της καταγραφής (Okada, 1997). Το γεγονός αυτό σημαίνει ότι η τιμή του πλάτους του μικροθορύβου είναι τυχαία αλλά η μεταβολή του είναι σταθερή με συνέπεια να είναι ανεξάρτητη της πηγής και για αυτόν το λόγο ο μικροθόρυβος μπορεί να θεωρηθεί ως μία σταθερά τυχαία συνάρτηση. Η μέθοδος του ΧΣΑ. βασίζεται σε αυτήν ακριβώς την ιδιότητα και αξιοποιεί τη χωρική μεταβολή των περιόδων του φάσματος ισχύος στους σταθμούς καταγραφής σε κυκλική διάταξη.

Στην ανάλυση του μικροθορύβου ακολουθούνται διαδοχικά στάδια που αποτελούνται από τους εξής υπολογισμούς: α) του φάσματος ισχύος για κάθε σταθμό β) της συνάρτησης αυτοσυμμεταβλητότητας για κάθε ζεύγος σταθμών και τη μέση αντίστοιχη συνάρτηση για κάθε ακτίνα της διάταξης γ) του ΧΣΑ. κάθε συχνότητας για κάθε ακτίνα της διάταξης δ) της καμπύλης σκέδασης της ταχύτητας φάσης των Rayleigh κυμάτων και ε) της δομής του υπεδάφους με τη διαδικασία της αντιστροφής.

Πιο αναλυτικά, η συνάρτηση χωρικής συμμεταβλητότητας (μεταβολή της συχνότητας ω για κυματάριθμο k μεταξύ σταθμού καταγραφής στο κέντρο του κύκλου και σημείου με συντεταγμένες r και θ), δίνεται από τη σχέση (Henstridge, 1979):

$$g(\omega,r,\theta) = \int_0^{2\pi} \exp\{irk\cos(\theta-\varphi)\}\ h(\omega,\varphi)d\varphi \qquad (1)$$

όπου h(ω,φ) είναι το φάσμα ισχύος στη θέση (r,θ). Η σχέση 1 για το κέντρο της διάταξης όπου (r,θ) = (0,0) μετατρέπεται στη:

$$g(\omega,0,0)= \int_0^{2\pi} h(\omega,\varphi)\,d\varphi = h_0(\omega)d\omega \qquad (2)$$

όπου $h_0(\omega)$ το φάσμα ισχύος στο κέντρο και υπολογίζεται από το άθροισμα των φασμάτων ισχύος των σταθμών στην περιφέρεια της διάταξης σε συνάρτηση με το αζιμουθιό τους. Η συνάρτηση μέσης αυτοσυμμεταβλητότητας στο κέντρο της διάταξης έχει τη μορφή (Aki 1957, Okada 1997):

$$(r) = \int_{-\infty}^{\infty} Jo(rk)\,d\omega \int_{0}^{2\pi} h(\omega,\varphi)d\varphi \qquad (3)$$

όπου J_0 είναι η συνάρτηση Bessel πρώτου είδους μηδενικής τάξης (first kind of zero order) και λόγω της σχέσης 2 προκύπτει ότι η συνάρτηση μέσης συμμεταβλητότητας στο σημείο r,θ δίνεται από τη σχέση:

$$\overline{g(\omega,r)} = h_0(\omega)\, d\omega\, J_0(rk) \qquad (4)$$

Ο ΧΣΑ προκύπτει από τη μέση συνάρτηση συμμεταβλητότητας, $g(\omega,r)$, κανονικοποιημένης ως προς το φάσμα ισχύος, $h_0(\omega)$, στο κέντρο της διάταξης.

$$\rho(\omega,r) \equiv g(\omega,r) \;/\; h_0(\omega) = J_0(rk) \qquad (5)$$

Λόγω της σχέσης $k=\omega/c(\omega)$, ο ΧΣΑ μπορεί να εκφραστεί:

$$\rho(\omega,r) = J_0\left(\frac{r\omega}{c(\omega)}\right) \qquad (6)$$

όπου $c(\omega)$ είναι η ταχύτητα φάσης των σκεδαζόμενων επιφανειακών κυμάτων στη συχνότητα ω.

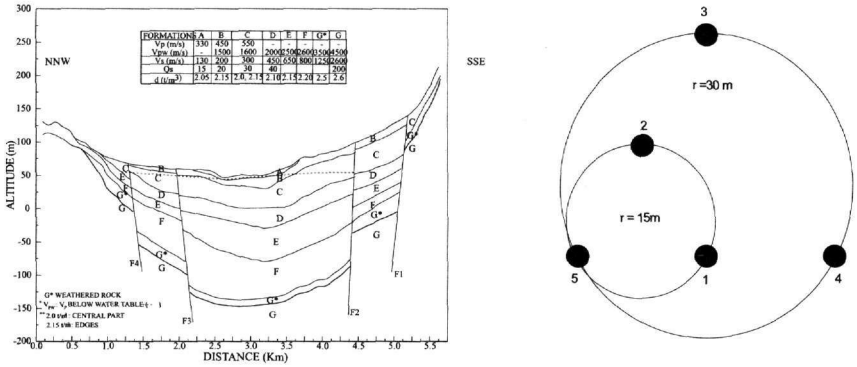
Από τη θεωρητική ανάλυση συνεπάγεται ότι ο ΧΣΑ μπορεί να προσδιοριστεί από μία διάταξη στην οποία τα σεισμόμετρα είναι αζιμουθιακά κατανεμημένα έτσι ώστε κάθε ζεύγος σταθμών με απόσταση r να παρέχει την απαραίτητη αζιμουθιακή πληροφορία. Αυτός είναι ο λόγος για τον οποίον η διάταξη που χρησιμοποιείται στην καταγραφή μικροθορύβου είναι κυκλική και οι σταθμοί καταγραφής τοποθετούνται στην περιφέρεια του κύκλου και στις κορυφές ενός ισόπλευρου τριγώνου. Με τη χρήση των συναρτήσεων Bessel υπολογίζεται για κάθε συχνότητα μία ταχύτητα φάσης, με αποτέλεσμα να προσδιορίζεται η καμπύλη σκέδασης της ταχύτητας φάσης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh του θεμελιώδη τρόπου που εμπεριέχονται στο θόρυβο και χαρακτηρίζει τη δομή του υπεδάφους στο κέντρο της κυκλικής διάταξης.

2. ΕΝΔΕΙΚΤΙΚΟ ΠΑΡΑΔΕΙΓΜΑ ΧΡΗΣΗΣ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ ΜΙΚΡΟΘΟΡΥΒΟΥ ΣΕ ΚΥΚΛΙΚΗ ΔΙΑΤΑΞΗ

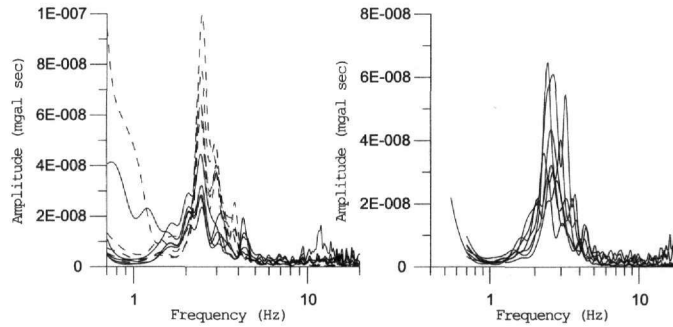
Η χρήση του μικροθορύβου για τον προσδιορισμό της δομής του υπεδάφους με τη μέθοδο ανάλυσης του ΧΣΑ πραγματοποιήθηκε στη θέση S5 της γνωστής εδαφικής τομής του Euroseistest (Raptakis et al, 2000), όπου προσδιορίσθηκε το εδαφικό προσομοίωμα με τη μέθοδο της SWI (σχ. 1).

Χρησιμοποιήθηκαν πέντε (5) καταγραφικά όργανα Reftek με σεισμόμετρα τριών συνιστωσών CMG-40T σε κυκλική διάταξη. Οι σταθμοί καταγραφής συγχρονίστηκαν με G.P.S.

Τα επιφανειακά κύματα, των οποίων προσδιορίσθηκε η καμπύλη σκέδασης της ταχύτητας φάσης, ήταν κύματα Rayleigh που αναλύθηκαν κάνοντας χρήση μικροθορύβου της κατακόρυφης συνιστώσας. Τα ζεύγη των σταθμών που χρησιμοποιήθηκαν στην ανάλυση είναι τα ακόλουθα: 1-3, 1-2, 2-3, 2-5 και το 1-4 που απείχαν 26 m μεταξύ τους, και 3-4, 4-5 και 3-5 με απόσταση 52 m μεταξύ τους (σχ. 1). Η καταγραφή είχε διάρκεια 30 min, ενώ η ανάλυση του μικροθορύβου έγινε σε παράθυρα χρόνου διάρκειας 30 sec περίπου.

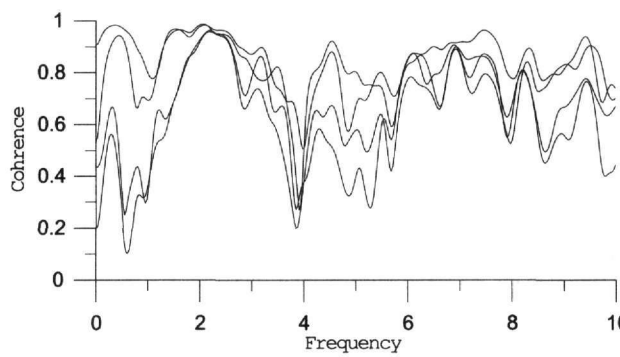


Σχήμα 1. Εδαφική τομή Euroseistest και διάταξη καταγραφής του μικροθορύβου
Figure 1. Soil profile of Euroseistest and array of the tremor recordings



Σχήμα 2. Σταθερότητα θορύβου στο χρόνο (δεξιά) και στο χώρο (αριστερά)
Figure 2. Stationary of microtremor in time (right) and in space (left)

Για την αξιοπιστία της ανάλυσης του μικροθορύβου απαιτούνται συνεχείς έλεγχοι της σταθερότητάς του. Ο πρώτος βασικός έλεγχος είναι η σταθερότητα του φάσματος ισχύος στο χώρο και στο χρόνο. Για τον έλεγχο της σταθερό-τητας του μικροθορύβου στο χρόνο, υπολογίστηκαν και συ-γκρίθηκαν τα φάσματα ισχύος ανά 2.5 min σε κάθε σταθμό χωριστά και για όλη τη διάρκεια καταγραφής, ενώ για τη σταθερότητα του θορύβου στο χώρο, εξετάστηκαν και συ-γκρίθηκαν μεταξύ τους τα αντίστοιχα φάσματα ισχύος για κάθε σταθμό της διάταξης. Ενδεικτικά στο σχήμα 4 απεικονίζονται τα φάσματα ισχύος του σταθμού 1 ανά 2.5 min (σχ. 2) και τα φάσματα για τους 5 σταθμούς και για δύο αντίστοιχα χρονικά διαστήματα. Παρατηρείται ότι τα φάσματα ισχύος είναι παρόμοιας μορφής για όλη τη χρονική διάρκεια του μικροθορύβου σε όλους τους σταθμούς για μεγάλο εύρος συχνοτήτων. Για τον ακρι-βέστερο προσδιορισμό του εύρους των συχνοτήτων όπου η σταθερότητα του θορύβου είναι ικανοποιητική και μπορεί να οδηγήσει σε ακριβή αποτελέσματα, υπολογίζεται η συνάφεια μεταξύ των σταθμών καταγραφής που ισαπέχουν (σχ. 3). Ενδεικτικά στο σχήμα 3 απεικονίζεται η συνάφεια των συχνοτήτων για τους σταθμούς που απέχουν μεταξύ τους 26m. Το εύρος των συχνοτήτων όπου η σταθερότητα του μικροθορύβου είναι ικανοποιητική και στις δύο διατάξεις κυμαίνεται από 1.5 έως 4.3 Hz (0.23-0.6sec).



Σχήμα 3. Η διακύμανση των συχνοτήτων για τα ζεύγη των σταθμών 1-3, 1-2, 2-3, 2-5 με απόσταση 26 m
Figure 3. Coherence of frequency between the stations 1-3, 1-2, 2-3, 2-5 with distance 26 m
Σχήμα 4. Συνάρτηση αυτοσυσχέτισης για κάθε ζεύγος σταθμών (συνεχείς γραμμές) και μέση συνάρτηση αυτοσυσχέτισης για κάθε ακτίνα (στικτή γραμμή)

Αφού προσδιοριστούν οι συχνότητες όπου ο θόρυβος μεταβάλλεται σταθερά και για τις δύο διατάξεις, ακολουθεί ο υπολογισμός των παραμέτρων που περιγράφηκαν στην ενότητα 2 και αποτελούν το κυρίως στάδιο της ανάλυσης του μικροθορύβου. Αρχικά υπολογίστηκαν οι συναρτήσεις αυτοσυσχέτισης για κάθε ακτίνα της διάταξης, και για κάθε ζεύγος σταθμών (σχ. 4). Είναι φανερό ότι η μέση συνάρτηση αυτοσυσχέτισης για κάθε ακτίνα της κυκλικής διάταξης αποδίδει ικανοποιητικά τη μέση καμπύλη των συναρτήσεων αυτοσυσχέτισης κάθε ζεύγους σταθμών για συχνότητες 1.5 - 4.3 Hz.

Το τελικό στάδιο της μεθόδου είναι ο υπολογισμός του ΧΣΑ. σε κάθε συχνότητα και για κάθε ακτίνα και ο προσδιορισμός της καμπύλης σκέδασης. Η αξιοπιστία της καμπύλης σκέδασης εξαρτάται από το κατά πόσο οι

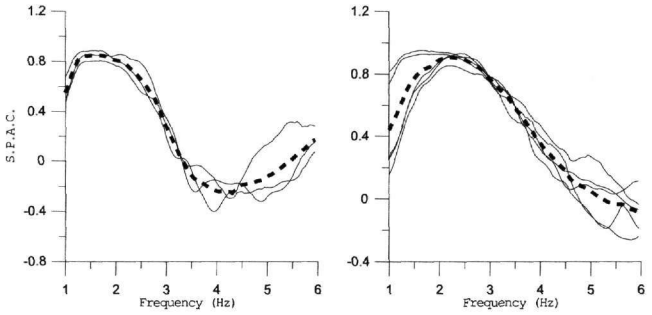
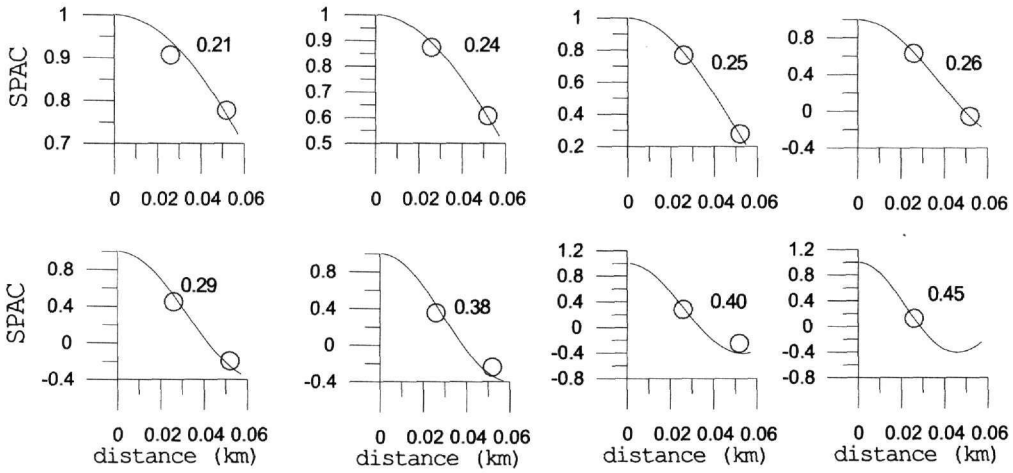


Figure 4. Autocorrelation function for every couple of station (solid line) and mean autocorrelation function for every radius (dotted line)

συντελεστές που υπολογίστηκαν μεταβάλλονται ικανοποιητικά σε σχέση με τις συναρτήσεις Bessel (first kind of zero order) (σχ. 5). Όπως προκύπτει από το σχήμα 5, για περιόδους από 0.24 έως 0.45 sec και οι δύο διατάξεις έχουν αποδεκτά αποτελέσματα, ενώ για τις συχνότητες από 0.21 έως 0.24 sec λήφθηκε υπόψη μόνο η διάταξη με ακτίνα 15 m. Η τελική καμπύλη σκέδασης απεικονίζεται στο σχήμα 6 και αποτελεί το τελικό αποτέλεσμα που προκύπτει από την χρήση του μικροθορύβου με τη μέθοδο του ΧΣΑ.



Σχήμα 5. Παρατηρούμενοι συντελεστές αυτοσυσχέτισης και η μεταβολή τους πάνω στις συναρτήσεις Bessel
Figure 5. Observed SPAC coefficients and the Besel functions fitted to them

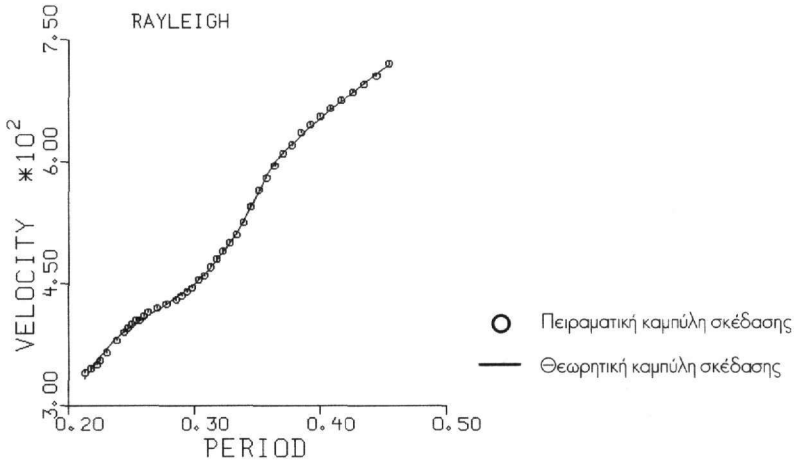
3. ΔΙΑΔΙΚΑΣΙΑ ΤΗΣ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗΣ

Η διαδικασία της αντιστροφής βασίζεται στη χαρακτηριστική ιδιότητα των επιφανειακών κυμάτων να σκεδάζονται. Το πρόγραμμα που χρησιμοποιήθηκε για την αντιστροφή στηρίζεται στη μέθοδο της μέσω επαναληπτικής διαδικασίας αντιστροφής (Herrmann, 1985). Η μέθοδος προϋποθέτει την εισαγωγή ενός τεχνητού ομοιώματος x και βασίζεται στη λύση του πίνακα A που συνδέεται με το ομοίωμα x και την παρατηρούμενη καμπύλη σκέδασης με τη σχέση

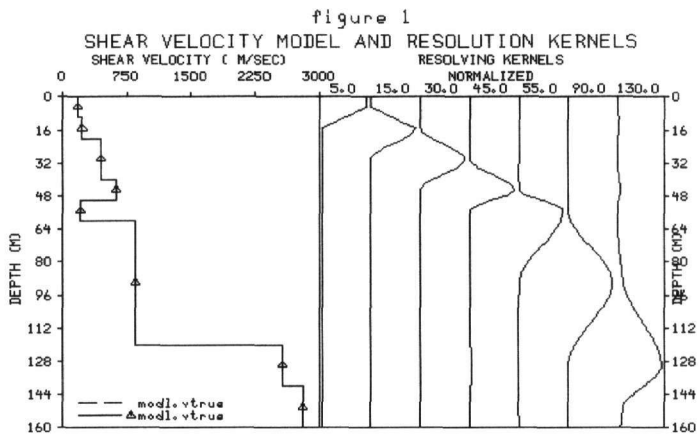
$$b = A(n,m)x \qquad (8)$$

όπου b είναι η διαφορά μεταξύ των παρατηρούμενων και των θεωρητικά υπολογισμένων ταχυτήτων φάσης. Η αξιοπιστία της επίλυσης επιβεβαιώνεται από την ταύτιση μεταξύ της θεωρητικής και πειραματικής καμπύλης

καθώς και από την κατανομή των επιλυόμενων πυρήνων που αντιστοιχούν σε κάθε στρώση (resolving Kernels) και έχουν τη μορφή συνάρτησης Δέλτα (δ) με αιχμή στο βάθος το οποίο προσδιορίζεται. Ο προσδιορισμός της Vs για κάθε στρώση είναι βέλτιστη, όταν η αιχμή της δ του βάθους αυτού (οριζόντιος άξονας) αντιστοιχεί στο βάθος (κατακόρυφος) στο οποίο υπολογίζεται η ταχύτητα. Η επίλυση της αντιστροφής για την θέση S5 δίνεται στα σχήματα 6 και 7.



Σχήμα 6. Ταύτιση πειραματικής και θεωρητικής καμπύλης σκέδασης
Figure 6. Fitting of theoretical and observed dispersive curve.

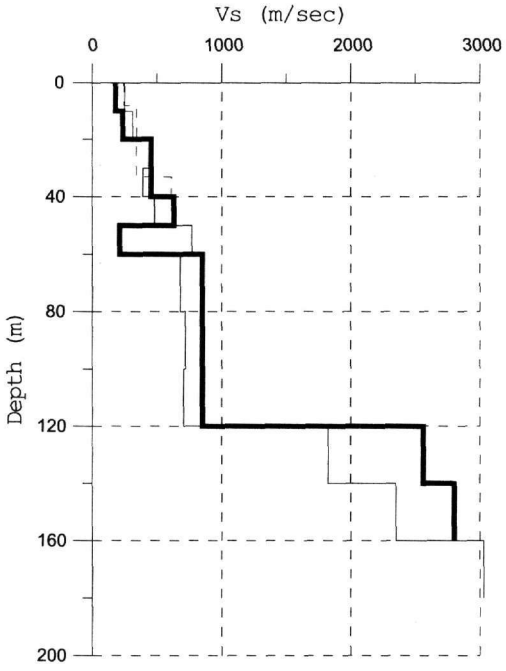


Σχήμα 7. Ομοίωμα ταχυτήτων Vs και επιλυόμενοι πυρήνες
Figure 7. Shear wave velocities model and resolving kernels

Από τη διαδικασία της αντιστροφής προκύπτει ότι η ανάλυση είναι ικανοποιητική μέχρι 150 m βάθους, αποτέλεσμα που κρίνεται ιδιαίτερα ικανοποιητικό συγκρινόμενο με τα βάθη διασκόπησης που φτάνουν οι συμβατικές γεωφυσικές μέθοδοι.

4. ΣΥΖΗΤΗΣΗ – ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Το αποτέλεσμα της παρούσας εργασίας συγκρίθηκε με τα αποτελέσματα προηγούμενων μελετών όπως προέκυψαν από τις μεθόδους γεωφυσικής διασκόπησης (SWI, Down-Hole) που έγιναν στη θέση s5 (Pitilakis et al. 1995, Raptakis et al. 2000) (σχ. 8). Η σύγκριση των αποτελεσμάτων της μεθόδου SWI και του μικροθορύβου είναι ικανοποιητική για όλους τους εδαφικούς ορίζοντες, από την ελεύθερη επιφάνεια έως το βραχώδες υπόβαθρο και η απόκλιση των ταχυτήτων Vs δεν υπερβαίνει το 15% με εξαίρεση το βάθος 50–60 m. Σε ότι αφορά τη σύγκριση με τη μέθοδο D-H, προκύπτει ότι η απόκλιση είναι από 10 έως και 25% και κρίνεται



Σχήμα 8: Σύγκριση των αποτελεσμάτων της μεθόδου του μικροθορύβου (παχιά γραμμή) με τη μέθοδο SWI (απλή γραμμή) και D-H (στικτή γραμμή)

Figure 8: Comparison of the results of microtremor method (thick line) with the SWI method (simple line) and D-H method (dotted line)

ικανοποιητική καθώς η μέση τιμή των ταχυτήτων στα πρώτα 45 m είναι της ίδιας τάξης. Το γενικό συμπέρασμα από τη σύγκριση των αποτελεσμάτων είναι ότι η ανάλυση μικροθορύβου καταγραφών σε κυκλική διάταξη παρέχει ικανοποιητικά αποτελέσματα σε μεγάλα βάθη και μπορεί να αποτελέσει μία εναλλακτική μέθοδο για τον προσδιορισμό του εδαφικού προσομοιώματος.

Γενικά η μέθοδος παρουσιάζει ορισμένα πλεονεκτήματα και μειονεκτήματα. Τα πλεονεκτήματα της μεθόδου είναι ότι: α) Επιτρέπει την αξιόπιστη διασκόπηση σε μεγάλα βάθη, β) η λήψη των δεδομένων δεν απαιτεί ιδιαίτερα επίπονες και χρονοβόρες διαδικασίες στο πεδίο και γ) η δυνατότητα εφαρμογής της σε περιορισμένους χώρους (Πυκνοδομημένα Πολεοδομικά Συγκροτήματα). Τα μειονεκτήματα της μεθόδου του μικροθορύβου είναι α) η διαδικασία της αντιστροφής για την εξαγωγή του τελικού αποτελέσματος που είναι ιδιαίτερα χρονοβόρα και β) η αδυναμία εφαρμογής της μεθόδου σε περιοχές με έντονες πλευρικές μεταβολές.

Όπως είναι φυσικό, η μέθοδος έχει ιδιαίτερα μεγάλη σημασία εάν μπορεί να εφαρμοστεί σε πολεοδομικά συγκροτήματα, όπου ο θόρυβος έχει διαφορετικό συχνοτικό περιεχόμενο και η σταθερότητα του είναι δυσκολότερο να διατηρηθεί για κάποιο επαρκές χρονικό διάστημα και μία ικανή απόσταση για την διασκόπηση σε επιθυμητά βάθη.

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ: Εκφράζονται θερμές ευχαριστίες στον Καθ. Kudo K. (Univ.of Tokyo), τον Καθ. Okada H. (Univ of Hokkaido), και τους υπ. Διδάκτορες Kanno T. και Μακρή Θ. (Univ.of Tokyo) για την πρόσκληση και κατόπιν επιμόρφωση του πρώτου συγγραφέα για διάστημα 2 μηνών στο πανεπιστήμιο του Τόκυο. Επίσης εκφράζονται ιδιαίτερες ευχαριστίες στο Εργαστήριο Γεωφυσικής του Α.Π.Θ. για τη χορήγηση των απαραίτητων οργάνων.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

AKI K., 1957. Space and Time Spectra of stationary Stochastic Waves, with Special Reference to Microtremors. *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ. 25, 415-457*

AKI K AND MASARU TSUJIURA, 1959. Correlation Study of Near Earthqueke Waves. *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ. 37, 207-232*

AKI, K. (1965). A note on the use of microseismic in determining the shallow structure of the earth's crust, Geophysics 30, 665-666.

CHOUET B, G. E LUCA, G. MILANA, P. DAWSON, M. MARTINI AND R. SCARPA, 1998. Shallow Velocity Structure of Stromboli Volcano, Italy, Derived from Small-Aperture Array Measurements of Strombolian Tremor, *B.S.S.A. vol 88, No 3, 653-666*

HENSTRIDGE, J. D.,1979. A signal processing method for circural arrays. *Geoplysics, vol 44 179-184*

HERRMANN,R., 1985. Computer programs in seismology, IIIvol., *Saint Louis Universit*

HOUGH S., L. SEEBER, A. ROVELLI, L. MALAGNINI, A. DECESARE, G. SELVEGGI AND A. LERNER-LAM, 1992. Ambient noise and weak motion excitation of sediments resonances: results from tibel valley, Italy, *B.S.S.A. vol 82, No 3, 1186-1205*

KANNO T., KUDO K, M. TAKAHASHI, T. SASATANI, S. LING AND H. OKADA, 2000. Spatial evaluation of site effects in Ashigara valley based on S-wave velocity structure determined by array observations of microtremors. *12WCEE 2000 572-580*

MALAGNINI L., A. ROVELLI, E. HOUGH, L. SEEBER, 1993. Site amplification estimates in the Gariliano valley, central Italy, based on *dense array measurements f anbient noise, 1993*. B.S.S.A. vol 83, No 6, 1744-1755

JONGMANS D., K. PITILAKIS, D. DEMANET, D. RAPTAKIS, J. RIEPL, C. HORRENT, G. TSOKAS, K. LONNZETIDIS AND P-Y. BARD, 1998. EURO-SEISTEST: Determination of the geological structure of the Volvi Basin and validation of the basin resronse. *B.S.S.A. vol 88, No 2, 473-487*

PITILAKIS, K., D. RAPTAKIS, K. LONTZETIDIS, TH. TIKA-VASSILIKOU & D. JONGMANS, *1999. Geotechnical and geophysical description of EURO-SEISTEST, using field, laboratory tests and moderate strong motion recordings*. J. Earthq. Engnr., 3 (3), 381-409.

PITILAKIS et al. EURO-SEISTEST, 1995. A European Test-Site for Engineering Seismology, Earthquake Engineering and Seismology, *Final Scientific Report*

OKADA H., T. MATSUSHIMA, AND E. HIKADA, 1987. Comparison of spatial autocorrelation method and frequency-wavenumber spectral method of estimating the phace velocity of Rayleigh waves in long period microtremors. *Geoph. Bull. Hokkaido Univ. 49, 53-62*

OKADA H. A new method of underground structure estimation Using Microtremors, 1997. Division of Earth Planetary Sciences, Graduate School of Science, Hokkaido University, Japan, *Lecture notes*

RAPTAKIS D., F.J. CHAVEZ-GARCIA, K. MAKRA, K. PITILAKIS, 2000. Site effects at Euroseistest- I. Determination of the valley structure and confrontation of observations with 1D analysis. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering 19 1-22*

YAGLOM A.M.,1962. Stationary Random Functions (translated and edited by R. A. Silverman,*Dover publications, New Jersey*

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/4, 1285-1291, 2001 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/4, 1285-1291, 20011
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ ΕΡΕΥΝΑ ΕΝΤΟΠΙΣΜΟΥ ΘΑΜΜΕΝΩΝ ΑΠΟΛΙΘΩΜΕΝΩΝ ΚΟΡΜΩΝ ΣΤΟ ΑΠΟΛΙΘΩΜΕΝΟ ΔΑΣΟΣ ΣΙΓΡΙΟΥ ΤΗΣ ΝΗΣΟΥ ΛΕΣΒΟΥ*

Γ. ΒΑΡΓΕΜΕΖΗΣ[1], Η. ΦΙΚΟΣ[1], Ι. ΜΕΡΤΖΑΝΙΔΗΣ[1], Ε. ΖΑΝΑΝΙΡΙ[1], Ζ. ΡΟΥΜΕΛΙΩΤΗ[1], Ν. ΖΟΥΡΟΣ[2], Ε. ΚΟΝΤΗΣ[2] ΚΑΙ Η. ΒΑΛΙΑΚΟΣ[2]

ΣΥΝΟΨΗ

Στην παρούσα εργασία παρουσιάζονται τα πρόδρομα αποτελέσματα της γεωφυσικής έρευνας που πραγματοποιήθηκε στο Απολιθωμένο δάσος στο Σίγρι της Λέσβου με στόχο τον εντοπισμό θαμμένων απολιθωμένων κορμών. Εφαρμόστηκαν μέθοδοι ηλεκτρικής (τομογραφία), μαγνητικής (οριζόντια χαρτογράφηση ολικού μαγνητικού πεδίου) και ηλεκτρομαγνητικής διασκόπησης (υπεδάφιο ραντάρ). Η αποτελεσματικότητα των μεθόδων που εφαρμόστηκαν σε σχέση με το συγκεκριμένο πρόβλημα διαπιστώθηκε σε γνωστούς στόχους όπου έγινε και η βαθμονόμηση των μετρήσεων. Συνέχεια απολιθωμένων κορμών διαπιστώθηκε τόσο με την μέθοδο της ηλεκτρικής τομογραφίας όσο και με τη μαγνητική μέθοδο. Έρευνα πραγματοποιήθηκε και σε περιοχές με μη ορατούς στόχους και προτάθηκαν πιθανές θέσεις για μελλοντική ανασκαφή, έτσι ώστε να βελτιωθούν τα κριτήρια διάκρισης των ανωμαλιών που προκαλούν οι απολιθωμένοι κορμοί στις γεωφυσικές μετρήσεις.

ABSTRACT

Remains of fossil plants, which form the famous «Petrified forest of Lesvos», have been found in many localities on the western part of Lesvos Island. The fossilized forest of Lesvos was developed during Late Oligocene to Lower - Middle Miocene, due to the intense volcanic activity in the area (Velitzelos and Zouros, 1997). The products of the volcanic activity had covered the vegetation of the area and the fossilization process took place due to favorable conditions. The fossilized plants in Lesvos are silicified remnants of a sub-tropical forest that existed on the northwest part of the island 20-15 million years ago.

In the present study the results of the geophysical survey that has been applied to several locations of the petrified forest are presented. Electrical tomography, magnetic mapping and Ground Penetrating Radar methods of geophysical prospecting have been applied.

The surrounding material, which is formed mainly by volcanic ash, contains also volcanic rocks in that size that it could be detected as petrified trunk. So, the effectiveness of the geophysical methods in such an environment has been tested in selected areas where petrified trunks were semi-uncovered.

Lied trunks have been successfully detected by the electric tomography in several cases, since the resistivity of the fossilized material is much higher that the resistivity of the volcanic ash. The horizontal mapping of the total magnetic field in the same cases of lied trunks has been also successful since it was combined with the electric tomography and the anomaly were located in the same place and shape.

Detection of petrified trunks looks to be uncertain in cases of standing trunks. That, because anomaly of the same pattern could be produced by an intrusion of a rock which the magnetic susceptibility is lower than this of the fossilized material. The same problem has been noticed also to the GPR (Ground Penetrating Radar) data.

Several positions to be excavated have been proposed.

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: απολιθωμένο δάσος, ηλεκτρικές μέθοδοι, μαγνητικές μέθοδοι, ραντάρ
KEY WORDS: petrified forest, geoelectrical survey, magnetic survey, radar.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Στο δυτικό άκρο της νήσου Λέσβου, στο Σίγρι, έχει αποκαλυφθεί ένα τμήμα του απολιθωμένου δάσους ηλικίας 20.000.000 ετών (Βελιτζέλος και συνεργάτες, 1999). Το 1994 ιδρύθηκε το Μουσείο Φυσικής Ιστορίας Απολιθωμένου Δάσους Λέσβου με σκοπό την μελέτη, έρευνα, ανάδειξη, συντήρηση και φύλαξη του Απολιθω-

* GEOPHYSICAL SURVEY TO THE PETRIFIED FOREST OF SIGRI IN LESVOS ISLAND (NORTH AEGEAN)

1. Geophysical Laboratory, 540 06 AUTH, Thessaloniki, GREECE.
2. Natural History Museum of Lesvos' Petrified Forest, Sigri, Lesvos Island, GR- 811 12, Greece. Email: lesvospf@otenet.gr

μένου Δάσους της Λέσβου που έχει χαρακτηρισθεί διατηρητέο μνημείο της Φύσης. Οι χώροι ανασκαφών βρίσκονται στην περιοχή του Πάρκου του Απολιθωμένου δάσους στη Θέση «Μπαλή Αλώνια», όπου παρατηρείται η μεγαλύτερη συγκέντρωση απολιθωμένων δένδρων, στο Πάρκο Απολιθωμένου Δάσους Σιγρίου καθώς και στην περιοχή Άντισσας. Οι ανασκαφές που έχουν γίνει στην περιοχή έχουν αποκαλύψει σημαντικό πλήθος απολιθωμένων κορμών που ποικίλλουν τόσο σε σχέση με το μέγεθος όσο και σε σχέση με την θέση στην οποία βρίσκονται (Βελιτζέλος και συνεργάτες, 1999).

Οι μέχρι τώρα ανασκαφές γίνονται με βάση τις επιφανειακές εμφανίσεις τμήματος των κορμών ή με βάση τα στοιχεία της χαρτογράφησης που πραγματοποιείται από τους γεωλόγους του Μουσείου Φυσικής Ιστορίας. Γεωφυσικές μέθοδοι εντοπισμού θαμμένων αρχαιοτήτων εφαρμόζονται στην Ελλάδα τα τελευταία 20 χρόνια. Με σημαντικό βαθμό επιτυχίας εφαρμόζονται σε σημαντικούς αρχαιολογικούς χώρους όπως το Δίον, η Βεργίνα, ο Κεραμεικός, η Μαντινεία και πολλοί άλλοι αρχαιολογικοί χώροι (Tsokas et al, 1994; Tsokas et al, 1995; Savvaidis et al, 1999). Η εφαρμογή γεωφυσικών μεθόδων επιτρέπει την μη καταστροφική έρευνα σε μία περιοχή, με λήψη μετρήσεων από την επιφάνεια, η οποία καταλήγει στον εντοπισμό της ακριβούς θέσης θαμμένων δομών αρχαιολογικού ενδιαφέροντος και καθοδηγεί το πρόγραμμα των ανασκαφών. Την δυνατότητα αυτή την δίνουν οι διαφορετικές φυσικές ιδιότητες των αρχαιολογικών στόχων σε σχέση με τον περιβάλλοντα χώρο. Δεδομένου ότι οι απολιθωμένοι κορμοί στο Σίγρι αναμένεται να εμφανίζουν κάποιες φυσικές ιδιότητες διαφορετικές από το υλικό περιβάλλον που τους φιλοξενεί, η ερευνητική ομάδα του Εργαστηρίου Γεωφυσικής του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης εργάστηκε στην περιοχή έρευνας με σκοπό α) τη μελέτη των γεωφυσικών ιδιοτήτων των κορμών και του περιβάλλοντος υλικού και β) την πιλοτική εφαρμογή διαφόρων γεωφυσικών μεθόδων σε επιλεγμένους στόχους. Ο εξοπλισμός που χρησιμοποιήθηκε επέτρεψε την εφαρμογή ηλεκτρικών, μαγνητικών και ηλεκτρομαγνητικών μεθόδων.

2. ΜΑΓΝΗΤΙΚΗ ΜΕΘΟΔΟΣ

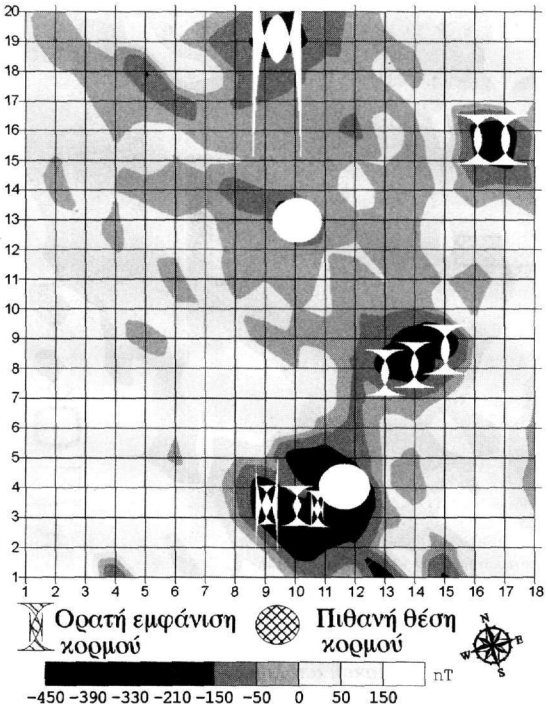
Κατά την εφαρμογή της μαγνητικής διασκόπησης πραγματοποιήθηκαν μετρήσεις του ολικού μαγνητικού πεδίου σε κορυφές καννάβου και χαρτογραφήθηκαν οι καμπύλες ίσων τιμών του πεδίου. Δεδομένου ότι το ολικό μαγνητικό πεδίο υπόκειται σε κανονικές ημερήσιες μεταβολές οι τιμές διορθώνονται έτσι ώστε οποιαδήποτε μεταβολή που παρατηρείται στον χάρτη των ισοκαμπύλων να οφείλεται μόνο σε χωρικές μεταβολές του πεδίου και όχι σε χρονικές. Οι κορμοί αποτελούνται σε ποσοστό 95% από πυριτικά ορυκτά ενώ περιβάλλονται από επικλαστικούς σχηματισμούς που κατά βάση αποτελούνται από αργιλικό υλικό ενώ περιέχονται και σιδηρομαγνησιούχα ορυκτά (βιοτίτη, κεροστίλβη). Με βάση τα στοιχεία αυτά αναμένεται αρνητική αντίθεση μαγνήτισης των κορμών. Το γεγονός αυτό αποτέλεσε και τον αρχικό προβληματισμό για την αποτελεσματικότητα της μεθόδου στο συγκεκριμένο πρόβλημα, δεδομένου ότι στα στρώματα που καλύπτουν τα δέντρα περιέχονται τεμάχη λάβας σε διάφορα μεγέθη και σχήματα. Η λάβα λόγω της σύστασής της αναμένεται να παρουσιάζει ισχυρή ανωμαλία η οποία θα εκφράζεται ως μαγνητικό δίπολο. Δυσκολίες αναμένεται να αντιμετωπιστούν στην διάκριση μεταξύ των αρνητικών ανωμαλιών των κορμών και των ανωμαλιών των ογκόλιθων της λάβας. Για τη ερμηνεία των μαγνητικών δεδομένων και την κατασκευή απ' ευθείας μοντέλων μαγνητικών ανωμαλιών πραγματοποιήθηκαν in situ μετρήσεις της μαγνητικής επιδεκτικότητας των απολιθωμένων κορμών και των περιβαλλόντων πετρωμάτων. Προέκυψαν οι παρακάτω τιμές:

Πρώτος ορίζοντας επικλαστικών υλικών	$K = 1100 \times 10^{-5}$ SI
Δεύτερος ορίζοντας επικλαστικών υλικών	$K = 50 \times 10^{-5}$ SI
Βολίδες μέσα στον δεύτερο ορίζοντα	$K = 1500\text{-}6000 \times 10^{-5}$ SI
Βράχος μέσα στον πρώτο ορίζοντα	$K = 1000 \times 10^{-5}$ SI
Ηφαιστειακή διείσδυση	$K = 1000 \times 10^{-5}$ SI
Ρίζα απολιθωμένου κορμού	$K = 5\text{-}35 \times 10^{-5}$ SI
Περιβάλλων βράχος (στη ρίζα)	$K = 100\text{-}300 \times 10^{-5}$ SI

Η διακριτική ικανότητα του οργάνου που χρησιμοποιήθηκε είναι της τάξης των $5'10^{-5}$ SI.

Παράδειγμα 1.

Στο παράδειγμα εφαρμογής της μεθόδου που παρουσιάζεται παρακάτω πραγματοποιήθηκε δειγματοληψία σε κάνναβο 20΄20 με βήμα 1m. Μετά από την επεξεργασία των μετρήσεων (ημερήσια διόρθωση και αφαίρεση της μέσης τιμής από κάθε μέτρηση) προέκυψε ο "μαγνητικός χάρτης" του παρακάτω σχήματος. Κατά την διάρκεια των μετρήσεων καταγράφηκε μεταβολή της ολικής έντασης του μαγνητικού πεδίου κατά 14nT.



Σχ. 1 Μαγνητικός χάρτης καννάβου στο πάρκο Μουσείου. Οι ελλείψεις με τις γραμμές αντιστοιχούν σε ορατούς κορμούς και οι ελλείψεις με τετράγωνα δείχνουν πιθανές θέσεις από θαμμένους απολιθωμένους κορμούς.
Fig. 1. Magnetic mapping of the total magnetic field in the park of the Museum of Sigri. Rounds with lines correspond to visible trunks and rounds with squares show probable existence of buried fossilized trunks.

Παρατηρήθηκαν αρκετές πηγές αρνητικών μαγνητικών ανωμαλιών της τάξης των 100-450nT. Η μορφή των μαγνητικών ανωμαλιών δεν είναι διπολική. Πρέπει να ληφθούν υπόψη ότι (α) στο σύνολο τους οι κορμοί απολιθωμένων δέντρων που εμφανίζονται στη συγκεκριμένη θέση είναι κατακόρυφοι, και (β) οι κορμοί βρίσκονται σε σκάμματα βάθους περίπου 50 εκατοστών, οπότε οι κορμοί περιβάλλονται από αέρα (η πάνω επιφάνεια των κορμών που βρίσκονται σε σκάμματα εξέχει 30-100 cm από το έδαφος). Από το σχήμα 1 προκύπτουν οι παρακάτω παρατηρήσεις:

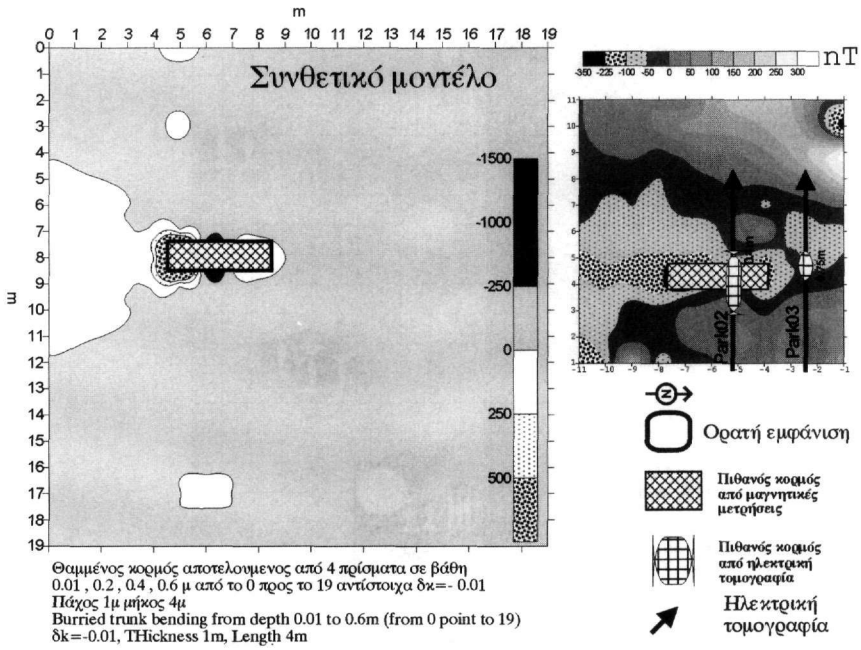
Οι μαγνητικές ανωμαλίες στην περίπτωση των ορατών επιφανειακών στόχων, εμφανίζονται σαν αρνητικές και περιβάλλουν κυκλικά τον κορμό.

Ταυτόχρονα, αρνητικές μαγνητικές ανωμαλίες παρατηρούνται και σε θέσεις όπου δεν υπάρχει επιφανειακή εμφάνιση κορμού. Οι παρατηρημένες μαγνητικές ανωμαλίες είναι σχεδόν κυκλικές, γεγονός που μπορεί να οφείλεται σε κατακόρυφο επίμηκες σώμα που συμφωνεί με την περίπτωση των κατακόρυφων κορμών.

Η ομοιότητα της μορφής των μαγνητικών ανωμαλιών που παρατηρήθηκαν σε θέσεις χωρίς επιφανειακή εμφάνιση κορμού, με τις αποδεδειγμένες ανωμαλίες που οφείλονται σε απολιθωμένους κορμούς, συνηγορεί υπέρ της άποψης ότι πιθανώς και στις θέσεις αυτές υπάρχουν θαμμένοι κατακόρυφα ιστάμενοι κορμοί, και μπορούν να αποτελέσουν πιθανές μελλοντικές θέσεις εκσκαφής.

Παράδειγμα 2.

Στο πάρκο του απολιθωμένου δάσους συναντάται επιφανειακή εμφάνιση κατακείμενου κορμού, που αποκαλύφθηκε λόγω της διάβρωσης του εδάφους. Ο κορμός εμφανίζει διάμετρο περίπου 1 μέτρου ενώ η παράλληλη με τον άξονα του εμφάνιση είναι περίπου 1,2 μέτρα. Στη θέση αυτή πραγματοποιήθηκαν μαγνητικές μετρήσεις και στη συνέχεια πραγματοποιήθηκαν και ηλεκτρικές τομογραφίες.



Σχ.2 Μαγνητικός χάρτης καννάβου περιοχής πάρκου απολιθωμένου δάσους. Στο αριστερό μέρος παρουσιάζεται το συνθετικό μοντέλο που κατασκευάστηκε με στόχο τη συσχέτιση με τις πραγματικές μαγνητικές μετρήσεις και τα αποτελέσματα της ηλεκτρικής τομογραφίας που παρουσιάζονται στο δεξί μέρος.

Fig. 2. Magnetic mapping in the park of the Petrified Forest. On the left the forward modeling of the anomaly produced by a buried trunk is presented and on the right the magnetic data and the results of the electrical tomography.

Οι μετρήσεις του ολικού μαγνητικού πεδίου έγιναν σε κάνναβο διαστάσεων 10x10 μέτρα με βήμα δειγματοληψίας 1 μέτρο. Το αποτέλεσμα φαίνεται στο Σχήμα 2 όπου χαρτογραφήθηκαν οι διαφορές του διορθωμένου ολικού πεδίου από τη μέση στάθμη του καννάβου. Στο ίδιο σχήμα φαίνεται η επιφανειακή εμφάνιση του κορμού και οι θέσεις των τομογραφικών οδεύσεων Park02 και Park03 μαζί με τις θέσεις των ανωμαλιών τους όπως περιγράφηκαν παραπάνω. Για την καλύτερη ερμηνεία των μαγνητικών μετρήσεων πραγματοποιήθηκε μοντελοποίηση του προβλήματος. Ο κορμός προσομοιάστηκε με ομάδα πρισμάτων και οι τιμές μαγνητικής επιδεκτικότητας που χρησιμοποιήθηκαν βασίστηκαν στις in situ μετρήσεις. Το αποτέλεσμα φαίνεται στο Σχήμα 2 όπου φαίνεται και η θέση του πρίσματος. Συγκρίνοντας τη μορφή της ανωμαλίας που μας δίνει το πρίσμα με τα μαγνητικά αποτελέσματα, προκύπτει το συμπέρασμα ότι η αρνητική ανωμαλία στο κέντρο της εικόνας οφείλεται στο θαμμένο κορμό. Η αναμενόμενη λοιπόν συνέχεια του κορμού όπως προκύπτει από το συνδυασμό των ηλεκτρικών και των μαγνητικών ανωμαλιών είναι αυτή που φαίνεται πάνω στο Σχήμα 2.

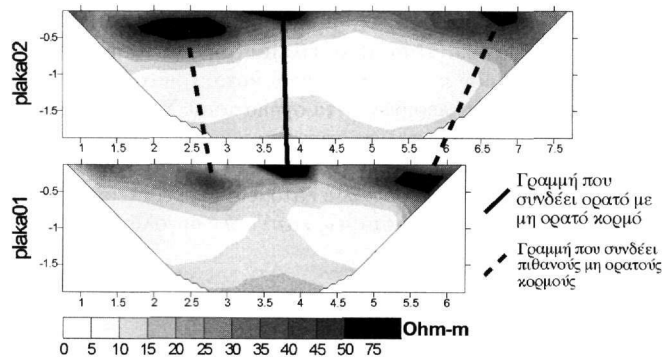
3. ΗΛΕΚΤΡΙΚΗ ΤΟΜΟΓΡΑΦΙΑ

Ο όρος ηλεκτρική τομογραφία (ΗΤ) περιγράφει γενικά έναν τύπο μετρήσεων της φαινόμενης ηλεκτρικής αντίστασης του υπεδάφους. Μπορεί να θεωρηθεί ως συνδυασμός δύο συμβατικών τεχνικών μέτρησης: της όδευσης και της βυθοσκόπησης. Ειδικότερα, η ηλεκτρική τομογραφία μπορεί να περιγραφεί σαν μία σειρά από συνεχόμενες ηλεκτρικές βυθοσκοπήσεις κατά μήκος της γραμμής έρευνας ή σαν μία σειρά από οδεύσεις πάνω από την ίδια περιοχή με διαδοχικά αυξανόμενες αποστάσεις ηλεκτροδίων. Με αυτόν τον τρόπο επιτυγχάνεται η λήψη πληροφορίας τόσο για την κατακόρυφη όσο και για την οριζόντια μεταβολή της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης στην περιοχή μελέτης και έτσι λαμβάνεται μία πληρέστερη "εικόνα" του υπεδάφους.

Για την ερμηνεία των μετρήσεων έχουν προταθεί νέες τεχνικές ερμηνείας και επεξεργασίας. Οι τεχνικές αυτές επιδιώκουν την επίλυση του αντίστροφου γεωηλεκτρικού προβλήματος είτε με χρήση προσεγγιστικών μεθόδων, π.χ. μέθοδος Zhody-Barker, (Barker 1992), μέθοδος οπισθοπροβολής (Tsourlos et al. 1993), είτε με τη χρήση υπαρχόντων μη γραμμικών τεχνικών αντιστροφής (π.χ. Tripp et al. 1992) που προσαρμόζονται στο πρόβλημα της ΗΤ (Shima 1990, Tsourlos et al. 1995).

Η μέθοδος της ηλεκτρικής τομογραφίας εφαρμόστηκε σε θέσεις όπου υπήρχαν κατακείμενοι κορμοί οι οποίοι ήταν μερικώς αποκαλυμμένοι και το ένα άκρο τους παρέμενε μέσα στο έδαφος σε πραγματικές συνθήκες ταφής. Στις περιπτώσεις αυτές η τομογραφία υλοποιήθηκε στην νοητή προέκταση του κορμού έτσι ώστε να διαπιστωθεί η πιθανή συνέχειά του και να μελετηθούν τα χαρακτηριστικά της ανωμαλίας.

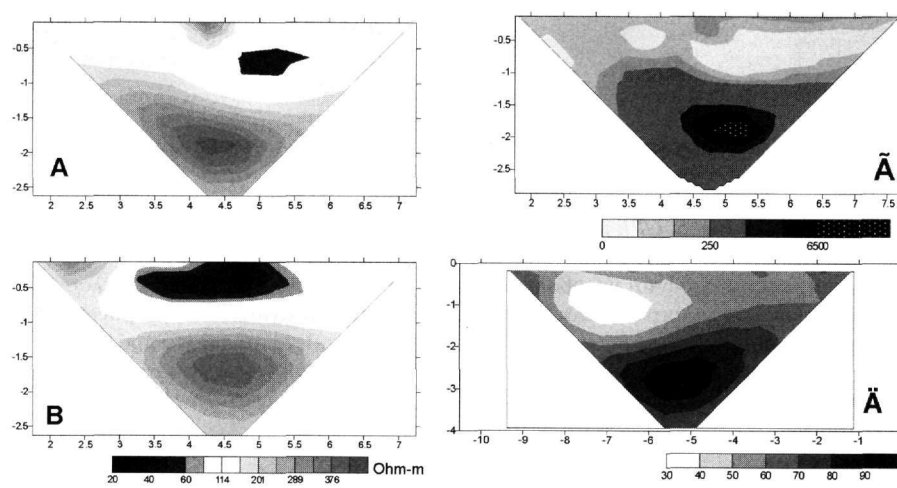
Η τομογραφία που παρουσιάζεται στο σχήμα που ακολουθεί πραγματοποιήθηκε στην περιοχή «Πλάκα» στη νοητή συνέχεια κατακείμενου ορατού κορμού που βρίσκεται σχεδόν στην επιφάνεια. Η τομογραφία τοποθετήθηκε έτσι ώστε ο κορμός να βρίσκεται στο κέντρο της τομογραφίας. Υλοποιήθηκε η διάταξη ηλεκτροδίων διπόλου-διπόλου και η απόσταση μεταξύ των ηλεκτροδίων ρεύματος και δυναμικού ήταν 0.5 μέτρο.



Σχ.3 Εικόνες αντιστροφής των τομογραφικών οδεύσεων plaka01 και plaka02. Με συνεχή γραμμή συνδέεται ορατός κορμός (τομογραφία plaka01) με πιθανή συνέχεια του και με διακεκομμένη γραμμή συνδέονται πιθανοί μη ορατοί στόχοι που διακρίνονται στις δύο παράλληλες τομογραφίες.

Fig 3. Geoelectrical models of plaka01 and plaka02 traverses. Continuous line connects visible trunk (at plaka01) with its probable non-visible continuation. Discontinuous line connects probable non-visible targets.

Στην συγκεκριμένη περιοχή οι αποθέσεις χαρακτηρίζονται από σημαντική περιεκτικότητα σε αργιλικό υλικό (Σχ. 3) γεγονός που δικαιολογεί τις χαμηλές αντιστάσεις που εμφανίζει, ενώ το πυριτιωμένο υλικό του απολιθωμένου κορμού εμφανίζει αντιστάσεις μεγαλύτερες. Τα αποτελέσματα των τομογραφιών κρίνονται ιδιαίτερα θετικά αφού στο σημείο που προβλεπόταν η συνέχεια του κορμού είναι εμφανής η περιοχή αντιστάσεων μεγαλύτερων των 60Ωm. Στην προβλεπόμενη θέση εμφανίζεται η ίδια ανωμαλία και στην τομή plaka02 σε πολύ μικρό βάθος.



Σχ. 4. Γεωηλεκτρικά μοντέλα δύο διαστάσεων όπου φαίνονται περιοχές που αντιστοιχούν σε αναμενόμενες η πιθανές εμφανίσεις απολιθωμένων κορμών.

Fig. 4. 2D geoelectrical models where dark anomalies show probable fossilized trunks.

Παράλληλα, παρατηρούνται δύο ακόμα αντίστοιχες ανωμαλίες σε λίγο μεγαλύτερο βάθος εκατέρωθεν της ανωμαλίας αυτής. Οι ανωμαλίες αυτές είναι πολύ πιθανό να αντιστοιχούν σε δύο άλλους κορμούς που δεν έχουν επιφανειακή εμφάνιση.

Στα παρακάτω σχήματα παρουσιάζονται δύο ακόμα παραδείγματα όπου φαίνονται πιθανοί απολιθωμένοι κορμοί σε γεωηλεκτρικά μοντέλα που προέκυψαν από αντιστροφή δεδομένων ηλεκτρικής τομογραφίας.

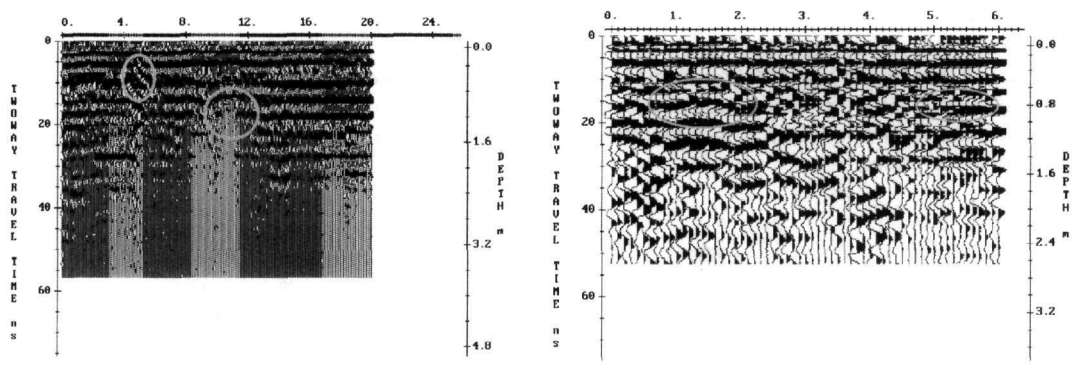
Οι τομογραφίες Α και Β αντιστοιχούν στις Park02 (Β) και Park03 (Α) (Σχήμα 2). Στην τομογραφική απεικόνιση Β ο κατακείμενος κορμός είναι ορατός σε απόσταση λίγων εκατοστών από την αντίστοιχη τομογραφική όδευση (σχήμα 2) και αντιστοιχεί στην μαύρη περιοχή που φαίνεται επιφανειακά και στο μέσο περίπου της απεικόνισης. Αντίστοιχα, στην τομογραφική απεικόνιση Α η συνέχεια αναμένεται επίσης στην μαύρη περιοχή. Σημαντικό εδώ είναι το στοιχείο ότι στην περιοχή αυτή η ανωμαλία που οφείλεται στον συγκεκριμένο κορμό είναι αρνητική. Το γεγονός αυτό πιθανολογείται ότι οφείλεται στην σύσταση του περιβάλλοντος σχηματισμού σε συνδυασμό με την συνοχή του κορμού που πιθανόν είναι κατακερματισμένος, γεγονός που του προσδίδει χαμηλότερη ηλεκτρική αντίσταση από τον περιβάλλοντα σχηματισμό. Στο λόγο αυτό πιθανόν οφείλεται και το γεγονός της μεγαλύτερης ανάπτυξης της ανωμαλίας στην τομογραφία Β (Park02).

Αντίθετα, στις τομογραφικές απεικονίσεις που βρίσκονται δεξιά στο σχήμα 4 και έγιναν μέσα στο απολιθωμένο δάσος (απεικόνιση Γ, πάνω δεξιά) και σε παλιό λατομείο της ευρύτερης περιοχής (απεικόνιση Δ, κάτω δεξιά) οι αναμενόμενοι κορμοί εμφανίζουν αντιστάσεις κατά πολύ μεγαλύτερες από αυτές του περιβάλλοντος σχηματισμού.

4. ΥΠΕΔΑΦΙΟ ΡΑΝΤΑΡ (GROUND PENETRATING RADAR - G.P.R.)

Η μέθοδος του γεωραντάρ στηρίζεται στην εκπομπή ραδιοκυμάτων, με συχνότητα συνήθως 1 ως 1000 MHz, προκειμένου να χαρτογραφηθούν δομές και χαρακτηριστικά του υπεδάφους που προέρχονται από επιφανειακές γεωλογικές ανακατατάξεις ή και ανθρώπινες επεμβάσεις.

Στην περίπτωση του απολιθωμένου δάσους αναμένονται ανακλάσεις των ηλεκτρομαγνητικών παλμών στις επάνω επιφάνειες των κορμών σε οποιαδήποτε θέση και να βρίσκονται αυτοί. Στα σχήματα που ακολουθούν παρουσιάζονται χαρακτηριστικές εικόνες από τα δεδομένα που συλλέχθηκαν στην περιοχή του πάρκου του Μουσείου στο Σίγρι και στην περιοχή 1Πλάκα1.



Σχ.5. Τομές γεωραντάρ στο πάρκο Μουσείου (αριστερά) και Πλάκας (δεξιά)
Fig. 5. GPR measurements at the park of Sigri Museum.

Στα σχήματα αυτά παρατηρούνται υπερβολές που σχηματίζονται από επιφάνειες ανάκλασης που συσχετίζονται με ύπαρξη κορμών. Χαρακτηρίζονται από καθαρά τοπικές εμφανίσεις σε μία ή δύο συνεχόμενες παράλληλες οδεύσεις και σε πολύ μικρό βάθος γεγονός που είναι ενδεικτικό ότι πιθανά πρόκειται για κατακόρυφο κορμό που όπως είναι αναμενόμενο, η κύρια επιφάνεια ανάκλασης είναι η πάνω διατομή του κορμού. Κατακείμενοι κορμοί διαπιστώνονται από την γραμμική συνέχεια που εμφανίζουν οι υπερβολές σε συνεχείς παράλληλες οδεύσεις.

5. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Από την επεξεργασία των δεδομένων συνάγονται τα παρακάτω:

1.Ηλεκτρική τομογραφία. Λειτούργησε με πολύ ικανοποιητικά αποτελέσματα αφού σε όλα τα σημεία που ήταν αναμενόμενη η παρουσία κορμού τον ανέδειξε και με καλή προσέγγιση στις πραγματικές του διαστάσεις.

Προτείνεται σε όλες τις περιπτώσεις που οι κορμοί αναμένεται να είναι κατακείμενοι. Σε περίπτωση ιστάμενου κορμού θα πρέπει να έχει σημαντική διάμετρο έτσι ώστε να Ιφανεί1 καθαρά στην τομογραφία.

2.Μαγνητικές μετρήσεις. Τόσο με βάση τα θεωρητικά μοντέλα που κατασκευάστηκαν όσο με τις πραγματικές μετρήσεις διαπιστώθηκε ότι οι απολιθωμένοι κορμοί προκαλούν ανωμαλίες στο μαγνητικό πεδίο που τους κάνει ανιχνεύσιμους από την μέθοδο. Τα αποτελέσματα των έργων εκσκαφής σε πιλοτικά προτεινόμενα σημεία αναμένεται να δώσουν πληροφορίες σχετικές με την αντιστοιχία μεταξύ παρατηρημένων ανωμαλιών και μεγέθους-θέσης του κορμού. Ένα άλλο αναμενόμενο από τις πιλοτικές εκσκαφές θα είναι επίσης και η απόκριση των όγκων λάβας που περιέχονται στα επικλαστικά ιζήματα.

3.Μέθοδος υπεδάφιου ραντάρ. Σε αναμενόμενους στόχους που δοκιμάστηκε η μέθοδος ραντάρ διαπιστώθηκε ότι οι επιφάνειες των κορμών αποτελούν ευδιάκριτες επιφάνειες ανάκλασης, με αποτέλεσμα η μέθοδος να κρίνεται ικανή στον εντοπισμό θαμμένων απολιθωμένων κορμών. Από την μελέτη του συνόλου των μετρήσεων που έγιναν στην περιοχή επίσης, και που για λόγους οικονομίας χώρου δεν παρουσιάζονται στην εργασία, διαπιστώθηκε ότι σε ορισμένες περιπτώσεις ανωμαλίες στις εικόνες ραντάρ ταυτίστηκαν είτε με μαγνητικές ανωμαλίες είτε με περιοχές υψηλών αντιστάσεων στις ηλεκτρικές τομογραφίες.

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Ευχαριστούμε τους κριτές Ταξιάρχη Παπαδόπουλο και Ιωάννη Λούη για την προσεκτική ανάγνωση και τις ουσιαστικές παρατηρήσεις που έκαναν στο αρχικό κείμενο.

Η εργασία αυτή αποτελεί δημοσίευση του Εργαστηρίου Γεωφυσικής του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης με αριθμό 549/2001.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

BARKER R.D. (1992). A simple algorithm for electrical imaging of the subsurface. First Break, 10, 53-63.

ΒΕΛΙΤΖΕΛΟΣ Ε., ΖΟΥΡΟΣ Ν., ΣΕΡΑΪΔΗΣ Π. ΚΑΙ ΚΟΝΤΗΣ Ε. (1999). Συμβολή στη μελέτη της παλαιοχλωρίδας του απολιθωμένου δάσους της Λέσβου–Δημιουργία του γεωπάρκου Σιγρίου, Δελτίο Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας τομ. XXXIII, σελ. 89-98.

SAVVAIDIS A., TSOKAS G., LIRITZIS Y. AND M. APOSTOLOU (1999). The location and mapping of ancient ruins on the castle of Lefkas (Greece) by resistivity and GPR methods, Archaeological Prospection, 6, p63-73.

SHIMA H. (1990). 2-D automatic resistivity inversion technique using alpha centers. Geophysics, 55, 682-694.

TRIPP A., HOHM-MANN, G. AND SWIFT, C. (1992). 2-D resistivity inversion. Geophysics, 57, 1004-1013.

TSOKAS G.N., GIANNOPOULOS A., TSOURLOS P., VARGEMEZIS G., TEALBY J.M., SARRIS A., PAPAZACHOS C.B., AND T. SAVOPOULOU (1994). A large scale geophysical survey in the archaeological site of Europos (northern Greece)Journal of Applied Geophysics 32, p.85-98.

TSOKAS G., PAPAZACHOS C.B., VAFIDIS A., LOUKOYIANNAKIS M.Z., VARGEMEZIS G. AND K. TZIMEAS (1995). The detection of monumental tombs buried in tumuli by seismic refraction, Geophysics, Vol. 60, No. 6, p. 1735-1742.

TSOURLOS P., SZYMANSKI J., DITTMER J. AND TSOKAS G. (1993). The use of back-projection for fast inversion of 2-D resistivity data. Proceedings of the 2nd congress of the Greek Geophysical Union, Florina Greece, 5-7 May, Vol. 1, 71-81.

TSOURLOS P., DITTMER J. AND SZYMANSKI J. (1995). A study of non-linear techniques for the 2-D inversion of earth resistivity data. Expanded abstracts of the 57th meeting of the EAEG: Glasgow, Scotland, 29 May-2 June, 1995, P031.

VELITZELOS, E. AND ZOUROS N. (1997). The Petrified Forest of Lesvos-Protected Natural Monument, Proceedings International Symposium on Engineering Geology and the environment, organized by the Greek National Group of IAEG/ATHENS/GREECE/23-27 JUNE 1997, pp3037-3043.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/4, 1293-1300, 2001 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/4, 1293-1300, 2001
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

ΑΝΑΛΥΤΙΚΗ ΕΠΙΛΥΣΗ ΤΟΥ ΠΡΟΒΛΗΜΑΤΟΣ ΤΟΥ ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΥ ΤΩΝ ΗΛΕΚΤΡΟΜΑΓΝΗΤΙΚΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΓΙΑ ΔΟΜΗ ΔΥΟ ΣΤΡΩΜΑΤΩΝ - ΕΦΑΡΜΟΓΕΣ ΣΤΗ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΙΚΗ ΓΕΩΛΟΓΙΑ*

Ι. Κ. ΜΕΡΤΖΑΝΙΔΗΣ[1], Γ. Ν. ΤΣΟΚΑΣ[1], Ι. Ν. ΣΑΧΑΛΟΣ[1]

ΣΥΝΟΨΗ

Μία νέα τεχνική παρουσιάζεται για τον προσδιορισμό του πάχους και των ηλεκτρομαγνητικών παραμέτρων δομών δύο οριζόντιων στρωμάτων. Η μέθοδος στηρίζεται στη μελέτη της συχνοτικής απόκρισης της δομής, όταν αρμονικό, επίπεδο ηλεκτρομαγνητικό κύμα προσπίπτει κάθετα στη διαχωριστική επιφάνεια του πάνω στρώματος και του αέρα. Από τη μέτρηση της αντίστασης εισόδου σε δύο συχνότητες στις οποίες παρατηρούνται δύο διαδοχικά ακρότατα της τιμής του πραγματικού της μέρους, μπορούν να προσδιοριστούν απευθείας όλες οι παράμετροι και να γίνει πλήρης ταυτοποίηση των στρωμάτων. Εξετάζεται η ακρίβεια της μεθόδου και οι δυνατότητες εφαρμογής της.

ABSTRACT

It is well known that reflectometry offers a simple tool for determining dielectric properties of materials. For homogeneous materials the procedure is simple and only a single measurement of the reflection coefficient is enough. If the material is inhomogeneous or stratified, indirect procedures for calculating the dielectric properties are required. A direct method for determining the characteristics of a lossy two-layered medium is presented. The technique is based on the study of the frequency response of the complex reflection coefficient of a plane wave incident at the interface between the stratified media and the air (Mertzanides et al., 2000, Mertzanides et al., 2001). The input impedance Zin, at the interface between air and the dielectric surface, can be found from R by (Wait, 1985):

$$Z_{in} = \eta_0 \frac{1+R}{1-R} \tag{1}$$

By making use of appropriate algebra manipulation we are led to the following expressions:

$$\tan\frac{\delta_1}{2} = \frac{B_i}{A_i} \qquad i=1,2 \tag{2}$$

$$\varepsilon_1 = \left(\frac{\eta_0}{Y}\right)^2 \cos\delta_1 \cos^2\frac{\delta_1}{2} \tag{3}$$

$$l\sqrt{\varepsilon_1} = \frac{\pi c}{2(\omega_2-\omega_1)} \frac{\sqrt{\cos\delta_1}}{\cos\frac{\delta_1}{2}} \tag{4}$$

$$\tan\left(\frac{\delta_2-\delta_1}{2}\right) = \frac{\Delta}{\Gamma} \tag{5}$$

$$\varepsilon_2 = \frac{\varepsilon_1}{\Gamma^2+\Delta^2} \cdot \frac{\cos\delta_2}{\cos\delta_1} \tag{6}$$

where ε_i and $\tan\delta_i$, are the dielectric constant and tangential losses of i^{th} layer, l, is the depth of the upper

* A DIRECT SOLUTION FOR DIELECTRIC AND GEOMETRIC PARAMETERS OF LOSSY TWO-LAYERED MEDIA - APPLICATIONS IN ENVIRONMENTAL GEOLOGY

1. ΕΡΓ. ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ Α.Π.Θ., 540 06 ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ

layer, ω, is the angular frequency and c, is the speed of light in vacuum.

Our method offers the possibility of direct calculation of the two layer parameters from two single measurements of the reflection coefficient, avoiding the use of any iterative procedure.

In summary, the inversion procedure will make the following steps:

- Measurements of the reflection coefficient R versus frequency.
- Calculation of the Zin=A+jB from Eq. (1).
- Derivation of two extreme values of Real(Zin) in two sequential angular frequencies ω1 and ω2.
- Calculation of $\tan\delta_1$ from Eq. (2).
- Calculation of ε_1 from Eq. (3) and l from Eq. (4).
- Calculation of ε_2 and $\tan\delta_2$ from Eqs. (5) and (6).

The range of applications includes problems in engineering and environmental geology. More specific, the method offers a useful analytical tool for interpreting remote sensing data, concerning identification of pollution in oceans caused by plankton or petroleum, inspection the use of fertilizers in cultivation areas, determination of soil moisture etc. Furthermore, it can be applied in cases like shallow stratigraphy and water table mapping, detection of organic and inorganic contaminants in underground water, checking the distortion of walls, the asphalt of roads and in archaeological prospection.

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: Επίπεδο ΗΜ κύμα, μιγαδικός συντελεστής ανάκλασης, αντίσταση εισόδου, αναλυτική μέθοδος, τηλεπισκόπηση, περιβαλλοντική γεωλογία

KEY WORDS: Reflectometry, complex reflection coefficient, input impedance, remote sensing, environmental geology

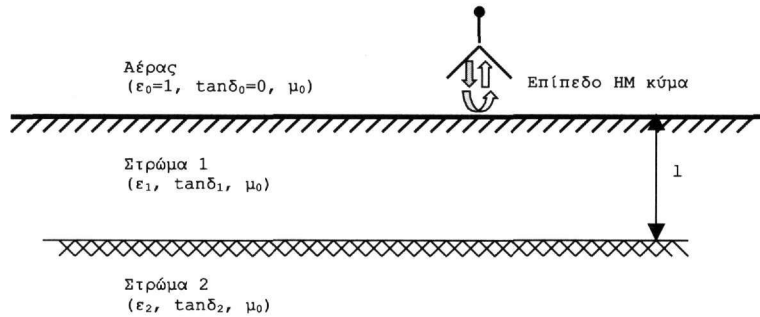
1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η μέτρηση του συντελεστή ανάκλασης, ως μέθοδος για τον προσδιορισμό των ηλεκτρομαγνητικών παραμέτρων υλικών ή γεωλογικών σχηματισμών, έχει χρησιμοποιηθεί στο παρελθόν από αρκετούς ερευνητές. Στην περίπτωση που το μέσο παρουσιάζει ανομοιογένεια ή είναι στρωματωμένο, απαιτείται η χρήση αριθμητικών μεθόδων αντιστροφής για τον υπολογισμό των διηλεκτρικών παραμέτρων (Risha and Vidberg, 1983, Habashy et al, 1986, Habahy and Mittra, 1987). Αναλυτική επίλυση του προβλήματος υπάρχει μόνο στην περίπτωση όπου τα στρώματα είναι τέλεια διηλεκτρικά (Linlor and Jiracek, 1975) ή όταν παρουσιάζουν ηλεκτρικές απώλειες, αλλά η τιμή τους δε διαφέρει στο πάνω και κάτω στρώμα (Parchomchuk et al., 1989). Με τη μεθοδολογία που θα παρουσιαστεί, καθίσταται δυνατός ο απευθείας προσδιορισμός του πάχους και των ηλεκτρομαγνητικών παραμέτρων μίας δομής δύο στρωμάτων, όταν οι εφαπτομενικές απώλειες είναι διαφορετικές (Mertzanides et al., 2000, Mertzanides et al., 2001).

Για την επίλυση του προβλήματος, χρειάζεται να μετρηθεί η αντίσταση εισόδου, στη διαχωριστική επιφάνεια του πάνω στρώματος και του αέρα, σε ένα εύρος συχνοτήτων, όπου παρουσιάζονται δύο διαδοχικά ακρότατα του πραγματικού της μέρους. Η ανάλυση που θα ακολουθήσει στηρίζεται στην αναλογία της διάδοσης επίπεδων ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων στο χώρο, με τη διάδοση TEM (εγκάρσιων) κυμάτων σε γραμμές μεταφοράς (Chipman, 1968). Με τη χρήση του ισοδύναμου κυκλώματος υπολογίζεται ο συντελεστής ανάκλασης. Προϋπόθεση αποτελεί η ομοιογένεια των επιμέρους στρωμάτων και η διατήρηση των ηλεκτρομαγνητικών ιδιοτήτων σταθερών στο μετρούμενο εύρος συχνοτήτων.

2. ΤΥΠΟΠΟΙΗΣΗ ΤΟΥ ΠΡΟΒΛΗΜΑΤΟΣ

Στο σχήμα (1) φαίνεται η γεωμετρία του προβλήματος. Στρώμα διηλεκτρικής σταθεράς ε_1, εφαπτομενικών απωλειών $\tan\delta_1$ και πάχους l, υπέρκειται στρώματος διηλεκτρικής σταθεράς ε_2, εφαπτομενικών απωλειών $\tan\delta_2$ και απείρου πάχους. Τόσο το πάνω όσο και το κάτω στρώμα είναι μη μαγνητικά ($\mu=\mu_0$). Η περιοχή πάνω από τα δύο στρώματα είναι ο ημιχώρος που αποτελείται από αέρα ($\varepsilon_0=1$, $\tan\delta_0=0$, $\mu=\mu_0$). Στη διαχωριστική επιφάνεια εδάφους - αέρα, θεωρούμε ότι προσπίπτει κάθετα, αρμονικό, επίπεδο ηλεκτρομαγνητικό κύμα, κυκλικής συχνότητας ω.



Σχήμα 1. Κάθετη πρόσπτωση επίπεδου ΗΜ κύματος επάνω σε δομή δύο οριζόντιων στρωμάτων.
Fig. 1. Two - layered medium, normally irradiated by a time - harmonic plane wave.

Ο συντελεστής ανάκλασης ορίζεται ως εξής (Wait, 1985):

$$R = \frac{Z_{in} - n_0}{Z_{in} + n_0} \tag{1}$$

Η αντίσταση εισόδου στην κορυφή του πάνω στρώματος, δίνεται από τη σχέση (Wait, 1985):

$$Z_{in} = Z_1 \frac{Z_2 + Z_1 \tanh(\gamma_1 l)}{Z_1 + Z_2 \tanh(\gamma_1 l)} \tag{2}$$

όπου:

$\gamma_1 = j\frac{\omega}{c}\sqrt{\varepsilon_1}\sqrt{1 - j\tan\delta_1}$: Σταθερά διάδοσης στο πάνω στρώμα

l: Πάχος του πάνω στρώματος σε m
ω: Κυκλική συχνότητα

$n_0 = \sqrt{\frac{\mu_0}{\varepsilon_0}}$: Χαρακτηριστική αντίσταση του κενού

$c = \frac{1}{\sqrt{\mu_0 \cdot \varepsilon_0}}$: Ταχύτητα διάδοσης των ΗΜ κυμάτων στο κενό

$j = \sqrt{-1}$

Οι χαρακτηριστικές αντιστάσεις Z_i (i=1,2) των δύο στρωμάτων και η σταθερά διάδοσης στο πρώτο στρώμα γ1, μπορούν να γραφούν και ως:

$$Z_i = n_0\sqrt{\frac{\cos\delta_i}{\varepsilon_i}}e^{j\frac{\delta_1}{2}} = Z_i^0 e^{j\frac{\delta_i}{2}} \tag{3}$$

$$\gamma_1 = j\frac{\omega}{c}\sqrt{\frac{\varepsilon_1}{\cos\delta_1}}e^{-j\frac{\delta_1}{2}} \tag{4}$$

Με τη χρήση των σχέσεων (3) και (4), προκύπτει ότι η αντίσταση εισόδου στην επιφάνεια του πάνω στρώματος μπορεί να γραφεί και ως:

$$Z_{in} = Z_1^0 e^{j\frac{\delta_1}{2}}\tanh(\gamma_1 l + \beta_{2,1}) \tag{5}$$

όπου ο παράγοντας $\beta_{2,1}$ δίνεται από τη σχέση:

$$\tanh\beta_{2,1} = \frac{Z_2^0}{Z_1^0}e^{j\left(\frac{\delta_2 - \delta_1}{2}\right)} \tag{6}$$

Η μεθοδολογία βασίζεται στις σχέσεις (4) - (6).
Ισχύει ότι (Abramowitz and Stegun, 1970):

$$\mathrm{Im}\left[\tanh\left(\gamma_1 l + \beta_{2,1}\right)\right] = 0 \tag{7}$$

όταν είναι,

$$\mathrm{Im}\left(\gamma_1 l + \beta_{2,1}\right) = \frac{\kappa\pi}{2} \text{ ή } \mathrm{Im}\left(\gamma_1 l\right) = \frac{\kappa\pi}{2} - \mathrm{Im}\left(\beta_{2,1}\right) \tag{8}$$

Όπως αποδεικνύεται, η (7) επαληθεύεται όταν το πραγματικό μέρος της αντίστασης εισόδου Z_{in}, παρουσιάζει ακρότατες τιμές $\left(\frac{d}{d\omega}\left[\mathrm{Re}(Z_{in})\right] = 0\right)$.

Αν εφαρμόσουμε την (8) σε δύο διαδοχικές συχνότητες ω1 και ω2, καταλήγουμε ότι:

$$l\sqrt{\varepsilon_1} = \frac{c}{2(\omega_2 - \omega_1)} \frac{\sqrt{\cos\delta_1}}{\cos\frac{\delta_1}{2}} \tag{9}$$

Σε αυτές τις συχνότητες (ω1, ω2), μετράμε την αντίσταση εισόδου Z_{in}:

$$Z_{in}(\omega_1) = A_1 + jB_1 = Z_1^0 e^{j\frac{\delta_1}{2}} \tanh\left[\beta_{2,1} + \gamma_1(\omega_1)l\right] \tag{10α}$$

$$Z_{in}(\omega_2) = A_2 + jB_2 = Z_1^0 e^{j\frac{\delta_1}{2}} \tanh\left[\beta_{2,1} + \gamma_1(\omega_2)l\right], \tag{10β}$$

και επειδή ο παράγοντας $\tanh\left[\beta_{2,1} + \gamma_1(\omega_i)l\right]$ έχει μόνο πραγματικό μέρος, προκύπτει ότι:

$$\tan\frac{\delta_1}{2} = \frac{B_i}{A_i} \qquad i=1, 2 \tag{11}$$

Επιπλέον, στις συχνότητες αυτές ο παράγοντας $\tanh\left(\beta_{2,1} + \gamma_1 l\right)$, δίνεται:

$$\tanh\left(\beta_{2,1} + \gamma_1(\omega_i)l\right) = \frac{A_i}{Z_1^0 \cos\frac{\delta_1}{2}}, \qquad i=1, 2 \tag{12}$$

Με την εφαρμογή της (12) για τις συχνότητες ω_1 και ω_2, οδηγούμαστε σε μία δευτεροβάθμια εξίσωση από την οποία υπολογίζεται η ποσότητα $Y = Z_1^0 \cos\frac{\delta_1}{2}$, την οποία αν αντικαταστήσουμε στην (3), βρίσκουμε τη διηλεκτρική σταθερά ε_1:

$$\varepsilon_1 = \left(\frac{\eta_0}{Y}\right)^2 \cos\delta_1 \cos^2\frac{\delta_1}{2}, \tag{13}$$

ενώ από τις (9) και (13) υπολογίζεται το πάχος l του πάνω στρώματος.

Από την επίλυση της (10α), ως προς $\tanh\left(\beta_{2,1}\right)$, έχουμε ότι:

$$\tanh\left(\beta_{2,1}\right) = \Gamma + j\Delta \tag{14}$$

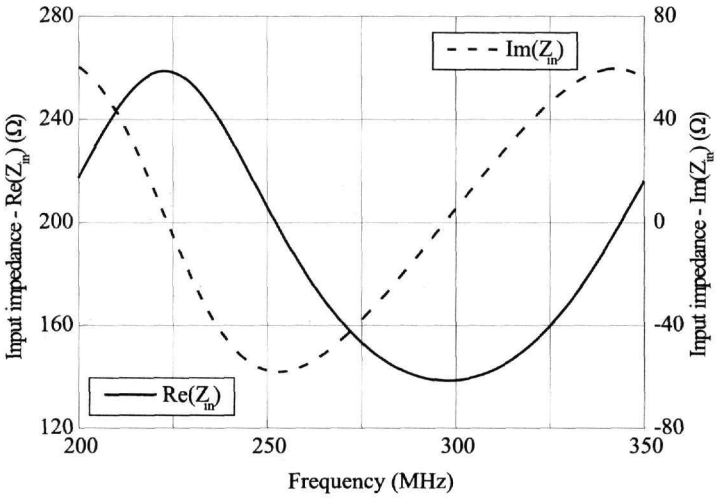
Οι ηλεκτρομαγνητικές παράμετροι του δεύτερου και κατώτερου στρώματος προκύπτουν από την εξίσωση των σχέσεων (6) και (14):

$$\tan\left(\frac{\delta_2 - \delta_1}{2}\right) = \frac{\Delta}{\Gamma} \tag{15}$$

$$\varepsilon_2 = \frac{\varepsilon_1}{\Gamma^2 + \Delta^2} \cdot \frac{\cos\delta_2}{\cos\delta_1} \tag{16}$$

3. ΑΡΙΘΜΗΤΙΚΑ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ - ΣΦΑΛΜΑΤΑ

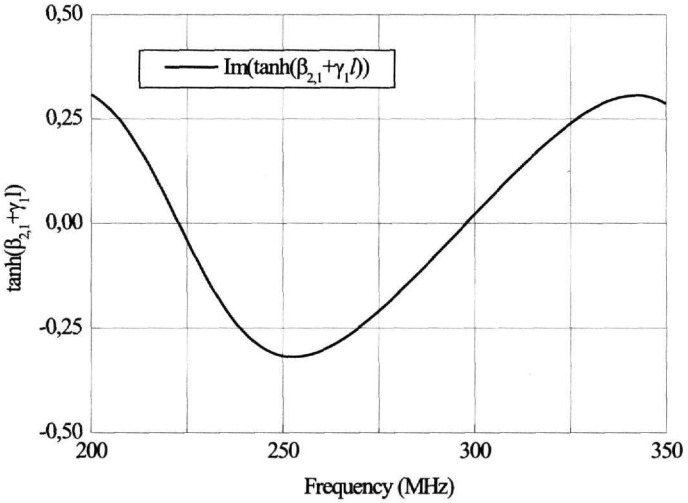
Για τη δοκιμή της ακρίβειας της μεθόδου, προσομοιώθηκε η αντίσταση εισόδου μίας δομής δύο στρωμάτων με l=0.5m, ε_1=4, ε_2=8, $\tan\delta_1$=0.02 και $\tan\delta_2$=0.08 και επιχειρήθηκε ο προσδιορισμός των παραμέτρων με τη μεθοδολογία που προαναφέρθηκε. Στο σχήμα (2), φαίνεται η μεταβολή του πραγματικού και φανταστικού μέρους της αντίστασης εισόδου (input impedance) για συχνότητες από 200 - 350 MHz. Σε αυτό το εύρος, παρατηρούνται δύο διαδοχικά ακρότατα της τιμής του πραγματικού μέρους της αντίστασης εισόδου Z_{in}.



Σχήμα 2. Μεταβολή του πραγματικού και φανταστικού μέρους της αντίστασης εισόδου σε συνάρτηση με τη συχνότητα για δομή δύο στρωμάτων με l=0.5m, ε_1=4, ε_2=8, $\tan\delta_1$=0.02 και $\tan\delta_2$=0.08.

Fig. 2. Simulated frequency response of the input impedance (real and imaginary part) for a two-layered half-space (l=0.5m, ε_1=4, ε_2=8, $\tan\delta_1$=0.02 και $\tan\delta_2$=0.08).

Στο σχήμα (3), φαίνεται η μεταβολή του φανταστικού μέρους του παράγοντα $\tanh\left(\gamma_1 l + \beta_{2,1}\right)$. Όπως προκύπτει, ακρότατες τιμές του πραγματικού μέρους της Z_{in}, συμβαίνουν στις συχνότητες όπου το φανταστικό μέρος της $\tanh\left(\gamma_1 l + \beta_{2,1}\right)$ γίνεται ίσο με μηδέν.



Σχήμα 3. Μεταβολή του φανταστικού μέρους του παράγοντα σε συνάρτηση με τη συχνότητα για δομή δύο στρωμάτων με l=0.5m, ε_1=4, ε_2=8, $\tan\delta_1$=0.02 και $\tan\delta_2$=0.08.

Fig. 3. Simulated frequency response of the factor Im[tanh($\beta_{2,1}+\gamma_1 l$)], for the two-layered half-space given in Fig. 2.

Ακρότατες τιμές της $Re(Z_{in})$ υπάρχουν στις συχνότητες f_1=222.83 MHz και f_2=297.77 MHz. Στην f_1, η αντίσταση εισόδου είναι Z_{in}=258.95+j2.59 ενώ στην f_2 είναι $Re(Z_{in})$=138.55 Ω. Από την (11) προκύπτει ότι η εφαπτομένη απωλειών του πάνω στρώματος είναι $tan\delta_1 \cong 0.02025$ και από την (9) ότι το ηλεκτρικό του πάχος είναι $l\sqrt{\varepsilon_1} \cong 0.9999$ m. Η διηλεκτρική σταθερά του πάνω στρώματος υπολογίζεται από την (13) $\varepsilon_1 \cong 4.0005$, και με τη βοήθεια της (9) το πάχος του πάνω στρώματος, $l \cong 0.4999$ m. Όσο αφορά το κάτω στρώμα, από τις σχέσεις (15) και (16), η εφαπτομένη απωλειών και η διηλεκτρική σταθερά υπολογίζονται, $tan\delta_2$=0.08110 και ε_2=8.0903 αντίστοιχα.

Λόγω του ότι με την παραπάνω τεχνική, οι παράμετροι υπολογίζονται απευθείας και δε γίνεται χρήση αριθμητικών επαναληπτικών μεθόδων αντιστροφής, τα προκύπτοντα σφάλματα είναι μικρά. Η ακρίβεια της μεθόδου εξαρτάται αποκλειστικά από την ακρίβεια στη μέτρηση της αντίστασης εισόδου, ιδιαίτερα δε του φανταστικού μέρους αυτής $Im(Z_{in})$ και από την ακρίβεια προσδιορισμού της συχνότητας στην οποία παρουσιάζει ακρότατη τιμή η ποσότητα $Re(Z_{in})$. Περισσότερο ευαίσθητη στη μέτρηση του $Im(Z_{in})$, είναι η εφαπτομένη απωλειών του πάνω στρώματος $tan\delta_1$, η οποία υπολογίζεται με σφάλμα της ίδιας τάξης μεγέθους με αυτό του $Im(Z_{in})$.

Για το προηγούμενο παράδειγμα, το σφάλμα υπολογισμού ήταν περίπου 1.26% για το $tan\delta_1$, 0.01% για το $l\sqrt{\varepsilon_1}$, 0.01% για το ε1, 0.01% για το l, 1.38% για το $tan\delta_2$ και 0.10% για το ε_2.

Δοκιμάστηκαν πολλές περιπτώσεις δομών με διαφορετικές ΗΜ παραμέτρους. Οι τιμές των A ($Re(Z_{in})$), B ($Im(Z_{in})$) και των συχνοτήτων συντονισμού μεταβλήθηκαν, έτσι ώστε να ελεγχθεί η ακρίβεια και η αξιοπιστία της μεθόδου. Από τα αποτελέσματα που προέκυψαν, φάνηκε ότι μία μεταβολή ζ% στα A και B, προκαλεί μέχρι και ζ% σφάλμα στο $tan\delta_1$. Η ακρίβεια στον προσδιορισμό των ε_1,l, εξαρτάται από την ακρίβεια των A, B και των συχνοτήτων συντονισμού. Το σφάλμα των ε_1,l είναι σε κάθε περίπτωση μικρότερο από $(\frac{4}{5}\zeta+u)\%$, όπου u% είναι το επί τοις εκατό σφάλμα στον προσδιορισμό της συχνότητας συντονισμού. Λόγω του ότι στα περισσότερα όργανα μέτρησης, το u είναι πολύ μικρό, προκύπτει τελικά ότι το σφάλμα στα ε_1,l, δεν ξεπερνά το $\frac{4}{5}\zeta\%$. Η ακρίβεια στον προσδιορισμό των ε_2, $tan\delta_2$, επηρεάζεται από τις διαφορές $(\delta_2-\delta_1)$, $(\varepsilon_2-\varepsilon_1)$ καθώς και από την τιμή του l. Δεν παρατηρήθηκε γραμμικότητα μεταξύ των σφαλμάτων και των παραπάνω μεγεθών. Για τιμές των ε_2, $tan\delta_2$ που δε διέφεραν πάνω από μία τάξη μεγέθους με αυτές των ε1, tanδ1, τα σφάλματα για το κάτω στρώμα έφταναν μέχρι και 3ζ%. Όσο η διαφορά στις ΗΜ παραμέτρους μεταξύ των δύο στρωμάτων αυξάνει, τόσο μεγαλώνουν και τα σφάλματα.

Λόγω της εξάρτησης των ΗΜ παραμέτρων από τη συχνότητα, σφάλματα μπορεί να προκύψουν όταν το εύρος των συχνοτήτων στο οποίο γίνονται οι μετρήσεις είναι πολύ μεγάλο (vonHippel, 1954).

4. ΕΦΑΡΜΟΓΕΣ

Το εύρος εφαρμογών της μεθόδου είναι εξαιρετικά πλατύ και περιλαμβάνει πολλά προβλήματα ωκεανογραφίας, υδρολογίας, τεχνικής και περιβαλλοντικής γεωλογίας. Πιο συγκεκριμένα, προσφέρει ένα χρήσιμο εργαλείο για την απευθείας ερμηνεία δεδομένων τελεπισκόπησης, που αφορούν περιπτώσεις εντοπισμού και χαρτογράφησης της ρύπανσης των ωκεανών από συγκέντρωση πλαγκτού και πετρελαιοκηλίδων, παρακολούθηση της χρήσης λιπασμάτων σε καλλιέργειες, καθορισμό της υγρασίας των εδαφών κ.λπ. Μπορεί να χρησιμοποιηθεί σε προβλήματα όπως είναι ο εντοπισμός επιφανειακών ασυνεχειών, η συγκέντρωση οργανικών και ανόργανων ρύπων στους υδροφόρους ορίζοντες, ο καθορισμός του πάχους αλλοίωσης των τοιχωμάτων και γενικότερα του ελέγχου των κατασκευών, ο έλεγχος της ποιότητας της ασφάλτου των δρόμων, στην αρχαιομετρική έρευνα, καθώς και για στρατιωτικούς σκοπούς. Επίσης, είναι γνωστό ότι υπάρχουν ερημικές εκτάσεις στην υποτροπική ζώνη, όπου κάτω από το επιφανειακό ξηρό στρώμα της άμμου και σε μικρό βάθος, συγκεντρώνονται ποσά υγρασίας στους πόρους της άμμου, ικανά να μετατρέψουν το άγονο έδαφος σε καλλιεργήσιμο.

Ιδιαίτερα δε, όσο αφορά την υγρασία των εδαφών, έχει μελετηθεί η επίδραση του ποσοστού υγρασίας στις τιμές των ηλεκτρομαγνητικών παραμέτρων των εδαφών (Hoekstra and Delaney, 1974, Topp et al., 1980, Halikainen et al., 1985, Dobson and Ulaby, 1986). Θεωρώντας το μοντέλο των δύο στρωμάτων για άργιλο όπου η υγρασία βρίσκεται στο κάτω στρώμα (ε_2=44, $tan\delta_2$=0.66), ενώ το πάνω στρώμα δεν περιέχει καθόλου νερό (ε1=3, $tan\delta_1$=0.12 και l=0.2 m) και ακολουθώντας τη διαδικασία που περιγράφτηκε, υπολογίστηκε: $tan\delta_1 \cong 0.119932$, $\varepsilon_1 \cong 2.999922$, $l \cong 0.200003$m, $\varepsilon_2 \cong 43.958$ και $tan\delta_2 \cong 0.659347$. Από τη συσχέτιση των τιμών των ε, tanδ, με τα ποσοστά του νερού στους πόρους της αργίλου, μπορεί να υπολογιστεί η υγρασία των δύο στρωμάτων (Wensink, 1993).

Μία ενδιαφέρουσα περίπτωση που συναντάται συχνά στα βόρεια γεωγραφικά πλάτη, είναι και αυτή όπου στρώμα φρέσκου χιονιού υπερκαλύπτει παλαιότερο παγωμένο χιόνι. Η διαφορά στην πυκνότητα και την υφή του χιονιού διαφορετικών επεισοδίων, αντανακλάται στις διαφορετικές τιμές των ε και tanδ. Έτσι, προσομοιώνοντας το φρέσκο χιόνι με στρώμα πάχους l=1.5m και ΗΜ παραμέτρων ε1=1.2, tanδ1=0.00029 και το παγωμένο χιόνι με στρώμα απείρου πάχους και παραμέτρων ε_2=1.5, $\tan\delta_2$=0.0009, μπορεί εύκολα να γίνει ο διαχωρισμός και η ακριβής ταυτοποίηση των στρωμάτων: l≅1.5000m και ΗΜ παραμέτρων $\varepsilon_1 \cong 1.2000$, $\tan\delta_1 \cong 0.000290$ και $\varepsilon_2 \cong 1.5000$, $\tan\delta_2 \cong 0.000899$.

Τέλος, αναφέρεται η περίπτωση ρύπανσης της θάλασσας (ε_2=69.0, $\tan\delta_2$=4.0) από αργό πετρέλαιο (ε_1=2.19, $\tan\delta_1$=0.0055, l=0.2m). Με εφαρμογή της μεθοδολογίας για αυτές τις τιμές, έχουμε: $\varepsilon_1 \cong 2.19001$, $\tan\delta_1 \cong 0.005501$, l=0.19999m και $\varepsilon_2 \cong 68.9936$, $\tan\delta_2 \cong 4.00057$.

5. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Μία νέα αναλυτική τεχνική για τον προσδιορισμό των χαρακτηριστικών μίας δομής δύο διηλεκτρικών στρωμάτων, παρουσιάστηκε. Η μέθοδος στηρίζεται στη μέτρηση της αντίστασης εισόδου στην επιφάνεια εδάφους - αέρα, σε δύο συχνότητες στις οποίες παρατηρούνται δύο διαδοχικές ακρότατες τιμές του πραγματικού μέρους της Zin. Με τον τρόπο αυτό, μπορούν να προσδιοριστούν απευθείας οι ηλεκτρομαγνητικές παράμετροι και το πάχος των στρωμάτων. Η ακρίβεια των αποτελεσμάτων εξαρτάται κυρίως από την ακρίβεια στη μέτρηση του φανταστικού μέρους της αντίστασης εισόδου και φυσικά από το πόσο καλά το θεωρητικό μοντέλο προσεγγίζει την πραγματική δομή στη φύση.

Εφαρμογή της μεθόδου μπορεί να βοηθήσει στην ερμηνεία δεδομένων τελεπισκόπησης και σε πολλά προβλήματα ωκεανογραφίας, εδαφολογίας, τεχνικής και περιβαλλοντικής γεωλογίας.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

ABRAMOWITZ, M. AND STEGUN, I. A., 1970, "Handbook of Mathematical Functions", New York: Dover Publications

CHIPMAN, R. A., 1968, "Theory and Problems of Transmission Lines", New York: Schaum's Outline Series

DOBSON, M. C., AND ULABY, F. T., 1986, "Active microwave soil moisture research", IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol. GE-24, pp.23-26

HABASHY, T. M. AND MITTRA, R., 1987, "On some inverse methods in electromagnetics", J. Electromagn. Waves and Appl., vol. 1, pp.25-28

HABASHY, T. M., CHEW, W. C., CHOW, E. Y., 1986, "Simultaneous reconstruction of permittivity and conductivity profiles in a radially inhomogeneous slab", Radio Sci., vol. 21, pp.635-645

HALIKAINEN, M. T., ULABY, F. T., DOBSON, M. C., AL-RAYES, M. A., WU, L. K., 1985, "Microwave dielectric behavior of wet soil - Part 1: Empirical models and experimental observations", IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol. GE-23, pp.25-34

HOEKSTRA, P. AND DELANEY, A., 1974, "Dielectric properties of soils at UHF and microwave frequencies", J. Geophys. Res., vol. 79, pp.1699-1708

LINLOR, W. I. AND JIRACEK, G. R., 1975, "Electromagnetic reflection from multirayered snow models", J. Glaciology, vol. 14, pp.501-515

MERTZANIDES, I. C., TSOKAS, G. N., SAHALOS, J. N., 2000, "AN ANALYTICAL METHOD FOR DETERMINING THE CHARACTERISTICS OF TWO-LAYERED MEDIA", Proceedings of the Second Symposium of Trans-Black Sea Union of Applied Electromagnetism (BSUAE), June 27-29, Xanthi - Greece

MERTZANIDES, I. C., GOUDOS, S. K., SAHALOS, J. N., 2001, "Direct Solution and Monte Carlo simulation of the inverse problem in two-layered half-space", Archiv fur Elektrotechnik, (accepted for publication on June 2001)

PARCHOMCHUK, P., WALLENDER, W. W., KING, R. J., 1989, "Direct Solution for Dielectric Properties of a Lossy Two-Layered Material", IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol. 27, pp. 310-315

RISHA, D. O. AND VIDBERG, H. J., 1983, "Iterative solution of the electromagnetic inversion problem for vertically varying earth", Geophysics, vol. 19, pp.137-156

TOPP, G. C., DAVIS, J. L., ANNAN, A. P., 1980, "Electromagnetic determination of soil water content: measurements in coaxial transmission lines", Water Resources Research, vol. 16, pp.574-582

VON HIPPEL, A. R., 1954, "Dielectric materials and applications", Boston: Artech House

WAIT, J. R., 1985, "Electromagnetic Wave Theory", New York: Harper & Row

WENSINK, W. A., 1993, "Dielectric properties of wet soils in the frequency range 1 - 3000 MHz", Geophysical Prospecting, vol. 41, pp.671-696

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/4, 1301-1307, 2001 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/4, 1301-1307, 2001
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

ΜΙΑ ΣΥΓΚΡΙΤΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΔΙΕΡΕΥΝΗΣΗΣ ΤΗΣ ΔΟΜΗΣ ΤΟΥ ΥΠΟΒΑΘΡΟΥ ΜΕ ΤΗΝ ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΣΥΜΒΑΤΙΚΩΝ ΓΕΩΦΥΣΙΚΩΝ ΜΕΘΟΔΩΝ ΑΝΑΛΥΣΗΣ*

Τ.Δ. ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΣ[1], Ι.Δ. ΑΛΕΞΟΠΟΥΛΟΣ[1], Π.Ι. ΚΑΜΠΟΥΡΗΣ[1]

ΣΥΝΟΨΗ

Η μέθοδος της σεισμικής διάθλασης, η οποία κατ' εξοχήν έχει χρησιμοποιηθεί για την αποτύπωση του βραχώδους υποβάθρου σε έργα θεμελίωσης, αστόχησε να δείξει το σαφή διαχωρισμό μεταξύ του φλυσχικού και ασβεστολιθικού υποβάθρου της περιοχής που ερευνήθηκε. Η αστοχία αυτή οφείλεται στη μακρο-ανισοτροπία του ασβεστολιθικού σχηματισμού. Η μέθοδος της γεωηλεκτρικής βαθοσκόπησης, απεναντίας, έδωσε μεν τη δυνατότητα διαχωρισμού της φύσης του υποβάθρου, αστόχησε δε να διακρίνει το υπερκείμενο κάλυμμα από το φλύσχη. Τέλος, στην εργασία αυτή δείχνεται ότι για την επιτυχή έκβαση μιας γεωφυσικής έρευνας απαιτείται σωστός σχεδιασμός, χρήση μοντέρνων και αποτελεσματικών μεθοδολογιών ανάλυσης και η εφαρμογή πλέον της μιας γεωφυσικών μεθόδων, ανάλογα με τη φύση του προβλήματος.

ABSTRACT

In this paper is examined the potential and effectiveness of two conventional geophysical methods in geotechnical research. The seismic refraction method that has been successfully used in the past for subsurface bedrock delineation in foundation projects, failed to indicate clear distinction between flysch and limestone bedrock material in the area under investigation. This failure is due to the macro-anisotropy structure of the limestone that resulted from joints, tectonic processes or/and karstic phenomena and later fillings of the voids with argillaceous material. The geoelectrical method of vertical sounding, on the other hand, although provided a clear distinction for the bedrock characterization, failed to distinguish the overburden cover from the underlain flysch formation. Finally, in this paper it is shown that for a successful application of geophysical work in geotechnical research, it is required effective design, utilization of modern analysis methods and handling more than geophysical methods.

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: Γεωτεχνική έρευνα, Μέθοδος σεισμικής διάθλασης, Μέθοδος γεωηλεκτρικής βαθοσκόπησης, Υπόβαθρο, Ανισοτροπία, Καρστικοποίηση.
KEY WORDS: Geotechnical research, Seismic refraction method, Vertical electrical sounding, Bedrock, Anisotropy, Karstification.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

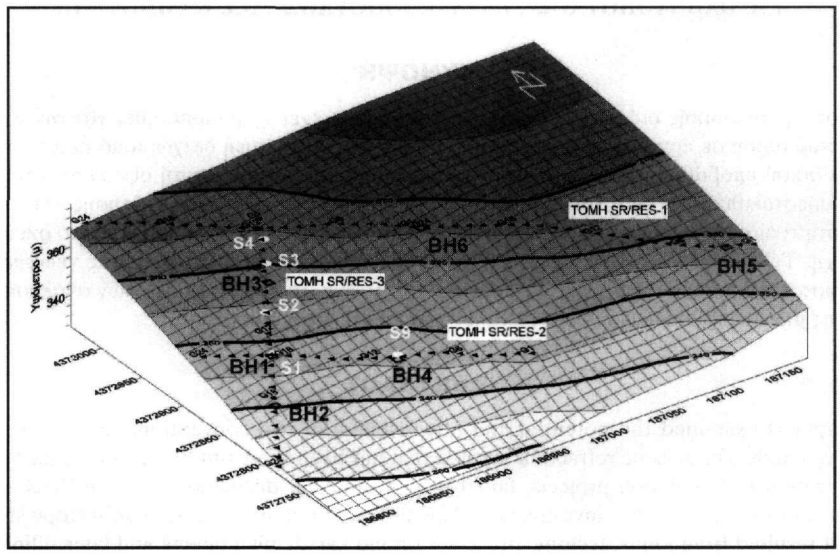
Η χρησιμοποίηση των πλέον κατάλληλων γεωφυσικών μεθόδων για την επίλυση γεωτεχνικών και περιβαλλοντικών προβλημάτων και ο σχεδιασμός εφαρμογής τους, προϋποθέτει τη γνώση του στόχου και των ιδιαίτερων απαιτήσεων των πρός επίλυση προβλημάτων. Είναι σήμερα κατανοητή και αναγκαία η διεξαγωγή μιας εμπεριστατωμένης γεωφυσικής έρευνας, στα πλαίσια μιας ευρύτερης γεωερευνητικής εργασίας, που σκοπό έχει τη διερεύνηση της υπεδαφικής δομής, όταν πρόκειται να εκτελεσθεί ένα μεγάλο τεχνικό έργο. Σε πολύπλοκες γεωτεχνικά περιπτώσεις, όπως π.χ. σε περιοχές με φαινόμενα ερπυσμού ή κατολισθητικών διεργασιών, η αναζήτηση του βάθους και της φύσης του βραχώδους υποβάθρου είναι ένα πρόβλημα που πρέπει να αντιμετωπισθεί με προσοχή. Σε τέτοιες περιπτώσεις η συνοχή των υπερκείμενων σχηματισμών χάνεται και οι φυσικοχημικές ιδιότητες τους μεταβάλλονται. Δεδομένου ότι το υποκείμενο αδιατάρακτο στρώμα μιας κατολίσθησης μπορεί να παρουσιάζει ανισοτροπία ή ανομοιογενή δομή, η επίλυση του προβλήματος γίνεται ακόμα δυσκολότερη. Στην εργασία αυτή εξετάζεται μια περίπτωση διερεύνησης των υπεδαφικών συνθηκών για το καθορισμό του βάθους και της φύσης του συμπαγούς υποβάθρου. Επιλέχθηκε μια περιοχή στο 10ο χιλιόμετρο της νέας εθνικής οδού Ηγουμενίτσας-Ιωαννίνων, όπου έχουν παρατηρηθεί επιφανειακά φαινόμενα έρπουσας

* A COMPARATIVE STUDY FOR STRUCTURAL BEDROCK DELINEATION BY USING CONVENTIONAL GEOPHYSICAL METHODS

1. Τμήμα Γεωλογίας Εθνικού & Καποδιστριακού Παν/μιου Αθηνών, Τομέας Γεωφυσικής-Γεωθερμίας, Πανεπιστημιούπολη, Ζωγράφου, 157 84.
2. Εθνικό & Καποδιστριακό Παν/μιο Αθηνών, Τμήμα Γεωλογίας, Τομέας Γεωφυσικής-Γεωθερμίας, Πανεπιστημιούπολη, Ζωγράφου, 157 84.

ή/και κατολισθαίνουσας μάζας, η οποία υπέρκειται ενός ανομοιογενούς υποβάθρου φλυσχικής και ασβεστολιθικής σύστασης (βλ. Σχήμα 1).

Ειδικότερα, χρησιμοποιήθηκαν οι συμβατικές μέθοδοι της σεισμικής διάθλασης και της γεωηλεκτρικής βαθοσκόπησης. Καταδεικνύεται με σαφήνεια η ανάγκη χρησιμοποίησης περισσοτέρων της μιας γεωφυσικών μεθόδων και η εισαγωγή νέων μοντέρνων μεθόδων ανάλυσης για την επίλυση πολύπλοκων γεωτεχνικών προβλημάτων.



Σχήμα 1.Τοπογραφικός χάρτης της περιοχής έρευνας που δείχνει τις θέσεις των σεισμικών τομών, των γεωηλεκτρικών βαθοσκοπήσεων (S-) και των γεωτρήσεων (BH-).

Topographic map of the area under investigation, showing the location of seismic sections, geolectrical soundings (S-) and boreholes (BH-).

2. Ο ΣΧΕΔΙΑΣΜΟΣ ΤΗΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ ΕΡΕΥΝΑΣ

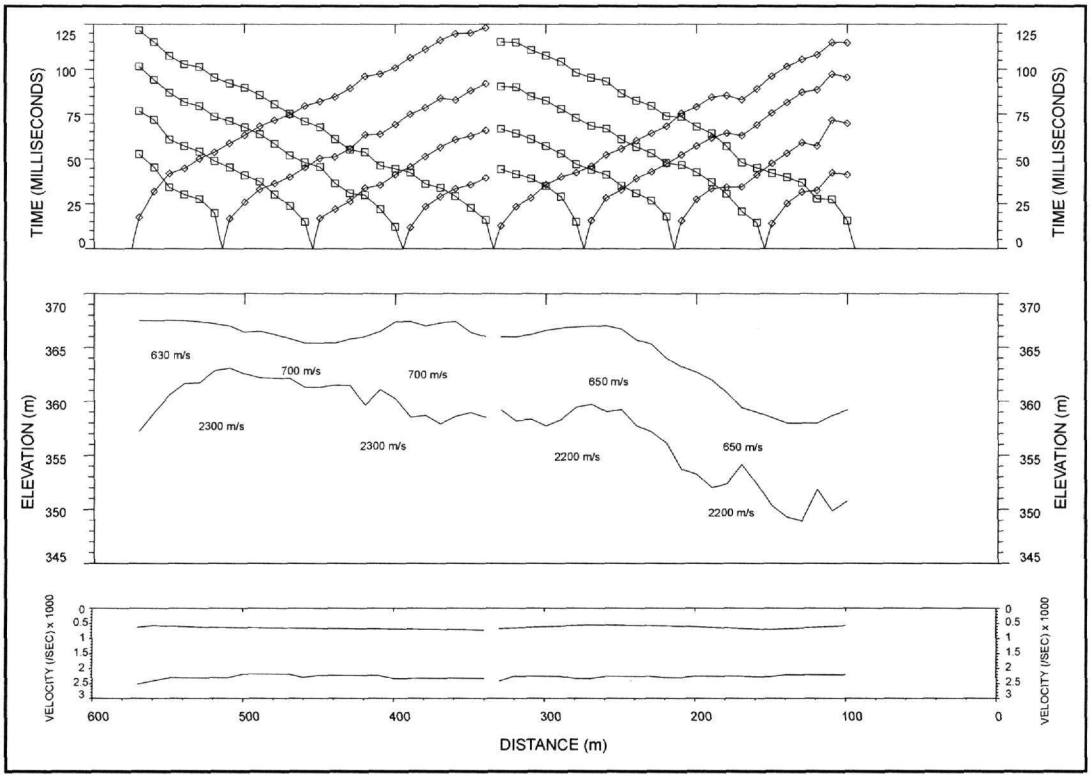
Δεν είναι ασύνηθες το φαινόμενο να ζητείται η εκτέλεση μιας γεωφυσικής έρευνας για την επίλυση ενός γεωτεχνικού ή περιβαλλοντικού προβλήματος, μόνο όταν συναντώνται δυσκολίες στην εκτέλεση κυρίως γεωτρητικών εργασιών. Για να ανταποκριθεί μια γεωφυσική έρευνα με επιτυχία στις απαιτήσεις ενός τεχνικού έργου, πρέπει να έχουν καθορισθεί ο στόχος και η φύση του προβλήματος, η καταλληλότητα της μεθοδολογίας που θα ακολουθηθεί, οι επι πλέον εργασίες που απαιτούνται (π.χ. τοπογραφικές εργασίες, ο ελάχιστος αριθμός γεωτρήσεων, κ.α.), η χρήση του κατάλληλου εξοπλισμού και των πακέτων λογισμικού για την επεξεργασία και ερμηνεία των δεδομένων και των αποτελεσμάτων αντίστοιχα, κ.α.

Ο προσδιορισμός π.χ. του βραχώδους ή φλυσχικού/ασβεστολιθικού υποβάθρου αποτελεί ένα στόχο, ο οποίος θεωρητικά μπορεί να λυθεί εύκολα με την εφαρμογή της μεθόδου της σεισμικής διάθλασης. Εάν όμως το υπόβαθρο παρουσιάζει ανισοτροπία λόγω διάβρωσης, αποσάθρωσης, κερματισμού, καρστικοποίησης η/και πλήρωσης με αργιλικό υλικό, απαιτείται περαιτέρω διερεύνηση της δομής του. Σε τέτοιες περιπτώσεις η γεωφυσική έρευνα δε δίνει μονοσήμαντες λύσεις με την εφαρμογή μιας μόνο γεωφυσικής μεθόδου, λόγω των αντίστοιχων διακυμάνσεων που παρουσιάζονται στις φυσικές ιδιότητες του υποβάθρου (π.χ. της πυκνότητας, της ταχύτητας διάδοσης των σεισμικών κυμάτων, της ειδικής αντίστασης, κ.α.).

Στην εργασία αυτή χρησιμοποιήθηκε αρχικά η συμβατική μέθοδος της σεισμικής διάθλασης ως η πλέον κατάλληλη για τη απεικόνιση του αναγλύφου του φλυσχικού/ ασβεστολιθικού υποβάθρου της περιοχής έρευνας. Μετά την ανάλυση και ερμηνεία των γεωφυσικών δεδομένων διαπιστώθηκε ότι δεν ήταν εφικτός ο διαχωρισμός μεταξύ του φλυσχικού και ασβεστολιθικού σχηματισμού. Στη συνέχεια διεξήχθηκε και γεωηλεκτρική έρευνα για το σαφή διαχωρισμό του υποβάθρου με θετικά αποτελέσματα.

3. ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΗ

Η μέθοδος της σεισμικής διάθλασης έχει χρησιμοποιηθεί πολλές φορές στο παρελθόν στη γεωτεχνική έ-



Σχήμα 2. Απεικόνιση των δρομο-χρονικών καμπύλων (άνω), της γεωσεισμικής δομής (μέσον) και της κατανομής των σεισμικών ταχυτήτων (κάτω), που προέκυψαν με τη μέθοδο GRM κατά μήκος της τομής SR/RES-1.
Diagrams showing travel time curves (top), subsurface structure (middle) and seismic velocity distribution (below), resulted from GRM method along the section SR/RES-1.

ρευνα (Παπαδόπουλος κ.α., 1992, Louis et.al., 1995, Bruno and Godio, 1997, Olson et.al., 1997, Phillips et.al., 1997, κ.α.). Οι απαιτήσεις ενός γεωτεχνικού προβλήματος μπορεί να είναι κάθε φορά διαφορετικές. Σε μικρά έργα θεμελίωσης ενδιαφέρει η επιφανειακή δομή μέχρι βάθους ολίγων μέτρων, ενώ για την κατασκευή ενός μεγάλου τεχνικού έργου ενδιαφέρει η δομή του υπεδάφους ορισμένων δεκάδων μέτρων.

Τα τελευταία χρόνια έχει χρησιμοποιηθεί με επιτυχία στη γεωτεχνική έρευνα η μέθοδος GRM (Palmer, 1981) καθώς και η πρόδρομος αυτής Plus-Minus (Hagedoorn, 1959). Η GRM μέθοδος αυτή δίνει αξιόπιστα αποτελέσματα στην αποτύπωση του υποβάθρου σε περιπτώσεις έντονης διακύμανσης του αναγλύφου του (Rogers et.al., 1997). Έχει επίσης χρησιμοποιηθεί για τον προσδιορισμό του αναγλύφου και της πλευρικής μεταβολής της σεισμικής ταχύτητας του υποβάθρου, μη λαμβάνοντας υπόψη τη δομή του υπερκείμενου καλύμματος, το οποίο χαρακτηρίζεται από συνεχείς εναλλαγές στρωμάτων λεπτόκκοκης και αδρομερούς σύστασης (Papadopoulos T.D. and Alexopoulos J., 1996, Papadopoulos et.al., 1997). Αντίθετα, η μέθοδος GRM έχει αμφισβητηθεί πρόσφατα (Sjogren, 2000), ότι δεν είναι η πλέον κατάλληλη για την επίλυση γεωτεχνικών προβλημάτων, όπου δηλαδή απαιτείται λεπτομερής χαρτογράφηση του βάθους και της δομής του υποβάθρου καθώς και των υπερκείμενων στρωμάτων.

Η ανάγκη εφαρμογής της σεισμικής μεθόδου διάθλασης για την άμεση εξαγωγή χρήσιμων στοιχείων, ιδιαίτερα σε προβλήματα που εμφανίζονται κατά την εκτέλεση κατασκευής ενός έργου, πολλές φορές οδηγεί σε κακό σχεδιασμό της γεωφυσικής έρευνας, με συνέπεια τα προκύπτοντα στοιχεία να έχουν περιορισμένη αξία. Σ'αυτές ιδιαίτερα τις περιπτώσεις πρέπει η ερμηνεία των γεωσεισμικών αποτελεσμάτων να βοηθείται και από άλλες ανεξάρτητες παρατηρήσεις, όπως π.χ. γεωτρητικές έρευνες, γεωφυσικές διαγραφίες μέσα σε γεωτρήσεις, γεωλογικές χαρτογραφήσεις, στοιχεία άλλων γεωφυσικών μεθόδων,κ.α.

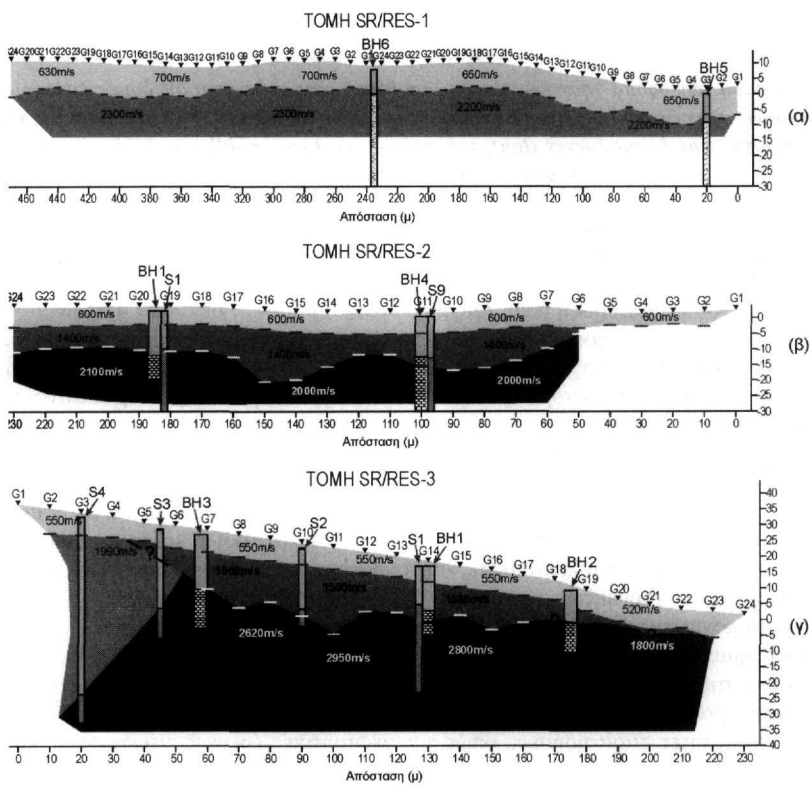
Στην εργασία αυτή εξετάζεται μια περίπτωση διερεύνησης του αναγλύφου και της φύσης του υποβάθρου με την εφαρμογή της μεθόδου GRM. Ουσιαστικά στόχος της έρευνας είναι ο εντοπισμός της επαφής μεταξύ του φλυσχικού και ασβεστολιθικού υλικού που αποτελούν το υπόβαθρο της περιοχής έρευνας.

Η επεξεργασία και ερμηνεία των δεδομένων στηρίχθηκε στο υπολογιστικό πρόγραμμα Gremixs της Interpex. Συνολικά έγιναν πέντε εκρήξεις για κάθε ανάπτυγμα γεωφώνων (ανά μια στα άκρα της τομής, μια στο μέσον και δύο στο πρώτο και τρίτο τέταρτο της τομής), η απόσταση των οποίων ήταν 10 μέτρα. Δεν υπήρχε δυνατότητα εκτέλεσης μακρινών εκρήξεων (πέραν από τα άκρα της τομής), λόγω δασοκάλυψης και παρουσίας έντονου τοπογραφικού αναγλύφου. Στο σχήμα 2 παρουσιάζεται η συνολική εικόνα των αποτελεσμάτων των δύο σεισμικών αναπτυγμάτων της τομής SR/RES-1.

Στο σχήμα 3 παρουσιάζονται τρεις σεισμικές τομές (3α,3β & 3γ), οι δύο πρώτες είναι περίπου παράλληλες μεταξύ τους και η τρίτη τέμνει εγκάρσια τις δύο άλλες (βλ. σχήμα 1). Η πρώτη παρατήρηση που προκύπτει είναι ότι στις δύο παράλληλες τομές, το υπόβαθρο παρουσιάζεται με ομοιόμορφη σεισμική ταχύτητα 2200-2300 m/s (2α) και 2000-2100 m/s (2β), αντίστοιχα. Σύμφωνα με τα γεωτρητικά στοιχεία οι γεωτρήσεις BH1 & BH4 έχουν εντοπίσει κερματισμένο ασβεστολιθικό υλικό σε βάθη 14 & 13 μέτρα αντίστοιχα, ενώ οι γεωτρήσεις BH5 & BH6 έχουν συναντήσει φλυσχικό υλικό σε βάθη 9 & 8 μέτρα αντίστοιχα. Εκ των ανωτέρω συνάγεται ότι δεν είναι εφικτός ο διαχωρισμός της φύσης του βραχώδους υποβάθρου στηριζόμενοι στις προκύπτουσες τιμές της σεισμικής ταχύτητας. Αντίθετα, το βάθος και ιδιαίτερα το ανάγλυφο του υποβάθρου απεικονίζονται με σχετικά καλή ακρίβεια. Η εγκάρσια τομή παρουσιάζει υψηλότερες τιμές σεισμικής ταχύτητας (2620-2950 m/s), και κατά περίπτωση πολύ μικρότερες (1800 m/s), οι οποίες όμως μπορούν να αποδοθούν είτε σε φαινόμενα ανισοτροπίας του υποβάθρου (λόγω καρστικοποίησης και πλήρωσης με αργιλικό υλικό) ή στη δημιουργία μέσων (αρμονικών) σεισμικών ταχυτήτων λόγω τοπογραφικού και υπεδαφικού αναγλύφου, οι οποίες είναι υπερεκτιμημένες όταν οι κλίσεις έχουν αντίθετα πρόσημα (Sjogren, 1984).

4. ΓΕΩΗΛΕΚΤΡΙΚΗ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΗ

Οι ηλεκτρικές ιδιότητες του φλύσχη και του ασβεστολίθου παρουσιάζουν σαφή μεταξύ τους διαχωρισμό, χωρίς όμως την ουσιαστική επίδραση δευτερογενών διεργασιών που αλλοιώνουν τη συνοχή και τη σύσταση, όσο και τη συνολική συμπεριφορά τους στις ηλεκτρικές ιδιότητες.

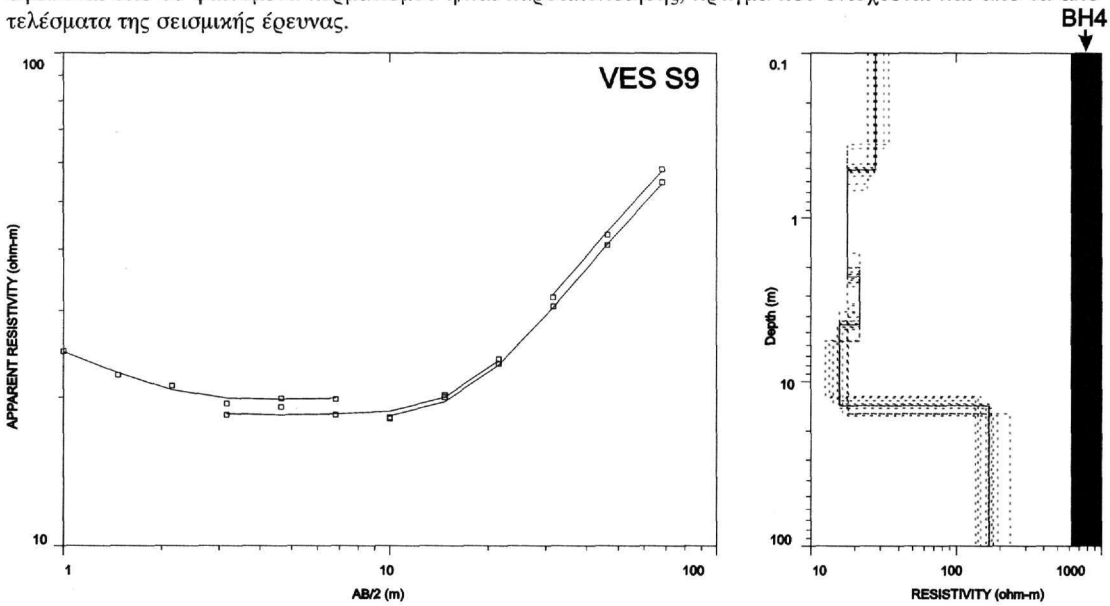


Σχήμα 3. Τρεις σεισμικές τομές (α, β, γ) με ενσωματωμένα τα αποτελέσματα της γεωηλεκτρικής έρευνας (S-) και τα στοιχεία των γεωτρήσεων (BH-).

Three seismic sections (α, β, γ) with incorporated the results of electrical soundings (S-) and borehole data (BH-).

Χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος της γεωηλεκτρικής βαθοσκόπησης για το διαχωρισμό κυρίως της φύσης του βραχώδους υποβάθρου, ελέγχοντας τοιουτοτρόπως τα αποτελέσματα της σεισμικής έρευνας με μια άλλη ανεξάρτητη μέθοδο. Πραγματοποιήθηκαν αρχικά γεωηλεκτρικές μετρήσεις πλησίον θέσεων γεωτρήσεων για τη βαθμονόμηση των γεωηλεκτρικών αποτελεσμάτων (π.χ. πλησίον των γεωτρήσεων BH1 & BH4)και στη συνέχεια κατά μήκος της εγκάρσιας σεισμικής τομής του σχήματος 2γ (βαθοσκοπήσεις S2,S3 & S4).

Στο σχήμα 4 δείχνεται το αποτέλεσμα της επεξεργασίας με το υπολογιστικό πρόγραμμα της Interpex ResixPlus για τη βαθοσκόπηση S9, όπου συμπεριλαμβάνονται εκτός από τις αρχικές τιμές των δεδομένων, οι υπολογισθείσες και το μοντέλο κατανομής της ειδικής αντίστασης μετά του βάθους. Σύμφωνα με τα προκύπτοντα αποτελέσματα το ασβεστολιθικό υπόβαθρο σαφώς παρουσιάζει υψηλότερες μέσες τιμές ειδικής αντίστασης από το φλυσχικό σχηματισμό (>100 Ωμ έναντι 20 Ωμ, αντίστοιχα). Αντίθετα, οι τιμές της ειδικής αντίστασης του ασβεστολιθικού υποβάθρου δεν είναι αρκετά υψηλές ώστε να χαρακτηρισθεί το υπόβαθρο ως συμπαγές. Έτσι, δείχνεται ότι το ασβεστολιθικό υπόβαθρο παρουσιάζει μια ανισοτροπία, η οποία μπορεί να οφείλεται είτε σε φαινόμενα κερματισμού ή/και καρστικοποίησης, πράγμα που ενισχύεται και από τα αποτελέσματα της σεισμικής έρευνας.



Σχήμα 4. Τυπική παρουσίαση των αποτελεσμάτων της γεωηλεκτρικής βαθοσκόπησης S9. Τα δεδομένα υπαίθρου παρουσιάζονται με κύκλους και οι υπολογισθείσες τιμές με συνεχείς γραμμές (αριστερά). Παρουσιάζεται επίσης η κατανομή της ειδικής αντίστασης με το βάθος (συνεχής γραμμή), με το εύρος των ισοδύναμων λύσεων (διακεκομμένες γραμμές), καθώς και τα δεδομένα της γεώτρησης BH4 που βρίσκεται πλησίον της βαθοσκόπησης S9 (δεξιά).

Typical presentation of the results of VES S9. Raw data (circles) and calculated values (continuous lines) are shown (left) and model parameters with the range of equivalent solutions (dashed lines) as well as data of borehole BH4 which lies near sounding S9 (right).

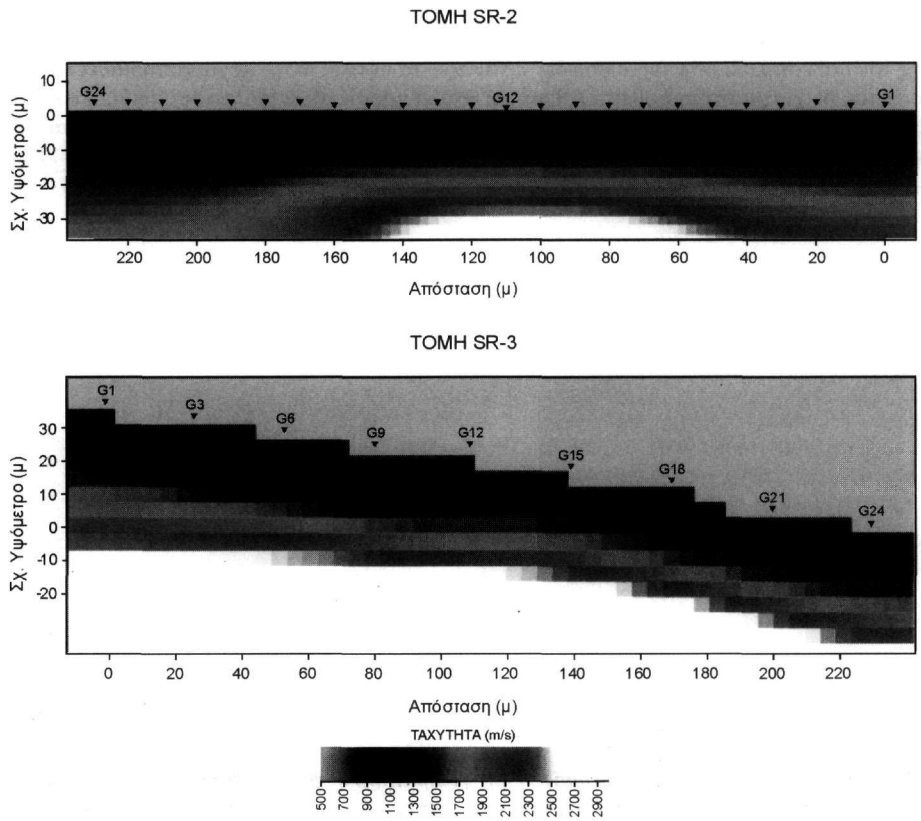
Σύμφωνα με τα αποτελέσματα της γεωηλεκτρικής έρευνας, ο φλύσχης παρουσιάζει ένα εύρος τιμών ειδικής αντίστασης που κυμαίνεται μεταξύ 5 & 15 Ωμ και ο ασβεστόλιθος με τιμές που κυμαίνονται μεταξύ 60 & 450 Ωμ. Κατά θέσεις το υπερκείμενο κάλυμμα παρουσιάζει υψηλές σχετικά τιμές ειδικής αντίστασης (80-90 Ωμ), αλλά ο διαχωρισμός μεταξύ του υπερκείμενου καλύμματος και του φλύσχη δεν είναι γενικά εφικτός, διότι παρουσιάζουν παρόμοιες χαμηλές ειδικές αντιστάσεις ιδιαίτερα κοντά στη επαφή τους. Το πρόβλημα αυτό αντιμετωπίζεται με βάση τα αποτελέσματα της σεισμικής έρευνας, όπου σαφώς διαχωρίζονται οι σεισμικές ταχύτητες του υπερκείμενου καλύμματος και του φλύσχη (650 & 2300 m/s, αντίστοιχα).

5. ΣΥΓΚΡΙΤΙΚΗ ΠΑΡΟΥΣΙΑΣΗ ΤΩΝ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ

Στο σχήμα 3 έχει ενσωματωθεί όλη η υπάρχουσα γεωπληροφορία που έχει προκύψει από τη γεωτρητική και γεωφυσική έρευνα. Στο σχήμα 3γ δείχνεται η υπό κλίση επαφή μεταξύ του φλύσχη και του ασβεστολίθου

(κάτω από τα γεώφωνα G2-G6), η οποία έχει προκύψει από τη γεωηλεκτρική έρευνα. Η προς βορράν κλίση της επαφής αυτής βρίσκεται σε συμφωνία με τη γενικότερη γεωλογική δομή της περιοχής. Στην ίδια τομή δείχνεται επίσης η επαφή μεταξύ του υπερκείμενου καλύμματος και του φλύσχη, η οποία έχει προκύψει από τη σεισμική έρευνα (κάτω από τα γεώφωνα G2-G4).

Η ακρίβεια προσδιορισμού του βάθους του ασβεστολίθου που επιτυγχάνεται με την εφαρμογή των εν λόγω γεωφυσικών μεθόδων, μπορεί να εκτιμηθεί από τη βαθμονόμηση αυτών με τα στοιχεία των γεωτρητικών ερευνών. Γενικά, εκτιμάται ότι υπάρχει μια ικανοποιητική συμφωνία και αξιοπιστία των γεωφυσικών αποτελεσμάτων, αν και η εκτίμηση αυτή εξαρτάται από τις απαιτήσεις του έργου κάθε φορά.



Σχήμα 5. Απεικόνιση των σεισμικών τομών SR-2 και SR-3 μετά την επεξεργασία των δεδομένων με τη μέθοδο της τομογραφίας σεισμικής διάθλασης.

Presentation of seismic lines SR-2 and SR-3 after data processing with the method of seismic refraction tomography.

6. ΒΕΛΤΙΣΤΟΠΟΙΗΣΗ ΤΗΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ ΕΡΕΥΝΑΣ

Ένας καλύτερος σχεδιασμός της γεωφυσικής έρευνας θα μπορούσε να βοηθήσει στη διερεύνηση της υπεδαφικής δομής με περισσότερη λεπτομέρεια και αξιοπιστία.

Συγκεκριμένα, η χρησιμοποίηση μικρότερου μήκους αναπτυγμάτων (από 230 μ σε 115 μ), με ταυτόχρονη αύξηση του αριθμού των σεισμικών πηγών (από 5 σε 7 πηγές ή καιπερισσότερες)και μείωση της απόστασης μεταξύ των γεωφώνων (από 10μ σε 5μ), θα έδινε τη δυνατότητα της λεπτομερούς απεικόνισης του υποβάθρου και της εφαρμογής πιο μοντέρνων και αποτελεσματικών μεθόδων ανάλυσης(όπως π.χ. της τομογραφίας σεισμικής διάθλασης, κ.α.). Με τα ήδη υπάρχοντα δεδομένα της σεισμικής διάθλασης, έγινε προσπάθεια να χρησιμοποιηθεί η μέθοδος τομογραφίας σεισμικής διάθλασης με την τεχνική που έχουν αναπτύξει οι Zhang και Toksoz (1998). Στο σχήμα 5 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα κατά μήκος των τομών SR-2 και SR-3, οι οποίες τέμνονται στα γεώφωνα G19 (SR-2) και G13 (SR-3). Παρατηρείται καλή ταύτιση της κατανομής της σεισμικής ταχύτητας στο σημείο τομής των δύο σεισμικών γραμμών. Αντίθετα, δεν υπάρχει συμφωνία μεταξύ των αποτελεσμάτων αυτών και εκείνων που προέκυψαν από την μέθοδο GRM και των γεωτρητικών στοιχείων. Συγκε-

κριμένα, το ασβεστολιθικό υπόβαθρο με ταχύτητες >2500 m/s παρουσιάζεται βαθύτερα, γεγονός που αποδίδεται στην αραιή πυκνότητα των σεισμικών ακτίνων, λόγω κυρίως της μη κατάλληλης χωρικής κατανομής των γεωφώνων και του μικρού αριθμού των εκρήξεων. Η χρήση επίσης της γεωηλεκτρικής τομογραφίας θα έδινε τη δυνατότητα της λεπτομερούς χαρτογράφησης της επαφής μεταξύ του φλυσχικού και ασβεστολιθικού υποβάθρου.

7. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Στην εργασία αυτή μελετήθηκε μια περίπτωση προσδιορισμού του αναγλύφου του υποβάθρου και της φύσης του, με την εφαρμογή των συμβατικών μεθόδων της σεισμικής διάθλασης και της γεωηλεκτρικής βαθοσκόπησης. Δείχνεται με σαφήνεια η αναγκαιότητα εφαρμογής, σε ειδικές περιπτώσεις, πλέον της μιας γεωφυσικών μεθόδων και η χρήση μοντέρνων μεθοδολογιών ανάλυσης, επεξεργασίας και ερμηνείας των γεωφυσικών δεδομένων και αποτελεσμάτων, για τη λεπτομερή απεικόνιση της υπεδαφικής δομής.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

BRUNO, P.P.G. and GODIO, A. 1997. Environmental risk assessment of a shallow aquifer in "Piana Campana" (Italy): a field comparison between seismic refraction and reflection methods. *European Journal of Environmental and Engineering Geophysics* 2, 61-76.

HAGEDOORN, J.G. 1959. The plus-minus method of interpreting seismic refraction sections. *Geophys. Prosp.*, 7, 158-182.

LOUIS, J., PAPADOPOULOS, T.D., DRAKATOS, G. & PANTZARTZIS, P. 1995. Conventional and modern seismic investigations for rock quality determination at a dam site - a case study. *Geophys. Prosp.*, Vol. 43, 779-792.

OLSON, M., PRASHAR, Y. and INEL, S. 1997. Seismic refraction and downhole velocity surveys for investigation of the Tinemaha dam Inyo County, California. *Proc. of the Symp. on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems (SAGEEP)*, March 23-26, Reno Nevada, Vol. I, 345-354.

PALMER, D. 1981. An introduction to the generalized reciprocal method of seismic refraction interpretation. *Geophysics*, 46, 1508-1518.

ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΣ, Τ.Δ., ΛΟΥΗΣ, Ι. και ΠΑΝΤΖΑΡΤΖΗΣ, Π. 1992. Γεωφυσικός καθορισμός σύνθετης επιφάνειας ολίσθησης σε Γρανιτο-γνευσιακή μάζα. *Annales Geologiques Des pays Helleniques,* Τόμος 35, 401-412.

PAPADOPOULOS, T.D. and ALEXOPOULOS, J. 1996. Combined geophysical investigations for site soil characterization of Grevena-Kozani meizoseismal area. *Inter. Meeting on Results of the May 13, 1995 earthquake,* 24-27 May (áñ. óåë. 4).

PAPADOPOULOS, T.D., STAVRAKAKIS, G.N., ALEXOPOULOS, J., KAMBOURIS, P. and VOULGARIS, N. 1997. Combined geophysical methods for subsurface characterization in the framework of microzoning studies. *Proc. of the IAEG Intern. Symp. on Engineering Geology and the Environment,* Athens, Greece, 23-27 June, 1419-1424.

PHILLIPS, D., GRIMM, R. and HOESTRA B. 1997. Mapping bedrock topography with seismic refraction at an oil and gas field: A comparison of engineering and petroleum exploration methods at a site in the Wind River Basin of Wyoming. *Proc. of the Symp. on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems (SAGEEP)*, March 23-26, Reno Nevada, Vol. I, 373-375.

ROGERS, N.T., SANBERG, S.K., MILLER, P. and POWELL, G. 1997. Mapping a near surface variable geologic regime using an integrated geophysical approach. *Proc. of the Symp. on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems (SAGEEP)*, March 23-26, Reno Nevada, Vol. I, 463-472.

SJOGREN, B. 1984. Shallow refraction seismics. *Chapman and Hall.* London New York, 268.

SJOGREN, B. 2000. A brief study of applications of the generalized reciprocal method and of some limitations of the method. Geophys. Prosp., 48, 1-21.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/4, 1309-1315, 2001 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/4, 1309-1315, 2001
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

ΛΕΠΤΟΜΕΡΗΣ ΔΙΕΡΕΥΝΗΣΗ ΤΗΣ ΡΗΧΗΣ ΔΟΜΗΣ ΜΕ ΤΗ ΜΕΘΟΔΟ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΔΙΑΘΛΑΣΗΣ ΚΑΙ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΔΙΑΦΟΡΕΤΙΚΩΝ ΤΕΧΝΙΚΩΝ ΑΝΑΛΥΣΗΣ*

Τ. ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΣ[1], Π. ΚΑΜΠΟΥΡΗΣ[2], Ι. ΑΛΕΞΟΠΟΥΛΟΣ[3]

ΣΥΝΟΨΗ

Στην εργασία αυτή γίνεται μια σύγκριση μεταξύ συμβατικών και μοντέρνων τεχνικών ανάλυσης και επεξεργασίας δεδομένων σεισμικής διάθλασης, για τη διερεύνηση της ρηχής δομής στα πλαίσια μιας γεωτεχνικής έρευνας. Οι τεχνικές που χρησιμοποιήθηκαν παρείχαν συγκρίσιμα αποτελέσματα με επί μέρους διαφοροποιήσεις στις απόλυτες τιμές των βαθών και των σεισμικών ταχυτήτων, που οφείλονται κυρίως στο διαφορετικό αλγόριθμο επεξεργασίας και την παρεχόμενη ευκρίνεια κάθε τεχνικής. Η τεχνική της μη γραμμικής τομογραφίας σεισμικής διάθλασης πλεονεκτεί έναντι των συμβατικών, διότι με την αύξηση του αριθμού των σεισμικών πηγών και της θεώρησης της βαθμιαίας μεταβολής της ταχύτητας μετά του βάθους, επιτυγχάνεται καλύτερη ευκρίνεια και απεικόνιση της ρηχής δομής.

ABSTRACT

A comparative study of conventional and modern processing techniques of seismic refraction data is examined in this paper, for shallow structure investigation in the framework of a geotechnical research. The techniques used here were applied for the detection of narrow and low seismic velocity zones along the bedrock in the 10.5th Km of the new national road Igoumenitsa-Ioannina. The results were comparable and only slight deviations were observed due mainly to different algorithm procedures applied on data and the resolution provided by each technique. It is pointed out that the non linear tomography seismic refraction technique, overcomes the conventional ones since by increasing the number of seismic sources and considering the gradual variation of seismic velocity with depth, a better resolution and image reconstruction for the subsurface structure is obtained.

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: τομογραφία σεισμικής διάθλασης, μέθοδος σεισμικής διάθλασης
KEY WORDS: Seismic tomography, seismic refraction, μέθοδος ABEM, MMT, GRM

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Για τη διερεύνηση της υπόγειας δομής έχουν χρησιμοποιηθεί με επιτυχία γεωφυσικές μέθοδοι και ιδιαίτερα οι σεισμικές. Εξ'αυτών η μέθοδος της σεισμικής διάθλασης έχει κυρίως χρησιμοποιηθεί στη γεωτεχνική έρευνα, διότι παρέχει αξιόπιστα αποτελέσματα ως προς τις τιμές των πραγματικών σεισμικών ταχυτήτων, την αποτύπωση του αναγλύφου του βραχώδους υποβάθρου και την εκτίμηση των δυναμικών ελαστικών σταθερών των στρωμάτων.

Ο τρόπος ανάλυσης και επεξεργασίας των σεισμικών δεδομένων είναι διαχρονικά διαφορετικός. Αρχικά χρησιμοποιήθηκαν οι γραφικές τεχνικές Plus-Minus (Hagedoorn 1959), της αντιστρεπτότητας (Hawkins 1961), MMT & ABEM (Sjogren 1984, Parasnis 1997), κ.α., οι οποίες είναι επίπονες και απαιτούν έμπειρο γεωφυσικό για την ανάλυση και ερμηνεία των σεισμικών δεδομένων. Στη συνέχεια αναπτύχθηκε και εφαρμόσθηκε η τεχνική GRM (Palmer 1980), η οποία είναι η γενικευμένη μορφή της τεχνικής της αντιστρεπτότητας. Η τεχνική αυτή παρουσιάζει το πλεονέκτημα ότι παρέχει τη δυνατότητα προγραμματισμού και της χρήσης της μέσω Η/Υ. Οι τεχνικές που αναφέρθηκαν παραπάνω έχουν ένα κοινό γνώρισμα, ότι προϋποθέτουν την παρουσία ομογενών και ισότροπων μέσων, όπου οι σεισμικές ταχύτητες διατηρούνται σταθερές καθ'όλη τη διαδρομή τους στα

* DETAILED SHALLOW STRUCTURE SEISMIC REFRACTION INVESTIGATION, WITH THE APPLICATION OF DIFFERENT PROCESSING TECHNIQUES

1. University of Athens, Faculty of Geology, Dept. of Geophysics & Geothermics, Zografou, 157 84, *tpapadop@geol.uoa.gr*
2. University of Athens, Faculty of Geology, Dept. of Geophysics & Geothermics, Zografou, 157 84, *pkambouris@geol.uoa.gr*
3. University of Athens, Faculty of Geology, Dept. of Geophysics & Geothermics, Zografou, 157 84, *jalexopoulos@geol.uoa.gr*

μέσα αυτά. Εν αντιθέσει με τις συμβατικές τεχνικές, έχουν αναπτυχθεί πρόσφατα μοντέρνες μέθοδοι επεξεργασίας σεισμικών δεδομένων, όπως π.χ. η τεχνική της μη γραμμικής τομογραφίας σεισμικής διάθλασης (Zhang 1998). Σύμφωνα με τη τεχνική αυτή ο συνολικός χρόνος διαδρομής μιας σεισμικής ακτίνας, που ακολουθεί τροχιά ελαχίστου χρόνου, προσδιορίζεται από τους επί μέρους χρόνους διαδρομής μέσα από «κελιά» που ορίζουν το χώρο μεταξύ των εκρήξεων και των γεωφώνων. Ο χρόνος αυτός συγκρίνεται με τον πραγματικό χρόνο διαδρομής για κάθε γεώφωνο και στη συνέχεια ακολουθεί μια επαναληπτική διαδικασία μείωσης της διαφοράς κάτω από ένα αποδεκτό όριο.

Στην εργασία αυτή γίνεται προσπάθεια να συσχετισθούν οι συμβατικές και μοντέρνες τεχνικές, με την εφαρμογή τους σε δύο παραδείγματα σεισμικών αναπτυγμάτων, που εκτελέσθηκαν πλησίον του 10.5ου χιλιομέτρου της νέας εθνικής οδού Ηγουμενίτσας – Ιωαννίνων (βλ. σχήμα 1α).

2. ΛΗΨΗ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

Η σεισμική έρευνα περιλαμβάνει δύο σεισμικές γραμμές συνολικού μήκους 330 μ. Πραγματοποιήθηκαν επτά εκρήξεις (shots), για κάθε ανάπτυγμα εικοσιτεσσάρων γεωφώνων των 10 Hz. Η σεισμική πηγή που χρησιμοποιήθηκε ήταν εκρηκτική ύλη. Η απόσταση μεταξύ των γεωφώνων καθορίσθηκε στα 5μ. Η καταγραφή των δεδομένων έγινε με τη χρήση του 24-κάναλου σεισμογράφου SMARTSEIS της Geometrics. Ως συχνότητα δειγματοληψίας των σεισμικών καταγραφών έχει επιλεγεί αυτή των 250 μs.

3. ΑΝΑΛΥΣΗ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

Η μεθοδος MMT

Είναι μία γρήγορη μέθοδος για τον προσδιορισμό της σεισμικής ταχύτητας και της αποτύπωσης των μεταβολών της κατά μήκος μιας κύριας ασυνέχειας (π.χ. του υποβάθρου) με λεπτομέρεια (Parasnis 1997). Η τεχνική του προσδιορισμού της σεισμικής ταχύτητας έχει προηγουμένως περιγραφεί από τον Hagedoorn το 1959 (η μέθοδος Plus-Minus) και από τον Hawkins το 1961 (η μέθοδος Αντιστρεπτότητας).

Η κατασκευή μιας MMT καμπύλης πρέπει κανονικά να αποτελεί το πρώτο βήμα της γεωσεισμικής ερμηνείας, καθόσον παρέχει τις σεισμικές ταχύτητες κατά μήκος της κύριας ασυνέχειας, οι οποίες απαιτούνται για τον υπολογισμό των βαθών των ασυνεχειών.

Οι καμπύλες σεισμικής ταχύτητας πρέπει να χαράσσονται από σημείο σε σημείο και όχι με την τεχνική των ελαχίστων τετραγώνων, διότι μπορεί να χαθεί (εξομαλυνθεί) χρήσιμη πληροφορία. Έτσι, τα χαραχθέντα τμήματα της καμπύλης μπορούν να δείξουν σημαντικές μεταβολές της σεισμικής ταχύτητας. Επί πλέον, τα σημεία τομής των τμημάτων αυτών της καμπύλης σεισμικής ταχύτητας, προσδιορίζουν και τα όρια μεταξύ των τμημάτων διαφορετικής σεισμικής ταχύτητας.

Η ανάλυση συνήθως αρχίζει από τις δρομο-χρονικές καμπύλες των μακρινών σεισμικών πηγών, που αναπαριστούν τις υψηλότερες σεισμικές ταχύτητες. Όταν οι κλίσεις των κλάδων αυτών έχουν προσδιορισθεί, τότε στρέφουμε την προσοχή μας σε τμήματα που αντιπροσωπεύουν μικρότερες σεισμικές ταχύτητες. Είναι βασική προϋπόθεση της παραπάνω ανάλυσης, ότι οι μετρηθείσες πρώτες αφίξεις που περιλαμβάνονται στον προσδιορισμό της σεισμικής ταχύτητας να προέρχονται από την ίδια ασυνέχεια.

Η μεθοδος ABEM

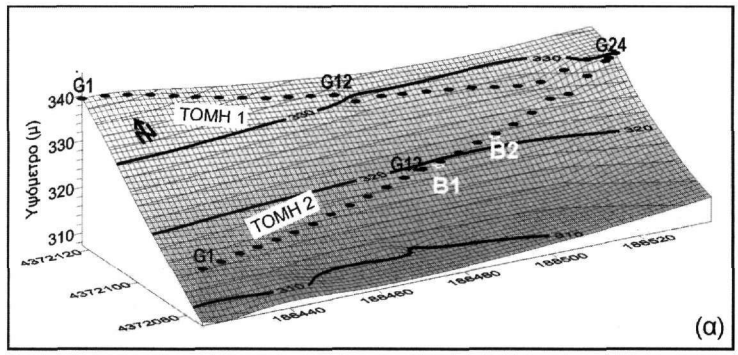
Η μέθοδος αυτή έχει εισαχθεί από τη σουηδική εταιρία ABEM από το 1940, για την αφαίρεση της επίδρασης της μεταβολής της σεισμικής ταχύτητας κατά μήκος αυτής καθ'αυτής της ασυνέχειας, καθώς επίσης και για την αντιμετώπιση των προβλημάτων ερμηνείας που προκαλούνται από την έντονη παραμόρφωση των δρομοχρονικών καμπύλων και οφείλονται στην μεταβολή του τοπογραφικού αναγλύφου και την παρουσία διαφορετικών βαθών και σεισμικών ταχυτήτων των σχηματισμών.

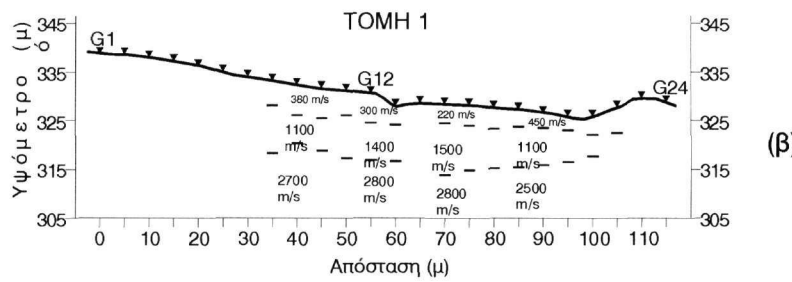
Είναι μια αρκετά αποτελεσματική τεχνική και ο αντικειμενικός στόχος είναι να προσδιορισθεί ο διορθωμένος χρόνος συνάντησης, Ti, που αντιστοιχεί σε ένα τμήμα καμπύλης σεισμικής ταχύτητας (Sjogren 1984, Parasnis 1997). Η τεχνική διόρθωσης που εφαρμόζεται παρέχει τους πραγματικούς χρόνους συνάντησης.

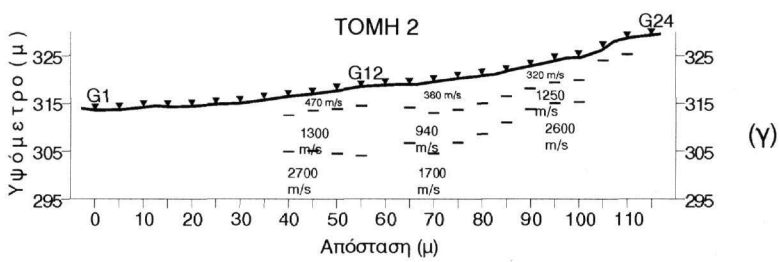
Πέρα από το θεωρητικό και τεχνικό μέρος της μεθόδου, απαιτείται μια ευρύτερη γνώση των συνθηκών της περιοχής έρευνας (γεωλογικές και γεωτρητικές εργασίες), η οποία συνήθως λαμβάνεται σοβαρά υπόψη κατά την εφαρμογή της.

Η μεθοδος GRM

Με τη μέθοδο αυτή έχουμε τη δυνατότητα να προσδιορίσουμε με ακρίβεια ομογενή στρώματα με μεταβαλ-







Σχήμα 1. Τοπογραφικός χάρτης που δείχνει τις θέσεις των σεισμικών τομών 1 & 2 (1α). Τα αποτελέσματα που προέκυψαν από τη μέθοδο GRM παρουσιάζονται στα σχήματα 1β & 1γ.

Figure 1.Topographic map showing the location of seismic sections 1 & 2 (1a). The corresponding results of GRM method are presented in figures 1β & 1γ.

λόμενα πάχη καθώς και σε πλευρικές μεταβολές, αρκεί οι κλίσεις των στρωμάτων να μην υπερβαίνουν τις 20°. Η μέθοδος χρησιμοποιεί ως βασικό στοιχείο την απόσταση μεταξύ δύο γεωφώνων (XY) για τον υπολογισμό των σεισμικών ταχυτήτων και των αντιστοίχων βαθών. Στη βέλτιστη απόσταση (XY) οι σεισμικές "κανονική" και η "αντίστροφη" ακτίνες, αναδύονται περίπου από το ίδιο σημείο της επιφάνειας διάθλασης. Αυτό σημαίνει ότι η τελευταία πρέπει να είναι επίπεδη μόνο για μικρό σχετικά διάστημα.

Η ακρίβεια με την οποία προσδιορίζονται βαθύτερες σχετικά επιφάνειες διάθλασης, συχνά εξαρτάται από τη δυνατότητα καθορισμού μικρής κλίμακας μεταβολών, που παρατηρούνται λόγω ανομοιογένειας πολύ κοντά στην επιφάνεια. Εάν τέτοιες μικρής κλίμακας ανωμαλίες αποδοθούν λανθασμένα σε βαθύτερα στρώματα, τότε η μορφή και τα υπολογισθέντα βάθη της επιφάνειας διάθλασης είναι εσφαλμένα. Στις περισσότερες περιπτώσεις επίλυσης γεωτεχνικών προβλημάτων τα επιφανειακά στρώματα είναι χαλαρά και παρουσιάζουν μεγάλη ξηρότητα, με αποτέλεσμα η ταχύτητα διάδοσης να μην υπερβαίνει τα 300 m/s. Επομένως, είναι συχνό το φαινόμενο οι ανωμαλίες που παρατηρούνται στους χρόνους άφιξης να οφείλονται σε τέτοιου είδους επιφανειακές μεταβολές και όχι στη μορφή των βαθύτερων επιφανειών σεισμικής διάθλασης. Παρά το γεγονός ότι χρησιμοποιούνται διάφορα κριτήρια αναγνώρισης αυτών των ανωμαλιών ο ακριβής προσδιορισμός τους με τη GRM είναι δύσκολος και σχετικά αβέβαιος (Palmer, 1980).

Επίσης, ο προσδιορισμός της "τυφλής ζώνης" καθώς και του "κρυφού στρώματος" αποτελεί μια εν γένει αδυνα-

μία όλων των μεθόδων που στηρίζονται στην ανάλυση των πρώτων αφίξεων και επομένως εν μέρει και της GRM.

Στις περιπτώσεις στις οποίες παρατηρείται μια γραμμική αύξηση της ταχύτητας με το βάθος, δηλαδή η συνάρτηση μεταβολής της ταχύτητας είναι της μορφής

$$V(z)= b + a\, z(m/s)$$

Όπου b η αρχική ταχύτητα
a ο ρυθμός μεταβολής της ταχύτητας με το βάθος
z βάθος σε μέτρα

τότε η ακρίβεια προσδιορισμού των ταχυτήτων και του βάθους των επιφανειών διάθλασης εξαρτάται από το γινόμενο aXz. Όταν το γινόμενο aXz είναι μικρότερο του 5% της αρχικής ταχύτητας b, τότε οι υπολογισθείσες ταχύτητες διαφέρουν κατά 1% από τις πραγματικές τιμές. Αντίστοιχα, τα υπολογισθέντα βάθη εξαρτώνται από τα πάχη των στρωμάτων (Palmer, 1980). Όταν όμως το γινόμενο aXz υπερβεί το προαναφερθέν ποσοστό, τότε ενώ η μορφή των επιφανειών διάθλασης παραμένει ως έχει, τα βάθη είναι τα ελάχιστα που μπορούν να υπολογιστούν με βάση τα υπάρχοντα δεδομένα (Palmer, 1980).

Μη γραμμική τομογραφία σεισμικής διάθλασης

Σύμφωνα με τη τεχνική της μη γραμμικής τομογραφίας σεισμικής διάθλασης είναι δυνατός ο προσδιορισμός της κατανομής της σεισμικής ταχύτητας με το βάθος, με την εισαγωγή ενός αρχικού μοντέλου (Zhang, 1998). Το αρχικό μοντέλο μπορεί να είναι τόσο απλό όσο και ο ομογενής ημιχώρος ή ένα απλό μοντέλο δύο-τριών ομογενών και οριζοντίων στρωμάτων. Η μέθοδος δεν απαιτεί τη χρήση παραδοχών σχετικά με την κατανομή της ταχύτητας ή του ρυθμού μεταβολής αυτής. Αντίθετα, βασίζεται στη χρήση ενός αλγορίθμου σχεδιασμού της τροχιάς των σεισμικών ακτίνων (shortest-path ray-tracing algorithm) και προσδιορισμού των χρόνων διαδρομής με τη μέθοδο της μη γραμμικής αντιστροφής. Η διαδικασία αυτή επανυπολογίζει και ενημερώνει το μοντέλο ταχυτήτων και τη διαδρομή των σεισμικών ακτίνων μετά από κάθε επανάληψη.

Ως κριτήριο αντιστροφής δεν χρησιμοποιείται μόνο η ελαχιστοποίηση της διαφοράς μεταξύ των θεωρητικά υπολογισθέντων και των παρατηρηθέντων χρόνων άφιξης, αλλά και η ελαχιστοποίηση των διαφορών α) των μέσων τιμών της ταχύτητας και β) των ρυθμών μεταβολής της ταχύτητας. Ειδικά, το δεύτερο κριτήριο οδηγεί στην αντιστροφή αυτών καθ' αυτών των δρομο-χρονικών καμπύλων και όχι μόνο στην αντιστροφή των απολύτων τιμών των χρόνων διαδρομής. Ο συνδυασμός των δύο αυτών κριτηρίων οδηγεί στον ακριβή προσδιορισμό των σεισμικών ταχυτήτων τόσο σε πολύ ρηχά όσο και σε μεγαλύτερα βάθη.

Η χρήση της σεισμικής τομογραφίας ως τεχνικής για την ανάλυση των δεδομένων, απαιτεί γενικότερα την αύξηση του αριθμού των σεισμικών πηγών, ανά σεισμικό ανάπτυγμα. Η προϋπόθεση αυτή κρίνεται απαραίτητη προκειμένου το πρόβλημα του προσδιορισμού της κατανομής της σεισμικής ταχύτητας να καθορισθεί μαθηματικά επαρκώς. Στην περίπτωση ενός "μη επαρκώς προσδιορισμένου" προβλήματος, η διαδικασία αντιστροφής οδηγεί μόνο σ' ένα τοπικό ελάχιστο και όχι στο ολικό ελάχιστο, που αποτελεί και τον τελικό στόχο. Η ευκολότερη και λιγότερο ενδεδειγμένη λύση είναι αυτή της αύξησης των διαστάσεων του "κελιού" του καννάβου. Η εφαρμογή της "ομαλοποίησης" αυτής έχει σαν αποτέλεσμα την αύξηση των σφαλμάτων στον υπολογισμό των θεωρητικών χρόνων άφιξης. Αντίθετα, η παρούσα μέθοδος χρησιμοποιεί τη μαθηματική προσέγγιση του Tikhonov (1977), σύμφωνα με την οποία εξασφαλίζονται εξισώσεις για άπειρο αριθμό αγνώστων. Έτσι, επιτυγχάνεται λύση ανεξάρτητη του μεγέθους του "κελιού" και επομένως ευκρίνεια ανεξάρτητη της πυκνότητας των σεισμικών ακτινών ανά κελί.

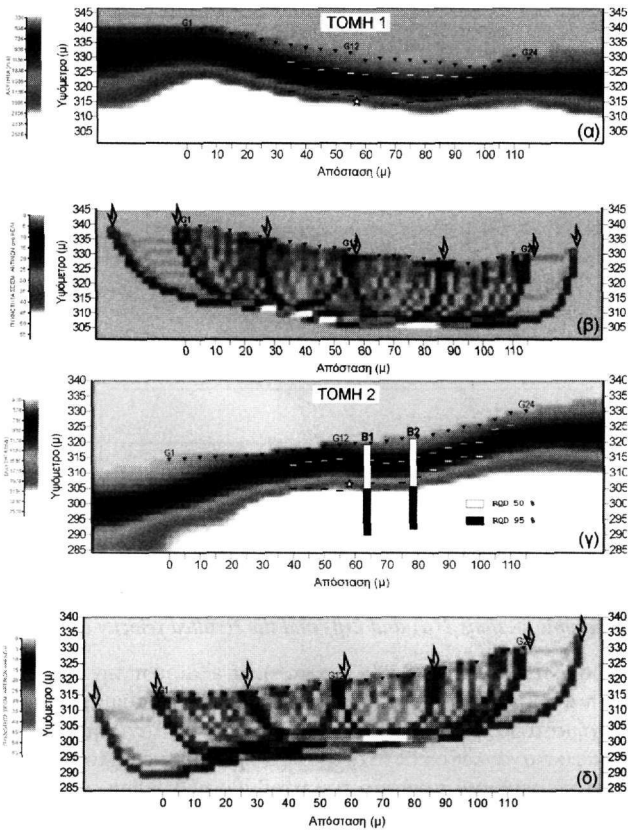
4. ΣΥΓΚΡΙΤΙΚΗ ΠΑΡΟΥΣΙΑΣΗ ΤΩΝ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ

Στα σχήματα 2α και 2γ παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της σεισμικής τομογραφίας σε συνδυασμό με αυτά της μεθόδου GRM. Παρά το γεγονός ότι η πυκνότητα των σεισμικών ακτίνων ανά κελί, όπως φαίνεται στα σχήματα 2β και 2δ, κυμαίνεται μεταξύ 5 και 55 ιχνών, ο καθορισμός της μορφής της επιφάνειας του υποβάθρου και η κατανομή των σεισμικών ταχυτήτων είναι αρκετά σαφής, ενώ το τελικό μέσο τετραγωνικό σφάλμα είναι της τάξης των 0,58 ms. Η αύξηση της σεισμικής ταχύτητας με το βάθος η οποία είναι εμφανής και στις δύο τομές, συνοδεύεται από αύξηση του ποσοστού ποιότητας της βραχομάζας (RQD), όπως αυτό φαίνεται από τις γεωτρήσεις B1 και B2. Συγκεκριμένα, εάν υπολογισθεί ο ρυθμός αύξησης της ταχύτητας με το βάθος στις θέσεις των δύο γεωτρήσεων και για το στρώμα που υπόκειται του επιφανειακού χαλαρού σχηματισμού, τότε παρατηρείται μια αύξηση της ταχύτητας της τάξεως των 120 μ/s ανά μέτρο. Η αντίστοιχη αύξηση του ποσοστού ποιότητας της βραχομάζας, εντός του ίδιου σχηματισμού (εναλλαγές ψαμμιτών και ιλυολίθων), είναι 50% (από

48% στο 98%). Ως ελάχιστη τιμή σεισμικής ταχύτητας υποβάθρου θεωρείται αυτή των 2200 μ/s και ως αντίστοιχο ποσοστό RQD αυτό του 95%. Οι διαφορές στα υπολογισθέντα βάθη του υποβάθρου, για τις γεωτρήσεις Β1 και Β2, μεταξύ της σεισμικής τομογραφίας και των γεωτρήσεων είναι 9% και 6%, αντίστοιχα. Τα συγκεκριμένα ποσοστά είναι ικανοποιητικά λαμβανομένου υπόψη ότι το μέγεθος του χρησιμοποιηθέντος "κελιού" είναι 2 μ, ενώ η απόσταση μεταξύ των γεωφώνων, όπως έχει προηγουμένως αναφερθεί, είναι 5 μ.

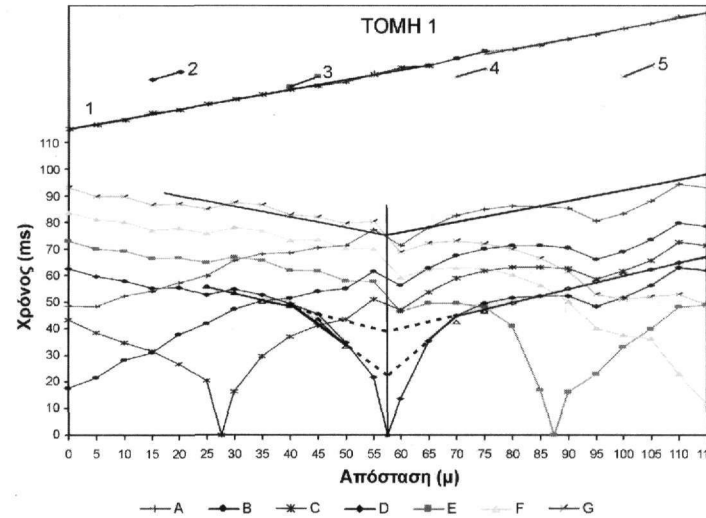
Τα μεγέθη των ταχυτήτων του σεισμικού υποβάθρου, που υπολογίσθηκαν με τη μέθοδο GRM (βλ. σχήματα 1β & 1γ), εμφανίζονται υπερεκτιμημένα σε σχέση με τις αντίστοιχες μέγιστες τιμές ταχύτητας της σεισμικής τομογραφίας. Επιπλέον, ενώ η μορφή του αναγλύφου του υποβάθρου, όπως αυτή προσδιορίσθηκε με τη μέθοδο GRM, βρίσκεται σε ικανοποιητική συσχέτιση με αυτή της τομογραφίας, τα υπολογισθέντα βάθη έχουν δυσανάλογα υποεκτιμηθεί. Το γεγονός αυτό μπορεί να αποδοθεί μερικά στην απότομη αύξηση της σεισμικής ταχύτητας με το βάθος, μεταβολή την οποία δεν μπορεί να διαχειρισθεί η μέθοδος GRM, επειδή όπως γνωρίζουμε η εφαρμογή της προϋποθέτει διακριτά και ομογενή σεισμικά στρώματα ή μικρή αύξηση (<του 5%) της ταχύτητας με το βάθος.

Για τον έλεγχο και την εκτίμηση της σεισμικής ταχύτητας χρησιμοποιήθηκε επίσης η γραφική μέθοδος MMT και η μέθοδος ABEM για τον προσδιορισμό των παχών εκεί όπου ήταν δυνατό. Η καμπύλη 1 στα σχήματα 3α και 3β, έχει προκύψει από την εφαρμογή της MMT μεθόδου στο ζεύγος των μακρινών σεισμικών πηγών, για τον καθορισμό της κατανομής της σεισμικής ταχύτητας του υποβάθρου. Οι σεισμικές ταχύτητες που προκύπτουν από τις κλίσεις των αντίστοιχων κλάδων κατά μήκος της καμπύλης 1, δείχνουν μια μικρή διακύμανση των

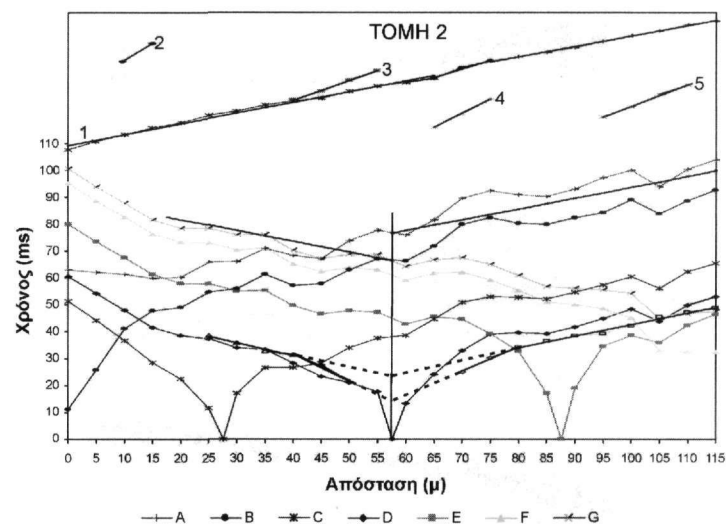


Σχήμα 2. Απεικόνιση των αποτελεσμάτων με βάση τις διαφορετικές τεχνικές ανάλυσης που χρησιμοποιήθηκαν (α & γ). Η χρωματική κλίμακα αντιστοιχεί στη σεισμική τομογραφία, οι διακεκομμένες γραμμές στη GRM και ο αστερίσκος στην ABEM. Επίσης δείχνεται η κατανομή της πυκνότητας των σεισμικών ακτίνων της σεισμικής τομογραφίας (β & δ).

Figure 2. Image presentation of the results based on different techniques of analysis that were used (α & γ). The gray scale picture corresponds to seismic tomography results, dashed lines on GRM and the asterisk on ABEM. It is also shown the density distribution of ray paths of seismic tomography technique (β & δ).



(α)



(β)

Σχήμα 3. Δρομο-χρονικές καμπύλες των σεισμικών τομών 1(α) και 2(β) και οι προκύπτουσες καμπύλες σεισμικής ταχύτητας (1, 2, 3, 4 & 5) με βάση τη μέθοδο MMT.

Figure 3. Travel time curves of seismic sections 1(α) and 2(β) and the resulted velocity curves based on MMT method.

τιμών καθ'όλο το μήκος των δύο αναπτυγμάτων (2500-2800 m/s), με εξαίρεση την περιοχή μεταξύ των αποστάσεων 65 και 75 μέτρων, όπου παρουσιάζεται μια απότομη ελάττωση της σεισμικής ταχύτητας του υποβάθρου (1700 m/s και 1400 m/s, στα σχήματα 3α & 3β, αντίστοιχα). Οι σεισμικές ταχύτητες είναι υπερεκτιμημένες αν λάβει κανείς υπόψη το τοπογραφικό ανάγλυφο και το ανάγλυφο της επιφάνειας του υποβάθρου (Sjogren 1984). Έτσι, θεωρώντας μια πραγματική σεισμική ταχύτητα του υποβάθρου 2500m/s, μπορούν να προσδιορισθούν και εφαρμοσθούν οι χρονικές διορθώσεις στις δρομο-χρονικές καμπύλες και να προκύψουν οι αντίστοιχοι διορθωμένοι χρόνοι συνάντησης. Για τον προσδιορισμό της σεισμικής ταχύτητας του δεύτερου στρώματος χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος MMT για κοντινά ζεύγη σεισμικών πηγών και προέκυψαν οι καμπύλες 2, 3, 4 & 5 για κάθε ανάπτυγμα. Οι σεισμικές ταχύτητες του δεύτερου στρώματος παρουσιάζουν μια μέση τιμή 1350 m/s στο σχήμα 3α και 1250 m/s στο σχήμα 3β, με εξαίρεση την περιοχή μεταξύ των αποστάσεων 65 & 75 μέτρων, όπου η ταχύτητα είναι περίπου 900 m/s. Σύμφωνα με τα στοιχεία αυτά ήταν δυνατό να υπολογισθούν τα πάχη του πρώτου και δεύτερου στρώματος σε απόσταση 57.5 μέτρων από την αρχή του κάθε αναπτύγματος. Έτσι, τα βάθη του υποβάθρου υπολογίσθηκαν σε 14.5 και 13.5 μέτρα, αντίστοιχα (βλ. αστερίσκους στα σχήματα 2α & 2β). Υπάρχει καλή συσχέτιση μεταξύ των βαθών που προέκυψαν από τη σεισμική τομογραφία και τις μεθόδους

GRM & ABEM, λαμβάνοντας υπόψη τον περιορισμένο αριθμό των σεισμικών πηγών, τη σχετικά μεγάλη απόσταση (5 μέτρων) μεταξύ των γεωφώνων και το μήκος των αναπτυγμάτων. Αξίζει να σημειωθεί εδώ ότι η παρουσία της στενής ζώνης (πλάτους 5-6 μέτρων) χαμηλής σεισμικής ταχύτητας στο υπόβαθρο, σκιαγραφείται με σαφήνεια με τη μέθοδο MMT, ενώ αντίθετα η ζώνη αυτή αποκαλύπτεται από τη σχετικά απότομη βύθιση του υποβάθρου με βάση την επεξεργασία με τη σεισμική τομογραφία και τη μέθοδο GRM.

5. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Σύμφωνα με τα παραπάνω προκύπτει ότι με τη χρήση των μεθόδων GRM και σεισμικής τομογραφίας, τα αποτελέσματα είναι συγκρίσιμα παρά τις επί μέρους διαφοροποιήσεις τόσο στις σεισμικές ταχύτητες όσο και στα υπολογισθέντα βάθη των ασυνεχειών. Εξετάσθηκαν δύο περιπτώσεις με σχετικά μεγάλο μήκος αναπτύγματος και περιορισμένο αριθμό σεισμικών πηγών και η συμφωνία των αποτελεσμάτων με τα γεωτρητικά στοιχεία κρίνεται επαρκής.

Η δυνατότητα εκτέλεσης ικανοποιητικού αριθμού σεισμικών πηγών με αύξηση της πυκνότητας των γεωφώνων και της κατάλληλης χρήσης σεισμικής ενέργειας, καθιστά τη τεχνική της σεισμικής τομογραφίας σεισμικής διάθλασης πολύ χρήσιμη στη διερεύνηση της ρηχής δομής στα πλαίσια μιας γεωτεχνικής έρευνας. Επί πλέον, με τη δύο διαστάσεων κάλυψη της υπόγειας κατανομής της σεισμικής ταχύτητας, δίνεται η δυνατότητα καλύτερης συσχέτισης μεταξύ των αποτελεσμάτων της σεισμικής τομογραφίας και των γεωτρητικών στοιχείων, σε περιπτώσεις που το γεωλογικό υπόβαθρο μεταβάλλεται βαθμιαία μετά του βάθους, λόγω κυρίως κερματισμού, διάβρωσης, αποσάθρωσης, καρστικοποίησης, κ.α.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

HAGEDOORN J.G., 1959. The plus-minus method of interpreting seismic refraction sections. *Geophys. Prosp.*, 7, 158-182.

HAWKINS L.V., 1961, The reciprocal method of routine shallow seismic refraction investigations, Geophysics 26, p. 806-819.

KUTRUBES D., ZHANG J. AND HAGER J., 1996, Conventional Processing Techniques and Nonlinear Refraction Traveltime Tomography for Imaging Bedrock at an Eastern Massachusetts Coastal Site, *Proc. SAGEEP 1996*, Env. Eng. Geophys. Soc.,130-135.

MOSER T.J., 1991, Shortest path calculation of seismic rays, *Geophysics*, vol. 56, p. 59-67.

PARASNIS D.S., 1997. Principles of applied geophysics. Chapman-Hall, 5th edition, 429p.

PALMER D., 1980. The generalized reciprocal method of seismic refraction interpretation; SEG, Tulsa, 104p.

SJOGREN B., 1984., Shallow refraction seismics. *Chapman and Hall.* London New York, 268p.

TIKHONOV A.N. AND ARSENIN V.Y., 1997, Solutions of ill-posed problems, W.H. Winston and Sons.

ZHANG J., TOKSOZ M.N., 1998, Nonlinear refraction traveltime tomography, *Geophysics*, vol.63, No 5, p.1726-1737.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/4, 1317-1323, 2001 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/4, 1317-1323, 2001
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

ΣΥΜΒΟΛΗ ΜΟΝΤΕΡΝΩΝ ΜΕΘΟΔΩΝ ΓΕΩΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΗΣ ΣΤΗ ΔΙΕΡΕΥΝΗΣΗ ΤΗΣ ΥΠΟΓΕΙΑΣ ΔΟΜΗΣ. ΜΙΑ ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΚΑΛΟΓΡΕΖΑΣ*

Τ.Δ. ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΣ[1], Ι. ΑΛΕΞΟΠΟΥΛΟΣ[2], Π. ΚΑΜΠΟΥΡΗΣ[3], Σ. ΤΟΛΗΣ[4] & Σ. ΚΑΒΟΥΝΙΔΗΣ[4]

ΣΥΝΟΨΗ

Στην εργασία αυτή παρουσιάζεται εφαρμογή της μεθόδου σεισμικής τομογραφίας για τη διερεύνηση της υπόγειας δομής, με έμφαση στην ανίχνευση υπόγειων στοών σε βάθη μεταξύ 30 και 80 μέτρων. Η χρησιμοποίηση ήπιων πηγών σεισμικής ενέργειας καθώς και η χρήση σεισμικών καψυλίων, επέτρεψαν την καταγραφή σεισμικών κυμάτων με δεσπόζουσα συχνότητα της τάξης των 200΄Ε250 Hz. Μετά την επεξεργασία των σεισμικών καταγραφών και την αφαίρεση του σεισμικού θορύβου με κατάλληλα φίλτρα, εφαρμόσθηκε η τεχνική της μη γραμμικής αντιστροφής με τη χρήση του προηγμένου αλγορίθμου των J. Zhang and N. Toksoz (1998). Η τεχνική αυτή εφαρμόσθηκε σε τρία ζεύγη γεωτρήσεων που είχαν ανορυχθεί στην περιοχή της Καλογρέζας. Σύμφωνα με τα αποτελέσματα της παρούσας έρευνας δεν ανιχνεύθηκαν «ύποπτες» ζώνες ή δομές που να υποδηλώνουν την ύπαρξη μεγάλων υπόγειων στοών. Μια μικρή διαφοροποίηση στη σεισμική ταχύτητα (της τάξης των 300 m/s) πλησίον των γεωτρήσεων Β1-1 (κυρίως) και Β1-3, οφείλεται είτε σε φασική αλλαγή του υλικού ή στη διαφορετική φυσική κατάσταση αυτού.

SUMMARY

In this paper the application of the seismic tomography method for subsurface investigation, especially in the case of adit detection at depths between 30 and 80 meters is presented. The use of non destructive seismic sources as the mechanical hammer as well as seismic detonators were allowed seismic waves of dominant frequency between 200΄Ε250 Hz to be recorded. After the processing of seismic records and the subtraction of seismic noise by applying appropriate filters, the technique of non linear inversion was elaborated by using the advanced algorithm of J. Zhang and N. Toksoz (1998). This technique was applied in three borehole pairs that were drilled in the Kalogreza area. According to the obtained results there were no large subsurface adits detected. A small differentiation in seismic velocity (of the order of 300 m/s) near boreholes B1-1 (mainly) and B1-3, is due either to phasies change or to different physical condition of the material.

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: Σεισμική τομογραφία, Μέθοδος μη γραμμικής αντιστροφής, Ανίχνευση υπόγειων στοών, γεωτεχνική έρευνα.

KEY WORDS: Seismic tomography method, Method of non linear inversion, Subsurface adit detection, geotechnical investigation.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η ανάγκη χρησιμοποίησης πιο εξελιγμένων και περισσότερο αποτελεσματικών μεθόδων διερεύνησης της υπεδαφικής δομής είναι ιδιαίτερα επιτακτική στις περιπτώσεις κατασκευής μεγάλων τεχνικών έργων. Έχουν χρησιμοποιηθεί κατά το παρελθόν με επιτυχία γεωφυσικές μέθοδοι επιφανείας, όπως η σεισμική μέθοδος διάθλασης, η μέθοδος σεισμικής ανάκλασης καθώς και η γεωηλεκτρική μέθοδος, για τη διερεύνηση της ρηχής δομής και ιδιαίτερα για γεωτεχνικές εφαρμογές. Το κύριο χαρακτηριστικό των παραπάνω μεθοδολογιών είναι ότι συμβάλλουν κυρίως στη στρωματογραφική και τεκτονική διερεύνηση της υπό έρευνα περιοχής. Η αποτελεσματικότητα των μεθόδων αυτών εξαρτάται από πολλούς παράγοντες, όπως π.χ. τα χαρακτηριστικά της πηγής

* CONTRIBUTION OF MODERN SEISMIC METHODS FOR SUBSURFACE INVESTIGATIONS. AN APPLICATION AT KALOGREZA AREA (ATHENS)

1. Τμήμα Γεωλογίας Εθνικού & Καποδιστριακού Παν/μιου Αθηνών, Τομέας Γεωφυσικής-Γεωθερμίας, Πανεπιστημιούπολη, Ζωγράφου, 157 84.
2. Εθνικό & Καποδιστριακό Παν/μιο Αθηνών, Τμήμα Γεωλογίας, Τομέας Γεωφυσικής-Γεωθερμίας, Πανεπιστημιούπολη, Ζωγράφου, 157 84.
3. Εθνικό & Καποδιστριακό Παν/μιο Αθηνών, Τμήμα Γεωλογίας, Τομέας Γεωφυσικής-Γεωθερμίας, Πανεπιστημιούπολη, Ζωγράφου, 157 84.
4. ΕΔΑΦΟΣ Ε.Π.Ε., Υπερείδου 9, Αθήνα, 105 58.

(π.χ. συχνοτικό περιεχόμενο), τη διάταξη και τον αριθμό των σεισμικών πηγών, τη χωρική κατανομή των δεκτών (γεωφώνων), τη διάταξη της γεωηλεκτρικής μεθόδου, αλλά και το βαθμό διαφοροποίησης από γεωφυσικής σκοπιάς των υπό έλεγχο στρωμάτων.

Στην ευρύτερη περιοχή της Καλογρέζας πραγματοποιούνταν εκμετάλλευση λιγνιτικών κοιτασμάτων, η οποία επεκτάθηκε ανεξέλεγκτα κατά το παρελθόν. Για την αποφυγή προβλημάτων κατά τη θεμελίωση μεγάλου τεχνικού έργου στην περιοχή, εφαρμόστηκαν οι τεχνικές cross-hole και σεισμικής τομογραφίας για τη διερεύνηση της υπόγειας δομής μεταξύ των βαθών 30΄Ε80 μέτρων και ιδιαίτερα για την ανίχνευση και εντοπισμό υπόγειων στοών που ενδεχομένως να διέρχονται από την περιοχή θεμελίωσης.

2. ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΤΟΜΟΓΡΑΦΙΑ ΜΕΤΑΞΥ ΔΥΟ ΓΕΩΤΡΗΣΕΩΝ

Ως σεισμική τομογραφία ορίζεται κάθε τεχνική κατασκευής υπεδαφικής «εικόνας» στο εσωτερικό ενός χώρου που ορίζεται από τη γεωμετρία των σεισμικών πηγών και των δεκτών (γεωφώνων). Η μέθοδος βασίζεται στον υπολογισμό γραμμικών ολοκληρωμάτων της σεισμικής ταχύτητας, V, ή του αντιστρόφου της, p, και του σεισμικού πλάτους.

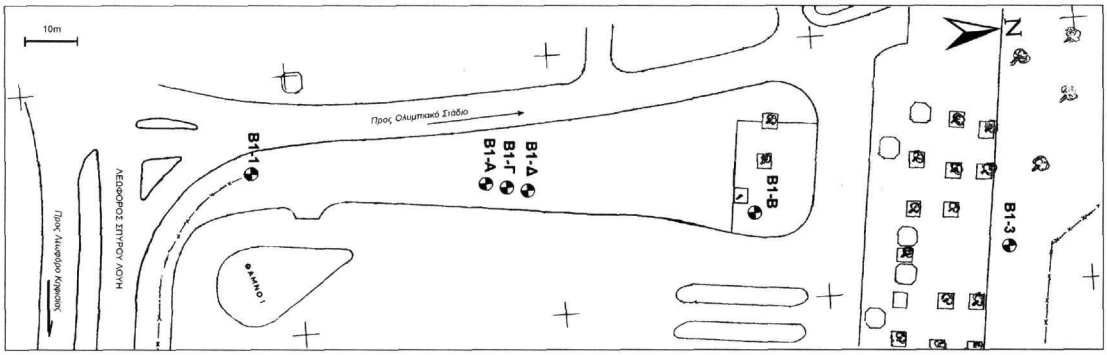
Η βασική παράμετρος η οποία διακρίνει κυρίως τις διάφορες τομογραφικές τεχνικές αφορά τον τρόπο με τον οποίο διατάσσονται οι θέσεις των σεισμικών πηγών και δεκτών προκειμένου να διεξαχθούν οι απαραίτητες μετρήσεις. Στην περίπτωση της σεισμικής τομογραφίας μεταξύ γεωτρήσεων οι σεισμικές πηγές και οι δέκτες τοποθετούνται σε διαφορετικές γεωτρήσεις. Το πλεονέκτημα της τεχνικής αυτής είναι ότι η σεισμική ενέργεια δεν διέρχεται αναγκαστικά από τους επιφανειακούς, ως επί το πλείστον «χαλαρούς» σχηματισμούς, με αποτέλεσμα να μην παρατηρείται απώλεια των υψίσυχνων κυματικών συνιστωσών και κατά συνέπεια να επιτυγχάνεται αύξηση της διακριτικής ικανότητας.

3. ΤΟ ΥΠΕΔΑΦΟΣ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ

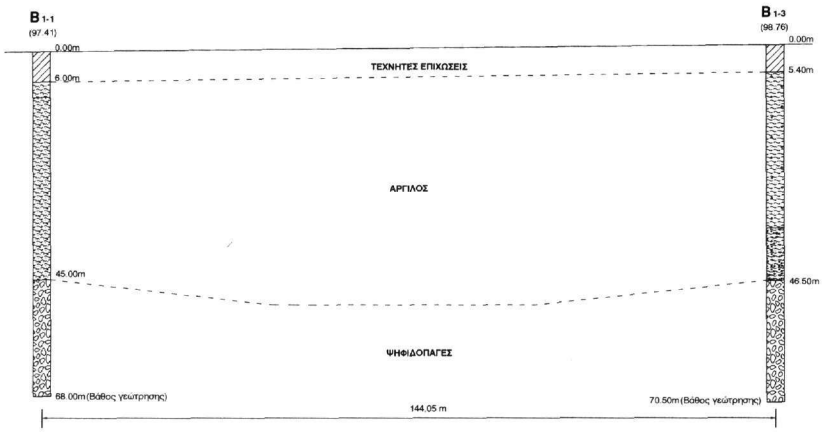
Στην περιοχή ελέγχου εκτελέστηκε γεωτεχνική έρευνα με 14 δειγματοληπτικές γεωτρήσεις. Ειδικότερα στην μια πλευρά, εκτός των δυο δειγματοληπτικών γεωτρήσεων Β1-1 και Β1-3 που ανορύχθηκαν στα άκρα, ανορύχθηκαν επιπλέον 4 μη δειγματοληπτικές γεωτρήσεις, οι Β1-Α και Β1-Β για την σεισμική τομογραφία και οι Β1-Γ και Β1-Δ για την δοκιμή cross-hole. Οι θέσεις των γεωτρήσεων παρουσιάζονται στην Εικόνα 1, ενώ στην Εικόνα 2 δίνεται η εδαφική τομή του επιπέδου που ορίζεται από τις Β1-1 και Β1-3, όπως προέκυψε από την αξιολόγηση των αποτελεσμάτων της γεωτεχνικής έρευνας. Το υπέδαφος της περιοχής αποτελείται από τεχνητές επιχώσεις στα πρώτα 6 μ., από στιφρή αμμώδη κατά τόπους άργιλο με καλά γεωμηχανικά χαρακτηριστικά μέχρι τα 46 μ. και από αργιλώδη αμμοχάλικα σε ημιβραχώδη μορφή (ψηφιδοπαγές) μέχρι το βάθος που διερευνήθηκε (περίπου 70 μ.). Ο υπόγειος υδροφόρος ορίζοντας στην θέση της τομής Β1-1΄ΕΒ1-3 προσδιορίστηκε στα 6 μ. περίπου από την επιφάνεια.

4. ΤΕΧΝΙΚΗ ΛΗΨΗΣ ΤΩΝ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ

Για την πλήρη κάλυψη της περιοχής ενδιαφέροντος μεταξύ των γεωτρήσεων απαιτήθηκε η τοποθέτηση της διάταξης των σεισμικών δεκτών αρχικά σε βάθη από 39΄Ε80 μ., στην πρώτη εκ των γεωτρήσεων του ζεύγους και η διαδοχική τοποθέτηση της σεισμικής πηγής από 40΄Ε80 μ., με βήμα λήψης μετρήσεων 2 μ., στη δεύτερη γεώτρηση (βλ. Εικόνες 4.γ,δ). Η γεωμετρία λήψης των μετρήσεων ικανοποιεί την ανάγκη ενός ομογενούς πλέγματος σεισμικών ακτίνων, η πυκνότητα των οποίων ανά σεισμικό κελί, εξασφαλίζει την ανίχνευση του στόχου της έρευνας. Σε δεύτερο στάδιο καλύφθηκε η περιοχή από 30΄Ε40 μ. με στόχο τη διερεύνηση της δομής μεταξύ 30 και 40 μέτρων. Έτσι, συνολικά διερευνήθηκε ο χώρος μεταξύ των πηγών και δεκτών από βάθη 30 έως 80 μέτρων. Οι μετρήσεις ελήφθησαν με τη χρήση μηχανικής σεισμικής πηγής, αυτόματης, με δυνατότητα εφαρμογής της μέσα σε γεώτρηση. Η μηχανική πηγή παράγει επιμήκη, εγκάρσια ή ψευδο-Rayleigh κύματα τα οποία διαδίδονται ακτινωτά. Η παραγόμενη ενέργεια κατ' αυτό τον τρόπο είναι περίπου 5΄Ε8 J/κρούση και οι κρούσεις μπορούν να επαναληφθούν κάθε 2΄Ε3 δευτερόλεπτα, επιτυγχάνοντας υπέρθεση των σεισμικών κυμάτων και κατά συνέπεια ευκρινείς αφίξεις των φάσεων. Το εύρος των συχνοτήτων που παράγονται είναι μεταξύ 200΄Ε1500 Hz. Χρησιμοποιήθηκαν επίσης και σεισμικά καψύλια με χρόνο πυροδότησης μικρότερου του 1 ms, για τον έλεγχο και την αποφυγή πιθανόν σφαλμάτων που υπεισέρχονται λόγω κακού προσδιορισμού του χρόνου μηδέν με τη χρήση της μηχανικής σεισμικής πηγής. Για τη λήψη και την εν συνεχεία καταγραφή των σεισμικών κυμάτων χρησιμοποιήθηκε αλυσίδα γεωφώνων αποτελούμενη από 8 τριαξονικά γεώφωνα, με συχνότητα καταγραφής που κυμαίνεται μεταξύ 60΄Ε6000 Hz.



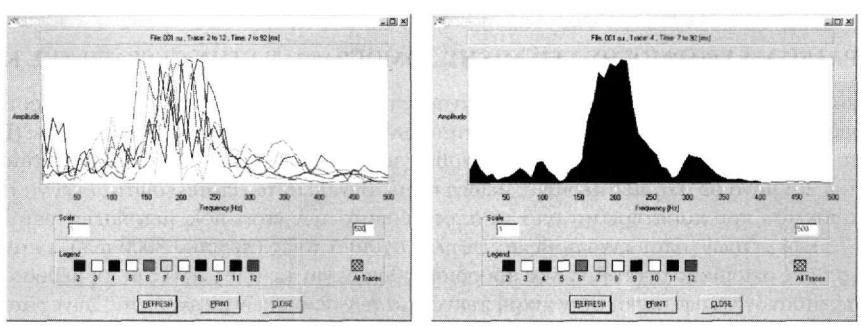
Εικόνα 1. Τοπογραφικό διάγραμμα περιοχής έρευνας.
Figure 1. Survey area.



Εικόνα 2. Εδαφική τομή B1-1΄EB1-3.
Figure 2. Section B1-1΄EB1-3.

5. ΜΕΘΟΔΟΣ ΑΝΑΛΥΣΗΣ ΚΑΙ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑΣ ΤΩΝ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ

Στο πρώτο στάδιο της επεξεργασίας μετρήθηκαν οι χρόνοι άφιξης των απ' ευθείας διαμήκων κυμάτων (P-waves), με ακρίβεια μεγαλύτερη του 1 ms, για κάθε σεισμικό ίχνος, αφού ενισχύθηκαν τα σεισμικά πλάτη με τεχνικές AGC (Automatic Gain Control) και αφαιρέθηκαν, με τη χρήση ψηφιακών φίλτρων, οι συνιστώσες του τυχαίου θορύβου (Random Noise) που υπεισήλθαν λόγω του παρακείμενου αυτοκινητοδρόμου. Στην Εικόνα 3 φαίνεται η φασματική ανάλυση μιας τυπικής σεισμικής καταγραφής και η παρουσία χαμηλόσυχνων κυμάτων που οφείλονται στον τυχαίο θόρυβο και προκαλείται κυρίως από την κίνηση των οχημάτων.



Εικόνα 3. Φασματική ανάλυση μιας καταγραφής 24 καναλίων (αριστερά)και ενός χαρακτηριστικού φάσματος (δεξιά).
Figure 3. Spectrum analysis of one record of 24 channels (left) and a typical spectrum (right).

Για τον προσδιορισμό της κατανομής της σεισμικής ταχύτητας με το βάθος, στο χώρο μεταξύ των γεωτρήσεων, χρησιμοποιήθηκε η τεχνική της μη γραμμικής αντιστροφής με τη χρήση του προηγμένου αλγορίθμου των J. Zhang and N. Toksoz (1998). Η λειτουργία του αλγορίθμου χωρίζεται σε δύο στάδια:

1. Στον προσδιορισμό του χρόνου διαδρομής των σεισμικών ακτίνων από τη σεισμική πηγή μέχρι το σεισμικό δέκτη (ray-tracing). Για το σκοπό αυτό χρησιμοποιείται ένας αλγόριθμος της οικογένειας των SPR (Shortest Path Ray-tracing), ο οποίος υπολογίζει την τροχιά των σεισμικών ακτίνων μεταξύ διαδοχικών κόμβων (nodes). Βασίζεται στο νόμο του Snell και θεωρείται από τους ακριβέστερους και ταυτόχρονα ταχύτερους αλγορίθμους.
2. Στη σύγκριση των υπολογισθέντων από το πρώτο στάδιο χρόνων διαδρομής με τους πραγματικούς και την ελαχιστοποίηση των μεταξύ τους διαφορών. Η ελαχιστοποίηση των εν λόγω διαφορών πραγματοποιείται με τη χρήση της ακόλουθης αναλυτικής σχέσης:

$$\mathbf{F}(m) = (1-\mathbf{w}) \{C_l (d - G(m))\}^2 + \mathbf{w}\mathbf{k}D_x (d - G(m))\mathbf{k}^2 + \mathbf{t}\,\mathbf{k}R\,m\mathbf{k}^2$$

όπου:

d οι πραγματικοί χρόνοι άφιξης
G(m) οι υπολογισθέντες χρόνοι άφιξης
m το μοντέλο
C_l συντελεστής που χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό της μέσης σεισμικής ταχύτητας
l η απόσταση μεταξύ πηγής και δέκτη
D_x διαφορικός τελεστής
R συντελεστής κανονικοποίησης
τ παράγοντας ομαλοποίησης
ω συντελεστής μεταξύ μέσης και φαινόμενης ταχύτητας

Το βασικό πλεονέκτημα του ανωτέρω αλγορίθμου είναι ότι η αντιστροφή επιτυγχάνεται όχι μόνο μέσω της ελαχιστοποίησης των διαφορών μεταξύ των πραγματικών και υπολογισθέντων χρόνων άφιξης, αλλά και μέσω της ταυτόχρονης ελαχιστοποίησης των διαφορών μεταξύ:

α. των «μέσων των αντιστρόφων των ταχυτήτων» (average slowness) και,
β. των «φαινόμενων των αντιστρόφων των ταχυτήτων» (apparent slowness).

Ταυτόχρονα με τη χρήση του αλγορίθμου «κανονικοποίησης» (regularization) των Tikhonov and Arsenin (1977) πραγματοποιείται η μετατροπή ενός μη «επαρκώς προσδιορισμένου» προβλήματος, όπως συνήθως είναι το πρόβλημα της αντιστροφής στη σεισμική τομογραφία, σε «επαρκώς προσδιορισμένο», με αποτέλεσμα τη δυνατότητα μείωσης των διαστάσεων του κελιού του καννάβου ώστε να επιτυγχάνεται υψηλότερη ευκρίνεια.

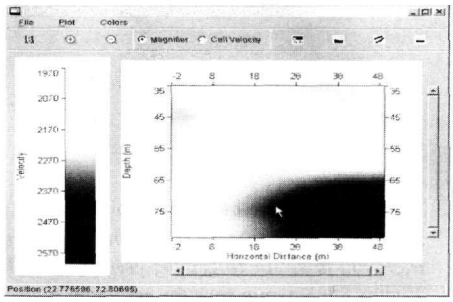
Η αποτελεσματική εφαρμογή της τομογραφικής έρευνας εξαρτάται επίσης από τη σχετική γεωμετρική θέση των πηγών και δεκτών, που επηρεάζουν και τον τελικό βαθμό ευκρίνειας που επιτυγχάνεται. Η ευκρίνεια της μεθόδου αυξάνεται με την αύξηση του «ανοίγματος» της γωνίας των σεισμικών ακτίνων (aperture) μεταξύ των πηγών και των δεκτών.

Στην παρούσα εργασία εφαρμόσθηκε άνοιγμα γωνίας 180°. Η χωρική ευκρίνεια που επιτεύχθηκε είναι γενικά ικανοποιητική και η ικανότητα απόκρισης μιας ισόχρονης καμπύλης σε μια αλλαγή της ταχύτητας περιορίζεται σε μια στενή περιοχή στη κατεύθυνση κάθετα προς το μετωπικό κύμα. Αντίθετα, η περιοχή διευρύνεται σε κατεύθυνση παράλληλα προς το μετωπικό κύμα (Oristaglio et.al., 1987). Ο McMechan (1983) δείχνει επίσης πως αποκλίσεις που παρατηρούνται σε τομογράμματα περιορίζονται σε μικρότερη περιοχή, καθώς το άνοιγμα της γωνίας των σεισμικών κυμάτων αυξάνει.

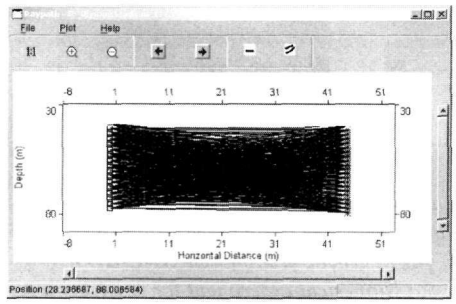
6. ΕΝΑ ΠΑΡΑΔΕΙΓΜΑ ΕΦΑΡΜΟΓΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΤΟΜΟΓΡΑΦΙΑΣ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΚΑΛΟΓΡΕΖΑΣ

Στις Εικόνες 4.α,β,γ,δ παρουσιάζονται οι κατανομές των σεισμικών κυμάτων V_P, όπως προέκυψαν από τη σεισμική τομογραφία (Εικόνες 4.α,β) και η πυκνότητα των σεισμικών ακτίνων για κάθε ζεύγος (Εικόνες 4.γ,δ). Η πυκνότητα των σεισμικών ακτίνων έχει υπολογισθεί για κελί διαστάσεων 1΄1 μ^2. Η πυκνότητα γενικά είναι ικανοποιητική και μόνο σε ακραίες περιοχές μειώνεται με συνέπεια τα αποτελέσματα εκεί να είναι αμφισβητήσιμα. Η απόκλιση που παρατηρείται από τα αποτελέσματα των cross-hole μετρήσεων μεταξύ των βαθών 48΄Ε52 και 72΄Ε74 μέτρων, όπου εντοπίσθηκαν υψηλές σχετικά τιμές (περίπου 3000 m/s), εν αντιθέσει με τις χαμηλότερες τιμές σεισμικής ταχύτητας που προσδιορίσθηκαν για τις ίδιες ζώνες με τη μέθοδο της σεισμικής τομογραφίας, πιθανόν να οφείλεται στην μικρή πυκνότητα των σεισμικών ακτίνων στις ζώνες αυτές (<10 ακτίνων/κελί). Η μικρή πυκνότητα των σεισμικών ακτίνων σε συνδυασμό με το μικρό άνοιγμα της γωνίας (aperture) μεταξύ των σεισμικών πηγών και των δεκτών, έχει ως συνέπεια τη μείωση της ευκρίνειας και διακριτικής ικανότητας της μεθόδου. Λαμβάνοντας τους παραπάνω παράγοντες υπόψη και δεδομένης της δεσπόζουσας

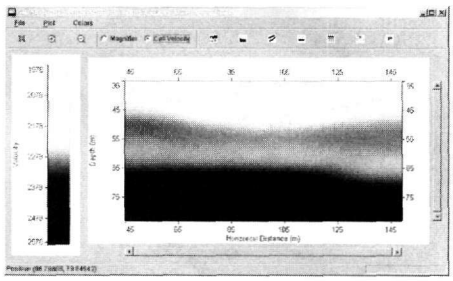
συχνότητας καταγραφής στην περιοχή 200΄Ε250 Hz, εκτιμάται μια χωρική ευκρίνεια της τάξης των 2΄Ε4 μέτρων. Σύμφωνα με τα χαρακτηριστικά αυτά δεν εντοπίσθηκαν ζώνες ή δομές που να αποδίδονται στην παρουσία υπόγειων στοών.



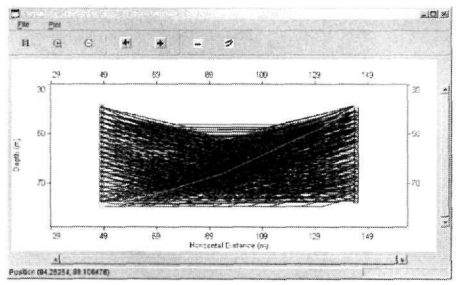
Εικόνα 4.α Κατανομή σεισμικής ταχύτητας για το ζεύγος γεωτρήσεων Β1-1/Β1-Α.
Figure 4.a Tomogram between B1-1/B1-A boreholes.



Εικόνα 4.γ Κατανομή σεισμικών ακτίνων για το ζεύγος γεωτρήσεων Β1-1/Β1-Α.
Figure 4.c Seismic rays between B1-1/B1-A boreholes.



Εικόνα 4.β Κατανομή σεισμικής ταχύτητας για το ζεύγος γεωτρήσεων Β1-Γ/Β1-3.
Figure 4.b Tomogram between B1-Γ/B1-3 boreholes.



Εικόνα 4.δ Κατανομή σεισμικών ακτίνων για το ζεύγος γεωτρήσεων Β1-Γ/Β1-3.
Figure 4.d Seismic rays between B1-Γ/B1-3 boreholes.

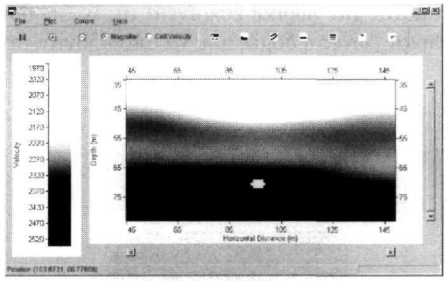
6.1 ΑΡΙΘΜΗΤΙΚΗ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΥΠΟΓΕΙΑΣ ΣΤΟΑΣ

Κατά τη διαδικασία της επεξεργασίας και ερμηνείας θεωρήθηκε απαραίτητο να δειχθεί, με τη μέθοδο της αριθμητικής προσομοίωσης (numeric modelling), η επάρκεια της χωρικής δειγματοληψίας (διάστημα μεταξύ των σεισμικών πηγών και διάστημα μεταξύ των σεισμικών δεκτών) και κατ' επέκταση η δυνατότητα της μεθόδου που εφαρμόσθηκε, να ανιχνεύσει και να εντοπίσει πιθανές υπόγειες στοές. Έτσι, μετά τον υπολογισμό της κατανομής της σεισμικής ταχύτητας με το βάθος, με τη μέθοδο της σεισμικής τομογραφίας, κατασκευάστηκε νέο μοντέλο ταχυτήτων με την προσθήκη σώματος κυκλικής διατομής με διάμετρο 3 m σε βάθος 65΄Ε70 m. Το σώμα αυτό θεωρήθηκε αντιπροσωπευτικό της παρουσίας στοάς με διεύθυνση ανάπτυξης κάθετη στο επίπεδο έρευνας. Πραγματοποιήθηκαν επιλύσεις για ταχύτητα διάδοσης σεισμικών κυμάτων εντός του σώματος 340 και 1000 m/s για την περίπτωση του κενού και του μη κενού, αντίστοιχα. Στην Εικόνα 5 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα για την περίπτωση του μη κενού.

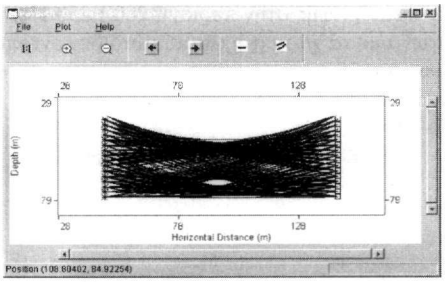
Κατόπιν, προσδιορίστηκε εκ νέου η κατανομή των σεισμικών ακτίνων χρησιμοποιώντας το νέο μοντέλο ταχυτήτων, για όλες τις υπάρχουσες θέσεις σεισμικών πηγών και δεκτών. Διακρίνεται και στα δύο διαγράμματα κατανομής των σεισμικών ακτίνων η πιθανή θέση παρουσίας της «στοάς», ως η περιοχή από την οποία δεν διέρχονται σεισμικές ακτίνες. Μετρώντας τις διαστάσεις του θεωρητικά υπολογισθέντος «κενού χώρου» (βλ. Εικόνα 5.β), παρατηρήθηκε ότι:

1. Οι διαστάσεις παρέμειναν οι ίδιες μεταξύ τους παρά τα διαφορετικά μοντέλα ταχυτήτων που χρησιμοποιήθηκαν
2. Η οριζόντια διάσταση του σώματος αυτού έχει αυξηθεί κατά 6 m σε σχέση με αυτή του αρχικού σώματος
3. Η κατακόρυφη διάσταση αντίθετα είναι η ίδια με αυτή του αρχικού σώματος

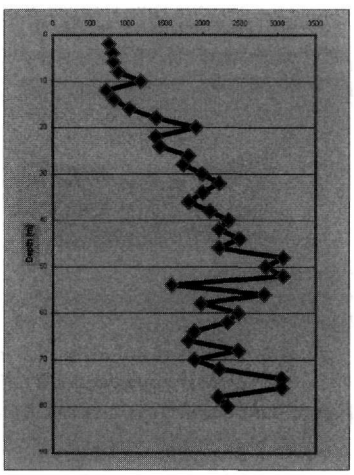
Η απόκλιση αυτή μπορεί να αποδοθεί στην κάλυψη κατά 180° του χώρου μεταξύ των γεωτρήσεων μόνο. Η



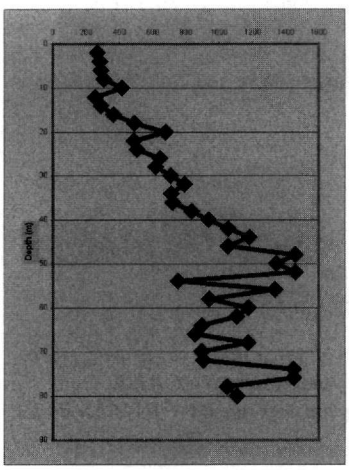
Εικόνα 5.α Αριθμητική προσομοίωση για τον προσδιορισμό σώματος κυκλικής διατομής και ταχύτητας 1000 m/s, για το ζεύγος γεωτρήσεων Β1-C/Β1-3.
Figure 5.a Numerical experiment for resolving a circular body with velocity 1000 m/s, between B1-Γ/ B1-3 boreholes.



Εικόνα 5.β Κατανομή σεισμικών ακτίνων μετά την παρεμβολή σώματος κυκλικής διατομής και ταχύτητας 1000 m/s, για το ζεύγος γεωτρήσεων Β1-C/Β1-3.
Figure 5.b Seismic rays for resolving a circular body with velocity 1000 m/s, between B1-Γ/B1-3 boreholes.



Εικόνα 6.α Κατανομή της σεισμικής ταχύτητας των επιμήκων κυμάτων με το βάθος.
Figure 6.a P-wave velocity versus depth.



Εικόνα 6.β Κατανομή της σεισμικής ταχύτητας των εγκαρσίων κυμάτων με το βάθος.
Figure 6.b S-wave velocity versus depth.

ύπαρξη σεισμικών πηγών και δεκτών στην επιφάνεια του εδάφους θα βελτίωνε τη διακριτική ικάνοτητα της μεθοδολογίας που χρησιμοποιήθηκε.

6.2 ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ CROSS-HOLE

Στα πλαίσια του προσδιορισμού των ελαστικών παραμέτρων και του χαρακτηρισμού των σχηματισμών από γεωτεχνικής πλευράς, διεξήχθηκαν cross-hole μετρήσεις σε τρεις συνευθειακές γεωτρήσεις σε αποστάσεις περίπου 4 και 8 μέτρων αντίστοιχα. Οι μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν ανά δύο μέτρα, αρχίζοντας από την επιφάνεια του εδάφους έως τον πυθμένα της γεώτρησης (80 μέτρα). Η επαναληψιμότητα των κρούσεων που παρέχεται από την μηχανική σεισμική πηγή, αλλά και οι μεγάλες δυνατότητες ενίσχυσης του σήματος με τη διαδικασία της υπέρθεσης των σεισμικών σημάτων, καθιστούν τη διαδικασία λήψεως των μετρήσεων υπαίθρου εξαιρετικά σύντομη και αξιόπιστη. Συνολικά λήφθηκαν 40 σεισμικές καταγραφές για κάθε ζεύγος γεωτρήσεων (Β1-Γ/Β1-Α και Β1-Γ/Β1-Δ). Οι μετρήσεις αυτές αξιολογήθηκαν και προέκυψε η κατανομή της σεισμικής ταχύτητας V_P και V_S που παρουσιάζονται στις Εικόνες 6.α,β.

Σύμφωνα με τα αποτελέσματα αυτά παρατηρείται μια γραμμική αύξηση των σεισμικών ταχυτήτων V_P και V_S μέχρι βάθους 46 μέτρων με μέγιστες ταχύτητες περίπου 2500 m/s και 1200 m/s, αντίστοιχα. Στη συνέχεια παρατηρείται μια αυξομείωση στις σεισμικές ταχύτητες, αλλά παραμένουν σχετικά υψηλές 2000΄Ε3000 m/s. Οι υψηλές τιμές των σεισμικών ταχυτήτων (περίπου 3000 m/s), που παρατηρούνται μεταξύ των βαθών 48΄Ε52

μέτρων και 74΄Ε76 μέτρων δεν εντοπίσθηκαν με την εφαρμογή της σεισμικής τομογραφίας στο ζεύγος γεωτρήσεων Β1-1/Β1-Α. Ο μη εντοπισμός των ζωνών αυτών οφείλεται στην μικρή πυκνότητα των σεισμικών ακτίνων πλησίον των γεωτρήσεων, την μικρή έκταση των ζωνών υψηλής ταχύτητας και την αύξηση του μήκους κύματος λόγω απορρόφησης των υψίσυχνων κυμάτων.

7. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Η θεμελίωση μεγάλων τεχνικών έργων απαιτεί τη διερεύνηση της υπόγειας δομής με τη μεγαλύτερη δυνατή ακρίβεια, ιδιαίτερα σε περιοχές από όπου πιθανόν να διέρχονται υπόγειες στοές. Στην εργασία αυτή εφαρμόσθηκε η μέθοδος της σεισμικής τομογραφίας σε ζεύγη γεωτρήσεων που ανορύχθηκαν στην περιοχή της Καλογρέζας, όπου θα κατασκευασθεί ένα από τα έργα για τους Ολυμπιακούς αγώνες του 2004.

Σύμφωνα με τα αποτελέσματα της σεισμικής τομογραφίας δεν ανιχνεύθηκαν «ύποπτες» ζώνες ή δομές που να αποδίδονται στην παρουσία υπόγειων στοών. Από την αριθμητική προσομοίωση που χρησιμοποιήθηκε, τη σχετική γεωμετρία των πηγών και δεκτών, τη δεσπόζουσα συχνότητα καταγραφής και τη βαθμονόμηση με τα στοιχεία των μετρήσεων cross-hole, εκτιμάται ότι έχει επιτευχθεί διακριτική ικανότητα της υπόγειας στοάς της τάξης των 2΄Ε4 μέτρων, ανάλογα με τη θέση της στο χώρο μεταξύ των ζευγών των γεωτρήσεων.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

KUTRUBES, D. L., ZHANG, J. and HAGER, J. 1996. Comparison of conventional processing techniques and nonlinear traveltime tomography for surveys at Eastern Massachusetts coastal site: *Proc. SAGEEP Environ. Eng. Geophys. Soc.,* 135-138

MATARESE, J. R. 1993. *Nonlinear traveltime tomography.* Ph.D. thesis, Mass.Inst.Tech.

McMECHAN, G. A. 1983. Seismic tomography in boreholes:*Geophy. Jour. Royal Astr. Soc.*, 74, 601-612.

MOSER T. J. 1991. Shortest path calculation of seismic rays. *Geophysics*, 56, 59-67.

MOSER, T. J. 1990. Efficient seismic ray tracing using graph theory. Paper presented at 59th Annual International Meeting, *Soc. Of Explor. Geophys.* Dallas.

ORISTAGLIO, M., BEYLKIN, G., AND MILLER, D. 1987. The generalized Radon transform – a breakthrough in seismic migration. *The Technical Review,* 35, no. 3, 20-27.

SCALES, J. A. 1987. Tomographic inversion via the conjugate gradient method: *Geophysics,* 52, 179-185.

SCALES, J. A., DOCHERTY, P. and GERSZTENKORN, A. 1990. *Regularization of nonlinear inverse problems: imaging the near-surface weathering layer, Inverse Problems*, 6, 115-131.

TIKHONOV, A. N. and ARSENIN, V. Y. 1977. *Solutions of ill-posed problems.* W.H Winston and Sons.

ZHANG, J., and TOKSOZ M. N. 1998. Nonlinear refraction traveltime tomography, *Geophysics*, vol. 63, No 5, p. 1726-1737.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/4, 1325-1334, 2001 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/4, 1325-1334, 2001
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

ΑΝΑΖΗΤΗΣΗ ΕΝΑΛΙΩΝ ΚΙΝΗΤΩΝ ΚΑΙ ΑΚΙΝΗΤΩΝ ΜΑΡΤΥΡΙΩΝ ΑΝΘΡΩΠΙΝΗΣ ΔΡΑΣΤΗΡΙΟΤΗΤΑΣ ΣΤΗΝ ΑΛΕΞΑΝΔΡΕΙΑ (ΑΙΓΥΠΤΟΣ), ΜΕ ΣΥΓΧΡΟΝΕΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΕΣ ΜΕΘΟΔΟΥΣ-ΠΡΟΚΑΤΑΡΚΤΙΚΑ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ*

Γ. ΠΑΠΑΘΕΟΔΩΡΟΥ[1], Α. ΣΤΕΦΑΤΟΣ[1], Μ. ΓΕΡΑΓΑ[1], Α. ΧΑΛΑΡΗ[1], Δ. ΧΡΙΣΤΟΔΟΥΛΟΥ[1], Γ. ΦΕΡΕΝΤΙΝΟΣ[1], Α. ΠΑΛΑΙΟΚΡΑΣΑΣ[2], Χ. ΤΖΑΛΑΣ[3], Μ.Ε. FAHMY[4], S.A. OMER[4]

ΣΥΝΟΨΗ

Το Εργαστήριο Θαλάσσιας Γεωλογίας και Φυσικής Ωκεανογραφίας (Ε.ΘΑ.ΓΕ.Φ.Ω.) σε συνεργασία με το Ελληνικό Ινστιτούτο Αρχαίας και Μεσαιωνικής Αλεξάνδρειας εκτελεί θαλάσσιες γεωφυσικές έρευνες στην παράκτια ζώνη της Αλεξάνδρειας (Αίγυπτος) μεταξύ Άκρα Λοχιάδος και Μοντάζας, με σκοπό την ανάπλαση της παράκτιας παλαιομορφολογίας τα τελευταία 2300 χρόνια και τον εντοπισμό κινητών (ναυάγια) και ακίνητων (εγκαταστάσεις) μαρτυριών ανθρώπινης δραστηριότητας στον πυθμένα. Ο πυθμένας της ερευνηθείσας περιοχής είναι βραχώδους σύστασης σε ποσοστό 65%, στοιχείο που δυσχεραίνει τον εντοπισμό και την αναγνώριση στόχων αρχαιολογικής αξίας. Σε περιοχές του πυθμένα οι οποίες καλύπτονται από χαλαρά ιζήματα, εντοπίστηκε σημαντικός αριθμός στόχων που πιθανώς σχετίζονται με κινητές μαρτυρίες ανθρώπινης δραστηριότητας. Η παρουσία επιφανειακού στρώματος οργανικής ιλύος, προϊόν της έκχυσης ανεπεξέργαστων αστικών λυμάτων, δυσχεραίνει ακόμη περισσότερο τον εντοπισμό και την αναγνώριση των στόχων. Τέλος, αν και διερευνήθηκε ένα πολύ μικρό τμήμα του πυθμένα με βάθη μικρότερα των 8.0 m, προέκυψαν ενθαρρυντικά στοιχεία για ύπαρξη καταβυθισμένων τμημάτων χέρσου ή/και εγκαταστάσεων.

ABSTRACT

A detailed marine geophysical survey was planned and carried out in the coastal zone of Alexandria (Egypt), by the Laboratory of Marine Geology and Physical Oceanography of the University of Patras in co-operation with the Hellenic Institute of Ancient and Medieval Alexandrian Studies. The survey aimed to the detailed mapping of the geomorphological and textural features of the seafloor and the detection and recognition of targets, which may to represent wrecks or man-made structures. The following equipment were used: (i) an EG&G260 corrected image side scan sonar, (ii) a Remote Operated Vehicle (R.O.V) Benthos MKII and (iii) a Trimble 4000 Differential Global Positioning System (DGPS).

The study of the sonar data has shown that the seafloor is covered by rocky outcrops and loose sediments. The rocky outcrops are layered and cover about 75% of the surveyed zone. The rest of the seafloor is covered by sandy sediments. The sonar survey identified a large number of potentially interesting targets (e.g. shipwrecks) on the sandy seafloor. These targets are located in four isolated areas. The detection and the recognition of the targets is complicated by the presence of cohesionless organic mud of anthropogenic origin

The sonar survey has shown the presence of elongated features, which are perpendicular to the Alexandria's shoreline and parallel to the Cape Lochias. These elongated features are detected on sandy seafloor in water depth of about 5 to 8 m, have a maximum depth of about 135 m and a width ranging from 5 to 20 m. At least at one site, two of these features cross each other at a water depth of about 6 m. The visual inspection of the elongated features reveals that consist of well-shaped limestone blocks. The areal extension, the size and the geometrical shape of the elongated features, support the suggestion that some of them may be related to man-made structures.

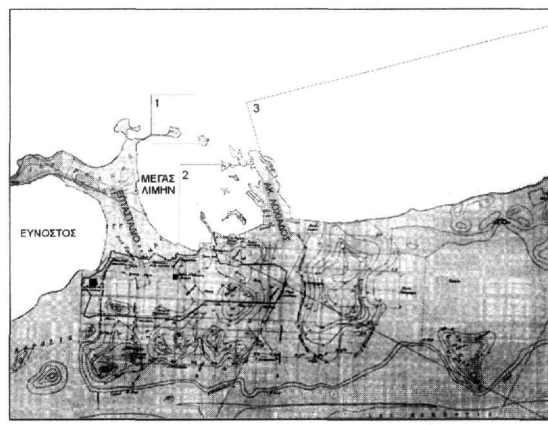
* A RECONNAISSANCE MARINE GEOPHYSICAL SURVEY IN ALEXANDRIA, EGYPT, FOR THE DETECTION OF ANCIENT SHIPWRECKS AND OTHER TRACES OF HUMAN ACTIVITY

1. Εργαστήριο Θαλάσσιας Γεωλογίας και Φυσικής Ωκεανογραφίας Τμήμα Γεωλογίας Παν/μιο Πατρών
2. AKTI ENGINEERING.CO.
3. ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΙΝΣΤΙΤΟΥΤΟ ΜΕΛΕΤΩΝ ΑΡΧΑΙΑΣ ΚΑΙ ΜΕΣΑΙΩΝΙΚΗΣ ΑΛΕΞΑΝΔΡΕΙΑΣ & ΙΝΣΤΙΤΟΥΤΟ ΠΡΟΣΤΑΣΙΑΣ ΤΗΣ ΝΑΥΤΙΚΗΣ ΠΑΡΑΔΟΣΗΣ.
4. SUPREME COUNCIL OF ANTIQUITIES OF EGYPT-Department of Underwater Archaeology, Alexandria.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

(i) Ιστορικά στοιχεία

Η Αλεξάνδρεια ιδρύθηκε από το Μέγα Αλέξανδρο το 332-331π.Χ. πάνω σε μια στενή λωρίδα γης μεταξύ της Μεσογείου και της λίμνης Μαριότιδας (Mariut), στη θέση που υπήρχε ήδη εκεί ένα μικρό ψαράδικο χωριό το Rβ-kedet ή Ραχότις (Rakotis)όπως συνήθως αποκαλείται από τους Έλληνες. Η Ραχότις ήταν γνωστό λιμάνι, ήδη από τα Ομηρικά χρόνια, και είχε ναυσιπλοϊκή επικοινωνία με τους Φοίνικες και τους Κρήτες (Tzalas 2000). Ο Μέγας Αλέξανδρος επέλεξε την συγκεκριμένη θέση για να ιδρύσει την πρωτεύουσά του, γιατί αποτελούσε «συνδέσμω τινί της όλης γης», και πράγματι η θέση της Αλεξάνδρειας στον αρχαίο κόσμο ήταν μοναδική. Η θέση της βρίσκεται σε ένα κομβικό σημείο που συνδέει τις τρεις ηπείρους στις οποίες ο Μέγας Αλέξανδρος είχε εξαπλώσει την Αυτοκρατορία του (Tzalas 2000). Ο Δεινοκράτης, υπεύθυνος για την σχεδίαση και ανάπτυξη της πόλης, συνέδεσε την πόλη με τη νησίδα Φάρος που βρισκόταν μπροστά από αυτή, με μια οδό μήκους επτά σταδίων (1 στάδιο=187 m)(Σχ.1). Το Επταστάδιο διαμόρφωσε δύο επιμέρους λιμένες στην παράκτια ζώνη της Αλεξάνδρειας. Τον ανατολικό που καλείται Μέγας Λιμένας και το δυτικό λιμένα, τον Εύνοστο (Σχ.1).



Σχ.1: Χάρτης της Αλεξάνδρειας (Carte de l'Antique Alexandrie et de ses Faubourges) σχεδιασμένος από τον Mahmoud Bey el Falaki το 1865-66. [(1):Περιοχή ερευνών γαλλικής αποστολής J.Y.Empereur, (2)Περιοχή ερευνών γαλλικής αποστολής F.Goddio, (3):Περιοχή ερευνών Ελληνικής αποστολής Ινστιτούτου Μελετών Αρχαίας κ' Μεσαιωνικής Αλεξάνδρειας] (Τζάλας 2000).

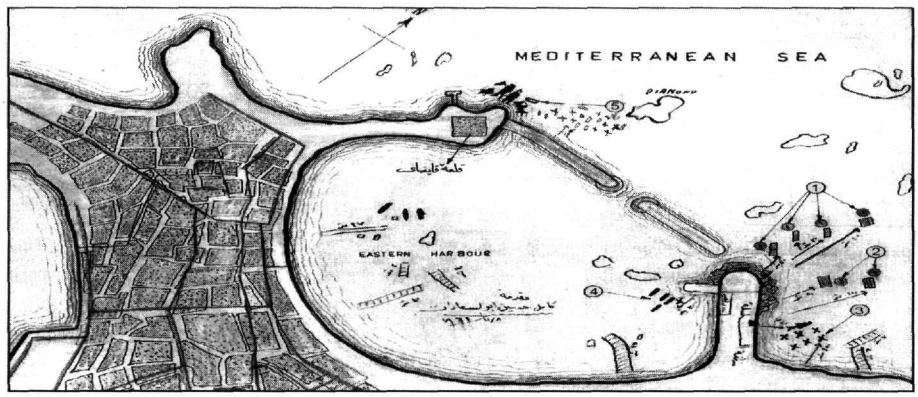
Fig.1: Map of Alexandria (Carte de l'Antique Alexandrie et de ses Faubourges) designed by Mahmoud Bey el Falaki in 1865-66. [(1):Survey area of French mission J.Y.Empereur, (2):Survey area of French mission F.Goddio, (3): Survey area of Greek mission Institute of Ancient and Medieval Alexandria] (Tzalas 2000).

Ο περίφημος Φάρος της Αλεξάνδρειας (ύψους περίπου 100m) οικοδομήθηκε στο ανατολικό άκρο της νησίδας του Φάρου. Έως τον 14° αιώνα, οπότε κατέρρευσε από ένα μεγάλο σεισμό, αποτελούσε σημείο αναφοράς της Αλεξάνδρειας και διευκόλυνε την προσέγγιση στα λιμάνια της. Με τα ερείπια του Φάρου οικοδομήθηκε στην ίδια θέση το φρούριο του Quait Bay, το οποίο συνεχίζει να καλείται Φάρος ακόμη και μετά τους Μεσαιωνικούς χρόνους. Η ανάπτυξη της πόλης και των λιμένων της Αλεξάνδρειας συνεχίστηκε κατά τους Ελληνιστικούς και Ρωμαϊκούς χρόνους μέχρι τον 4° αιώνα μ.Χ. Η σταδιακή παρακμή της πόλης άρχισε με τη σύγκρουση της πόλης με τους Ρωμαίους Αυτοκράτορες (Καρακάλλας 215μ.Χ-Διοκλιτιανός 296μ.Χ). Παρά την πληθυσμιακή συρρίκνωση της Αλεξάνδρειας, τα λιμάνια της διαδραμάτισαν ένα σημαντικό ρόλο κατά τους Υστερορωμαϊκούς, Χριστιανικούς και Βυζαντινούς χρόνους (Τζάλας 2000). Στους δύο αιώνες των Σταυροφοριών, τα λιμάνια της Αλεξάνδρειας δέχτηκαν πολλές φορές την επίθεση Χριστιανικών στόλων. Τον 13° και 14° αιώνα τα λιμάνια της αποτελούν σημαντική βάση του Αραβικού στόλου, ενώ η Αλεξάνδρεια πρέπει να περιμένει μέχρι τις αρχές του 19ου αιώνα για να δει τα λιμάνια της να αναγεννούνται και πολλά μεταφορικά πλοία να δένουν σε αυτά.

(ii) Ένας αιώνας υποβρυχίων αρχαιολογικών ερευνών στην παράκτια ζώνη της Αλεξάνδρειας.

Η ανάπτυξη τόσων πολιτισμών στην Αλεξάνδρεια έχει αφήσει τα ανεξίτηλα ίχνη της στην παράκτια ζώνη της, τόσο στην επιφάνεια της χέρσου, όσο θαμμένα κάτω από τους εδαφικούς σχηματισμούς, αλλά και καταβυθισμένα στη θάλασσα. Τα τελευταία είναι ιδιαίτερης αρχαιολογικής αξίας και σημαντικά στον αριθμό καθώς διαπιστώνεται ένας σταθερός ρυθμός καταβύθισης της παράκτιας ζώνης της Αλεξάνδρειας τα τελευταία δύο χιλιάδες χρόνια. Οι υποβρύχιες αρχαιότητες της Αλεξάνδρειας αν και προκάλεσαν το ενδιαφέρον των ερευνητών από τις αρχές του προηγούμενου αιώνα, μόλις τη τελευταία δεκαετία έγιναν αντικείμενο συστηματικών ερευνών.

Ο Αρχιμηχανικός του Τμήματος Λιμένων και Φάρων της Αιγύπτου, ο Gaston Jondet εντόπισε και χαρτογράφησε καταβυθισμένες λιμενικές εγκαταστάσεις στο Δυτικό Λιμένα της Αλεξάνδρειας σε βάθος νερού (6.5-8.5m). Ο Jondet χρησιμοποίησε αξιόπιστες μεθόδους εντοπισμού και αποτύπωσης (ταχύμετρο, lunette of eau, δύτες με σκάφανδρα) των καταβυθισμένων εγκαταστάσεων και δεδομένης της χρονικής περιόδου (1911-1913) των ερευνών του, τα αποτελέσματά του κρίνονται ως εξαιρετικά αξιόπιστα και ακριβή (Jondet 1916, Morcos 2000).



Σχ.2: Χάρτης του Ανατολικού Λιμένα της Αλεξάνδρειας, σχεδιασμένος από τον Kemal Abul-Saadat, στον οποίο παρουσιάζονται τα ευρήματά του (7/11/1961). (1):τέσσερεις σαρκοφάγοι, (2):δύο σαρκοφάγοι, (3):ακέφαλο άγαλμα, σκάλα με 3 σκαλοπάτια, κολώνες από γρανίτη, σπασμένοι σαρκοφάγοι από βασάλτη, (4):κολώνες και (5):αγάλματα, σφίγγες, σαρκοφάγοι και κολώνες (Morcos,2000).

Fig.2: Map of the Eastern Harbour of Alexandria, designed by Kemal Abul-Saadat, which shows his findings (7/11/1961). (1): four sarcophagus, (2):two sarcophagus, (3):statue without head, stairs with 3 steps, columns in granite, broken sarcophagus made of basalt, (4):columns and (5):statues, sphinx, sarcophagus and columns (Morcos, 2000).

Μία μορφή που συνέδεσε το όνομά της με τις σημαντικότερες ανακαλύψεις υποβρυχίων αρχαιοτήτων και ιστορικών μαρτυριών της Αλεξάνδρειας, ήταν αναμφίβολα ο Αιγύπτιος δύτης Kamel Abul-Saadat (1933-1984) (Morcos 2000, Halim 2000). Η συμβολή του, στον εντοπισμό ναυαγίων του στόλου του Ναπολέοντα ο οποίος καταναυμαχήθηκε από το Βρετανικό στόλο του Νέλσονα, το 1798 στο Abu Qir, ήταν πολύ σημαντική. Ήδη, από το 1965 είχε εντοπίσει τη θέση του ναυαγίου Le Guerrier, ενώ περίμενε έως τις αρχές της δεκαετίας του '80 για να αρχίσουν οι συστηματικές έρευνες εντοπισμού των ναυαγίων. Η μεγάλη συμβολή του Abul-Saadat στην υποβρύχια αρχαιολογία της Αλεξάνδρειας επικεντρώνεται στον Ανατολικό Λιμένα της. Αυτός ο ακούραστος σκαπανέας της υποβρύχιας αρχαιολογίας υπέδειξε, ήδη από το 1961, θέσεις αρχαιολογικού ενδιαφέροντος στην περιοχή του φρουρίου Qait Bey και γύρω από το Ακρωτήριο της Λοχιάδος (Σχ.2).

Το Ινστιτούτο "Europien d' Archiologie Sous-Marine" (IEASM) υπό τη διεύθυνση του F.Goddio και σε συνεργασία με το Αρχαιολογικό Συμβούλιο της Αιγύπτου (Τμήμα Υποβρύχιας Αρχαιολογίας του Ανώτατου Συμβουλίου Αρχαιοτήτων), εκτέλεσε το 1992 θαλάσσιες γεωφυσικές έρευνες στο ανατολικό τμήμα του Ανατολικού Λιμένα της Αλεξάνδρειας. Με βάση τα αποτελέσματα των γεωφυσικών ερευνών, σχεδιάστηκαν και εκτελέστηκαν περίπου 2500 καταδύσεις, τη χρονική περίοδο 6-10/1996, που ως αποτέλεσμα είχαν τον εντοπισμό και την αποτύπωση καταβυθισμένων λιμενικών εγκαταστάσεων (κυματοθραύστης, μόλοι)(Goddio 1998).

Ο J.Y.Empereur (Centre d'Etudes Alexandrines) σε συνεργασία με το Αρχαιολογικό Συμβούλιο της Αιγύπτου εκτέλεσε υποβρύχιες αρχαιολογικές έρευνες στη θέση Φάρου και στην περιοχή όπου είχε ήδη εντοπίσει

αρχαιότητες ο Αιγύπτιος δύτης K.A. Saadat. Αποτέλεσμα αυτών των ερευνών ήταν ο εντοπισμός περίπου 2500 αντικειμένων αρχαιολογικής αξίας (κολώνες διαφόρων μεγεθών, σφίγγες, αγάλματα, τεμάχη του περίφημου Φάρου) σε μια έκταση μόλις 2.5 εκταρίων. Επιπλέον, εντοπίστηκαν περίπου 40 ναυάγια Ελληνικά και Ρωμαϊκά, ηλικίας από τον 4ο π.Χ έως 7ο μ.Χ αιώνα σε βάθος νερού 12m και σε απόσταση περίπου 350m από την είσοδο του Ανατολικού Λιμένα της Αλεξάνδρειας (Empereur J.Y. 1998, 2000).

(iii) Ελληνική αποστολή στα νερά της Αλεξάνδρειας

Τα Ινστιτούτα Μελετών Αρχαίας και Μεσαιωνικής Αλεξάνδρειας και Προστασίας της Ναυτικής Παράδοσης, υπό τη διεύθυνση του Χ. Τζάλα, έλαβαν το 1997 την άδεια από το Αρχαιολογικό Συμβούλιο της Αιγύπτου, για εκτέλεση υποθαλάσσιων αρχαιολογικών ερευνών στην παράκτια ζώνη της Αλεξάνδρειας, δυτικά της Άκρας Λοχιάδος έως την Muntaza, συνολικής έκτασης 40km^2.

Το Ε.ΘΑ.ΓΕ.Φ.Ω του τμήματος Γεωλογίας του Παν/μίου Πατρών επικουρεί το έργο των δύο Ινστιτούτων, από το 1999 (3η αποστολή), ερευνώντας την επιφάνεια του πυθμένα με μεθόδους θαλάσσιας γεωφυσικής διασκόπησης. Σκοπός των θαλασσίων γεωφυσικών ερευνών τις τρεις τελευταίες ερευνητικές περιόδους (10/1999, 4/2000 και 11/2000) είναι:

1) Η αποτύπωση της μορφολογίας του πυθμένα με έμφαση τον εντοπισμό καταβυθισμένων τμημάτων ξηράς τα τελευταία 2300 χρόνια.
2) Ο εντοπισμός κινητών (ναυάγια) και ακίνητων (λιμενικές εγκαταστάσεις, μόλοι, κυματοθραύστες, κτίσματα) μαρτυριών της ανθρώπινης δραστηριότητας στην παράκτια ζώνη της Αλεξάνδρειας.

2. ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ

Η παράκτια ζώνη της Αιγύπτου στη Μεσόγειο Θάλασσα, που εκτείνεται από το Borg El Arab ως το Abu Qir, αποτελείται από 8 ράχες ασβεστιτικής σύστασης παράλληλες προς την ακτή, οι οποίες διαχωρίζονται μεταξύ τους με κοιλώματα. Η ηλικία των ράχεων κυμαίνεται από Ολοκαινική ως Άνω Πλειστοκαινική και αυξάνεται προοδευτικά προς τη χέρσο. Η πόλη της Αλεξάνδρειας εκτείνεται από το El Agami ανατολικά ως το Abu Qir, δυτικά και είναι κτισμένη πάνω σε μια ράχη «Άνω Μοναστηριακής» ηλικίας γνωστής ως ράχη Abu Sir. Η παρούσα ακτογραμμή αποτελείται από ήπιους κρημνούς, τμήματα της ράχης Abu Sir, η οποία έδρασε σαν ένα φυσικό θαλάσσιο τοίχος που προστατεύει την πόλη της Αλεξάνδρειας από την κυματική διάβρωση τα τελευταία 200 χρόνια.

Παρατηρήσεις, βασιζόμενες σε αρχαιολογικά δεδομένα έδειξαν ότι η παράκτια ζώνη από την Αλεξάνδρεια ως το Abu Qir, καταβυθίζεται τα τελευταία 2300 χρόνια, καθώς Ελληνικές και Ρωμαϊκές εγκαταστάσεις κατά μήκος της ακτογραμμής εμφανίζονται 5-8 m κάτω από τη στάθμη της θάλασσας, υποδηλώνοντας μέσο ρυθμό καταβύθισης ΄2.6 mm/year (Frihy 1992). Παρομοίως, δεδομένα παλιρροιογράφων, υποδηλώνουν ότι η Αλεξάνδρεια καταβυθίζεται τα τελευταία 60 χρόνια με ρυθμό 2 mm/year (Frihy 1992).

Η Αλεξάνδρεια είναι κτισμένη σε μία ενεργή τεκτονικά περιοχή, καθώς αρκετοί μεγάλοι σεισμοί έχουν λάβει χώρα κατά τους ιστορικούς χρόνους. Οι σημαντικότεροι αυτών θεωρούνται αυτοί του 320μΧ, 796μΧ όπου ο Φάρος κατέρρευσε και το 1303μΧ όπου καταστράφηκε ότι είχε απομείνει από το Φάρο.

3. ΟΡΓΑΝΑ-ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

(i) Όργανα

Για την επίτευξη των στόχων χρησιμοποιήθηκε το σκάφος URANIA, νηολογίου Αλεξάνδρειας το οποίο τροποποιήθηκε κατάλληλα έτσι ώστε να δεχτεί τον επιστημονικό εξοπλισμό. Διαφορικό Δορυφορικό Σύστημα (DGPS) τύπου Trimble 4000 χρησιμοποιήθηκε για τον προσδιορισμό της θέσης του σκάφους. Το σύστημα Trimble 4000 συνίσταται από 1) ένα κινητό δέκτη (differential locator Trimble 4000 II), 2)ένα σταθμό αναφοράς (Reference Locator Trimble 4000II) ο οποίος τοποθετείται στο κτίριο του Ελληνικού Ναυτικού Ομίλου Αλεξάνδρειας και 3) ένα πομπό (UHF 458MHz). Η ακρίβεια στο προσδιορισμό της θέσης ήταν μικρότερη των 2 m. Ένας ηχοβολιστής πλευρικής σάρωσης (side scan sonar) τύπου EG&G 260 χρησιμοποιήθηκε για τη μορφολογική αποτύπωση του πυθμένα. Ο ηχοβολιστής συνίσταται από 1) μια καταγραφική μονάδα EG&G260 με δυνατότητα στοιχειοθέτησης ισομετρικής ηχογραφίας, 2) μια ηχοβολιστική τορπίλη 272TD με δυνατότητα εκπομπής ηχητικών κυμάτων δύο συχνοτήτων (100 και 500 Hz) και 3) δύο καλώδια τύπου Kevlar μήκους 50 m και 150 m. Για την οπτική παρατήρηση των στόχων χρησιμοποιήθηκε τηλεκατευθυνόμενο υποβρύχιο όχημα R.O.V Benthos MKII και δύτης εξοπλισμένος με υ/β video-camera. Ο επιμήκης άξονας του κάθε στόχου υλοποιήθηκε με βαθμονομημένο βυθιζόμενο σχοινί στα άκρα του οποίου είχαν ποντιστεί δύο σημαδούρες, των οποίων η

θέση είχε προσδιοριστεί με DGPS. Η οπτική παρατήρηση των στόχων έγινε κατά μήκος του υλοποιημένου επιμήκους άξονά τους.

(ii) Εντοπισμός και αναγνωρισιμότητα στόχων αρχαιολογικής αξίας

Ο ηχοβολιστής πλευρικής σάρωσης αποδίδει δισδιάστατες απεικονίσεις του πυθμένα οι οποίες καλούνται ηχογραφίες και στοιχειοθετούνται με βάση την ανακλαστικότητα (back scattering) του πυθμένα. Η ανακλαστικότητα του πυθμένα εξαρτάται από 1) την γωνία πρόσπτωσης των ηχητικών κυμάτων η οποία με τη σειρά της ελέγχεται από τη μορφολογία του πυθμένα και 2) τη λιθολογική σύσταση των ιζημάτων που καλύπτουν τον πυθμένα.

Η αναζήτηση στόχων αρχαιολογικής αξίας με χρήση ηχοβολιστή πλευρικής σάρωσης απαιτεί ιδιαίτερη χρήση του συστήματος, καθώς οι ανθρωπογενείς στόχοι παρουσιάζουν συνήθως σαφές γεωμετρικό σχήμα και σχετικά μικρό μέγεθος.

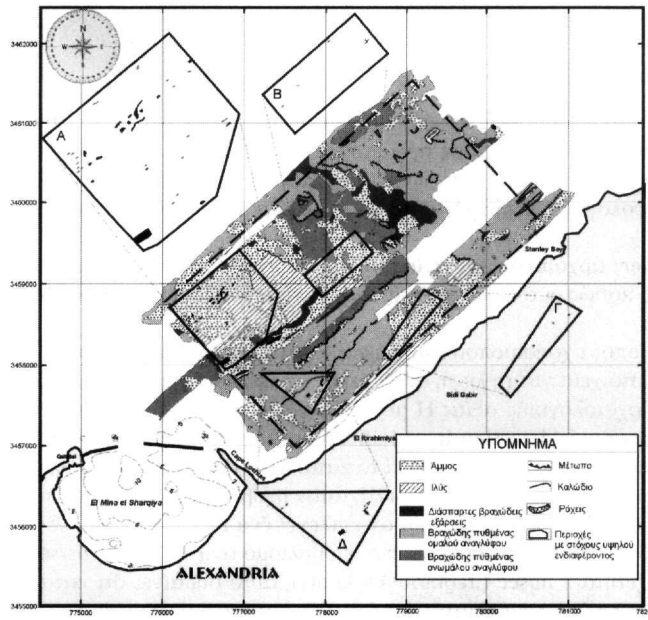
Η μέθοδος με την οποία χρησιμοποιείται ο ηχοβολιστής, σε συνδιασμό με τη διακριτική ικανότητα του, αποτελούν τα κρίσιμα στοιχεία για τη λήψη αξιόπιστων αποτελεσμάτων όσον αφορά στον εντοπισμό και στην αναγνώριση στόχων αρχαιολογικής αξίας.Η μεθοδολογία που ακολουθήθηκε αναπτύχθηκε σε δύο βασικά στάδια: **1)Στάδιο εντοπισμού (detection-insonicification)** και **2)Στάδιο αναγνώρισης (recognition).**

1) Στο στάδιο εντοπισμού πρέπει να αναζητηθεί το κατάλληλο εύρος ζώνης σάρωσης και η κατάλληλη ταχύτητα σκάφους ώστε ο στόχος να δεχτεί ένα τουλάχιστον ηχοβολισμό (ping) και συνεπώς να καταγραφεί ένα ίχνος του στην ηχογραφία. Για παράδειγμα αν επιλεγεί ένα εύρος σάρωσης 750 m ανά πλευρά εκπομπής, αυτό σημαίνει ότι ο ηχοβολιστής εκπέμπει ένα ηχοβολισμό ανά 1 sec (1 ping/sec)($U_{ΗΧΟΥ}$=1500 m/sec). Αν το σκάφος έχει ταχύτητα 2 m/sec (περίπου 4.0 knots), αυτό σημαίνει ότι κατά τη διάρκεια 1 sec διανύει απόσταση 2m και συνεπώς ο ηχοβολιστής εκπέμπει σε αυτό το διάστημα ένα μόλις ηχοβολισμό (1 ping/2m). Η εκπομπή ενός μόνο ηχοβολισμού (1 ping) ανά 2 m μετατόπισης του σκάφους οδηγεί σε απώλεια εντοπισμού στόχου μεγέθους μικρότερου των 2 m. Συνεπώς ο εντοπισμός στόχων συγκεκριμένου μεγέθους απαιτεί καθορισμό συγκεκριμένου εύρους ζώνης σάρωσης και ταχύτητας του σκάφους.
2) Ο εντοπισμός και μόνο του στόχου δεν αποκαλύπτει με σαφήνεια το γεωμετρικό του σχήμα, με αποτέλεσμα να δυσχερένεται η αναγνώρισή του και συνεπώς η προέλευσή του. Για τη βελτίωση της αναγνωρισιμότητας (recognitibility) του στόχου πρέπει αυτός να δεχτεί σημαντικό αριθμό ηχοβολισμών έτσι ώστε να αποτυπωθεί λεπτομερώς το σχήμα του.

Αν και δεν υπάρχει ασφαλές κριτήριο, η εκπλήρωση του οποίου οδηγεί στην βέλτιστη αναγνωρισιμότητα του στόχου, έχει προταθεί ο αριθμός των 12 ηχοβολισμών (ping) κατά μήκος πορείας ίσης με την ελάχιστη διάσταση του στόχου. Αυτό σημαίνει ότι ο στόχος μεγέθους 5 m απαιτεί >2.4 ηχοβολισμούς ανά μέτρο μετακίνησης του σκάφους (12/5 ping/m), έτσι ώστε να αποδωθεί αξιόπιστα το σχήμα του. Επιλογή ζώνης σάρωσης 100 m και ταχύτητας σκάφους 5 knots οδηγεί σε εκπομπή 2.95 ping/m, η οποία είναι οριακά αποδεκτή επιλογή για αναγνώριση στόχων μεγέθους 5 m. Λαμβάνοντας υπόψη ότι τα πιο πάνω ισχύουν για βέλτιστες συνθήκες χρήσης του ηχοβολιστή (ήρεμη κατάσταση θάλασσας-διατήρηση της πορείας της τορπίλης χωρίς παρεκλίσεις), γίνεται φανερό ότι οι συνθήκες 100 m-5 knots αδυνατούν να αναγνωρίσουν στόχους ΄5 m και απαιτείται μικρότερο εύρος σάρωσης (50 m-5 knots). Για στόχους μεγέθους ΄2 m, απαιτούνται >6 ping/m, μια συνθήκη που δεν ικανοποιείται από την επιλογή 50 m-5 knots (5.9 ping/m) αλλά ικανοποιείται πλήρως από την επιλογή 25 m-5 knots (11.8 ping/m).

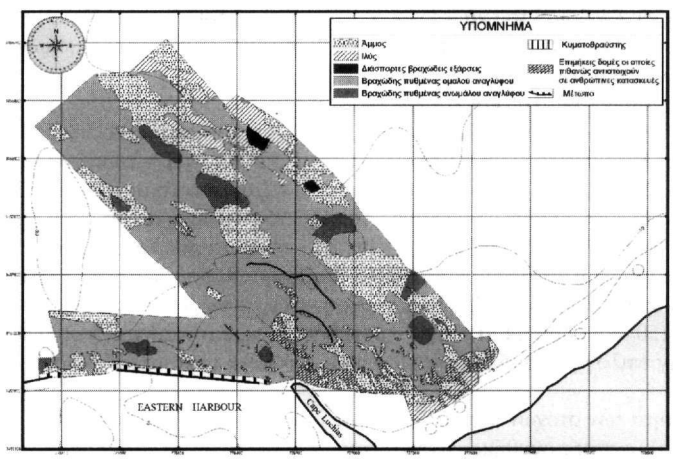
Η αναγνωρισιμότητα των στόχων εξαρτάται, εκτός από τις δεδομένες δυνατότητες του ηχοβολιστικού συστήματος, από περιβαλλοντικές συνθήκες ανεξάρτητες του οργάνου. Η πιο καθοριστική περιβαλλοντική παράμετρος που επιδρά στην αναγνωρισιμότητα των στόχων, είναι η μορφολογία του πυθμένα στην περιοχή που βρίσκεται ο στόχος. Ο αμμώδης πυθμένας αποτελεί ιδανικό περιβάλλον για αναγνώριση στόχων σε αντίθεση με τον ανώμαλο βραχώδη πυθμένα ο οποίος δυσχεραίνει πολύ την αναγνώρισή τους, ή ακόμη και τον εντοπισμό τους.

Σύμφωνα με το πιο πάνω μεθοδολογικό σχήμα οργανώθηκαν και εκτελέστηκαν τρεις ερευνητικές αποστολές για την αποτύπωση του πυθμένα στην παράκτια ζώνη της Αλεξάνδρειας και τον πιθανό εντοπισμό και αναγνώριση στόχων αρχαιολογικής αξίας. Την πρώτη αποστολή (10/1999) διασκοπήθηκε περίπου το 1/4 της υπό έρευνα περιοχής έκτασης περίπου 14 km^2, με έμφαση στην αποτύπωση της μορφολογίας του πυθμένα και στον εντοπισμό στόχων μεγέθους >5 m (Σχ.3). Για το λόγο αυτό χρησιμοποιήθηκε εύρος ζώνης σάρωσης 100 m και ταχύτητα σκάφους 5 knots. Οι πορείες που εκτελέστηκαν ήταν παράλληλες και σε απόσταση 150 m μεταξύ τους, ώστε να προκύπτει περίπου 30% επικάλυψη για ελαχιστοποίηση των επιπτώσεων από τα σφάλματα πλοήγησης και βελτίωση της αναγνωρισιμότητας των στόχων. Σε δύο μόνο στόχους επιχειρήθηκε αναγνώριση, με χρήση κλίμακας 50 m και ταχύτητα 5 knots. Στη δεύτερη αποστολή διερευνήθηκε περιοχή έκτασης 2.7



Σχ3: Μορφολογικός χάρτης του πυθμένα, στον οποίο παρουσιάζονται τέσσερεις περιοχές (Α,Β,Γ και Δ) με μεγάλη πυκνότητα στόχων.

Fig.3: Seafloor map showing four areas (A,B,C and D) with targets of high interest.



Σχ.4: Μορφολογικός χάρτης του πυθμένα στην περιοχή της Άκρας Λοχιάδος.

Fig.4: Seafloor map at the vicinity of Cape Lochias.

km^2 δυτικά και βόρεια της Άκρας Λοχιάδος με εύρος ζώνης σάρωσης 50 m και ταχύτητα σκάφους 5 knots για την αποτύπωση της μορφολογίας και τον εντοπισμό στόχων μεγέθους 2-3 m (Σχ.4). Δεν επιχειρήθηκε η αναγνώριση εντοπισθέντων στόχων. Οι πορείες είχαν απόσταση 75 m μεταξύ τους, ώστε να επιτευχθεί επικάλυψη περίπου 30%. Στην τρίτη αποστολή έγινε επαναεντοπισμός ενός μικρού αριθμού στόχων, αναγνώριση και οπτική παρατήρησή τους.

4. ΠΑΡΟΥΣΙΑΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ

(i) Μορφολογία πυθμένα

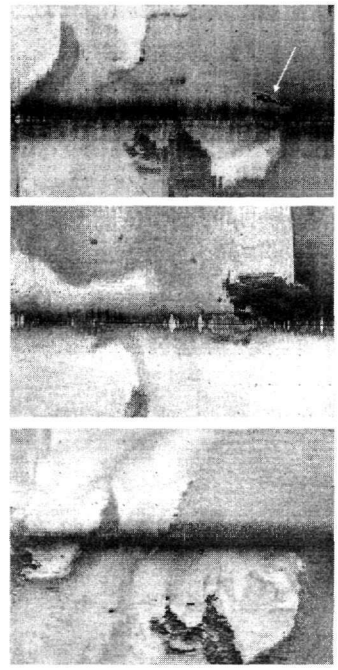
Η μορφολογική αποτύπωση του πυθμένα στην υπό έρευνα περιοχή, έδειξε ότι ο πυθμένας είναι βραχώδους σύστασης περίπου στο 65% της έκτασης που ερευνήθηκε, ενώ στο υπόλοιπο 35% ο πυθμένας καλύπτεται από χαλαρά ιζήματα κυρίως αμμώδους σύστασης όπως δηλώνεται από την παρουσία ρυτιδώσεων (ripples)(Σχ.3,4). Οι περιοχές με βραχώδη πυθμένα διακρίνονται με βάση το ανάγλυφό τους σε περιοχές με ανώμαλο και ομαλό ανάγλυφο (Σχ.3,4). Διάσπαρτες βραχώδεις εξάρσεις διαπιστώνονται σε περιοχές περιορισμένης έκτασης, οι οποίες συνιστούν συνήθως ζώνες μετάβασης από βραχώδη σε αμμώδη πυθμένα (Σχ.3,4). Στο νοτιοανατολικό άκρο της ερευνηθείσας περιοχής, εντοπίστηκε μια σειρά επιμήκων ράχεων παράλληλων με την ακτογραμμή (Σχ.3). Οι ράχες εντοπίζονται σε βάθη νερού από 10 έως 12 m και από 15 έως 18 m, ενώ παρουσιάζουν εύρος που κυμαίνεται από 50 έως 300 m. Το ύψος των ράχεων σε σχέση με τον γειτονικό πυθμένα δεν υπερβαίνει τα 1 έως 2 m. Αναμφίβολα, απαιτούνται περισσότερες έρευνες για να διαπιστωθεί αν τα εντοπισθέντα τμήματα ράχεων εντάσσονται στη σειρά των 8 ασβεστιτικών ράχεων που έχουν εντοπισθεί στη χέρσο (Stanley & Hamza 1992). Αυτά τα τεμάχη ράχεων είναι πιθανόν να εντάσσονται στη Ράχη I (Ridge I) η οποία είναι η βορειότερη ράχη και της οποίας η χερσαία έκφραση διακόπτεται στην περιοχή El Agami, δυτικά των λιμένων της Αλεξάνδρειας (Stanley & Hamza 1992).

Οι περιοχές του πυθμένα που καλύπτονται από χαλαρά ιζήματα παρουσιάζουν στις ηχογραφίες δύο διαφορετικούς ακουστικούς χαρακτήρες: (1) Γραμμικές εναλλαγές ανοικτόχρωμου/σκουρόχρωμου τόνου καταγραφής, που δηλώνουν την παρουσία αμμούχων ρυτιδώσεων στην επιφάνεια του πυθμένα, και (2) ομοιόμορφα ανοιχτόχρωμο τόνο καταγραφής που δηλώνει λεπτόκοκκα ιζήματα, πιθανώς ιλυώδους σύστασης (Σχ.3,4).

(ii) Στόχοι που σχετίζονται με κινητές μαρτυρίες ανθρώπινης δραστηριότητας

Ένας σημαντικός αριθμός στόχων εντοπίστηκαν στις περιοχές του πυθμένα που καλύπτονται από χαλαρά ιζήματα. Η ομαλή μορφολογία και η χαμηλή ανακλαστικότητα (ανοικτόχρωμος τόνος) που χαρακτηρίζουν αυτές τις περιοχές, αποτέλεσαν ιδανικό περιβάλλον για εντοπισμό στόχων. Οι εντοπισθέντες στόχοι συγκεντρώνονται σε τέσσερεις υποπεριοχές (Α,Β,Γ και Δ), από τις οποίες αυτή με τη μεγαλύτερη πυκνότητα στόχων (περιοχή Α) είναι η μεγαλύτερη σε έκταση (2x2 km) και βρίσκεται Β/ΒΑ των εισόδων του Μέγα Λιμένα της Αλεξάνδρειας, σε βάθος νερού 20-25 m. Η θέση της περιοχής Α είναι ιδιαίτερα σημαντική καθώς βρίσκεται στην πορεία («ρότα») των καραβιών που προσέγγιζαν τον Μέγα Λιμένα της Αλεξάνδρειας από τα Ανατολικά. Η πιθανότητα κάποιοι από τους ανιχνευθέντες στόχους της περιοχής Α να συνδέονται με αρχαία ή ιστορικά ναυάγια, ενισχύεται από το γεγονός ότι η ερευνητική ομάδα του J.Y.Empereur εντόπισε μεγάλο αριθμό ναυαγίων σε απόσταση 350 m από την δυτική είσοδο του Μέγα Λιμένα (J.Y.Empereur 2000).

Για αυτό το λόγο επιλέχθηκε ένας ενδιαφέρον στόχος για να εφαρμοστεί το στάδιο της αναγνώρισης (recognition). Ο στόχος S1 εντοπίστηκε σε αμμώδη ρυτιδωμένο πυθμένα, ενώ νοτιοδυτικά αυτού και σε απόσταση μερικών δεκάδων μέτρων ο πυθμένας καλύπτεται από ιλυούχα ιζήματα (ανοικτόχρωμη περιοχή)(Σχ.5). Η επιλογή του εύρους των 50 m για τη ζώνη σάρωσης με ταχύτητα του σκάφους ΄5 knots, οδήγησε στη λεπτομερή αποτύπωση του στόχου (Σχ.6). Ο στόχος παρουσιάζει υψηλή ανακλαστικότητα ένα-



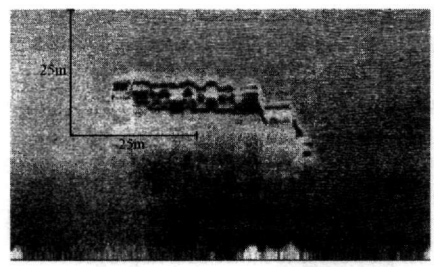
Σχ.5:(a)Ηχογραφία στην οποία έχει εντοπιστεί ο στόχος S1(σημειώνεται με βέλος). Ηχογραφίες από την ίδια περιοχή του πυθμένα μετά από (b)έξι μήνες και (c)ένα χρόνο, στις οποίες ο στόχος έχει καλυφθεί από μεταφερόμενα λεπτόκοκκα ιζήματα.

Fig.5:(a)Sonar image showing the target S1 (vector indicates the target) on a sandy seafloor. Sonar images from the same area recorded after (b)six months (c)one year. The non-appearance of the target at the latest images is probably due to moving fine-grained sediments, which cover the target.

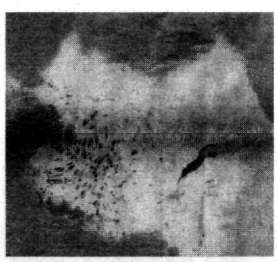
ντι του γύρω αμμώδους ρυτιδωμένου πυθμένα, εμφανίζει σαφές γεωμετρικό σχήμα, διαστάσεις 10 m x 40 m, ενώ το ύψος του έναντι του γύρω πυθμένα είναι μικρό (<0.5 m)(Σχ.6). Το σχήμα και η ανακλαστικότητα του στόχου συνηγορούν στην άποψη ότι πρόκειται για ένα στόχο προϊόν ανθρώπινης δραστηριότητας.

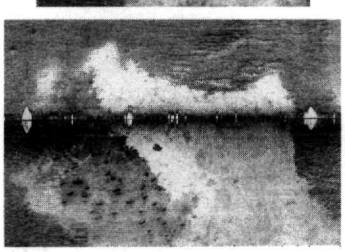
Το στάδιο της αναγνώρισης εφαρμόστηκε σε ένα πολλαπλό στόχο (S2) στο ανατολικό άκρο της περιοχής Δ (Σχ.3). Η επιλογή ζώνης σάρωσης κλίμακας 50 m και ταχύτητας ΄5 knots οδήγησε στην λεπτομερέστερη αποτύπωση των στόχων (Σχ.7). Ο πολλαπλός στόχος διαπιστώθηκε ότι συγκροτείται από: (i)διάσπαρτους μικρούς επιμέρους στόχους υψηλής ανακλαστικότητας (Σχ.7α) και (ii)ένα επιμήκη στόχο χωρίς αφές γεωμετρικό σχήμα και με υψηλή ανακλαστικότητα (Σχ.7α). Ο πολλαπλός στόχος βρίσκεται σε μια «νησίδα» πυθμένα η οποία καλύπτεται από εξαιρετικά λεπτόκοκκα ιζήματα όπως δηλώνει ο ανοικτόχρωμος ακουστικός χαρακτήρας.

Το στάδιο της αναγνώρισης των προαναφερθέντων στόχων (S1 και S2) επαναλήφθηκε τις δύο επόμενες ερευνητικές αποστολές (4/00 και 11/00). Ο στόχος S1 της περιοχής Α, βρέθηκε καλυμμένος από ιλυούχα ιζήματα τόσο κατά την περίοδο 4/00 (Σχ.5b) όσο και κατά την περίοδο 11/00 (Σχ.5c). Η περιοχή των ιλυούχων ιζημάτων (ανοικτόχρωμη περιοχή) η οποία είχε εντοπιστεί νοτιοδυτικά του στόχου κατά την περίοδο (10/99) (Σχ.5a), επεκτάθηκε προς τα ανατολικά τις δύο επόμενες περιόδους με αποτέλεσμα την πλήρη κάλυψη του στόχου (Σχ.5b,c).



Σχ.6:Ηχογραφία στην οποία έχει αποτυπωθεί ο στόχος S1, ο οποίος παρουσιάζει μήκος 40m και εύρος 10m.
Fig.6:Sonar image showing the S1 target on the seafloor. The target is about 40m long and 10m wide.





Η συγκριτική μελέτη της περιοχής του πολλαπλού στόχου S2 στις τρεις ερευνητικές περιόδους έδειξε ότι: (i)ο στόχος είναι σχεδόν μη αναγνωρίσιμος κατά την περίοδο 4/00 καθώς έχει μειωθεί η ανακλαστικότητά του, η οποία είναι πλέον συγκρίσιμη με αυτή του περιβάλλοντα πυθμένα (Σχ.7b) και (ii) παρουσιάζει μία διαφορετική εμφάνιση στην ηχογραφία της περιόδου 11/00, όπου το κύριο μορφολογικό χαρακτηριστικό είναι η παρουσία μικρών κοιλωμάτων στον πυθμένα (Σχ.7c).

Στην περιοχή του πολλαπλού στόχου S2 εξαιτίας της μεταβαλόμενης εμφάνισής του στις ηχογραφίες των τριών περιόδων, επιχειρήθηκε οπτική αναγνώριση των στόχων με χρήση R.O.V και δύτη εξοπλισμένο με υ/β video-camera. Η οπτική παρατήρηση έδειξε ότι: (i) ο πυθμένας καλύπτεται από ένα παχύ στρώμα μαύρης οργανικής ιλύος, το οποίο έχει σχηματιστεί από τη συνεχή έκχυση των ακατέργαστων αστικών λυμάτων της Αλεξάνδρειας διαμέσου αποχετευτικών α-

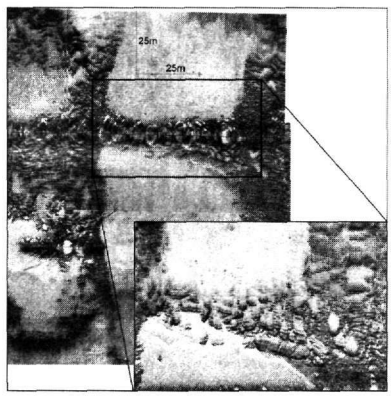
Εικ.7: (a) Ηχογραφία στην οποία έχει εντοπιστεί ο πολλαπλός στόχος S2. Ηχογραφίες από την ίδια περιοχή του πυθμένα μετά από (b) έξι μήνες και (c) ένα χρόνο, στις οποίες ο στόχος παρουσιάζει εντελώς διαφορετική εμφάνιση.
Fig.7: (a) Sonar image showing targets S2. Sonar images from the same area recorded after (b) six months and (c) one year.

γωγών, και (ii) τα κοιλώματα του πυθμένα είναι αβαθείς κρατήρες, οι οποίοι σχετίζονται με τη διαφυγή βιογενών αερίων που δημιουργούνται από την αναερόβια βακτηριακή (archaeobacteria) αποικοδόμηση της οργανικής ύλης.

Τα παραπάνω αναδεικνύουν την παρουσία μιας νέας παραμέτρου, αυτής της οργανικής ιλύος, η οποία δυσχεραίνει τον εντοπισμό και την αναγνώριση των κινητών μαρτυριών της ανθρώπινης δραστηριότητας στην παράκτια ζώνη της Αλεξάνδρειας. Η παρουσία της οργανικής ιλύος δυσχεραίνει τον εντοπισμό στόχων για δύο κυρίως λόγους: (i) καλύπτει και αποκαλύπτει στόχους, καθώς το στρώμα της οργανικής ιλύος μεταναστεύει όπως διαπιστώνεται στις συγκριτικές ηχογραφίες, κάτω από την επίδραση των υδροδυναμικών συνθηκών (κύματα, ρεύματα), της μορφολογίας του πυθμένα και της παροχής των αγωγών, και (ii) η παρουσία βιογενών αερίων στην οργανική ιλύ και η διαφυγή τους προς την υδάτινη στήλη προκαλούν γεωμορφές που αποτυπώνονται ως στόχοι υψηλής ανακλαστικότητας, πολλαπλασιάζοντας έτσι τον αριθμό των στόχων προς αναγνώριση και οπτική παρατήρηση.

(iii) Στόχοι που σχετίζονται με ακίνητες μαρτυρίες ανθρώπινης δραστηριότητας

Η αναζήτηση στόχων, που σχετίζονται με ακίνητες μαρτυρίες ανθρώπινης δραστηριότητας, περιορίζεται μέχρι ένα βάθος νερού περίπου 8 m. Πέραν του βάθους αυτού δεν αναμένονται καταβυθισμένες εγκαταστάσεις/κτίσματα όπως προκύπτει από (i) το μέσο ρυθμό καταβύθισης (2.6 mm/year)της παράκτιας ζώνης, και (ii) το γεγονός ότι, οι βαθύτερα καταβυθισμένες λιμενικές εγκαταστάσεις του Δυτικού Λιμένος (Εύνοστος), εντοπίστηκαν από το Jondet(1916) σε βάθος 8.5 m.



Σχ.8: Ηχογραφία στην οποία έχουν αποτυπωθεί γραμμικοί στόχοι, οι οποίοι τέμνονται κάθετα μεταξύ τους και πιθανώς σχετίζονται με ακίνητες μαρτυρίες ανθρώπινης δραστηριότητας.
Fig.8: Sonar image showing elongated features which may represent man-made structures.

Αν και η αποτύπωση της παράκτιας ζώνης, στα πλαίσια της ερευνηθείσας περιοχής, περιορίστηκε από τις ισοβαθείς των 5-6 m (Σχ.3,4), έδωσε ενθαρρυντικά στοιχεία για την πιθανή παρουσία καταβυθισμένων τμημάτων χέρσου ή/και εγκαταστάσεων.

Σε βάθη 5 έως 8 m διαπιστώθηκε η παρουσία γραμμικών στόχων, οι οποίοι διευθετούνται κάθετα προς την γενική ακτογραμμή της Αλεξάνδρειας και παράλληλα έως υποπαράλληλα προς την Άκρα Λοχιάδος (Σχ.4). Αυτοί οι γραμμικοί στόχοι παρουσιάζουν εύρος που κυμαίνεται από 5 έως 20 m, ενώ το μέγιστο μήκος τους ανέρχεται σε 135 m τουλάχιστον για την έκταση που έχουν αποτυπωθεί. Σε μία περίπτωση οι γραμμικοί στόχοι διαπιστώνεται ότι τέμνονται σχέδον κάθετα μεταξύ τους (Σχ.8). Ο ιδιαίτερος ακουστικός χαρακτήρας που παρουσιάζουν οι γραμμικοί στόχοι στις ηχογραφίες (Σχ.8), δηλώνει ότι αποτελούνται από ευμεγέθη τεμάχη (blocks) ασβεστολιθικής σύστασης, όπως έδειξε η οπτική παρατήρησή τους.

Η μορφολογική αποτύπωση ενός πολύ μικρού τμήματος του πυθμένα ανατολικά της απόληξης της Άκρας Λοχιάδος (Σχ.4), έδειξε ότι ο πυθμένας είναι πιθανόν να αποτελεί τμήμα καταβυθισμένης χέρσου καθώς παρουσιάζει ιδιαίτερο ακουστικό χαρακτήρα έναντι του γειτονικού βραχώδους πυθμένα. Η άποψη αυτή ενισχύεται από τα ευρήματα του Goddio(1998), καθώς οι καταβυθισμένες λιμενικές εγκαταστάσεις που εντόπισε δυτικά της Άκρας Λοχιάδος παρουσιάζουν παρόμοιο ακουστικό χαρακτήρα στις ηχογραφίες (Goddio 1998).

Αναμφίβολα, η θαλάσσια περιοχή ανατολικά της Άκρας Λοχιάδος αποτελεί περιοχή με σημαντικό αρχαιολογικό ενδιαφέρον, όπως το έχει επιβεβαιώσει ο Kamel Abul-Saadat ήδη από τη δεκαετία του 1960 (Σχ.2). Άλλωστε, οι αρχαιολόγοι-δύτες του Ινστιτούτου Μελετών Αρχαίας και Μεσαιωνικής Αλεξάνδρειας εντόπισαν

αρχιτεκτονικά μέλη ιδιαίτερης αξίας σε αυτή την περιοχή και σε απόσταση περίπου 30 m από στόχο εντοπισθέντα από τον ηχοβολιστή πλευρικής σάρωσης.

5. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Η εφαρμογή σύγχρονων μεθόδων θαλάσσιας γεωφυσικής διασκόπησης, στην παράκτια ζώνη της Αλεξάνδρειας, για τον εντοπισμό κινητών και ακίνητων μαρτυριών ανθρώπινης δραστηριότητας, έδειξε:

(i) Ο πυθμένας της ερευνηθείσας, περιοχής (16.7 km^2) είναι βραχώδους σύστασης σε ποσοστό 65% και καλύπτεται από χαλαρά αμμώδη ιζήματα σε ποσοστό 35%.

(ii) Σημαντικός αριθμός στόχων που πιθανώς σχετίζονται με κινητές μαρτυρίες ανθρώπινης δραστηριότητας, εντοπίστηκε σε τέσσερεις περιοχές αμμώδους πυθμένα.

(iii) Η συστηματική εφαρμογή του σταδίου της αναγνώρισης σε δύο επιλεγμένους στόχους και για τις τρεις ερευνητικές περιόδους, έδειξε ότι η παρουσία οργανικής ιλύος από τους αποχετευτικούς αγωγούς της Αλεξάνδρειας δυσχεραίνει επιπλέον τον εντοπισμό και την αναγνώριση των στόχων.

(iv) Αν και διερευνήθηκε ένα πολύ μικρό μέρος του πυθμένα με βάθη μικρότερα των 8m, προέκυψαν πολύ ενθαρρυντικά στοιχεία για την ύπαρξη καταβυθισμένων τμημάτων χέρσου ή/και εγκαταστάσεων.

6. ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Θερμές ευχαριστίες εκφράζονται προς την Επιτροπή Ερευνών (κληροδότημα Καραθεοδωρή) του Παν/μίου Πατρών που υποστηρίζει αυτή την προσπάθεια. Οι θαλάσσιες γεωαρχαιολογικές έρευνες στην Αλεξάνδρεια αφιερώνονται στη μνήμη του Καθηγητή και Ακαδημαϊκού Αθανάσιου Πανάγου.

7. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

EMPEREUR, J.Y. (1998): *Alexandrie redecouverte.* Fayard/Stock, Paris, pp.253.

EMPEREUR, J.Y. (2000): *Underwater archaeological investigations of the ancient Pharos.* In "Underwater archaeology and coastal management-Focus on Alexandria", Unesco Publishing, coastal management sourcebooks 2, France, pp.54-59.

FRIHY, O.E. (1992): *Sea-level rise and shoreline retreat of the Nile Delta Promontories, Egypt.* Natural Hazards, 5, pp.65-81.

GODDIO, F. (1998): *Alexandria-The submerged royal quarters.* Periplus Publishing, London Ltd-UK.

HALIM, H. (2000): *Kamel Abul-Saadat: A pioneer in Alexandria underwater archaeology.* In "Underwater archaeology and coastal management-Focus on Alexandria", Unesco Publishing, coastal management sourcebooks 2, France, pp.46-53.

JONDET, G. (1916): *Les portes submergés de l'ancienne île de Pharos.* Mémoires présentés à l'Institut Égyptien, IX: 101pp, planches I-IV, Cairo

MORCOS, S.A. (2000): *Early discoveries of submarine archaeological sites in Alexandria.* In "Underwater archaeology and coastal management-Focus on Alexandria", Unesco Publishing, coastal management sourcebooks 2, France, pp.33-45.

STANLEY, D.J & HAMZA F.H. (1992): *Terrigenous-carbonate sediment interface (Late Quaternary) along the northwestern margin of the Nile Delta, Egypt,* Journal of Coastal Research, 8, 1, pp.153-171.

TZALAS, H.E. (2000): *The two ports of Alexandria. Plans and maps from the 14th century to the time of Mohamed Ali.* In "Underwater archaeology and coastal management-Focus on Alexandria", Unesco Publishing, coastal management sourcebooks 2, France, pp.22-32.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/4, 1335-1342, 2001 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/4, 1335-1342, 2001
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

ΣΥΝΔΥΑΣΜΟΣ ΤΩΝ ΜΕΘΟΔΩΝ ΦΥΣΙΚΟΥ ΔΥΝΑΜΙΚΟΥ ΚΑΙ ΓΕΩΗΛΕΚΤΡΙΚΩΝ ΒΥΘΟΣΚΟΠΗΣΕΩΝ ΓΙΑ ΤΗΝ ΔΙΕΡΕΥΝΗΣΗ ΤΗΣ ΥΠΕΔΑΦΙΚΗΣ ΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΚΗΣ ΔΟΜΗΣ*

Γ. ΠΑΠΑΘΕΟΦΑΝΟΥΣ[1], Γ. ΣΚΙΑΝΗΣ[1], Τ. ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΣ[1], Σ. ΝΙΚΟΛΑΟΥ[2]

ΣΥΝΟΨΗ

Στην εργασία αυτή γίνεται μία προσπάθεια συσχετισμού των μεθόδων του φυσικού δυναμικού και της γεωηλεκτρικής βυθοσκόπησης προκειμένου να δειχθεί η χρησιμότητά τους στην διερεύνηση της υπεδαφικής δομής. Ειδικότερα, εξετάζεται μία περίπτωση εφαρμογής των δύο αυτών μεθόδων στην περιοχή Πηγής Ρεθύμνης με υδρογεωλογικό στόχο. Τα δεδομένα φυσικού δυναμικού ερμηνεύθηκαν με την χρήση θεωρητικών μοντέλων, μετά από αναγωγή τους σε ομογενές υπέδαφος. Εντοπίσθηκαν δύο ζώνες με σχετικά υψηλές τιμές δυναμικού. Οι ανωμαλίες φυσικού δυναμικού που παράγονται με τον θερμοηλεκτρικό ή ηλεκτροκινητικό μηχανισμό, συνδέονται με την υπόγεια δομή που τις δημιουργεί (ρήγμα, καρστ κ.α.). Προσδιορίσθηκαν τα βάθη των πηγών δυναμικού και η εν γένει δομή, λαμβάνοντας υπ'όψη και τα αποτελέσματα της γεωηλεκτρικής έρευνας.

ABSTRACT

Self-potential (SP) anomalies can be useful in locating discontinuities in underground structure where water-flow occurs, but their interpretation is sometimes ambiguous. This paper was initiated by an effort to form a relatively accurate picture of the subsurface structure by combining SP measurements with Schlumberger soundings. The data employed come from a 1996 series of measurements carried out for a hydrogeological study near the village of Pigi of Rethimnon province in Crete Island.

Data from 8 vertical electrical soundings (VES) were first used to determine the structure and possible lateral variations in the subsurface. For this, two parallel geoelectrical cross-sections were drawn, by considering simplified models. One of these cross-sections was employed in reducing the smoothed SP data to a homogeneous medium. This was necessary in order to make use of an interpretation algorithm (SPIN). The program is based on Fitterman's model of a dipping polarized plane for calculating SP anomalies, when the anomalies are generated by water flow along a boundary between rocks with different cross-coupling properties, that is through thermoelectrical or electrokinetical mechanism.

Two major SP anomalies were observed, which suggest water presence. The interpretation algorithm led to the model parameters of the two sources, that reproduced accurately the anomalies. Their positions are in good agreement with those of the lateral discontinuities revealed by VES results. On examining the geological map of the area, we concluded that one of the sources might well be the prolongation of a fault disappearing about 2km from the SP line, while a second fault could explain slight lateral differences between the two geoelectrical cross-sections.

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: φυσικό δυναμικό, θερμοηλεκτρικό δυναμικό, ηλεκτροκινητικό δυναμικό, γεωηλεκτρικές βυθοσκοπήσεις, αναγωγή σε ομογενές μέσο

KEY WORDS: self/spontaneous-potential, thermoelectrical potential, streaming potential, Schlumberger VES, reduction to a homogeneous medium

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η χρησιμότητα της μεθόδου φυσικού δυναμικού (SP) στην ανίχνευση υπόγειας ροής νερού έχει διαπιστωθεί από καιρό. Βρίσκει εφαρμογή, τόσο σε μελέτες ροής υπογείων υδάτων (Schiavone & Quarto 1984), όσο και

* A COMBINATION OF SELF-POTENTIAL AND SCHLUMBERGER VES MEASUREMENTS FOR SUBSURFACE LAYERING INVESTIGATIONS

1. Τμήμα Γεωλογίας Παν/μίου Αθηνών, Πανεπιστημιούπολις Ζωγράφου, 15784
2. ΙΓΜΕ, Μεσογείων 70, 11527 Αθήνα

σε προβλήματα υπόγειας διαρροής (Ogilvy et al. 1969), ακόμη και στην παρακολούθηση φρεάτων άντλησης (Jansen & Zorich 1995). Παραταύτα, η ποσοτική ερμηνεία των μετρήσεων παραμένει δυσχερής, καθ'ότι πρέπει κάθε φορά να προσδιορισθεί η φύση της πηγής που δημιουργεί την ανωμαλία. Κατά συνέπειαν είναι αναγκαίο να υπάρχουν γεωλογικά στοιχεία για την περιοχή, τα οποία να διαφωτίζουν το ζήτημα. Οι κύριοι μηχανισμοί παραγωγής φυσικού δυναμικού που να συνδέονται με υπόγεια ροή νερού είναι δύο, του θερμοηλεκτρικού και του ηλεκτροκινητικού τύπου. Για την καλύτερη κατανόηση των μηχανισμών αυτών έχουν γίνει θεωρητικές αναλύσεις (Fitterman 1979) και έχουν διεξαχθεί μετρήσεις εργαστηρίου (Ishido & Mizutani 1981).

Η παρούσα εργασία αποτελεί μία προσπάθεια εξαγωγής αξιόπιστων συμπερασμάτων από τέτοιες μετρήσεις, με την βοήθεια γεωηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων στον ίδιο χώρο καθώς και γεωλογικών στοιχείων, μέσα στα πλαίσια συγκεκριμένου πρακτικού προβλήματος. Τα δεδομένα που αξιοποιήθηκαν προέρχονται από μετρήσεις οι οποίες διεξήχθησαν στην περιοχή Πηγής Ρεθύμνης κατά τον Φεβρουάριο του 1996, ως τμήμα υδρογεωλογικής έρευνας (Νικολάου & Νικολάου 1996).

Αρχικά ερμηνεύονται τα δεδομένα των βυθοσκοπήσεων ώστε να καθορισθεί ένα μοντέλο υπεδαφικής δομής. Στην συνέχεια γίνεται η επεξεργασία των δεδομένων SP και η αναγωγή τους σε ομογενές υπέδαφος (με βάση το προαναφερθέν μοντέλο). Κατόπιν γίνεται η ερμηνεία αυτών, έχοντας πρώτα καταλήξει στον μηχανισμό παραγωγής δυναμικού και στην αντίστοιχη μοντελοποίηση. Ακολουθεί τέλος ο συσχετισμός των αποτελεσμάτων των γεωηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων και των γεωλογικών στοιχείων (Φύλλο Πέραμα ΙΓΜΕ), προκειμένου να εκτιμηθούν οι πλευρικές μεταβολές και η γενικότερη δομή του υπεδάφους, ώστε να προσδιορισθούν οι πιθανές ζώνες ροής των ρευστών.

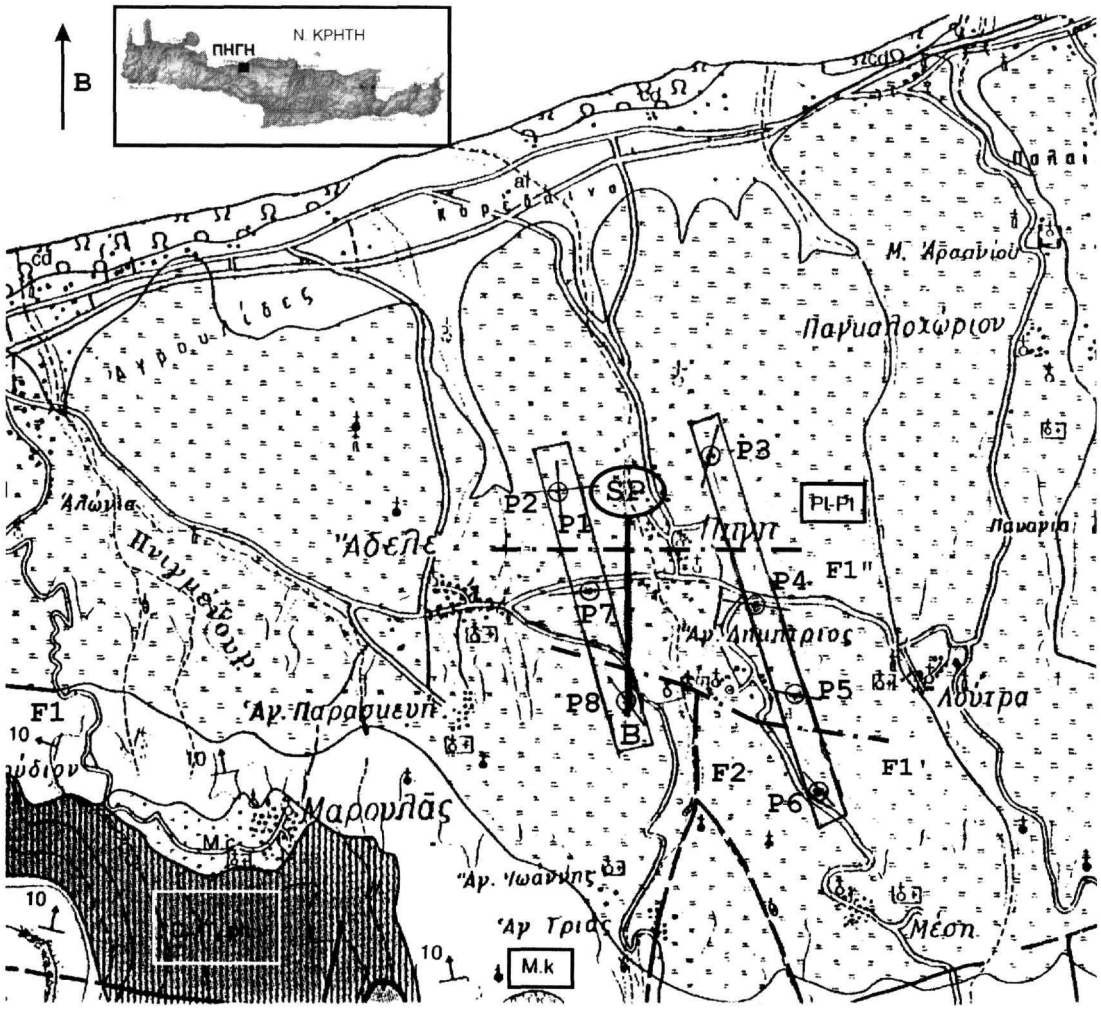
2. ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΘΕΩΡΗΣΗ

Για την γεωλογική αναγνώριση της δομής της περιοχής έγινε αναφορά στο Φύλλο Πέραμα του Γεωλογικού Χάρτη Ελλάδος του ΙΓΜΕ (Μυλωνάκης, 1991). Κοντά στην περιοχή έρευνας συναντώνται τρείς κύριοι σχηματισμοί (σχ. 1). Ο χώρος διεξαγωγής μετρήσεων καλύπτεται από Πλειο-Πλειστοκαινικές θαλάσσιες αποθέσεις (Pl-Pt) αποτελούμενες από μάργες, αργίλους και αργιλομαργαϊκό υλικό. Αυτές επίκεινται ασύμφωνα των Μειοκαινικών αποθέσεων (M.k) που περιέχουν βιογενείς ασβεστολίθους, μάργες, αργίλους και κροκαλοπαγή. Ο τρίτος σχηματισμός είναι τα παρα- και ορθο-πετρώματα του Μ.Λιθανθρακοφόρου-Αν.Τριαδικού (Cm-Ts.ph), τα οποία ανήκουν στην Φυλλιτική-Χαλαζιτική Σειρά. Πρόκειται για σχιστολίθους, φυλλίτες και χαλαζίτες με ενστρώσεις ασβεστολίθων, τεμάχη μεταπηλιτών και μεταψαμμιτών, καθώς και φλέβες και κοίτες μεταβασαλτών.

3. Η ΓΕΩΗΛΕΚΤΡΙΚΗ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΗ

Στην περιοχή εκτελέσθηκαν συνολικά 8 βυθοσκοπήσεις με την διάταξη Schlumberger. Στον χάρτη (σχ. 1) σημειώνονται οι θέσεις των κέντρων διάταξης, που σχηματίζουν δύο παράλληλες τομές (P1-P8 και P3-P6) με διεύθυνση Β20Δ. Το μέγιστο άνοιγμα AB/2 των ηλεκτροδίων ρεύματος κυμαινόταν μεταξύ 320 και 1000m. Οι βυθοσκοπήσεις P1 και P2 διενεργήθησαν με κοινό κέντρο διάταξης αλλά με κάθετες διευθύνσεις αναπτύγματος, ώστε να μπορεί να εκτιμηθεί ο συντελεστής ανισοτροπίας.

Η ερμηνεία των μετρήσεων έγινε μέσω του προγράμματος RESIX της εταιρίας Interpex, με την συνήθη παραδοχή της οριζόντιας στρωμάτωσης του υπεδάφους, και οδήγησε στα μονοδιάστατα μοντέλα βάθους – ειδικής αντίστασης κάτω από κάθε βυθοσκόπηση. Τα στοιχεία αυτά έχουν καταχωρηθεί στον Πίνακα 1. Για να απλοποιηθούν τα μοντέλα υπολογίσθηκε η μέση ειδική αντίσταση των επιφανειακών στρωμάτων για κάθε βυθοσκόπηση και η τιμή αυτή ελήφθη ως ειδική αντίσταση ενός ισοδύναμου επιφανειακού στρώματος. Η μέση ειδική αντισταση δίδεται από την σχέση $\rho_m = \sqrt{\rho_L \cdot \rho_t}$, όπου ρ_L και ρ_t είναι αντίστοιχα η μέση επιμήκης και η μέση εγκάρσια ειδική αντίσταση. Οι αντίστοιχες γεωηλεκτρικές - γεωλογικές τομές (P1-P8 και P3-P6) που προκύπτουν δίδονται στο σχήμα 2 και σημειώνονται στο σχήμα 1. Σημειωτέον ότι πρόκειται για ψευδο-τομές, όσον αφορά στις δύο διαστάσεις, δεδομένου ότι από την ερμηνεία καθεμίας βυθοσκόπησης λαμβάνεται μονοδιάστατο μοντέλο.



ΚΛΙΜΑΚΑ 1:50000

ΥΠΟΜΝΗΜΑ

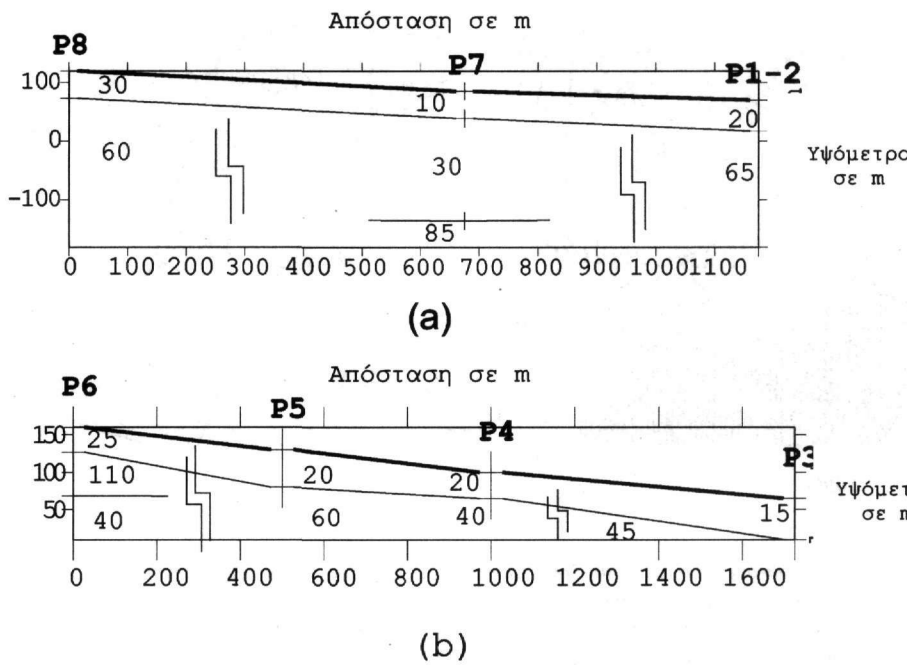
<u>Pl-Pt:</u> Θαλάσσιες αποθέσεις Πλειοκαίνου-Πλειστοκαίνου (ανώτερος ορίζων από λευκότεφρες μάργες, ενδιάμεσος από μάργες κυρίως και αργιλομαργαϊκό υλικό εν μέρει και κατώτερος από αργίλους και μάργες).
<u>M.k:</u> Ιζηματογενή πετρώματα Μειοκαίνου (βιογενείς ασβεστόλιθοι, μάργες, άργιλοι, κροκαλοπαγή).
<u>Cm-Ts.ph:</u> Παρα-πετρώματα και ορθο-πετρώματα Μ.Λιθανθρακοφόρου-Αν.Τριαδικού (σχιστόλιθοι, φυλλίτες και χαλαζίτες με ενστρώσεις ασβεστολίθων και τεμάχη μεταψαμμιτών και μεταπηλιτών, μεταβασάλτες σε φλέβες και κοίτες).

Σχήμα 1: Γεωλογικός χάρτης της περιοχής μετρήσεων (Μυλωνάκης, 1991). Με έντονες γραμμές φαίνονται τα ρήγματα (F1), με διακεκομμένες τα πιθανά (F2). Έχουν σημειωθεί τα κέντρα διάταξης των βυθοσκοπήσεων (P1 έως P8) και η τομή SP, καθώς και οι δύο πιθανές προεκτάσεις ρηγμάτων (F1' και F1").
Figure 1: Geological map of the survey area. Bold lines denote faults (F1), broken lines the probable ones (F2). The VES centres (P1 to P8) and the SP line are shown, as well as the fault extensions probably present (F1' and F1").

	P1-2		P3		P4	
	h (m)	ρ (Ωm)	h (m)	ρ (Ωm)	H (m)	ρ (Ωm)
	1	11	1	19	4	14
	3	65	5	9	35	18
	8	9	23	14		36
	53	20	55	13		
	251	63		43		
		25				

P5		P6		P7		P8	
h (m)	ρ (Ωm)	H (m)	ρ (Ωm)	h (m)	ρ (Ωm)	h (m)	ρ (Ωm)
1	6	1	29	2	21	1.5	32
3	45	4.5	18	7	5	4	42
11	11	33.5	25	46	12	17	31
50	26	91.5	110	221	30	47	24
	56		40		86		65

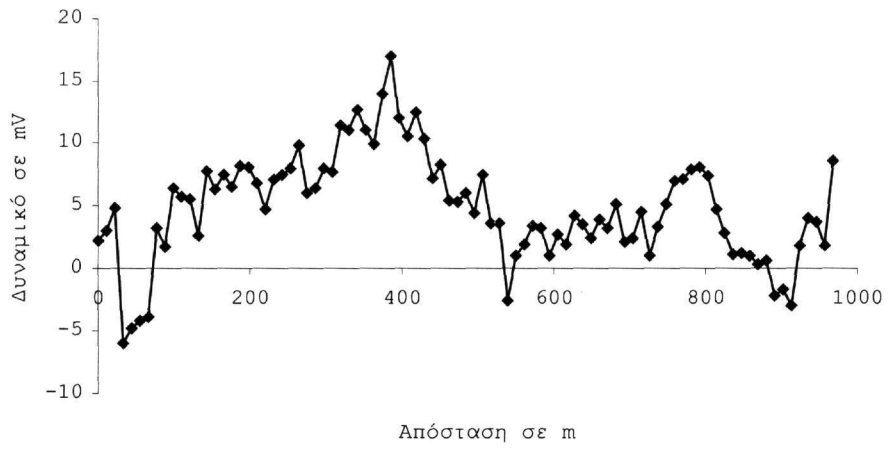
Πίνακας 1: Γεωηλεκτρική στρωματογραφία όπως προκύπτει κάτω από τις βυθοσκοπήσεις. Δίνονται το βάθος h του δαπέδου και η ειδική αντίσταση ρ καθενός στρώματος.
Table 1: Geoelectrical layering as deduced from the VES data. The floor depth h and resistivity ρ of each layer are given.



Σχήμα 2: Γεωηλεκτρικές τομές P8-P1(a) και P6-P3(b), που προκύπτουν από τα απλοποιημένα μοντέλα υπεδάφους (τιμές ειδικών αντιστάσεων σε Ωm). Έχουν σημειωθεί και οι πλευρικές ασυνέχειες.
Figure 2: Geoelectrical cross-sections P8-P1(a) and P6-P3(b), based on the simplified subsurface models (resistivities in Ωm). The lateral discontinuities are also shown.

4. Η ΜΕΘΟΔΟΣ ΤΟΥ ΦΥΣΙΚΟΥ ΔΥΝΑΜΙΚΟΥ (SP)

Οι μετρήσεις SP έλαβαν χώρα κατά μήκος μίας τομής διεύθυνσης Β-Ν και μήκους 1km περίπου (89 θέσεις λήψεως συνολικά), με ηλεκτρόδιο βάσης (Β) πολύ κοντά στο κέντρο διάταξης της βυθοσκόπησης Π8 (βλ. χάρτη σχ. 1). Η γραφική παράσταση των δεδομένων υπαίθρου δίνει την παρακάτω εικόνα (σχ. 3):



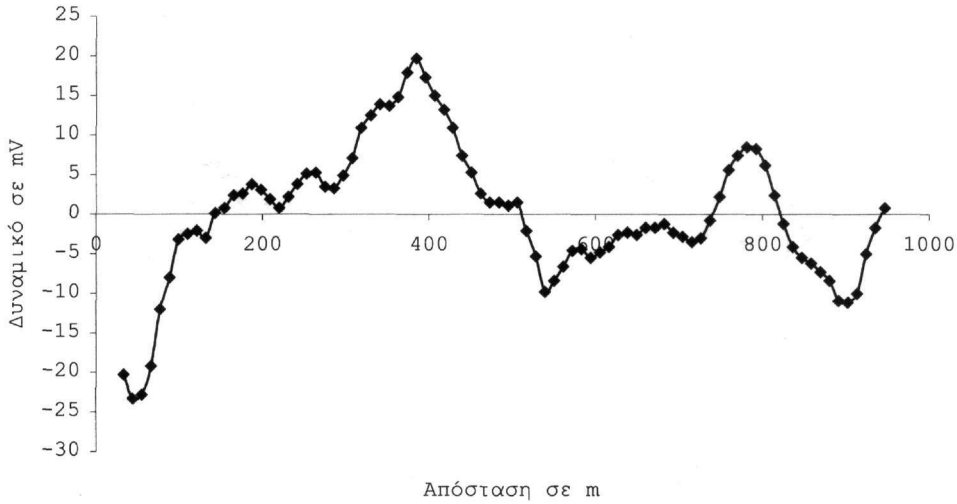
Σχήμα 3: Γραφική παράσταση των τιμών υπαίθρου της τομής SP.
Figure 3: Graph of SP field data.

Αρχικά έγινε εξομάλυνση της καμπύλης των δεδομένων υπαίθρου, λαμβάνοντας τον «τρέχοντα» μέσο όρο 5 σημείων. Επίσης αφαιρέθηκε η γραμμική τάση των δεδομένων, η οποία εκφράζεται από την ευθεία ελαχίστων τετραγώνων y = -0,0036x + 6,628. Σημαντικό βήμα της επεξεργασίας, δεδομένου του σαφούς διαχωρισμού στρωμάτων που παρείχαν οι βυθοσκοπήσεις, αποτελεί η αναγωγή της καμπύλης σε αυτήν που θα λαμβανόταν από ομογενές υπέδαφος. Η κεντρική θεωρητική ιδέα στο θέμα αυτό, είναι ότι η καμπύλη φυσικού δυναμικού σε μη ομογενές μέσο ισούται με την συνέλιξη της συνάρτησης δυναμικού σε ομογενές μέσο επί μία χαρακτηριστική συνάρτηση που εκφράζει την συνεισφορά του επιφανειακού στρώματος (Σκιάνης & Βαϊόπουλος 1998, Skianis et. al. 1998).

Για τον σκοπό αυτό έγινε χρήση ενός προγράμματος σε γλώσσα Fortran, το οποίο δουλεύει στον χώρο των συχνοτήτων με αφετηρία ένα απλοποιημένο μοντέλο δύο οριζοντίων στρωμάτων και αφαιρεί την επίδραση του επιφανειακού στρώματος (θεωρώντας ότι η πηγή της ανωμαλίας SP εντοπίζεται στο υπόβαθρο). Εδώ υιοθετήθηκαν οι τιμές 50 m και 20 Ωm για το πάχος και την ειδική αντίσταση του πρώτου στρώματος αντίστοιχα και 70 Ωm για την ειδική αντίσταση του δευτέρου. Η καμπύλη διαμορφώθηκε τελικά όπως φαίνεται στο σχήμα 4, όπου διακρίνονται δύο κύριες ανωμαλίες, με μέγιστα στα 400 και 800 m περίπου από την βάση αναφοράς των μετρήσεων.

Η καμπύλη ερμηνεύθηκε με αποδοχή θερμοηλεκτρικού/ηλεκτροκινητικού μηχανισμού παραγωγής δυναμικού, δηλαδή από κίνηση νερού στην διαχωριστική επιφάνεια μεταξύ σχηματισμών με διαφορετικούς συντελεστές θερμοηλεκτρικής ή ηλεκτροκινητικής σύζευξης. Την βάση της ποσοτικής ερμηνείας αποτέλεσε το μοντέλο του Fitterman (1984), το οποίο δίνει την ανωμαλία δυναμικού που προκαλεί ένα κεκλιμένο φύλλο γνωστού βάθους και χαρακτηριστικών, πολωμένο κάθετα στην κλίση του, υπολογίζοντας το ηλεκτρικό δυναμικό στην επιφάνεια συναρτήσει της στερεάς γωνίας που εκτείνεται από την πηγή.

Η μοντελοποίηση και οι υπολογισμοί έγιναν με το πρόγραμμα SPIN (Νούτσης & Σκιάνης 1987), όπου ακολουθείται η μαθηματική διαδικασία του αλγορίθμου Marquardt. Εισάγοντας τις τιμές που αντιστοιχούν στο τμήμα της καμπύλης το οποίο θα ερμηνευθεί, καθώς και μιαν αρχική εκτίμηση των παραμέτρων του σώματος, το πρόγραμμα υπολογίζει τις παραμέτρους του μοντέλου εκείνου με το οποίο προσεγγίζεται καλύτερα η παρατηρούμενη ανωμαλία. Αυτό επιτυγχάνεται με επαναληπτικές δοκιμές, μεταβάλλοντας τις τιμές των παραμέτρων μέσα σε διάστημα που έχει προκαθορισθεί για την καθεμία.



Σχήμα 4: Καμπύλη επεξεργασμένων τιμών SP (μετά από εξομάλυνση, αφαίρεση γραμμικής τάσης και αναγωγή σε ομογενές υπέδαφος).

Figure 4: Treated SP data (after smoothing, removal of linear effect and reduction to a homogeneous subsurface).

Στην συγκεκριμένη περίπτωση, για μιαν αρχική εκτίμηση του βάθους του σώματος, έγινε η παραδοχή ότι το μέγιστο και το ελάχιστο της ανωμαλίας βρίσκονται σε συμμετρική θέση ως προς το σημείο τομής της καμπύλης με τον οριζόντιο άξονα. Επίσης, ότι η πηγή της ανωμαλίας είναι κατακόρυφο φύλλο, διεύθυνσης κάθετης στην διεύθυνση της τομής μετρήσεων, με βάθος κάτω ακμής H ίσο με το διπλάσιο του βάθους της άνω ακμής h. Ξεκινώντας από την εξίσωση που δίνει την τιμή του δυναμικού στην επιφάνεια είναι

$$V(x) = m\left[\arctan\frac{H}{x} - \arctan\frac{h}{x}\right], \qquad \text{(Skianis et. al. 1998)}$$

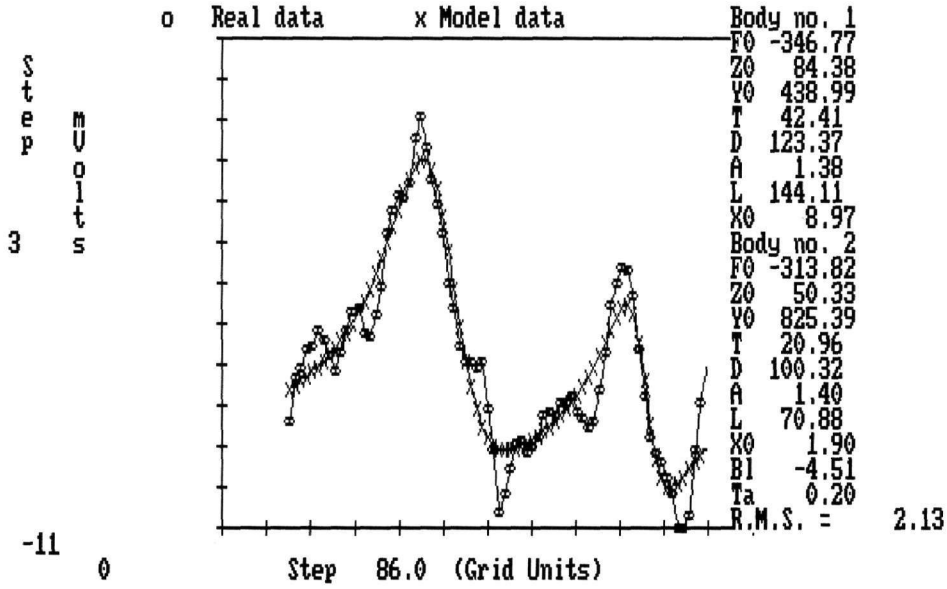
όπου m η πόλωση του σώματος, και προκύπτει η απλή σχέση

$$h = \frac{d}{2\sqrt{2}},$$

όπου d η απόσταση μεταξύ μεγίστου και ελαχίστου. Βρέθηκε έτσι ένα βάθος 60m περίπου, όσον αφορά την κυρία ανωμαλία (στα 400m από την βάση).

Το πρόγραμμα SPIN δίνει την δυνατότητα για ταυτόχρονη ερμηνεία δύο ανωμαλιών φυσικού δυναμικού (με μοντελοποίηση δύο σωμάτων). Συγκρίνοντας την πειραματική (δεδομένων) με την θεωρητική (μοντέλου) καμπύλη μετά από 10 επαναλήψεις, για τις θέσεις 13-86 (μεταξύ 132 και 935m), προκύπτουν τα αποτελέσματα που φαίνονται στο σχήμα 5.

Η ταύτιση είναι ικανοποιητική, οπότε το αντίστοιχο δισδιάστατο μοντέλο (σχ. 6) μπορεί να γίνει αποδεκτό. Σύμφωνα με το μοντέλο αυτό, οι πηγές των ανωμαλιών SP προσδιορίζονται στα 439 και 826m από την αρχή της τομής (βάση), δηλαδή μεταξύ P8-P7 και P7-P1, πράγμα που ταιριάζει με τις θέσεις των πλευρικών διαφοροποιήσεων, οι οποίες παρατηρούνται στα αποτελέσματα των γεωηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων. Απομένει να συσχετισθούν τα μοντέλα με πιθανές ζώνες ροής υδάτων στο υπέδαφος της περιοχής, που να συμβαδίζουν με τον μηχανισμό γένεσης του φυσικού δυναμικού και με την γεωλογική δομή.



Σχήμα 5: Σύγκριση της θεωρητικής καμπύλης με την καμπύλη δεδομένων SP (μεταξύ 132 και 935m από την βάση μετρήσεων). Δίδονται τα χαρακτηριστικά των δύο μοντέλων πηγών, όπου F0 η πόλωση του φύλλου (σε mV), X0, YO, Z0 οι θέσεις του μέσου της άνω ακμής αυτού ως προς τον άξονα της τομής SP, έναν άξονα κάθετο σε αυτόν και τον κατακόρυφο (βάθος) αντίστοιχα, T η απόσταση άνω και κάτω ακμής, L το μήκος ακμής, D η γωνία κλίσης, A η γωνία διεύθυνσης (ως προς τον άξονα x) και RMS το μέσο τετραγωνικό σφάλμα. Οι διαστάσεις δίνονται σε m και οι γωνίες σε μοίρες (η μονάδα στον οριζόντιο άξονα είναι τα 86m, ενώ στον κατακόρυφο τα 3mV). Για καλύτερη κατανόηση της γεωμετρίας βλ. σχ. 6.

Figure 5: Comparison of theoretical and observed SP curves (between 132 and 935m from base station). Each sheet is defined by the following parameters: polarization F0 (in mV), location (X0,YO,Z0) of the middle of the upper acme, dimensions (T,L), strike A and dip D (dimensions in m, angles in °). For a better understanding of the geometry see fig. 6.

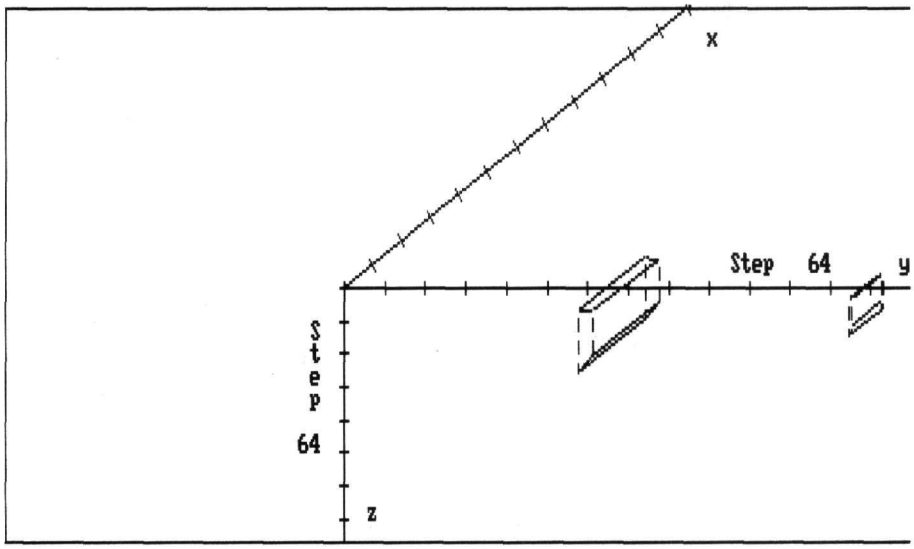
5. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Η ερμηνεία έδειξε ένα μοντέλο δύο πηγών δυναμικού, οι οποίες θεωρούνται ότι προέρχονται από φαινόμενα θερμοηλεκτρικού ή/και ηλεκτροκινητικού μηχανισμού παραγωγής και άρα μπορούν να συσχετισθούν με την συνέχεια ρηγμάτων στην περιοχή, δηλαδή με την παρουσία ανοδικής ή καθοδικής ροής νερού.

Στην πρώτη γεωηλεκτρική τομή (P1-P8) παρατηρείται μια μετατόπιση προς τα κάτω του υποβάθρου (85 Ωm) στην θέση της βυθοσκόπησης P7. Αυτό συμφωνεί με την δεύτερη τομή (P6-P3) όπου παρατηρείται μετατόπιση στην P6 ως προς την P5 και στην P4 ως προς την P3. Συνδυάζοντας τα στοιχεία αυτά οδηγούμαστε σε δύο πιθανά ίχνη ρηγμάτων διεύθυνσης Α-Δ (σημειωμένα στον χάρτη του σχ. 1 ως F1' και F1").

Το νοτιότερο από αυτά (F1') ενδέχεται να αποτελεί προέκταση του ρήγματος F1 που διακρίνεται στο δυτικό άκρο του χάρτη, ενώ το F1" είναι ίσως κάποια άλλη προς βορράν παράλληλη διάρρηξη. Επιπλέον, συγκρίνοντας τις δύο τομές μεταξύ τους, παρατηρούμε μία διαφοροποίηση ως προς την αντίσταση του βαθύτερου στρώματος (η οποία φαίνεται καλύτερα σε εγκάρσιες τομές). Μία εξήγηση γι' αυτήν την διαφοροποίηση μπορεί να είναι η πιθανή προέκταση του ρήγματος F2 που εμφανίζεται στα νότια, μεταξύ των δύο τομών και παράλληλα προς αυτές. Θα έπρεπε όμως να διεξαχθεί μια τομή SP με διεύθυνση Α-Δ (κάθετα στο ρήγμα και την διεξαχθείσα τομή), ώστε να ενισχυθεί ή μη αυτή η άποψη και να εντοπισθεί η πιθανή ροή νερού δια μέσου της διάρρηξης αυτής.

Τελειώνοντας, αξίζει να σημειωθεί ότι τα γεωφυσικά και γεωλογικά δεδομένα ήταν αρκετά περιορισμένα. Παραταύτα, τα αποτελέσματά δείχνουν ότι με κατάλληλη επεξεργασία και συνδυασμό των στοιχείων δύο ή περισσοτέρων γεωφυσικών μεθόδων είναι δυνατόν να εξαχθούν αξιόπιστα συμπεράσματα, όσον αφορά τη δομή της περιοχής και την υδρογεωλογική συμπεριφορά της. Κατ' αυτόν τον τρόπο μπορεί να υποδειχθεί η θέση και το βάθος μιας υδροληπτικής γεώτρησης με μεγαλύτερη αξιοπιστία.



Σχήμα 6: Τρισδιάστατη αναπαράσταση των θεωρητικών μοντέλων των δύο πολωμένων φύλλων - πηγών (μονάδα αξόνων: 64 m).

Figure 6: 3D-Representation of the two polarized sheet models (axes unit: 64 m).

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

FITTERMAN, D. V. 1979: Calculations of self-potential anomalies near vertical contacts. *Geophysics, v.* **44**, *p. 195-205.*

FITTERMAN, D. V. 1984: Thermoelectrical self-potential anomalies and their relationship to the solid angle subtended by the source region. *Geophysics, v.* **49**, *p. 165-170.*

ISHIDO, T. & MIZUTANI, H. 1981: Experimental and theoretical basis of electrokinetic phenomena in rock-water systems and its applications to geophysics. *Journal of Geophysical Research, v.* **86**, *pp. 1763-1775.*

JANSEN, J., ZORICH T. & ASSOC., 1995: Spontaneous Potential Surveys Around Pumping Wells. *Proceedings, Symposium on the Application of Geophysics to Environmental and Engineering Problems, Orlando, Apr. 1995, pp. 865-869.*

ΜΥΛΩΝΑΚΗΣ, Ι. 1991: Γεωλογικός Χάρτης Ελλάδος 1:50000, Φύλλο Πέραμα. *ΙΓΜΕ*

ΝΙΚΟΛΑΟΥ, Σ., ΝΙΚΟΛΑΟΥ, Ν. & ΣΥΝΕΡΓΑΤΑΙ 1996: Γεωηλεκτρική έρευνα κοινότητας Πηγής Ν. Κρήτης. Έκθεση ΙΓΜΕ υπ. αριθ. Ε7638.

ΝΟΥΤΣΗΣ, Β. & ΣΚΙΑΝΗΣ, Γ. 1987: SPIN: πρόγραμμα σε BASIC για ποσοτική ερμηνεία δεδομένων φυσικού δυναμικού. Έκθεση ΙΓΜΕ υπ. αριθ. Ε5036.

OGILVY, A. A., AYED, M. A. & BOGOSLOVSKY, V. A. 1969: Geophysical studies of water leakages from reservoirs. *Geophysical Prospecting, v.* **17**, *p. 36-61.*

SCHIAVONE, D. & QUARTO, R. 1984: Self-potential prospecting in the study of water movements. *Geoexploration, v.* **22**, *p. 47-56.*

ΣΚΙΑΝΗΣ, Γ. ΑΙ. & ΒΑΪΟΠΟΥΛΟΣ, Δ. 1998: Ένα φίλτρο αναγωγής ανωμαλιών φυσικού δυναμικού (ηλεκτρικού δυναμικού) σε ομογενές μέσο. *Συνέδριο Ακουστικής Τεχνολογίας, Σχολή Δοκίμων, Δεκ. 1998 (15 σελ.).*

SKIANIS, G., VAIOPOULOS, D. & PAPADOPOULOS, T. 1998: Quantitative interpretation of thermo-electrical self-potential anomalies due to a dipping sheet-like structure. *Proceedings, 4th EEGS Meeting, Barcelona, Sept. 1998, pp. 845-848.*

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/4, 1343-1350, 2001 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/4, 1343-1350, 2001
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

ΜΕΛΕΤΗ ΤΟΥ ΠΕΔΙΟΥ ΦΥΣΙΚΟΥ ΔΥΝΑΜΙΚΟΥ, ΠΟΥ ΠΑΡΑΓΕΤΑΙ ΑΠΟ ΛΕΠΤΗ ΜΕΤΑΛΛΟΦΟΡΟ ΦΛΕΒΑ, ΣΕ ΗΛΕΚΤΡΙΚΑ ΟΜΟΓΕΝΕΣ ΚΑΙ ΕΓΚΑΡΣΙΑ ΑΝΙΣΟΤΡΟΠΟ ΥΠΕΔΑΦΟΣ*

Γ.Α. ΣΚΙΑΝΗΣ[1], Τ.Δ. ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΣ[2], Δ.Α. ΒΑΪΟΠΟΥΛΟΣ[1]

ΣΥΝΟΨΗ

Στην παρούσα εργασία, συνάγεται η μαθηματική έκφραση για την ανωμαλία φυσικού δυναμικού, που παράγεται από πολωμένο φύλλο (λεπτή φλέβα), μέσα σε ηλεκτρικά ομογενές και εγκάρσια ανισότροπο υπέδαφος. Στη συνέχεια, με βάση αυτόν το μαθηματικό τύπο, εξετάζονται οι παραμορφώσεις της καμπύλης φυσικού δυναμικού λόγω της ανισοτροπίας και τα σφάλματα που μπορούν να γίνουν κατά την ποσοτική ερμηνεία της ανωμαλίας φυσικού δυναμικού, αν δε ληφθεί υπόψη η ανισοτροπία του υπεδάφους. Τέλος, προτείνεται μια μέθοδος υπολογισμού των παραμέτρων της φλέβας, έχοντας πληροφορίες για την ανισοτροπία του υπεδάφους. Τα πορίσματα αυτής της εργασίας, μπορούν να αξιοποιηθούν στην έρευνα για εντοπισμό θειούχων μεταλλευμάτων και γραφίτη.

ABSTRACT

In the present paper, the self-potential (sp) field is studied, which is produced by an inclined sheet (thin dyke) in an electrically homogeneous and transversely anisotropic ground.

At first, the mathematical expression for the sp anomaly is deduced, by integration of the formula for the self-potential field produced by a point pole in a transversely anisotropic medium (Skianis & Hernŭndez 1999).

Then, the behavior of the sp curve is studied, for various angles of schistosity. The whole anomaly may be displaced along the horizontal axis and deformed in terms of amplitude and shape. Particular emphasis is given on the enhancement and suppression of the positive center of the self-potential, which depends on the values and orientations of the schistosity angle of the ground and the dip angle of the inclined sheet.

These deformations of the sp anomaly, may introduce significant errors in the calculation of the parameters of the polarized body, if ground anisotropy is not taken into account. Therefore, new methodologies have to be developed, for a reliable quantitative interpretation of self-potential field data. In this paper, a direct interpretation method is proposed, which consists of two steps:

In step one, the parameters of the inclined sheet are determined, assuming a homogeneous and isotropic ground. In this stage, any quantitative interpretation method, referred in the international bibliography, may be used.

Secondly, the true parameters of the dyke are estimated, by a set of transformations in which the anisotropy coefficient and the schistosity angle are introduced.

In order to apply this method, a priori information about ground anisotropy should be available, by dc geoelectrical and geological investigations.

The efficiency of the method was tested on a synthetic model. In the first stage, the quantitative interpretation method of Murty & Haricharan 1985 was employed. In the second stage, the calculated parameters of the first step, served as input values of the transformations, and the real parameters of the inclined sheet were estimated. There was a good agreement between the parameter values of the synthetic model and the ones found by the proposed method.

The results and conclusions of this paper, may be useful in detecting sulfide mineralization deposits or graphite.

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: Φυσικό Δυναμικό, ανωμαλία φυσικού δυναμικού, κεκλιμένο φύλλο, πόλωση, γωνία κλίσης, γωνία σχιστότητας), συντελεστής ανισοτροπίας.

* A STUDY OF THE SELF-POTENTIAL FIELD PRODUCED BY A POLARISED INCLINED SHEET IN AN ELECTRICALLY HOMOGENEOUS AND TRANSVERSELY ANISOTROPIC GROUND

1. Εργαστήριο Τηλεανίχνευσης, Τμήμα Γεωλογίας, Πανεπιστήμιο Αθηνών. Πανεπιστημιόπολη, Αθήνα 157 84.
2. Τομέας Γεωφυσικής-Γεωθερμίας, Τμήμα Γεωλογίας, Πανεπιστήμιο Αθηνών. Πανεπιστημιόπολη, Αθήνα 157 84.

KEY WORDS: self-potential, sp, self-potential anomaly, inclined sheet, polarization, dip angle, schistosity angle, anisotropy coefficient.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Σε ένα ηλεκτρικά ανισότροπο υπέδαφος, η ειδική αντίσταση δεν είναι ίδια σε όλες τις διευθύνσεις. Με βάση τις συνθήκες κάτω από τις οποίες εκδηλώνεται το φαινόμενο της ανισοτροπίας, μπορεί αυτή να ταξινομηθεί σε δυο είδη: μακροανισοτροπία και μικροανισοτροπία.

Η μακροανισοτροπία αναπτύσσεται σε ιζηματογενή πετρώματα, όπου λεπτά στρώματα διαφορετικής ειδικής αντίστασης εναλλάσσονται συστηματικά. Τα στρώματα μπορεί να είναι ισότροπα, όμως η μέση ειδική αντίσταση διαφέρει για ροή ρεύματος παράλληλη και για ροή ρεύματος κάθετη προς τη στρωμάτωση. Η μικροανισοτροπία, εκδηλώνεται σε πετρώματα που περιέχουν κόκκους ορυκτών, διατεταγμένους σε διεύθυνση σύμφωνη με την εσωτερική τους κρυσταλλική δομή. Ρωγμές με συγκεκριμένο προσανατολισμό, μπορούν επίσης να παραγάγουν ανισοτροπία (Parkhomenko 1967). Δεν είναι δυνατή μια σαφής διάκριση μεταξύ μικρο- και μακροανισοτροπίας, καθώς και οι δυο καταστάσεις μπορούν να συνυπάρχουν σε πέτρωμα με λεπτή στρωμάτωση. Για το λόγο αυτό, στις ηλεκτρικές και ηλεκτρομαγνητικές μεθόδους γεωφυσικής διασκόπησης, χρησιμοποιείται, γενικά, ο όρος «ανισοτροπία», που συμπεριλαμβάνει και τις δυο καταστάσεις.

Το έδαφος χαρακτηρίζεται ως εγκάρσια ανισότροπο, όταν η ειδική αντίσταση στο επίπεδο της σχιστότητας, ή της στρωμάτωσης, είναι διαφορετική από την ειδική αντίσταση στην κάθετη διεύθυνση. Η εγκάρσια ανισοτροπία είναι ο συνηθέστερος τύπος ανισοτροπίας και εκδηλώνεται συχνά σε σχιστολιθικά πετρώματα.

Στις διασκοπήσεις φυσικού δυναμικού, η ποσοτική ερμηνεία των μετρούμενων ανωμαλιών πραγματοποιείται, συνήθως, με την παραδοχή του ομογενούς και ισότροπου υπεδάφους (Rao & Babu 1983, Murti & Haricharan 1985, Skianis et. al.1995, Sundararajan et. al. 1998). Όμως, όπως έχουμε δείξει σε πρόσφατες εργασίες μας (Skianis & Hernŭndez 1999, Skianis et. al. 2000), οι διαφορές στην αγωγιμότητα ως προς τη διεύθυνση, στρεβλώνουν τη ροή του ηλεκτρικού ρεύματος και επηρεάζουν την ανωμαλία φυσικού δυναμικού που παράγεται από το πολωμένο σώμα. Για το λόγο αυτό, πιστεύουμε πως θα πρέπει να αναπτυχθούν νέες μέθοδοι ποσοτικής ερμηνείας ανωμαλιών φυσικού δυναμικού, όπου να λαμβάνεται υπόψη η ανισοτροπία του υπεδάφους.

Στην παρούσα εργασία, μελετάται το πρόβλημα του κεκλιμένου φύλλου (φλέβας) σε ηλεκτρικά ομογενές και εγκάρσια ανισότροπο υπέδαφος. Στην αρχή, συνάγεται η μαθηματική έκφραση για την καμπύλη φυσικού δυναμικού (self-potential, sp), που παράγεται από τη μεταλλοφόρο φλέβα και στη συνέχεια σχολιάζεται η συμπεριφορά της καμπύλης φυσικού δυναμικού σε σχέση με το συντελεστή ανισοτροπίας, τη γωνία σχιστότητας και την κλίση της φλέβας. Τέλος, προτείνεται μια νέα μέθοδος ποσοτικού προσδιορισμού των παραμέτρων του πολωμένου σώματος, λαμβάνοντας υπόψη το συντελεστή ανισοτροπίας και τη γωνία σχιστότητας.

2. ΤΟ ΜΟΝΤΕΛΟ ΤΟΥ ΚΕΚΛΙΜΕΝΟΥ ΦΥΛΛΟΥ ΣΕ ΗΛΕΚΤΡΙΚΑ ΟΜΟΓΕΝΕΣ ΚΑΙ ΕΓΚΑΡΣΙΑ ΑΝΙΣΟΤΡΟΠΟ ΥΠΕΔΑΦΟΣ

Το μοντέλο του πολωμένου και κεκλιμένου φύλλου, παρουσιάζεται στο (σχ. 1). Το πολωμένο σώμα έχει πόλωση M, βάθη άνω και κάτω ακμής h και H αντίστοιχα, γωνία κλίσης φ (θετική με τη φορά των δεικτών του ρολογιού) και προβολή a στον οριζόντιο άξονα. Το υπέδαφος έχει συντελεστή ανισοτροπίας λ και γωνία σχιστότητας θ (θετική με φορά αντίθετη αυτής των δεικτών του ρολογιού). Ένα τέτοιο μοντέλο, μπορεί να αξιοποιηθεί στην αναπαράσταση του συστήματος μιας μεταλλοφόρου φλέβας (θειούχων ορυκτών ή γραφίτη), σε σχιστολιθικό πέτρωμα.

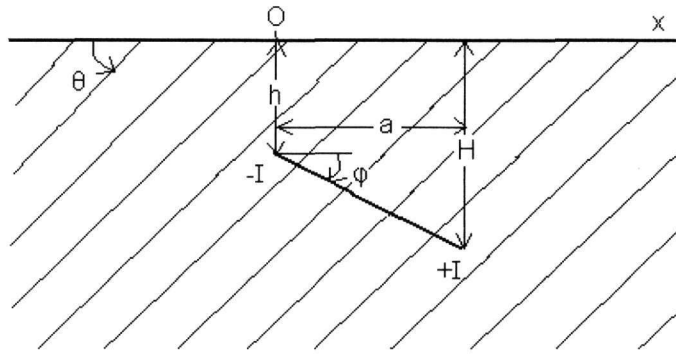
Σε ισότροπο υπέδαφος, η έκφραση για το φυσικό δυναμικό V(x) στην επιφάνεια, είναι (Rao & Ram Babu 1983):

$$V(x) = M_{hom} \cdot \ln \frac{x^2 + h^2}{(x - a)^2 + H^2} \qquad (1)$$

M_{hom} είναι η πόλωση σε ισότροπο υπέδαφος, ειδικής αντίστασης ρ.
Το M_{hom}, εκφράζεται ως

$$M_{hom} = I\rho/(2\pi) \qquad (2)$$

I είναι η πυκνότητα ρεύματος ανά μονάδα μήκους άνω ή κάτω ακμής.



Σχ. 1. Το μοντέλο του κεκλιμένου φύλλου σε ομογενές και εγκάρσια ανισότροπο υπέδαφος.
Fig. 1. The model of the inclined sheet in a homogeneous and transversely anisotropic ground.

Στο εγκάρσια ανισότροπο υπέδαφος, η έκφραση για το φυσικό δυναμικό αποδεικνύεται (βλ. παράρτημα) ότι είναι

$$V(x) = M \cdot \ln \frac{(x - x_{0,up})^2 + h'^2}{(x - x_{0,d} - a)^2 + H'^2} \quad (3)$$

$$M = \frac{I\rho_m}{2\pi\sqrt{\cos^2\theta + \lambda^2 \sin^2\theta}} \quad (4)$$

$$\rho_m = \sqrt{(\rho_{//} \cdot \rho_\perp)} \quad (5)$$

$\rho_{//}$ και $\rho_\perp$ είναι η ειδική ηλεκτρική αντίσταση παράλληλα και κάθετα προς τη σχιστότητα, αντίστοιχα.

$$x_{0,up} = \frac{(\lambda^2 - 1)\sin\theta\cos\theta}{\cos^2\theta + \lambda^2 \sin^2\theta} \cdot h \quad (6)$$

$$x_{0,d} = \frac{(\lambda^2 - 1)\sin\theta\cos\theta}{\cos^2\theta + \lambda^2 \sin^2\theta} \cdot H \quad (7)$$

$$h' = \frac{\lambda}{\cos^2\theta + \lambda^2 \sin^2\theta} \cdot h \quad (8)$$

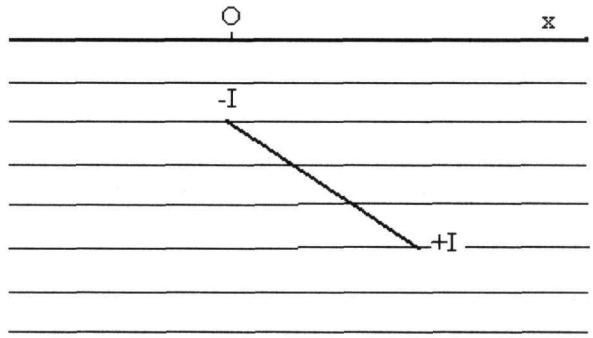
$$H' = \frac{\lambda}{\cos^2\theta + \lambda^2 \sin^2\theta} \cdot H \quad (9)$$

Οι ποσότητες $x_{0,up}$ και $x_{0,d}$, υποδηλώνουν ότι η ανωμαλία, στο ανισότροπο έδαφος, είναι μετατοπισμένη σε σχέση με αυτήν του ίδιου σώματος σε ισότροπο μέσο. Η φυσική σημασία αυτών των ποσοτήτων, σχολιάζεται εκτενέστερα από τους Skianis & Hernàndez (1999). Η παρουσία των ποσοτήτων αυτών στη σχέση για το δυναμικό V(x), σε συνδυασμό με τα φαινόμενα βάθη h' και H', που γενικά διαφέρουν από τα h και H αντίστοιχα, έχει ως αποτέλεσμα να αποκτήσει η καμπύλη sp διαφορετικά χαρακτηριστικά από αυτά που θα είχε αν το έδαφος είναι ισότροπο. Είναι λοιπόν ενδιαφέρον να μελετηθεί η συμπεριφορά της καμπύλης V(x), με βάση τη σχέση (3).

3. ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΣΥΜΠΕΡΙΦΟΡΑΣ ΤΗΣ ΚΑΜΠΥΛΗΣ ΦΥΣΙΚΟΥ ΔΥΝΑΜΙΚΟΥ ΣΕ ΕΓΚΑΡΣΙΑ ΑΝΙΣΟΤΡΟΠΟ ΕΔΑΦΟΣ

Στην περίπτωση της ανισοτροπίας με κατακόρυφο άξονα (σχ. 2), τα $x_{0,up}$ και $x_{0,d}$ είναι μηδενικά, οπότε δε σημειώνεται συνολική μετατόπιση της καμπύλης V(x) κατά τον οριζόντιο άξονα. Όμως, τα h' και H' επηρεάζουν το πλάτος και τη μορφή της ανωμαλίας sp, με αποτέλεσμα η καμπύλη V(x) να διαφέρει σημαντικά από αυτήν που αντιστοιχεί σε ισότροπο υπέδαφος, όπως φαίνεται στις γραφικές παραστάσεις του (σχ. 3). Αυτό που

κυρίως είναι άξιο παρατήρησης, είναι ότι ενώ στο ισότροπο έδαφος είναι ευκρινές το θετικό κέντρο της ανωμαλίας sp, που παράγεται από φλέβα κλίσης 45°, στο ανισότροπο έδαφος το θετικό κέντρο δεν εκφράζεται καθαρά. Αυτό οφείλεται στο ότι ο λόγος H'/h' είναι μεγαλύτερος από το λόγο H/h, με αποτέλεσμα ο λογάριθμος στη σχέση (3) να λαμβάνει, κυρίως, αρνητικές τιμές. Αν επιχειρηθεί ποσοτική ερμηνεία της καμπύλης που αντιστοιχεί στο ανισότροπο υπέδαφος, με την παραδοχή της ισοτροπίας και με βάση τη σχέση (1), θα προκύψει μια γωνία κλίσης φ μεγαλύτερη των 45°, που θα αντιστοιχεί σε ένα σχεδόν κατακόρυφο σώμα. Σφάλματα, επίσης, θα προκύψουν και στον υπολογισμό των βαθών της άνω και κάτω ακμής, γιατί αυτό που θα υπολογιστεί δε θα είναι τα βάθη h και H, αλλά οι ποσότητες h' και H'.



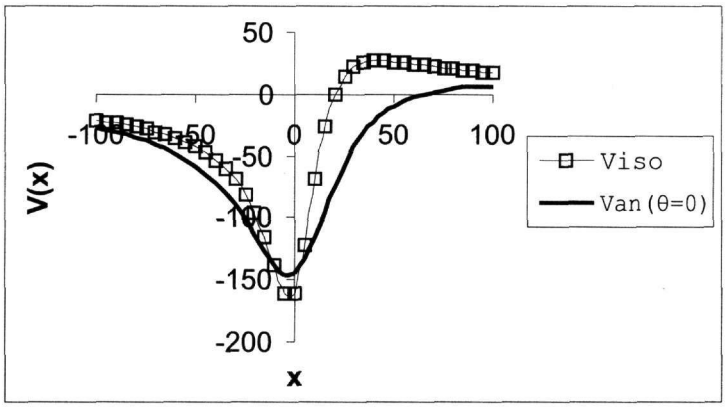
Σχ. 2. Λεπτή φλέβα σε υπέδαφος με κατακόρυφο άξονα ανισοτροπίας.
Fig. 2. A thin dyke seated in a ground with a vertical axis of anisotropy.

Μια άλλη περίπτωση με γεωλογικό ενδιαφέρον, είναι να αναπτύσσεται η μεταλλοφορία στο επίπεδο της σχιστότητας, όπως φαίνεται στο (σχ. 4). Και στην περίπτωση αυτή, το θετικό κέντρο της ανωμαλίας δεν εκφράζεται ευκρινώς, ακόμα και αν η κλίση φ της φλέβας είναι μικρή ως προς τον ορίζοντα, όπως φαίνεται στο (σχ. 5). Απεναντίας, το θετικό κέντρο υπερτονίζεται (σχ. 5), όταν η γωνία κλίσης φ έχει την ίδια τιμή με τη γωνία σχιστότητας θ, με βάση τους προσανατολισμούς που ορίζονται στο (σχ. 1).

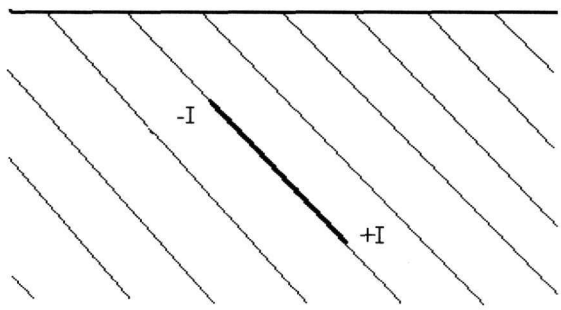
Παρατηρώντας τις γραφικές παραστάσεις του (σχ. 6), μπορεί κανείς να σχηματίσει μια πιο ολοκληρωμένη εικόνα για το πώς επηρεάζεται η ανωμαλία φυσικού δυναμικού από τη γωνία σχιστότητας του (ανισότροπου) υπεδάφους. Είναι φανερό ότι, όταν ο άξονας ανισοτροπίας είναι κατακόρυφος (θ=0° ή θ=180°), η διαφορά Δh μεταξύ υπολογιζόμενου βάθους h' (χωρίς να λαμβάνεται υπόψη η ανισοτροπία) και πραγματικού βάθους h, είναι ιδιαίτερα μεγάλη και το σχετικό σφάλμα είναι 100%, όταν λ=2. Το σχετικό σφάλμα αυξάνεται, στο βαθμό που αυξάνεται ο συντελεστής ανισοτροπίας λ. Όταν η γωνία σχιστότητας θ είναι περί τις 60° ή τις 120°, το σφάλμα στον προσδιορισμό του βάθους είναι μικρό. Οι ίδιες παρατηρήσεις ισχύουν και για το βάθος H της κάτω ακμής του κεκλιμένου φύλλου. Τα σφάλματα στον προσδιορισμό του βάθους, επηρεάζουν και τον υπολογισμό της γωνίας κλίσης φ.

Οι ποσότητες $x_{o,up}$ και $x_{o,d}$, είναι ιδιαίτερα μεγάλες όταν η γωνία σχιστότητας είναι περί τις 20° ως 60° (ή από 120° ως 160°). Στην περίπτωση αυτή, εκδηλώνεται μετατόπιση της ανωμαλίας κατά τον οριζόντιο άξονα, καθώς και παραμορφώσεις στην ανωμαλία φυσικού δυναμικού, που μπορούν να οδηγήσουν σε σχετικά μικρά σφάλματα στον υπολογισμό των βαθών, αλλά σε σημαντικά σφάλματα στον υπολογισμό της κλίσης της φλέβας, αν αγνοηθεί η ανισοτροπία του υπεδάφους. Οι παραμορφώσεις της καμπύλης sp, συνίστανται σε υπερτονισμό του θετικού κέντρου, όταν η γωνία κλίσης της φλέβας είναι ίση με τη γωνία σχιστότητας, και σε αποδυνάμωση του θετικού κέντρου, όταν η φλέβα αναπτύσσεται παράλληλα προς τη σχιστότητα.

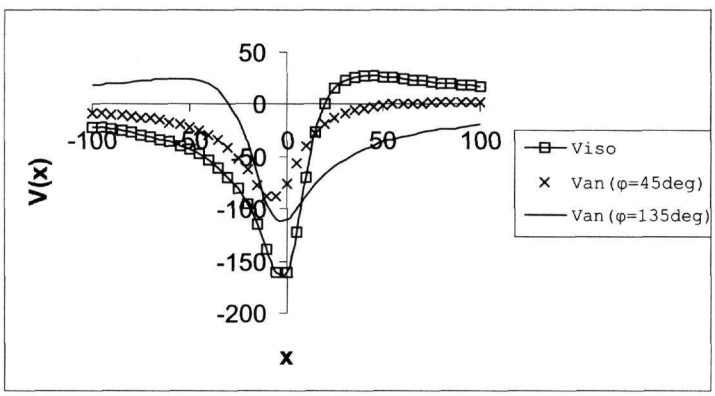
Από τη μελέτη της συμπεριφοράς της ανωμαλίας sp σε εγκάρσια ανισότροπο έδαφος, προκύπτει σαφώς ότι η ανισοτροπία θα πρέπει να λαμβάνεται υπόψη, προκειμένου να γίνει μια αξιόπιστη ποσοτική ερμηνεία των δεδομένων φυσικού δυναμικού. Κατά συνέπεια, θα πρέπει να αναπτυχθεί μια νέα μεθοδολογία ποσοτικής ερμηνείας, όπου θα λαμβάνεται υπόψη η ανισοτροπία του υπεδάφους.



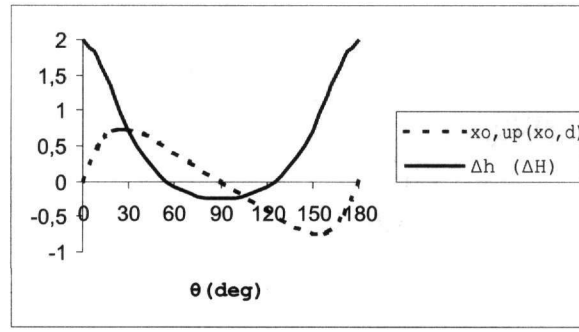
Σχ. 3. Ανωμαλία φυσικού δυναμικού για ισότροπο υπέδαφος (V_{iso}) και για υπέδαφος με κατακόρυφο άξονα ανισοτροπίας (V_{an}). Οι παράμετροι του κεκλιμένου φύλλου είναι M=100mv, h=10m, H=20m, φ=45°.
Fig. 3. Self-potential anomaly at an isotropic (V_{iso}) and at an anisotropic ground with a vertical anisotropy axis (V_{an}). M=100mV, h=10m, H=20m, φ=45°.



Σχ. 4. Μεταλλοφόρος φλέβα με κλίση παράλληλη στη σχιστότητα του υπεδάφους.
Fig. 4. A mineral dyke parallel to ground schistocity.



Σχ. 5. Ανωμαλίες φυσικού δυναμικού για ισότροπο και ανισότροπο υπέδαφος. Η καμπύλη V_{iso}, αντιστοιχεί σε φλέβα κλίσης φ=45°, σε ισότροπο μέσο. Η V_{an}(φ=45deg), αντιστοιχεί στην ίδια γωνία κλίσης και σε ανισοτροπία με σχιστότητα θ=135°. Η V_{an}(φ=135deg), αντιστοιχεί σε γωνία κλίσης 135° και σε γωνία σχιστότητας 135°. Οι υπόλοιπες παράμετροι του συστήματος είναι M=100mv, h=10m, H=20m, λ=2.
Fig.5. Sp anomalies for an isotropic and an anisotropic ground. Curve V_{iso}, is produced by a dyke with dip angle φ=45°, in an isotropic medium. Curve V_{an}(φ=45deg), corresponds to the same dip angle, for an anisotropic ground with θ=135°. Curve V_{an}(φ=135deg), corresponds to 135° dip angle and to the same θ. The system has constant parameters M=100mv, h=10m, H=20m, λ=2.



Σχ. 6. Μεταβολή των ποσοτήτων $x_{o,up}$, $x_{o,d}$, $\Delta h=h'-h$, $\Delta H=H'-H$, ως προς τη γωνία σχιστότητας, με $\lambda=2$. Για τον υπολογισμό των απεικονιζόμενων μεγεθών, θεωρήθηκε ότι $h=1$ και $H=1$.

Fig. 6. $x_{o,up}$, $x_{o,d}$, $\Delta h=h'-h$, $\Delta H=H'-H$ variations, against angle of schistocity, when $\lambda=2$. The quantities represented on the graph were calculated assuming $h=1$ and $H=1$.

4. ΠΟΣΟΤΙΚΗ ΕΡΜΗΝΕΙΑ

Κατά την ποσοτική ερμηνεία της ανωμαλίας φυσικού δυναμικού σε ανισότροπο έδαφος, το ζητούμενο, κατά βάση, είναι ο προσδιορισμός των παραμέτρων h, H και a (η κλίση φ μπορεί να υπολογιστεί από τα παραπάνω μεγέθη). Μια ιδέα για το πώς θα μπορούσε να γίνει η ποσοτική ερμηνεία, γνωρίζοντας τα λ και θ από γεωηλεκτρικές διασκοπήσεις και γεωλογικές παρατηρήσεις, μπορεί κανείς να διαμορφώσει με βάση την εξίσωση (3), στην παρακάτω παραλλαγμένη της εκδοχή:

$$V(x) = M \cdot \ln \frac{Y^2 + h'^2}{(Y-c)^2 + H'^2} \qquad (10)$$

όπου

$$Y = x - x_{0,\,up} \qquad (11)$$

$$c = x_{0,\,d} + a - x_{0,\,up} \qquad (12)$$

Η φυσική σημασία της σχέσης (10), είναι ότι το πεδίο φυσικού δυναμικού που παράγεται από πολωμένη φλέβα με συντεταγμένες άνω ακμής (0, h) και κάτω ακμής (a, H), σε ανισότροπο υπέδαφος, είναι ίδιο με το πεδίο που παράγεται από κεκλιμένη φλέβα με συντεταγμένες άνω ακμής ($x_{0,up}$, h') και κάτω ακμής ($x_{0,d}$ + a, H'), σε ισότροπο υπέδαφος. Με βάση αυτήν την παρατήρηση, η ποσοτική ερμηνεία της ανωμαλίας φυσικού δυναμικού σε ομογενές και εγκάρσια ανισότροπο έδαφος, μπορεί να γίνει με την παρακάτω διαδικασία:

1) Υπολογισμός των h', H' και c, με την παραδοχή του ομογενούς και ισοτρόπου εδάφους, με βάση οποιαδήποτε μέθοδο από τη βιβλιογραφία.
2) Υπολογισμός των αληθών παραμέτρων h, H και a, από τις σχέσεις:

$$h = h'(\cos^2\theta + \lambda^2\sin^2\theta)/\lambda \qquad 13)$$

$$H = H'(\cos^2\theta + \lambda^2\sin^2\theta)/\lambda \qquad (14)$$

$$a = c + x_{0,\,up} - x_{0,d} \qquad (15)$$

Από τα h, H και a, μπορεί να προσδιοριστεί και η θέση x_m της προβολής της άνω ακμής στην επιφάνεια του εδάφους, ως προς τη θέση του αρνητικού κέντρου της ανωμαλίας sp, αν αυτό είναι επιθυμητό. Η σχέση με την οποία μπορεί να υπολογιστεί το x_m, είναι η:

$$x_m = Y_m + x_{0,\,up} \qquad (16)$$

Όπου το Y_m, προσδιορίζεται από τη σχέση (Skianis et. al. 1995):

$$Y_m = \frac{a^2 + H^2 - h^2 - \sqrt{(a^2 + H^2 - h^2)^2 + 4a^2h^2}}{2a} \qquad (17)$$

Το a είναι θετικό, αν βρίσκεται στο θετικό ημιάξονα και αρνητικό, αν βρίσκεται στον αρνητικό ημιάξονα.

Είναι προφανές ότι για να λειτουργήσει η παραπάνω διαδικασία, χρειάζεται η εκ των προτέρων γνώση του συντελεστή ανισοτροπίας λ και της γωνίας σχιστότητας θ. Τα μεγέθη αυτά, μπορούν να προσδιοριστούν από γεωηλεκτρικές διασκοπήσεις συνεχούς ρεύματος και γεωλογικές παρατηρήσεις.

Η μέθοδος αυτή, δοκιμάστηκε σε συνθετικό μοντέλο με h=10m, H=20m, a=10m, λ=2, θ=135°. Η ποσοτική ερμηνεία της ανωμαλίας sp, με την παραδοχή του ισότροπου μέσου, έγινε με τη μέθοδο των Murty & Haricharan 1985 και, με βάση τις σχέσεις (13), (14) και (15), βρέθηκαν οι τιμές h=9.96m, H=18.21m, a=10.35m. Φαίνεται λοιπόν ότι η μέθοδος μπορεί να δώσει αξιόπιστα αποτελέσματα, με την προϋπόθεση ότι το θετικό κέντρο της ανωμαλίας φυσικού δυναμικού εκδηλώνεται ευκρινώς.

5. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Από τη μελέτη του πεδίου φυσικού δυναμικού, είναι φανερό ότι η εγκάρσια ηλεκτρική ανισοτροπία του υπεδάφους προκαλεί παραμορφώσεις στην καμπύλη φυσικού δυναμικού, που παράγεται από πολωμένη φλέβα. Αν αυτή αγνοηθεί, μπορούν να υπεισέλθουν σημαντικά σφάλματα στον υπολογισμό των παραμάτρων της πολωμένης φλέβας.

Είναι δυνατό να γίνει μια αξιόπιστη ποσοτική ερμηνεία, λαμβάνοντας υπόψη την ανισοτροπία του υπεδάφους, αν προσδιοριστούν εκ των προτέρων ο συντελεστής ανισοτροπίας και η γωνία σχιστότητας, με τη βοήθεια γεωηλεκτρικών μεθόδων συνεχούς ρεύματος και γεωλογικών παρατηρήσεων.

Τα αποτελέσματα της παρούσας εργασίας, μπορούν να αξιοποιηθούν στην έρευνα για τον εντοπισμό θειούχων μεταλλευμάτων ή γραφίτη.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

MURTY, B. V. S & HARICHARAN, P., 1985: Nomogram for the complete interpretation of spontaneous potential profiles over sheet-like and cylindrical two-dimensional sources. *Geophysics* 50, 1127-1135

PARKHOMENKO, E. I., 1967: *Electrical Properties of rocks*. In: Keller, G. V. (Ed). Translation and supplement. Plenum, New York. 314p.

RAO, D. A. & BABU, H. V., 1983: Quantitative interpretation of sp anomalies due to two-dimensional sheet-like bodies. *Geophysics* 48, 1659-1664.

SKIANIS, G. AI., PAPADOPOULOS, T., VAIOPOULOS, D. & NIKOLAOU, S., 1995: A new method of quantitative interpretation of sp anomalies produced by a polarized inclined sheet. *Geophysical Prospecting* 43, 677-691.

SKIANIS, G. AI. & HERNÀNDEZ, M. C., 1999: Effects of transverse electric anisotropy on self-potential anomalies. *Journal of Applied Geophysics* 41, 93-104.

SKIANIS, G. AI., PAPADOPOULOS, T. D. & VAIOPOULOS, D. A., 2000: A study of the sp field produced by a polarized sphere in an electrically homogeneous and transversely anisotropic ground. In: *Development and Application of Computer Techniques to Environmental Studies VIII*. G. Ébarra-Berastegi, C. A. Brebbia, P. Zannetti (Editors). WIT Press, Southampton. 185-194.

SUNDARARAJAN, N., SRIVINASA RAO, P. & SUNITHA, V., 1998: An analytical method to interpret self-potential anomalies caused by 2-D inclined sheets. *Geophysics* 63, 1551-1555.

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ. ΑΠΟΔΕΙΞΗ ΤΗΣ ΣΧΕΣΗΣ (3).

Έστω στοιχειώδες μήκος dy, της άνω και της κάτω ακμής του πολωμένου φύλλου. Προκύπτει ένα στοιχειώδες δίπολο, το οποίο, με βάση μια σχέση των Skianis & Hernŭndez 1999, παράγει δυναμικό dV, που είναι

$$dV = \frac{-I\rho_m dy}{2\pi\sqrt{\cos^2\theta + \lambda^2\sin^2\theta}\cdot\sqrt{(x - x_{0,up})^2 + h'^2 + y^2}} + \frac{I\rho_m dy}{2\pi\sqrt{\cos^2\theta + \lambda^2\sin^2\theta}\cdot\sqrt{(x - a - x_{0,d})^2 + H'^2 + y^2}} \qquad (\Pi.1)$$

Με ολοκλήρωση ως προς dy, από 0 ως μ, προκύπτει ότι

$$V(x) = \frac{-I\rho_m}{\pi\sqrt{\cos^2\theta + \lambda^2\sin^2\theta}} \cdot \ln\left[\frac{y + \sqrt{y^2 + (x - x_{0,up})^2 + h'^2}}{y + \sqrt{y^2 + (x - a - x_{0,d})^2 + H'^2}}\right]_0^{\infty} \qquad (\Pi.2)$$

Ο πρώτος όρος του γινομένου στο δεξιό μέλος της σχέσης (Π. 20), είναι η πόλωση -M, δηλαδή

$$\frac{I\rho_m}{\pi\sqrt{\cos^2\theta + \lambda^2\sin^2\theta}} = M \qquad (\Pi.3)$$

Βρίσκοντας τα όρια της λογαριθμικής συνάρτησης στο δεξιό μέλος της σχέσης (Π. 2), συνάγεται, με βάση τις σχέσεις (Π. 2) και (Π. 3), ότι

$$V(x) = M \cdot \ln\frac{(x - x_{0,up})^2 + h'^2}{(x - x_{0,d} - a)^2 + H'^2} \qquad (\Pi.4)$$

Η σχέση αυτή, περιγράφει το δυναμικό που παράγεται από κεκλιμένο φύλλο σε ομογενές και εγκάρσια ανισότροπο υπέδαφος.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/4, 1351-1355, 2001 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/4, 1351-1355, 2001
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΗ ΜΕ ΤΗ ΜΕΘΟΔΟ ΤΟΥ ΓΕΩΡΑΝΤΑΡ ΓΙΑ ΕΝΤΟΠΙΣΜΟ ΘΑΜΜΕΝΩΝ ΑΡΧΑΙΟΤΗΤΩΝ ΣΕ ΠΕΡΙΟΧΗ ΑΝΕΓΕΡΣΗΣ ΧΩΡΟΥ ΣΤΑΘΜΕΥΣΗΣ ΑΥΤΟΚΙΝΗΤΩΝ ΣΤΗ ΛΑΜΙΑ*

Γ.Ν. ΤΣΟΚΑΣ[1], Γ.ΒΑΡΓΕΜΕΖΗΣ[1], Γ.ΣΟΥΛΙΟΣ[2], Ι.ΜΕΡΤΖΑΝΙΔΗΣ[1] ΚΑΙ Π.ΤΣΟΥΡΛΟΣ[1].

ΣΥΝΟΨΗ

Πραγματοποιήθηκε γεωφυσική διασκόπηση με τη μέθοδο του υπεδάφιου ραντάρ (G.P.R.) σε περιοχή ανέγερσης χώρου στάθμευσης αυτοκινήτων στο κέντρο του πολεοδομικού συγκροτήματος στη Λαμία. Στόχος της έρευνας ήταν ο εντοπισμός και η χαρτογράφηση θαμμένων αρχαιοτήτων προτού αρχίσουν οι εργασίες ανοικοδόμησης.

Τα αποτελέσματα δείχνουν την έντονη παρουσία περιθλάσεων οι οποίες δημιουργήθηκαν από την ύπαρξη ανομοιογενειών στο υπέδαφος σε πολύ μικρό βάθος. Οι θέσεις των ανομοιογενειών αυτών συσχετίστηκαν με ορατά αρχιτεκτονικά λείψανα στα παρακείμενα οικόπεδα. Έτσι, έγινε δυνατή η χαρτογράφηση των θαμμένων λειψάνων στην περιοχή έρευνας. Η ανασκαφή που επακολούθησε επιβεβαίωσε τα ευρήματα της γεωφυσικής μεθόδου.

ABSTRACT

Geophysical exploration by means of the Ground probing Radar (G.P.R.) method was carried out in an area where a parking will be erected in the center of the city of Lamia. The exploration aimed to detect and map concealed ancient foundation remains and thus aid the following excavation. The presence of ancient remains was indicated by the revealed ones in the neighboring grounds and there obvious continuation towards the target area.

Prospecting was conducted along profiles spaced normally at 1 m separation from the other. Traces were taken stepwise at 0.1 or 0.2 m intervals using antennae of 225 MHz central frequency. Nine profiles of about 40 m long were measured in this fashion.

All traces were subjected to dewow filtering, i.e. removal of the slow changing near field inductive component. Also, they were subjected to low pass filtering with the cut off threshold set at 600 Mhz. The particular processing sequence was fixed after several tests run on the traces using various filtering processes.

The resulting sections show intense diffraction hyperbolas indicative of the presence of near surface heterogeneities. The so detected subsurface structures were correlated with the visible ruins in the near by grounds. It seems that they have the same direction and thus they all belong to the same urban complex.

The positions along the profiles where the hyperbolae occur were marked on a sketch of the area. Thus, the exact map of the concealed foundations was obtained. Slicing, was also attempted, by integrating the amplitudes for several time intervals along the profiles. The obtained pictures confirmed the initial result of the sketch.

This case study shows the potential and the benefits of the whole operation. The concealed antiquities were mapped with a non destructive, inexpensive, swift and safe manner. The excavations which followed the geophysical search, confirm the findings. For the shake of interest, the investment proceeded by modifying the initial plans such that big pillars were planted and the antiquities remain intact below a multistore building.

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: Υπεδάφιο ραντάρ, Λαμία, αρχαιολογική διασκόπηση.
KEY WORDS: Ground Penetrating Radar, Lamia, archaeological Prospection.

* GEOPHYSICAL PROSPECTING FOR BURIED ANTIQUITIES BY MEANS OF THE G.P.R. METHOD IN A PARKING CONSTRUCTION AREA IN LAMIA.

1. Εργαστήριο Γεωφυσικής, Τμήμα Γεωλογίας, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 54006 Θεσσαλονίκη.
2. Εργαστήριο Υδρογεωλογίας και Τεχνικής Γεωλογίας, Τμήμα Γεωλογίας, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 54006 Θεσσαλονίκη.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

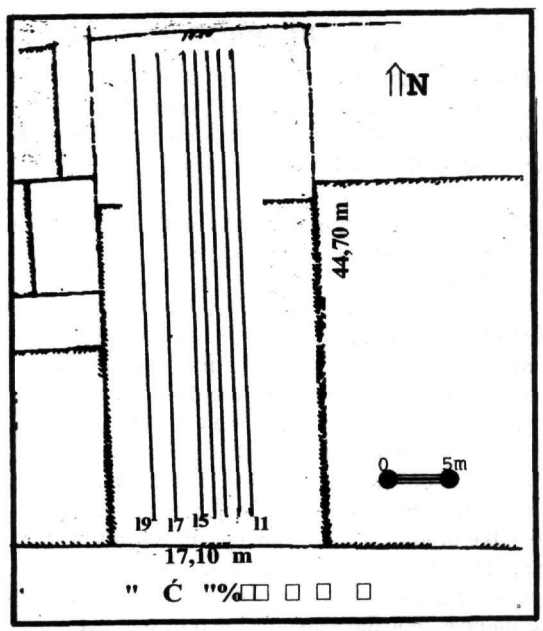
Στο κέντρο του πολεοδομικού συγκροτήματος της Λαμίας, σε ακάλυπτο ασφαλτοστρωμένο χώρο, πρόκειται να ανεγερθεί κατασκευή η οποία θα λειτουργήσει ως χώρος στάθμευσης αυτοκινήτων. Κατά τις εργασίες κάλυψης των παρακειμένων οικοπέδων, αποκαλύφθηκαν αρχαία οικοδομικά λείψανα με προφανή συνέχεια προς τον εν λόγω ακάλυπτο χώρο. Κατά συνέπεια, ο χώρος αυτός έπρεπε να ερευνηθεί πριν από οποιαδήποτε επέμβαση με σκοπό να ανιχνευθούν θαμμένα λείψανα. Επιπλέον, τα λείψανα αυτά θα μπορούσαν να χαρτογραφηθούν και έτσι να δοθεί κάποια βοήθεια στους ανασκαφείς.

Λόγω του μικρού βάθους ταφής των αρχαιοτήτων, αλλά και του γεγονότος ότι ο χώρος ήταν ασφαλτοστρωμένος, επιλέχθηκε ως μέθοδος διασκόπησης αυτή του υπεδάφιου ραντάρ (Ground Probing Radar, G.P.R.).

Το Εργαστήριο Γεωφυσικής του Α.Π.Θ. έχει διεξάγει πολλές παρόμοιες διασκοπήσεις στο πλαίσιο συστηματικών ή σωστικών ανασκαφών (π.χ. Giannopoulos et al.1994, Tsokas et al. 1994, Savvaidis et al. 1999, Mertzanides et al. 1999). Κατά συνέπεια διαθέτει τόσο την τεχνογνωσία διεξαγωγής διασκοπήσεων με τη μέθοδο του γεωραντάρ όσο και την πείρα στην ερμηνεία των αποτελεσμάτων της διασκόπησης.

2. ΤΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΚΑΙ Η ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΤΟΥΣ

Στον χώρο έρευνας πραγματοποιήθηκαν εννέα παράλληλες οδεύσεις με τη μέθοδο του γεωραντάρ. Το μήκος κάθε όδευσης έφθανε τα 40 m και η τοποθέτησή τους στο χώρο φαίνεται στο σχήμα (1). Κάθε όδευση απείχε από τη διπλανή της κατά 1 m. Κατά μήκος των οδεύσεων, λήφθηκε ένα ραδιόγραμμα ανά 0.1 m ή 0.2 m χρησιμοποιώντας κεραίες 225 MHz τόσο για την εκπομπή όσο και για τη λήψη του ηλεκτρομαγνητικού σήματος.



Σχ.1. Διάταξη των οδεύσεων μέτρησης στο χώρο έρευνας. Οι οδεύσεις l2 έως l4 είναι σε σειρά μεταξύ των οδεύσεων l1 και l5. Το όνομά τους δεν σημειώνεται στο σχήμα για λόγους ευκρίνειας.
Fig.1. Lay out of the profiles measured in the investigated area. The profile numbering is succesive from right to left so that profiles l2 to l4 are not annotated in the figure to avoid confusion.

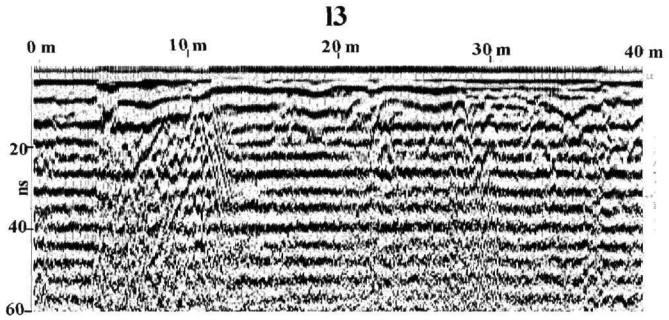
Στο σχήμα (2) φαίνεται η τομή κατά μήκος της όδευσης l3. Στην τομή αυτή παρατηρούνται έντονες υπερβολές περιθλάσεων σε αποστάσεις 5, 11, 21, 28.5, 33 και 37 m από την αρχή της όδευσης.

Όλες οι τομές υπέστησαν επεξεργασία με εφαρμογή φίλτρου απομάκρυνσης της επαγωγικής συνιστώσας και φίλτρου διέλευσης χαμηλών συχνοτήτων με κατώφλι αποκοπής στα 600 MHz. Εφαρμόστηκε επίσης φίλτρο κινουμένου μέσου όρου πέντε σημείων κατά μήκος κάθε ραδιογράμματος χωριστά. Το αποτέλεσμα της παραπάνω διαδικασίας ήταν από τη μια μεριά, η απομάκρυνση του υψίσυχνου θορύβου, ο οποίος οφειλόταν σε ηλεκτρονικά κυρίως αίτια. Επίσης απομακρύνθηκαν οι εξαιρετικά χαμηλόσυχνες συνιστώσες που επάγο-

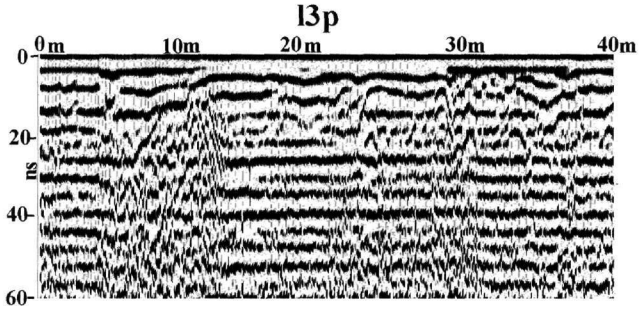
νται μεταξύ των κεραιών εκπομπής και λήψης.

Στο σχήμα (3) δίνεται η τομή l3 μετά την επεξεργασία της. Εύκολα συμπεραίνεται ότι η ποιότητα των δεδομένων της τομής αυτής έχει βελτιωθεί σε σχέση με την εικόνα που παρουσιάζεται στο σχήμα (2).

Σε όλες τις τομές παρουσιάζονται έντονα φαινόμενα περίθλασης με περιορισμένη τοπική έκταση. Τα φαινόμενα αυτά είναι χαρακτηριστικά των μορφών που αναμένονται να δίνουν οι τοπικές ανομοιογένειες στο υπέδαφος. Δηλαδή, η παρουσία δομών με διαφορετικές ηλεκτρικές ιδιότητες απ' ότι το περιβάλλον που τις φιλοξενεί. Είναι, λοιπόν, εύλογο να υποτεθεί ότι οι δομές αυτές είναι οικοδομικά λείψανα του παρελθόντος με δεδομένο ότι αυτές είναι εμφανείς στα γειτονικά οικόπεδα και φανερά συνεχίζονται κάτω από το χώρο έρευνας.



Σχ.2. Τομή κατά μήκος της όδευσης l3. Τα έντονα φαινόμενα περίθλασης που φαίνονται σε διάφορα τμήματα της τομής αποδίδονται στην παρουσία ανομοιογενειών στο υπέδαφος στις συγκεκριμένες θέσεις.
Fig.2 The resulted section along profile l3. Intense diffraction phaenomena are present, which are indicative of subsurface lateral inhomogeneities.



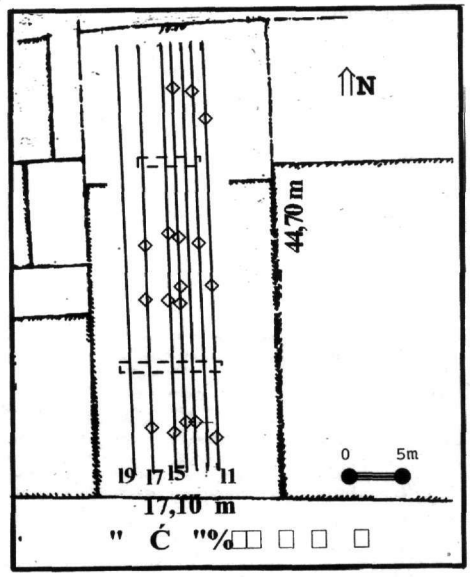
Σχ.3. Επεξεργασμένη τομή κατά μήκος της όδευσης l3.
Fig.3. Processed section along the profile l3.

Το στρώμα της ασφάλτου δεν αποτυπώνεται σε καμία τομή πράγμα το οποίο αναμενόταν. Εφ' όσον η κεντρική συχνότητα των κεραιών που χρησιμοποιήθηκαν είναι 225 MHz, το χρονικό εύρος του παλμού που εκπέμπεται στο έδαφος είναι της τάξης των 6 ns (Annan and Cosway 1992). Στο χρονικό αυτό διάστημα, ο παλμός έχει ταξιδέψει περισσότερο από 30 cm στο έδαφος αν υποθέσουμε ότι κινείται με ταχύτητα 0.1 m/ns. Επομένως έχει διαπεράσει το στρώμα της ασφάλτου το οποίο μπορεί να έχει πάχος 0.15 m το περισσότερο. Δηλαδή, το αποτέλεσμα της παρουσίας της ασφάλτου εμφανίζεται σε συμβολή με την ανάκλαση από την επιφάνεια του εδάφους και δε μπορεί να διακριθεί από αυτή.

Ανιχνεύοντας τις περιθλάσεις σε κάθε μία τομή χωριστά, τις σημειώσαμε στην θέση που παρατηρήθηκαν σ' ένα σχεδιάγραμμα της περιοχής έρευνας. Με τον τρόπο αυτό προέκυψε μια κάτοψη των αρχαιοτήτων η οποία παρουσιάζεται στο σχήμα (4).

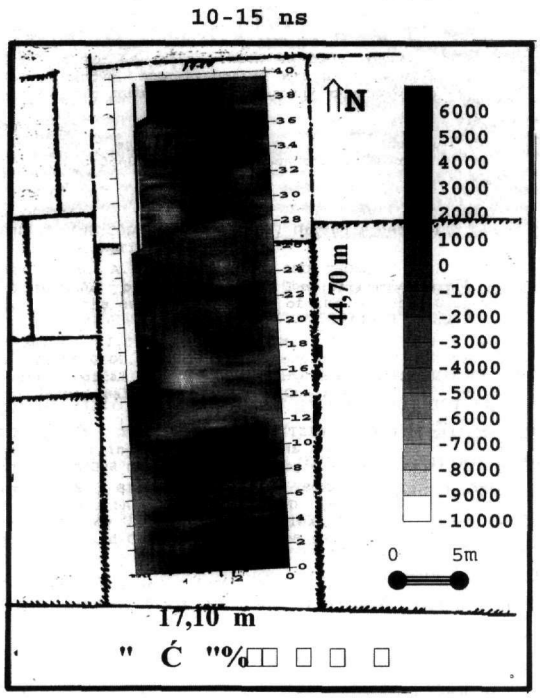
Στη συνέχεια επιχειρήθηκε η ολοκλήρωση των πλατών των ανακλάσεων σε συγκεκριμένα χρονικά παράθυρα. Στο σχήμα (5) φαίνεται η οριζόντια τομή που προέκυψε για το χρονικό παράθυρο από 10 έως 15 ns. Είναι φανερό ότι η τομή αυτή συμφωνεί με το αποτέλεσμα του σχήματος (5) και επιπλέον δίνει πληροφορίες και για ισχυρές ανακλάσεις προερχόμενες από δομές παράλληλες με την διεύθυνση των οδεύσεων.

Χρησιμοποιήθηκε η τιμή 0.1 m/ns για την ταχύτητα κίνησης των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων στο στρώμα



Σχ.4. Διάταξη των οδεύσεων μέτρησης στο χώρο έρευνας στο οποίο έχουν σημειωθεί με ρόμβους οι θέσεις στις οποίες παρατηρήθηκαν περιθλάσεις. Τα παραλληλόγραμμα με τις ασυνεχείς πλευρές σημειώνουν την θέση όπου παρατηρήθηκαν περιθλάσεις στο ίδιο ακριβώς σημείο σε κάθε τομή. Τα φαινόμενα αυτά αποδόθηκαν σε γραμμικές δομές στο υπέδαφος οι οποίες ερμηνεύτηκαν ως θεμελιώσεις αρχαίων κτισμάτων.

Fig.4. The diamonds show the positions where diffraction hyperbolae occurred. The parallelograms shown by dashed sides have been drawn to denote that diffractions occurred at exactly the same position along each profile.



Σχ.5. Οριζόντια τομή που προέκυψε με ολοκλήρωση των πλατών των ηλεκτρομαγνητικών ανακλάσεων στο διάστημα 10-15 ns

Fig.5. Time slice for the interval 10-15 ns.

της ασφάλτου και η τιμή 0.08 για την ταχύτητα στον υποκείμενο εδαφικό ορίζοντα. Επομένως, όλες οι περιθλάσεις προέρχονται από δομές των οποίων οι άνω επιφάνειες ευρίσκονται μεταξύ 0.4 και 1 m.

3. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Η συγκεκριμένη διασκόπηση διεξήχθη σε πολύ σύντομο χρονικό διάστημα. Συγκεκριμένα, απαιτήθηκαν 4 περίπου ώρες για τις εργασίες πεδίου και περίπου δύο ημέρες για την επεξεργασία και την ερμηνεία των αποτελεσμάτων. Επομένως, σε πολύ σύντομο χρονικό διάστημα αποκτήθηκε η σχετική γνώση που αφορούσε τον εντοπισμό και τη χαρτογράφηση των θαμμένων αρχιτεκτονικών λειψάνων. Ας σημειωθεί ότι ο χώρος ήταν ασφαλτοστρωμένος, πράγμα που καθιστούσε πολύ δύσκολη την εφαρμογή γεωηλεκτρικών μεθόδων διασκόπησης. Επίσης, ο χώρος ευρίσκεται στο κέντρο της Λαμίας, πράγμα που από την άλλη μεριά σημαίνει ότι δεν μπορούσαν να χρησιμοποιηθούν η μαγνητική και η ηλεκτρομαγνητική μέθοδος διασκόπησης.

Η μέθοδος του γεωραντάρ έδειξε ότι μπορεί να χρησιμοποιηθεί με ασφάλεια μέσα σε πόλεις. Επίσης ότι είναι ικανή να δώσει σημαντικά αποτελέσματα σε σχετικά πολύ σύντομο χρόνο, αποτελεσματικά και με πολύ μικρό κόστος σε σχέση με τις ανασκαφές και τις καθυστερήσεις που αυτές συνεπάγονται.

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Οι συγγραφείς ευχαριστούν τον κ. Πέτρο Κάρμη και τον άγνωστο κριτή των οποίων τα σχόλια βοήθησαν στη βελτίωση της εργασίας.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

ANNAN, P. AND COSWAY, S.W., 1992, Ground Penetrating Radar survey design. SAGEEP, Chicago, April, 26-29.

GIANNOPOULOS, A., TEALBY, J.M. AND TSOKAS, G.N., 1994, A 2-D forward model of ground probing radar: The transmission line matrix method. Proceedings of the second conference of the Hellenic Geophysical Union,2,172-183.

MERTZANIDES, I.C., SOUPIOS, P.M., TSOKAS, G.N., VARGEMEZIS, G. AND PALIADELI-SAATSOGLOU, C., 1999, GPR exploration for concealed antiquities in the archaeological site of Verghina (Macedonia-Hellas). Book of abstracts,Second Balkan Geophysical Congress and Exhibition, Istanbul, July 5-9,130-131.

SAVVAIDIS, A., TSOKAS, G.N., LIRITZIS, Y. AND APOSTOLOU, M., 1999, The location and mapping of ancient ruins on the castle of Lefkas (Greece) by resistivity and GPR methods. Archaeological Prospection, 6, 63-73.

TSOKAS, G.N., GIANNOPOULOS, A., TSOURLOS, P., VARGEMEZIS, G., TEALBY, J.M., SARRIS, A., PAPAZACHOS, C.B. AND SAVOPOULOU, T., 1994, A large scale geophysical survey in the archaeological site of Europos (nothern Greece). "Journal of Applied Geophysics", 32, 85-98.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/4, 1357-1362, 2001 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/4, 1357-1362, 2001
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

DOWNHOLE SEISMIC LOGGING FOR DETAILED P-S WAVES VELOCITY DETERMINATION

P.J. KAMBOURIS[1], J.D. ALEXOPOULOS[2], T.D. PAPADOPOULOS[3]

ABSTRACT

Downhole seismic velocity logging has been used in detailed geotechnical surveys for engineering applications. Determination of dynamic elastic constants from acoustic velocity measurements is often a challenging procedure in case of highly variable unconsolidated overburden. Accuracy of P – S cross-hole velocity measurements is greatly enhanced with the methodologies described. Severe ambiguities, primarily in direct shear wave arrivals picking are diminished, as a result of obtaining redundant data sets.

Errors in the determination of zero time inherent to the electronic circuitry or following the use of drill bit or the SPT cone as seismic sources have been decreased by using the standard steel plate and the loaded shear wave plank as alternatives.

Extensive AGC and frequency filtering is applied in order to increase the accuracy of the later arrivals. The picked times, corresponding to the overlapping data sets, are processed according to a method, which finally assigns a velocity value to each depth point.

KEY WORDS: downhole, seismic logging.

1. INTRODUCTION

Although both compressional and shear waves downhole surveys for the determination of unconsolidated overburden dynamic elastic constants are viable geophysical tools, the accuracy in the seismic velocity values calculation seems to be relatively low. Under this restriction the geological structure resolved appears to be crude. This is mainly the result of,

- Single data sets analysis for each depth point
- Use of single borehole geophones
- Unavoidable zero time errors due to electronic circuitry
- High amplitude and frequency noise in places with poor casing bond.
- Tube waves affecting seriously shear waves first break picking

In this paper we will present a method for handling downhole seismic logging, incorporating data acquisition procedures and statistical analysis techniques met in extensive and costly VSP surveys. The examples are drawn from an earthquake hazard assessment project conducted at Olympic 2004 Village area, in a highly variable unconsolidated overburden, without the presence of any distinct geological boundary and we were able to obtain useful velocity–vs–depth results, up to a depth of 50 m.

2. DATA ACQUISITION

Equipment

Data have been recorded using a 24-channel digital IFP engineering seismograph Geometrics STRATAVIEW. The geophone array consisted of eight (8) three-component sensors 5m apart, clamped to the borehole casing, with frequency band between 6-6000 Hz.

Borehole suitability

Special care has been taken in order to achieve the best allowable borehole conditions. The surveyed boreholes have been drilled to the depth of 50 m. They were cased with good quality thin-walled PVC casing and they were

1. University of Athens, Faculty of Geology, Dpt. of Geophysics & Geothermics, Zografou, 157 84, *pkambouris@geol.uoa.gr*
2. University of Athens, Faculty of Geology, Dpt. of Geophysics & Geothermics, Zografou, 157 84, *jalexopoulos@geol.uoa.gr*
3. University of Athens, Faculty of Geology, Dpt. of Geophysics & Geothermics, Zografou, 157 84, *tpapadop@geol.uoa.gr*

properly grouted with cement, for uniform contact with the surrounding formations. However, perfect grouting seems to be unrealistic and the accuracy in first arrival picking is affected.

Data acquisition techniques

The steel plate and the loaded shear wave plank have been used as the suitable seismic sources. The source offset from the borehole lies typically between 3 and 5 m. This is generally sufficient to minimize interference from the casing wave (traveling along the casing with apparent velocity of approximately 1600-1700 m/s in PVC), yet close enough to avoid coherent noise from refracted waves in near surface layering.

High digital sampling rates (typically 64 μs) are maintained for best resolution in first-break picking.

The geophone array is lowered downhole at an increment of 2.5 m. In every position both steel plate and shear wave plank were used and three successive records (one for P and two for opposite polarity S-waves) acquired. Consequently, overlapping geophone positions result to records with three as the maximum fold of cover (Pullan and MacAulay, 1987). Particularly for S-waves, the fold of cover could be increased to five due to both sides plank strikes. In this way it is possible to obtain a redundancy of data, which may be used to reduce the significance of picking errors. From experience we have found that for boreholes of 50 m or less, sufficient high frequency energy is transmitted from surface to the maximum depth, so the determination of first arrival times may be achieved to an accuracy of less than 1 ms.

Data analysis

The data analysis procedure is based on a modified version of Hunter and Burns "independent" method (Hunter and Burns, 1991). According to that method, each of the 8-channel travel time data set is separately analyzed. After the first arrival picking, the interval velocities are computed across three data point and assigned to the depth location corresponding to the mid-point of the geophone positions being used. Due to the relatively coarse data acquisition interval, we combined two successive data sets for best resolution. With overlapping arrays, more than three independent velocity values could be computed for each depth point (Allison and Shieck, 1996). An exception is inevitable for deeper and shallower depth locations. The redundant velocities are plotted with depth for detecting any abnormal value. The final interval velocity is calculated by computing the weighted average of the independent measurements. The corresponding weights are the inverse least-squares error of the three-point velocity fit (Hunter et al., 1998).

S-waves picking

Shear wave velocity measurements in a borehole require firm coupling of the casing to the formation. Equally important is the ground coupling of the source at the surface, where horizontally energy is produced. Furthermore, picking the onset of shear-wave motion in the presence of source-generated noise (later cycles of P-motion or tube waves) could sometimes be challenging (Figure 1a). The aforementioned drawbacks can be partially overcome using advanced filtering techniques.

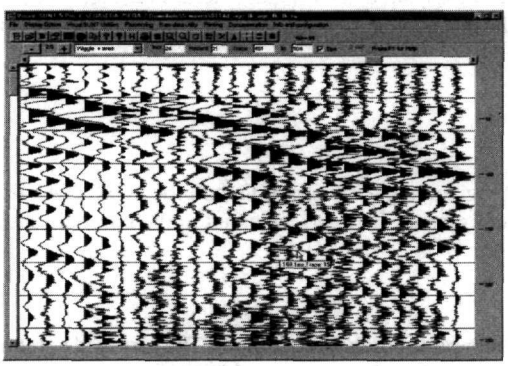


Figure 1a

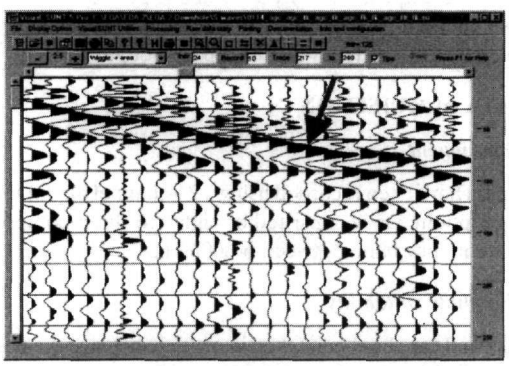


Figure 1b

Figure 1: Raw and filtered downhole records.

P-waves

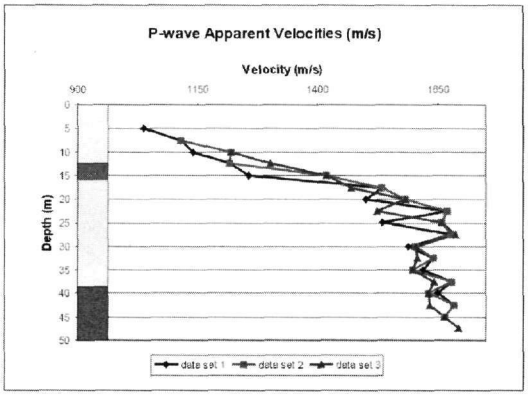


Figure 2a

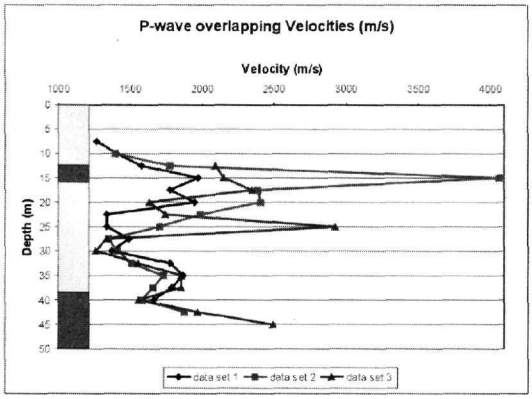


Figure 2b

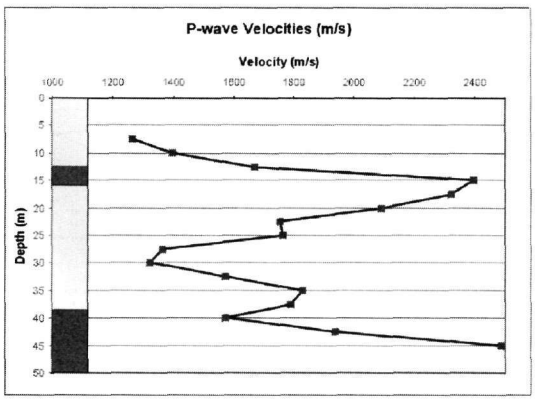


Figure 2c

S-waves

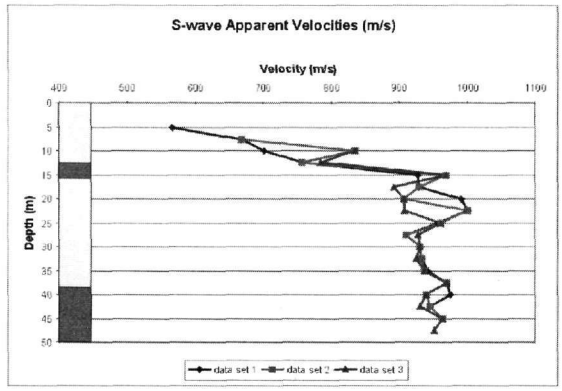


Figure 2d

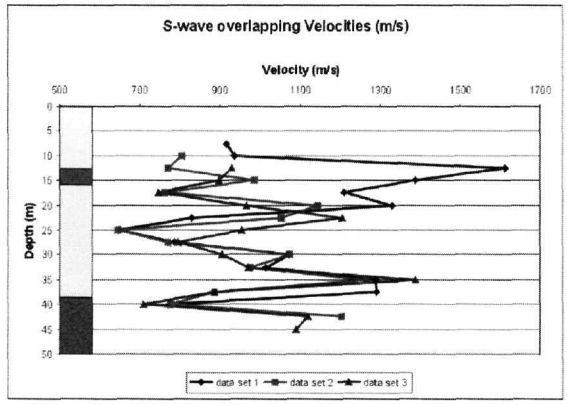


Figure 2e

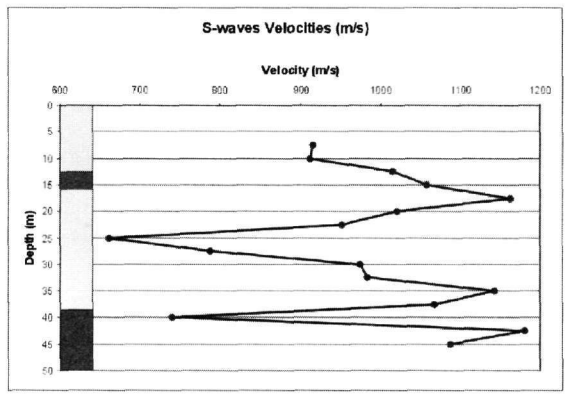


Figure 2f

Clayey sand with gravels

Breccia well cemented

Figure 2: First downhole example processing scheme.

P-waves

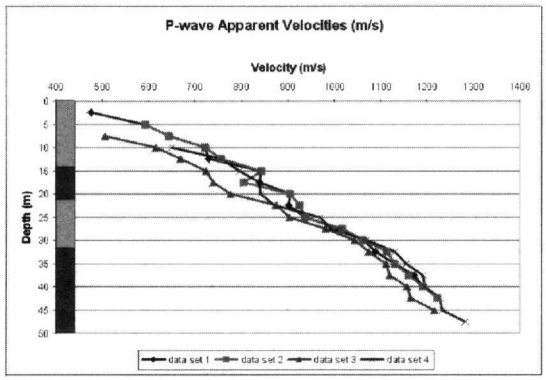


Figure 2a

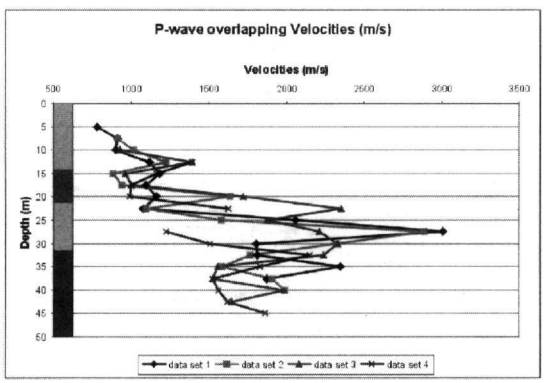


Figure 2b

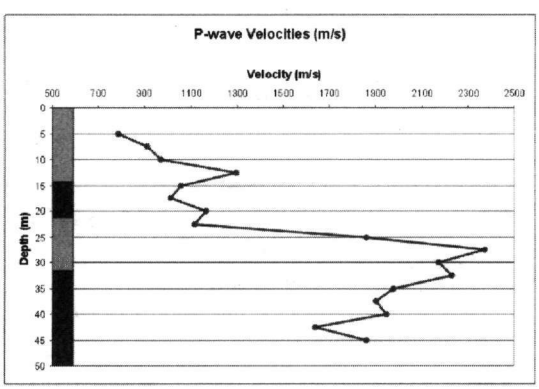


Figure 2c

S-waves

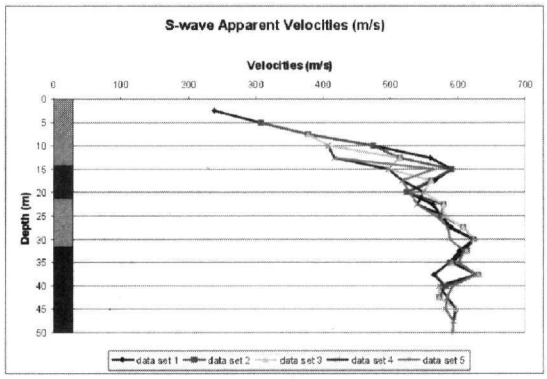


Figure 2d

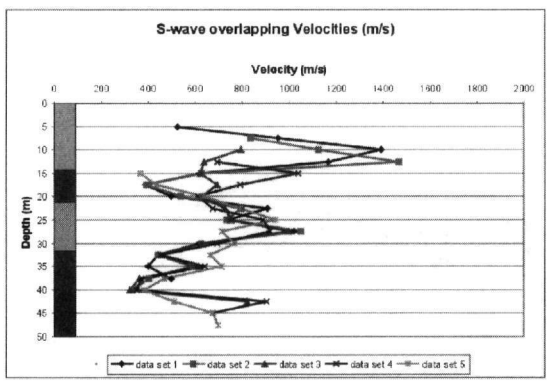


Figure 2e

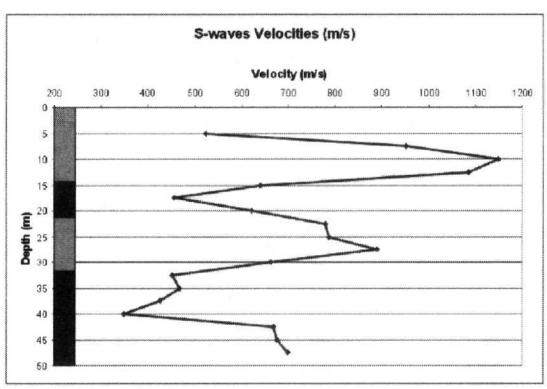


Figure 2f

Clayey sand with gravels

Clay with gravels

Figure 3: Second downhole example processing scheme.

The filtered record suite (Figure 1b) was created by using a long automatic gain control (AGC) window, which somewhat suppresses the first arrival, hence the P-wave energy, but also increases the relative amplitude of ambient noise. Successive frequency filtering application, after an extensive Fourier analysis, could suppress adequately the unwanted noise, without modification of the source wavelet. The red arrow (Figure 1b) displays the picked S-wave first break.

3. EXAMPLES

Both examples are drawn from an earthquake hazard assessment project in the same geological environment.

First downhole logging example

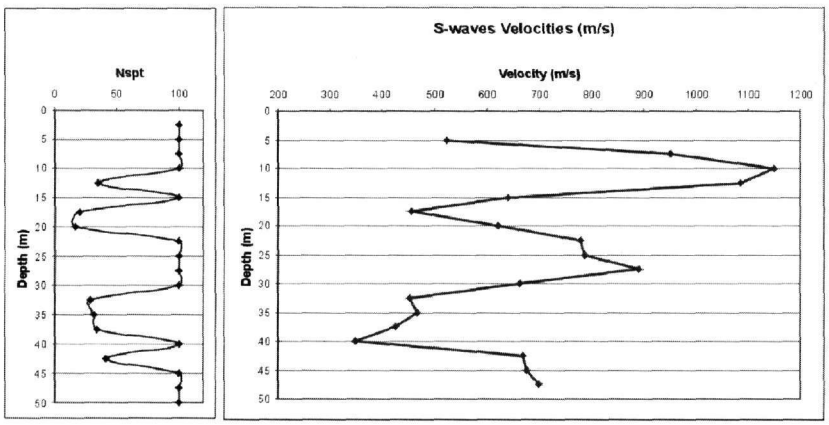
According to borehole drilling data, the general geology of the surveyed area consists of alternations of unconsolidated silts, clays and sands mainly with gravels. The only well cemented formation appears to be the breccia.

The first major velocity discontinuity is located better at S-waves than P-waves apparent velocities graphs (Figures 2a, 2d). This kind of diagrams intent to reveal any abrupt changes in velocity values and are very useful in this example. The small differences on the apparent velocity distributions show only minor disagreements in picked times for various data sets. The same result comes up from the overlapping velocities graphs shown in (Figures 2b, 2e), which are the products of the three-point least squares fit, for each couple of the data sets. The minor velocity values deviation shown at "data set 1" (Figure 2e) is effectively adjusted through the statistical procedure. The final velocity distribution is in good correlation with the geological data (Figures 2c, 2f). The major velocity peaks at about 25 and 40m respectively, could be associated with the presence of the overconsolidated breccia. The intermediate significant velocity reduction may also be attributed to the thick clayey sand formation.

Second Downhole example

In this example the P-wave Apparent velocities graph (Figure 3a), contrary to S-wave one (Figure 3d), provides no evidence of velocity changes with depth. A continue P-wave velocity increase is displayed up to the depth of 27.5 m (Figure 3b).

The alternations of sands and clays are noticeable at P and S overlapping velocities graphs (Figures 3b, 3e), as well as at the final velocity plots (Figures 3c, 3f). In relation with laboratory lithological analysis, the velocity maxima are obvious at portions of the borehole, where the main formation substance is sand with gravels (more than 65%). The lower velocity values could be associated with clays and silts (more than 65 %). Moreover, the velocity variation is far more distinctive for S-waves rather than for P-waves (Figures 3c, 3f). The results may be enhanced if we take into account the Nspt measurements (Figure 4). The above comparison becomes very important in cases of earthquake applications from engineering point of view.



** Nspt value 100 is representative of refusal*

Figure 4: Nspt and S-wave velocity comparison

4. CONCLUSION

Experience acquired with the eight, three-component geophone chain has shown, that it can yield accurate P and S-wave interval velocities in unconsolidated overburden. The multichannel capacity is required to compensate for uncertainties in time zero between successive shots. The ability to obtain accurate velocities is also developed by statistically analyzing redundancy of downhole data. The modified "independent" technique provides with a better velocity control even for unlithified materials. Meticulous frequency analysis could improve the accuracy in S-waves first-break picking, without any loss of information.

The implementation of cross-hole technique has become a standard in engineering problems. However, many questions can only be answered definitely with results from a downhole seismic logging survey. The cost effectiveness of such kind of study cannot be denied particularly in "demanding" geological environment. The analysis procedure is relatively simple and may be accomplished easily using straightforward calculations.

It is hoped that the techniques and examples given here have shown that downhole seismic logging should be a substantial part of any geotechnical investigation whenever possible.

REFERENCES

ALLISON S. and SCHIECK D. 1996. Application of shallow vertical seismic profiles (VSP) in interpreting surface seismic data. *Symp. On Appl. Geophys. Eng. And Environ. Prob.(SAGGEEP '96), Proceedings,* 1047-1054.

HUNTER J.A., BURNS R.A. 1991. Determination of overburden P-wave velocities with a downhole 12-channel eel, in *Current research C:Geol.Surv.Can.*, Paper 91-1C, 61-65.

HUNTER J.A., PULLAN S.E., BURNS R.A., GOOD R.L., HARRIS J.B., PUGIN A., SKVORTSOV A., and GORIANOV N.N. 1998. Downhole seismic logging for high resolution reflection surveying in unconsolidated overburden, *Geophysics*, vol. 63, no. 4, pp.1371-1384.

PULLAN, S.E. and MAcAULAY, H.A. 1987. An in-hole shotgun source for engineering seismic surveys. *Geophysics*, v. 52, p. 985-996.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/4, 1363-1370, 2001 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/4, 1363-1370, 2001
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

PROSPECTING FOR VOIDS WITH VERTICAL RADAR PROFILING

L.F. IOANNIS[1]

ABSTRACT

Vertical Radar Profiling measurements were conducted to image subsurface cavities encountered in Akrotiri Archaeological Excavations area on Thera Island. The vertical radar profiling technique is able to explore much deeper than conventional surface GPR because it uses wells. The transmitting-receiving antenna unit was moved within the excavated well along six vertical profile lines in equally divided positions. A local electrical resistivity survey preceded the GPR profiles to investigate if the conductivity of the pyroclastic formation satisfies the presuppositions to conduct GPR measurements. The vertical GPR profiles revealed locations where cavities exist but they were unable to show their shape and extent. Cross-well seismic tomography images supported the vertical radar profiling results.

KEY WORDS: Vertical GPR measurements, voids detection.

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Ειδικά πειράματα γεωραντάρ, GPR, διεξήχθησαν στο χώρο των Αρχαιολογικών Ανασκαφών στο Ακρωτήρι της νήσου Θήρας με σκοπό την δυνατότητα εντοπισμού υπεδαφικών εγκοίλων που συναντήθηκαν στη φάση των γεωερευνητικών εργασιών που διεξάγονται στη περιοχή στα πλαίσια της ανάδειξης, διαμόρφωσης και αντικατάστασης του στεγάστρου του αρχαιολογικού χώρου. Οι μετρήσεις περιέλαβαν ειδικές κατακόρυφες τομές γεωραντάρ που διεξήχθησαν μέσα στα φρέατα θεμελίωσης των πασσάλων υποστήριξης του στεγάστρου. Η κεραία εκπομπής-λήψης του HM κύματος κινήθηκε κατά μήκος έξη κατακόρυφων τομών κατανεμημένων ανά 60^0 περιφερειακά σε κάθε ένα από τα δύο φρέατα που διερευνήθηκαν. Μια αντίστοιχη τοπική γεωηλεκτρική έρευνα σε ένα από τα διερευνώμενα φρέατα προηγήθηκε της έρευνας GPR με σκοπό να διαπιστωθεί κατά πόσο οι συνθήκες αγωγιμότητας του πυροκλαστικού σχηματισμού ικανοποιούν τις προυποθέσεις για την διεξαωγή της έρευνας GPR. Τα αποτελέσματα της ειδικής αυτής έρευνας GPR επέτυχαν του σκοπού τους με την αποκάλυψη θέσεων παρουσίας εγκοίλων όπου δεν κατέστει όμως δυνατόν να δείξουν το σχήμα και την έκταση αυτών. Τούτο ήταν άλλωστε αναμενόμενον δεδομένου ότι η GPR έρευνα διεξήχθει αυτόνομα σε κάθε φρέαρ και όχι μεταξύ φρεάτων που απαιτείται για την απεικόνιση των εγκοίλων. Τα αποτελέσματα της έρευνας GPR επιβεβαιώθηκαν και από σεισμικές τομογραφικές απεικονίσεις στις αντίστοιχες θέσεις.

INTRODUCTION

Ground Penetrating Radar (GPR) has traditionally been successful at locating cavities, although most commonly at a large scale. In recent years it has been applied extensively to civil and environmental engineering, archaeological surveys, and many other applications.

Generally, both the transmitting and receiving antennas are located on the ground surface, so the detectable range of surface GPR is shallow because of strong wave absorption in the near-surface wet soil. Even when the soil is dry, a strong reflection interface in the shallow part returns most of the energy and only very week energy penetrates into deep region, severely limiting the detection depth. The vertical radar profiling technique is a new method that is able to explore much deeper than surface GPR by using wells (Sato, 1997; Sato et al., 1997a).

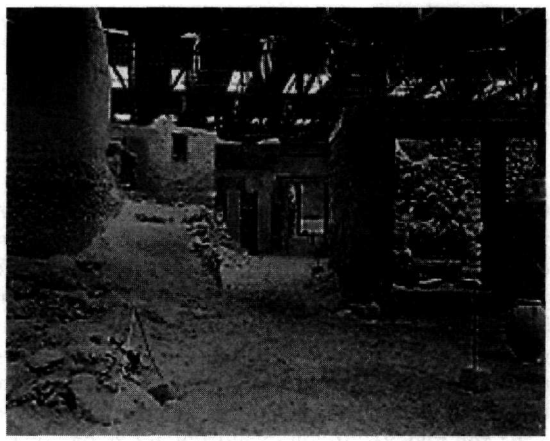
The basic idea and its advantages are in principle the same as vertical seismic profiling (VSP) for seismic measurements. When the transmitter and receiver in a well is beneath the near-surface the energy reflected by the objects back to the receiver is comparatively stronger than that of reflected waves passing through the near-surface layer twice. In addition, the influence of noise is weaker because the transmitter and receiver in the well are free from outside noise giving thus the ability to detect much deeper features than surface GPR.

1. Geophysics & Geothermics Dpt., University of Athens, Panepistimiopolis Ilisia 15784, Greece. E-mail: jlouis@geol.uoa.gr

In this paper, we show an example (Louis, 2001) of vertical radar profiling applied to Akrotiri archaeological excavation area on Thera island aiming to detect underground cavities and to provide some information in the framework for replacing the existing old roof of the archaeological excavation area.

THE HISTORY

Akrotiri archaeological site is one of the most important prehistoric settlements of the Aegean. The first habitation at the site dates from the Late Neolithic times (at least the 4th millennium B.C.). During the Early Bronze Age (3rd millennium B.C.), a sizeable settlement was founded and in the Middle and early Late Bronze Age (ca. 20th-17th centuries B.C.) it was extended and gradually developed into one of the main urban centres and ports of the Aegean. The large extent of the settlement (ca. 20 hectares), the elaborate drainage system, the sophisticated multi-storeyed buildings with the magnificent wall paintings, furniture and vessels, show its great development and prosperity. ("Akrotiri of Thera", Hellenic Ministry of Culture http://www.culture.gr/2/21/211/21121a/e211ua08.html)



The town's life came to an abrupt end in the last quarter of the 17th century B.C. when the inhabitants were obliged to abandon it as a result of severe earthquakes. The eruption followed. The volcanic materials covered the entire island and the town itself. These materials, however, have protected up to date the buildings and their contents, just like in Pompeii.

Systematic excavations were begun in 1967 by Professor Sp. Marinatos under the auspices of the Archaeological Society at Athens. He decided to excavate at Akrotiri in the hope of verifying an old theory of his, that the eruption of the Thera volcano was responsible for the collapse of the Minoan civilization. Since his death in 1974, the excavations have been continued under the direction of Professor Ch. Doumas.

THE EXPERIMENT

In Akrotiri archaeological excavation area the Archaeological Society at Athens operates a project where the existing old roof in the Prehistoric Minoan settlement (figures 1 and 2) is going to be replaced with a new modern one. The roof under construction (100X159 sq. meters area) will be supported by pillars embedded in an equal number of wells filled with concrete.

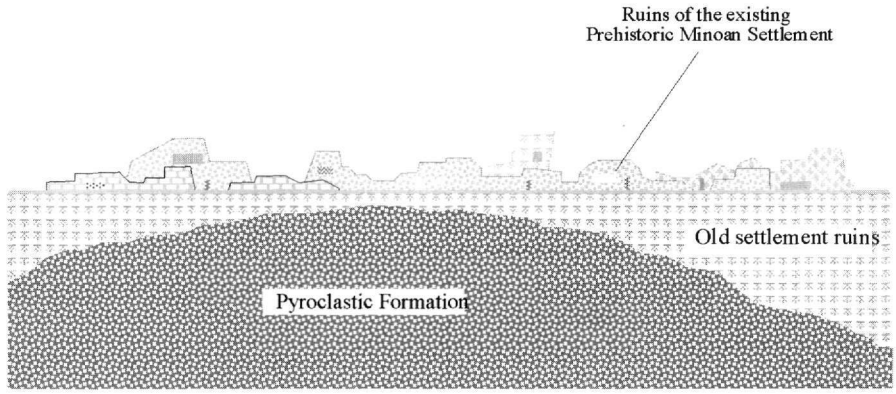


Figure 1. Sketch diagram of the Prehistoric Minoan settlement ruins as they appear today after the archaeological excavations.

The foundation wells (1.2 meters in diameter and 8 meters depth) are open up in the pyroclastic volcanic formation basement rock. The ceiling of the pyroclastic formation is met at depths varying between 2 and 15 meters below the ground surface where the Prehistoric Minoan settlement is situated (figure 2). The layer between ground surface and pyroclastic formation consists of ruins of an older town destroyed completely by a large earthquake.

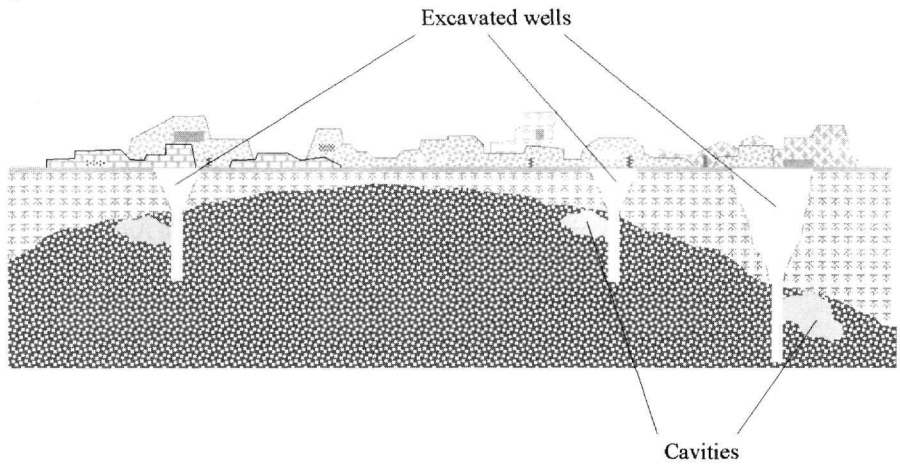


Figure 2. Sketch diagram of the excavated wells with cavities in their walls.

Man-made cavities appeared in the walls of some foundation wells (figure 2) during the excavations. Some of them were void while others were filled with stones, ceramics etc. According to the new findings from the excavations they probably concern prehistoric tombs.

Since the target of prospect is buried under a thick layer of ruins it was evident that surface GPR surveys would be incapable of detecting voids superimposed by such complex structures. This is due to the limitations, inherent in the physics of the method, where the receiver picks up all the returns such as large reflections from the ground surface and from many objects in different positions. Consequently any, later in time, received signal may be composed of the sum of returns from many objects in different positions attenuating thus the signal from the target.

The existence of the excavated wells was an excellent opportunity for us to apply the vertical profiling technique inside the well.

Six GPR traverses (profiles) L1 to L6 were conducted in each well along the vertical axis one every 60° (figures 3 and 4). Each GPR profile run in two directions: from top to bottom and bottom to top. The first 1m length of the well was not investigated due to the presence of a metal ring situated at the top of the pyroclastic formation to support the excavated loose material. A wooden plank 7m long was inserted between the antenna and the borehole wall to achieve thus a smooth motion of the antenna unit. Seven markers, 1m apart, marked on the wooden plank served to register a respective marker on the GPR records when the moving antenna was crossing them.

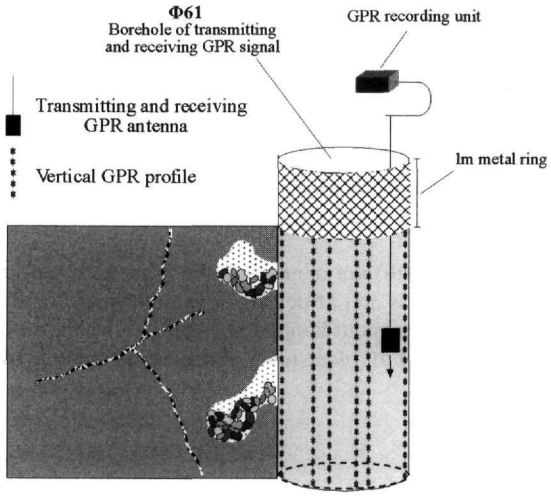


Figure 3. Field layout with the vertical GPR profiles on the walls of the borehole.

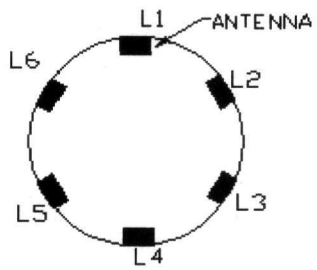


Figure 4. Horizontal cross section of the borehole with the positions of the 6 vertical GPR profiles.

The GPR unit used is a SIR SYSTEM 2000 of GSSI (Geophysical Survey Systems Inc.) It contains the system generating EM impulse, an array processor for simple data processing and an A/D acquisition board for real time digital recording in the internal hard disk. A 400 MHz antenna was used for transmitting the electromagnetic energy and receiving back the echoes.

An electric winch was used to drive the operator of the antenna unit down to the wall (figures 5 and 6). Since the top of the pyroclastic material is met 10 to 15 meters below the ground surface, he had to cross these depths in order to arrive at the beginning of the GPR profile. Then he had to move another 8m downwards along the vertical profile line.

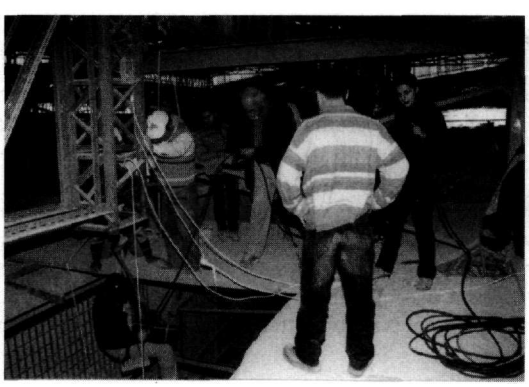


Figure 5. The operator, attached with the antenna unit, at the beginning of his journey.

Figure 6. The operator at the top of the pyroclastic material ready to start GPR measurements another 8m downwards.

The control unit generates a trigger pulse signal to the transducers transmitting section. A short burst of electromagnetic energy is then radiated to the underground where it travels at a velocity that depends on the dielectric constant of the medium. The energy reflected back by the interfaces between media with different dielectric constants is received by the receiving section of the transducer and sends it to the control unit. An improvement of the signal/noise ratio was obtained by the application of specific digital horizontal and vertical filters.

A local electrical resistivity survey preceded the GPR profiles. The resistivity measurements were conducted on the vertical walls of Φ61 well aiming to investigate the conductivity of the pyroclastic formation. This was considered as absolutely necessary since it is well known that the moisture content of different regions is the dominant factor in influencing both the conductivity and dielectric constant and hence the attenuation and velocity of the transmitted EM wave.

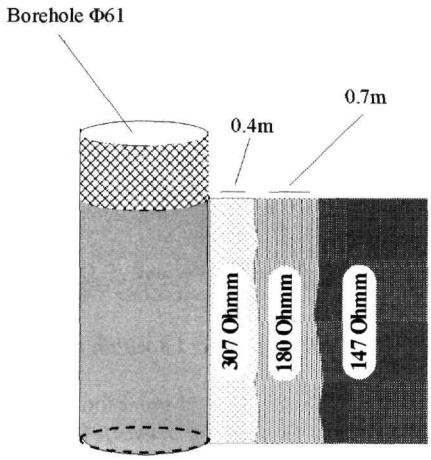


Figure 7. Horizontal resistivity variation in well Φ61 attributed to the different moisture content in the pyroclastic formation.

Figure 7 shows the results of the resistivity experiment. We can see that the electrical resistivity of the pyroclastic formation is laterally decreasing. The outer thin layer of the formation exhibits almost high resistivity (307 Ohmm) due to its dry condition. Moving deeper, in the horizontal direction, the resistivity is gradually decreasing due to the higher moisture content of the formation. Summarizing we can say, in general, that the condition of the formation from the conductivity distribution point of view rather satisfies the presuppositions to conduct a GPR survey.

DATA PROCESSING AND RESULTS

The GPR records obtained in the field were of good quality. The digitally recorded data were processed using RADAN III software.

The interpretation was focused to recognize the different electromagnetic anomalies and their geometrical relationships and shapes.

The difficulty in this case is that we are searching for voids filled with a material having the same electromagnetic properties with the main rock. In that case the discrimination is difficult since GPR receives reflections from the interface of two bodies having different electromagnetic properties. The electromagnetic transmission depends on the dielectric constant of the media and the most important factor affecting it is the moisture content.

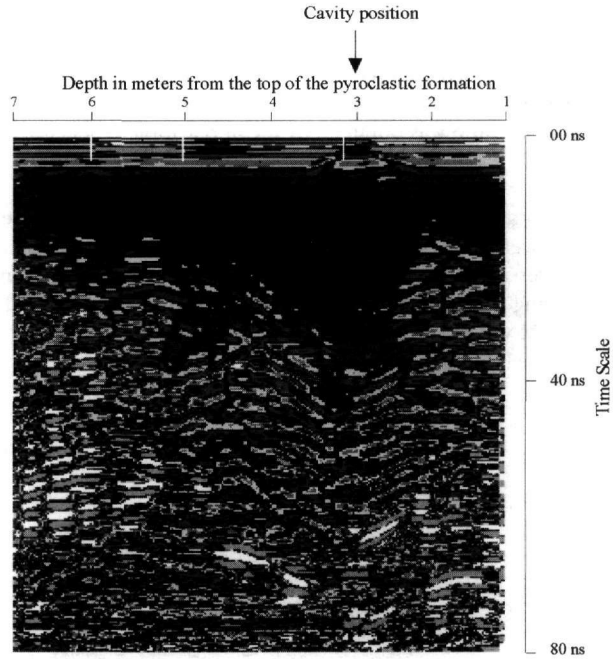


Figure 8. GPR profile line L3 within the well Φ39.

A major limitation of the method remains the lack of precision concerning the determination of the wave propagation velocity in relation to the depth. Correlation between GPR data and a known target enables time-depth calibration. Figure 8 shows the record of the GPR line L3 obtained within the well Φ39. An anomaly is visible between depths 2.8 and 3.2 meters, which corresponds to a cavity revealed during the excavation. The dark area from 3 to 5 m probably depends on the low resistivity of the ground caused from the different moisture content in it.

Figure 9 shows the record of GPR line L6 obtained within the well Φ61. The hyperbola pattern visible at the depth of 6 meters was attributed to a void. This profile was processed in order to obtain a better resolution. Figure 10 shows the same record after the application of a horizontal and vertical filter and Hilbert transform. The hyperbola pattern visible at the depth of 6 meters is now clear. In the same figure a new hyperbola pattern is now visible at the depth of the 3 meters.

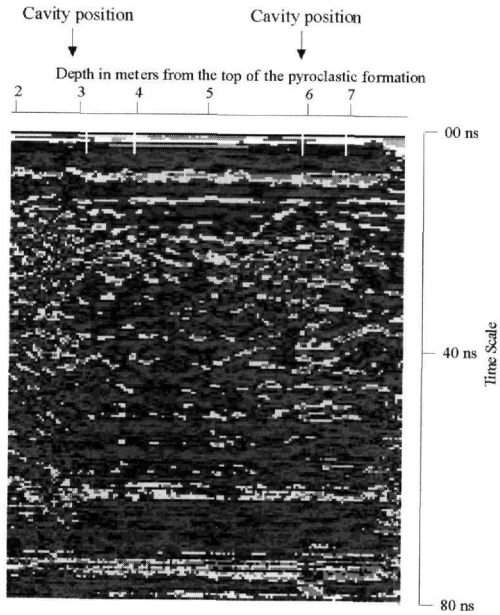


Figure 9. GPR profile line L6 within the well Φ61 (Deconvolution).

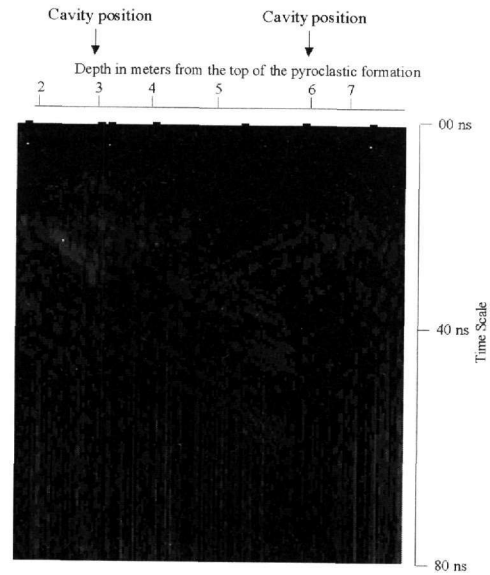


Figure 10. GPR profile line L6 within the well Φ61 (Horizontal filter and Hilbert transform).

Figure 11 shows a cross-well seismic tomography image of the area adjacent to the same well Φ61. It is very clear that two low seismic velocity anomalies occur at the same depths. This seismic image supports our GPR results concerning the investigated well.

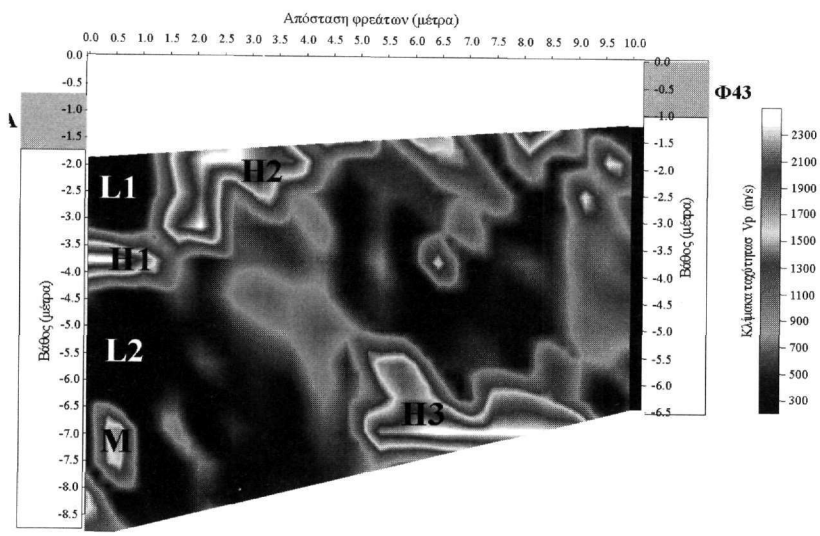


Figure 11. Seismic velocity image obtained from cross-well seismic tomography experiment carried out in the same well.

CONCLUSIONS

The vertical radar profiling method enables to explore much deeper than surface GPR by using wells. This is caused since the transmitting and receiving antennas are located within the well so the strong wave absorption observed in the near-surface GPR surveys is almost removed.

The vertical GPR profiles revealed locations where cavities exist but they were unable to show their shape and extent. Cross-well seismic tomography images supported the vertical radar profiling results.

REFERENCES

"Akrotiri of Thera", http://www.culture.gr/2/21/211/21121a/e211ua08.html Hellenic Ministry of Culture.

SATO, M., LU, Y., AND NITSUMA, H., 1997, Subsurface imaging by vertical radar profiling and its application to Tajiri archaeological site: Butsuri-Tansa, 50, 196-207.

SATO, M., 1997a, Vertical radar profiling for pipe detection: Internat. Symp. Engin. Environ. Geophys. Proceedings, 308-313.

ZENG, X., AND MACMECHAN, G. A., 1997, GPR characterization of buried tanks and pipes: Geophysics, 62, 797-807.

LOUIS, F. I., 2001, Geophysical Investigations within the frameworks of the exhibition and replacement of the old roof in the archaeological excavations area at Akrotiri on Thera island: Technical Report submitted to the Archaeological Society at Athens.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/4, 1371-1378, 2001 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/4, 1371-1378, 2001
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

SUBSURFACE FAULT IMAGING USING CROSSHOLE TOMOGRAPHIC METHODS

L.F. IOANNIS[1]

ABSTRACT

Crosshole seismic tomography experiments were performed to image the subsurface structure between pairs of wells in three locations at Ano Liosia Municipality. Seismic caps were used as downhole sources and a 24-channel geophone cable provided the downhole receivers. The crosshole data were processed with a SIRT traveltime transmission tomography package to produce a velocity model. The crosshole velocity section exhibits rapid lateral and vertical velocity changes that are not resolved by surface methods. The results indicate that crosshole tomography can potentially be used to image steeply dipping beds or complex structures, such as small faults or cavities.

KEY WORDS: cross-borehole tomography, traveltime inversion, high resolution imaging

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Πειράματα σεισμικής τομογραφίας μεταξύ γεωτρήσεων διεξήχθησαν στην ευρύτερη αστική περιοχή του Δήμου Άνω Λιοσίων με σκοπό την λεπτομερή απεικόνιση της υπεδαφικής γεωλογικο-τεκτονικής δομής στις θέσεις έρευνας. Τα σεισμικά δεδομένα έτυχαν ψηφιακής επεξεργασίας με σύγχρονο λογισμικό πακέτο όπου χρησιμοποιήθηκε η τεχνική της ταυτόχρονης επαναληπτικής ανακατασκευής (SIRT) για την αντιστροφή των χρόνων διαδρομής των πρώτων σεισμικών αφίξεων. Τα αποτελέσματα της έρευνας είναι υψηλής ανάλυσης απεικονίσεις του πεδίου σεισμικών ταχυτήτων στον μεταξύ των γεωτρήσεων χώρο. Οι απεικονίσεις παρέχουν υψηλής ευκρίνειας ταχείες πλευρικές και σε βάθος μεταβολές της σεισμικής ταχύτητας μη δυνάμενες να παρατηρηθούν με τις συμβατικές γεωφυσικές μεθόδους επιφανείας. Τα αποτελέσματα επιβεβαιώνουν το γεγονός ότι η σεισμική τομογραφία μεταξύ γεωτρήσεων είναι μία εύχρηστη και δυναμική τεχνική για την απεικόνιση σύνθετων υπεδαφικών δομών χρήσιμη στην τεχνική γεωλογία και στα έργα πολιτικού μηχανικού. Η δυναμικότητα της μεθόδου οφείλεται κατά κύριο λόγο στο γεγονός ότι η υψηλή διακριτική της ικανότητα διατηρείται η ίδια καθώς το βάθος έρευνας αυξάνει λόγω της διατήρησης του υψηλού συχνοτικού περιεχόμενου της διαδιδόμενης ενέργειας σε αντίθεση με τις συμβατικές μεθόδους επιφανείας όπου η απώλεια των υψηλών συχνοτήτων είναι ταχεία λόγω της απορρόφησης.

INTRODUCTION

In crosshole seismic tomography, seismic sources located in a well are shot into receivers located in a nearby well. The travel times of the first arrivals are used to produce a tomographic velocity cross-section of the subsurface between the two wells (Bregman et al., 1989; Calnan and Schuster, 1989; Lines and LaFehr, 1989; McMechan et al., 1987). Crosshole tomography is expected to provide better resolution than VSP or RVSP since most of the energy does not travel through the earth's highly attenuating near surface and the travel distances are shorter. In addition, the resolution of crosshole tomography is not depth limited since most of the energy travels between the wells.

THE EXPERIMENTS

The crosshole tomographic experiments were performed in three locations αt Ano Liosia Municipality (Figure 1) between pairs of properly cased wells 70 meters depth. In each location a 2D resistivity tomography section is running across the wells, imaging the subsurface structure of the greater lateral and in depth area.

The crosshole traveltime tomography experiment (Figure 2) comprises sources located in one well shot into receivers located in the other well (hole to hole).

1. Geophysics & Geothermics Dpt., University of Athens, Panepistimiopolis Ilisia 15784, Greece.
E-mail: jlouis@geol.uoa.gr

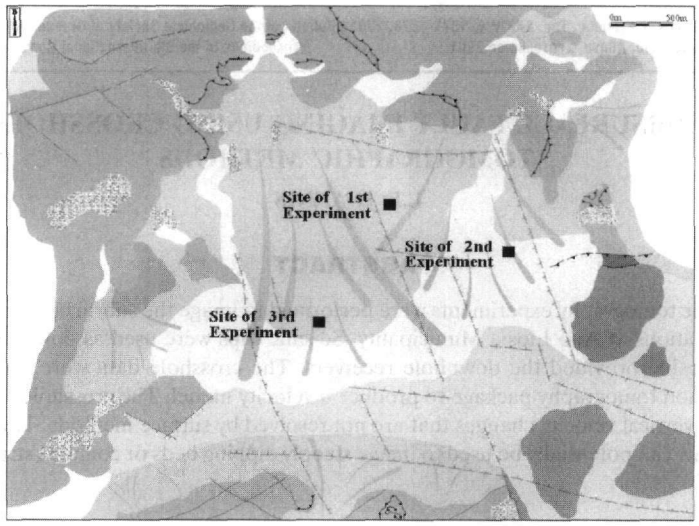


Figure 1. Location map with the sites of crosshole seismic tomography experiments.

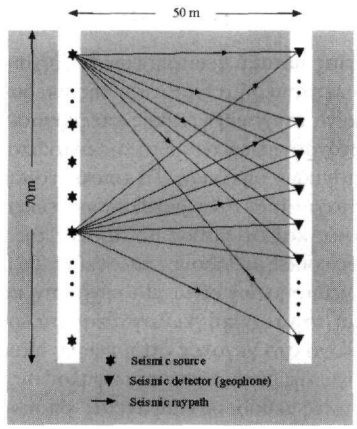


Figure 2. Schematic diagram of the crosshole tomography experiment.

A 24-channel geophone cable coupled with 14 Hz vertical component geophones served as the receiver. The space between receiver stations was 2.5 meters. The sources used in this experiment were seismic cap charges fired at 2.5 meters intervals from a depth of 70 meters to 5 meters. The seismic cap charge provided high quality data and did not damage the well. The seismic signals from all the stations were transmitted uphole simultaneously through tow leaders and recorded with a surface EG&G 24 channel recording system. Only two geophone cable positions were required to cover the receiver well from depths 70 meters to 5 meters.

DATA ANALYSIS AND PROCESSING

Examples of crosshole seismic data collected at selected shot locations are displayed in Figures 3 and 4. Twenty-eight shots ranging from depths 70 meters to 5 meters in the source well at 2.5 meters intervals were recorded for each receiver station.

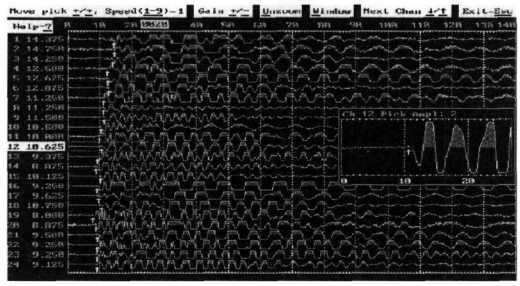


Figure 3. Seismic record from crosshole experiment in pair W1-W2.

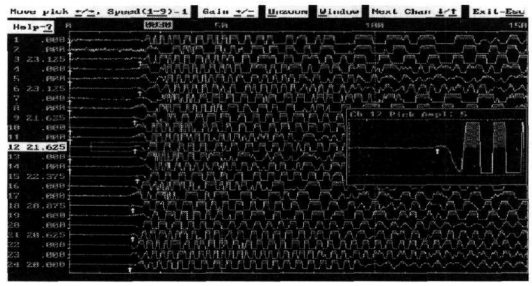


Figure 4. Seismic record from crosshole experiment in pair W6-W7.

Data in figures 3 and 4 were recorded by downhole geophones in wells W1 and W6 from the respective transmitting wells W2 and W7.

In crosshole transmission tomography, the first-arrival P waves are used to produce a velocity cross-section. Therefore, the precision of the travel time measurement is vital to the resolution of the final velocity cross-section. Since the S/N ratio of the data is good an automatic picking program based in threshold technique was used to pick the first-arrival times. We were able to pick the first-arrival times precisely on at least 85 percent of the 1950 (2 X 750 + 450) total traces of the three-crosshole experiments. The precision of the picks is approximately 0.125 ms.

Tomographic imaging is based on ray theory. The region bordered by the two boreholes is divided into rectangular cells or pixels, a contraction of "picture elements". The velocity of each cell is assumed to be constant and unknown.

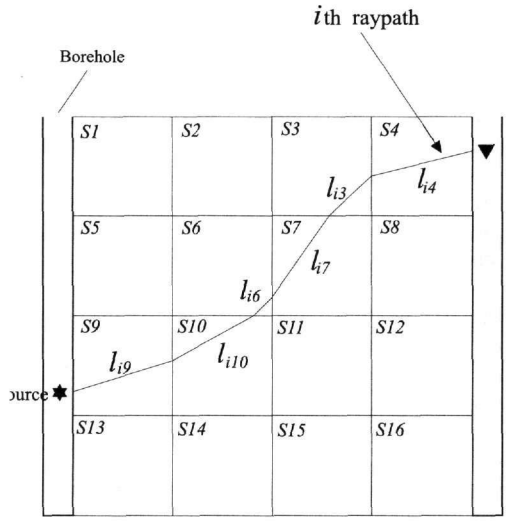


Figure 5. Schematic illustration of ray paths through a cell slowness model (After J. Berryman, 1991).

Referring to Figure 5, let t_i be the first-arrival travel time for the ith ray, l_{ij} be the distance traveled across the jth cell by the ith ray, and s_j be the slowness of the jth cell (slowness is the inverse of velocity). It is easy to see that

$$t_i = \sum_{j=1}^{N} l_{ij} s_j \quad (1)$$

Where N is the total number of pixels. Note that for any given i, the ray path lengths l_{ij} are zero for most cells j, as a given ray path will in general intersect only a few of the cells in the model. We can rewrite equation (1) in matrix notation by defining the column vectors $\mathbf{s}$ and $\mathbf{t}$ and the matrix $\mathbf{M}$ as follows:

$$\mathbf{s} = \begin{bmatrix} s_1 \\ s_2 \\ \vdots \\ s_n \end{bmatrix} \qquad \mathbf{t} = \begin{bmatrix} t_1 \\ t_2 \\ \vdots \\ t_n \end{bmatrix} \qquad \mathbf{M} = \begin{bmatrix} l_{11} & l_{12} & \cdots & l_{1n} \\ l_{21} & l_{22} & \cdots & l_{2n} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ l_{m1} & l_{m2} & \cdots & l_{mn} \end{bmatrix}$$

Equation (1) then becomes the basic equation of forward modeling for ray equation analysis:

$$\mathbf{Ms} = \mathbf{t}$$

Given the travel times vector **t** and the raypaths matrix **M**, we need to solve for the slowness vector **s**. The number of rows of **M** equals the number of rays (first-arrival time picks). The number of columns of **M** equals the number of pixels (cells) in the image. For example, for the experiment between wells W1 and W2, we had

Number of pixels = 12 X 25 = 300
Number of rays = 750

To invert the seismic data we used the CAT3D package developed by OGS within the frameworks of the European Union Project *3D Asymptotic Seismic Imaging*. CAT3D is composed with programs for ray tracing, tomographic inversion, grid manipulation and display. The inversion algorithm is robust with respect to noise contaminating the data, and does not depend strongly on the *a priori* information as most conventional algorithms. It does not require particular data (as VSP's or cross-well geometries): good results are obtained generally also by conventional surface data alone. The Input/Output formats available allow the exchange of data and models with all *de facto* standards currently adopted (SEG-Y, Landmark, Geoquest, ASCII, etc.). The various parts exchange various information, as the model interfaces, pixel geometry, 2D or 3D velocity field, sources and receivers locations, ray paths, travel times and, also, set of parameters to guide the forward and inverse modeling.

The iterative method SIRT (Simultaneous Iterative Reconstruction Technique) was used for the inversion. The algorithm has two main components: Tracing the rays to obtain **M** (raypaths) and solving for the **s** (SIRT). All this is done in a SUN spark workstation. A "check board" test was performed leading to a pixel size 3 meters vertically and 4.16 meters horizontally maximizing in that way the recovery efficiency of the model. The first iteration was done with an initial guess of constant velocity of 3000 m/s. The regularized SIRT was run through 5 iterations and the obtained velocity field was used again as an initial velocity model to obtain the final velocity field after 10 more iterations.

Figure 6 shows the ray coverage for the investigated area between wells W1 and W2. The measure of ray coverage or ray density is a popular indicator to estimate the inversion reliability. This indicator is measured here as the number of rays crossing each pixel. Although it can be computed very easily, it is considered rather a poor indicator of the local reliability, because it does not distinguish linearly dependant from independent rays. Singular value analysis and null space energy indicators are used today alongside with ray density to estimate the reliability of the solution.

Figure 7 shows the final velocity field (model) obtained from the inversion of first-arrival times. The major events in the velocity-depth section are identified as follows:

1. The surface layer with a dipping interface and lateral velocity variations (1300 – 2300 m/s), which is attrib-

uted to the conglomerates formation.

2. The high velocity (4000 m/s) deeper layer attributed to the limestone bedrock.
3. An intermediate velocity zone (2400 m/s) intersecting the high velocity (4000 m/s) rock mass in NE-SW direction, which is attributed to a main fault F.
4. Two intermediate velocity zones crossing the main fault F attributed to respective minor faults.

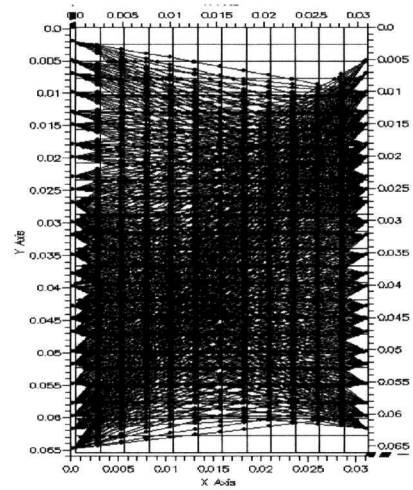


Figure 6. Ray coverage of the area between wells W1 and W2.

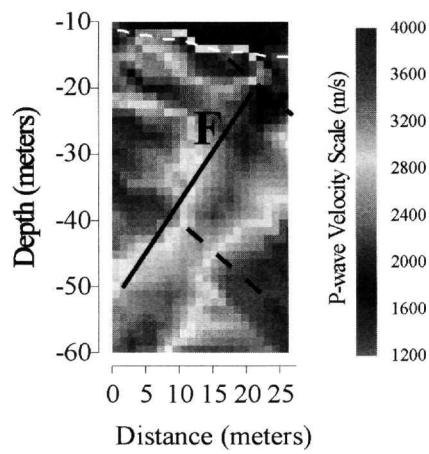


Figure 7. P-wave velocity image of the area between wells W1 and W2.

The upper part of Figure 8 shows a 2D resistivity tomography section running in the area of the first experiment. It images the lateral and vertical variations of the subsurface structure in the greater area. The lower part of the same figure demonstrates and compares resistivity and tomographic seismic images of the same portion of the subsurface between the wells. The main fault F, running in NE-SW direction, delineated from seismic tomography image is also well outlined in the 2D resistivity model.

The resistivity-depth image does not show any other indication such as the bottom interface of the surface layer or the minor fault zone near the surface. On the contrary crosshole seismic tomography it appears to be capable of distinguishing lateral velocity changes than the 2D resistivity method. This can provide high-resolution subsurface images that are of valuable information for engineering geologists and civil engineers.

Unfortunately, coverage near the top and bottom of the wells is poor (Figure 6). In order to effectively delineate the investigated area combined seismic techniques should be employed. The lack of ray coverage in

the upper part area between the wells (Figure 6) can be overcome by combining crosshole seismic with Vertical Seismic Profiling (VSP) and/or Reverse Vertical Seismic Profiling (RVSP) techniques. Concerning the lack of information for the lower part area between the wells (Figure 6), the wells need to be drilled considerably deeper than the zone of interest.

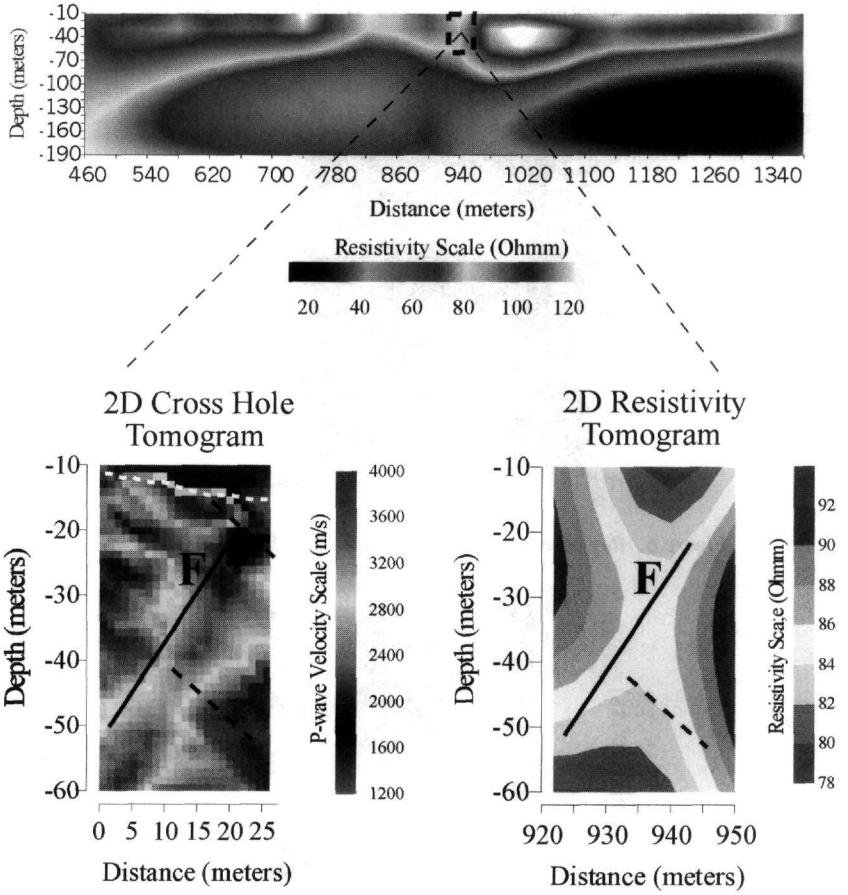


Figure 8. The upper part shows a 2D resistivity section running in the area of the first experiment. It images the lateral and vertical variations of the subsurface structure in the greater area. The lower part compares resistivity and seismic images of the same portion of the subsurface.

The upper part of figure 9 shows a 2D resistivity section in the area of the second experiment. It images the lateral and vertical variations of the subsurface structure in the greater area. The final velocity field (model) obtained from the inversion of first-arrival times, recorded in the experiment between pair W3-W4, is shown in the lower part (b) of the same figure. The major events identified in the velocity-depth section are as follows:

1. The surface layer of variable depth and lateral variations of seismic velocity (1300 – 3000 m/s), which is attributed to the conglomerates formation.
2. The intermediate layer with low to intermediate velocities (1400 – 2500 m/s).
3. The high velocity (3500 m/s) basement layer. The major lateral velocity variation (2500 to 3500 m/s) observed in the middle of the velocity model is attributed to a main fault zone F striking NE-SW.
4. The intermediate velocity zone (2400 m/s) observed in the lower right part of the figure, intersecting the high velocity basement rock, is attributed to a minor fault zone.

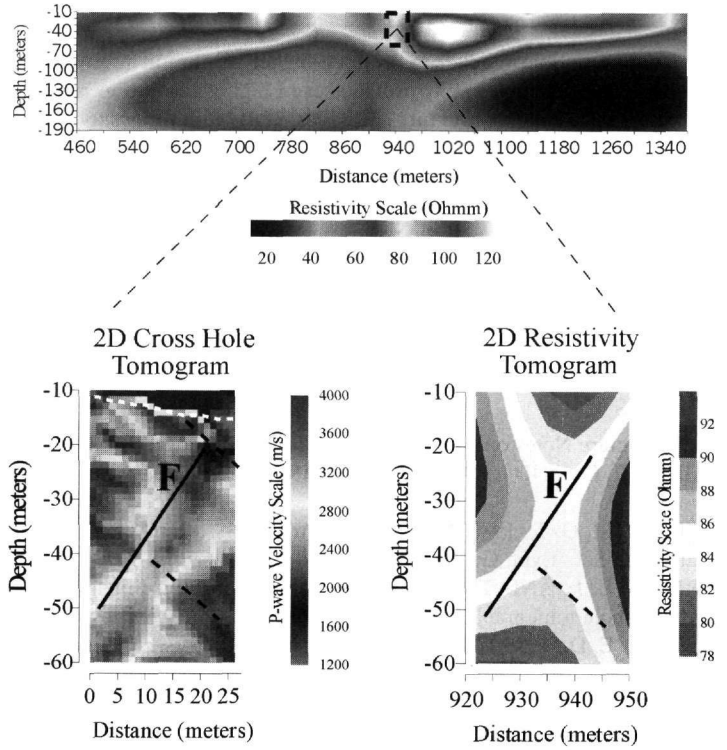


Figure 9. A 2D resistivity tomography section, running in the area of the second experiment, is shown in the upper part. It images the lateral and vertical variations of the subsurface structure in the greater area. The lower part compares resistivity (a) and seismic (b) images of the same portion of the subsurface.

Another 2D resistivity section, running in the area of the third experiment, is shown in the upper part of figure 10. It images the lateral and vertical variations of the subsurface structure in the greater area. The final velocity field (model) obtained from the inversion of first-arrival times recorded in the experiment between pair W5-W6 is shown in the lower part (b) of the same figure.

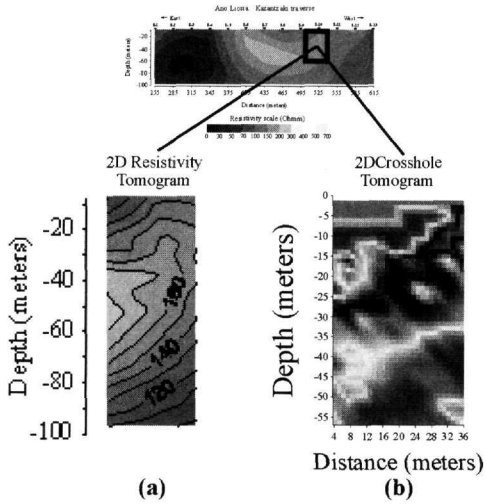


Figure 10. 2D resistivity tomogram from the area of the third experiment (upper part). The lower part compares resistivity (a) and seismic (b) images of the same portion of the subsurface.

CONCLUSIONS

Crosshole seismic tomography experiments can produce higher resolution subsurface images than surface seismic or resisitivity data. Crosshole tomography provides even higher resolution cross-sections than surface methods and potentially can resolve smaller structures. Cavities, faults with throws too small to be resolved with surface seismic data are examples of exploration targets that crosshole seismic tomography may adequately resolve. This, in large part, is due to less attenuation of high frequencies in the crosshole data.

Unlike RVSP and surface seismic where all the waves need to travel to the surface, most of the crosshole energy travels only between the wells. Therefore, the subsurface images produced by crosshole tomography will maintain the same high resolution as the depth increases, while the images produced by RSVP or surface seismic will lose their resolution. In addition, crosshole tomography can distinguish both lateral and vertical velocity changes, which can provide valuable information about rock properties.

REFERENCES

BERRYMAN, J. G., 1991, Lecture Notes on Nonlinear Inversion and Tomography: LLNL, Livermore, CA.

BREGMAN, N. D., BAILEY, R. C., AND CHAPMAN, C. H., 1989, Crosshole seismic tomography: Geophysics, 54, 200-215

CALNAN, C., AND SCHUSTER, G. T., 1989, Reflection and transmission cross-well tomography: Presented at the 59th Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts, 908-911.

CHEN, S. T., ZIMMERMAN, L. J., AND TUGNAIT, J. K., 1990, Subsurface imaging using reversed vertical seismic profiling and crosshole tomographic methods: Geophysics, 55, 1478-1487.

LINES, L. R., AND LAFEHR, E. D., 1989, Tomographic modeling of a cross-borehole data set: Geophysics, 54, 1249-1257.

McMECHAN, G. A., HARRIS, J. M., AND ANDESRON, L. M., 1987, Cross-hole tomography for strongly variable media with applications to scale model data: Bull. Seis. Soc. Am., 77, 1945-1960.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/4, 1379-1383, 2001 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/4, 1379-1383, 2001
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

A GEOPHYSICAL SURVEY IN THE ARCHAEOLOGICAL SITE OF ARCHONTIKO, YANNITSA.

A. SAVVAIDIS[1], G. TSOKAS[1], P. TSOURLOS[1], G. VARGEMEZIS[1], A. CHRYSOSTOMOU[2] AND P.CRYSOSTOMOU[2]

ABSTRACT

The present case history comprises the investigation of the archaeological site in the area of Archontiko employing measurements of the total magnetic field variations. Two data sets were collected in 1992 and 1993 in order to map the area of interest.

The field data were corrected for diurnal variations. Processing of the data involved estimating statistical parameters, which allowed the unification of the single data blocks of 20 m x 20 m into two main blocks containing the data surveyed in 1992 and 1993. Inverse filtering was next applied to parts of the processed data set, which involved geophysical anomalies of particular interest. The followed excavations confirmed the results of the geophysical survey, validating that the magnetic method is reasonably one of the most popular in prospecting archaeological sites.

KEY WORDS: Archaeological Prospecting, Magnetic, Inverse Filtering, Archontiko.

1. INTRODUCTION

The ancient settlement of Archontiko is 4.5 km NW of ancient Pella in North Greece (Figure 1). The findings showed that the area was first occupied by the end of the Iron Age, i.e. 650-550 B.C. Also, showed that the topographic table of Archontiko was a major settlement of the Yannitsa province due to its concessive position by the main roads of Macedonia (Chrysostomou A. and Chrysostomou P., 1993). At the upper layers of the ruins, findings of the Roman and Byzantine times were also unearthed.

The geophysical methods have been used in order to detect and map antiquities in various sites in Greece (e.g., Tsokas et al., 1994; 1995; Savvaidis et al., 1999). The resistivity mapping employing the twin probe array, the total magnetic field variations, the airborne photos and the Ground Probing Radar are the most popular methods in this respect. However, almost all geophysical methods can be used to tackle specific problems.

From 1992 till 1994, many geophysical surveys were carried out in the area of Archontiko to collect mainly magnetic data. Resistivity measurements were also conducted in a small part of the area. The data presented in this study cover the northern side of the topographic table of Archontiko and they were collected during two campaigns during the summer of the years 1992 and 1993 (Figure 2).

2. PROCESSING

The data were collected using the SCINTREX proton precession magnetometers. They were reduced for the diurnal variation of the magnetic field using the records of a base station operating simultaneously in the area. The area was subdivided into grids of $10x10m^2$ and $20x20m^2$ and measurement were taken along profiles spaced 1 m apart stepwise in 1 m intervals. At first, two grids were established, one for each period (1992 and 1993). In Figure 3, the data of 1992 (NW) and 1993 (NE) are presented into two unified grids with different gray scales for the values of the total magnetic field.

In order to enhance the view of the magnetic anomalies, the data were further processed using the software library of Philips (1997). A median filter of 3x3 points was applied to each original sub-grid, in order to eliminate the erratic spikes.

Next, statistical values were calculated for each grid that include, the mean value of the total magnetic field, the RMS and the standard deviation. For each data set (1992 and 1993), one grid was selected which served as the base for the integration of each set. The criteria for the selection of the base grid were its mean value to be

1. Geophysical Laboratory, Dept. of Geology, Aristotele University of Thessaloniki, GR 54006, Thessaloniki, Greece.
2. IZ' Ephoria of Prehistoric and Classic Antiquities, Pella,Greece.

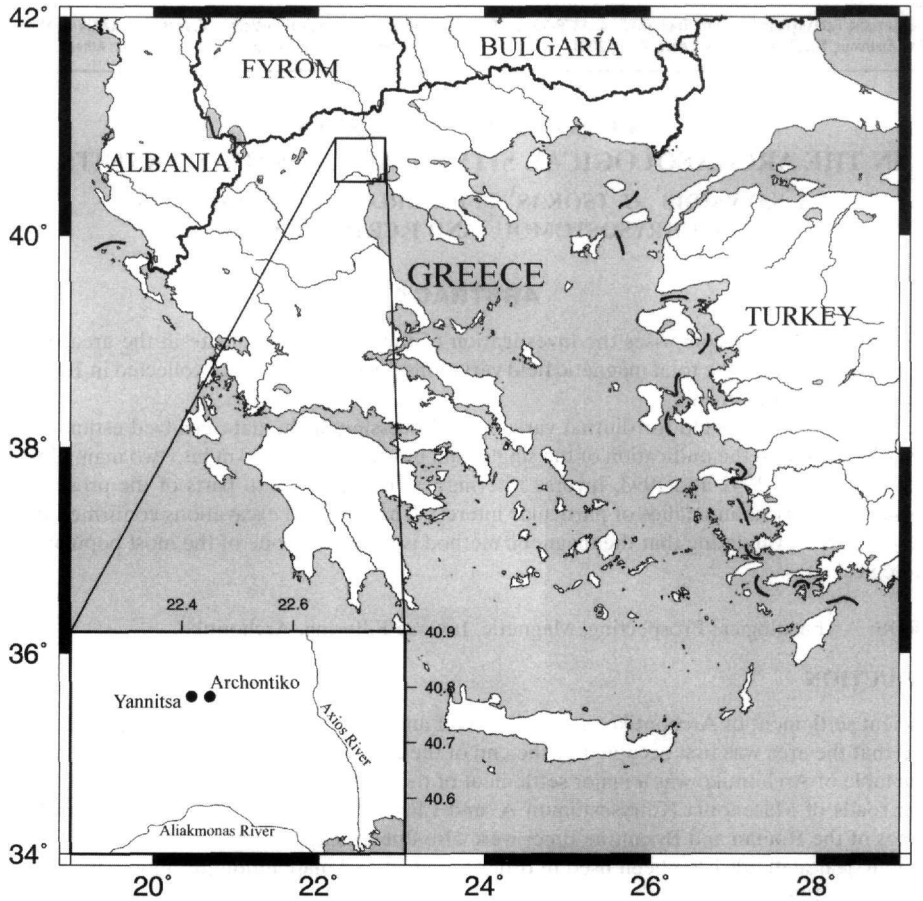


Figure 1. The position of Archontiko and Yannitsa. They are located between the rivers Axios and Aliakmonas.

close to the mean value of all the data in the set and also to have the smallest RMS and standard deviation. For the data set of 1992 the mean value of all data is –20.729. The grid selected as the base grid has a mean value of –20.61, RMS equal to 22.80, which is one of the lowest and a standard deviation of 9.77, that is the second lowest. For the data set of 1993 the mean value of all data is 259.72. The grid selected as base has a mean value of 259.4, RMS equal of 259.51, and a standard deviation of 7.77, that is the lowest.

After the selection of the base grids, the difference of the mean value of each grid from the base one was calculated. Subsequently, these values were added to each sub-grid and an integrated grid was formed for each data set. In Figure 4 the data after the median filter and mean value corrections applied are presented. The most clearly shown features correspond to, an elongated anomaly on the west side (a), a parallelogram like anomaly (b) in the 1992 data set, and two anomalies one of high (c) and one of low (d) magnitude of the magnetic field in the data set of 1993.

3. INVERSE FILTERING

Two-dimensional inversion filtering (Tsokas and Papazachos, 1992) was applied to blocks A and B of the data. The process is based on the construction of the least-squares filter created by a rectangular model. The idea is to filter the magnetic response of the body in order to delineate its extend and shape.

A 7-point inverse filter was computed by inverting the effect produced by a vertical sided 0.5x0.5x0.5 m prism buried at a depth of 0.5m assuming only the existence of induced magnetization.

The produced filter was convolved with parts of the smoothed magnetic data for two areas designated as blocks A and B (Figure 2). The original data and filtered results for blocks A and B are depicted in figures 5, and 7 respectively.

As it is evident on Figure 5, the filtering operation sharpened the lateral extent of the anomaly caused by the

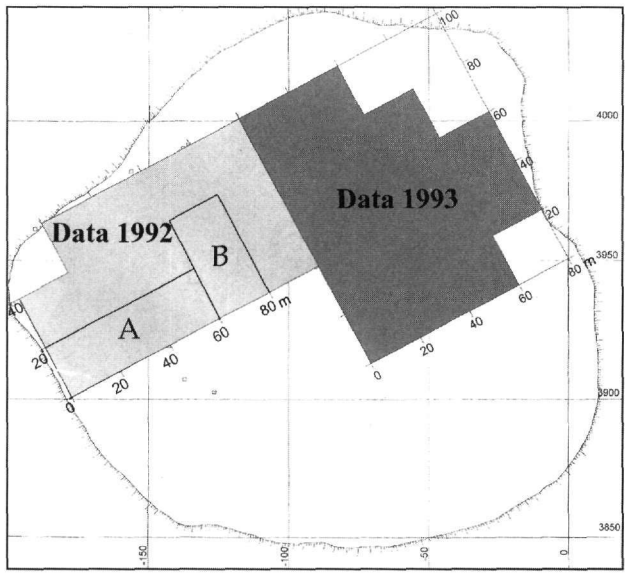


Figure 2. The blocks that constitute the surveyed area. Data sets of 1992 and 1993 are marked separately. Smaller blocks A and B denote the area where the inverse filtering technique was applied.

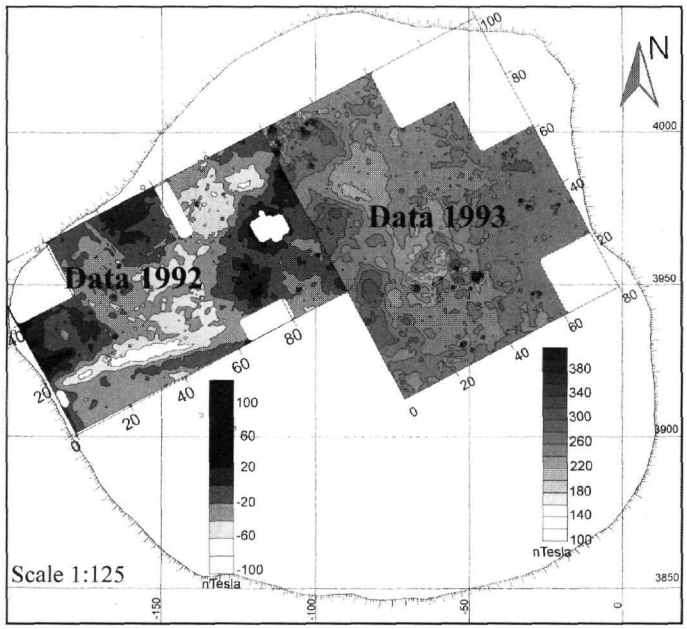


Figure 3. The distribution of the total magnetic field for the datasets of 1992 (NW) and 1993 (NE).

elongated feature. In fact, the new signature gives an estimate of the real width of the buried body. It can be now inferred by simple inspection of Figure 5 that the body must be about 1 m wide. After the excavations took place in block A the inner-wall was revealed as shown in Figure 6. The elongated feature mapped by the magnetic data corresponds to the inner wall.

In Figure 7 the positive magnetic anomaly has been replaced and reduced to its real location.

Using the inversion filtering to selected anomalies proves particular useful to obtain further information about the prospected features.

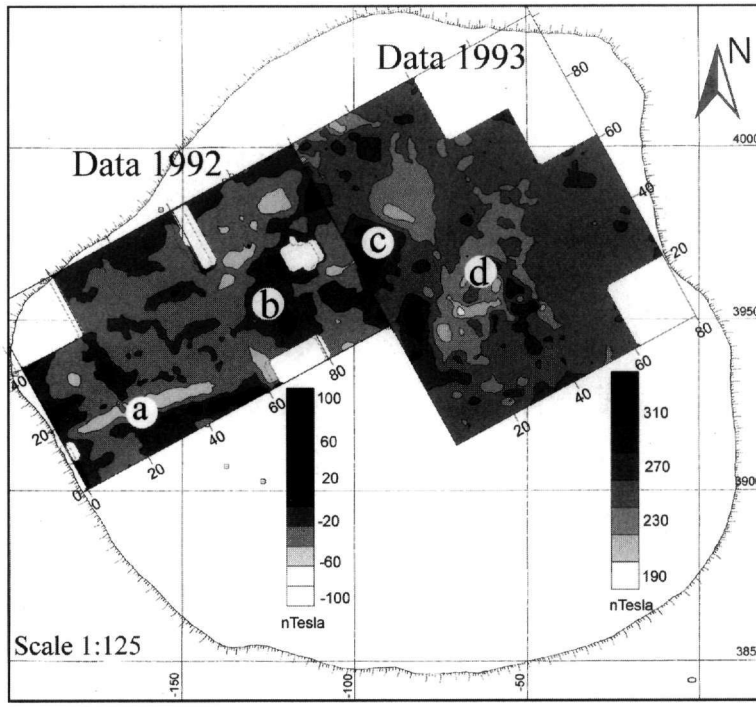


Figure 4. Data after the median filter and the mean value corrections.

4. CONCLUSIONS

The use of the magnetic method is a valuable tool for prospecting archaeological sites, since delineates successfully a wide range of buried features commonly encountered there.

The structures are well defined by mapping the total magnetic field. However, further processing of the raw

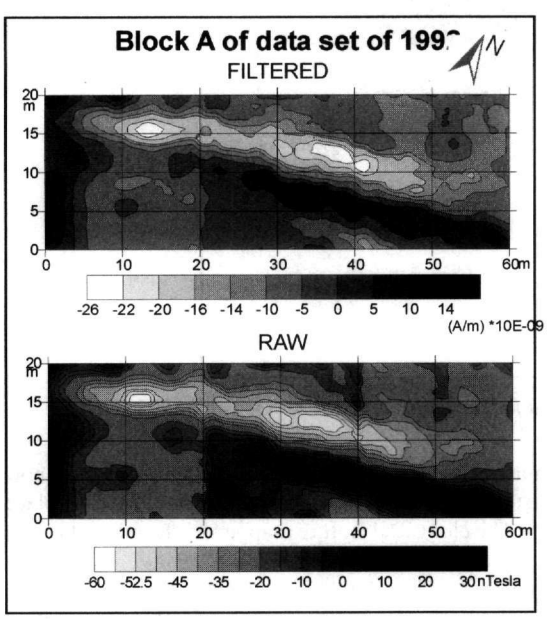


Figure 5. Raw and filtered data of block A.

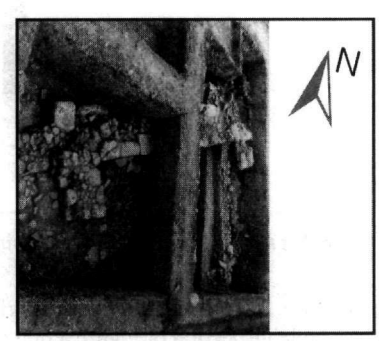


Figure 6. Excavation that show the unearthed foundations of an inner wall. This structure, along with its fallen towards north upper structure produced the linear anomaly observed in the Southwest of the surveyed area.

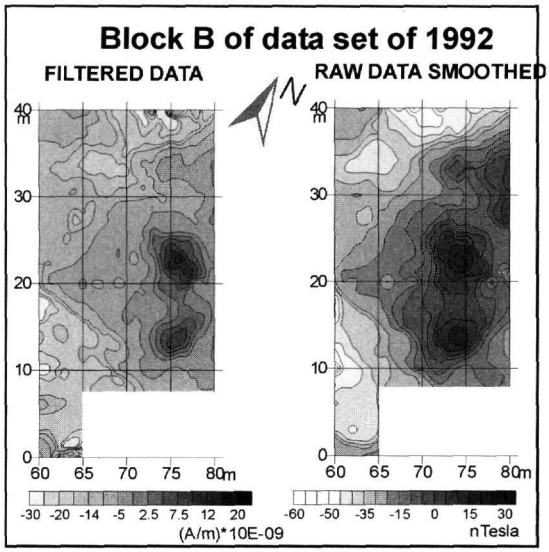


Figure 7. Raw and filtered data of block B.

data, using the inverse filtering technique, resulted into the delineation of the distribution of the subsurface magnetization, giving a better image of the lay out and the lateral dimensions of the concealed ruins. By definition the inverse filter outcome (Tsokas and Papazachos, 1992) is the distribution of the magnetization provided that only induced type of magnetization is present. Consequently, if the values are divided by the normal field strength they yield the susceptibility mapping of the area. The inverse filtering method revealed properties of the buried targets (lateral extent and magnetization) and produced a picture of their plane view. It has to be stressed that the geophysical interpretation results fit remarkably well with the findings of the archaeological excavation.

The modern processing techniques enhance the effectiveness of the magnetic prospecting in areas of complex structure.

REFERENCE

CHRYSOSTOMOU A. AND CHRYSOSTOMOU P., 1993, 'Excavation of the table at Archontiko, Yannitsa, in 1993:Sector IV', *Το Αρχαιολογικό έργο στην Μακεδονία και Θράκη*', 7, 159-169.

PHILIPS D. J., 1997, 'Potential-Field Geophysical Software for the PC, version 2.2', USGS, Open-File Report, 97-725, 25pp.

SAVVAIDIS A., TSOKAS G., LIRITZIS. Y AND APOSTOLOU M., 1999, 'The Location and Mapping of Ancient Ruins on the Castle of Lefkas (Greece) by Resistivity and GPR Methods', *Archaeological Prospection*, 6, 63-73.

TSOKAS G.N. AND PAPAZACHOS C.B., 1992, 'Two-dimensional inversion filters in magnetic prospecting: Application to the exploration for buried antiquities', *Geophysics*, 57, 8, 1004-1013.

TSOKAS G.N., GIANNOPOULOS A., TSOURLOS P., VARGEMEZIS G., TEALBY J.M., SARRIS A., PAPAZACHOS C.B. AND SAVOPOULOU T., 1994, 'A large scale geophysical survey in the archaeological site of Europos (northern Greece)', *Journal of Applied Geophysics*, 32, 85-98.

TSOKAS G.N., PAPAZACHOS C.B., VAFIDIS A., LOUKOYIANNAKIS M.Z., VARGEMEZIS G. AND TZIMEAS K., 1995, 'The detection of monumental tombs in tumuli by refraction seismics', *Geophysics*, 60, 6, 1735-1742.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/4, 1385-1391, 2001 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/4, 1385-1391, 2001
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

GEOPHYSICAL PROSPECTION FOR MAPPING OF THE QANAT SYSTEMS: APLLICATION TO THE QANAT SYSTEM OF AGIA PARASKEYH-CHORTIATI OF THESSALONIKI (N. GREECE)

TSOURLOS P.[1], VARGEMEZIS G.[1], TSOKAS G.[1], ALEXANDROU K.[1] AND TZELI P.[1]

ABSTRACT

In this paper the application of the 2-D electrical and ground penetrating radar (GPR) geophysical techniques for locating subsurface water collective systems (qanats) is demonstrated.

Qanats can be found in many Greek regions and despite the fact that most of them are inactive, in some areas qanats are still being used as water providing systems. For both environmental and historical reasons there is a need that existing qanats are protected, fully mapped and studied in view of their geological and hydrogeological environment.

Geophysics can play a significant role in this procedure. Synthetic modeling and inversion examples presented in this work support the above claim.

Further, in this paper the electrical and GPR techniques are used to map a well-known and already studied Qanat system at the area of Agia Paraskevi at the outskirts of the Chortiatis village 20 kilometers away from the city of Thessaloniki. The interpreted features delineated by the geophysical techniques are in very good agreement with the known qanat structure.

Overall, it is shown that geophysical techniques can be used to aid qanat mapping as well as to provide useful information about their general setting.

KEY WORDS: qanat, GPR, 2-D resistivity, inversion

1. INTRODUCTION

The technique of building subsurface tunnels for collecting and transporting water (qanats) has its roots probably in the pre-historic era and has been used widely all over the world for many centuries.

Qanat systems are abandoned in Greece. Most of them are inactive either due to the change of water demands or due to natural disasters (earthquakes, floods). Yet, there is a significant number of active systems which are still being used for providing water for agriculture and domestic use. Vavliakis (1989) and Vavliakis and Sotiriadis (1993) have presented thorough studies of Qanat systems in Greece.

Due to the vicinity of qanat systems to the ground surface, their waters are susceptible to pollution. Thus, it is important that active qanats are fully charted and explored in view of their geological and hydrogeological condition.

Further, a study of inactive qanats will either help to explore the possibility of reusing these systems or will provide significant historical information.

In this framework, geophysical techniques can be used to chart qanats and to provide information regarding their geological environment. In particular, since qanats are effectively shallow buried voids (either air or clay filled), they are an ideal geophysical target. 2-D electrical and GPR techniques are widely used for void detection and many successful applications of the techniques can be found in literature (Tsourlos, 1995; Tsokas et al., 1997). These techniques were tested to the known qanat system and proved particularly successful.

2. AGIA PARASKEVI QANAT

The explored qanat system is situated at the area of Agia Paraskevi at the outskirts of the Chortiatis village (prefecture of Thessaloniki) (Figure 1).

The qanat of Agia Paraskevi was fully studied by Vavliakis et al. (1995). The qanat system was build during the Othoman period to supply water to the city of Thessaloniki and currently is still being used to provide water to several facilities (hospital, army camp etc.) nearby.

1. Geophysical Laboratory, Department of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, 54006 Thessaloniki, Greece

The qanat is constructed at the tectonic contact between Triassic limestone and the Triassic-Jurassic phyllitic basement. The qanat was bored into quaternary sediments and uses the impermeable phyllites as its floor. Water comes from an aquifer related to the fractured Triassic limestone and is driven into the qanat tunnels. A sketch map of the water collection system is shown in Figure 2.

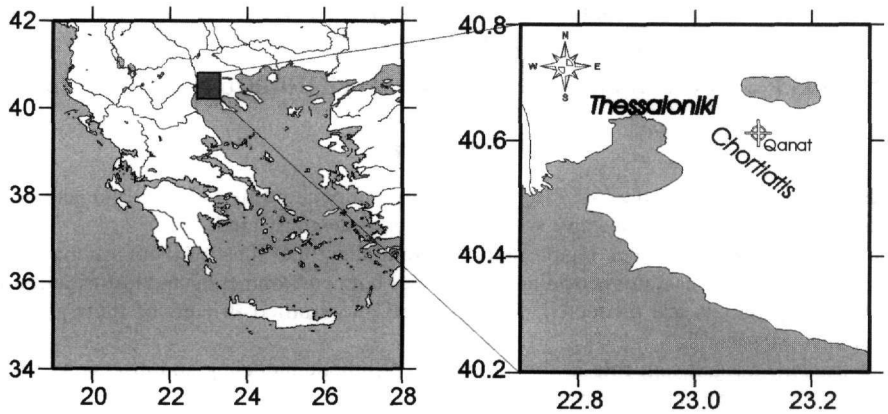


Figure 1: Location map of the Agia Paraskevi qanat

The qanat has two tunnels A, B (Figure 3) with a total length of 74m. The average tunnel width is 0.6cm and its maximum height is 1.6m. There are several observation wells and at places tunnels are quite wide. The maximum burial depth is 7.9m and tunnel A is situated approximately 1.5m higher than tunnel B.

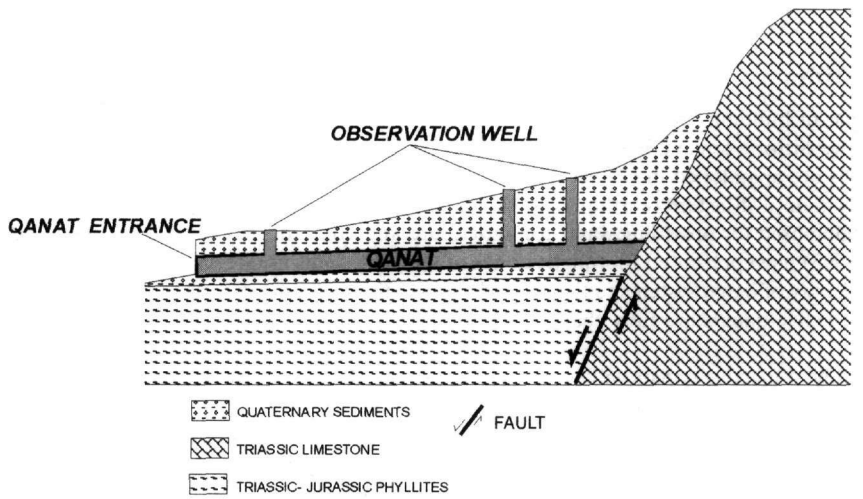


Figure 2: A sketch showing the Agia Paraskevi qanat and the geological setting

3. MODELLING AND PROCESSING

2-D resistivity measured data in the form of pseudosections of apparent resistivity produce a distorted image of the subsurface resistivity. Inversion is currently the standard procedure to obtain a realistic estimate of the true resistivity based on the field observations. In this work a flexible non-linear 2-D scheme (Tsourlos, 1995; Tsourlos et al., 1998) based on a smoothness constrained algorithm was used to invert the collected resistivity data. The algorithm is iterative and fully automated and is based on a reliable 2.5D finite element forward modeling scheme, which is also used for calculating the Jacobian matrix when necessary.

The inversion aims to calculate a subsurface resistivity estimate **x** for which the difference **dy** between the

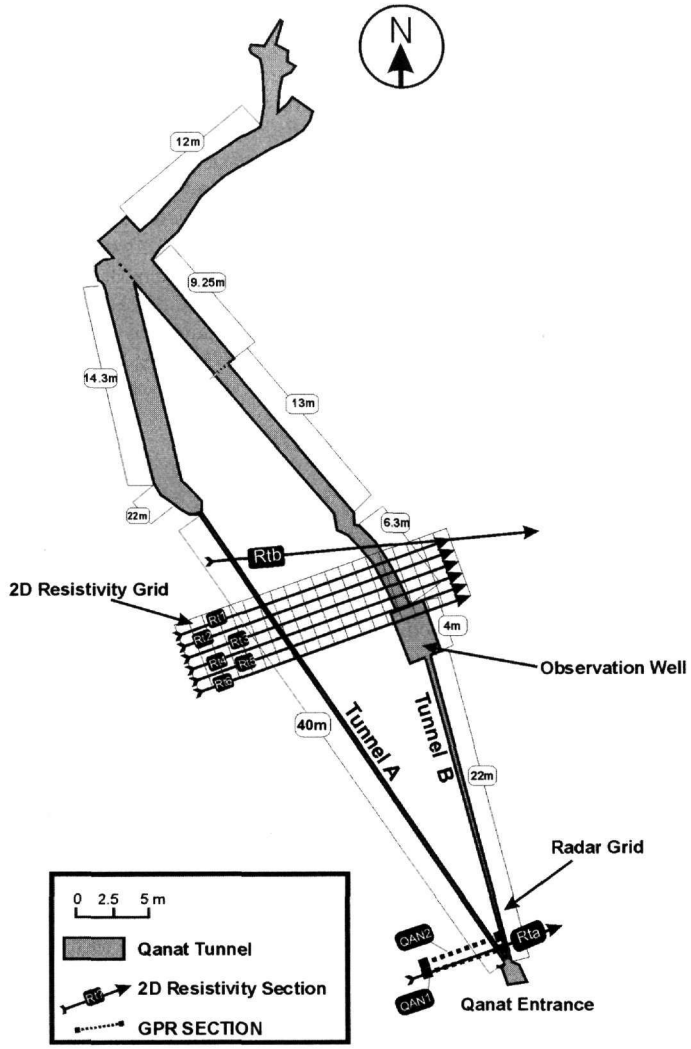


Figure 3: A plan view of the Agia Paraskevi qanat (after Vavliakis et al., 1995) with the measured geophysical sections.

observed data $\mathbf{d}_{obs}$ and the modeled data $\mathbf{d}_{calc}$ (calculated using the forward modeling technique) is minimized. The smoothness inversion scheme, tries to minimize the data difference vector **dy,** under the condition that the roughness of the produced model is minimized. The resistivity correction at the k+1 iteration is given by:

$$d\mathbf{x}_{k+1}=[(\mathbf{J}_k^T\mathbf{J}_k+\mu\mathbf{C}_x^T\mathbf{C}_x+\mathbf{C}_z^T\mathbf{C}_z)]^{-1}\,\mathbf{J}_k^T\mathbf{J}_k\,d\mathbf{y}_k \qquad (1)$$

where $\mathbf{C}_x$, $\mathbf{C}_z$ are matrices which describe the smoothness pattern of the model in the x,z, directions, $\mathbf{J}_k$ is the Jacobian matrix estimate and $\boldsymbol{\mu}$ is the lagrangian multiplier.

To illustrate the effectiveness of the above procedure the model of Figure 4a, which simulates two qanats (filled with air and clay respectively) was used, to produce a 2-D data set using the 2.5 FEM forward modeling scheme. The obtained apparent resistivity data, depicted in a pseudosection form in Figure 4b, were subsequently inverted and the results are shown in Figure 4c. The inverted subsurface resistivity image is very close to the initial model and is definitely a major improvement when compared to the pseudosection of Figure 4b, illustrating that qanats are a particularly good target for the resistivity method. Note that a similar processing procedure was followed for all the real data collected from the studied area.

GPR is another geophysical technique that is particularly suited for shallow void detection. To illustrate its effectiveness we used a 2-D Finite Difference Time Domain GPR forward modeling technique (Giannopoulos, 1997) to simulate the 2-D response of an air filled qanat (Figure 5a). FDTD is a marching-on in time procedure. It propagates the EM waves in the mesh originated by imposing the initial conditions at the source node. For the model presented here, we used a mesh of 300x300 nodes with the elementary spatial step being set to 0.02m resulting in a simulated space of 6x6m. Scan line is centered above the air-earth interface and have a length of 4m (200 nodes). The transmitter and receiver separation was 0.08m and one trace was obtained every 0.08m as well. The time step was 4.7E-11 seconds and 1000 time iterations were calculated for each trace, resulting in a 47 nanoseconds time window. The produced model is shown in Figure 5b and the pronounced hyperbola-like anomaly indicates the pattern of the anomalies, which we would anticipate in the field data.

GPR data processing is a very delicate procedure and should me made cautiously. The processing for the GPR data collected in this work involved simple procedures. The data was subjected to temporal low pass filtering in order to cut the instrument induced high frequency noise. Further, dewow was performed to remove the inductive component from the received signal. Finally a 7 point window was employed for temporal stacking which enhanced the signal strength.

4. MEASUREMENTS AND INTERPRETATION

All resistivity 2-D data sets were collected using the dipole-dipole array with a maximum N separation maxN=11. Data were obtained with a SAS 4000 Terrameter using a multicore cable with a hand driven switch box. Survey lines positioning was arranged so that physical obstacles existing in the site (buildings, fences) were avoided.

Two initial reconnaissance 2-D resistivity sections Rta, Rtb were measured at the area as shown in Figure 3. Twenty-four (24) electrodes were used and the inter-electrode spacing for Rta was 0.5m and for Rtb was 1m. The pseudosections of the data sets Rta, Rtb are depicted in Figures 6a, 6b respectively.

The inversion results of section Rta (6 iterations, RMS error 2.5%)are shown in Figure 6c. Tunnel A is clearly depicted as the central high resistivity anomaly. Further, part of Tunnel B is depicted on the right hand side of the section. A similarly good inversion picture (Figure 6d) was produced for section Rtb (6 iterations, RMS error 4.2%): Tunnel B is depicted clearly. Note that for both cases the tunnel dimensions and burial depth produced by the geophysical interpretation are in a very good agreement (within 10%) with the existing structures.

Further, a grid of 18 GPR sections was measured at a selected region shown in Figure 3. The PULSE EKKO 1000 bistatic system was used with an antenna separation of 0.5m. The nominal frequency of the antennas was 225MHz and the spatial sampling was set to 10cm. Data processing was carried with the procedure explained in the previous section.

Two of the measured transects are presented here. The first one (Qan01) coincides with the resistivity section Rta and is shown in Figure 6e. At 6 meters from the start of the section, a diffraction hyperbola can be seen. This is the pronounced response of the Tunnel A and is in very good agreement with the modeled response shown in Figure 4e. At the end of the section, part of the anomaly produced by Tunnel B can be seen. Both features appear to be at a depth of approximately 0.5 meters. A similar image is presented in Figure 6f for section Qan02 (see Figure 3).

A full grid of 6 2-D resistivity sections (Rt1-6) were measured in the area (Figure 3) in order to decide the effectiveness of the technique in locating both tunnels when at different depth. An array of 21 electrodes was used and the inter-electrode spacing was 1m. The inverted results for all sections are depicted in Figure 7.

Both tunnels are successfully reconstructed and their location is marked into the Figure. At this area Tunnel B is situated 1.5m deeper than Tunnel A and this is clearly seen in the inverted images. The anomaly corresponding to Tunnel A is not always very pronounced. This is due to the fact that the tunnel width is approximately 0.6m which is smaller than the 1m inter-electrode spacing used in the measured array. However, Tunnel A is still easily detectable due to its huge resistivity contrast with the surrounding material. Further, it is worthwhile noticing that the anomaly corresponding to Tunnel B is becoming much bigger in dimensions in sections Rt5 and Rt6. This is due to the to the observation well (denoted in Figure 3) at this point.

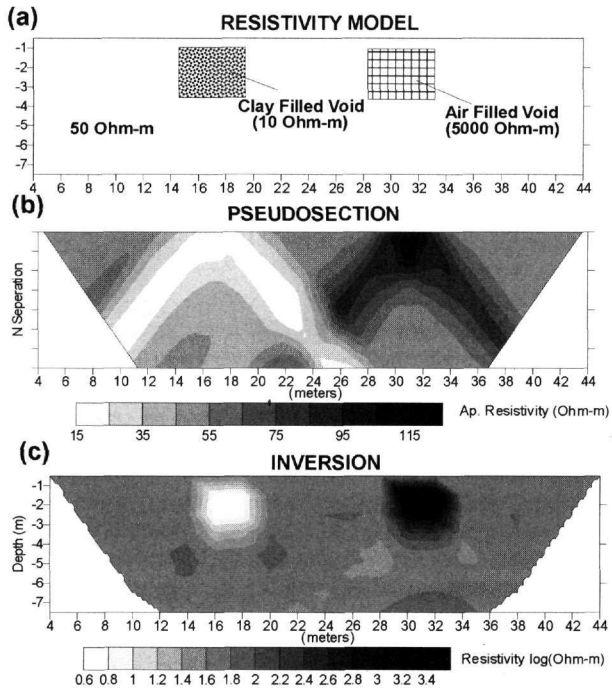


Figure 4: (a) Resistivity model simulating two qanats. (b) Synthetic data in a pseudosection form obtained for the model (a). (c) Inverted image of the synthetic resistivity data. (d) GPR model simulating a void. (e) Synthetic radagram of model (d).

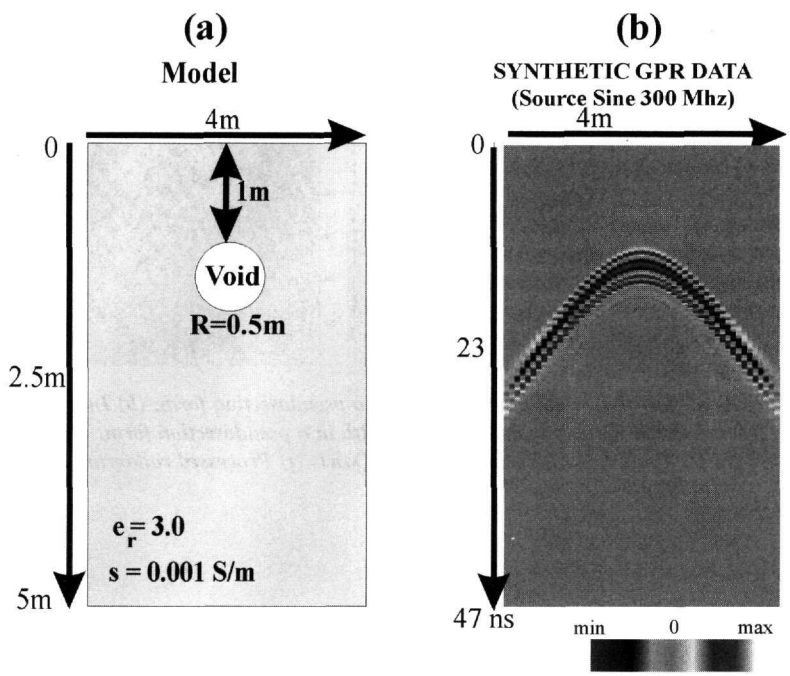


Figure 5: (a) GPR model simulating a qanat. (b) Synthetic radagram of model (b).

5.CONCLUSIONS

Overall it was shown with both modeled and real data that the 2-D electrical and GPR geophysical techniques are particularly suited to qanat exploration. This is due to the fact that the qanat systems are very close to a 2-D structure (large extend at the y-strike axis). Further it is shown that air filled qanats are easily detectable even if their size is smaller than the sampling interval due to their huge resistivity contrast to the surrounding material. The processed geophysical data can delineate with a remarkable accuracy the dimensions and burial depths of qanat systems. Using both electrical and GPR techniques has the advantage that results comparison can further improve the quality of the interpretation and aid the interpreter to draw more safe qualitative and quantitative conclusions.

ACKNOWLEDGEMENTS

This paper is a Geophysical Laboratory of the Aristotle University of Thessaloniki contribution number 550.

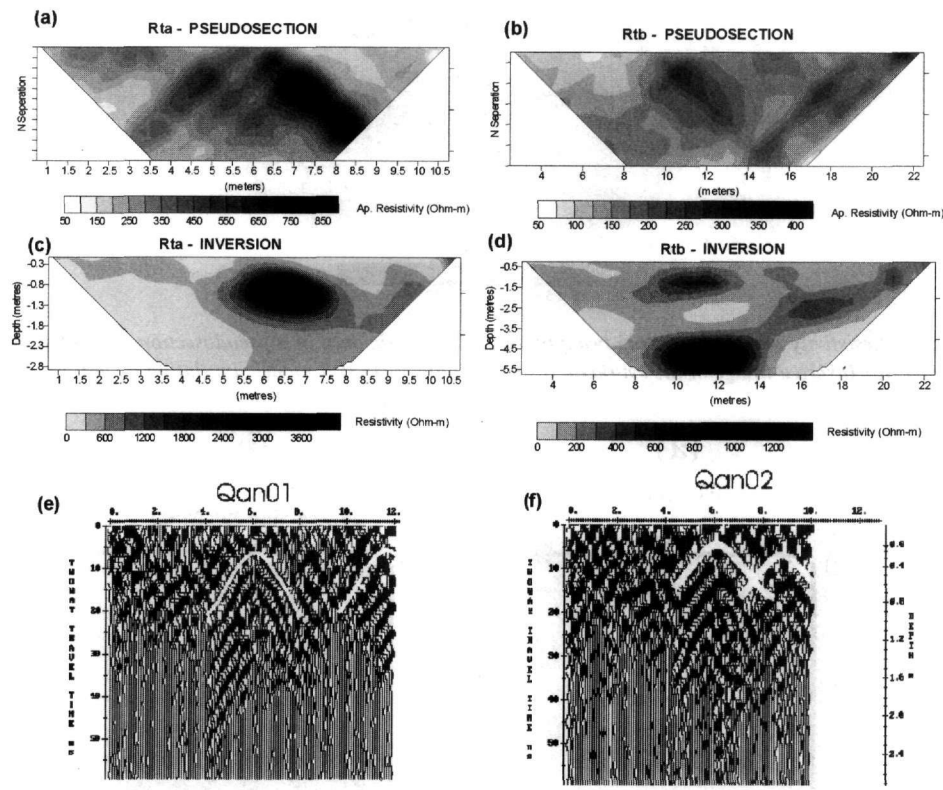


Figure 6: (a) 2-D measured Resistivity data of section Rta in a pseudosection form. (b) Inverted resistivity image of section Rta. (c) 2-D measured Resistivity data of section Rtb in a pseudosection form. (d) Inverted resistivity image of section Rtb. (e) Processed radagram of section Qan1. (f) Processed radagram of section Qan2.

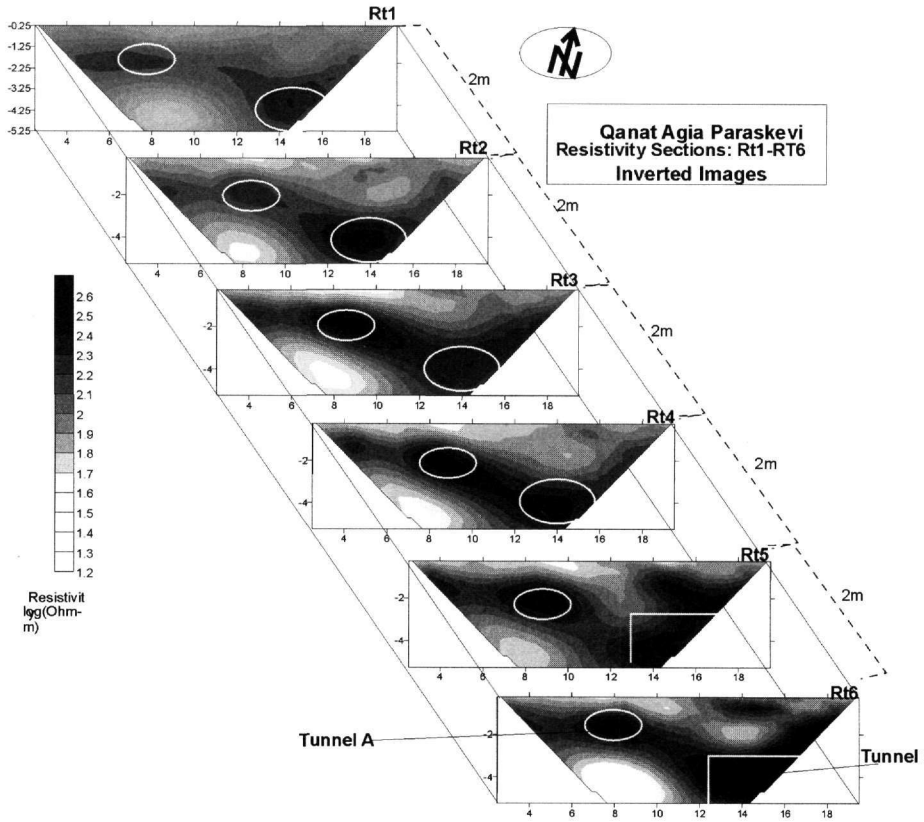


Figure 7: Combined pseudo-3D resistivity image of the inverted sections Rt1-Rt6.

REFERENCES

GIANNOPOULOS A., (1997). The investigation of Transmission-Line Matrix and Finite Difference Time-Domain Methods for the forward problem of Ground Probing Radar. D.Phil. Thesis. University of York.

TSOKAS G., MARINOS P., VARGEMEZIS G. and PERLEROS B. (1997). Prospecting for karstic cavities on the course of the new motorway in Yliki by means of G.P.R. (Ground Penetrating Radar). Proceedings of the International Symposium on Engineering Geology and the Environment, Athens, Greece, 23-27 June 1997, 1091-1995.

TSOURLOS P., (1995). Modelling, Interpretation and Inversion of Multielectrode Resistivity Survey Data. Ph.D. Thesis. University of York.

TSOURLOS P., SZYMANSKI J., and TSOKAS G., 1998. A smoothness' constrained algorithm for the fast 2D inversion of DC resistivity and induced polarization data: Journal of the Balkan Geophysical Society, 1, 3-13.

VAVLIAKIS E., STANINOS E. and STEFOS N. (1995). Study of the qanat system in Ag. Paraskevi, Chortiati of Thessaloniki. Proceedings of the 3rd Hellenic Geographical Congress, Athens, 1995 (in press).

VAVLIAKIS E. (1989). Qanat systems in Greece. Study of the qanat systems in Phyllida province of N. Serres from a morphological, hydrological and socio-economic point of view. Scientific Bulletin of the Geology Department of the Aristotle University of Thessaloniki.

VAVLIAKIS E. AND SOTIRIADIS L. (1993). Die aktiven Qanatsysteme in Griehenland – Untersuchung der aktiven Quanatsystem der Provinz Phyllis (Serres) aus morphologiscer und Hydrographiser Scist. Salzburger Geogr. AArbeiten, Bd 25, S193-206, Salzburg.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/4, 1393-1401, 2001 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/4, 1393-1401, 2001
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

THE METHOD OF ANISOTROPY OF MAGNETIC SUSCEPTIBILITY: THEORY AND APPLICATIONS. A CASE STUDY FROM THE RHODOPE MASSIF*

I. ZANANIRI[1]

ABSTRACT

The anisotropy of magnetic susceptibility is a physical property of the rocks widely used in petrofabric studies and other applications. It is based on the measurement of low-field magnetic susceptibility in different directions along the sample. From this process several scalar properties arise, defining the magnitude and symmetry of the AMS ellipsoid, along with the magnetic foliation and lineation, namely the magnetic fabric. A case study is presented, dealing with the deformation of the Mont-Louis-Andorra pluton. Finally, the method was applied in Tertiary magmatic rocks from the Rhodope Massif, revealing their magnetic character and internal structures.

KEY WORDS: Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS), magnetic fabric, petrofabric, Rhodope Massif.

1. INTRODUCTION

The anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) technique was early recognized as a powerful tool for structural studies in rocks (Graham, 1954). The AMS efficiency in determining the internal structures of plutonic rocks, especially the lineations that are difficult to determine in the field, has been demonstrated in plutons throughout the world (e.g. Balsley & Buddington, 1960; Bouchez et al., 1990; Archanjo et al., 1994; Cruden & Launeau, 1994; Saint-Blanquat & Tikoff, 1997). Moreover, AMS has proved to be useful for the recognition of multiple deformation episodes in granitoids (Bouchez & Gleizes, 1995; Borradaile & Henry, 1997). Finally, it can be used in order to approach some environmental problems.

However, this technique is quite new in Greece. A first attempt to apply the AMS in order to approach some tectonic problems was performed on Tertiary granitoids of the Rhodope massif.

2. THE THEORY OF AMS

2.1 Basic principles.

The magnetic susceptibility, k, which represents the response of a body when it is inserted in a magnetic field, and which is an intrinsic physical property of the minerals, is defined by the equation: $M = k H$,

where M is the induced magnetization and H is the force of the applied field. If the material is isotropic, then M and H are parallel and the susceptibility, k, is a scalar property. On the contrary, in the case of anisotropic materials, M and H are not parallel and the magnetic susceptibility can be regarded in a first approximation, in low-field and low temperature, as a symmetrical second rank tensor. Thus, it can be geometrically represented by a triaxial ellipsoid, of $K_1 = K_2 = K_3$ major axis, whose mean value $K = (K_1+K_2+K_3)/3$ represents the mean susceptibility.

The anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) is a physical property of the rocks, widely used in petrofabric and tectonic studies (e.g. Rochette et al., 1994; Bouchez, 1997, 2000). The AMS technique favors great acceptance in various fields because: it is applicable to nearly all rock types, exhibits high sensitivity, is not time-consuming, allows quantitative-semi quantitative applications in the field of deformation, based on the strength and symmetry of fabric.

2.2 Magnetic behavior of minerals.

Minerals are classified in various categories according to their magnetic properties. A first division has been

* Η ΜΕΘΟΔΟΣ ΤΗΣ ΑΝΙΣΟΤΡΟΠΙΑΣ ΤΗΣ ΜΑΓΝΗΤΙΚΗΣ ΕΠΙΔΕΚΤΙΚΟΤΗΤΑΣ: ΘΕΩΡΙΑ ΚΑΙ ΕΦΑΡΜΟΓΕΣ. ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΓΙΑ ΤΗΝ ΠΕΡΙΠΤΩΣΗ ΤΗΣ ΜΑΖΑΣ ΤΗΣ ΡΟΔΟΠΗΣ.

1. Aristotle University of Thessaloniki, P.O.Box 352-1, 54006 THESSALONIKI, e-mail: izanan@lemnos.geo.auth.gr

established between ferromagnetic minerals, which exhibit saturation of magnetization in high field, and the non-ferromagnetic ones, that do not show the above property, and are characterized as "the matrix", because they represent the bulk volume of the rock (Rochette, 1987).

The magnetic susceptibility of the matrix can be attributed to various sources. Therefore, we distinguish between diamagnetic and paramagnetic or antiferromagnetic behavior.

The ferromagnetic minerals, although they usually represent accessory minerals (less than 1% of the total volume of the rock), are mostly important for the rocks magnetic properties. In low-field and ambient temperature the ferromagnetic susceptibility is quite high, in the order of 10^{-3} to 1 SI. In granitic rocks magnetite (Fe_3O_4) is the most important ferromagnetic mineral. It is the only common mineral, where AMS is mainly controlled by the grain shape, rather than the crystallographic structure (Grıgoire et al., 1995, 1998; Uyeda, 1963).

2.3 Magnetic susceptibility of granitic rocks.

In low field the bulk magnetic susceptibility of a granitic rock is equal to the sum of all magnetic contributions: $K = K_{para} + K_{ferro} + K_{antiferro} + K_{dia}$, but since $K_{antiferro}$ and K_{dia} are generally negligible, the previous equation is finally transformed to $K \approx K_{para} + K_{ferro}$. Granitic rocks can be classified in three categories:

(1) Paramagnetic: a granitic rock is characterised as paramagnetic when the ferrous silicate minerals are almost the only carriers of magnetic susceptibility. In practice, that implies a rock without magnetite. Based on the Curie-Weiss law, Rochette et al. (1992) worked out the following equation, which is a very good approximation of the paramagnetic susceptibility: $K_{para} = -14.6 + d(25.2t + 33.4t' + 33.8t'')$ 10^{-6}SI

where the diamagnetic susceptibility of quartz is used as a representative of all minerals, d is the rock density and t, t', t'' are the concisions in g $g^{-1\%}$ for Fe^{2+}, Fe^{3+} and Mn^{2+} respectively. Thus, it is obvious that the susceptibility in paramagnetic rocks depends on the iron content. As a result, it is possible to map the main phases in a paramagnetic granitic pluton based on the content of ferrous, silicate minerals, as in the case of the Mont-Louis-Andorre (Bouchez & Gleizes, 1995). Generally $K_m < 500\mu$SI.

(2) Ferromagnetic: a granitic rock is considered to be ferromagnetic when it has on average $\geq 1\%$ (per weight) magnetite. Its ferromagnetic susceptibility is usually several orders of magnitude greater than that of the matrix. Therefore, only a small number of ferromagnetic grains are adequate for the ferromagnetic fraction to dominate the total susceptibility of the rock. Generally $K_m > 1000\mu$SI.

(3) Mixed: the term mixed magnetic mineralogy is used when no family of magnetic minerals clearly prevails over the rest. There are two cases of mixed granitic rocks:
(a) The paramagnetic granites with various magnetocrystalline anisotropies. A very common case is the coexistence of biotite and amphibole. (b) The intermediate granitic rocks between the paramagnetic and ferromagnetic spectrum, that correspond to the presence of magnetite in small amounts. It has been observed in several cases that para- and ferro- subfabrics are coaxial (Archanjo et al., 1994), but it cannot be considered as a rule. Generally $500 < K_m < 1000\mu$SI.

2.4 Sources of the AMS in magmatic rocks.

The magnetic anisotropy of certain minerals, which are arranged or distributed not in a random way, is the basis of the magnetic fabric in a rock. In the grain scale it is essential to distinguish between the magnetocrystalline anisotropy, which is defined by the crystalline structure of the mineral, and the shape anisotropy of ferromagnetic minerals.

(1) Magnetocrystalline anisotropy: it has been experimentally shown that for certain crystals there are favorable directions of "easy" magnetization, relatively to the geometry of their crystallographic structure. The magnetocrystalline anisotropy is negligible for the minerals of the cubic system, but is quite important for the lower symmetry systems, like in the cases of hematite, pyrrhotite and ilmenite.

(2) Shape anisotropy: this kind of anisotropy is present only in minerals of high susceptibility. It arises in an uneven grain, as a result of the inequality of the intensity of the demagnetization field measured in different directions.

(3) Distribution anisotropy: it demands high concentration of ferromagnetic particles that exhibit interactions and can be considered as a special case of grain arrangement (Bhatal, 1971). Magnetic interactions between adjacent grains are supported by testing the alignments between grains whose center-to-center distance is less than a critical value (Grıgoire et al., 1995; Caρσn-Tapia, 1996). The resulting magnetic fabric may be modified in orientation and intensity (fig.1) when the intergrain distance is generally less than one grain size.

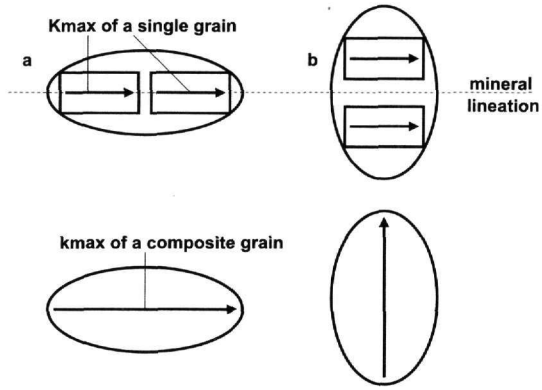


Figure 1: Typical configurations of interacting magnetite grains showing the (a) aligned; and (b) side-by-side configurations of Grigoire et al. (1995). k_{max} is the maximum magnetic susceptibi-lity. (After Grigoire et al., 1998)

2.5 Measurement schemes.

The low-field anisotropy of magnetic susceptibility can be represented by a second rank symmetric tensor:

$$\begin{pmatrix} k_{11} & k_{12} & k_{13} \\ k_{21} & k_{22} & k_{23} \\ k_{31} & k_{32} & k_{33} \end{pmatrix}$$

Thus, at least six equations are necessary in order to calculate the six independent components of this tensor. Each equation corresponds to the magnitude, M, of the magnetic susceptibility in a different direction along the sample. Performing measurements in more than six directions can ameliorate the solution only if chosen carefully. Hext (1963) suggested various measurement schemes, which involve 12 and 24 positions. Jelinek (1977) introduced a procedure with 15 positions. This is the process usually applied nowadays and is the one used in the current study. By solving and diagonalizing the magnetic susceptibility tensor, the following values are obtained: the magnitude of susceptibility along the major axis, expressed in 10^{-6}SI, and the orientation, according to the sample reference frame, of the three mutually orthogonal, major axis of the AMS ellipsoid. Each axis is defined by its declination (0°-360°) and inclination (0°-90°). After tectonic correction is performed, the above results are obtained in relation to the geographic coordinate system.

By treating the above properties it is possible to result in several parameters, scalar and directional. The most important ones, also used in the present study, are:

Scalar:

- $K_m = (k_1+k_2+k_3)/3$, the mean susceptibility (Nagata, 1961)
- $P = k_1/k_3$, the AMS degree (Nagata, 1961)
- $LS = k_1/k_2$, the linear anisotropy - magnetic lineation (Balsley and Buddington, 1960)
- $FS = k_2/k_3$, the planar anisotropy - magnetic foliation (Stacey et al., 1960)
- $T = LS/FS = k_1k_3/(k_2)^2$, the parameter of the shape of the AMS ellipsoid (Stacey et al., 1960). T ranges between –1 and +1 :

  $T = +1$: oblate ellipsoid ($k_1 \approx k_2 > k_3$)

  $T = -1$: prolate ellipsoid ($k_1 > k_2 \approx k_3$)

  $T = 0$: triaxial ellipsoid ($k_1 \geq k_2 \geq k_3$)

Directional:

- K_1 is the magnetic lineation, defined by its azimuth (in relation to the magnetic north) and its dip.
- The vertical to K_3 plane, containing K_1 and K_2 axis, is characterized as magnetic foliation.

3. AN APPLICATION OF THE AMS THEORY: THE CASE OF THE MONT-LOUIS-ANDORRA PLUTON (VARISCAN PYRENEES)

The Mont-Louis-Andorra pluton (Eastern Pyrenees) was the subject of a thorough study, by J.L. Bouchez and G. Gleizes (1995), where a two stage deformation was inferred from AMS measurements. With the magnetic susceptibility magnitudes ranging from 14 to 410 μSI, the susceptibility is of paramagnetic origin, i.e. due only to the contribution of the iron-bearing silicates (biotite and hornblende) and consequently proportional to the iron content. It was used, to a first approximation, as a petrographic index and the results were verified using conventional modal analysis. Thus, it was shown that the zoning in the susceptibility of the pluton corresponds to the surface distribution of rock types and a petrographic zoning.

The magnetic structures fell into two distinct families, which are observed in separate parts of the pluton and are accompanied by different microstructures. Fabrics of the first family are present throughout the pluton exhibiting NE-SW lineations and accompanied by magmatic to submagmatic microstructures. On the contrary the magnetic structures of the second type form NW-SE corridors, where solid-state and mylonitic microstructures are present. It was concluded that the two families of magmatic fabric correspond to two separate deformational events: the first one – associated with family I structures – being the main kinematic event, an early Variscan thrust (e.g. Bodin & Ledru, 1986) more precisely, during which the Mont-Louis-Andorra pluton was emplaced, and the second one (family II), a post-emplacement dextral shearing event, that was equated with the major phase of the Variscan Pyrenees.

4. RESULTS FROM THE RHODOPE MASSIF

Plutonic bodies emplaced in the Cenozoic are abundant in N.Greece. The emplacement mechanism of the Tertiary granitoids is very controversial and mechanisms ranging from diapirism, lateral extrusion of crustal blocks, gravitation spreading and transtension within a strike-slip regime have been proposed.

The Rhodope massif is an area that soon attracted the interest of various researchers. Consequently, there are plenty of petrological, geochemical, geochronological and tectonic data, as well as many models considering the emplacement of the Tertiary plutonic formations of the area.

The presence of these magmatic intrusions and many volcanic rocks of similar age in the Rhodope massif, allows us to examine if the method of AMS is applicable in this case and to what extent. Thus, the tectonic problems of the area are approached using a methodology completely different from the usual petrotectonic ones. The main aim was to check whether the results of AMS agree with the existing tectonic, mainly, data and if it is possible to verify or modify one of the preexistent tectonic models. Of course, solely the appliance of the AMS technique is not sufficient in order to solve the geotectonic problems. However, it can prove to be a powerful tool if combined with the classical methods of tectonic analysis.

Moreover, from the homogeneity of the AMS data it is possible to reach conclusions regarding the intensity and homogeneity of deformation in various plutonic bodies from the area, as well as in different sites in each one of the plutons.

Table 1: Mean magnetic properties for the various magmatic bodies of the Rhodope Massif inferred using the AMS technique.

Area	Age (Ma)	Rock Type	K_m (μSI)	P	Ellipsoid	K_1	K_2	K_3
Paranesti	39-47	Param.	38.50	1.072	Oblate	178/6	295/78	89/14
Elatia(pl.)	39-47	Ferrom.	4742.89	1.276	Oblate	251/12	344/15	126/71
Elatia(v.)	Oligocene	-	29270.59	1.027	Oblate	84/73	15/8	179/3
Xanthi	28	Ferrom	41920.85	1.103	Oblate	254/26	100/64	348/11
Kavala	13.9-19.5	Ferrom.-mixed	8795.14	1.330	Triaxial	49/14	143/24	299/65
Filippoi	26	Ferrom	166471.00	1.077	Varied	156/18	254/10	10/77
N. Vrondou	22	Ferrom.	14323.98	1.284	Varied	52/53	152/4	246/35
S. Vrondou	22	Ferrom.	13395.56	1.146	Triaxial	121/16	218/27	356/60
Gavra	22.7-24.7	-	244.16	1.045	Oblate	109/51	269/47	9/19

4.1 AMS sampling and measurement procedures.

Rock samples were gathered from various sites of the Elatia-Paranesti, Xanthi, Filippoi, Kavala and Vrondou granitic plutons. The AMS stations were sampled with a portable drilling machine or, in some cases, by collecting oriented samples that were re-oriented and core-drilled in the laboratory. The AMS measurements were performed on cylindrical samples (22X25mm), using the KLY-2 Kappabridge (Geofysica, Brno) equipment at the University Paul-Sabatier, of Toulouse (France). Moreover microscopic examination of thin sections and thermomagnetic analysis were carried out in order to investigate the magnetic mineralogy of the Rhodope granitoids.

4.2 Scalar properties.

The mean AMS data for each plutonic body are presented in table 1, along with the plutons ages. The magnetic susceptibility is generally high, with a mean value of 34869.8 μSI. Moreover the anisotropy degree, varying from 1.027 to 1.330, suggests moderate to high anisotropic formations. According to the limits set by Rochette (1987) these suggest ferromagnetic plutonic bodies, that is granites with magnetite.

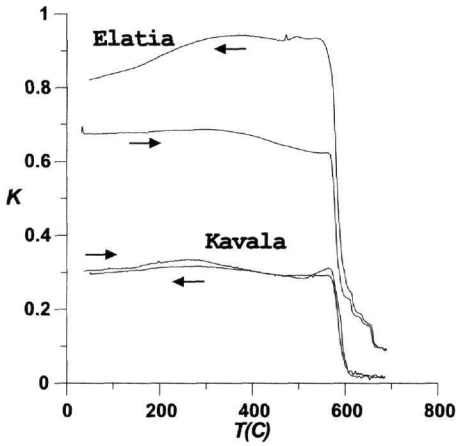


Figure 2: Representative thermomagnetic curves for samples of the Elatia and Kavala plutons, showing the magnetic susceptibility, K, changes with temperature.

This has been verified by examination of thin sections and determination of Curie temperatures. As shown in fig.2 the magnetic susceptibility decreases near zero at 580°C, which is the Curie point of magnetite. Before reaching 580°C, the magnetic susceptibility shows a slight increase related to the Hopkinson effect. The only exception is the Paranesti pluton (fig.3b) exhibiting paramagnetic behavior, K_m = 38.50 μSI and P = 1.072.

The Xanthi pluton is a typical ferromagnetic body (fig.3a), moderately anisotropic. However, the anisotropy degree remains constant, irrespective of the change in the magnetic susceptibility, contradictory to what has been stated for the cases of magnetite plutons (Bouchez, 1997). The increase of K_m can be attributed to the high variation in mineralogy throughout the pluton.

The Vrondou ferromagnetic pluton (fig.3f) appears to be very anisotropic. However, the magnetic susceptibility does not exhibit a high variation. Thus, the rise in P cannot be attributed solely to the magnetic mineralogy, but its sources lie mainly in the deformation of the pluton.

The Kavala plutonic complex (fig.3c) is an extremely interesting case of a ferromagnetic, highly anisotropic pluton. The anisotropy degree increases almost linearly with the total susceptibility, as expected for the case of magnetite-bearing plutons. However, two distinct behaviors can be observed: firstly, a slight rise and afterwards a steep increase in P. This can be attributed to possible magnetic interactions of the adjacent magnetite grains, but more data are necessary to establish such a case. Moreover, the increase of K_m by two orders of magnitude results from the variation in the magnetite content throughout the pluton.

The plutonic formation of Elatia (fig.3e) is clearly ferromagnetic and quite anisotropic, with the anisotropy degree increasing linearly and rather rapidly with the total susceptibility. On the contrary, the volcanic formations of the area exhibit constant and very low P, but a great variance in K_m.

The Filippoi pluton (fig.3d) shows extremely high magnetic susceptibility, but rather constant and low

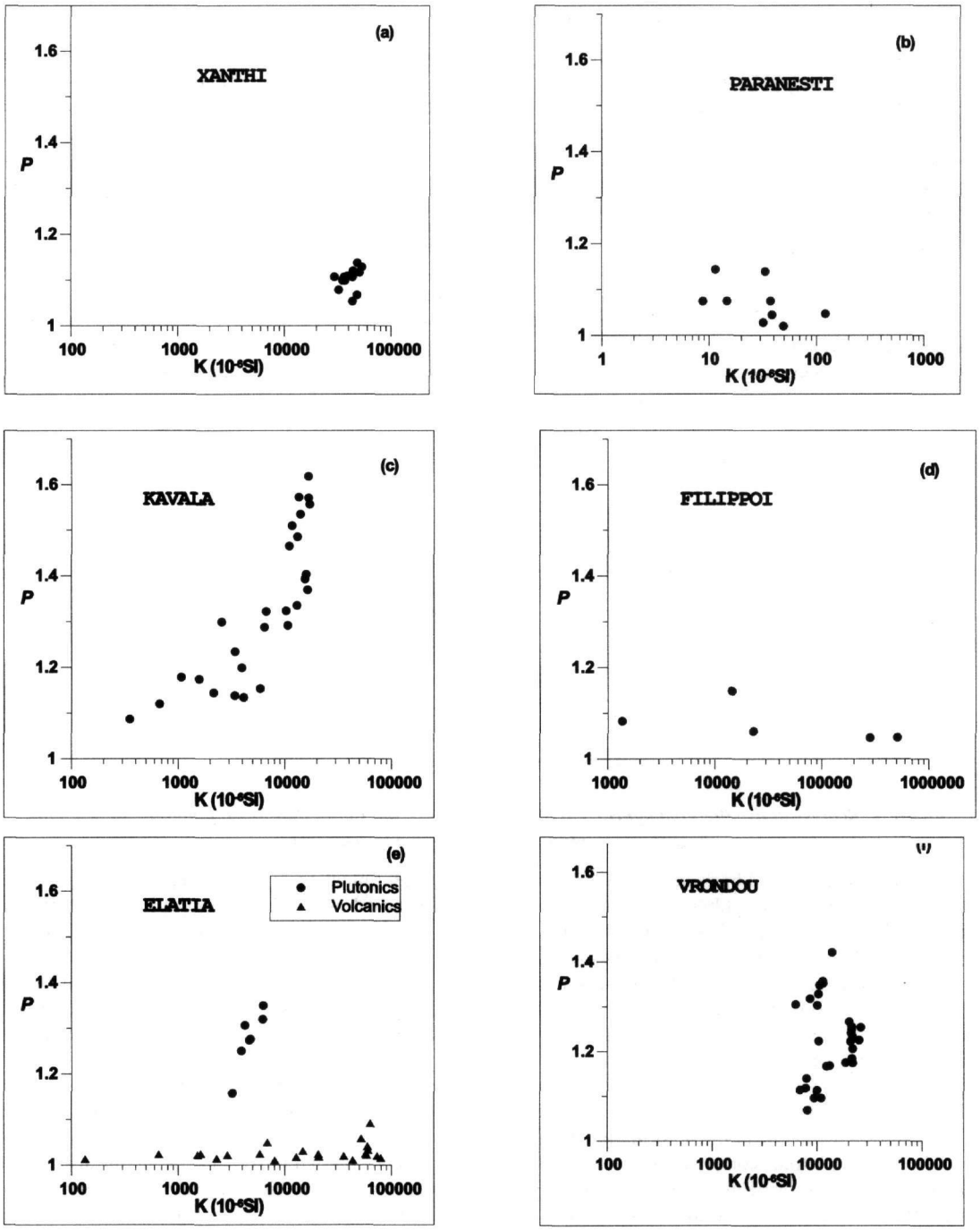


Figure 3:Anisotropy degree (P) versus magnetic susceptibility (K) plot. Roughly, according to Rochette (1987) the upper limits of the paramagnetic contribution are K >300-500 10^{-6}SI and P >1.2.

anisotropy degree. The correlation of P and K_m is different from that usually observed in ferromagnetic plutons, implying a possible case of grain interactions, but the limited data do not allow any final deductions.

4.3 Directional data.

As previously mentioned by implementing the AMS technique some directional data also arise: the magnetic foliation and lineation. The magnetic fabric was well defined throughout the plutons, with a very small scatter. The K_{max} axes, usually defining the magnetic lineation, varied from gently to medium plunging. The directional data obtained were compared to the macroscopic structural data from the Rhodope massif.

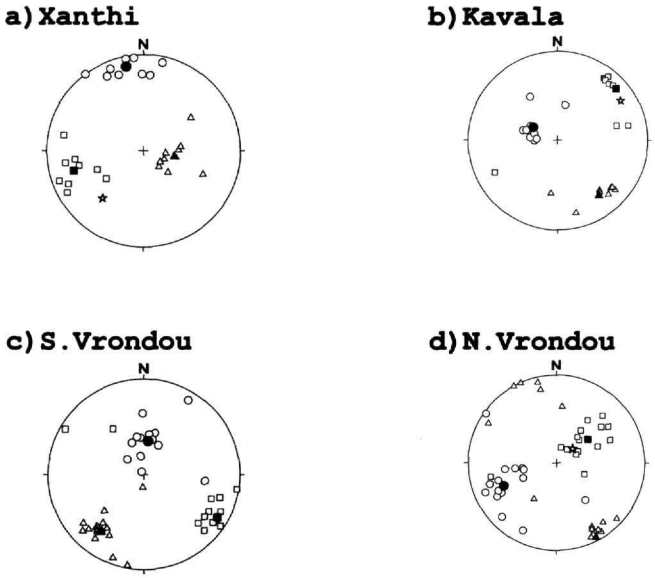


Figure 4: Representative lower-hemisphere stereoplots of AMS fabrics with well clustered principle axes for sites of the Xanthi and Kavala granites, and samples of North and South Vrondou. (squares = K_1 axes, triangles = K_2 axes, circles = K_3 axes, filled symbols correspond to the mean values, ? = structural lineation, A= structural foliation).

The usual relationship between AMS and petrofabrics, namely the "normal magnetic fabric", corresponds to the situation where K_1 is parallel to the structural lineation and K_3 is perpendicular to the structural foliation. Conversely, the symmetry of the AMS ellipsoid mimics the petrofabric symmetry. This is the case of the Xanthi and Kavala plutons (fig.4a-b). In the Xanthi pluton K_1 (254/26) is very close to the structural lineation (220/35 S). Similarly, the macroscopic lineation of Kavala (18N 58 E, Dinter, 1995) nearly coincides to the magnetic one (49/14).

However, AMS studies sometimes reveal "inverse fabrics" where K_1 and K_3 axes and symmetry are inverted (Rochette, 1988). In other cases, labeled "intermediate fabrics", K_1 and K_2 or K_2 and K_3 are exchanged. Such a complex behavior was observed in the case of the Vrondou plutonic complex, where intermediate magnetic fabric in the southern part and inverse magnetic fabric in the northern part was observed (fig.4c-d). Since the magnetic susceptibility of the pluton is generally high, the inverse fabric could be attributed to single domain (SD) magnetite grains (Rochette et al., 1999). Concerning the intermediate fabric pattern a possible cause is the distribution anisotropy (Hargraves et al., 1991) due to dipolar interactions between adjacent magnetite grains. Moreover, interactions between AMS and remanent magnetization can also lead to abnormal magnetic fabrics (Rochette et al., 1992). Such a correlation can be checked by measurements of the remanence anisotropy.

ACKNOWLEDGEMENTS

The author is indebted to Dr. A. Atzemoglou for providing the samples used in this study. Critical comments by Prof. D. Kondopoulou contributed significantly to the improvement of the present paper. She is also thanked for her encouragement and patience over the past few years. Prof. J.L. Bouchez is warmly thanked for introducing me to the theory of AMS, and allowing the use of the Laboratoire de Pιtrophysique, in Toulouse. T. Papadopoulos and an anonymous reviewer are thanked for their comments and suggestions.

REFERENCES

ARCHANJO, C.J., LAUNEAU, P., BOUCHEZ, J.-L., 1994. Magnetic fabric vs. magnetite and biotite shape fabrics of the magnetite-bearing granite pluton of Gameleiras (Northeast Brazil). *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 89, 63-75.

BALSLEY, J., BUDDINGTON, A., 1960. Magnetic susceptibility anisotropy and fabric of some Adirondack granites and orthogneisses. *American Journal of Science* 258A, 6-20.

BHATAL, R.S., 1971. Magnetic Anisotropy in Rocks. *Earth-Science Reviews* 7, 227-253.

BODIN, J., LEDRU, P., 1986. Nappes hercyniennes précoces a matériel dévonien hétéropique dans les Pyrénées ariégeoises. *Comptes Rendus de l'Académie Sciences*, Paris, Sér. II, 302, 969-974.

BORRADAILE, G.J., HENRY, B., 1997. Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth-Science Reviews* 42, 49-93.

BOUCHEZ, J.-L., 1997. Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies in granitic rocks. In: Bouchez, J.-L., Hutton, D.H.W., Stephens, W.E. (Eds.), *Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics.* Kluwer Academic Publishers, Dortrecht, pp. 95-112.

BOUCHEZ, J.-L., 2000. Anisotropie de susceptibilité magnétique et fabrique des granites. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, série II 330, 1-14.

BOUCHEZ, J.-L., GLEIZES, G., DJOUADI, T., ROCHETTE, P., 1990. Microstructure and magnetic susceptibility applied to emplacement kinematics of granites: the example of the Foix pluton (French Pyrenees). *Tectonophysics* 184, 157-171.

BOUCHEZ, J.-L., GLEIZES, G., 1995. Two-stage deformation of the Mont-Louis-Andorra granite pluton (Variscan Pyrenees) inferred from magnetic susceptibility anisotropy. *Journal of the Geological Society of London* 152, 669-679.

CAÑÓN-TAPIA, E., 1996. Single-grain versus distribution anisotropy: a simple three-dimensional model. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 94, 149-158.

CRUDEN, A.R., LAUNEAU, P., 1994. Structure, magnetic fabric and emplacement of the Archean Lebel Stock, S.W. Abitibi Greenstone Belt. *Journal of Structural Geology* 16, 677-691.

DINTER, D., MACFARLANE, A., HAMES, W., ISACHNSEN, C., BOWRING, S., ROYDEN, L., 1995. U-Pb and $_{40}Ar/_{39}Ar$ geochronology of the Symvolon granodiorite: Implications for the thermal and structural evolution of the Rhodope metamorphic core complex, northeastern Greece. *Tectonics* 14, 4, 886-908.

GRAHAM, J.W., 1954. Magnetic susceptibility anisotropy: an unexploited petrofabric element. *Geol. Soc. Am. Abstr. Program* 65, 1257-1258.

GRÉGOIRE, V., SAINT-BLANQUAT, M. DE, NÉDÉLEC, A., BOUCHEZ, J.-L., 1995. Shape anisotropy versus magnetic interactions of magnetite grains: experiments and application to AMS in granitic rocks. *Geophysical Research Letters* 22 (20), 2765-2768.

GRÉGOIRE, V., DARROZES, J., GAILLOT, P., NÉDÉLEC, A., LAUNEAU, P., 1998. Magnetite grain shape fabric and distribution anisotropy vs rock magnetic fabric: a three-dimensional case study. *Journal of Structural Geology* 20, 937-944.

HARGRAVES, R.B., JOHNSON, D., CHAN, C.Y., 1991. Distribution anisotropy: the cause of AMS in igneous rocks? *Geophysical Research Letters* 18, 2193-2196.

HEXT, G.R., 1963. The estimation of second-order tensors, with related tests and designs. *Biometrika* 50, 353-373.

JELINEK, V., 1977. Statistical theory of measuring anisotropy of magnetic susceptibility of rocks and its anisotropy. Geofyzika/AGICO, Brno, Chech Republic.

KISSEL, C., LAJ., MAZAUD, A., DOKKEN, T., 1998. Magnetic anisotropy and environmental changes in two sedimentary cores from the Norwegian Sea and the North Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters* 164, 617-626.

NAGATA, T., 1961. Rock magnetism. Maruzen, Tokyo, second edition.

ROCHETTE, P., 1987. Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies. *Journal of Structural Geology* 9, 1015-1020.

ROCHETTE, P., 1988. Inverse magnetic fabric carbonate bearing rocks. *Earth and Planetary Science Letters* 90, 229-237.

ROCHETTE, P., JACKSON, M., AUBOURG, C., 1992. Rock magnetism and the interpretation of magnetic susceptibility. *Rev. Geophys.* 30(3), 209-226.

ROCHETTE, P., SCAILLET, B., GUILLOT, S., LE FORT, P., PÊCHER, A., 1994. Magnetic properties of the

High Himalayan leucogranites. *Earth and Planetary Science Letters* 126, 217-234.

ROCHETTE, P., AUBOURG, C., PERRIN, M., 1999. Is this magnetic fabric normal? *Tectonophysics* 307, 219-234.

SAINT-BLANQUAT M. DE, TIKOFF, B., 1997. Development of magmatic to solid-state fabrics during syntectonic emplacement of the Mono Creek granite, Sierra Nevada Batholith, in: Bouchez J.-L. et al. (eds), *Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics*, Kluwer Acad. Publ., Dordrecht, pp.231-252.

STACEY, F., JOPLIN, G., LINDSAY, J., 1960. Magnetic anisotropy and fabric of some foliated rocks from S.E. Australia. *Geophysica Pur. Appl.* 47, 30-40.

UYEDA, S., FULLER, M.D., BELSHÉ, J.C., GIRDLER, R.W., 1963. Anisotropy of Magnetic Susceptibility of Rocks and Minerals. *Journal of Geophysical Research* 68, 279-291.

ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΑ
SEISMOLOGY

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/4, 1403-1415, 2001 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/4, 1403-1415, 2001
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

Ο ΣΕΙΣΜΟΣ ΣΤΟ GUJARAT, ΔΥΤΙΚΗ ΙΝΔΙΑ (26 ΙΑΝ. 2001). ΕΝΑ ΓΕΩΔΥΝΑΜΙΚΟ ΕΠΕΙΣΟΔΙΟ ΣΕ ΕΝΔΟΗΠΕΙΡΩΤΙΚΟ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ ΣΥΜΠΙΕΣΗΣ;*

Γ. Δ. ΔΑΝΑΜΟΣ[1], Ε. Λ. ΛΕΚΚΑΣ[1] & Σ. Γ. ΛΟΖΙΟΣ[1]

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Ο ισχυρότατος σεισμός της 26ης Ιαν. 2001 στην επαρχία Gujarat της Δ. Ινδίας (Ms=7.7), εκδηλώθηκε εκατοντάδες χιλιόμετρα μακριά από το μέτωπο της σύγκρουσης στη ζώνη των Ιμαλαΐων, σε μια περιοχή που και στο παρελθόν έχει δώσει αντιστοίχου μεγέθους καταστροφικούς σεισμούς. Εδαφικές διαρρήξεις, οι οποίες συνδέονται με τις ρηξιγενείς επιφάνειες που δραστηριοποιήθηκαν με το σεισμό, εντοπίσθηκαν σε πολλές θέσεις και όλες παρουσιάζουν έναν σαφή ανάστροφο χαρακτήρα με συμμετοχή δεξιόστροφης οριζόντιας συνιστώσας, γεγονός που έρχεται σε απόλυτη συμφωνία τόσο με το μηχανισμό γένεσης του σεισμού όσο και τη σεισμο-τεκτονική "ιστορία" της περιοχής. Σημαντικό ποσοστό της παραμόρφωσης φαίνεται ότι εκτονώθηκε μέσα από πλαστική παραμόρφωση με τη μορφή flexural-slip πτύχωσης, ενώ εγκάρσιες εφελκυστικές διαρρήξεις δημιουργήθηκαν τόσο από τη δεξιόστροφη συνιστώσα διάτμησης όσο και από την τοπική έκταση στα κορυφαία των flexural τύπου πτυχώσεων. Αρκετές επίσης διαρρήξεις σχετίζονταν άμεσα με φαινόμενα ρευστοποιήσεων, καθιζήσεων και κατολισθήσεων.

ABSTRACT

The Jan. 26, 2001, Ms=7.7 earthquake occurred in Gujarat region of W. India, which lies 200-400 Km away from the active plate boundary zone, between the Indian subcontinent and the Asian plate, along the India-Pakistan border and the Himalayan belt. An Ms=7.7±0.2 earthquake also occurred in the same region in 1819. A zone of co-seismic E-W surface ruptures, 30-40 Km long and 15-20 Km wide, observed near the epicentral area and seems to be associated with pre-existing reverse faults and thrust folds, which were partially reactivated during the recent earthquake. Except the reverse vertical displacement a significant right lateral displacement was also observed along these E-W surface ruptures. This Ms=7.7 seismic event has been also accompanied by a large scale flexural-slip folding, as the absence of significant co-seismic fault displacement and fault scarp shows. This type of compressional tectonic deformation is also confirmed by the focal mechanism of the earthquake and the seismo-tectonic "history" of the area. The NW-SE open cracks, also observed along the same zone, are associated with the right lateral horizontal displacement of the reactivated fault (or branch faults) and the development of local extensional stress field in the huge anticlinic hinges of the co-seismic flexural-slip folds. A large number of ground ruptures, failures and open cracks are also associated with extensive sand boils, liquefaction phenomena and lateral spreading.

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: Δυτική Ινδία, Σεισμός Gujarat, Ανάστροφα Ρήγματα, Λοξοζωνικές Πτυχές, Επιφανειακές Διαρρήξεις, Εφελκυστικές Διακλάσεις, Ρευστοποιήσεις

KEY WORDS: West India, Gujarat Earthquake, Reverse Faulting, Flexural Folding, Surface Ruptures, Extensional Cracks, Lateral Spreading, Liquefaction.

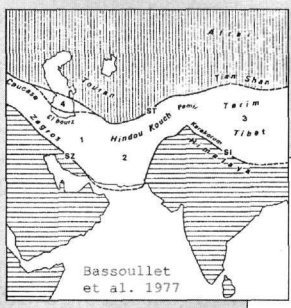
1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Την 26η Ιανουαρίου 2001 (08:46 τοπική ώρα) ισχυρότατος σεισμός έπληξε την επαρχία Gujarat της Δυτικής Ινδίας. Το μικροσεισμικό επίκεντρο εντοπίσθηκε πλησίον της πόλης Bhachau (23.40N, 70.32E, Gujarat, Δυτ. Ινδία). Το μέγεθος του σεισμού προσδιορίστηκε ίσο με Ms=7.7 της κλίμακας Richter, ενώ το εστιακό βάθος του στα 23.6 Km (στοιχεία από U.S.G.S.). Ο σεισμός αυτός είναι ο μεγαλύτερος που έχει καταγραφεί στην

* THE GUJARAT, WEST INDIA, EARTHQUAKE (JAN. 26TH 2001). A GEODYNAMIC EVENT IN AN INTRAPLATE COMPRESSIONAL REGIME?

1. University of Athens, Dept. of Geology, Panepistimioupoli Zografou, GR 157 84, Athens, Greece.

Η όλη διαδικασία έλαβε χώρα σε τρεις φάσεις, οι οποίες αντιστοιχούν σε τρία μέγιστα γεωδυναμικά επεισόδια που μπορούν να διακριθούν μέσα στην τεκτονική ιστορία της περιοχής (Εικ. 1):



Εικ. 1. Η γεωτεκτονική δομή της οροσειράς των Ιμαλαΐων.

Fig. 1. Geotectonic structure of Himalayan Belt.

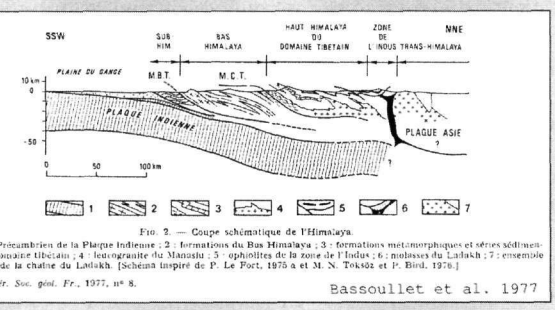


Fig. 2. — Coupe schématique de l'Himalaya.

1. Précambrien de la Plaque Indienne ; 2 : formations du Bas Himalaya ; 3 : formations métamorphiques et séries sédimentaires du domaine tibétain ; 4 : leucogranite du Manaslu ; 5 : ophiolites de la zone de l'Indus ; 6 : nolosses du Ladakh ; 7 : ensemble granitique de la chaîne du Ladakh. [Schéma inspiré de P. Le Fort, 1975 a et M. N. Toksöz et P. Bird, 1976.]

Mém. h. sér. Soc. géol. Fr., 1977, n° 8. Bassoullet et al. 1977

- Η πρώτη φάση περιλαμβάνει την εξαφάνιση του ωκεάνιου φλοιού που υπήρχε μεταξύ της Ινδικής μικροηπείρου και του ηπειρωτικού περιθωρίου του Θιβέτ και το σχηματισμό της οφιολιθικής ουλής Ινδού – Τσάνγκ-πό (Βραχμαπούτρα) (Le Fort 1973, Bassoullet et al. 1977, Fuchs 1996-97). Θα πρέπει να σημειωθεί ότι ο εν λόγω ωκεάνιος φλοιός δεν αντιστοιχεί στον κύριο ωκεανό της Τηθύος, ο οποίος βρίσκεται βορειότερα στην περιοχή του Tien Shan (βόρεια του οροπεδίου του Tarim και νότια των Αλτάιων ορέων), αλλά στο νοτιότερό της κλάδο (Crawford 1974, Boulin & Bouyx 1977, Fuchs 1996-97). Η διαδικασία της εξαφάνισης του ωκεάνιου φλοιού αρχίζει με τη σύγκρουση του βόρειου μώλου της Ινδικής μικροηπείρου με το νησιωτικό τόξο της Ασίας στο Άνω Κρητιδικό (80 M.A.) και τελειώνει με την πλήρη απορρόφηση της ωκεάνειας λεκάνης και την τελική σύγκρουση της βορειοανατολικής πλευράς της Ινδικής μικροπλάκας με την Ευρασία στο Υπρέσιο – Λουτήσιο (45-50 M.A.) (Le Fort 1973, Bossart & Ottiger 1989, Fuchs 1996-97). Το κλείσιμο και η εξαφάνιση του ωκεανού συνοδεύεται από τα γεωδυναμικά φαινόμενα της τοποθέτησης των οφιολίθων πάνω στο φλύσχη των επιηπειρωτικών ιζημάτων του περιθωρίου της Ινδικής μικροπλάκας (obduction) και την τελική σύνθλιψή τους μεταξύ των δύο ηπειρωτικών φλοιών, του φλοιού του Θιβέτ (Transhimalaya) προς τα πάνω και του ινδικού φλοιού προς τα κάτω. Το συνολικό πάχος των οφιολίθων που συνεθλίβησαν είναι της τάξης των 2.000 m (Bassoullet et al., 1977).
- Η δεύτερη φάση περιλαμβάνει τη μεταπήδηση της ζώνης της κύριας τεκτονικής κίνησης και ολίσθησης νοτιότερα, στο εσωτερικό της Ινδικής μικροηπείρου, καθώς η ζώνη τεκτονικής ολίσθησης κατά μήκος της οφιολιθικής πλέον ουλής (του ωκεανού Ινδού – Τσάνγκ-πό) παύει να λειτουργεί και το όλο σύστημα έχει ακινητοποιηθεί. Η αυτόματη μετάθεση προς νότο της ζώνης τεκτονικής ολίσθησης, λόγω αδρανοποίησης της προηγούμενης οδηγεί στην υποεπώθηση των Χαμηλών Ιμαλαΐων (Bas Himalaya) κάτω από τα Υψηλά Ιμαλάια (Haute Himalaya). Πρόκειται για δύο παράλληλες ζώνες κυρίως θαλασσίων επιηπειρωτικών ιζημάτων εκ των οποίων η πρώτη (Χαμηλά Ιμαλάια) βρίσκεται πλησιέστερα προς τη χέρσο (προς την πλευρά της Ινδικής μικροπλάκας) από ότι η δεύτερη. Η τεκτονική κίνηση κατά μήκος της ζώνης κύριας ολίσθησης (Main Central Thrust, M.C.T.) συνοδεύεται από πτυχώσεις της ιζηματογενούς επιηπειρωτικής σειράς που δημιουργούν μεγαδομές κλίμακας πολλών χιλιομέτρων. Το κυριότερο στοιχείο της δραστηριότητας της M.C.T. είναι πρώτα η γνευσιοποίηση, έπειτα η μιγματιτοποίηση και τελικά η ανάτηξη, λόγω δυναμομεταμορφώσεως σε μεγάλο βάθος φλυσχικών ιζημάτων που σχηματίζουν ειδική κατηγορία γρανιτών, τους λευκογρανίτες του Manaslu. Η ηλικία της ανάτηξης και διείσδυσης του λευκογρανιτικού μάγματος έχει προσδιοριστεί ραδιομετρικά στα 28 M.A. (Ολιγόκαινο) και στα 14-17 M.A. (Μέσο Μειόκαινο). Οι δύο φάσεις γρανιτοποίησης συνδέονται άμεσα με τη λειτουργία της M.C.T. και την τεκτονική των καλυμμάτων των Υψηλών και Χαμηλών Ιμαλαΐων, την οποία και χρονολογούν. Ο παροξυσμός της φάσης τοποθετείται στο Μέσο Μειόκαινο (Le Fort 1973, 1989, Bassoullet et al 1977, Fuchs 1996-97).
- Η τρίτη φάση περιλαμβάνει την μεταπήδηση ακόμα νοτιότερα προς το εσωτερικό της Ινδικής μικροηπείρου της ζώνης κύριας τεκτονικής ολίσθησης. Η κίνηση αυτή εκδηλώνεται έως και σήμερα με την ενεργό υποε-

πώθηση της Ινδικής μικροπλάκας κάτω από τη ζώνη των παραμορφωμένων ιζημάτων των Χαμηλών Ιμαλαΐων κατά μήκος της κύριας περιθωριακής επιφάνειας ολίσθησης (Main Boundary Thrust, M.B.T.) Στο μέτωπο της M.B.T. και κατά μήκος της ζώνης αυτής, τα αυτόχθονα έως παραυτόχθονα ηπειρωτικά (ποταμοχερσαίας φάσεως) ιζήματα, που σχηματίζουν μια παχειά σειρά μολασσικού τύπου, πάχους 5.000 m και ηλικίας Μέσου–Ανώτερου Μειοκαίνου – Κατώτερου Πλειστοκαίνου (13-1 εκατομμύρια έτη), έχουν πτυχωθεί αμυδρά και εφιππευθεί από τα παραυτόχθονα ιζήματα των ενοτήτων των χαμηλών Ιμαλαΐων. Σχηματίζουν τις ενότητες των Υπο-Ιμαλαΐων (Sub-Himalaya) (Le Fort 1973, 1989, Herail et al. 1986). Η κύρια περιθωριακή ζώνη επώθησης (M.B.T.) δραστηριοποιείται από το Μέσο Μειόκαινο και λειτουργεί έως σήμερα, όπως φαίνεται από την παραμόρφωση που υφίστανται τα αλλουβιακά ιζήματα των πεδιάδων των παραποτάμων του Γάγγη στους πρόποδες των λόφων των Υπο-Ιμαλαΐων. Η M.B.T. είναι ενεργή από το Αν. Σεραβάλλιο έως σήμερα (Fuchs 1996-97).

Επισημαίνεται ότι η γεωμετρία του τόξου των Ιμαλαΐων δεν παραμένει σταθερή σε όλο το μήκος του, αλλά μεταβάλλεται από ΒΔ-ΝΑ σε Β-Ν περίπου τόσο στα δυτικά, προς το Πακιστάν όσο και στα ανατολικά προς την μεριά της Μπούρμα. Η αλλαγή αυτή προϋποθέτει και την αλλαγή στα κινηματικά χαρακτηριστικά και έτσι προς τα ΒΑ η κίνηση εκδηλώνεται κυρίως με πλάγια υποβύθιση και ταχύτητα 52 mm/έτος (τόξο Burma-Andaman), ενώ προς τα ΒΔ με εγκάρσια ρήγματα οριζόντιας ολίσθησης (π.χ. Chaman Fault) και ρυθμό κίνησης 40 mm/έτος (Bhatia et al. 2001). Νότια από το μέτωπο της σύγκρουσης, η σημερινή κίνηση της ινδικής μικροηπείρου δεν προκαλεί παραμορφώσεις στο μέτωπο μόνο της M.B.T. αλλά και στο εσωτερικό της πλάκας της Ινδίας, όπως δείχνει άλλωστε και ο σεισμός στο Gujarat. Αντίθετα, βορειότερα από τα Ιμαλάια, ο εξαιρετικά παχύς φλοιός του υψιπέδου του Θιβέτ, χαρακτηρίζεται από καθεστώς εφελκυσμού με κανονικά ή πλάγιας ολίσθησης ρήγματα.

3. ΤΟ ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΠΛΑΙΣΙΟ ΤΗΣ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ (ΠΛΗΓΕΙΣΑΣ) ΠΕΡΙΟΧΗΣ

Ο σεισμός του Gujarat αντιστοιχεί, όπως προαναφέρθηκε, σε ένα γεωδυναμικό φαινόμενο που έλαβε χώρα σε ενδοηπειρωτικό περιβάλλον και συγκεκριμένα στο εσωτερικό της Ινδικής πλάκας που χαρακτηρίζεται από ένα προκάμβριο γνευσιοποιημένο και γρανιτοποιημένο κρυσταλλικό υπόβαθρο πάνω στο οποίο επικάθεται μια παχειά σειρά επιηπειρωτικών ιζημάτων, ηλικίας Φανεροζωικού (Καμβρίου – Πλειστοκαίνου). Το ιζηματογενές αυτό επικάλυμμα αποτελείται από εναλλαγές ηπειρωτικών και θαλάσσιων ακολουθιών που διαχωρίζονται μεταξύ τους από επιφάνειες ασυμφωνιών που έχουν προέλθει από ηπειρογενετικές κινήσεις.

Το φαινόμενο αυτό δεν είναι το μοναδικό στην σεισμική ιστορία της περιοχής δεδομένου ότι στην ευρύτερη περιοχή του Kachchh (της επαρχίας Gujarat) το 1819 εκδηλώθηκε αντίστοιχου μεγέθους καταστροφικός σεισμός (7.7±0.2) ενώ από τότε μέχρι σήμερα συνέβησαν περισσότεροι από 5 μικρότερου μεγέθους αλλά ισχυροί σεισμοί που συνοδεύθηκαν από σημαντικές καταστροφές. Όλοι οι μηχανισμοί γένεσης δείχνουν ανάστροφα ρήγματα με μικρή συμμετοχή οριζόντιας κίνησης, με γενική διεύθυνση περίπου Α-Δ, που αντιστοιχούν σε καθεστώς συμπίεσης από την προς βορρά σύγκρουση της Ινδικής μικροηπείρου. Έτσι λοιπόν η ευρύτερη υπό σεισμική διέγερση περιοχή του Kachchh χαρακτηρίζεται από την παρουσία απτύχωτων οριζοντίων έως υποοριζοντίων μεσοζωικών και καινοζωικών ιζημάτων, που κοντά στις ζώνες που εκδηλώνεται η σεισμική διέγερση και η έντονη παραμόρφωση, πτυχώνονται δημιουργώντας μεγάλης κλίμακας ανοικτά σύγκλινα και αντίκλινα, με ίδια Α-Δ διεύθυνση (Malik et al. 2000).

Από σεισμοτεκτονική άποψη η ευρύτερη περιοχή οριοθετείται προς Βορρά και προς Νότο από δύο κύριες ρηξιγενείς ζώνες, διεύθυνσης Α-Δ περίπου, γνωστές με τα ονόματα Nagar Parkar Fault (προς Βορρά) και Kachchh Mainland Fault (προς Νότο).

Μικρότερης κλίμακας ρηξιγενείς ζώνες με ίδια διεύθυνση διασχίζουν το εσωτερικό της περιοχής. Η δραστηριότητα των διαφόρων ρηξιγενών ζωνών μέσα στο χρόνο έχει διαμορφώσει ένα χαρακτηριστικό ανάγλυφο υπερυψωμένων λόφων, που έρχεται σε αντίθεση με την εικόνα της πανεπιπέδωσης που επικρατεί στην ευρύτερη περιβάλλουσα περιοχή. Τα στοιχεία που δημιουργούν τον σχετικά αναπτυγμένο κατακόρυφο διαμελισμό του λοφώδους αναγλύφου είναι η παρουσία διαφόρων γενεών πλευρικών κορημάτων και κώνων κορημάτων (αλλουβιακών ριπιδίων) και μορφολογικών ασυνεχειών, χαραδρών που έχουν προέλθει από την έντονη κατά βάθος διάβρωση. Χαρακτηριστικές είναι οι αναβαθμίδες του Τεταρτογενούς, οι οποίες έχουν διαμελισθεί από βαθιά ρέματα, καθώς και οι αποκομμένοι κλάδοι του υδρογραφικού δικτύου, που δημιουργούν στα σημεία αποκοπής τοπικές μικρές λεκάνες συγκέντρωσης νερού. Τα στοιχεία του αναγλύφου και η μορφή τους ελέγχονται πλήρως από την ενεργό τεκτονική της περιοχής. Συγκεκριμένα, οι σειρές των λόφων, οι αναβαθμίδες και οι μορφολογικές ασυνέχειες αναπτύσσονται κατά μία διεύθυνση Α-Δ, είναι δηλαδή προσανατολισμένες πα-

Ινδία τα τελευταία 150 χρόνια, δεδομένου ότι ο προηγούμενος ισχυρότατος σεισμός είχε σημειωθεί στις 16 Ιουνίου 1819, εκδηλώθηκε δε στην ίδια περίπου επικεντρική περιοχή.

Ο σεισμός του Gujarat ήταν τόσο ισχυρός ώστε έγινε αισθητός σε περιοχές που απέχουν από το επίκεντρο περισσότερο από 1.500 km και μεταξύ αυτών στη Βομβάη, στο Δελχί, στο Καράτσι και σε πόλεις του Νεπάλ. Θα πρέπει να σημειωθεί ότι η περιοχή που επλήγη (επαρχία Gujarat) είναι η καρδιά της Ινδικής βιομηχανίας (μονάδες παραγωγής ηλεκτρικού ρεύματος, διϋλιστήρια πετρελαίου, χαλυβουργίες, κ.ά.), οι επιπτώσεις δε του σεισμού είναι τεράστιες, αν ληφθεί υπόψη ότι το κατά κεφαλή εισόδημα στην ευρύτερη περιοχή είναι πάρα πολύ χαμηλό. Οι πόλεις που βρίσκονται στην επικεντρική περιοχή (Bhachau, Bhuj, Anjar, Kandla) έχουν υποστεί ολοσχερή ή σχεδόν ολοσχερή καταστροφή. Η πόλη του Bhachau, αλλά και πολλές γειτονικές κωμοπόλεις και χωριά έχουν ισοπεδωθεί, ενώ έχουν σημειωθεί καταρρεύσεις πολυωρόφων κτιρίων σε πόλεις που απέχουν περισσότερο από 350 Km από την περιοχή του επικέντρου, όπως στην πρωτεύουσα του Gujarat, Ahmedabad. Η εφημερίδα Times of India της 1ης Φεβρουαρίου ανέφερε τουλάχιστον 35.000 νεκρούς, ενώ οι πρόσφατες εκτιμήσεις τους ανεβάζουν στις 100.000.

Όπως είναι γνωστό, η πλειονότητα των σεισμών, που εκδηλώνονται σε περιβάλλοντα σύγκλισης πλακών, κατανέμεται κατά μήκος του ορογενετικού τόξου, δηλαδή είτε στις περιοχές της τάφρου και του εξωτερικού νησιωτικού τόξου, είτε στις περιοχές της οπισθοτάφρου και του ηφαιστειακού τόξου, όπου παρατηρείται το σύνολο των γεωδυναμικών διαδικασιών που συνοδεύουν την ορογένεση. Γενικά, οι σεισμοί κατά μήκος συγκλινουσών πλακών εκδηλώνονται κατά κύριο λόγο σε περιοχές ενεργών τόξων (Ελλάδα, Ιαπωνία, Ταϊβάν). Η διαφορά από τα υπόλοιπα ενεργά ορογενετικά τόξα είναι ότι στην περιοχή των Ιμαλαΐων και της Ινδικής μικροπλάκας το γεωτεκτονικό καθεστώς αντιστοιχεί σε υπερσύγκρουση (supercollision) ηπειρωτικών φλοιών, διαδικασία που σχετίζεται άμεσα με την υψηλη σεισμικότητα που παρατηρείται σε όλη τη ζώνη της σύγκρουσης. Ο σεισμός του Gujarat (Δυτ. Ινδία), όμως, είχε επίκεντρο (23.40N, 70.32E),το οποίο τοποθετείται στο εσωτερικό της Ινδικής μικροπλάκας, σε απόσταση 400-800 Km από τον άξονα της οροσειράς των Ιμαλαΐων, όπου βρίσκονται τα παραμορφωμένα ηπειρωτικά περιθώρια των πλακών Ινδίας – Ασίας και η αιχμή των ορογενετικών διεργασιών. Σε μια περιοχή δηλαδή που αναμένεται να είναι σταθερή. Παρ' όλα αυτά, από το καθεστώς της σύγκρουσης δημιουργούνται οι κατάλληλες δυναμικές συνθήκες στο εσωτερικό της πλάκας ώστε σε συγκεκριμένες ζώνες να εκδηλώνονται ρήγματα (συνήθως ανάστροφα ή οριζόντιας ολίσθησης και σπανιότερα κανονικά) που είναι υπεύθυνα για τη σεισμική δραστηριότητα, όπως αυτή στην επαρχία του Gujarat. Σημειώνεται ότι για ορισμένους ερευνητές (Lettis & Hengesh 2001) η τεκτονική τοποθέτηση της ευρύτερης περιοχής της επαρχίας του Gujarat είναι ακόμα προβληματική. Και αυτό γιατί στην περιοχή παρουσιάζονται τόσο χαρακτηριστικά περιθωρίων όσο και χαρακτηριστικά εσωτερικού πλάκας και μάλιστα η παρουσία μιας ζώνης με μεγάλης κλίμακας ενεργά ανάστροφα ρήγματα και πτυχές (όπως επιβεβαιώνουν τα μεγάλα μεγέθη και οι μηχανισμοί γένεσης τω σεισμών), αποδεικνύει ότι αντιπροσωπεύει τουλάχιστον μια μεταβατική ζώνη ανάμεσα στο σταθερό τμήμα της μικροπλάκας της Ινδίας και το περιθώριο που έχει συγκρουσθεί.

Στόχος της παρούσας εργασίας είναι να περιγράψει και να ερμηνεύσει, με γεωλογικούς όρους, το μηχανισμό γένεσης του σεισμού στο Gujarat, μετά την επίσκεψη που έγινε στην πληγείσα περιοχή αμέσως μετά την εκδήλωση του καταστροφικού σεισμού.

2. ΤΟ ΓΕΩΔΥΝΑΜΙΚΟ ΠΛΑΙΣΙΟ ΤΗΣ ΙΝΔΙΑΣ

Η Ινδική χερσόνησος συνιστά ένα μεγάλο ηπειρωτικό θραύσμα, που αποσπάσθηκε από την Γκοντβάνα και έχει ήδη συγκρουσθεί με την Ασία. Η σημαντική, όμως, σεισμικότητα, που εκδηλώνεται κατά μήκος του μετώπου της σύγκρουσης, αποδεικνύει ότι η προς Βορρά κίνηση της Ινδικής μικροηπείρου δεν έχει ακόμα ολοκληρωθεί. Νεώτερα γεωδαιτικά δεδομένα δείχνουν ότι το μεν μήκος της Ινδικής τράπεζας ελαττώνεται κατά 3mm/έτος σε μια διεύθυνση ΒΒΑ-ΝΝΔ, τα δε Ιμαλάια και το οροπέδιο του Θιβέτ (Transhimalaya) συρρικνώνονται λόγω της συμπίεσης κατά 20±2 mm/έτος και 9 mm/έτος αντίστοιχα (Bilham et al. 1998, Bilham & Gaur 2000).

Ο σεισμός στο Gujarat (Ms=7.7, 26/1/2001), όπως και το σύνολο των σεισμών που έχουν εκδηλωθεί τα τελευταία χρόνια στην Ινδική χερσόνησο, συνδέεται με την ενεργό συμπίεση που υφίσταται η Ινδία κατά την προώθησή της προς τα ΒΒΑ. Η σημερινή συρρίκνωση της επιμήκους οροσειράς των Ιμαλαΐων και του βορειότερα ευρισκόμενου ηπειρωτικού τεμάχους του Θιβέτ (Transhimalaya) ανήκει στα τελευταία στάδια μιας μακράς διαδικασίας -αρχικά υποβύθισης ωκεάνιου φλοιού, ύστερα σύγκρουσης ηπειρωτικών φλοιών και τελικά υπερσύγκρουσης (supercollision)- η οποία έχει αρχίσει από το Άνω Κρητιδικό (Gansser 1964, Le Fort 1973, 1975, 1989).

Η σύγκρουση των δύο ηπειρωτικών φλοιών και η παραμόρφωση των περιθωρίων τους έχει δημιουργήσει την οροσειρά των Ιμαλαΐων από ιζήματα που συνεθλίβησαν και τα οποία κινήθηκαν με φορά από Βορρά προς Νότο, δηλαδή προς την πλευρά της Ινδικής μικροηπείρου (Le Fort 1989, Fuchs 1968, Fuchs 1996-97, Heim & Gansser 1939).

ράλληλα προς τις ρηξιγενείς ζώνες ίδιας διεύθυνσης που αναφέρθηκαν ανωτέρω. Τα τεκτονικά στοιχεία στην ύπαιθρο, που επιβεβαιώνονται από τα γεωδαιτικά δεδομένα (Bilham & Gaur, 2000), δείχνουν ότι οι εν λόγω ρηξιγενείς ζώνες χαρακτηρίζονται από μια πλαγιοανάστροφη συνιστώσα ολίσθησης, με αποτέλεσμα να δημιουργούνται χαρακτηριστικές μορφές τεκτονικών βυθισμάτων (graben), όπως είναι αυτό του Kachchh γενικής διεύθυνσης Α-Δ, που οριοθετείται από δύο περιθωριακές ρηξιγενείς ζώνες, του Allah Bund Fault προς Βορρά και του Kachchh Mainland Fault προς Νότο (Εικ. 2).

Επισημαίνεται ότι η ρηξιγενής ζώνη του Allah Bund Fault αποκαλύφθηκε με το σεισμό του 1819 (Ms=7.7±0.2). Η δραστηριοποίηση της ζώνης αυτής δημιούργησε ένα εντυπωσιακό μέτωπο (fault scarp) μέσα στις αλλουβιακές αποθέσεις που συνοδευόταν από ανύψωση της τοπογραφίας κατά 6-9 m και είχε συνολικό μήκος 80-90 Km. Επίσης κατά το σεισμό του Anjar το 1956 (Ms=6.1), που σχετίζεται με τη δραστηριοποίηση αντίστοιχων ρηξιγενών ζωνών νοτιότερα, το μέτωπο της ανύψωσης ήταν της τάξης του 1 m (Malik et al. 2000, σύμφωνα με γεωδαιτικά δεδομένα από Bilham & Gaur, 2000).

Το δυναμικό καθεστώς κάτω από το οποίο βρίσκεται η περιοχή είναι, επίσης, υπεύθυνο για τις ανοδικές κινήσεις των μεγάλης κλίμακας ρηξιτεμαχών (horst), που γίνονται με ένα σύνθετο και πολύπλοκο τρόπο, με αποτέλεσμα να αποκαλύπτονται στα ανερχόμενα τμήματά τους τα μεσοζωικά πετρώματα, λόγω της επακόλουθης διάβρωσης. Αλλά και τα μικρότερης τάξης ρηξιτεμάχη παρουσιάζουν πολύπλοκες ανοδικές κινήσεις με σημαντικές κάμψεις των οριζόντων των ιζημάτων στα περιθώριά τους, ή μικρότερες στο εσωτερικό τους, με αποτέλεσμα να σχηματίζονται ελλειπτικοί δόμοι, ασύμμετρα αντίκλινα, μεγάλης κλίμακας λοξοζωνικές πτυχές (flexures) αλλά και δομές τύπου questas ή mesas, με γενική διεύθυνση Α-Δ. Μάλιστα έχει παρατηρηθεί ότι στα περισσότερα ρηξιτεμάχη το ένα περιθώριό τους καθορίζεται από ρήγμα (ανάστροφο), συνήθως το βόρειο, ενώ το άλλο από κάμψη και παραμόρφωση των πετρωμάτων με την μορφή ανοικτών ασύμμετρων πτυχών ή kink bands (flexural-slip folding).

Με όλα τα ανωτέρω γίνεται φανερό ότι η ευρύτερη περιοχή του Kachchh παρουσιάζει μια διαρκή σεισμική δραστηριότητα, είναι ενεργή τουλάχιστον τα τελευταία 200 χρόνια, όπως αποδεικνύει η συνεχής σεισμικότητά της με σεισμούς, των οποίων τα καταγραφόμενα μεγέθη κυμαίνονται μεταξύ 3.5 και 8 της κλίμακας Richter.

4. Ο ΣΕΙΣΜΟΣ ΤΗΣ 26^{ΗΣ} ΙΑΝ. 2001

4.1. Τεκτονική δομή επικεντρικής περιοχής

Η περιοχή που επλήγη περισσότερο από το σεισμό της 26^{ης} Ιανουαρίου είναι η ευρύτερη επικεντρική περιοχή, εντοπίζεται στην λοφώδη περιοχή που εκτείνεται βόρεια από τον κόλπο του Kachchh και καλύπτει μια ζώνη με διεύθυνση περίπου Α-Δ (της τάξης των 100 km εκατέρωθεν του επικέντρου), από τη Nakhatrana και το Bhuj στα δυτικά μέχρι το Bhachau και το Rapar στα ανατολικά (Εικ. 2). Η μεγαλύτερη ρηξιγενής ζώνη στην περιοχή αυτή είναι γνωστή με το όνομα Kachchh Mainland Fault, έχει διεύθυνση ΑΝΑ-ΔΒΔ έως Α-Δ και συνολικό μήκος που υπερβαίνει τα 200 Km. Οριοθετεί την πεδινή περιοχή του Great Rann of Kachchh στα βόρεια από την λοφώδη ημιορεινή περιοχή της ενδοχώρας στα νότια.

Νοτιότερα εντοπίζονται δύο ακόμη, μικρότερης, όμως, κλίμακας, ρηξιγενείς ζώνες με αντίστοιχα χαρακτηριστικά και διεύθυνση Α-Δ. Η πρώτη εκτείνεται νότια από την πόλη του Bhuj (γνωστή ως Katrol Hill Fault) και η δεύτερη βόρεια από την πόλη του Anjar. Ανάμεσα στις ζώνες αυτές και προς το δυτικό τμήμα της λοφώδους, ημιορεινής περιοχής, υπάρχουν και ορισμένα μικρότερα ρήγματα (της τάξης των 20-50 Km), με διευθύνσεις κυρίως ΝΑ-ΒΔ και σπανιότερα Α-Δ. Προς τα ΒΑ, στην ευρύτερη περιοχή του Adhoi και του Rapar, εντοπίζονται ορισμένα, αντίστοιχης κλίμακας, ρήγματα με διεύθυνση Α-Δ. Σημειώνεται ότι 100-150 περίπου Km βόρεια από την πλειόσειστη περιοχή, και το Kachchh Mainland Fault, περνάει το ίχνος του Allah Bund Fault, που δραστηριοποιήθηκε και έδωσε τον, αντίστοιχου μεγέθους, σεισμό του 1819 (Εικ. 2).

Όλα τα ανωτέρω ρήγματα και ρηξιγενείς ζώνες ελέγχουν πλήρως το ανάγλυφο της περιοχής, δημιουργώντας χαρακτηριστικές γεωμορφές, όπως έντονες μορφολογικές ασυνέχειες, εντυπωσιακά αλλουβιακά ριπίδια και κώνους κορημάτων, έντονη κατά βάθος διάβρωση κλπ. (Εικ. 3). Οι μορφολογικές εξάρσεις στο σύνολό τους αντιστοιχούν σε ανερχόμενα ρηξιτεμάχη, όπου μάλιστα η πτύχωση των στρωμάτων με τη μορφή μεγάλης κλίμακας ασύμμετρων ανοικτών συγκλίνων και αντικλίνων Α-Δ διεύθυνσης, φαίνεται να συμφωνεί απόλυτα με τη γεωμετρία και τον ανάστροφο χαρακτήρα των ρηγμάτων, όπως θα φανεί στη συνέχεια.

Από γεωμετρική άποψη, το σύνολο των ρηγμάτων αυτών στην ευρύτερη επικεντρική περιοχή, παρουσιάζονται σχεδόν κατακόρυφα, ή με μεγάλες κλίσεις (γύρω στις 60^0-80^0) προς τα νότια όπου βρίσκεται και το ανερχόμενο τέμαχος, φανερώνοντας έναν σαφή ανάστροφο χαρακτήρα. Μικρότερης κλίμακας ρήγματα που εντοπίσθηκαν μέσα στα όρια ορισμένων ρηξιγενών ζωνών δείχνουν μια ξεκάθαρη ανάστροφη κίνηση, (με μικρότερη ή μεγαλύτερη συμμετοχή οριζόντιας συνιστώσας) επιβεβαιώνοντας έτσι και την παρατήρηση για τις μεγά-

λης κλίμακας ρηξιγενείς ζώνες. Σε αρκετές περιπτώσεις παρατηρήθηκε ότι τα ρήγματα αυτά αποτελούν την εξέλιξη πτυχών τύπου kink band (ή flexural-slip folds), με αντίστοιχη γεωμετρία και κινηματικούς δείκτες. Οι δομές αυτές δεν παρατηρούνται μόνο στη μικρή κλίμακα, αφού σε ορισμένες περιπτώσεις οι, μεγάλης κλίμακας, μορφολογικές ανωμαλίες δεν συνδέονται άμεσα με σαφείς ρηξιγενείς επιφάνειες (σπάσιμο δηλαδή), αλλά με πλαστική παραμόρφωση των πετρωμάτων.

4.2. Σεισμικες διαρρηξεις και σεισμικο ρηγμα

Από την λεπτομερή μελέτη της ευρύτερης επικεντρικής περιοχής, εντοπίσθηκαν αρκετές εδαφικές διαρρήξεις, σε διάφορες κλίμακες, που φαίνεται να σχετίζονται, άμεσα ή έμμεσα, με το ρήγμα που έδωσε το σεισμό της 26ης Ιανουαρίου. Οι διαρρήξεις αυτές εντοπίζονται σε μια ζώνη με διεύθυνση περίπου Α-Δ έως ΑΝΑ-ΔΝΔ, η οποία εκτείνεται σε μια απόσταση 50 περίπου Km εκατέρωθεν του Bhachau, δηλαδή στην ίδια ευρύτερη περιοχή που δίδεται και το επίκεντρο (Εικ. 2).

Η μεγαλύτερη διάρρηξη (Εικ. 4α), εντοπίσθηκε 20 περίπου Km ΒΒΔ από το Bhachau, περίπου στην ανατολική προέκταση του Kachchh Mainland Fault και παρουσιάζει ένα συνολικό μήκος που κυμαίνεται γύρω στο 1-1,5 Km.

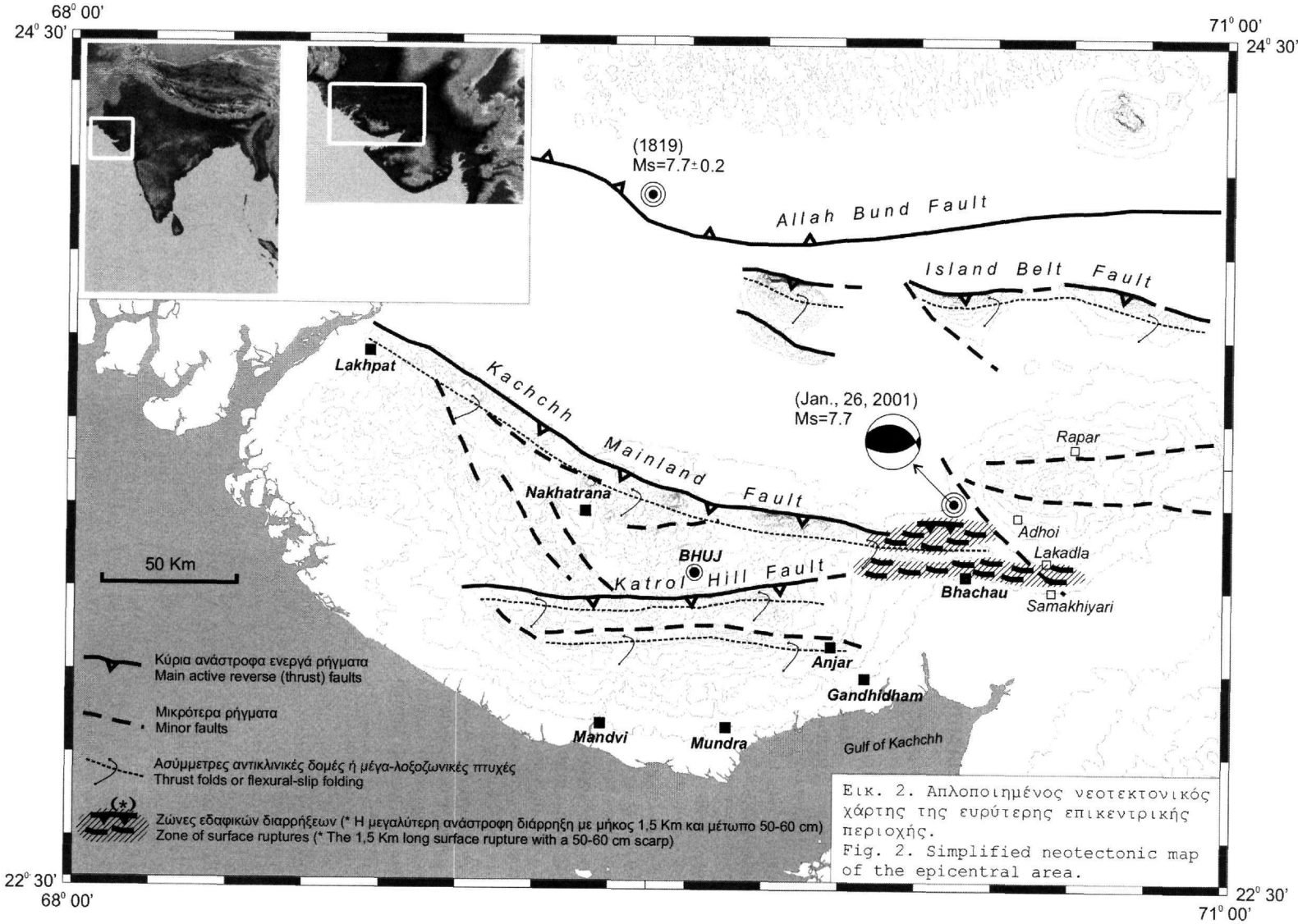
Η γενική διεύθυνση είναι Α-Δ έως ΑΒΑ-ΔΝΔ (γύρω στις 80^0) και το ίχνος δεν είναι συνεχόμενο αλλά φαίνεται να παρουσιάζει μια κλιμακωτή διάταξη. Η μορφολογική ανωμαλία που έχει δημιουργήσει στους πρόσφατους χαλαρούς σχηματισμούς υπερβαίνει κατά θέσεις τα 60-70 cm, και γίνεται πολύ μικρότερη στα σημεία που η διάρρηξη αλλάζει θέση. Ιδιαίτερο άνοιγμα δεν παρατηρείται κατά μήκος της διάρρηξης και η όλη γεωμετρία δείχνει έναν ανάστροφο χαρακτήρα με την επιφάνεια της διάρρηξης να κλίνει γύρω στις 60^0-80^0 προς Νότο και το νότιο, ανερχόμενο, τέμαχος να υπέρκειται του βόρειου που είναι το κατερχόμενο. Εκτός από την κατακόρυφη αυτή κίνηση εντοπίσθηκε και η συμμετοχή οριζόντιας δεξιόστροφης συνιστώσας (το ανερχόμενο τέμαχος κινήθηκε προς τα δυτικά και το κατερχόμενο προς τα ανατολικά), δίνοντας στη διάρρηξη έναν πλαγιο-ανάστροφο χαρακτήρα.

Άλλη διάρρηξη με τόσο μεγάλη μετατόπιση δεν εντοπίσθηκε στην περιοχή. Εντοπίσθηκαν όμως πολλές άλλες, μικρότερης κλίμακας, διαρρήξεις που έτεμναν αλλουβιακές, συνήθως, αποθέσεις ή χαλαρά εδάφη, καθώς και τον ασφαλτοτάπητα του οδικού δικτύου που οδηγεί από το Bhachau στο Bhuj και τα παρακείμενα χωριά. Το μήκος τους κυμαινόταν από μερικά μέτρα μέχρι αρκετές δεκάδες ή, σπανιότερα, και εκατοντάδες μέτρα ενώ οι διευθύνσεις τους ήταν τόσο Α-Δ όσο και ΔΒΔ-ΑΝΑ ή ΒΔ-ΝΑ και σε ελάχιστες περιπτώσεις ΒΑ-ΝΔ.

Αξιοσημείωτο είναι το γεγονός ότι οι διαρρήξεις με γενική διεύθυνση περίπου Α-Δ παρουσίαζαν τα ίδια κινηματικά και δυναμικά χαρακτηριστικά με τη μεγάλη διάρρηξη που περιγράφηκε προηγουμένως και πιο συγκεκριμένα φανέρωναν ένα συμπιεστικό χαρακτήρα και μια πλαγιο-ανάστροφη κίνηση. Στην Εικ. 4β διακρίνεται μια τυπική, τέτοιου τύπου διάρρηξη που τέμνει τον ασφαλτοτάπητα, αλλά και τα παρακείμενα χαλαρά ιζήματα, της οδού που οδηγεί από το Bachau στο Bhuj. Η κύρια επιφάνεια της διάρρηξης κλίνει γύρω στις 70^0–75^0 προς Νότο με ανερχόμενο, κατά 3-4 cm, το νότιο ρηξιτέμαχος, κίνηση που συνοδεύεται και από μια πλάγια, δεξιόστροφη, συνιστώσα της τάξης του 1 cm. Εκτός από την κύρια αυτή διάρρηξη, μισό μέτρο πιο δίπλα, εντοπίζεται και η συζυγής της επιφάνεια, η οποία όμως δεν εκφράζεται με σαφή διάρρηξη και μετακίνηση αλλά με πλαστική παραμόρφωση του ασφαλτοτάπητα και των ιζημάτων (flexural folding). Η κλίση της είναι λίγο μικρότερη, γύρω στις 60^0-65^0 προς Βορρά, και μάλιστα το βόρειο, ανερχόμενο, ρηξιτέμαχος έχει μετακινηθεί ελάχιστα συμπιέζοντας και παραμορφώνοντας το χώρο ανάμεσα στις δύο συζυγείς επιφάνειες με τη μορφή ενός συγκλίνου.

Στην ευρύτερη περιοχή η κλίση των διαρρήξεων αυτών παρουσιάζεται πότε προς Νότο και πότε προς Βορρά, με ανερχόμενο, αντίστοιχα, πότε το νότιο και πότε το βόρειο ρηξιτέμαχος. Το άλμα είναι συνήθως της τάξης των μερικών εκατοστών και σπανιότερα μεγαλύτερο. Η ανάπτυξή τους είναι συστηματική και ακολουθεί, τις περισσότερες φορές, μια λοξή κλιμαξωτή διάταξη. Μάλιστα εντοπίσθηκαν δύο συγκεκριμένες χωριστές ζώνες, αν και στο χώρο ανάμεσα από αυτές εντοπίζονται αρκετές ακόμα διαρρήξεις. Η πρώτη, και μεγαλύτερη, από αυτές ακολουθεί περίπου τη γραμμή Bhachau–Lakadla αναπτύσσεται, δηλαδή, στην προέκταση της ρηξιγενούς ζώνης του Katrol Hill Fault, ενώ η δεύτερη λίγο βορειότερα, στον ευρύτερο χώρο των ανατολικών απολήξεων του Kachchh Mainland Fault, στον ίδιο δηλαδή χώρο που εντοπίσθηκε και η μεγαλύτερη, σε μήκος και άλμα, διάρρηξη (Εικ. 2).

Σε αντίθεση με τις Α-Δ αυτές διαρρήξεις, όσες παρουσιάζουν διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ ή ΔΒΔ-ΑΝΑ, εμφανίζουν μια τελείως διαφορετική κινηματική και δυναμική εικόνα, αφού τις περισσότερες φορές συνοδεύονται από άνοιγμα που φανερώνει έναν εφελκυστικό χαρακτήρα. Το μέγεθός τους κυμαίνεται από 1-2 m μέχρι και αρκε-



Εικ. 2. Απλοποιημένος νεοτεκτονικός χάρτης της ευρύτερης επικεντρικής περιοχής.
Fig. 2. Simplified neotectonic map of the epicentral area.

τές δεκάδες μέτρα (σπανιότερα και μεγαλύτερο) ενώ η κατανομή τους στο χώρο δεν είναι τυχαία. Μάλιστα εντοπίσθηκαν δύο διαφορετικές περιπτώσεις. Στην πρώτη περίπτωση οι ΒΔ-ΝΑ αυτές διαρρήξεις αναπτύσσονται συστηματικά σε συγκεκριμένες ζώνες με γενική διεύθυνση Α-Δ και η όλη διάταξη και γεωμετρία τους δίνει την εικόνα πτεροειδών μέγα-διακλάσεων που αναπτύσσονται σε δεξιόστροφη ζώνη διάτμησης με διεύθυνση Α-Δ. Οι ζώνες αυτές εντοπίζονται κυρίως βόρεια από το Bachau, στον ευρύτερο χώρο της ανατολικής προέκτασης του Kachchh Mainland Fault και των διαρρήξεων με διεύθυνση Α-Δ και σπανιότερα νοτιότερα, στην προέκταση της ζώνης του Katrol Hill Fault, στη γραμμή Bhachau-Lakalda. Στη δεύτερη περίπτωση οι διαρρήξεις αυτές δεν παρουσιάζουν συγκεκριμένη κατανομή και τις περισσότερες φορές στην ίδια περιοχή εντοπίζονται και αντίστοιχου τύπου διαρρήξεις με διαφορετικές διευθύνσεις (κυρίως ΒΑ-ΝΔ και σπανιότερα Β-Ν).

Οι περιπτώσεις αυτές εντοπίζονται κυρίως στην ευρύτερη περιοχή του Bhachau και σπανιότερα βορειότερα και φαίνεται να συνδέονται άμεσα με φαινόμενα ρευστοποιήσεων (και σπανιότερα καθιζήσεων και κατολισθήσεων) αφού εντοπίζονται συνήθως στους ίδιους γεωγραφικούς χώρους.

5. ΣΥΖΗΤΗΣΗ - ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

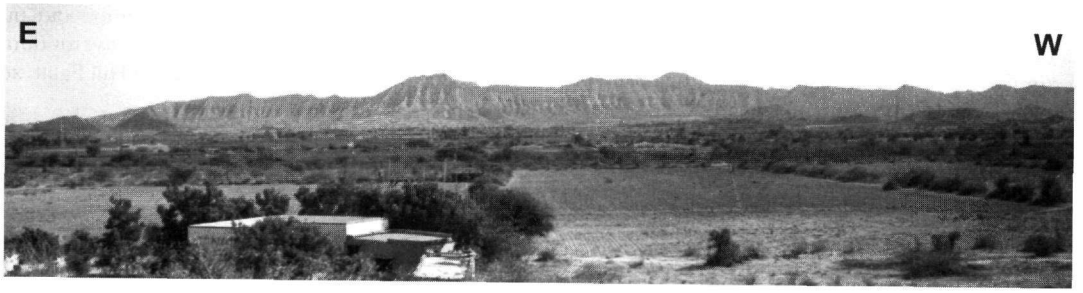
Η ευρύτερη περιοχή της επαρχίας του Gujarat, παρότι βρίσκεται εκατοντάδες χιλιόμετρα νότια από τη ζώνη της σύγκρουσης στην περιοχή των Ιμαλαΐων, χαρακτηρίζεται από υψηλή σεισμικότητα με μηχανισμούς γένεσης που φανερώνουν ένα περιβάλλον συμπίεσης, κάτι το οποίο επιβεβαιώνεται άμεσα και από τις παρατηρήσεις υπαίθρου, δεδομένου ότι η περιοχή διασχίζεται από μεγάλης κλίμακας ανάστροφα ρήγματα που, σε συνδυασμό με τις μεγάλης κλίμακας ασύμμετρες αντικλινικές δομές, έχουν διαμορφώσει, σχεδόν αποκλειστικά, το ανάγλυφο της περιοχής. Προβληματισμοί σχετικά με το αν η συγκεκριμένη περιοχή αποτελεί μια "κατ' εξαίρεση" ενεργή ζώνη στο εσωτερικό μιας σταθερής πλάκας, ή μια μεταβατική ζώνη προς το μέτωπο της σύγκρουσης στην περιοχή των Ιμαλαΐων (πάντα λαμβάνοντας υπόψη τις κλίμακες μεγέθους των γεωδυναμικών φαινομένων στην περιοχή αυτή), είναι υπαρκτοί στη βιβλιογραφία αλλά και τις συζητήσεις στο Διαδίκτυο (Lettis & Hengesh 2001, Ballantyne 2001), δεν αφορούν όμως, σε πρώτη φάση τουλάχιστον, τη συγκεκριμένη εργασία, που σαν στόχο έχει να συνδέσει, να συσχετίσει και να ερμηνεύσει την ενεργό τεκτονική παραμόρφωση της περιοχής με το σεισμικό γεγονός της 26ης Ιαν. 2001.

Το πρώτο ερώτημα που τίθεται είναι αν εκδηλώθηκε στην ευρύτερη επικεντρική περιοχή το σεισμικό ρήγμα που έδωσε το σεισμό και αν αυτό παρουσιάζει τα κινηματικά και δυναμικά χαρακτηριστικά που δίνονται από το μηχανισμό γένεσης του σεισμού (ανάστροφο με συμμετοχή οριζόντιας κίνησης). Το ερώτημα αυτό αποκτά ακόμα μεγαλύτερο ενδιαφέρον, δεδομένου ότι ο προηγούμενος πολύ ισχυρός καταστροφικός σεισμός που έπληξε την ίδια περιοχή (1819) παρουσίαζε αντίστοιχα γεωμετρικά, κινηματικά και δυναμικά χαρακτηριστικά και το σεισμικό ρήγμα εκδηλώθηκε με ένα μέτωπο της τάξης των 6-9 μέτρων και συνολικό μήκος που έφθανε τα 90 Km (γνωστό με το όνομα Allah Bund Fault). Το ερώτημα αυτό μάλιστα έχει πάρει, ήδη, διαστάσεις "διαμάχης" στο Διαδίκτυο (Miranda 2001, Lettis 2001), μέσα από τη γενική διαπίστωση ότι στην περίπτωση του πρόσφατου σεισμού δεν εντοπίσθηκε πουθενά τέτοιας έκτασης και μετακίνησης διάρρηξη, οπότε τίθεται το ερώτημα αν οι μικρότερης κλίμακας εδαφικές διαρρήξεις που παρουσιάσθηκαν σχετίζονται άμεσα με το σεισμικό ρήγμα ή με δευτερογενή φαινόμενα που συνήθως συνοδεύουν ένα σεισμό (ρευστοποιήσεις, κατολισθήσεις κλπ.).

Το επίκεντρο του σεισμού βρίσκεται βόρεια από το Bhachau, δηλαδή 50-70 Km νοτιότερα από το επίκεντρο και το ίχνος του ρήγματος του σεισμού του 1819. Συμπίπτει σε γενικές γραμμές με τις ανατολικές απολήξεις δύο άλλων μεγάλων, Α-Δ διεύθυνσης, ρηξιγενών ζωνών, του Kachchh Mainland Fault και του Katrol Hill Fault, που συγκλίνουν εν μέρει στο σημείο αυτό (Εικ. 2).

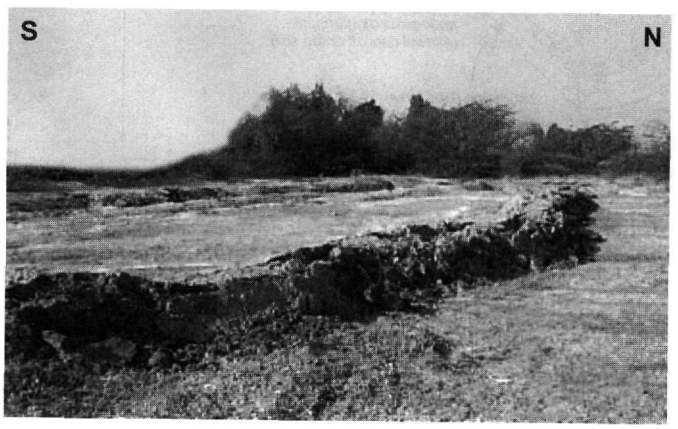
Η θέση του επικέντρου, σε συνδυασμό με την κατανομή των καταστροφών αλλά και των συνοδών γεωδυναμικών φαινομένων (ρευστοποιήσεις, κατολισθήσεις, μεταβολές στάθμης υδροφόρων οριζόντων κλπ.) που εντοπίζονται αυστηρά σε μια ζώνη Α-Δ εκατέρωθεν του Bhachau και της επικεντρικής περιοχής και εκτείνονται δυτικά μέχρι το Bhuj (γύρω στα 100 Km) και ανατολικά μέχρι το Ahmedaband (περισσότερα από 300 Km), καθορίζουν σε γενικές γραμμές την αναμενόμενη θέση του ρήγματος που σχετίζεται με το σεισμό.

Η μεγαλύτερη Α-Δ σεισμική διάρρηξη (μήκος 1-1,5 Km και συνολική κατακόρυφη μετακίνηση της τάξης των 60 cm) που εντοπίσθηκε 15-20 Km βόρεια από το Bhachau, στην ανατολική προέκταση της ρηξιγενούς ζώνης του Kachchh Mainland Fault, αλλά και ορισμένες άλλες, μικρότερης κλίμακας, αντίστοιχες διαρρήξεις που τη συνοδεύουν παρουσιάζουν τέτοια γεωμετρικά, κινηματικά και δυναμικά χαρακτηριστικά (σαφή και σταθερή κλιμακωτή γεωμετρική διάταξη, απουσία ανοίγματος, ανάστροφη κίνηση με συμμετοχή πλάγιας δεξιόστροφης συνιστώσας) που δεν μπορούν να ερμηνευθούν με δευτερογενή φαινόμενα τύπου liquefaction και lateral spreading αλλά μπορούν να θεωρηθούν σαν εκδήλωση του σεισμικού ρήγματος (ή και κλάδων αυτού – branch faults) που



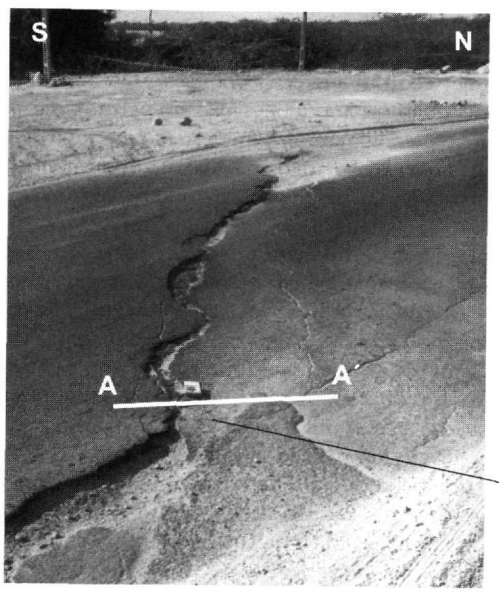
Εικ. 3. Η εντυπωσιακή ανάστροφη ρηξιγενής ζώνη του Katrol Hill Fault που οριοθετεί τα πτυχωμένα και αναθολωμένα μεσοζωϊκά πετρώματα του ορεινού αναγλύφου από τα πρόσφατα ιζήματα της πεδινής περιοχής.

Fig. 3. Panoramic view of the Katrol Hill Fault and the uplifted asymmetric anticline of the rocky mainland (thrust fold and fault and flexural-slip folding).



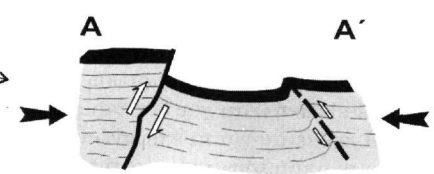
Εικ. 4α. Η μεγαλύτερη σεισμική διάρρηξη με διεύθυνση Α-Δ (μήκος 1,5 Km και μέτωπο γύρω στα 60 cm) στην ανατολική προέκταση της ρηξιγενούς ζώνης του Kachchh Mainland Fault.

Fig. 4a. The main E-W surface rapture (1,5 Km long with a 60 cm scarp), located at the eastern prolongation of Kachchh Mainland Fault.

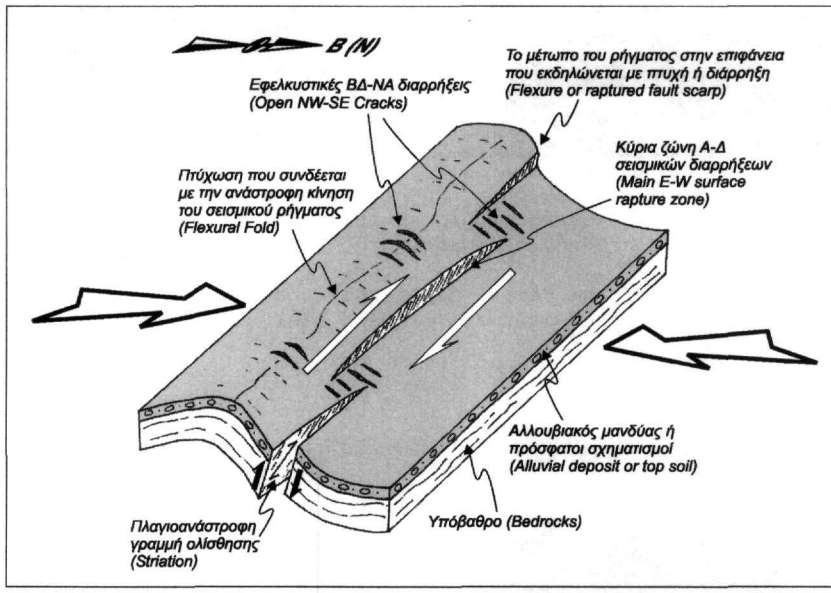


Εικ. 4β. Μικρότερης κλίμακας σεισμικές διαρρήξεις, διεύθυνσης Α-Δ, με σαφή ανάστροφη κίνηση που συνοδεύεται από μικρή συμμετοχή δεξιόστροφης οριζόντιας συνιστώσας (διαδρομή Bhachau - Bhuj).

Fig. 4a. Small scale surface raptures as the result of secondary minor thrust faults, accompanied by right lateral movement (road from Bhachau to Bhuj).



ταυτίζεται με την ανατολική προέκταση του Kachchh Mainland Fault (Εικ. 2). Αντίστοιχα στοιχεία παρουσιάζουν και αρκετές σεισμικές διαρρήξεις νοτιότερα στην ευρύτερη περιοχή του Bhachau, μόνο που εδώ φαίνεται αυτές να ταυτίζονται με την ανατολική προέκταση της μικρότερης κλίμακας ρηξιγενούς ζώνης του Katrol Hill Fault, και πιθανά αποτελούν μια δεύτερη επιφάνεια που δραστηριοποιήθηκε (Εικ. 2).



Εικ. 5. Σχηματικό διάγραμμα οπου απεικονίζονται οι επιφανειακές δομές που εκδηλώθηκαν κατά μήκος του Α-Δ σεισμικού ρήγματος.

Fig. 5. Schematic diagream showing the surficial features associated with the E-W surface rapture zone.

Ο σαφής ανάστροφος χαρακτήρας των διαρρήξεων αυτών, σε συνδυασμό με την πλάγια δεξιόστροφη μετατόπιση, που πιστοποιείται τόσο από τις μετρήσεις στο ύπαιθρο όσο και από την κλιμακωτή διάταξη των διαρρήξεων, συμφωνούν απόλυτα τόσο με το μηχανισμό γένεσης του πρόσφατου σεισμού (αλλά και των παλαιότερων σεισμών), όσο και με τη γενικότερη εικόνα που προκύπτει από την μελέτη της τεκτονικής της ευρύτερης περιοχής. Η απουσία μεγαλύτερης κλίμακας μετακινήσεων κατά μήκος των επιφανειών που δραστηριοποιήθηκαν (κάτι που αναμενόταν από το μέγεθος του σεισμού αλλά και όπως συνέβη με τον αντιστοίχου μεγέθους σεισμό του 1819) μπορεί να αποδοθεί σε flexural τύπου παραμόρφωση (και ανύψωση) κατά μήκος των αντικλινικών δομών του Kachchh Mainland Fault, πρωτίστως, και του Katrol Hill Fault, δευτερευόντως, γεγονός που αναμένεται να πιστοποιηθεί από τις γεωδαιτικές μετρήσεις και τα ιντερφερογράμματα των δορυφορικών εικόνων, που θα δώσουν μια σαφή εικόνα για το συνολικό βαθμό της παραμόρφωσης και μετατόπισης εξ' αιτίας του σεισμού. Σημειώνεται ότι τέτοιου τύπου παραμόρφωση, σε μικρότερη βέβαια κλίμακα, παρατηρήθηκε σε αρκετές εδαφικές διαρρήξεις που εκδηλώθηκαν με τον πρόσφατο σεισμό, αλλά είναι και συνήθης για το "στυλ" της τεκτονικής παραμόρφωσης της περιοχής, όπως αναλυτικά περιγράφηκε στο προηγούμενο κεφάλαιο.

Οι, σχεδόν εγκάρσιες ΒΔ-ΝΑ, ανοικτές εδαφικές διαρρήξεις που διατάσσονται σε ζώνες με γενική διεύθυνση Α-Δ, μπορούν πολύ καλά να ερμηνευθούν σαν το αποτέλεσμα τοπικού εφελκυσμού που αναπτύχθηκε είτε από τη δεξιόστροφη οριζόντια διάτμηση κατά μήκος των επιφανειών που δραστηριοποιήθηκαν, είτε στα κορυφαία τμήματα των αντικλινικών δομών της flexural τύπου παραμόρφωσης που εκδηλώθηκε επίσης κατά μήκος των ίδιων επιφανειών (Εικ. 5). Φυσικά δεν παραγνωρίζεται το γεγονός ότι υφίστανται και πάρα πολλές, αριθμητικά και σε μέγεθος, διαρρήξεις που σχετίζονται άμεσα με φαινόμενα τύπου liquefaction και lateral spreading (κυρίως στην υπό έκταση ευρισκομένη περιοχή των κορυφαίων των αντικλινικών δομών), γεγονός που έχει να κάνει και με τις τοπικές εδαφικές συνθήκες. Η ερμηνεία αυτή, όμως, δεν μπορεί να αποτελεί τον κανόνα για το σύνολο των δομών. Η διαπίστωση μάλιστα ότι στον χώρο της εμφάνισης των διαρρήξεων αυτών η καταστροφή είναι καθολική (κάτι που δεν παρατηρήθηκε για το σύνολο της πληγείσας περιοχής), δεν αφήνει καμιά αμφιβολία ότι πρόκειται για τα επιφανειακά ίχνη των επιφανειών που δραστηριοποιήθηκαν με το σεισμό και οι οποίες είτε αποτελούν τμήματα της κύριας (ή δευτερεύουσας) ρηξιγενούς ζώνης που έδωσε το

σεισμό (ανατολική προέκταση του Kachchh Mainland Fault ή του Katrol Hill Fault), είτε θυγατρικούς κλάδους αυτών (branch faults).

Τα αποτελέσματα που αναφέρονται στη συγκεκριμένη εργασία αποτελούν μια πρώτη προσέγγιση του προβλήματος και έχουν προκύψει από την αρχική επεξεργασία των στοιχείων που έγινε κάτω από την πίεση του εξαιρετικά περιορισμένου χρονικού διαστήματος μέχρι την υποβολή των εργασιών, με σκοπό να επισημανθούν οι διαφορές στην κλίμακα και το είδος των φαινομένων ανάμεσα σε δύο σεισμογενείς περιοχές (Ινδία – Ελλάδα), σε διαφορετικά, όμως, γεωδυναμικά περιβάλλοντα. Τα στοιχεία που θα προκύψουν από την αναλυτική και λεπτομερή επεξεργασία του πλήθους των στοιχείων που συλλέχθηκαν από την αποστολή στην Ινδία, θα αποτελέσουν το αντικείμενο άλλων επιστημονικών ανακοινώσεων.

Αναφέρεται, τέλος, ότι ο καταιγισμός των πληροφοριών και στοιχείων για το σεισμό της Ινδίας στο Διαδίκτυο, μας ανάγκασε να χρησιμοποιήσουμε, με τη μορφή βιβλιογραφικών αναφορών, τις διευθύνσεις που αναφέρονται τα στοιχεία αυτά.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΕΣ ΑΝΑΦΟΡΕΣ

BALLANTYNE, D. (2001): Earthquake in Gujarat, India, Jan 26, 2001. EERI Preliminary Report from the Field – February 10, 2001. http://www.eeri. org/Reconn/bhuj_India/Fieldreport1.html

BASSOULLET, J.P., COLCHEN, M. & MOUTERDE, R. (1977). Esquisse paleographique et essai sur l' evolution geodynamique de l' Himalaya. Mem. h. ser. Soc. geol. Fr., No 8, 213-234.

BHATIA, S.C., RAVI-KUMAR, M. & GUPTA, H.K. (2001): A probabilistic seismic hazard map of India and adjointing regions. http://seismo.ethz.ch/gshap/ict/ india.html

BILHAM, R., BLUME, F., BENDICK, R. & GAUR, V. (1998). Geodetic constraints on the Translation and Deformation of India: Implications for future great Himalayan earthquakes. Current Science, 74, 3, 213-229.

BILHAM, R. & GAUR, V. (2000). Geodetic contributions to the study of seismotectonics in India. Current Science, 79, 9, 1259-1268.

BOSSART, P. & OTTIGER, R. (1989). Rocks of the Murree formation in Northern Pakistan: indicators of a descending foreland basin of Late Paleocene to middle Eocene. Eclog. Geol. Hlv., 82/1, 133-165.

BOULIN, J. & BOUYX, E. (1977). Introduction a la geologie de l' Hindou Kouch occidental. Mem. h. ser. Soc. geol. Fr., No 8, 87-105.

CRAWFORD, A. (1974). The Indian suture line, the Himalaya, Tibet and Gondwanaland. Geol. Mag., III, 369-383.

FUCHS, G. (1968). The geological history of the Himalayas. Rep. 22th Intern. Geol. Cong. Prague, 3, 174-181.

FUCHS, G. (1996-97). The terrane Map of the Himalya. Explanatory motes. Ann. Geol. Pays Hell., 37, 575-599.

GANSSER, A. (1964). Geology of the Himalayas. Interscience Publishers, John Wiley and Sons, 189p.

HEIM, A. & GANSSER, A. (1939). Central Himalaya: geological observations of the Swiss expedition 1936. Mem. Soc. Helv. Sc. Nat., 73, 246p.

HERAIL, G., MASCLE, G. & DELCAILLAN, B. (1986). Les Siwalinks de l' Himalaya du Nepal: un exemple d' evolution geodynamique d' un prisme d' accretion intracontinental. Science de la Terre, 47, 155-182.

LE FORT, P. (1973). Les leucogranites a tourmaline de l' Himalaya sur l' exemple du granite du Manaslu (Nepal central). B.S.G.F., 7, XV, No 5-6, 555-561.

LE FORT, P. (1975). Himalaya: The collided Range. Present knowledge of the continental arc. Am. Journ. Scinc., 275-A, 1-44.

LE FORT, P. (1989). The Himalayan orogenic segment. In Sengor, A.M.C. (ed.), Tectonic Evolution of the Tethyan Region. Kluwer Academic Publishers, 289-386.

LETTIS, W. (2001): BhujLettisLetter 20 Feb 01: http://cires.colorado.edu/ ~bilham/BhujLettisComment.html

LETTIS, R.W. & HENGESH, J.V. (2001): Earthquake in Gujarat, India, Jan 26, 2001. EERI Preliminary Report from the Field – February 13, 2001. http://www.eeri. org/Reconn/bhuj_India/Fieldreport2.html

MALIK, J.N., SOHONI, P.S., MERH, S.S. & KARANTH, R.V. (2000): Palaeoseismology and neotectonism of Kachchh, Western India: Active Fault Research for the New Millenium, Procc. of the Kokudan Intern. Symp. & School on Active Faulting (Okumura, K., Goto, H., & Takada, K. eds), http://home.hiroshima-u.ac.jp/ jnmalik/ malikpp1.html.

MIRANDA, E. (2001): Untitled document. http://cires.colorado.edu/~bilham/BhujOyo Thrust.html

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/4, 1471-1424, 2001 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/4, 1471-1424, 2001
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

Ο ΣΕΙΣΜΟΣ ΤΟΥ 365 Μ.Χ. ΑΠΟ ΤΟ ΘΡΥΛΟ ΣΤΗΝ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ*

Α.Γ. ΔΡΑΚΟΣ[1], Σ.Κ. ΣΤΕΙΡΟΣ[1]

ΣΥΝΟΨΗ

Ο σεισμός της 21ης Ιουλίου του 365 μ.Χ. ήταν ένα γεγονός που συνεπήρε πολλούς αρχαίους συγγραφείς για 1000 και πλέον χρόνια, λόγω του μεγάλου μεγέθους του και των τεράστιων καταστροφών που προκάλεσε στην ευρύτερη περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου, αλλά κυρίως λόγω ενός γιγαντιαίου τσουνάμι που προκάλεσε. Παρολ΄αυτά, δεν έχει γίνει μέχρι σήμερα λεπτομερής μελέτη και υπολογισμός των παραμέτρων του σεισμικού ρήγματος που προκάλεσε το σεισμό αυτό - αντίθετα, αποτέλεσε ένα θρύλο και σημείο διαμάχης ανάμεσα στους ιστορικούς. Συσχέτιση ιστορικών και αρχαιολογικών στοιχείων επέτρεψαν να προσδιοριστεί η πλειόσειστη περιοχή του σεισμού, η οποία εκτεινόταν από την δυτική Κύπρο μέχρι τις ακτές της Λιβύης, ενώ αντιστροφή των μέχρι 9m ανυψώσεων της Δυτικής Κρήτης που αναμφίβολα συνδέονται με το σεισμό αυτό με βάση την ελαστική ανάλυση και λογισμικό που χρησιμοποιείται σε γεωδαιτικά στοιχεία επέτρεψε να υπολογιστούν παράμετροι του σεισμικού ρήγματος. Ο σεισμός του 365 μ.Χ. πιθανότατα προκλήθηκε από τη δράση ενός ανάστροφου ρήγματος ΝΔ της Κρήτης, με μήκος μεγαλύτερο των 100km, και είχε εκτιμόμενο μέγεθος 8.5-8.7.

ABSTRACT

A major earthquake shook the entire East Mediterranean region on July 21st AD 365; numerous cities were completely ruined or seriously damaged, while a tsunami that followed destroyed the Nile Delta. This disaster impressed ancient writers for more than 1000 years and it turned to a legend.

Despite the fact that the AD 365 earthquake is probably the greatest one that took place in the East Mediterranean region in the historic period, it has not been studied in detail. The main reason is that the historical data are poor, ambiguous and contradictory, and do not permit any secure seismological conclusions. Yet, many workers have concluded that this earthquake was associated with a fault along the Hellenic Arc, SW of Crete, in agreement with geomorphological, biological and radiometric data indicating that the western part of the island was uplifted by up to 9m by an earthquake in the 4th century AD. New archaeological data permit to shed more light to this earthquake and to identify its meizoseismal area, extending from western Cyprus to the Libyan coasts. Furthermore, an elastic dislocation analysis of the earthquake uplift, deduced from coastal data, permits to conclude that the causative fault was an east-west striking inverse fault at least 100km long, southwest of Crete, associated with an earthquake of magnitude of the order of M=8.5-8.7.

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: Ανατολική Μεσόγειος, ανυψωμένες ακτές, σεισμός του 365 μ.Χ., τσουνάμι, αντιστροφή επιφανειακών παραμορφώσεων σε ελαστικό ημιχώρο, προσομοίωση ρήγματος.

KEY WORDS: Eastern Mediterranean, uplifted coasts, AD 365 earthquake, tsunami, elastic dislocation analysis, fault modeling.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Μπορεί η Ανατολική Μεσόγειος να είναι μια περιοχή όπου συχνά εκδηλώνονται μεγάλοι σεισμοί, όμως σε όλη την ιστορική περίοδο μόνο ένας από αυτούς κατάφερε να γίνει θρύλος σε βαθμό τέτοιο που ακόμη και τα γενέσια του σεισμού αυτού γιορτάζονταν κάθε χρόνο για αιώνες (Guidoboni et al., 1994). Πρόκειται για το σεισμό της 21ης Ιουλίου του 365 μ.Χ., ένα σεισμό που συνεπήρε τους αρχαίους συγγραφείς για τουλάχιστον 1000 χρόνια, όχι τόσο για τα καταστρεπτικά του αποτελέσματα σε πόλεις και κτίρια σε όλη σχεδόν την Ανατολική Μεσόγειο, αλλά κυρίως για το τσουνάμι που προκάλεσε.

Όμως, ο σεισμός αυτός συνέβη σε μια περίοδο πολιτικής και πολιτισμικής παρακμής της Ρωμαϊκής αυτοκρατορίας και θρησκευτικών αναστατώσεων, και γι' αυτό παρουσιάστηκε όχι ως ιστορικό γεγονός, όπως θα συνέβαινε σε πρωιμότερες περιόδους, αλλά ως επιχείρημα κατά ή υπέρ της νέας Χριστιανικής θρησκείας αγνώντας ή παραποιώντας τα ιστορικά γεγονότα. Για παράδειγμα, ο Λιβάνιος και ο Σωζόμενος, δύο βασικές

* THE AD 365 EARTHQUAKE. FROM LEGEND TO MODELING.

1. Εργαστήριο Γεωδαισίας, Τμήμα Πολιτικών Μηχανικών, Πανεπιστήμιο Πατρών, 26500 Πάτρα.

πηγές για τη σεισμική ιστορία της Ανατολικής Μεσογείου περί το 360 μ.Χ., εμφανίζουν το σεισμό του 365 είτε ως έκφραση λύπης είτε ως οργή του Θεού για το χαμό του αυτοκράτορα Ιουλιανού, του γνωστού ως Παραβάτη, που προσπάθησε να αναβιώσει την αρχαία θρησκεία. Συνεπώς, ακολουθώντας τον μεν Λιβάνιο ο σεισμός πρέπει να χρονολογηθεί μετά το θάνατό του Ιουλιανού το 363 μ.Χ., είτε ακολουθώντας αντίστοιχα το Σωζόμενο πριν το 363 μ.Χ. Αντίστοιχα, μιά πληροφορία για ένα θαύμα του Αγιου Ιλαρίωνα που φέρεται να σήκωσε τα χέρια του και να σταμάτησε το τσουνάμι πριν χτυπήσει μιά πόλη στην Αδριατική, λαμβάνεται συνήθως ως απόδειξη ότι το τσουνάμι είχε σημαντική ένταση στην Αδριατική (Jacques and Bousquet, 1984). Ομως, η πληροφορία για το θαύμα αυτό δεν έχει προφανώς θετική σεισμολογική σημασία όπως εάν τυχόν αναφερόταν ότι η συγκεκριμένη πόλη είχε καταστραφεί από τα κύματα (Stiros, 2001).

Γι΄ αυτό, παρόλο που ο σεισμός αυτός ή αποτελέσματά του αναφέρονται σε περισσότερα από 40 αρχαία κείμενα (Guidoboni et.al., 1994; Jacques and Bousquet, 1984), οι διαθέσιμες ιστορικές πληροφορίες είναι ασαφείς και αντιφατικές και η σεισμολογική πληροφορία αβέβαιη: το ίδιο γεγονός χρονολογείται από διάφορους αρχαίους συγγραφείς σε διαφορετικές περιόδους με απόκλιση από ένα μήνα έως και δεκάδες χρόνια δίνοντας την εντύπωση πολλαπλών σεισμών που κατέστρεψαν πόλεις από το Γιβραλτάρ μέχρι το Ισραήλ (Στείρος et al., 2001).

Για το λόγο αυτό, ο σεισμός του 365 αποτέλεσε αντικείμενο διαμάχης μεταξύ των νεώτερων και σύγχρονων ιστορικών για πάνω από 200 χρόνια, μια διαμάχη που δυστυχώς δεν κατέληξε σε ασφαλή και αξιόπιστα αποτελέσματα, με βάση μόνο τα ιστορικά στοιχεία. Για παράδειγμα ακόμη και στην πιό λεπτομερή μελέτη ιστορικής σεισμικότητας (Guidoboni et al., 1994) τα καταστροφικά του αποτελέσματα του σεισμού αυτού έχουν αποδωθεί σε περίπου 10 διαφορετικούς σεισμούς που συνέβησαν μεταξύ 361 και 450 μ.Χ (Stiros, 2001)!

Τα τελευταία χρόνια όμως, νέα στοιχεία έχουν γίνει διαθέσιμα και επιτρέπουν την ανασύνθεση του παζλ του σεισμού αυτού. Πρώτον, γεωλογικά στοιχεία που περιγράφουν την ανύψωση μέχρι και 9 μ. του δυτικού τμήματος της Κρήτης κατά την κρίσιμη περίοδο (Pirazzoli et al.,1992). Δεύτερον, αρχαιολογικά στοιχεία που επιτρέπουν να χρονολογηθούν οι καταστροφές πόλεων και κτισμάτων σε ένα στενό χρονικό πλαίσιο έτσι ώστε να γίνει συσχέτισή τους με το σεισμό του 365μ.Χ.

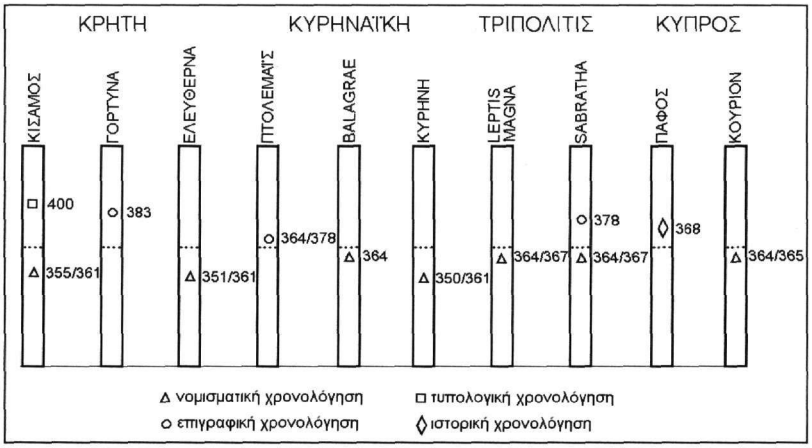
Παρόλ'αυτά, τα γεωλογικά και αρχαιολογικά στοιχεία από μόνα τους δεν μπορούν να δώσουν πληροφορίες για το μηχανισμό του σεισμού του 365. Για το λόγο αυτό γίνεται μια προσπάθεια επεξεργασίας τους με τη μέθοδο και το λογισμικό που συνήθως εφαρμόζεται στην αντιστροφή γεωδαιτικών στοιχείων που περιγράφουν εδαφικές παραμορφώσεις στην πλειόσειστη περιοχή ρηγμάτων (Stiros and Drakos, 2000). Με τον τρόπο αυτό και από τις σεισμική ανύψωση των ακτών της Κρήτης μπορεί να εκτιμηθούν παράμετροι του σεισμικού ρήγματος του 365 μ.Χ.

2. ΑΡΧΑΙΟΛΟΓΙΚΑ ΚΑΙ ΙΣΤΟΡΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

Πρόσφατες ανασκαφές στη Δυτική Κρήτη (Κίσαμο, Ελεύθερνα, κλπ) έχουν φέρει στο φώς αρχαίες πόλεις που ισοπεδώθηκαν από σεισμό το δεύτερο μισό του 4ου αιώνα, όπως αποδεικνύουν χαρακτηριστικές καταρρεύσεις κτιρίων που έχουν καταπλακώσει τους κατοίκους τους. Νομίσματα που βρέθηκαν κάτω από τις πεσμένες στέγες, ακόμη και σε τσέπες θυμάτων, προσδιορίζουν ότι το γεγονός συνέβη λίγο μετά την κοπή των νομισμάτων, δηλαδή γύρω στο 365 (Stiros and Papageorgiou, in press; Stiros, 2001; Στείρος et al., 2001). Πρόβλημα χρονολόγησης σεισμικής καταστροφής υπήρχε για χρόνια στη Γόρτυνα, τη Ρωμαϊκή πρωτεύουσα της Κρήτης, στην οποία ιστορικές πηγές (Μαλαλάς) ήθελαν ένας σεισμός επί αυτοκράτορος Θεοδοσίου να έχει καταστρέψει τα Λουτρά που είχε κτίσει ο Ιούλιος Καίσαρ. Ενώ δεν διευκρινίζεται ποιός είναι ο Θεοδόσιος, ο Α' (379-395) ή ο Β' (408-450), η αρχαιολογική σκαπάνη έφερε στο φώς εκτεταμένες σεισμικές καταστροφές του 4ου αιώνα, οι οποίες από επιγραφή χρονολογούνται πριν το 378. Μάλιστα, τα αναφερόμενα Λουτρά αποδείχτηκε ότι είχαν από παλιότερα καταστραφεί και στη θέση τους είχε χτιστεί το Διοικητήριο της πόλης. Συνεπώς, και της Γόρτυνος η καταστροφή πρέπει να ενταχθεί στην "καταστροφή των 100 πόλεων της Κρήτης" που αναφέρουν ακριβέστερες πηγές.

Αντίστοιχη με της Κρήτης εικόνα υπάρχει στην Κύπρο, κυρίως στο Κούριο, όπου ο συνδυασμός νομισματικών και ιστορικών στοιχείων προσδιορίζει ότι η σεισμική καταστροφή της Δυτικής Κύπρου, που οδήγησε και στην μεταφορά της πρωτεύσουσάς της στο Ανατολική τμήμα του Νησιού, στη Σαλαμίνα έγινε μεταξύ του τέλους του 364 και του Σεπτεμβρίου του 365 μ.Χ (όπως υποδεικνύουν τα νομίσματα) και του 368 (όπως δείχνουν τα ιστορικά στοιχεία).

Οσον αφορά τη Λιβύη, υπήρχε για χρόνια διαμάχη εάν η Τριπολίτιδα και η Κυρηναϊκή είχαν θιγεί από σεισμό περί το 365, όπως υποστήριζε ο Di Vita (1995) ή όχι, όπως υποστήριζε βασισμένος σε δύο κείμενα που περιγράφουν τη θρησκευτική ιστορία της Βόρειας Αφρικής ο Leppeley (1984). Τα αρχαιολογικά στοιχεία που δείχνουν μιά εικόνα σεισμικής καταστροφής ίδια με αυτή της Κρήτης, καθώς και ιστορικά κείμενα που παρου-



Σχήμα 1: Συσχέτιση στρωμάτων καταστροφής σε πόλεις της Ανατολικής Μεσογείου κατά τον 4ο αιώνα μ.Χ. Πηγή: Stiros (2001), Στείρος et al. (2001).

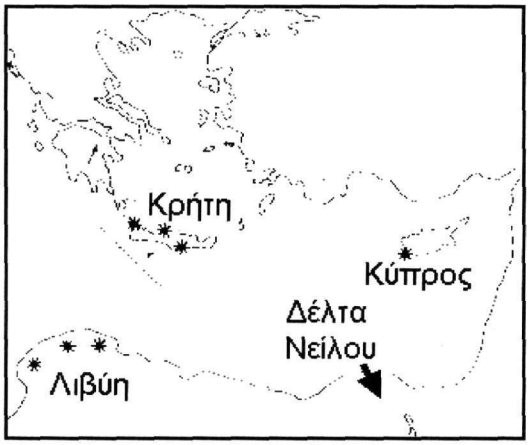
Figure 1: Correlation of the destroyed layers of cities in the Eastern Mediterranean on the AD 4th century. Source: Stiros (2001), Στείρος et al. (2001).

σίασαν οι Guidoboni et al. (1994) και αναφέρουν σαφώς σεισμό κατά την κρίσιμη περίοδο, οδηγούν στο συμπέρασμα ότι και τα παράλια της Λιβύης δοκιμάστηκαν σκληρά περί το 365 από μεγάλο σεισμό.

Οι πληροφορίες για άλλες περιοχές, πχ. ηπειρωτική Ελλάδα, Ισραήλ, Σικελία είναι ακόμη πιό ασαφείς, και ενω φαίνεται ότι οι περιοχές αυτές, ιδιαίτερα η Πελοπόννησος επιρρεάστηκαν σε κάποιο βαθμό από το σεισμό αυτό, το μέγεθος των καταστροφών θα ήταν περιορισμένο. Ειδικά για το Αιγαίο, φαίνεται ότι ο σεισμός μάλλον δεν απετέλεσε σημαντικό πρόβλημα, ενώ από τον ιστορικό Ζώσιμο (5.6.2) προσδιορίζεται σαφώς ότι η Αθήνα δεν υπέστη καμμία σημαντική βλάβη. Τέλος, ο ρήτορας Λιβάνιος περιλαμβάνει και τη Μέση Ανατολή στις περιοχές που δοκιμάστηκαν από το σεισμό της περιόδου εκείνης, αλλά προφανώς ρητορικά αναμιγνύει το σεισμό του 365 με το γνωστό σεισμό της 18-19 Μαίου 363 της Παλαιστίνης (Guidoboni et al., 1994).

Η σύνοψη των αποτελεσμάτων αυτών στο Σχήμα 1 καθιστά σαφές ότι σε ένα χρονικό διάστημα λίγων το πολύ ετών σημαντικοί σεισμοί προκάλεσαν καταστροφές χωρίς προηγούμενο στην Ανατολική Μεσόγειο.

Το βασικό ερώτημα που τίθεται επομένως είναι αν οι σεισμικές καταστροφές αυτές (κυρίως Κρήτης, Κύπρου και Λιβύης), καθώς και το τσουνάμι του Δέλτα του Νείλου (Σχ.2) μπορούν να αποδοθούν σε ένα και το αυτό γεγονός, ή συνιστούν αποτελέσματα διαφορετικών σεισμών.



Σχήμα 2: Σεισμικές καταστροφές σε Κρήτη, Λιβύη, Κύπρο, και τσουνάμι του Δέλτα του Νείλου στο τέλος του 4ου αιώνα μ.Χ. (Stiros and Papageorgiou, in press).

Figure 2: Seismic catastrophe in Crete, Libya, Cyprus and the tsunami of Nile Delta in the end of the 4th AD century (Stiros and Papageorgiou, in press).

Ασφαλώς η απάντηση στο ερώτημα αυτό δεν είναι εύκολη. Ομως, πιστεύουμε ότι παρότι η περίπτωση πολλαπλών σεισμικών γεγονότων σε σύντομο χρονικό διάστημα, ένδειξη για την οποία παρέχουν γεωλογικά και ιστορικά στοιχεία (Pirazzoli et al., 1996; Stiros, 2001) ή γεγονότων μιας ενιαίας σεισμικής ακολουθίας δεν μπορεί να αποκλειστεί, τα υπάρχοντα ιστορικά και αρχαιολογικά στοιχεία επιτρέπουν μιά καταφατική απάντηση, όπως αναλύεται και σε επόμενη παράγραφο. Οι λόγοι είναι δύο:

Πρώτον, οι αρχαίες πηγές, παρά τα σφάλματα στη χρονολόγηση του σεισμού, κυρίως από μεταγενέστερους ιστορικούς, μιλούν σαφώς για ένα και μοναδικό σεισμό που συγκλόνισε όλο τον κόσμο ("terraemotu per totum orbem facto, Migne, *PL 27, 694*), και του οποίου η ημερομηνία είναι γνωστή τόσο από σχεδόν σύγχρονα κείμενα, όσο και από τον εορτασμό των γενεσίων του γεγονότος επί τουλάχιστον δύο αιώνες.

Δεύτερον, σαφώς ο σεισμός της Κρήτης συνδέεται σαφώς με το τσουνάμι, και κατά πάσα πιθανότητα με μόνιμες μεταβολές ακτών, όπως την απόσυρση της θάλασσας που παρατηρείται στην Κρήτη *(Hist. Eccles. 4,3*, Migne *PG 67, 468*).

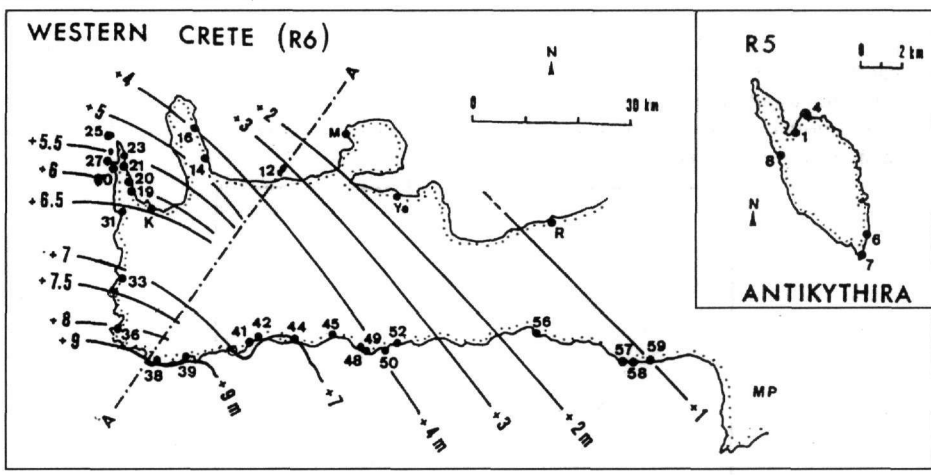
3. ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

Λεπτομερείς μορφολογικές, βιολογικές, ιζηματολογικές αναλύσεις καθώς και πλήθος ραδιοχρονολογήσεων, έχουν οδηγήσει στο συμπέρασμα πως στο τέλος του 4ου αιώνα μ.Χ. (370±52) εκδηλώθηκε μια ανύψωση των ακτών του δυτικού τμήματος της Κρήτης που φτάνει τα 9m στο νοτιοδυτικό τμήμα του νησιού (Σχ.3, Thommeret et al., 1981; Pirazzoli et al., 1982; Kelletat, 1991; Stiros, 1996).

Η ανύψωση αυτή αναμφίβολα συνδέεται με σεισμό μεγάλου μεγέθους, δεδομένου οτι:

(1) Η ανύψωση σύμφωνα με ραδιομετρικά στοιχεία συνέβη σε μικρό σχετικά χρονικό διάστημα (100-200 το πολύ χρόνια), εκτείνεται σε συγκεκριμένο χώρο (Δυτική Κρήτη και Αντικύθηρα, σε μήκος περίπου 100km) και έχει μεταβλητό εύρος, 0-9m (Thommeret et al., 1981; Pirazzoli et al., 1982, Σχ.3). Αν ληφθεί υπόψη το γεγονός οτι η δυτική Κρήτη δεν επιρρεάζεται από ισοστατικά φαινόμενα τέτοιας κλίμακας και ηφαιστειακά φαινόμενα, η ανύψωση αυτή πρέπει ασφαλώς να αποδοθεί σε σεισμικό γεγονός.

(2) Απολιθώματα ευαίσθητων θαλάσσιων μικροοργανισμών που ζούσαν κοντά στη στάθμη της θάλασσας λίγο πριν το 365 (*Βρυόζωα* κλπ), βρέθηκαν αρκετά μέτρα πάνω από την επιφάνεια του νερού, χωρίς ίχνη διάβρωσης της παλιρροιακής ζώνης (Thommeret et al., 1981). Το φαινόμενο αυτό μπορεί να ερμηνευθεί μόνο με την υπόθεση ενός σεισμού που προκάλεσε μεγάλου εύρους απότομη ανύψωση των ακτών (Laborel and Laborel, 1994; Pirazzoli, 1996).



Σχήμα 3: Ανυψωμένες ακτές της δυτικής Κρήτης και των Αντικυθήρων κατά τους Pirazzoli et al. (1982).
Figure 3: Uplifted coasts of the western Crete and of Antikythira (Pirazzoli et. al., 1982).

4. ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΣΕΙΣΜΙΚΟΥ ΡΗΓΜΑΤΟΣ ΜΕ ΒΑΣΗ ΤΗ ΓΕΩΔΑΙΤΙΚΗ ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

Η μέθοδος που εφαρμόστηκε για την επεξεργασία των στοιχείων είναι η "Αντιστροφή Γεωδαιτικών Στοιχείων". Η μέθοδος βασίζεται στη θεωρία του "Ελαστικού Ημιχώρου" και υπολογίζει τις μετακινήσεις που δημιουργούνται στην επιφάνεια του εδάφους από τη δράση ενός ρήγματος με συγκεκριμένες παραμέτρους (μήκος, πλάτος, κλίση, διεύθυνση, ολίσθηση). Μπορούν να προσομοιωθούν όλα τα είδη ρηγμάτων που συναντώνται στη φύση δηλαδή κανονικά, ανάστροφα και ρήγματα διάτμησης με την κατάλληλη εισαγωγή παραμέτρων (Okada, 1985).

Για να βρεθούν οι παράμετροι του ρήγματος που έχει προκαλέσει τις γνωστές μετακινήσεις της επιφάνειας του εδάφους, δοκιμάζονται διάφορα μοντέλα ρηγμάτων και οι μετακινήσεις που προκύπτουν συγκρίνονται με τις πραγματικές μετακινήσεις. Όταν θεωρητικά υπολογισμένες και πραγματικές μετακινήσεις συμπίπτουν, τότε το προσομοιωμένο ρήγμα θεωρείται ότι ταυτίζεται με αυτό που προκάλεσε τον εξεταζόμενο σεισμό. Η λύση συνήθως δεν είναι μοναδική, αλλά επιλέγεται αυτή που είναι συμβατή με τη μορφολογία και την τεκτονική κάθε περιοχής. Με τον τρόπο αυτό μπορεί να υπολογιστούν ο μηχανισμός γένεσης σεισμών και οι παράμετροι σεισμικών ρηγμάτων σε περιπτώσεις για τις οποίες τα σεισμολογικά δεδομένα είναι ασαφή, ανεπαρκή ή και ανύπαρκτα.

Η προσομοίωση του ρήγματος του 365 βασίστηκε στις εξής υποθέσεις:

1. Οι ανυψώσεις ακτών Κρήτης και Αντικυθήρων που εκτιμήθηκαν από τους Thommeret et al. (1981) και Pirazzoli et al. (1982) θεωρούνται ότι εκφράζουν σε γενικές γραμμές τη σεισμική ανύψωση του 365. Η υπόθεση αυτή δικαιολογείται από το γεγονός ότι δεν έχει αναφερθεί καμμία σημαντική μεταβολή ακτών στη Δυτική Κρήτη μετά τον 4ο αιώνα (Stiros, 1996). Θεωρήθηκε ότι η Γαύδος δεν υπέστη ανύψωση ή βύθιση κατά το σεισμό του 365. Το σημείο αυτό εξετάζεται και σε επόμενη παράγραφο. Αυτά τα στοιχεία αποτελούν και τα μοναδικά δεδομένα επιφανειακής παραμόρφωσης που χρησιμοποιήθηκαν για την προσομοίωση.
2. Η σεισμική ανύψωση συνδέεται με μεγάλης κλίμακας ανάστροφο ρήγμα ΝΔ της Κρήτης, κατά μήκος του Ελληνικού τόξου. Τέτοια ρήγματα δεν εμφανίζονται μεν στην επιφάνεια, όπου επικρατούν οι εφελκυστικές δομές, οι οποίες όμως αποτελούν επιδερμικές δομές. Η υπόθεση αυτή είναι αφ΄ενός συμβατή με σεισμοτεκτονικά στοιχεία (Taymaz et al., 1990), αφ΄ετέρου δε με εκτιμήσεις έγκυρων ερευνητών ότι ο σεισμός του 365 ήταν πιθανότατα ένας σεισμός μέσου βάθους, με μέγεθος M>8.0 στην περιοχή της Κρήτης (Ambraseys et al., 1994; Papazachos and Papazachou, 1997).
3. Τέλος, δεν επιχειρήθηκε τα προσομοιούμενα ρήγματα να αποτελούν μίμηση των ρηγμάτων που προκύπτουν από μηχανισμούς γένεσης σεισμών γιατί αυτοί οι μηχανισμοί έχουν ποικίλους αφ΄ενός μηχανισμούς (Taymaz et al., 1990), ενώ δεν θεωρείται αναγκαίο να μοιάζουν οι μηχανισμοί μικρών και μεγάλων σεισμών. Ειδικότερα στη Δυτική Κρήτη, οι μελέτες ανύψωσης ακτών έχουν οδηγήσει στο ασφαλές συμπέρασμα ότι πριν το 365 η περιοχή επί 2500 περίπου χρόνια υπόκειτο σε τακτικές σεισμικές βυθίσεις μικρού εύρους (Thommeret et al., 1981; Pirazzoli et al., 1982) που υποδηλώνουν δράση διαφορετικών ρηγμάτων.

Στην περίπτωση του σεισμού του 365 μ.Χ. δοκιμάστηκαν διάφορα μοντέλα ανάστροφων ρηγμάτων και οι θεωρητικές μετακινήσεις που αυτά προκαλούν συγκρίθηκαν με τις πραγματικές μετακινήσεις. Εφαρμόστηκε λογισμικό που χρησιμοποιεί την θεωρία "Ελαστικού Ημιχώρου", το RNGCHN (Feigl and Dupre, 1999). Δύο από τα μοντέλα που δοκιμάστηκαν προσεγγίζουν ικανοποιητικά τα γεωλογικά στοιχεία. Οι παράμετροι των δύο αυτών ρηγμάτων φαίνονται στον Πίνακα 1.

Πίνακας 1: Παράμετροι των δυο ρηγμάτων τα οποία προσεγγίζουν τις παρατηρημένες ανυψώσεις των ακτών.
Table 1: Fault parameters of the two models found to match the observed data.

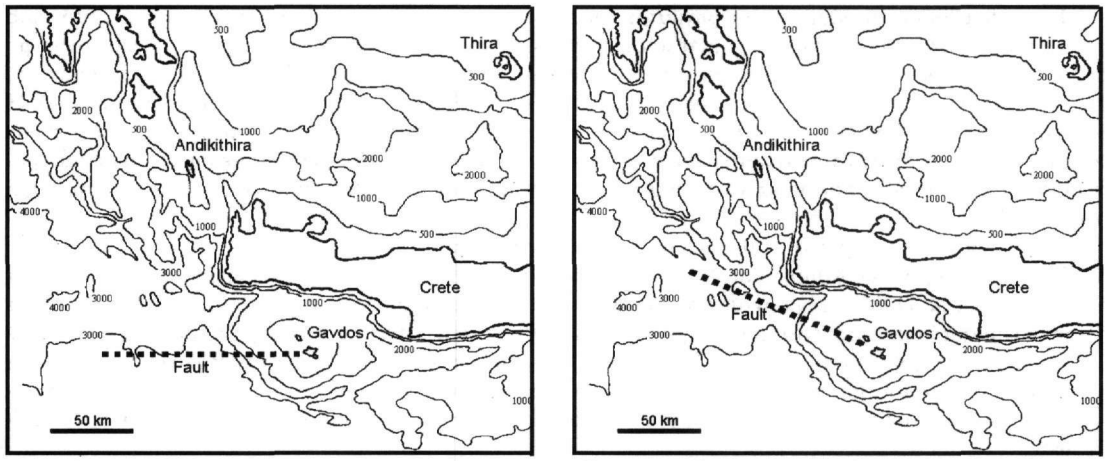
Μοντέλο	Διεύθυνση (°)	Κλίση (°)	Βάθος (km)	Μήκος (km)	Πλάτος (km)	Ολίσθηση (m)	Σεισμική ροπή M_o (dyne·cm)	Ισοδύναμος σεισμός (M_w)
#1	271	45	100	120	135	20	$9,72 \cdot 10^{28}$	8,7
#2	292,5	40	70	105	100	16	$5,04 \cdot 10^{28}$	8,5

Για τον υπολογισμό της σεισμικής ροπής M_o και του μεγέθους M_w του ισοδύναμου σεισμού χρησιμοποιήθηκαν οι ακόλουθοι τύποι(Παπαζάχος, 1997):

- Σεισμική ροπή $M_o = \mu \cdot A \cdot u$ όπου $\mu = 3 \cdot 10^{11}$ dyne·cm (μέτρο διάτμησης πετρωμάτων), Α επιφάνεια σεισμικού ρήγματος και u σεισμική ολίσθηση.
- Μέγεθος M_w ισοδύναμου σεισμού $M_w = 0,6666 \cdot (\log M_o - 16)$.

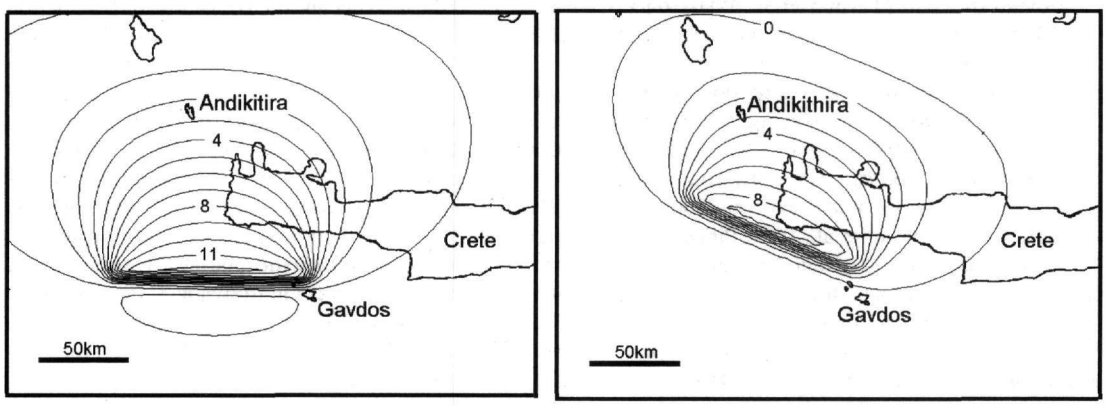
Στα σχήματα 4α και 4β φαίνονται τα επιφανειακά ίχνη των ρηγμάτων των μοντέλων #1 και #2, εαν οι θεωρητικές μετακινήσεις που προκαλούν φαίνονται στα σχήματα 5α και 5β. Τέλος, στα σχήματα 6α και 6β φαίνεται η προσαρμογή των μοντέλων στις διαθέσιμες παρατηρήσεις (ανύψωση Κρήτης και Αντικυθήρων κατά Thommeret et al. (1981) και Pirazzoli et al. (1982).

Όπως φαίνεται στο Σχ.4, το ίχνος του ρήγματος βρίσκεται νοτιοδυτικά της Κρήτης και ξεκινά λίγα χιλιόμετρα δυτικά της Γαύδου λόγω της δέσμευσης που αναφέρθηκε παραπάνω (υπόθεση μηδενικών σεισμικών παραμορφώσεων στο νησί αυτό). Στην περίπτωση του μοντέλου#1 συσχετίζεται με την ισοβαθή καμπύλη των 3000 m νοτιοδυτικά της Κρήτης.



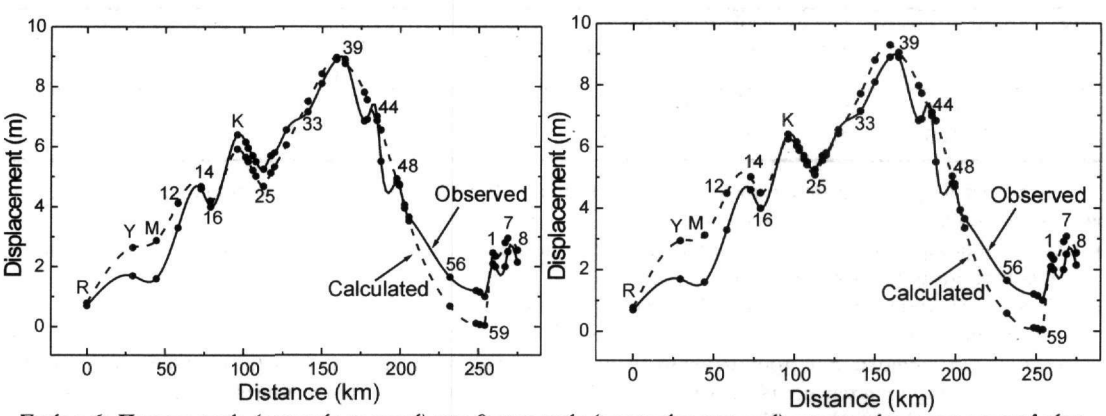
Σχήμα 4: Επιφανειακό ίχνος του ρήγματος του μοντέλου#1(α) και #2(β) (εστιγμένη γραμμή) και ισοβαθείς καμπύλες ανά 1000m.

Figure 4: Surface trace of the fault of model#1 and #2(b) (dotted line) and 1000m bathymetric contours.



Σχήμα 5: Θεωρητικές μετακινήσεις που προκαλεί η δράση του ρήγματος του μοντέλου#1(α) και #2(β) (σε μέτρα).

Figure 5: Calculated displacements (m)due to the fault of model#1(a) and #2(b).



Σχήμα 6: Πραγματικές (συνεχής γραμμή) και θεωρητικές (εστιγμένη γραμμή) μετακινήσεις που προκαλεί το ρήγμα του μοντέλου#1(α) και #2(β).

Figure 6: Observed (solid line) and calculated (dotted line) displacements due to the fault of model#1(a) and #2(b).

5. ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΩΝ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ ΤΗΣ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗΣ

Μόνο τα μοντέλα #1 και #2 που αναλύθηκαν στην προηγούμενη ενότητα δίνουν ικανοποιητικά αποτελέσματα αφού θεωρητικές και πραγματικές τιμές των μετακινήσεων συσχετίζονται σε μεγάλο βαθμό (Σχ.6). Ειδικότερα, τα αποτελέσματα από την προσομοίωση ανάστροφων ρηγμάτων με συνιστώσα διάτμησης (strike-slip), δεν έδωσαν ικανοποιητικά αποτελέσματα αφού οι αποκλίσεις που παρατηρήθηκαν σε σημεία του ανατολικού άκρου της ανύψωσης ήταν μεγάλες.

Και τα δυο μοντέλα #1 και #2 ικανοποιούν τους βασικούς περιορισμούς που τίθενται από τη μορφή και το μέγεθος της ανύψωσης και οι διευθύνσεις των προσομοιωμένων ρηγμάτων έρχονται σε συμφωνία με τις διευθύνσεις που έχουν τα ρήγματα του ελληνικού τόξου στη περιοχή ΝΔ της Κρήτης (Taymaz et. al., 1990) και μηχανισμούς σεισμών (Papazachos and Papazachou, 1997) αλλά και τη μορφή του υποθαλάσσιου αναγλύφου, και μόνο σχετικά μικρές αποκλίσεις (0,75-1m) παρατηρούνται στο ανατολικό άκρο της ανύψωσης (Σχ.6).

Οι αποκλίσεις αυτές θα μπορούσαν εύκολα να εξαλειφθούν με μιά κατάλληλη επιλογή συστήματος ρηγμάτων (πχ. σύστημα δύο ρηγμάτων με διαφορετικές κλίσεις ή δύο κλιμακωτών ρηγμάτων), ή επιλογή ρήγματος που θα προκαλούσε κάποια σημαντική μεταβολή ακτών στη Γαύδο. Ομως, τα υπάρχοντα τεκτονικά και σεισμολογικά στοιχεία δεν επιτρέπουν να προχωρήσει κανείς σε τόσο λεπτομερείς υποθέσεις (για παράδειγμα, δεν μπορεί ακόμη να αποκλειστεί η περίπτωση μερικές από τις τιμές ανύψωσης που εκτιμήθηκαν να εκφράζουν το συσσωρετικό αποτέλεσμα του σεισμού του 365 και νεώτερων γεγονότων), οι οποίες άλλωστε μικρή σημασία θα είχαν. Εξ άλλου, έρευνες που εκτελούνται αυτό τον καιρό στην περιοχή έρευνας αναμένεται να δώσουν απάντηση στο ερώτημα αν όντως οι ακτές της Γαύδου έχουν ή όχι υποστεί ανύψωση λόγω του σεισμού του 365, και ακόμη και να βελτιώσουν την ακρίβεια των δεδομένων στο ανατολικό άκρο της περιοχής ανύψωσης της Κρήτης.

Σε κάθε περίπτωση, τα δύο επιλεγμένα ρήγματα ερμηνεύουν ικανοποιητικά τη σεισμική ανύψωση της Δυτικής Κρήτης και το μέγεθος του σεισμού που προκάλεσε καταστροφές σε κλίμακα Ανατολικής Μεσογείου. Πάντως, παρά το γεγονός ότι τα δύο μοντέλα δεν διαφέρουν σημαντικά, το ρήγμα το οποίο κρίνεται ως πιθανότερο να προκάλεσε το σεισμό του 365 είναι το ρήγμα του μοντέλου #1 αφού αυτό συσχετίζεται σε μεγάλο βαθμό με τη μορφολογία του πυθμένα της θάλασσας στην περιοχή (ειδικά με την ισοβαθή καμπύλη των 3000m ΝΔ της Κρήτης, Σχ.4).

6. ΕΝΑΣ ΣΕΙΣΜΟΣ ΑΣΥΝΗΘΙΣΤΑ ΜΕΓΑΛΟΥ ΜΕΓΕΘΟΥΣ

Από την ανάλυση των γεωλογικών και αρχαιολογικών στοιχείων και από την επεξεργασία των στοιχείων που περιγράφουν την ανύψωση των ακτών της Κρήτης με τη μέθοδο της ελαστικής ανάλυσης προκύπτει ότι ο σεισμός της 21ης Ιουλίου του 365 συνδέθηκε πιθανότατα με ένα ανάστροφο ρήγμα διεύθυνσης Α-Δ και μήκους 120km, ΝΔ της Κρήτης. Η σεισμική ροπή του ρήγματος, για σεισμική ολίσθηση 20m είναι $M_o=9.72\cdot10^{28}$ dyne·cm που ισοδυναμεί με σεισμό μεγέθους M=8.7.

Ένα τέτοιο μέγεθος, πολύ μεγαλύτερο από αυτό των γνωστών σεισμών του ελληνικού τόξου και της Ανατολικής Μεσογείου μπορεί να δώσει σαφή απάντηση στο ερώτημα για ποιό λόγο ο σεισμός του 365 έγινε θρύλος και γιατί οι αρχαίοι συγγραφείς ασχολήθηκαν τόσο πολύ μαζί του και για τόσο μεγάλο χρονικό διάστημα. Το ασυνήθιστα μεγάλο μέγεθος του σεισμού μπορεί, εξ άλλου, να ερμηνεύσει και την έκταση της πλειόσειστης ζώνης του σεισμού αυτού, όπως συνάγεται από τα αρχαία κείμενα. Η πλειόσειστη αυτή ζώνη εμφανιζόταν από τις αρχαίες πηγές ιδιαίτερα πεπλατυσμένη, με προτιμησιακή κατεύθυνση των σεισμικών κυμάτων κατά μήκος του άξονα της Ανατολικής Μεσογείου-σεισμικές καταστροφές σε Κύπρο και Λιβύη, και αντίθετα απόσβεση των σεισμικών κυμάτων στο εσωτερικό του Αιγαίου. Ο τύπος (pattern) αυτός διάδοσης των σεισμικών κυμάτων φαίνεται να είναι χαρακτηριστικός των μεγάλων σεισμών του ελληνικού τόξου, όπως προκύπτει από τις ισόσειστες σχετικά πρόσφατων μεγάλων σεισμών (Ms 7.0-7.5) της περιοχής. Χαρακτηριστικά, όλοι αυτοί οι σεισμοί στο ελληνικό τόξο δείχνουν μια κατευθυντικότητα των σεισμικών κυμάτων προς της ακτές της Ανατολικής Μεσογείου και έντονη απόσβεση προς την κυρίως Ελλάδα και το Αιγαίο (Sieberg, 1932; Papazachos and Papazachou, 1997). Το συμπέρασμα αυτό επιβεβαιώνει την άποψη που εκφράστηκε προηγουμένως με βάση αρχαιολογικά στοιχεία για ένα μεγάλο σεισμό που ευθύνεται για τις καταστροφές σε Κρήτη, Κύπρο και Λιβύη, και προφανώς και στη ΝΔ Πελοπόννησο.

Οσον αφορά δε το τσουνάμι, αυτό φαίνεται ότι προκλήθηκε είτε από το υποθαλάσσιο ρήγμα, είτε πιό πιθανά από υποθαλάσσια κατολίσθηση που προκάλεσε ο μεγάλος σεισμός. Εάν το τσουνάμι αυτό μάλιστα κατευθύνθηκε και προς τη Σικελία ή την Αδριατική, όπως ασαφείς ιστορικές πληροφορίες υποδηλώνουν, τα αποτελέσματά του θα ήταν πιό σημαντικά στις περιοχές αυτές από αυτά του ίδιου του σεισμού.

Πρέπει πάντως να τονιστεί ότι οι διαστάσεις του ρήγματος καθώς και η γεωμετρική ροπή και το μέγεθος

του σεισμού αποτελούν ελάχιστες εκτιμήσεις, διότι οι υπολογισμοί βασίζονται στις γνωστές ανυψώσεις μόνο της Κρήτης και των Αντικυθήρων και αγνοήθηκαν άλλες πιθανές τεκτονικές παραμορφώσεις (πχ. Γαύδου ή και υποθαλάσσιες). Για το λόγο αυτό άλλωστε εμφανίζεται το ρήγμα να έχει μήκος πολύ μικρότερο από αυτό που εκτίμησαν άλλοι ερευνητές με βάση στατιστικά στοιχεία (πχ. 240km, Papazachos, 1996).

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Σχόλια του κ. Β. Παπαζάχου συνέβαλαν στην τελική διαμόρφωση του κειμένου.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

AMBRASEYS, N., MELVILLE, C. AND ADAMS, R. 1994. The seismicity of Egypt, Arabia and the Red Sea. *Cambridge University Press.*

DIVITA, A., 1995. Archaeologists and earthquakes: the case of 365 A.D. *Annali di Geofisica*, 38, 971-976.

FEIGL, K., DUPRE, E., 1999. RNGCHN: a program to calculate displacement components from dislocations on an elastic half-space with applications for modeling geodetic measurements of crustal deformation. *Computers and Geosciences*. 25, 695-704.

GUIDOBONI, E., COMASTRI, A. AND TRAINA, G., 1994. *Catalogue of ancient earthquakes in the Mediterranean area up to 10th century.* Istituto Nazionale di Geofisica, Roma, 504 pp.

JACQUES, F., BOUSQUET, B., 1984. Le cataclysme du 21 Juillet 365: Phenomene regional ou catastrophe cosmique In: *Tremblements de terre: Histoire et archeologie.* IVemes rencontres internationales d'archeologie et d'histoire d'Antibes. Association pour la promotion et la diffusion des connaissances archeologiques, Valbonne, 183-198.

KELLETAT, D., 1991. The 1550 BP tectonic event in the Eastern Mediterranean as a basis for assessing the intensity of shore processes. *Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd.*, 81, 181-194.

LABOREL, J. AND LABOREL-DEGUEN, F., 1994. Biological indicators of Holocene sea-level variations and of co-seismic displacement in the Mediterranean area. *J. Coast. Res.*, 10, 395-415.

OKADA, Y., 1985. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half soace. *Bull. Seism. Soc. America.* 75, 1135-1154.

ΠΑΠΑΖΑΧΟΣ, Β., 1997. *Εισαγωγή στη σεισμολογία.* Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη.

PAPAZACHOS, B.C., 1996. Large seismic faults in the Hellenic arc. *Annali di Geofisica*, 39, 891-903.

PAPAZACHOS, B. AND PAPAZACHOU, C., 1997. *The earthquakes of Greece*. Zitis, Thessaloniki, 304 pp.

PIRAZZOLI, P., J. THOMMERET, Y. THOMMERET, J. LABOREL AND MONTAGIONNI, L., 1982. Crustal block movements from Holocene shorelines: Crete and Antikythira (Greece), *Tectonophysics,* 68, 27-43.

PIRAZZOLI, P., AUSSEIL-BADIE, J., GIRESSE, P., HADJIDAKI, E. AND ARNOLD, M., 1992. Historical environmental changes at Phalasarna harbor, west Crete. *Geoarchaeology*, 7, 371-392.

PIRAZZOLI, P., LABOREL, J., STIROS, S., 1996. Earthquake clustering in the Eastern Mediterranean during historical times. *J. Geophys. Res.*, 101, 6083-6097.

SIEBERG A., 1932. Erdbebengeographie. In: B. Gutenberg (ed.), *Handbuch der Geophysik.* Berlin, 4, 3, pp. 687-1005

STIROS, S., 1996. Late Holocene relative sea-level changes in SW Crete: evidence of an unusual earthquake cycle. *Annali di Geofisica*, 39, 677-687.

STIROS, S., 2001. The AD 365 Crete earthquake and possible seismic clustering during the 4-6th centuries AD in the Eastern Mediterranean: a review of historical and archaeological data. *J. Structural Geol*, 23, 545-562.

STIROS, S., PAPAGEORGIOU, S., 2001. Seismicity of Western Crete and the destruction of the town of Kisamos at AD 365: Archaeological evidence. *J. Seismology*. (in press)

STIROS, S., DRAKOS, A., 2000. Geodetic constraints on the fault pattern of the 1978 Thessaloniki (Northern Greece) earthquake (M_s = 6.4). *Geophys. J. Int.*, 143, 679-689.

ΣΤΕΙΡΟΣ, Σ., ΠΑΠΑΓΕΩΡΓΙΟΥ, Σ., ΜΑΡΚΟΥΛΑΚΗΣ, Σ., 2001. Καταστροφή των Κρητικών πόλεων το 365 μ.Χ. Πρακτικά Συνεδρίου: Creta romana e protobizantina (υπό δημοσίευση).

TAYMAZ, T., JACKSON, J. AND WESTAWAY, R., 1990: Earthquake mechanisms in the Hellenic Trench near Crete. *Geophys. J. Int.*, 102, 695-731.

THOMMERET, Y., Y. THOMMERET, J. LABOREL, L. MONTAGGIONI AND P. PIRAZZOLI, 1981. Late Holocene shoreline changes and seismotectonic displacements in western Crete (Greece). *Z. Geomorph. Suppl.* 40, 127-149.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/4, 1425-1432, 2001 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/4, 1425-1432, 2001
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

Ο ΣΕΙΣΜΟΣ ΤΗΣ (28ΗΣ ΔΕΚΕΜΒΡΙΟΥ 1891) 9ΗΣ ΙΑΝΟΥΑΡΙΟΥ 1892 ΣΤΗ ΛΑΡΙΣΑ*

Β. ΚΟΥΣΚΟΥΝΑ[1]

ΣΥΝΟΨΗ

Κατά την περίοδο 1941-1980 έγιναν στη Θεσσαλία μεγάλοι σεισμοί, οι οποίοι προκάλεσαν σημαντικές καταστροφές στις πόλεις και τα χωριά της περιοχής. Εξαιτίας της γένεσης των σεισμών αυτών η περιοχή χαρακτηρίστηκε μέτριας έως υψηλής σεισμικότητας. Αντιθέτως, ελάχιστες πηγές αναφέρουν σεισμική δραστηριότητα στην περιοχή κατά το 19ο αιώνα, με αποτέλεσμα να κατατάσσεται σε χαμηλότερη κατηγορία σεισμικότητας για την περίοδο αυτή. Στην παρούσα εργασία εξετάζεται ο σεισμός του 1892 της Λάρισας και αναλύονται οι διάφορες πηγές που τον αναφέρουν, με σκοπό την συστηματική κατάταξη και μελέτη των πηγών αυτών για τη δημιουργία μίας πληρέστερης εικόνας των αποτελεσμάτων του σεισμού και τον προσδιορισμό των εστιακών του παραμέτρων με σύγχρονες τεχνικές. Ο σεισμός προκάλεσε αξιοσημείωτες βλάβες στη Λάρισα και μικρότερες στις γύρω πόλεις, ενώ έγινε αισθητός μέχρι τη Θεσσαλονίκη. Οι μακροσεισμικές εντάσεις του σεισμού εκτιμήθηκαν μέσω της Ευρωπαϊκής κλίμακας εντάσεων (EMS-98) και οι παράμετροι της εστίας (μέγεθος, επίκεντρο και επικεντρική ένταση) υπολογίστηκαν με τη μέθοδο των Gasperini et al. (1997, 1999).

EXTENDED ABSTRACT

During the period 1941-1980 Thessalia (Eastern Central Greece) experienced a series of strong earthquakes, which caused damage to a large number of localities and to all its major towns. It is therefore characterized an area of moderate-to-high seismicity. In fact, low-to-moderate seismic activity was also observed in the 19th century, and there are a few sources reporting earthquakes in the area even in the centuries before. In the present study a damaging earthquake in the late 19th century is analyzed, in an effort to build up a detailed picture of the event and its supporting data set and to estimate its parameters with recent techniques. The 1892 shock damaged Larissa, situated in central Thessalia, caused minor damage to a few surrounding towns and was felt up to Thessaloniki to the north. The supporting datasets quoting the earthquake are evaluated according to their sources. Two sources reporting the earthquake, not quoted in the existing studies, were also located. In general, the earthquake effects are described in detail in two studies: one contemporary seismological compilation and one seismological compilation 60 years later, both based on contemporary press reports.

The analysis is based on the original sources, contemporary to the earthquake. The macroseismic intensities were assessed using the EMS-98 scale and the focal parameters (magnitude, epicentral coordinates, epicentral intensity) were calculated using the Gasperini et al (1997, 1999) method. This method allows for the calculation of earthquake parameters even for a limited number of macroseismic intensities, as in this case. The equivalent moment magnitude of the earthquake and the oriented "box", representing the surface projection of the seismogenic fault, were computed through empirical relations. The equivalent moment magnitude was calculated M_W=5.0, using two different empirical relations and the "boxer" technique, which takes into account all the available macroseismic data. The epicentral intensity of the earthquake was assessed to be I_0=6-7 at Larisa and the epicentre was located at a close distance (8 km NE of the town). This location has also been proposed by Galanopoulos (1946), based on the assumption that the 1892 event originated from the same source as the 1941 Larisa earthquake. The calculated length of the associated fault was too small to be correlated with existing main tectonic features.

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: Λάρισα (Θεσσαλία), ιστορικοί σεισμοί, κλίμακα εντάσεων EMS-98, μέθοδος "boxer", τύπος και ποιότητα πηγών ιστορικών σεισμών, εστιακές παράμετροι ιστορικών σεισμών

KEY WORDS: Larisa (Thessaly), historical earthquakes, EMS-98, "boxer" method, source type and source quality of historical earthquakes, focal parameters of historical earthquakes

* THE (DECEMBER 28TH, 1891) JANUARY 9TH, 1892 LARISA (CENTRAL GREECE) EARTHQUAKE

1. Τομέας Γεωφυσικής & Γεωθερμίας, Τμήμα Γεωλογίας, Εθνικό & Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών, Πανεπιστημιόπολις, Ζωγράφου 157 84, Αθήνα

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η σεισμική ιστορία ενός τόπου δίνει την εικόνα της σεισμικότητας της ευρύτερης περιοχής, και επομένως ο εντοπισμός των αποτελεσμάτων των ιστορικών σεισμών από όσο το δυνατόν περισσότερες πηγές και μαρτυρίες είναι απαραίτητος για τον καλύτερο προσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων του και τη συμπλήρωση των καταλόγων σεισμών, με απώτερο στόχο την καλύτερη εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας της περιοχής.

Εξ άλλου, ο προσδιορισμός των εστιακών παραμέτρων των ιστορικών σεισμών είναι μία εμπειρική διαδικασία, όπου χρησιμοποιούνται μέθοδοι, οι οποίες σε πολλές περιπτώσεις θεωρούνται υποκειμενικές (Cecic et al., 1996). Κατά τις τελευταίες δεκαετίες έχουν γίνει προσπάθειες για τη συστηματική εφαρμογή μεθοδολογιών που προσδιορίζουν τις παραμέτρους τόσο των ιστορικών, όσο και των σεισμών του εικοστού αιώνα από μακροσεισμικά δεδομένα. Στις τεχνικές αυτές η ανάλυση βασίζεται είτε στις ισόσειστες των σεισμών (Shebalin 1973), είτε στις σεισμικές εντάσεις ως μεμονωμένα σημεία (Suhadolc et al. 1988, Κουσκουνά 1991, Kouskouna et al. 1996, Gasperini et al. 1997, 1999). Με τη δεύτερη τεχνική είναι δυνατή η εκμετάλλευση του συνόλου των μακροσεισμικών παρατηρήσεων, αλλά και ο προσδιορισμός των παραμέτων σεισμών που διαθέτουν περιορισμένο αριθμό μακροσεισμικών δεδομένων.

Η περιοχή της Θεσσαλίας και ειδικότερα ο Βόλος και η Λάρισα έχουν χαρακτηριστεί ως περιοχές μέτριας έως υψηλής σεισμικότητας κατά τον εικοστό αιώνα. Οι σημαντικότεροι σεισμοί που έπληξαν την περιοχή είναι ο σεισμός της Λάρισας (1 Μαρτίου 1941), το επίκεντρο του οποίου ήταν λίγα χιλιόμετρα ΒΑ της Λάρισας, ο σεισμός των Σοφάδων (30 Απριλίου 1954), της Μαγνησίας (19 Απριλίου 1955), η σεισμική έξαρση του 1957 (8 Μαρτίου), η οποία είχε ως συνέπεια σημαντικές καταστροφές στην πόλη του Βόλου και οι σεισμοί του Βόλου-Αλμυρού (9 Ιουλίου 1980). Από το 19ο αιώνα οι πληροφορίες για τη σεισμική ιστορία της Λάρισας και γενικότερα της Θεσσαλίας είναι λιγοστές. Οι περιηγητές που πέρασαν κατά καιρούς από την πόλη αναφέρουν ότι γίνονταν αισθητοί πολλοί σεισμοί, μερικοί από τους οποίους προκαλούσαν βλάβες.

Στην παρούσα εργασία εξετάζεται ένας ιστορικός σεισμός που προκάλεσε βλάβες στην περιοχή της Λάρισας το 1892, για τον οποίο οι πηγές παρέχουν σημαντικά στοιχεία για την εκτίμηση της μακροσεισμικής έντασης, αλλά σε μικρό αριθμό τόπων. Ο σεισμός αυτός είναι χαρακτηριστικός για την εικόνα της σεισμικής ιστορίας της Λάρισας κατά το 19ο αιώνα.

Για τον προσδιορισμό των παραμέτρων του σεισμού (συντεταγμένες επικέντρου και μέγεθος) εφαρμόστηκε η μέθοδος των Gasperini et al. (1997, 1999), με τη χρήση εμπειρικών σχέσεων που συνδέουν το μέγεθος ροπής με τη μέγιστη ή επικεντρική ένταση και άλλων που δίνουν το μήκος και το πλάτος της προβολής του σεισμογόνου ρήγματος στην επιφάνεια.

2. ΔΕΔΟΜΕΝΑ

2.1. Οι πηγές του σεισμού

Για την πλήρη επεξεργασία ενός ιστορικού σεισμού οι σύγχρονες τάσεις δίνουν ιδιαίτερη βαρύτητα στις μελέτες που τον αναφέρουν και περιγράφουν τα αποτελέσματά του. Με την αξιολόγηση και κατάταξη των μελετών αυτών σε κατηγορίες, ανάλογα με το περιεχόμενο και την ποιότητα των πηγών, στις οποίες και αυτές οι ίδιες στηρίζονται, επιτυγχάνεται η ανακατασκευή της εικόνας του σεισμού από τις πρωταρχικές πηγές και αποφεύγονται οι όποιες τροποποιήσεις που πιθανόν να έχουν επιφέρει οι κατά καιρούς μελετητές (Albini et al. 1996).

Ο σεισμός περιλαμβάνεται σε σύγχρονους καταλόγους σεισμών που δίνουν παραμέτρους, αλλά και σε μονογραφίες σεισμολογικού ή ιστορικού περιεχομένου, που αναφέρονται στη σεισμική ιστορία της Θεσσαλίας και των γύρω περιοχών ή στη σεισμική ιστορία της συγκεκριμένης εποχής.

2.1.1 Σύγχρονοι παραμετρικοί κατάλογοι σεισμών

Ο σεισμός του 1892 αναφέρεται στους εξής παραμετρικούς καταλόγους:

1. Shebalin et al., 1974: 1892 Jan. 9 06 15 $39^{3/4}$ $22^{1/4}$ I_0=8 r=130 km
2. Karnik, 1971: 1892 Jan 9, 06^h15^m, $39^{3/4}$°N, $22^{1/2}$°E, $h=n$, R.26a, I_0=VIII, r=130 km (GG), I_0=VII to VIII (GGK), I_0=VII (GGC), P=50,000km^2, M=5.5 (GGE). At Larisa several houses collapsed and the others were seriously injured (large fissures, walls or roofs thrown down), at Tyrnavos and Agya some walls were fissured and some roofs damaged, felt at Kazaklar, Skiathos, Skopelos and Thessaloniki. An aftershock on Jan. 11, 07^h, damaged houses at Larisa.
3. Galanopoulos, 1960: 1892 Jan. 9 $6^{1/4}$ $39°^{3/4}$N $22°^{1/2}$E n VIII. Larissa (Thessaly) r_1=130 km. A strong aftershock on January 11, 1892. C. Mitzopoulos (1892), A. Galanopoulos (1950, 1953).

Πίνακας 1: Τα αποτελέσματα της σεισμικής ακολουθίας του 1892 και οι πηγές από όπου αντλήθηκαν οι πληροφορίες
Table 1: The effects of the 1892 earthquake sequence and its supporting sources

Ημ/νία	Ώρα	Τόπος	Αποτελέσματα	Πηγές
1892 Ιαν. 3	05 00	Λάρισα	Δυνατός σεισμός	"Επιθεώρηση" αρ. 350
1892 Ιαν. 5	10 40	Λάρισα	Πολύ δυνατός σεισμός που προκάλεσε τρόμο. Ακολούθησε βουητό. Ένταση 5, διάρκεια 5 sec	"Άστυ" αρ. 385 "Εφημερίς" αρ. 360
1892 Ιαν. 9	04 00	Αγιά Τύρναβος Λάρισα	Δυνατός σεισμός	"Παλιγγενεσία" αρ. 8361 Mitzopoulos
1892 Ιαν. 9	06 00	Αγιά Τύρναβος Λάρισα	Δυνατός σεισμός	"Παλιγγενεσία" αρ. 8361 Mitzopoulos
1892 Ιαν. 9	08 15	Λάρισα Τύρναβος Αγιά Καζακλάρ Σκιάθος Σκόπελος Θεσ/νίκη Βόλος	Τα περισσότερα σπίτια είχαν ρωγμές και μερικά καταστράφηκαν μερικώς. Η στέγη του διδασκαλείου έπεσε και η νότια πλευρά της παρουσίασε ρωγμές. Στο δημαρχείο οι δύο τοίχοι προς το νότο καταστράφηκαν εντελώς. Στο παλιό τούρκικο παλάτι οι τοίχοι είχαν ρωγμές, όλη η νότια πλευρά του και οι διπλανοί τοίχοι καταστράφηκαν εντελώς. Στο στρατιωτικό νοσοκομείο έπεσαν κεραμίδια από τη στέγη, που κατακάθησε. Ένταση: 7, διάρκεια 5 sec, δόνηση ΒΑ-ΝΔ Πολλές βλάβες. Όλοι οι τοίχοι στις μεγάλες τούρκικες φυλακές είχαν ρωγμές. Θα πρέπει να έπεσαν μερικές στέγες. Ένταση: 6.5 Μερικά σπίτια είχαν ρωγμές. Ένταση: 6 Αισθητός από όλους. Προκάλεσε τρόμο. Ένταση: 5. Δόνηση Α-Δ. Αισθητός Αισθητός Αισθητός Δεν έγινε αισθητός	"Ακρόπολις" αρ. 3572-3583 "Καιροί" αρ. 1083-1098 "Πρωΐα" αρ. 3924-3934 "Εφημερίς" αρ. 360-364 "Νέα Επιθεώρησις" αρ. 1-9 "Παλιγγενεσία" αρ. 8361-8372 "Επιθεώρησις" αρ. 350-351 "Χρόνος" αρ. 84 "Άστυ" αρ. 389 Mitzopoulos 1892
1892 Ιαν. 11	09 30	Λάρισα Τύρναβος Αγιά Σκόπελος Σκιάθος	Και άλλες βλάβες Και άλλες βλάβες Και άλλες βλάβες Αισθητός Αισθητός	
1892 Ιαν. 20	02 00	Λάρισα Σκιάθος Σκόπελος	Ασθενής. Διάρκεια 5 sec Ασθενής. Δόνηση Δ-Α Ασθενής. Δόνηση Δ-Α	"Παλιγγενεσία" αρ. 8372 "Νέα Εφημερίς" αρ. 9 "Επιθεώρησις" αρ. 9
1892 Ιαν. 20	04 00	Λάρισα Σκιάθος Σκόπελος	Διάνοιξη των ρωγμών. Η δόνηση αυτή ήταν η όγδοη σε διάστημα 30 ημερών. Διάρκεια 8 sec	"Άστυ" αρ. 389
1892 Ιαν. 20	08 00	Λάρισα Σκιάθος Σκόπελος	Ασθενής, βραχείας διάρκειας Ασθενής Ασθενής	
1892 Φεβ. 17	16 00	Λάρισα	Αρκετά ισχυρός, κατακόρυφος, διάρκεια 4 sec	
1892 Μαρ.		Λάρισα	Ασθενής	"Νέα Εφημερίς" αρ. 60

Οι πηγές των Shebalin et al. (1974) είναι οι κατάλογοι των Karnik (1971) και Drakopoulos & Delibasis (1972). Ο Karnik (1971) με τη σειρά του βασίστηκε σε καταλόγους (Galanopoulos 1960, 1965, 1966) και σε μελέτες σεισμολογικού περιεχομένου (Galanopoulos 1953). Τέλος, ο Galanopoulos (1960) παραπέμπει πάλι σε μελέτες σεισμολογικού περιεχομένου (Mitzopoulos 1892, Galanopoulos 1950, 1953).

2.1.2 Μελέτες σεισμολογικού περιεχομένου

Οι μελέτες σεισμολογικού περιεχομένου που προαναφέρθηκαν δίνουν με λεπτομέρεια τα αποτελέσματα του σεισμού και στηρίζονται σε αθηναϊκές εφημερίδες:

1. Galanopoulos 1953: Στηριζόμενος σε αθηναϊκές εφημερίδες, περιγράφει με λεπτομέρεια όλη τη σεισμική ακολουθία και τα αποτελέσματα αυτής (πίνακας 1). Επίσης υπολογίζει τις εντάσεις του σεισμού σε κάθε τόπο στη δεκαβάθμια κλίμακα Rossi-Forel. Παρατηρεί ότι οι βλάβες δεν οφείλονται μόνο στον κύριο σεισμό, αλλά και στους μετασεισμούς του, κυρίως σ'αυτόν της 11ης Ιανουαρίου. Οι βλάβες στην Αγιά και τον Τύρναβο ήταν γενικά μικρότερες από αυτές στη Λάρισα. Για το λόγο αυτό το επίκεντρο της ακολουθίας θα πρέπει να είναι κοντά στην πόλη της Λάρισας. Επίσης έχει μετατρέψει τις ημερομηνίες που αναφέρουν οι εφημερίδες από το Ιουλιανό ημερολόγιο που ίσχυε την εποχή του σεισμού στο ισχύον σήμερα Γρηγοριανό.
2. Mitzopoulos 1892: Ως σύγχρονος, παραθέτει δικές του μαρτυρίες, κυρίως για τους προσεισμούς και τον κύριο σεισμό και παραπέμπει σε εφημερίδα. Τις περιγραφές του δίνει ο Galanopoulos (1953), παραλείποντας ορισμένες περιγραφές που πιθανόν θεώρησε υπερβολικές, όπως: "...οι γυναίκες έτρεχαν σαν τρελές με τα παιδιά στην αγκαλιά τους, φωνάζοντας βοήθεια. Εκείνοι, που βρίσκονταν στους δρόμους, αισθάνθηκαν μια ζάλη, σαν να ήταν μέσα στη θάλασσα ή σαν μεθυσμένοι, και τέλος δεν ήταν λίγοι αυτοί που έπεσαν στο έδαφος...". Αναφέρει ότι ο σεισμός δεν είχε θύματα.

Εαν η έρευνα για το σεισμό του 1892 σταματούσε στο σημείο αυτό, τα δεδομένα μπορούν να θεωρηθούν ικανοποιητικά για τον προσδιορισμό των παραμέτρων του. Επειδή, όμως, κατά την παρούσα έρευνα εντοπίστηκαν και άλλες μελέτες που αναφέρονται στο σεισμό αυτό, χωρίς να έχει έως τώρα γίνει αναφορά τους σε καταλόγους ή μελέτες σεισμολογικού περιεχομένου, τα προαναφερθέντα στοιχεία επιβεβαιώνονται και συμπληρώνονται με αυτές.

2.1.3 Νέες πηγές

1. Galanopoulos 1946: Παραθέτει σύγκριση του σεισμού του 1892 με αυτόν του 1941 και καταλήγει ότι οι δύο σεισμοί μάλλον προέρχονται από τον ίδιο εστιακό χώρο και θα πρέπει να είχαν την ίδια επικεντρική ένταση στη Λάρισα, δεδομένου ότι ο βομβαρδισμός των Γερμανών, που είχε προηγηθεί, είχε καταπονήσει τα κτήρια της πόλης, τα οποία ερείπωσε ο σεισμός.
2. Παπαϊωάννου 1981: Παραθέτει αυτούσιες τις περιγραφές από την τοπική εφημερίδα "Σάλπιγγα" της εποχής. Η πηγή αυτή θεωρείται ως η πλέον αξιόπιστη, δεδομένου ότι οι περιγραφές της προέρχονται από αυτόπτες μάρτυρες. Χαρακτηριστικό είναι ότι όλες οι περιγραφές της εφημερίδας αυτής μεταφέρθηκαν στον αθηναϊκό τύπο και από εκεί στον Galanopoulos (1953). Έτσι επιβεβαιώνονται τα διαθέσιμα για το σεισμό στοιχεία. Επίσης αναφέρει ότι η δόνηση έγινε αισθητή σε όλη τη Θεσσαλία.

2.1.4 Αξιολόγηση των πηγών

Η μελέτη όλων των παραπάνω πηγών έδειξε ότι ο Galanopoulos (1953) περιγράφει ικανοποιητικά το σύνολο των αποτελεσμάτων της σεισμικής ακολουθίας του 1892 (πίνακας 1), οπότε η εκτίμηση της μακροσεισμικής έντασης θα στηριχθεί στη μελέτη αυτή.

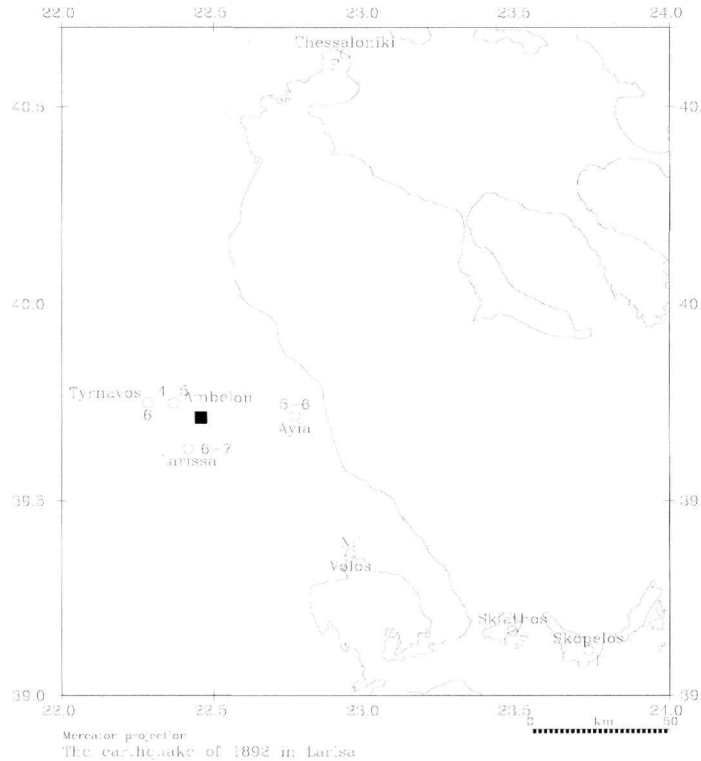
Αναφορικά με την αξιολόγησή της, η προαναφερθείσα μελέτη κατατάσσεται στις πηγές τύπου 1A (Albini et al. 1996), δηλαδή πρόκειται για σεισμολογική μελέτη που στηρίζεται σε μεγάλο αριθμό πρωτογενών πηγών (σύγχρονων του σεισμού) και επίσης παρέχει εκτίμηση της μακροσεισμικής έντασης σε περισσοτερους του ενός τόπους.

3. ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

3.1 Εκτίμηση της μακροσεισμικής έντασης

Για την εκτίμηση της μακροσεισμικής έντασης χρησιμοποιήθηκε η Ευρωπαϊκή κλίμακα μακροσεισμικών εντάσεων EMS-98 (Grónthal 1998), στην οποία γίνεται ιδιαίτερη μνεία για την επεξεργασία των ιστορικών σεισμών. Στην κλίμακα αυτή ιδιαίτερο ρόλο παίζει η τρωτότητα της κάθε κατασκευής. Έτσι, για την εκτίμηση της έντασης ενός ιστορικού σεισμού σε ένα τόπο, είναι χρήσιμη η γνώση των συνθηκών δόμησης κατά την εξεταζόμενη εποχή.

Για τον τρόπο που είναι κτισμένα τα σπίτια της Λάρισας γίνεται αναφορά στην εφημερίδα των Αθηνών "Αιών", απ'όπου μαθαίνουμε ότι το 1881 "... Αι οικίαι της πόλεως Λαρίσης εισί μονώροφοι και αι πλείσται εκ ξυλοτοίχου (τζαμά) τινές εκ πλίνθων και ολιγοσταί λιθόκτισται..." (Παπαϊωάννου 1980). Η περιγραφή αυτή κατατάσσει τα κτήρια της Λάρισσας στην κατηγορία τρωτότητας Α, δηλαδή στην κατηγορία με τη μεγαλύτερη τρωτότητα, σύμφωνα με την κλίμακα EMS-98.



Σχήμα 1: Κατανομή των εντάσεων του σεισμού του 1892. Το επίκεντρο του σεισμού συμβολίζεται με τετράγωνο.
Figure 1: Intensity distribution of the 1892 earthquake. The square represents the calculated epicentre.

Από τον πίνακα 1 προκύπτει ότι ο σεισμός προκάλεσε βλάβες στη Λάρισα, τον Τύρναβο, την Αγιά και το Καζακλάρ, έγινε αισθητός στη Σκιάθο, τη Σκόπελο και τη θεσσαλονίκη και δεν έγινε αισθητός στο Βόλο.

Οι βλάβες στη Λάρισα ήταν αξιοσημείωτες, αλλά πιθανότατα σωρευτικές, δηλαδή αντιπροσωπεύ-ουν το αποτέλεσμα του κυρίου σεισμού και των μετασεισμών του. Σύμφωνα με την κλίμακα EMS-98, η ένταση στη Λάρισα ήταν βαθμού 6-7, δηλαδή μέτριες έως αξιοση-μείωτες βλάβες στα περισσότερα κτήρια και σοβαρές έως πολύ σοβαρές βλάβες σε λίγα. Στον Τύρναβο πολλά κτήρια έπαθαν ελαφρές βλάβες και λίγα μέτριες έως αξιοσημείωτες, δηλαδή η ένταση ήταν 6. Στην Αγιά οι βλάβες ήταν ελαφρές σε μερικά σπίτια, οπότε η ένταση ήταν 5-6. Το Καζακλάρ είναι ο σημερινός Αμπελών, όπου ο σεισμός δεν προ-κάλεσε βλάβες, αλλά έγινε αισθη-τός από όλους, δηλαδή είχε ένταση 4-5. Στη Σκιάθο και Σκόπελο ο σεισμός έγινε αισθη-τός, στη Θεσσαλονίκη μόλις τον αισθάνθηκαν, ενώ στο Βόλο ο σεισμός δεν έγινε αισθητός (σχήμα 1).

Δεδομένου ότι ο Galanopoulos (1953) δίνει εντάσεις στην κλίμακα RF, έγινε μετατροπή τους στην κλίμακα EMS-98 και με γραφική μέθοδο. Οι εντάσεις που υπολογίστηκαν με αυτό τον τρόπο είναι ίδιες με αυτές που προσδιορίστηκαν από την περιγραφή των αποτελεσμάτων. Αυτό δείχνει ότι υπάρχει δυνατότητα μετατροπής των εντάσεων από τη μία κλίμακα στην άλλη, με σκοπό την ομογενοποίηση των μακροσεισμικών δεδομένων.

3.2 Προσδιορισμός των σεισμικών παραμέτρων

Για τον προσδιορισμό των παραμέτρων του σεισμού έγινε εφαρμογή της τεχνικής "boxer" (Gasperini et al. 1997, 1999), στην οποία γίνεται χρήση όλων των διαθέσιμων μακροσεισμικών δεδομένων για τον υπολογισμό των συντεταγμένων του επικέντρου, του μεγέθους ροπής και της προβολής στην επιφάνεια του αντίστοιχου

σεισμογόνου ρήγματος. Η μέθοδος βασίζεται στο γεγονός ότι η διεύθυνση του ρήγματος απεικονίζεται στη διεύθυνση της πλειόσειστης περιοχής και στο ότι η σεισμική πηγή μπορεί να περιγραφεί από ένα ορθογώνιο, το μήκος και το πλάτος του οποίου υπολογίζονται από το ισοδύναμο μέγεθος ροπής. Τα στοιχεία ειδόδου είναι οι μακροσεισμικές εντάσεις και οι συντεταγμένες των τόπων, στους οποίους αναφέρονται. Για να χρησιμοποιηθούν όλα τα μακροσεισμικά δεδομένα από κάθε σεισμό, λαμβάνονται υπόψη οι σχέσεις εξασθένησης των μακροσεισμικών εντάσεων με την απόσταση από την εστία. Η μέθοδος "boxer" υπολογίζει κατ' αρχήν το επίκεντρο του σεισμού, ως το κέντρο βάρους της περιοχής όπου παρατηρήθηκαν τα πιο έντονα αποτελέσματα του σεισμού.

Στην παρούσα εργασία υπολογίστηκαν οι διαστάσεις του ρήγματος από τις αντίστοιχες σχέσεις των Wells & Coppersmith (1993)

$$\log_{10}(L) = -2.44 + 0.59M \quad (1)$$

$$\log_{10}(W) = -1.01 + 0.32M \quad (2)$$

και από αυτές των Papazachos (1989)

$$\log_{10}(L) = -1.85 + 0.51M \quad (3)$$

$$\log_{10}(W) = -0.13 + 0.19M \quad (4)$$

Το ισοδύναμο μέγεθος ροπής υπολογίστηκε από τη σχέση των Hanks & Kanamori (1979),

$$M_W = 2.768 + 0.3584I_0 \quad (5)$$

των Papazachos & Papaioannou (1997)

$$M_W = 0.7 + 0.65I_0 \quad (6)$$

και από τη σχέση των Gasperini et al. (1997)

$$M_W = a + bI_0^2 + c\log^2(A_I) \quad (7)$$

όπου I_0 είναι η μέγιστη ή επικεντρική ένταση και A_I η επιφάνεια κύκλου ακτίνας R_I που αντιστοιχεί σε ένταση I. Η ακτίνα R_I υπολογίζεται ως ο μέσος όρος των αποστάσεων του μακροσεισμικού επικέντρου από κάθε τόπο που είχε ένταση I. Για κάθε τιμή έντασης υπολογίζεται η μέση ακτίνα R_I, κατόπιν η αντίστοιχη επιφάνεια A_I και τέλος το μέγεθος M_I. Τελικά, το ισοδύναμο μέγεθος ροπής στη σχέση (7) είναι ο μέσος όρος των τιμών M_I. Οι συντελεστές a, b, c εκφράζουν το μακροσεισμικό πεδίο. Στην παρούσα εργασία έγινε χρήση των συντελεστών που έχουν υπολογιστεί από τους Gasperini et al. (1997) για την κεντρική Ιταλία, δεδομένου ότι οι μακροσεισμικές εντάσεις στην περιοχή αυτή και στον ελληνικό χώρο εξασθούν με τον ίδιο τρόπο (Γιαννακόπουλος 2001).

Τα αποτελέσματα της εφαρμογής της παραπάνω μεθόδου παρουσιάζονται στον πίνακα 2. Στο σχήμα 1 έχει τοποθετηθεί το επίκεντρο που υπολογίστηκε, το οποίο είναι πολύ κοντά στην πόλη της Λάρισας, καθώς και η κατανομή των εντάσεων του σεισμού.

Πίνακας 2: Παράμετροι που υπολογίστηκαν για το σεισμό της Λάρισας του 1892
Table 2: Calculated parameters of the 1892 Larisa earthquake

Μέγεθος ροπής M_W	5.095 4.925 4.97±0.48	(Hanks & Kanamori 1979) (Papazachos & Papaioannou 1997) (Gasperini et al. 1997)
Επικεντρική ένταση I_0	6.5	
Επίκεντρο	39.7125ΊΝ, 22.4585ΊΕ	
Μήκος ρήγματος	4.8 km 3.1 km	(Papazachos 1989) (Wells & Coppersmith 1993)
Πλάτος ρήγματος	6.5 km 3.8 km	(Papazachos 1989) (Wells & Coppersmith 1993)
Αζιμούθιο ρήγματος	82 ± 41.2	(Gasperini et al. 1997)

4. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Ο σεισμός της 9ης Ιανουαρίου 1892 στη Λάρισα είναι ικανοποιητικά τεκμηριωμένος με σημαντικό αριθμό πηγών της εποχής και οι μακροσεισμικές παρατηρήσεις προέρχονται από οκτώ τόπους. Η μέγιστη ή επικεντρική ένταση του σεισμού ήταν βαθμού 6-7 στη Λάρισα, βάσει της κλίμακας EMS-98. Το επίκεντρο του σεισμού υπολογίστηκε 8 km ΒΒΑ της Λάρισας, ενώ οι Shebalin et al. (1974) και Karnik (1971) το τοποθετούν ΒΔ της πόλης, μεταξύ Λάρισας και Τυρνάβου. Τη θέση, όμως, που υπολογίστηκε στην παρούσα εργασία, είχε αρχικά προτείνει ο Galanopoulos (1946), δεχόμενος ότι η εστία του σεισμού του 1892 είναι ίδια με αυτή του σεισμού της Λάρισας του 1941 (κοντά στο χωριό Μακρυχώρι, που έχει συντεταγμένες 39.8΄ΙΝ, 22.48΄ΙΕ).

Παρά τον περιορισμένο αριθμό μακροσεισμικών δεδομένων, το ισοδύναμο μέγεθος ροπής του σεισμού που υπολογίστηκε από τις ακτίνες των διαφορετικών βαθμών έντασης είναι σε πολύ καλή συμφωνία με αυτό που υπολογίστηκε από τη σχέση μεγέθους - μέγιστης έντασης που ισχύει για τον ελληνικό χώρο (Papazachos & Papaioannou 1997), αλλά και με το μέγεθος που προκύπτει από τη σχέση των Hanks & Kanamori (1979). Η μη αμελητέα τυπική απόκλιση (0.48) οφείλεται στο μικρό αριθμό μακροσεισμικών δεδομένων για τον υπολογισμό των ακτίνων διαφορετικών βαθμών έντασης. Πιθανόν το μέγεθος αυτό να θεωρείται μάλλον μικρό σε σχέση με τη μέγιστη μακροσεισμική ένταση, αλλά ίσως αυτό να οφείλεται στο ότι ο σεισμός ήταν επιφανειακός και πολύ κοντά στην πόλη της Λάρισας, ή στο ότι οι τοπικές εδαφικές συνθήκες έπαιξαν ρόλο στην ένταση 6-7 που παρατηρήθηκε. Οι διαστάσεις του σεισμογόνου ρήγματος είναι πολύ μικρές για να συνδεθούν με τα κύρια τεκτονικά χαρακτηριστικά της περιοχής.

Προτείνεται η εισαγωγή:

α. Του κυρίου σεισμού στον κατάλογο ιστορικών σεισμών με τις εξής παραμέτρους:

YEAR	*MO*	*DA*	*HR*	*MI*		*SITE*	*LAT*	*LON*	I_0	*SC*	M_W
1892	01	09	08	15	(LT)	Larisa	39.71 °N	22.46°E	6-7	EMS-98	5.0

β. Όλης της σεισμικής ακολουθίας στην βάση δεδομένων μακροσεισμικών εντάσεων με τα εξής στοιχεία:

1892	01	03	05	00	(LT)	Larisa	39.633 22.417	F
1892	01	05	10	40	(LT)	Larisa	39.633 22.417	5
1892	01	09	04	00	(LT)	Aghia	39.717 22.767	F
1892	01	09	04	00	(LT)	Tyrnavos	39.750 22.283	F
1892	01	09	04	00	(LT)	Larisa	39.633 22.417	F
1892	01	09	06	00	(LT)	Aghia	39.717 22.767	F
1892	01	09	06	00	(LT)	Tyrnavos	39.750 22.283	F
1892	01	09	06	00	(LT)	Larisa	39.633 22.417	F
1892	01	09	08	15	(LT)	Larisa	39.633 22.417	6-7
1892	01	09	08	15	(LT)	Tyrnavos	39.750 22.283	6
1892	01	09	08	15	(LT)	Aghia	39.717 22.767	5-6
1892	01	09	08	15	(LT)	Kazaklar/Ambelon	39.417 22.167	4-5
1892	01	09	08	15	(LT)	Thessaloniki	40.633 22.933	F
1892	01	09	08	15	(LT)	Skopelos	39.117 23.733	F
1892	01	09	08	15	(LT)	Skiathos	39.167 23.483	F
1892	01	09	08	15	(LT)	Volos	39.367 22.950	1
1892	01	11	09	30	(LT)	Larisa	39.633 22.417	Da
1892	01	11	09	30	(LT)	Aghia	39.717 22.767	Da
1892	01	11	09	30	(LT)	Tyrnavos	39.750 22.283	Da
1892	01	11	09	30	(LT)	Skopelos	39.117 23.733	F
1892	01	11	09	30	(LT)	Skiathos	39.167 23.483	F
1892	01	20	02	00	(LT)	Larisa	39.633 22.417	F
1892	01	20	02	00	(LT)	Skopelos	39.117 23.733	F
1892	01	20	02	00	(LT)	Skiathos	39.167 23.483	F
1892	01	20	04	00	(LT)	Larisa	39.633 22.417	Da
1892	01	20	04	00	(LT)	Skopelos	39.117 23.733	F
1892	01	20	04	00	(LT)	Skiathos	39.167 23.483	F
1892	01	20	08	00	(LT)	Larisa	39.633 22.417	F
1892	01	20	08	00	(LT)	Skopelos	39.117 23.733	F
1892	01	20	08	00	(LT)	Skiathos	39.167 23.483	F
1892	02	17	16	00	(LT)	Larisa	39.633 22.417	F
1892	03					Larisa	39.633 22.417	F
1892	06					Larisa	39.633 22.417	F

Ευχαριστίες

Για την πραγματοποίηση της παρούσας μελέτης συνέβαλε οικονομικά το Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών, μέσω της Γραμματείας Επιτροπής Ερευνών (Ειδικός Λογαριαμός Κονδυλίων Έρευνας).

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

ALBINI P. & M. STUCCHI (with the contribution of N.N. Ambraseys, J. Fischer, G. Gruenthal, R. Musson, V. Kouskouna, K. Makropoulos, S. Kociu, R. Camassi, A. Zerga, V. Castelli), 1996. *A basic European earthquake catalogue and a database for the evaluation of long-term seismicity and seismic hazard (BEECD).* Seismic Risk in the European Union, vol. 1, Brussels, Proceedings, A. Ghazi & M. Yeroyianni (Eds.), 53-77.

CECIC I., MUSSON R.M.W. & M STUCCHI (with the contribution of M.S. Barbano, R. Camassi, R. Glavcheva, G. Gruenthal, S. Kociu, V. Kouskouna, A. Levret, C. Papaioannou, L. Peruzza, C. Radu, V. Shumila, D. Slejko, I. Sovic), 1996. *Do seismologists agree upon epicentre determination from macroseismic data? A survey of ESC Working group "Macroseismology".* Annali di Geofisica, Vol. XXXIX, N. 5, 1013-1027.

DRAKOPOULOS J. & N. DELIBASIS, 1972. *Catalogue of earthquakes 2100 BC - 1799 AD I_0^3VIII, 1800-1900 I_0^3VII.* Athens, manuscript.

GALANOPOULOS, A.G., 1946. *Les deux violents séismes de Larissa de 1892 et de 1941 (Grèce).* Comptes rendus des séances de l' Académie des Sciences, Paris, 223, 821-822.

GALANOPOULOS, A.G., 1953. *Katalog der Erdbeben in Griechenland für die Zeit von 1879 bis 1892.* Annales Géologiques des Pays Helléniques, V, 114-229.

GALANOPOULOS, A., 1960. *A catalogue of shocks with I_0^3VII or $M^3$5 for the years 1801-1958.* Seism. Lab. Publ., Athens Univ., Athens, 119p.

GALANOPOULOS, A., 1965. *Evidence for the seat of the strain-producing forces.* Ann. di Geofisica, XVIII, 4, 399-409.

GALANOPOULOS, A., 1966. *Earthquake catalogue of Greece.* Manuscript, 181pp.

GR¼NTHAL, G. (Ed.), 1998. *European Macroseismic Scale 1998.* Cahiers du Centre Europeen de Geodynamique et de Seismologie, 15, Luxembourg, 102pp.

GASPERINI P. & G. FERRARI, 1997. *Stima dei parametri sintetici: nuove elaborazioni.* In: E. Boschi et al. (eds.), Catalogo sei Forti Terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1990, ING-SGA publ., 56-64.

GASPERINI P., BERNARDINI F., VALENSISE G. & E. BOSCHI, 1999. *Defining Seismogenic Sources from Historical Earthquake Felt Reports.* Bull. Seism. Soc. Am., 89 (1), 94-110.

ΓΙΑΝΝΑΚΟΠΟΥΛΟΣ, Δ., 2001. *Παραμετρικός κατάλογος και βάση δεδομένων έντασης μεγάλων σεισμών του Ελληνικού χώρου (1500-1900).* Διπλωματική εργασία μεταπτυχιακού κύκλου σπουδών, Τομέας Γεωφυσικής & Γεωθερμίας, Πανεπιστήμιο Αθηνών, 157 σελ.

HANKS T.C.& H. KANAMORI, 1979. *A moment magnitude scale.* J. Geophys. Res., 84, 2348-2350.

KARNIK, V., 1971. *Seismicity of the European area, Part II. 1801-1900.* D. Reidel Publ. Comp., Dordrecht, Netherlands, 218pp.

ΚΟΥΣΚΟΥΝΑ, Β., 1991. *Παράγοντες που τροποποιούν την εξασθένηση των εντάσεων στην κεντρική Ελλάδα και συμβολή στην εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας.* Διδακτορ. Διατρ., Πανεπιστήμιο Αθηνών, 276 σελ.

KOUSKOUNA, V., CHAILAS, S., MAKROPOULOS, C., MICHALOPOULOU, D. & J. DRAKOPOULOS, 1996. *Simulation of macroseismic field in Central Greece.* Annali di Geofisica, XXXIX, n.5, 1115-1124.

MITZOPOULOS, C., 1892. *Die Erdbeben in Griechenland und der Turkei im J. 1891.* Petermanns Mitteilungen, Heft XI., 4pp.

PAPAZACHOS, B.C., 1989. *Measures of earthquake size in Greece and surrounding areas.* Proc. Of the 1st Scient. Conf. Of Geophysics, Geophys. Soc. Of Greece, April 19-21, 1989, Athens, 438-447.

ΠΑΠΑΖΑΧΟΣ Β. & Κ. ΠΑΠΑΖΑΧΟΥ, 1989. *Οι σεισμοί της Ελλάδας.* Εκδ. Ζήτη, Θεσ/νίκη, 356 σελ.

PAPAZACHOS C. & CH. PAPAIOANNOU, 1997. *The macroseismic field of the Balkan area.* Journal of Seismology, 1, 181-201.

ΠΑΠΑΪΩΑΝΝΟΥ, Ι., 1980. *"Αντισεισμικά" τα σπίτια της Λάρισας το 1667.* Εφημ. "Ελευθερία", 8 Σεπ., αρ. 20950, σελ. 3.

ΠΑΠΑΪΩΑΝΝΟΥ, Ι., 1981. *Ο σεισμός της Λάρισας το 1892.* Εφημ. "Ελευθερία", 15 Μαρτ., αρ. 21110, σελ. 3-4.

SHEBALIN, N.V., 1973. *Macroseismic data as information on source parameters of large earthquakes.* Phys. Earth Planet. Interiors, 6, 316-323.

SHEBALIN, N.V. (Ed.), 1974. Catalogue of Earthquakes. Part I, 1901-1970, Part II, prior to 1901. *UNDP/UNESCO Survey of the Seismicity of the Balkan Region*, Skopje.

SUHADOLC P., CERNOBORI G., PAZZI G. & G. PANZA, 1988. *Synthetic isoseismals: applications to Italian earthquakes.* In: J. Bonnin et al. (eds.), Seismic hazard in Mediterranean Regions, Kluwer, Dordrecht, Holland, 105-128.

WELLS D.L. & K.J. COPPERSMITH, 1994. *New empirical relations among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement.* Bull. Seism. Soc. Am., 84, 974-1002.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/4, 1433-1439, 2001 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/4, 1433-1439, 2001
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

ΜΕΤΑΒΟΛΕΣ ΤΗΣ ΣΥΓΚΕΝΤΡΩΣΗΣ ΡΑΔΟΝΙΟΥ ΣΕ ΥΠΟΓΕΙΑ ΝΕΡΑ ΠΡΙΝ ΑΠΟ ΟΛΕΣ ΤΙΣ ΣΕΙΣΜΙΚΕΣ ΔΟΝΗΣΕΙΣ (M≥2.5), ΑΠΟ ΤΟ ΣΕΠΤΕΜΒΡΙΟ 1998 ΕΩΣ ΤΟΝ ΙΑΝΟΥΑΡΙΟ 1999, ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΟΥ ΡΗΓΜΑΤΟΣ ΤΗΣ ΑΤΑΛΑΝΤΗΣ*

Π. ΜΗΤΡΟΠΟΥΛΟΣ[1], K. NOTSU[2], G. IGARASHI[2], T. MORI[2], Ν. ΔΕΛΗΜΠΑΣΗΣ[1], Ν. ΚΑΚΚΑΒΑΣ[3]

ΣΥΝΟΨΗ

Σημαντικές προσεισμικές μεταβολές της συγκέντρωσης του Ραδονίου στα υπόγεια νερά, παρατηρήθηκαν, 5-6 ημέρες πριν από όλες τις σεισμικές δονήσεις (M≥2.5) που έγιναν στην περιοχή του ρήγματος της Αταλάντης από 22/9/1998-17/1/1999. Η συγκέντρωση του Ραδονίου παρουσιάζει, πριν από κάθε σεισμική δόνηση, μια σημαντική αύξηση στην αρχή και μία εξ΄ίσου σημαντική μείωση, στη συνέχεια. Οι μεταβολές αυτές είναι αποτέλεσμα των ελαστικών τάσεων που αναπτύσσονται πριν από την εκδήλωση ενός σεισμού και έχουν σαν αποτέλεσμα τον προσωρινό εμπλουτισμό του υδροφόρου ορίζοντα σε ραδόνιο. Φαίνεται ότι η μέθοδος μπορεί να συμβάλλει σημαντικά στην προσπάθεια πρόγνωσης σεισμών σε τοπικό επίπεδο.

ABSTRACT

Significant precursory changes in the radon concentration of groundwater were observed, 5-6 days prior all the earthquakes (M≥2.5) occurred in the area of the Atalanti fault during the period from 22/9/1998-17/1/1999. The radon concentration measurements of ground water,were obtained at one hour intervals by the use of a ZnS(Ag) scintillation chamber. When no earthquake occurs, the radon concentration of the groundwater shows considerable stability. Prior of an earthquake radon concentration increases significantly at the beginning and then dropped to an also significant lower value. These radon concentration changes can be attributed to the temporary enrichment of the groundwater by radon from the surrounding rocks due to the action of stress release or stress accumulation prior an earthquake. It seems likely that the method can be an important tool for the earthquake prediction in local scale.

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: Ραδόνιο, υπόγεια νερά, πρόδρομα φαινόμενα σεισμών, τοπική πρόγνωση σεισμών, ρήγμα Αταλάντης.

KEY WORDS: Radon, groundwater, precursory earthquake phenomena, local earthquake prediction, Atalanti fault.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Οι μεταβολές στην περιεκτικότητα του Ραδονίου στα υπόγεια νερά πριν από τους σεισμούς παρατηρήθηκαν για πρώτη φορά κατά τον μεγάλο σεισμό της Τασκένδης το 1966 (ULOMOF & MAVASHEV, 1971). Οι μεταβολές αυτές,όπως και οι μεταβολές του λόγου των ταχυτήτων V_p/V_s, θεωρούνται από τότε σαν ένα από τα σημαντικότερα πρόδρομα φαινόμενα των σεισμών. Χρησιμοποιήθηκαν για την επιτυχή πρόγνωση των μεγάλων σεισμών της Κίνας το 1975 και 1976 (Group of Hydrochemistry, Seismological Brigade of Hebei Province, 1976).

Σημαντικές μελέτες της μεταβολής της περιεκτικότητας του Ραδονίου στα υπόγεια νερά με στόχο την πρόγνωση σεισμών γίνονται στην Ιαπωνία από το 1973, κυρίως από το Laboratory of Earthquake Chemistry του Πανεπιστημίου του Tokyo με επικεφαλής τους Καθηγητές H. Wakita και K. Notsu. Το 1977, ανέπτυξαν μέθοδο αυτόματης, συνεχούς μέτρησης των μεταβολών της περιεκτικότητας του Ραδονίου σε υπόγεια νερά (NOGUCHI & WAKITA 1977) με ταυτόχρονη αυτόματη μέτρηση και άλλων παραμέτρων (θερμοκρασία, ύψος νερού κλπ).

Από το 1977 μέχρι σήμερα η μέθοδος αυτή αναπτύσεται συνεχώς και έχουν προκύψει σημαντικά αποτελέ-

* RADON CONCENTRATION CHANGES IN GROUND WATER PRIOR ALL THE EARTHQUAKES (M≥2.5) OCCURRED FROM SEPTEMBER 1998 TO JANUARY 1999, IN THE AREA OF ATALANTI FAULT (GREECE)

1. Τμήμα Γεωλογίας Πανεπιστημίου Αθηνών. Πανεπιστημιούπολη, Ανω Ιλίσια, Αθήνα 15784.
2. University of Tokyo. Laboratory of Earthquake Chemistry, Tokyo 113, Japan.
3. ΙΓΜΕ. Μεσογείων 70, Αθήνα 11527.

σματα που έχουν δημοσιευτεί σε διεθνή περιοδικά (WAKITA et al., 1980, WAKITA et al., 1989, WAKITA et al., 1991, IGARASHI & WAKITA, 1991, NOTSU et al., 1991). Ηδη μόνο στην ευρύτερη περιοχή του Tokyo λειτουργούν, υπό την ευθύνη του Laboratory of Earthquake Chemistry του Πανεπιστημίου του Tokyo, 18 σταθμοί παρακολούθησης των μεταβολών του Ραδονίου σε υπόγεια νερά. Η συγκεκριμένη μέθοδος θεωρείται η πλέον κατάλληλη για την ευρύτερη περιοχή του Tokyo επειδή σε αντίθεση με άλλες μεθόδους (ηλεκτρικές, μαγνητικές κλπ) δεν επηρεάζεται από τις ανθρώπινες δραστηριότητες.

Απο τον Σεπτέμβριο του 1998, στα πλαίσια ερευνητικού προγράμματος που χρηματοδοτείται από την Ιαπωνική Κυβέρνηση και αφορά την μελέτη των μεταβολών της περιεκτικότητας του Ραδονίου (Rn) στα υπόγεια νερά πριν από σεισμούς, έχει τοποθετηθεί συσκευή συνεχούς μέτρησης του Rn, σε μία από τις γεωτρήσεις από τις οποίες υδρεύεται η πόλη της Αταλάντης.

Στην παρούσα εργασία παρουσιάζονται τα πρώτα αποτελέσματα των μετρήσεων.

2. ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ ΡΑΔΟΝΙΟΥ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΟΥ ΡΗΓΜΑΤΟΣ ΤΗΣ ΑΤΑΛΑΝΤΗΣ

Οπως ήδη αναφέρθηκε, από τον Σεπτέμβριο του 1998, έχει τοποθετηθεί συσκευή συνεχούς μέτρησης του Rn, σε μία από τις γεωτρήσεις από τις οποίες υδρεύεται η πόλη της Αταλάντης.

Η γεώτρηση ΑΓ2 ανατολικά της Αταλάντης έγινε από το ΙΓΜΕ, τον Αύγουστο του 1991. Διέτρησε Ιουρασικούς ασβεστολίθους και τερματίστηκε σε βάθος 110 m. Απέδωσε ικανοποιητική υδροφορία, 200 m^3/h με πτώση στάθμης 4,90 m και γρήγορη επαναφορά. Η υδροστατική στάθμη είναι 38,20 m ενώ η στάθμη άντλησης είναι 43,10 m.

Από το νερό που αντλείται από τη γεώτρηση, διαχωρίζεται με ειδικό σύστημα η αέρια φάση, η οποία διαβιβάζεται στην συσκευή μέτρησης του Rn. Ο ανιχνευτής του Ραδονίου στα υπόγεια νερά περιλαμβάνει έναν απαριθμητή ZnS(Ag) και έναν θάλαμο διαχωρισμού στον οποίο το Ραδόνιο αποχωρίζεται από το νερό σε αέρια φάση. Με την χρησιμοποιούμενη συσκευή μετράται η ακτινοβολία α που οφείλεται στην ραδιενεργό διάσπαση του Ραδονίου. Ο υπολογισμός της συγκέντρωσης του Ραδονίου στα θερμά νερά με βάση την ακτινοβολία α και όλες οι απαραίτητες διορθώσεις γίνονται με την βοήθεια Η/Υ. Η μέτρηση του Rn γίνεται ανά μία ώρα.

3. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ - ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Η συσκευή μέτρησης του Rn στα υπόγεια νερά της Αταλάντης, λειτούργησε συνεχώς από τον Σεπτέμβριο του 1998 έως τον Ιανουάριο του 1999. Ολες οι ανά ώρα μετρήσεις μεταφέρθηκαν σε Η/Υ και κατασκευάστηκαν όλα τα διαγράμματα. Επιλεγμένα διαγράμματα δίνονται στα Σχ. 1α-1η.

Οπως φαίνεται από το διάγραμμα του Σχ. 1α, σε περίοδο σεισμικής ηρεμίας, παρουσιάζεται στατιστικά εκπληκτική σταθερότητα του μετρούμενου Rn, παρά το πολύ υψηλό επίπεδο των τιμών (΄30.000 c/h). Αντίθετα, 5-6 ημέρες πριν από κάθε σεισμική δόνηση παρουσιάζεται στατιστικά σημαντική και ευδιάκριτη μεταβολή του μετρούμενου Rn (Σχ. 1β-1η). Η μεταβολή συνίσταται σε αύξηση, στην αρχή, της τιμής του Rn σημαντικά πάνω από τη μέση τιμή και στη συνέχεια μείωση της τιμής του Rn σημαντικά κάτω από τη μέση τιμή.

Στον Πίνακα 1, φαίνονται οι σεισμικές δονήσεις που έγιναν στην περιοχή του ρήγματος της Αταλάντης (38° 20΄-39° N 22° 30΄-23° 30΄ E) από 22/9/1998-17/1/1999 και αναφέρονται στον κατάλογο του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου του Εθνικού Αστεροσκοπείου (www.noa.gr).

ΠΙΝΑΚΑΣ 1. Σεισμικές δονήσεις στην περιοχή του ρήγματος της Αταλάντης (38° 20΄-39° N 22° 30΄-23° 30΄ E) από 22/9/1998-17/1/1999

TABLE 1.Earthquakes in the area of Atalanti fault (38° 20΄-39° N 22° 30΄-23° 30΄ E)from 22/9/1998-17/1/1999

Date	Time	North	East	Depth	M	No
1998 NOV 19	11 48 47.6	38.86	22.94	5	3.2	A
1998 DEC 16	19 44 53.3	38.54	22.80	10	2.8	B
1998 DEC 22	01 11 46.5	38.80	22.86	10	3.0	Γ
1998 DEC 26	15 49 44.1	38.96	22.87	5	3.4	Δ
1999 JAN 5	09 35 11.1	39.04	22.66	5	3.2	E
1999 JAN 8	08 10 12.7	38.73	23.38	5	3.5	Z
1999 JAN 8	20 02 56.2	38.80	23.47	5	3.2	H
1999 JAN 15	00 52 35.2	38.95	23.47	4	3.2	Θ
1999 JAN 17	23 35 25.4	38.99	23.27	41	3.0	I

Από την παρατήρηση των διαγραμμάτων των μετρήσεων (Σχ. 1β-1ζ), είναι φανερό ότι υπάρχουν οι χαρακτηριστικές μεταβολές στις τιμές του Rn πριν από όλες τις σεισμικές δονήσεις του Πίνακα 1 και μόνο πριν από αυτές. Χαρακτηριστικότερη είναι αυτή της 10/12/1998 (Σχ. 1γ). Η σεισμική δόνηση έγινε στις 16/12/1998. Επειδή μάλιστα η σεισμική δόνηση έγινε σε ώρα που δεν λειτουργούσε η αντλία της γεώτρησης καταγράφηκε και η ίδια η σεισμική δόνηση, λόγω του γνωστού φαινομένου της ανόδου της στάθμης των πηγαδιών λίγες ώρες πριν από το σεισμό.

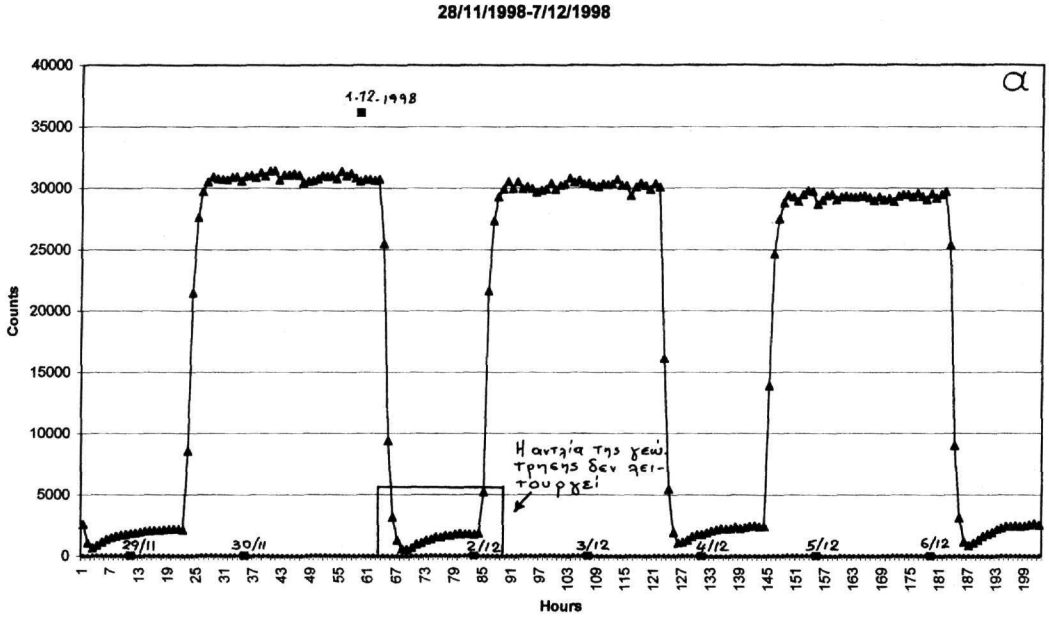
Η προσωρινή αύξηση της συγκέντρωσης του ραδονίου στον υπόγειο υδροφόρο ορίζοντα, οφείλεται στην απελευθέρωση του από τα περιβάλλοντα πετρώματα, στα οποία είναι εγκλωβισμένο χωρίς να σχηματίζει ενώσεις, λόγω των ελαστικών τάσεων που αναπτύσσονται πριν από την εκδήλωση ενός σεισμού.

Επειδή τα αποτελέσματα των μετρήσεων κρίνονται ιδιαίτερα σημαντικά, από τον Οκτώβριο του 1999, τοποθετήθηκε μια ακόμη συσκευή στην δεύτερη γεώτρηση του Δήμου της Αταλάντης (σε απόσταση 7 Km από την πρώτη) και από τον Δεκέμβριο του 1999 τοποθετήθηκε και τρίτη συσκευή στον Δήμο των Καμμένων Βούρλων. Με την τοποθέτηση των συσκευών αυτών σε τρία σημεία, γίνεται προσπάθεια συσχέτισης της μεταβολής του μετρούμενου Rn με το μέγεθος του σεισμού και τη ακριβή θέση του επικέντρου.

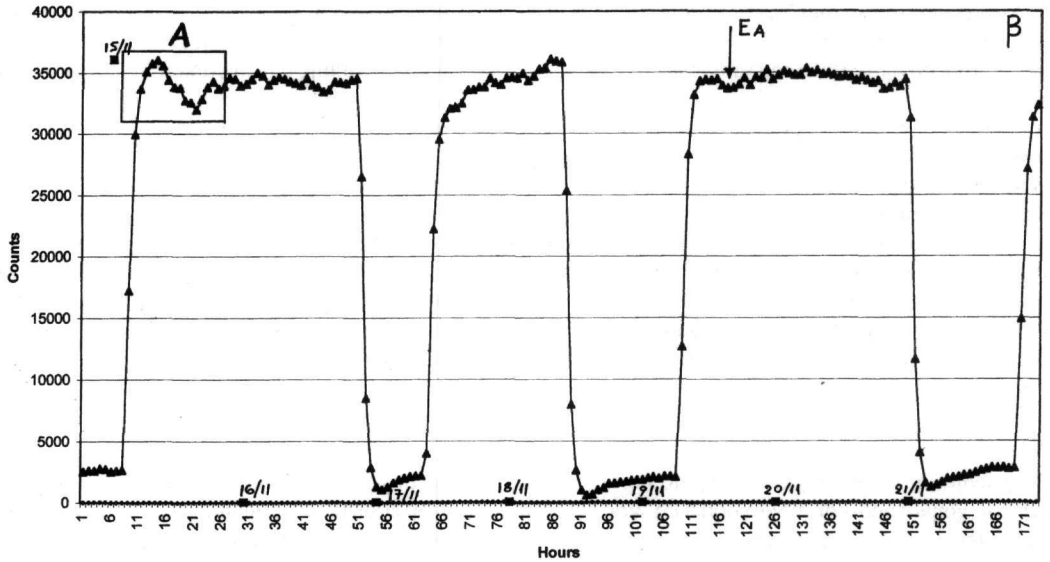
Φαίνεται ότι η μέθοδος μπορεί να συμβάλλει σημαντικά στην προσπάθεια πρόγνωσης σεισμών σε τοπικό επίπεδο.

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

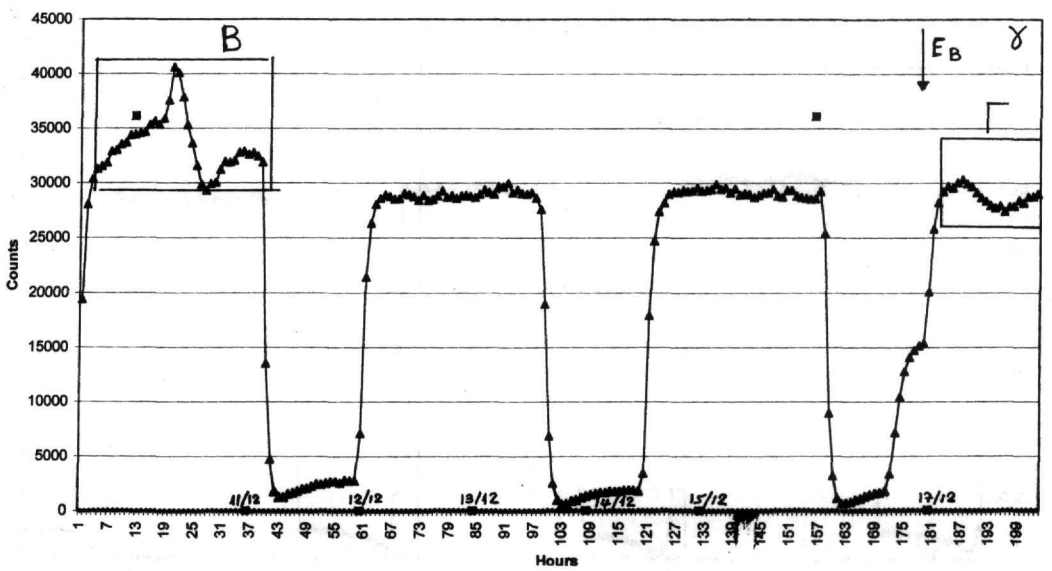
Η ερευνητική ομάδα ευχαριστεί την Ιαπωνική Κυβέρνηση για τη χρηματοδότηση του προγράμματος, τον ΟΑΣΠ που χρηματοδότησε την αγορά Η/Υ και την τοποθέτηση τηλεφωνικών γραμμών για την τηλεμετρική λήψη των μετρήσεων, τον κ. Ε. Μιχαηλίδη, ηλεκτρονικό του Τομέα Οικονομικής Γεωλογίας και Γεωχημείας, τον Δήμο Αταλάντης, το ΙΓΜΕ και τον ΟΤΕ, για την παροχή σημαντικής τεχνικής βοήθειας.



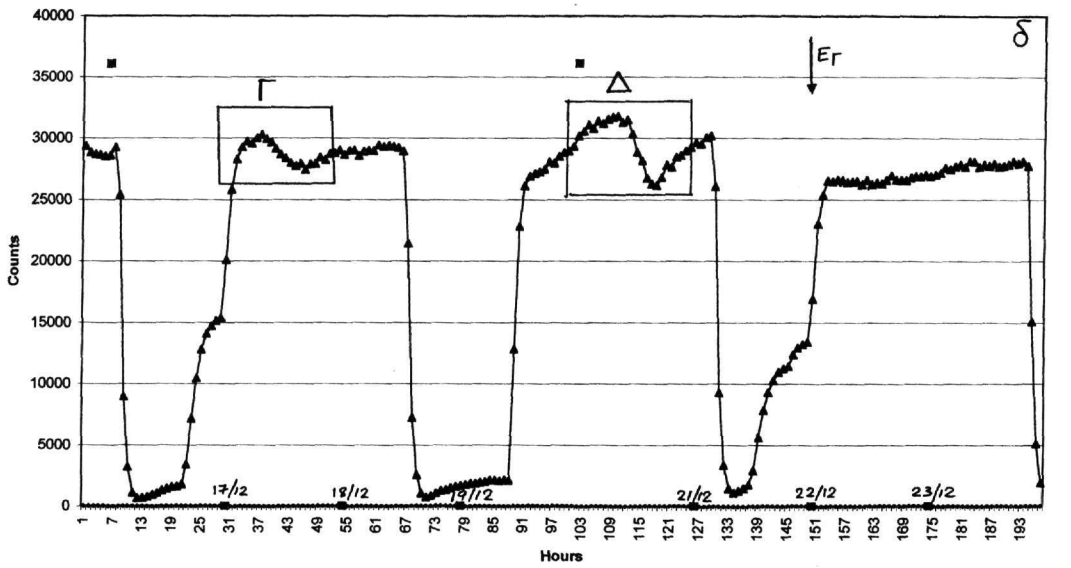
14/11/1998-22/11/1998



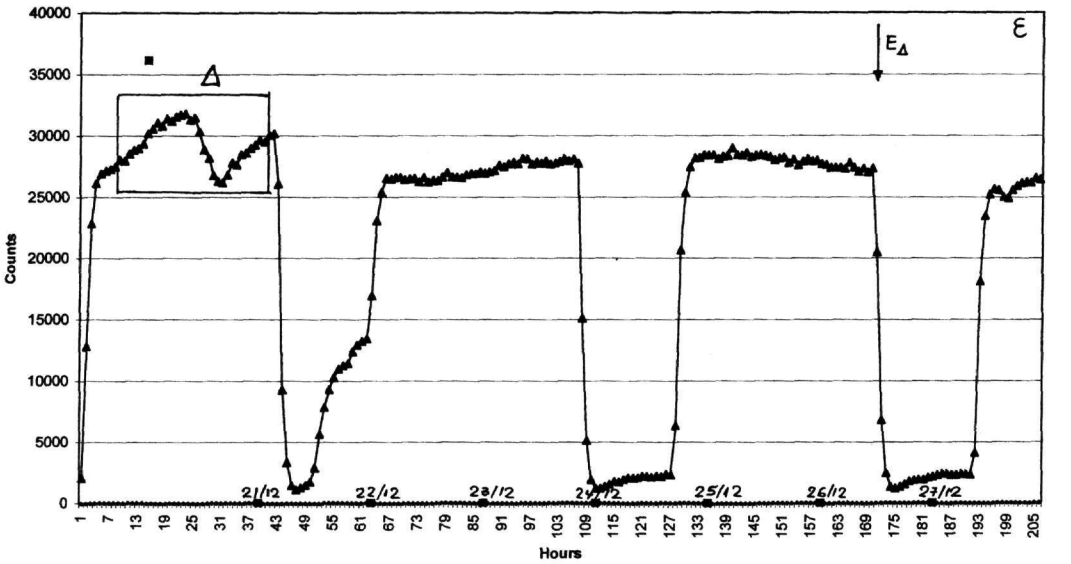
9/12/1998-18/12/1998

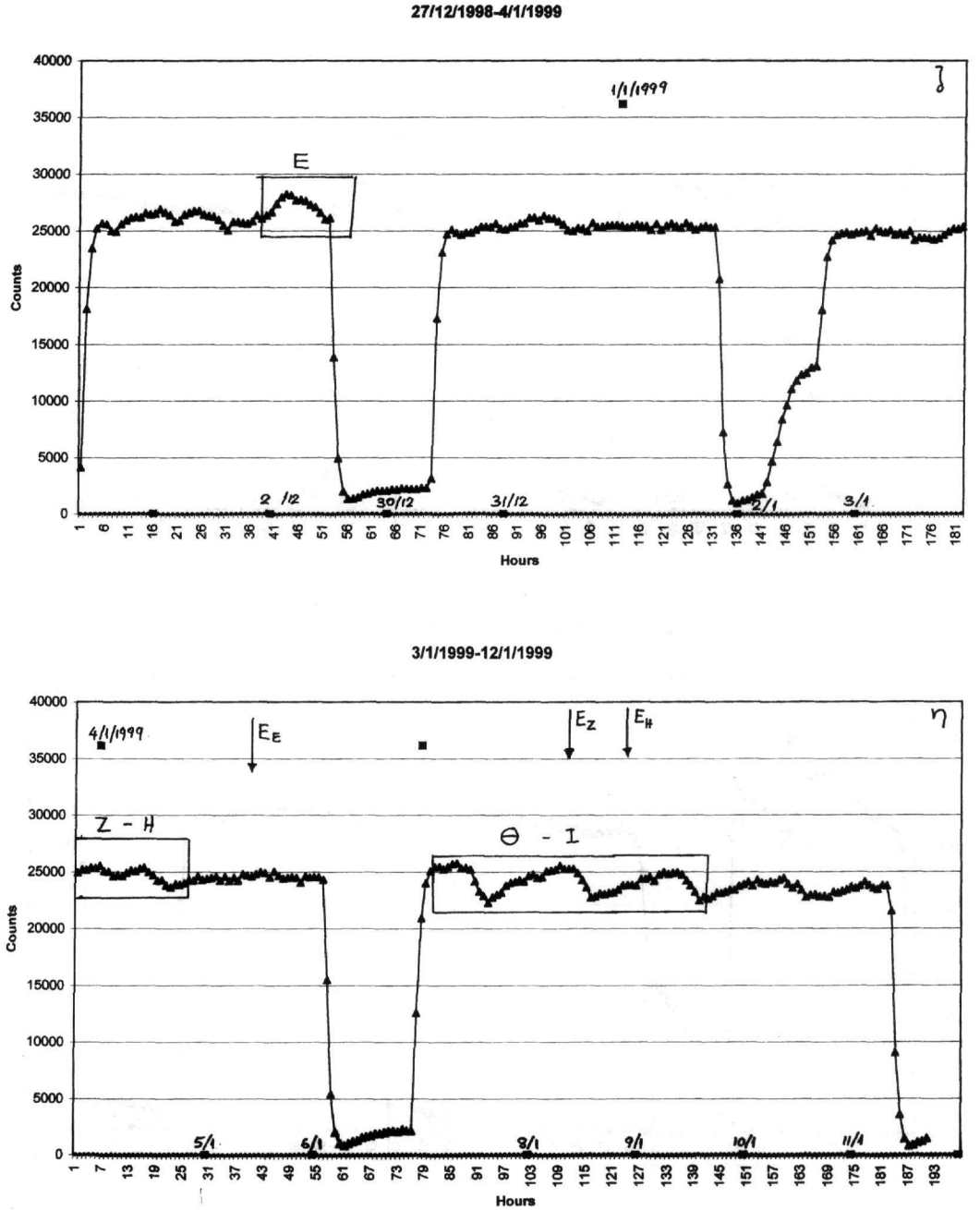


15/12/1998-24/12/1998



19/12/1998-28/12/1998





ΣΧΗΜΑ 1. Επιλεγμένα διαγράμματα (α-η) μετρήσεων ραδονίου στα υπόγεια νερά της περιοχής του ρήγματος της Αταλάντης.

FIG. 1. Selecded diagrams (α-η)of radon measurements of ground water in the area of Atalanti fault.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Group of Hydrochemistry, Seismological Brigade of Hebei Province (1976). Studies of forecasting earthquakes in the light of the abnormal variations of Rn concentration in ground water. *Acta Geophys. Sinica, 18, 279-283.*

IGARASHI G. & WAKITA H. (1991). Tidal responses and earthquake-related changes in the water level of deep wells. *J. Geophys. Res.,96, 4269-4278.*

NOGUCHI M. & WAKITA H. (1977). A method for continuous Measurement of Radon in groundwater for earthquake prediction. *J. Geophys. Res., 82, 1353-1357.*

NOTSU K., WAKITA H., IGARASHI G. & SATO T. (1991). Hydrological and geochemical changes related to the 1989 seismic and volcanic activities off the Izu peninsula. *J. Phys. Earth, 39, 245-254.*

ULOMOF V.I. & MAVASHEV B.Z. (1971). The Tashkent earthquake of 26 April 1966. *Akad. Nauk. Uzbek. SSR FAN, 188.*

WAKITA H., NAKAMURA Y., NOTSU K., NOGUCHI M. & ASADA T. (1980). Radon anomaly: A possible precursor of the 1978 Izu-Oshima-kinkai Earthquake. *Science, 207, 882-883.*

WAKITA H., IGARASHI G., NAKAMURA Y., SANO Y. & NOTSU K., (1989). Coseismic Radon changes in groundwater. *Geophys. Res. Lett., 16, 417-420.*

WAKITA H., IGARASHI G. & NOTSU K. (1991)An anomalous Radon decrease in groundwater prior to an M6.0 earthquake: A possible precursor? *Geophys. Res. Lett., 18, 629-632.*

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/4, 1441-1447, 2001 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/4, 1441-1447, 2001
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

ΣΥΣΧΕΤΙΣΗ ΜΕΤΑΞΥ ΥΔΡΟΘΕΡΜΙΚΩΝ ΔΙΑΛΥΜΑΤΩΝ ΚΑΙ ΜΙΚΡΟΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΔΡΑΣΤΗΡΙΟΤΗΤΑΣ ΣΤΗ ΝΑ ΑΚΤΗ ΤΗΣ ΝΗΣΟΥ ΜΗΛΟΥ*

Ε. ΜΠΑΛΤΑΤΖΗΣ[1], Ν. ΔΕΛΗΜΠΑΣΗΣ[2], E. VALSAMI-JONES[3], Μ. ΠΥΡΛΗ[2] ΚΑΙ B. BAIER[4]

ΣΥΝΟΨΗ

Η Μήλος ανήκει στο Ελληνικό ηφαιστειακό τόξο και είναι μέλος ενός αριθμού θερμών κηλίδων. Χαρακτηρίζεται από την ύπαρξη γεωθερμικού πεδίου υψηλής ενθαλπίας και από μία μη συνεχή μικροσεισμική δραστηριότητα, που εκφράζεται μέσω τεκτονικών σεισμών και σμηνοσειρών. Αυτή, κατά την περίοδο μελέτης, ήταν πολύ μικρή και περιορισμένη στο ΝΑ τμήμα της νήσου. Από τις χημικές αναλύσεις δεν διαπιστώθηκαν μεταβολές στη σύσταση των υδροθερμικών ρευστών, παρά μόνο μικρές αυξομειώσεις στο K, το Ca και το Li και ακόμα μικρότερες για το Mg και το Fe. Αυτό υποδεικνύει την πιθανή ύπαρξη μιας σχέσης μεταξύ μικροσεισμικής δραστηριότητας και μεταβολών στις συγκεντρώσεις κάποιων στοιχείων, η οποία όμως απαιτεί περαιτέρω διερεύνηση για ένα μεγαλύτερο χρονικό διάστημα.

SUMMARY

Milos island belongs to the Greek volcanic arc and is part of a small number of hot spots in the South Aegean Sea. It is an area that stands out for the diversity in volcanic formations and chemical composition of rocks. The island is characterized by the presence of a high enthalpy geothermal field and a non continuous microseismic activity, expressed both by tectonic earthquakes and swarm activity. During the period of our study (May-December 1999), this activity, which was recorded by a small, portable, seismological network has been very small and limited in the SE part of the island. From the chemical analyses performed, no significant alterations in the composition of the hydrothermal fluids was detected, except from slight changes in the content of K, Ca and Li and even smaller changes in Mg and Fe. This fact certainly implies a possible relation between microseismic activity and alterations in the content of various chemical elements, but it still needs further verification, which means that our research should be prolonged for a time period of at least two years.

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: Μήλος, μικροσεισμική δραστηριότητα, υδροθερμικά ρευστά, μεταβολές σύστασης, πιθανή συσχέτιση.
KEY WORDS: Milos island, microseismic activity, hydrothermal fluids, changes in composition, correlation.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η νήσος Μήλος βρίσκεται στο κεντρικό τμήμα του νοτίου Αιγαίου και ανήκει στο ενεργό Ελληνικό Ηφαιστειακό Τόξο, είναι δε μέλος ενός μικρού αριθμού θερμών κηλίδων. Η περιοχή αυτή διακρίνεται για την ποικιλότητά της σε ηφαιστειακούς σχηματισμούς και χημικές συστάσεις πετρωμάτων, αποτελούμενων από βασάλτες, ανδεσίτες και ρυόλιθους. Γενικά, το υπέδαφος της Μήλου διαθέτει ποικιλία ορυκτών, όπως είναι το θείο, ο καολίνης, η κίσσηρη, η άργιλος, (Kelepertzis,1989) ο ταμαρουγγίτης (Baltatzis et al; in press) και άλλα. Η παλαιά Πλειο-Τεταρτογενής μαγματική δραστηριότητα ευνόησε το σχηματισμό ενός γεωθερμικού πεδίου υψηλής ενθαλπίας, το οποίο θεωρείται ως το σημαντικότερο στην Ελλάδα (Fytikas and Marinelli, 1976).

Η εν λόγω περιοχή χαρακτηρίζεται από μία σχετικά μικρή σεισμική δραστηριότητα, η οποία αυξάνει κατά καιρούς, τόσο σε αριθμό γεγονότων όσο και στο μέγεθος με μία περιοδικότητα μη δυνάμενη να καθοριστεί. Σύμφωνα με τις λίγες εργασίες, που ασχολούνται με τη σεισμική δραστηριότητα στη νήσο Μήλο (Drakopoulos and Delibasis 1973, Sachpazi and Hirn 1991, Sachpazi 1991, Delibasis and Drakopoulos 1993), η δραστηριότητα αυτή οφείλεται στη δραστηριοποίηση ρηξιγενών ζωνών και σε μικρότερο βαθμό σε σμήνη σεισμών, ιδιαίτερα εκείνων που παρατηρούνται σε ηφαιστειακές περιοχές.

* RELATIONSHIP BETWEEN HYDROTHERMAL FLUIDS AND MICROSEISMIC ACTIVITY ON THE SOUTH-EAST COAST OF MILOS ISLAND.

1. Παν/μιο Αθηνών, Τμήμα Γεωλογίας, Τομέας Ορυκτολογίας και Πετρολογίας.
2. Παν/μιο Αθηνών, Τμήμα Γεωλογίας, Τομέας Γεωφυσικής και Γεωθερμίας.
3. The Natural History Museum, Department of Mineralogy, London.

Σμήνη σεισμών με ρηχά υπόκεντρα σημειώνονται συχνά πριν από ηφαιστειακές εκρήξεις ή και κατά τη διάρκεια αυτών. Μπορούν επίσης να αποδοθούν σε μαγματική δραστηριότητα, που δεν φθάνει μέχρι την επιφάνεια. Σύμφωνα με την ερευνητική προσπάθεια των Dando et al. (1994), σχετικά με τη νήσο Μήλο, μετά τη σεισμική δραστηριότητα της 20ης Μαρτίου 1992, διαπιστώθηκε μία 360% αύξηση του φωσφορικού μαγγανίου στο θαλάσσιο νερό.

Στόχος της παρούσης εργασίας είναι η διερεύνηση της σχέσης μεταξύ υδροθερμικών ρευστών και σεισμικής δραστηριότητας. Μία πιθανή σχέση θα συμβάλει στην πιθανή σεισμική πρόγνωση για τη νήσο Μήλο.

2. ΓΕΩΛΟΓΙΚΟ ΚΑΙ ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΚΑΘΕΣΤΩΣ

Το γεωλογικό υπόβαθρο της νήσου Μήλου είναι κατά βάση ηφαιστειακό. Σύμφωνα με έρευνες (Fytikas 1977, 1989, Sachpazi 1991, Papanikolaou et al 1993), ο παλαιότερος γεωλογικός σχηματισμός στο νησί είναι ένα κρυσταλλικό, μεταμορφωμένο πέτρωμα Αλπικής ηλικίας, που εμφανίζεται στην επιφάνεια κατά κύριο λόγο στη ΝΑ ακτή του νησιού (Hoffman and Keller, 1979). Καλύπτεται από ιζήματα θαλάσσιας επίκλυσης του Ανωτέρου Μειοκαίνου – Κατωτέρου Πλειοκαίνου. Οι σειρές αυτές, οι οποίες δεν είναι συνεχείς χρονικά, συνίστανται από κόκκινα κροκαλοπαγή, ψαμμίτες και ασβεστόλιθους και υπόκεινται προϊόντων ηφαιστειακής δράσης.

Η εξέλιξη της νήσου Μήλου έχει επηρεαστεί από την Αλπική ορογένεση, στην οποία αποδίδονται όλες οι τεκτονικές κινήσεις, οι πτυχώσεις, οι ρηγματώσεις και ο μεταμορφισμός (Fytikas, 1989).

Λεπτομερείς έρευνες (Fytikas 1977, Papanikolaou 1988, Papanikolaou et al. 1993, 1994) έδειξαν ότι στη Μήλο απαντά ένας αριθμός νεοτεκτονικών ενοτήτων, που οριοθετούνται από μεγάλα ρήγματα. Η παρουσία τεκτονικών κεράτων και τάφρων είναι το αποτέλεσμα ενός πυκνού συστήματος ρηγμάτων, που καλύπτει το νησί.

Η πιο σημαντική από τις δεκαέξι νεοτεκτονικές ενότητες, που αναφέρονται (Papanikolaou et al., 1989), είναι η νεοτεκτονική ενότητα του Κόλπου της Μήλου – Ηφαιστείου Φυρίπλακας, που έχει αναπτυχθεί πάνω από τα λαχάρ, τις παλαιότερες λάβες και το μεταμορφωμένο υπόβαθρο. Το δυτικό τμήμα παρουσιάζει μικρότερη νεοτεκτονική δραστηριότητα από το ανατολικό, όπου η δραστηριότητα είναι έντονη. Η Ενότητα Κόλπου της Μήλου – Ηφαιστείου Φυρίπλακας, οριοθετείται από δύο μεγάλες ρηξιγενείς ζώνες, με διεύθυνση ΒΔ – ΝΑ, που αντιστοιχούν στα μεγαλύτερα τεκτονικά επεισόδια. Οι ζώνες αυτές προεκτείνονται προς τη ΝΑ ακτή και διακόπτονται από τη ρηξιγενή ζώνη της Αγίας Κυριακής με διεύθυνση Α-Δ. Αυτή η μεγάλη τεκτονική τάφρος, η οποία ευθύνεται για το σχηματισμό του εσωτερικού Κόλπου της Μήλου, επαναδραστηριοποιήθηκε κατά τον πρόσφατο σεισμό της 20ης Μαρτίου 1992.

3. ΣΥΛΛΟΓΗ ΚΑΙ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

3.1 Υδροθερμικά Ρευστά

Σύμφωνα με το πρόγραμμα, που βρίσκεται σε εξέλιξη, έγινε δειγματοληψία από τις πηγές που βρίσκονται στον Κόλπο του Παλαιοχωρίου της νήσου Μήλου. Οι αναλύσεις των ρευστών έγιναν στο Μουσείο Φυσικής Ιστορίας (N.H.M.) του Λονδίνου.

Οι αναλύσεις των δειγμάτων δίνονται στον πίνακα Ι. Από τις αναλύσεις αυτές φαίνεται ότι κάποια στοιχεία δείχνουν μια ανοδική τάση για κάποια περίοδο, που συνοδεύεται από μια μάλλον απότομη πτώση και μετά

Πίνακας Ι: Αναλύσεις υδροθερμικών διαλυμάτων Κόλπου Παλαιοχωρίου Μήλου
(Analyses of hydrothermal fluids of Palaeochorion Bay, Milos Island)

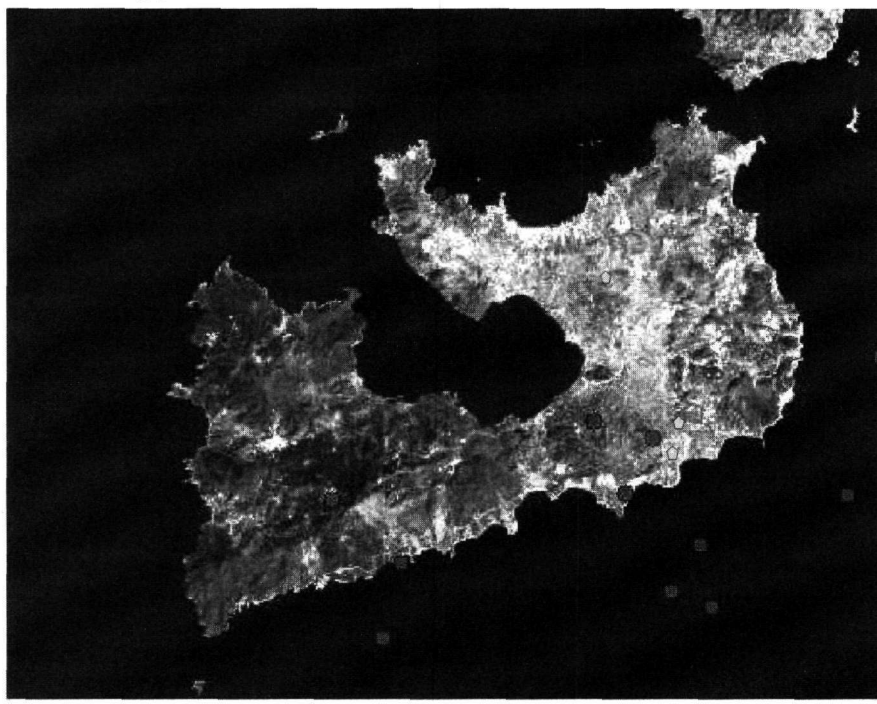
Μήνας	Li (ppm)	K (ppm)	Ca (ppm)	Al (ppm)	Fe (ppm)	Mg (ppm)	Sr (ppm)
5/99	2.63	406.6	405.7	29.2	45.12	30.06	3.490
7/99	2.46	367.8	383.2	28.4	44.00	29.06	3.700
9/99	2.74	443.6	424.6	32.5	45.62	29.66	3.630
11/99	3.30	465.1	402.3	41.9	50.61	57.34	3.710
2/00	3.60	453.2	405.2	36.4	45.78	42.10	3.523
4/00	3.67	476.6	419.7	37.0	44.72	47.02	3.796
6/00	3.88	484.8	417.2	35.6	45.54	31.52	3.920
8/00	3.91	489.4	416.4	37.9	45.02	30.74	3.889
10/00	3.43	497.2	432.7	46.2	49.68	35.26	3.750

ξανά μια άνοδο. Αυτό παρατηρείται κυρίως για τα στοιχεία K, Li και Ca. Τουλάχιστον το K και το Li είναι γνωστά ως στοιχεία «έκπλυσης», που σημαίνει ότι είναι τα πρώτα στοιχεία, που θα «ξεπλυθούν» με το που θα ανοίξουν καινούργιες ρωγμές και τα υδροθερμικά ρευστά θα έρθουν σε επαφή με το «φρέσκο» πέτρωμα. Από τα σχήματα 3 και 4 φαίνεται μια καλή συσχέτιση για τα στοιχεία K και Li, κυρίως μεταξύ των μηνών Μαΐου-Ιουλίου-Σεπτεμβρίου(-Οκτωβρίου), ενώ υπάρχει κάποια διαφοροποίηση ως προς το μήνα Οκτώβριο για το Ca, παρόλο που υπήρχαν σημαντικά προβλήματα στους σεισμογράφους και έτσι δεν μπορέσαμε να κάνουμε μία πιο συστηματική δειγματοληψία.

Για πρώτη φορά παρατηρείται μία τέτοια συσχέτιση και δείχνει σημαντικό ερευνητικό ενδιαφέρον. Η συσχέτιση αυτή μπορεί να οφείλεται στο γεγονός ότι οι μικροσεισμοί ανοίγουν νέες διόδους διαφυγής των υδροθερμικών διαλυμάτων.

3.2 Σεισμολογικά δεδομένα

Έχοντας ως στόχο την καταγραφή της μικροσεισμικής δραστηριότητας στη νήσο Μήλο και ιδιαίτερα στην περιοχή του Παλαιοχωρίου, εγκαταστάθηκε το Μάϊο του 1999 ένα μικρό σεισμολογικό δίκτυο, αποτελούμενο από τρεις φορητούς σεισμογράφους τύπου MLR-II, μαγνητικής καταγραφής. Οι θέσεις των σεισμολογικών σταθμών φαίνονται στο σχήμα 1.



Σχ.1: Γεωμορφολογικός χάρτης της νήσου Μήλου με τα επίκεντρα των σεισμών, που καταγράφηκαν κατά τη χρονική περίοδο Μάιος-Δεκέμβριος 1999.

(Geomorphological map of Milos island with the seismic epicenters of the time period May-December 1999.)

Κατά το πρώτο στάδιο της επεξεργασίας, τα αναλογικά σεισμικά σήματα ανιχνεύονται βάσει της διαδικασίας triggering και ψηφιοποιούνται με ρυθμό 128 δειγμάτων ανά δευτερόλεπτο. Στο επόμενο στάδιο, τα ψηφιοποιημένα σήματα ομαδοποιούνται. Η επιλογή των χρόνων άφιξης των κυμάτων P και S γίνεται με τη χρήση του υπολογιστικού προγράμματος SEIS89 και ο προσδιορισμός των υποκέντρων πραγματοποιείται χρησιμοποιώντας το πρόγραμμα HYPO71. Για τον καλύτερο καθορισμό των εστιακών παραμέτρων χρησιμοποιήθηκαν και οι χρόνοι άφιξης των σεισμών, που είχαν καταγραφεί από το σταθμό του Οργανισμού Αντισεισμικού Σχεδιασμού και Προστασίας (Ο.Α.Σ.Π.), ο οποίος ήταν εγκατεστημένος στον Προφήτη Ηλία της Μήλου.

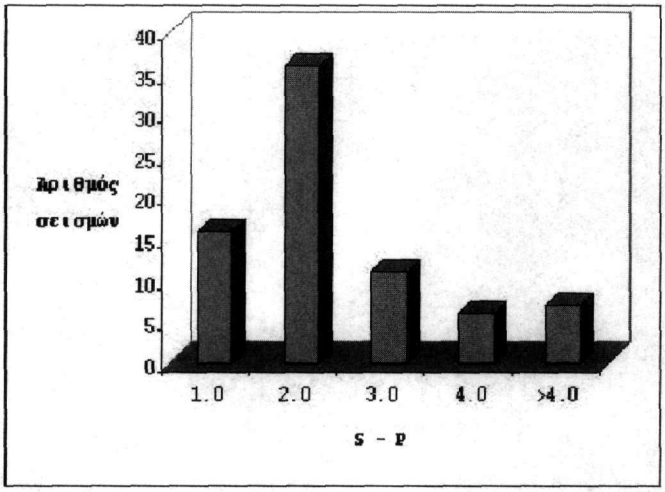
Οι θέσεις των σταθμών καλύπτουν μία ευρεία περιοχή στο νοτιοανατολικό τμήμα του νησιού. Η λειτουργία του δικτύου διήρκεσε μέχρι τα τέλη Δεκεμβρίου του 1999.

Το μοντέλο ταχυτήτων (Ochmann et al., 1989), που εφαρμόσθηκε για τον προσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων, παρουσιάζεται στον πίνακα ΙΙ, ο δε λόγος του Poisson, που χρησιμοποιήθηκε, είχε την τιμή 0,28.

Πίνακας ΙΙ: Μοντέλο Ταχυτήτων περιοχής Νοτίου Αιγαίου
(Velocity model of the South Aegean Sea)

Ταχύτητα P κυμάτων ($\sim V_P/V_S=1.72$) (Km/sec)	Βάθος (Km)
4.9	0
5.6	3
6.2	8

Κατά τη διάρκεια της εξαμηνιαίας λειτουργίας του σεισμολογικού δικτύου, καταγράφηκε ένας σημαντικός αριθμός μικροσεισμών. Για την περίοδο Μαΐου-Δεκεμβρίου 1999 καταγράφηκαν συνολικά 76 μικροσεισμοί. Για την περίοδο Ιανουαρίου-Οκτωβρίου 2000 χρησιμοποιήθηκαν οι αναγραφές του μόνιμου σεισμολογι-



Σχ. 2: Κατανομή των σεισμών βάσει της διαφοράς χρόνων άφιξης S-P για το σύνολο των μικροσεισμών που καταγράφηκαν καθόλη τη λειτουργία του δικτύου της Μήλου.
(Distribution of earthquakes with S-P interval for the total amount for microearthquakes recorded by the Milos island seismological network)

κού σταθμού του Ο.Α.Σ.Π., καθόσον το μικρό δίκτυο των τριών σταθμών μας, λόγω βλάβης, απεσύρθει. Και ο μόνιμος όμως αυτός σταθμός παρουσίαζε πάρα πολλά προβλήματα και λειτουργούσε πολύ λίγες ημέρες. Συνολικά, κατά το δεκάμηνο του 2000, καταγράφηκαν 26 συνολικά σεισμοί σε S–P μικρότερο των 2,5 sec. Ο σταθμός στη θέση Αμυγδαλιές (AMG), ο οποίος λειτουργούσε συνεχώς, κατέγραψε 37 γεγονότα (σχήμα 2) με διαφορά S-P μικρότερη των 2 sec. Η διαφορά αυτή αντιστοιχεί σε υποκεντρικές αποστάσεις μικρότερες των 15 Km. Έξι από τους σεισμούς, που καταγράφηκαν από τον εν λόγω σταθμό, έχουν διαφορά S-P, που υπερβαίνει τα 2,5 sec, θεωρώντας τους σεισμούς αυτούς εκτός της περιοχής ενδιαφέροντος. Από τους 70 σεισμούς στην εν λόγω περιοχή, μόλις οι 16 κατεγράφησαν από τρεις τουλάχιστον σταθμούς. Μόνο για τους σεισμούς αυτούς προσδιορίστηκαν οι εστιακές παράμετροι (πίνακας ΙΙΙ), χρησιμοποιώντας το 2D μοντέλο ταχυτήτων του πίνακα ΙΙ.

Από τις εστιακές παραμέτρους των 16 σεισμών του πίνακα ΙΙΙ, η διακύμανση του μεγέθους προέκυψε μεταξύ 0,8 και 1,8 βαθμών της κλίμακας Richter. Η τιμή του μέσου τετραγωνικού σφάλματος (RMS) για τα γεγονότα αυτά είναι μικρότερη του 0,2, με δύο μόνο από αυτά να έχουν RMS ίσο με 0,4. Από τους 15 σεισμούς, ένας μόνο έχει σφάλμα ERZ ίσο με 1,1, ενώ για τους υπόλοιπους η τιμή της απόκλισης είναι μικρότερη του 0,8. Το εστιακό βάθος των περισσότερων σεισμών είναι μικρότερο από 10 Km.

Πίνακας ΙΙΙ: Εστιακές παράμετροι σεισμών που καταγράφηκαν κατά την περίοδο Μαϊου-Δεκεμβρίου 1999 στην περιοχή της Μήλου.
(Focal parameters of earthquakes recorded during the time period May-December 1999 in the area of Milos island)

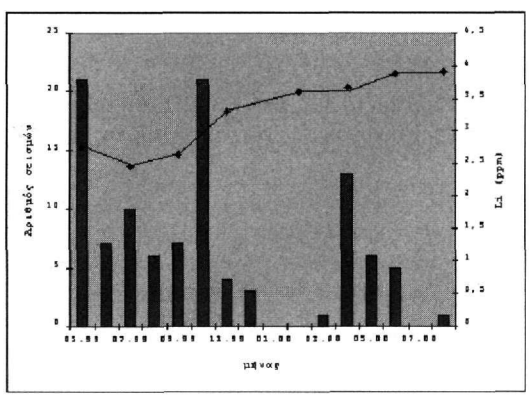
DATE	ORIGIN	LAT N	LONG E	DEPTH	MAG	NO	GAP	DMIN	RMS	ERH	ERZ
990521	226 59.22	36-39.94	24-28.46	6.86		5	231	2.2	0.00	0.3	0.1
990521	227 14.86	36-41.19	24-28.10	6.64	1.22	5	181	2.5	0.01	0.9	0.3
990522	1139 13.37	36-41.36	24-34.15	7.03	1.79	4	359	5.6	0.45		
990522	1218 34.44	36-39.49	24-23.62	31.51		5	287	2.7	0.02	6.1	0.7
990525	1349 24.11	36-37.80	24-29.73	9.20	1.82	4	349	5.2	0.10		
990525	1357 54.68	36-38.34	24-22.94	8.69	1.46	4	357	10.8	0.07		
990526	839 27.61	36-35.80	25-12.81	7.00		5	358	64.0	0.06	21.6	4.5
990526	1122 53.51	36-40.73	24-22.49	15.65	1.58	5	346	1.9	0.22	11.3	1.1
990604	1223 19.69	36-47.34	24-34.97	7.10	1.73	4	359	13.1	0.12		
990609	10 9 31.32	36-45.40	24-25.87	13.88	1.68	5	298	8.8	0.41	0.8	0.6
990611	16 0 50.76	36-44.45	24-40.31	5.00		3	353	15.9	0.01		
990612	425 2.06	36-38.87	24-29.73	6.97	1.30	4	345	3.3	0.06		
990705	1923 41.13	37-16.92	24- 6.74	15.00		4	353	71.1	0.25		
990905	2030 14.75	36-40.73	24-29.21	7.95	1.22	4	315	0.7	0.02		
990914	7 7 33.23	36-39.22	24-32.93	1.35	0.85	5	328	5.3	0.02	0.3	0.8
991009	2353 47.73	36-38.18	24-28.97	10.83	1.31	4	352	4.6	0.01		

Η κατανομή των σεισμικών επικέντρων στο σχήμα 1, υποδεικνύει σαφώς μία γενική διεύθυνση Α – Δ. Τα επίκεντρα είναι κατά κύριο λόγο συγκεντρωμένα κατά μήκος μίας ζώνης, η οποία εκτείνεται διαμέσω του κεντρικού τμήματος του νησιού, με διεύθυνση ΒΔ – ΝΑ.

Η χρονική κατανομή της σεισμικής δραστηριότητας, επιβεβαιώνει το γεγονός ότι η φύση των επεισοδίων στην περιοχή ανταποκρίνεται μάλλον σε δραστηριότητα σμηνοσειρών, παρά σε μετασεισμικές ακολουθίες.

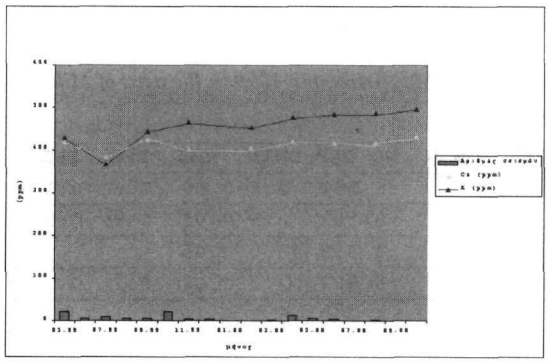
Από την όλη επεξεργασία των σεισμολογικών δεδομένων, που καταγράφηκαν από το σεισμολογικό δίκτυο της νήσου Μήλου, καθίσταται σαφές ότι η σεισμική δραστηριότητα στο νησί ήταν μικρή. Μία σχετική αύξηση παρατηρήθηκε το Μάϊο και τον Οκτώβριο με 21 μικροσεισμούς και τον Απρίλιο του 2000 με 13 σεισμούς (σχήμα 3). Δηλαδή βρισκόμαστε σε μια χρονική περίοδο όπου έχουμε τη μικρότερη μικροσεισμική δραστηριότητα.

3.3 Σχέση Υδροθερμικών διαλυμάτων και μικροσεισμικής δραστηριότητας



Σχ.3: Συσχέτιση μεταξύ του αριθμού σεισμών ανά μήνα και του περιεχόμενου σε Li.
(Correlation of the number of earthquakes per month with the Li content in hydrothermal fluids.)

Κύριος στόχος της παρούσης εργασίας είναι να εξετάσει την πιθανή σχέση μεταξύ μικροσεισμικής δραστηριότητας και μεταβολών στην ποσότητα των χημικών στοιχείων των θερμών ρευστών του γεωθερμικού πεδίου. Οι καμπύλες των σχημάτων 3 και 4 δείχνουν τη σχέση μεταξύ του αριθμού των σεισμών ανά μήνα και της συγκέντρωσης των χημικών στοιχείων. Η δειγματοληψία των ρευστών έλαβε χώρα στην περιοχή του Παλαιοχωρίου στη νήσο Μήλο. Κατά τους έξι μήνες λειτουργίας του σεισμολογικού δικτύου, πραγματοποιήθηκαν μόνο τέσσερεις δειγματοληψίες, λόγω προβλημάτων του σεισμολογικού δικτύου. Για το υπόλοιπο χρονικό διάστημα μέχρι τον Οκτώβριο του 2000 οι δειγματοληψίες έγιναν ανά δίμηνο. Ωστόσο, παρά το γεγονός ότι οι μετρήσεις δεν υπήρξαν πιο συχνές, όπως φαίνεται και στα σχήματα 3 και 4, παρατηρείται αυξομείωση των τιμών των στοιχείων K, Li και Ca. Μικρότερες μεταβολές παρατηρούνται



Σχ.4: Συσχέτιση μεταξύ του αριθμού σεισμών και του περιεχόμενου σε K και Ca.
(Correlation of the number of earthquakes with the K and Ca content in hydrothermal fluids.)

για το Mg και το Si (πίνακας Ι).

Συμπερασματικά, παρόλο που υπήρχαν σημαντικά προβλήματα στους σεισμογράφους και έτσι δεν μπορέσαμε να κάνουμε μια πιο συστηματική σύγκριση, εκ πρώτης όψεως φαίνεται να υπάρχει μια καλή συσχέτιση ιδίως των στοιχείων Ca και K, κυρίως μεταξύ των μηνών Μαίου-Ιουλίου-Σεπτεμβρίου(-Οκτωβρίου). Συσχέτιση που για πρώτη φορά παρατηρείται και δείχνει σημαντικό ερευνητικό και επιστημονικό ενδιαφέρον. Η συσχέτιση αυτή μπορεί να οφείλεται στο γεγονός ότι οι μικροσεισμοί ανοίγουν νέες διόδους διαφυγής μεταξύ των πετρωμάτων και τα υδροθερμικά ρευστά κυκλοφορούν με διαφορετικό τρόπο.

4. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Λαμβάνοντας υπόψιν όλες τις διαθέσιμες πληροφορίες σχετικά με γεωλογικά, γεωφυσικά και κυρίως σεισμολογικά και γεωχημικά δεδομένα, μπορούμε να διαπιστώσουμε τα ακόλουθα.

1. Η σεισμική δραστηριότητα, που σημειώθηκε κατά το παρελθόν στη νήσο Μήλο, οφείλεται στην τεκτονική εξέλιξη αυτής και χαρακτηρίζεται από την παρουσία τόσο τεκτονικών σεισμών όσο και σμηνοσειρών, οι οποίες σχετίζονται με το υψηλής ενθαλπίας γεωθερμικό πεδίο της περιοχής.
2. Η μικροσεισμική δραστηριότητα στο νησί, αν και το σεισμολογικό δίκτυο που εγκαταστάθηκε παρουσίαζε πολλά προβλήματα, δεν είναι συνεχής, ιδιαίτερα η δραστηριότητα σμηνοσεισμών, η οποία είναι αποτέλεσμα της ανομοιογένειας και της προσπάθειας ανόδου και διαφυγής των θερμών ρευστών και αερίων στην επιφάνεια. Κατά την παρούσα περίοδο, η μικροσεισμική δραστηριότητα ήταν πολύ μικρή και περιοριζόταν κατά κύριο λόγο στο νοτιοανατολικό τμήμα του νησιού.
3. Οι συγκεντρώσεις των χημικών στοιχείων, που βρίσκονται στα υδροθερμικά ρευστά δεν εμφανίζουν, σε αυτή τη φάση, μεταβολές (αύξηση, μείωση), εκτός από τα Ca, K και Li και σε μικρότερη κλίμακα το Mg και τον Fe.
4. Οι ελαφρές αυτές μεταβολές στην περιεκτικότητα των στοιχείων αυτών υποδεικνύουν ότι είναι πιθανή η ύπαρξη κάποιας σχέσης μεταξύ μικροσεισμικής δραστηριότητας και μεταβολών στη συγκέντρωση των χημικών στοιχείων, ιδίως στο χρονικό διάστημα Μαίου–Ιουνίου-Σεπτεμβρίου(-Οκτωβρίου) 1999. Η συσχέτιση αυτή μπορεί να οφείλεται στην έξοδο των υδροθερμικών ρευστών μέσω μικρορωγμών που διανοίγονται από τους μικροσεισμούς. Για την επιβεβαίωση της ύπαρξης μιας πραγματικής σχέσης, η καταγραφή της μικροσεισμικής δραστηριότητας και οι γεωχημικές μετρήσεις πρέπει να είναι συνεχείς και να επεκταθούν για μία χρονική περίοδο όχι μικρότερη των δύο ετών.

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Οι συγγραφείς εκφράζουν τις ευχαριστίες τους προς τον πρόεδρο και το Δ.Σ. του Ο.Α.Σ.Π. και την Επιτροπή Ερευνητικών Προγραμμάτων του Πανεπιστημίου Αθηνών για την οικονομική ενίσχυση αυτής της έρευνας.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

BALTATZIS, E., VALSAMI-JONES, E., MAGGANAS, A., KATI, M.: Tamarugite from Milos island, Greece. *Neus. Jb. fur Miner.*, (in press).

DANDO, P.R., HUGHES, J.A., LEAHY, Y., TAYLOR, L.J., ZIVANOVIC, S., 1994: Earthquakes increase hydrothermal venting and nutrient inputs into the Aegean. *Cont. Shelf Res.*, 15:6, Elsevier, U.K. p. 655-662.

DELIBASIS, N., DRAKOPOULOS, J., 1993: The Milos island earthquake of March 20, 1992 and its tectonic significance. *Pageoph*, Vol. 141, No 1, p. 43-58.

DRAKOPOULOS, J., DELIBASIS, N., 1973: Volcanic-type Microearthquake Activity in Milos, Greece. *Ann. Geofis.*, Vol. 26, p. 131-153.

FYTIKAS, M., 1977: Geology and Geothermal Research in the island of Milos. Ph.D. Thesis, Univ. Thessaloniki.

FYTIKAS, M., 1989: Updating of the Geological and Geothermal Research on Milos Island. *Geothermics*, Vol. 18 (4), p. 485-496.

FYTIKAS, M., MARINELLI, G., 1976: Geology and Geothermics of the island of Milos (Greece). *Ins. Congress on Thermal Waters, geothermal Energy and Volcanism of the Med. Area*. I.G.M.E.

HOFFMAN, C., KELLER, J., 1979: Xenoliths of lawsonite ferroglaucophane rocks from a Quaternery volcano of Milos (Aegean Sea, Greece). *Lithos*, Vol. 12, p. 209-219.

KELEPERTZIS, A., 1989: Formation of sulphates at the Triaphes area of Milos island: possible precursors of Kaolinite mineralization. *Canadian Mineralogist*, Vol. 27, p. 241-245.

OCHMANN, N., HOLLNACK, D., WOHLENBER G., 1989: Seismological exploration of the Milos geothermal reservoir, Greece. *Geothermics*, Vol. 18, No 4, p. 563-577.

PAPANIKOLAOU, D., 1988: Structural analysis of the Milos Geothermal field. Final synoptic report submitted to P.P.C. *Geothermal division*, p. 114.

PAPANIKOLAOU, D., LEKKAS E. SYSKAKIS D., 1989: Structural analysis of the geothermal field of Milos. *Bull. Geol. Soc. Greece*, vol. XXIV

PAPANIKOLAOU, D., LEKKAS, E., SYSKAKIS, D., ADAMOPOULOU, E., 1993: Correlation of neotectonic structures with the geodynamic activity in Milos during the earthquakes of March 1992. *Bull. Geol. Soc. Greece*, Vol. XXVIII/3, p. 413-428.

PAPANIKOLAOU, D., LEKKAS, E., SYSKAKIS, D., 1994: Tectonic Analysis of the Milos Geothermal Field. *Bull. Geol. Soc. Greece*, Vol. 24.

SACHPAZI, M., 1991: Study of the Structure of the Geothermal Field of Milos Island (Greece) by the Aid of Passive Seismic Sources Detected by a Dense Array of Three-component Seismological Station, *Ph.D.*, I.P.G. Paris.

SACHPAZI, M., HIRN, A., 1991: Shear-wave anisotropy across the geothermal field of Milos, Aegean Volcanic arc. *Geophys. J. Int.*, Vol. 107, p. 763-785.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/4, 1449-1456, 2001 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/4, 1449-1456, 2001
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΒΟΡΕΙΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ*

Θ. ΜΠΑΡΑΚΟΥ [1], Ν. ΔΕΛΗΜΠΑΣΗΣ [1], Ν. ΒΟΥΛΓΑΡΗΣ [1], Β. BAIER [2]

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η ανάλυση και επεξεργασία των 1135 μικροσεισμών που καταγράφηκαν κατά την περίοδο Μαΐου 1993 - Δεκεμβρίου 1994 έδειξε ότι οι τάφροι του Βορείου Αιγαίου και της Σκύρου οριοθετούν αντίστοιχα την ΒΔ και ΝΑ πλευρά ενός τεκτονικού τεμάχους, σχήματος τραπεζίου με τη μεγάλη βάση, στα ΒΔ. ΒΔ της νήσου Λήμνου, η τάφρος του Βορείου Αιγαίου αλλάζει διεύθυνση και από ΑΒΑ-ΔΝΔ γίνεται ΒΑ-ΝΔ. Το σημείο αυτό λειτουργεί ως άρθρωση εκατέρωθεν της οποίας οι περιοχές διαφοροποιούνται.

Στα ΝΔ των τάφρων του Βορείου Αιγαίου και της Σκύρου παρατηρήθηκαν δύο σεισμικά κενά, που φαίνεται να συνδέονται με έναν υπό δημιουργία δίαυλο ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης. Οι δύο νότιοι κλάδοι του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας μελλοντικά θα αποτελέσουν το βόρειο και νότιο περιθώριο της τάφρου της Σκύρου. Η μετανάστευση των σεισμών στο Βόρειο Αιγαίο ακολουθεί μια δεξιόστροφη φορά, ενώ ανατολικά της Χίου, η μετανάστευση είναι αριστερόστροφη.

SUMMARY

The analysis and processing of 1135 microearthquakes, recorded during the time period May 1993 – December 1994, indicated that the North Aegean Trough and the Trough of Skyros are the boundaries of, respectively, the NW and SE side of a tectonic Block in the shape of a trapezium, whose large base is the NW one. NW of the island of Lemnos, the North Aegean Trough changes direction from ENE-WSW to NE-SW. This point operates as a joint, on either side of which a differentiation of the areas is visible. In the SW of the troughs, two seismic gaps, which seem to be connected to a presently shaping channel of a NW-SE trend, were observed. The two southern branches of the North Anatolia Fault will constitute, in future, the northern and southern boundary of the Trough of Skyros. The migration of earthquakes in the North Aegean Sea follows a right lateral direction, however this direction changes to left lateral east of Chios Island.

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: Βόρειο Αιγαίο, μικροσεισμική δραστηριότητα, τεκτονικά μπλοκ, πιθανή συσχέτιση, σεισμικά κενά, μετανάστευση εστιών.

KEY WORDS: North Aegean, microseismic activity, tectonic blocks, possible relation, seismic gaps foci migration.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Το βόρειο Αιγαίο είναι μία περιοχή με ενεργό τεκτονική και έντονη σεισμική δραστηριότητα η οποία είναι γνωστή από τους ιστορικούς χρόνους και συνεχίζεται μέχρι σήμερα. Από το 1900 παρατηρείται μία συνεχής απελευθέρωση ενέργειας σ' όλο το χώρο του Βορείου Αιγαίου. Οι ιδιάζουσες γεωμορφολογικές και σεισμολογικές

καταστάσεις που παρατηρούνται στην ευρύτερη περιοχή, καθιστούν δύσκολο το έργο του καθορισμού ενός γεωδυναμικού μοντέλου που να μπορεί να ερμηνεύσει την τεκτονική συμπεριφορά του χώρου.

Οι μεγάλες μορφολογικές δομές, όπως το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας, η τάφρος του Βορείου Αιγαίου και η τάφρος της Σκύρου σε συνάρτηση με τις κινήσεις των μεγάλων λιθοσφαιρικών πλακών (Ευρασίας, Αφρικής, Αραβίας), ελέγχουν και καθορίζουν την σεισμοτεκτονική συμπεριφορά της περιοχής του Αιγαίου. Η μελέτη των εστιακών παραμέτρων των σεισμών, οι μηχανισμοί γένεσης και η χωροχρονική διασπορά των σεισμών μπορούν να δώσουν πληροφορίες για την καλύτερη ερμηνεία της τεκτονικής εξέλιξης της περιοχής.

Γι' αυτό και το ενδιαφέρον της μελέτης αυτής θα συγκεντρωθεί στο θαλάσσιο χώρο του Βορείου Αιγαίου, που εμφανίζει μια πολυπλοκότητα, που το διαφοροποιεί από το Νότιο Αιγαίο.

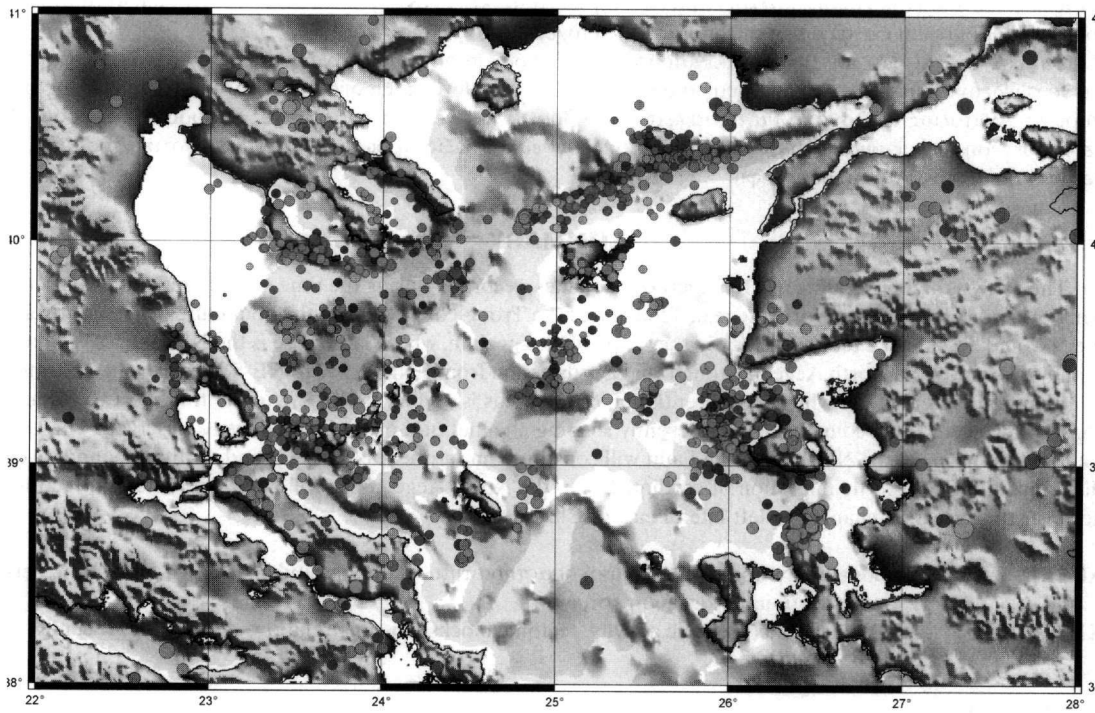
---

* SEISMOTECTONIC FEATURES IN THE NORTHERN AEGEAN SEA.

1. Παν/μιο Αθηνών, Τμήμα Γεωλογίας, Τομέας Γεωφυσικής-Γεωθερμίας.
2. University Frankfurt, Meteorological and Geophysical Institute.

2. ΣΥΛΛΟΓΗ ΚΑΙ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

Για την μελέτη της μικροσεισμικής δραστηριότητας της περιοχής του Βορείου Αιγαίου εγκαταστάθηκε στα πλαίσια συνεργασίας με το Ινστιτούτο Γεωφυσικής του Παν/μίου της Φραγκφούρτης τον Μάϊο του 1993 και για 4 χρόνια ένα δίκτυο από 11 σεισμολογικούς σταθμούς σε όλα τα νησιά της περιοχής. Η γεωμετρική αυτή κατανομή των σταθμών κάλυψε το κενό που υπήρχε στην περιοχή, λόγω απουσίας μονίμων σταθμών. Αν και η μέση απόσταση των σταθμών από τον Άγιο Ευστράτιο, ως κεντρικό σταθμό του δικτύου, ήταν σχετικά μεγάλη, 116 km, το δίκτυο είχε την δυνατότητα καταγραφής σεισμών με μέγεθος M ?1 Richter λόγω της μεγάλης ευαισθησίας των οργάνων και της συνεχούς καταγραφής. Ετσι καταγράφηκε ένας μεγάλος αριθμός μικροσεισμών. Συνολικά υπολογίστηκαν οι εστιακοί παράμετροι με μεγάλη ακρίβεια 1135 σεισμών και έγινε δυνατή η καλύτερη μελέτη των γεωμορφολογικών και σεισμοτεκτονικών χαρακτηριστικών της περιοχής (σχ. 1) (Barakou T., et al. 1994).



Σχήμα 1: Χάρτης μικροσεισμικής δραστηριότητας Βορείου Αιγαίου και γύρω περιοχών που καταγράφηκε από το δίκτυο NASN (Σεπτέμβριος 1993- Δεκέμβριος 1994).

Fig.1: Map of the microearthquakes activity in the North Aegean sea and around region from the NASN network (September 1993 – December 1994).

Η καταγραφή των δεδομένων γινόταν σε αναλογική μορφή. Η αποκωδικοποίηση και η επεξεργασία των δεδομένων έγινε από μία ειδική μονάδα απομαγνητοφώνησης και μια φορητή υπολογιστική μονάδα επεξεργασίας ειδικής κατασκευής. Κατά την επεξεργασία κάθε αναλογικό σήμα μετατρέπεται σε ψηφιακό. Μετά την ολοκλήρωση της επεξεργασίας και της ομαδοποίησης όλων των δεδομένων έγινε ο υπολογισμός των εστιακών παραμέτρων με τη χρησιμοποίηση του προγράμματος HYPO71 (Lee and Lahr, 1972) και ενός μοντέλου ταχυτήτων. Επειδή η περιοχή μελέτης καλύπτει ένα πολύ μεγάλο χώρο, χρησιμοποιήθηκαν, δοκιμαστικά, όλα τα μοντέλα ταχυτήτων που είχαν προταθεί στο παρελθόν για τη συγκεκριμένη περιοχή (Δελήμπασης 1981, Παναγιωτόπουλος 1984,Παναγιωτόπουλος και Παπαζάχος 1985. Τελικώς χρησιμοποιήθηκε το ακόλουθο μοντέλο (πάχος στρώματος (km)/ταχύτητα (km/sec) 0-0,9/2, 0,9-1,6/2,76, 1,6-2,6/4,36, 2,6-4,0/5,20, 4,0-12,0/5,80, 12-18,5/6,50, 18,5-31/6,8, 31-40,0/7,9,>40,0/8,0. Η τιμή του λόγου Vp/Vs που χρησιμοποιήθηκε ήταν 1,78.

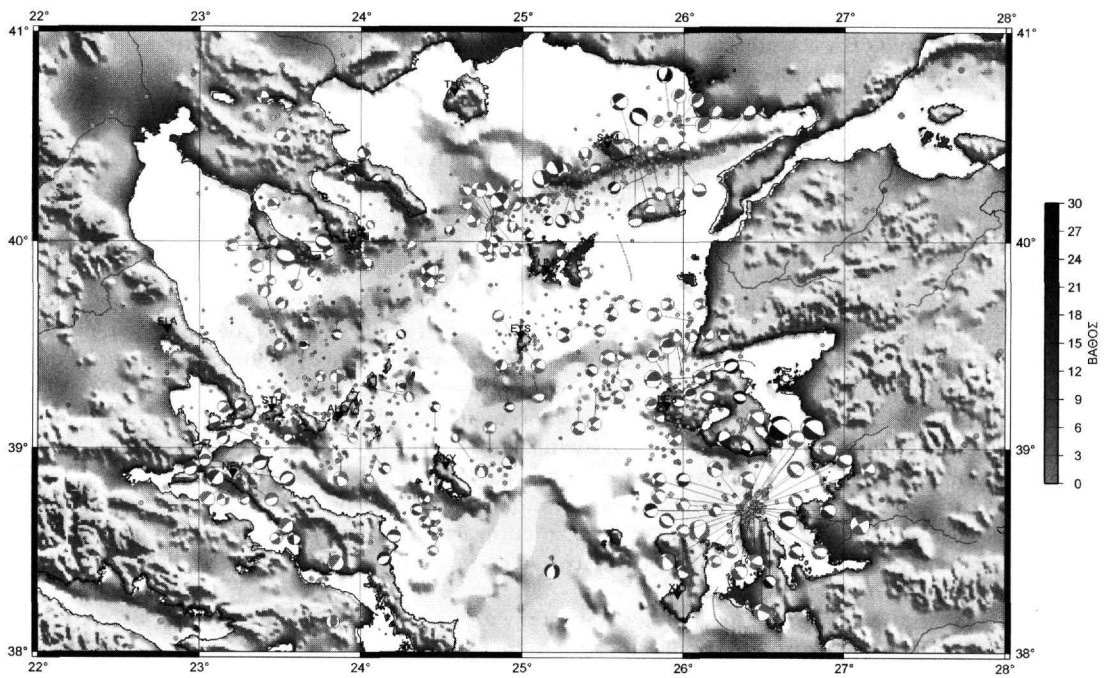
3. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Στα πλαίσια μελέτης των σεισμοτεκτονικών χαρακτηριστικών του Βορείου Αιγαίου έγινε διερεύνηση της συμπεριφοράς των Τεκτονικών λεκανών και βυθισμάτων της περιοχής βάσει της χωρικής διασποράς των μικροσεισμών που καταγράφηκαν κατά το χρονικό διάστημα των 15 πρώτων μηνών λειτουργίας του δικτύου και των μηχανισμών γένεσης αυτών. Για καλύτερα αποτελέσματα έγινε σύγκριση των στοιχείων αυτών με τα δεδομένα που υπήρχαν από τους ισχυρούς σεισμούς που έγιναν στη δεκαετία του ογδόντα. (Jackson, J. et al. 1982b, Kiratzi, A., et al., 1991b, Taymaz, T., et al. 1991a).

Από τη διασπορά των επικέντρων των μικροσεισμών (σχ. 1) φαίνεται η τάφρος του Βορείου Αιγαίου, η σημαντικότερη λεκάνη, ενεργοποιημένη. Στο δυτικό περιθώριο της τάφρου, στην τάφρο των Βορείων Σποράδων, επιβεβαιώνονται τα αναφερθέντα και από άλλους ερευνητές (Pavlides et al., 1990) και καθορίζονται συστήματα κανονικών διαρρήξεων ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης δεξιόστροφα καθώς και ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης αριστερόστροφα. Παρατηρήθηκαν επίσης και πλαγιοανάστροφες διαρρήξεις, που οφείλονται στην σύγκρουση που γίνεται μεταξύ της ηπειρωτικής Ελλάδας και του Αιγαίου. Η τάφρος των Σποράδων βρίσκεται υπό την επίδραση εφελκυστικών δυνάμεων που δρούν σε δύο διευθύνσεις ΒΑ-ΝΔ και ΒΔ-ΝΑ.

Νοτίως της χερσονήσου Σιθωνίας, στο νότιο περιθώριο της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου έγιναν δύο ισχυροί σεισμοί την 18η Ιανουαρίου 1982 και την 6η Αυγούστου του 1983. (Rocca et al., 1985) Οι μετασεισμικές ακολουθίες των δύο αυτών σεισμών, κάλυψαν το μεγαλύτερο μέρος της τάφρου με μια διεύθυνση ΑΒΑ-ΔΝΔ. Χαρακτηριστικό αυτής της διασποράς είναι η παρουσία ενός σεισμικού κενού ΝΔ του μεγάλου σεισμού του 1982 και νότια του κόλπου της Κασσάνδρας. Το κενό αυτό, όπως έδειξε και η διασπορά των μικροσεισμών του δικτύου του Βορείου αιγαίου, συνεχίζει να υφίσταται μέχρι σήμερα με ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση. Μελλοντικά ίσως κλείσει. Οι λύσεις των μηχανισμών γένεσης των μικροσεισμών καθώς και η διασπορά των επικέντρων δείχνουν ότι έχουν ενεργοποιηθεί και τα δύο τμήματα της τάφρου (βόρειο και νότιο) αλλά περισσότερο ενεργό είναι το νότιο περιθώριο της τάφρου.

Η περιοχή ΒΒΔ της Λήμνου είναι μία περιοχή μετάβασης μεταξύ της τάφρου του Σάρου και της τάφρου των Σποράδων. Εκατέρωθεν αυτής της περιοχής που τα τελευταία 10 χρόνια εμφανίζεται ενεργή, παρατηρού-



Σχήμα 2: Λύσεις μηχανισμών γένεσης σεισμών του Βορείου Αιγαίου και της ευρύτερης περιοχής που υπολογίστηκαν από τις καταγραφές του δικτύου NASN το χρονικό διάστημα Σεπτέμβριος 1993 – Δεκέμβριος 1994.
Fig.2: Fault plane solutions for earthquakes in and around North Aegean sea which are recorded by NASN net and for the period September 1993 – December 1994.
▼ *Σεισμολογικοί Σταθμοί (Seismic Stations)*

νται διαφοροποιήσεις. Είναι η θέση στην οποία η τάφρος του Βορείου Αιγαίου αλλάζει διεύθυνση και από ΑΒΑ-ΔΝΔ που είναι στον κόλπο του Σάρου γίνεται ΒΑ-ΝΔ στην τάφρο των Σποράδων εμφανίζοντας μία ψαλιδωτή μορφή προς τα ΝΔ (Δελήμπασης Ν. 1981). Οι σχετικές κινήσεις μεταξύ των διαρρήξεων που περιβάλλουν την τάφρο του Βορείου Αιγαίου, έχουν σαν αποτέλεσμα την διάνοιξη της τάφρου. Στο δυτικό αυτό περιθώριο της τάφρου του Βορείου Αιγαίου οι υπάρχουσες ενδείξεις (επιφανειακές εκδηλώσεις, λύσεις μηχανισμών γένεσης) ενισχύουν την άποψη ότι η τάφρος και κατά συνέπεια το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας, δεν συνεχίζει στην ηπειρωτική Ελλάδα. Ο διαχωρισμός δε του ρήγματος της Ανατολίας στο ύψος της Δυτικής Μικράς Ασίας, σε τρεις κλάδους, συνηγορεί υπέρ αυτής της άποψης.

Νότια της τάφρου του Βορείου Αιγαίου και σχεδόν παράλληλα με αυτήν εκτείνεται η τάφρος της Σκύρου. Οι μικροσεισμοί που έγιναν στην τάφρο αυτή περιορίζονται στην περιοχή του Αγίου Ευστρατίου, στο ανατολικό τμήμα του νοτίου περιθωρίου της τάφρου και κατά μήκος των ακτών της Σκύρου δηλαδή στο δυτικό περιθώριο της τάφρου (σχ.1). Ο σεισμός στις 19 Φεβρουαρίου 1968 έγινε ΝΔ του Αγίου Ευστρατίου, βορείως του βορείου περιθωρίου της τάφρου της Σκύρου ενεργοποιώντας διάρρηξη οριζόντιας ολίσθησης δεξιόστροφη, διεύθυνσης ΒΑ-ΝΔ. (Δελήμπασης, Ν., Δρακόπουλος, Ι., 1974). Ίδιες λύσεις μηχανισμών γένεσης σεισμών (σχ.2) δίνουν και οι μικροσεισμοί που καταγράφηκαν από το δίκτυο του Βορείου Αιγαίου. Εκατέρωθεν της θέσεως του επικέντρου του κυρίου σεισμού έγιναν δύο μεγάλοι μετασεισμοί (20/2^{ου} και 10/3^{ου} 1968) και είναι ευκρινής η παρουσία σεισμικών κενών ΒΑ και ΝΔ του κυρίου σεισμού μεταξύ των μετασεισμικών ακολουθιών.

Παρατηρώντας στο χώρο τις θέσεις των σεισμικών κενών των μετασεισμικών ακολουθιών των σεισμών του 1968 και συγκρίνοντας αυτές με τις αντίστοιχες του σεισμού του 1982 (σχ.3) βλέπουμε ότι τα σεισμικά κενά ΝΔ των κύριων σεισμών βρίσκονται κατά μήκος άξονα διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ. Από τη διασπορά των επικέντρων των μικροσεισμών που καταγράφηκαν από το δίκτυο του Βορείου Αιγαίου το χρονικό διάστημα Σεπτέμβριος 1993 – Δεκέμβριος 1994 (σχ.1), φαίνεται ότι τα σεισμικά κενά ΝΔ των κυρίων σεισμών συνεχίζουν να υπάρχουν ακόμη και σήμερα.

Το νότιο περιθώριο της τάφρου της Σκύρου ενεργοποιήθηκε τον Δεκέμβριο του 1981 με δύο ισχυρούς σεισμούς απελευθερώνοντας μεγάλα ποσά σεισμικής ενέργειας (σχ.4). Η διασπορά των επικέντρων των μετασεισμών αυτών των δύο σεισμών εμφανίζεται συνεχής σ' όλο της το μήκος και για μεγάλο χρονικό διάστημα καλύπτοντας δύο διευθύνσεις, μία κύρια ΒΑ-ΝΔ κατά μήκος του νοτίου περιθωρίου της τάφρου της Σκύρου και μία δευτερεύουσα ΒΔ-ΝΑ παράλληλη προς τις ακτές της Σκύρου. Οι διευθύνσεις αυτές επιβεβαιώνονται και από τις λύσεις των μηχανισμών γένεσης των σεισμών, οριοθετούν τα περιθώρια της τάφρου και προκαλούν μία αριστερόστροφη περιστροφή των τμημάτων που βρίσκονται μεταξύ των ρηξιγενών ζωνών του Αγίου Ευστρατίου και του νοτίου περιθωρίου της τάφρου της Σκύρου (σχ.2).

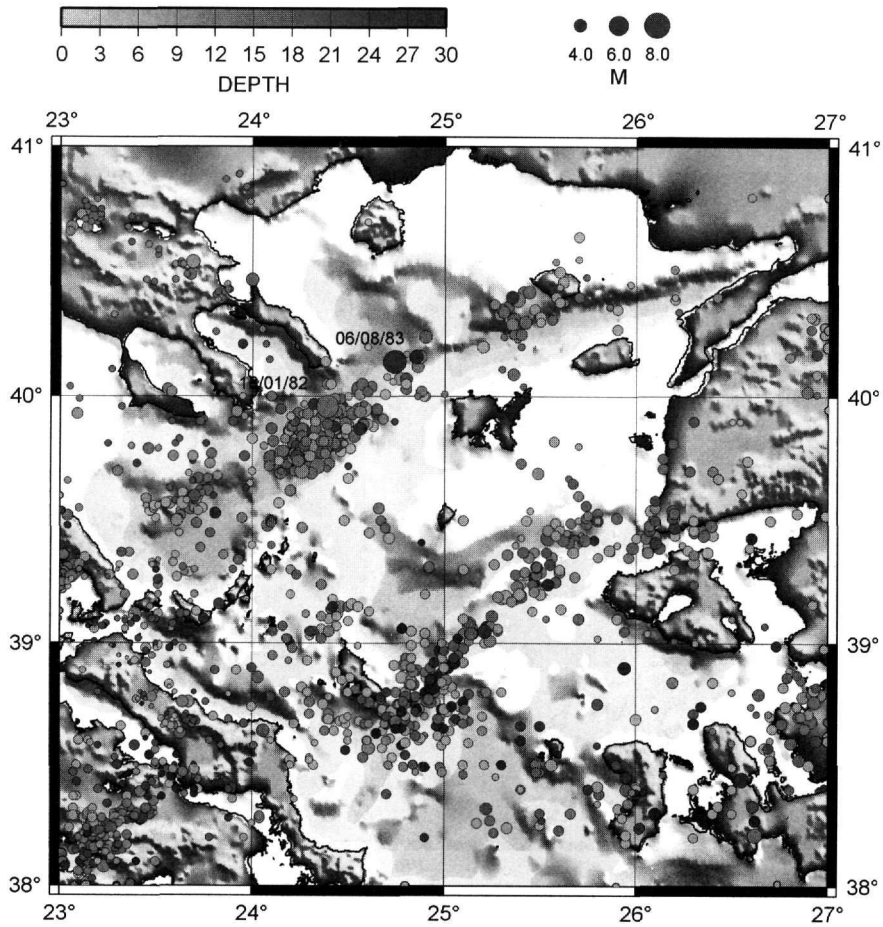
Βορείως της Λέσβου οι μηχανισμοί γένεσης των μικροσεισμών έδειξαν την παρουσία πλαγιοανάστροφης διάρρηξης ΑΒΑ-ΔΝΔ διεύθυνση. Η διάρρηξη αυτή σε συνδυασμό με τις κανονικές διαρρήξεις έχει σαν αποτέλεσμα την εμφάνιση ανοδικών κινήσεων στην περιοχή αυτή. Πλαγιοανάστροφες διαρρήξεις δεν βρήκαμε στο δυτικό περιθώριο της τάφρου της Σκύρου, όπως έγινε στην τάφρο των Σποράδων, αλλά νοτιοδυτικότερα της τάφρου της Σκύρου στο νότιο Ευβοϊκό κόλπο.

Η διασπορά των επικέντρων των σεισμών, οι λύσεις των μηχανισμών γένεσης και οι πληροφορίες που μας δίνουν οι σεισμικές τομές που έγιναν σχεδόν κάθετα στις κύριες διευθύνσεις των τάφρων Βορείου Αιγαίου και Σκύρου, συνηγορούν για την ύπαρξη μεγάλων περιοχών χωρίς ισχυρή σεισμική δραστηριότητα μεταξύ των δύο τάφρων (σχ.5). Δηλαδή υπάρχουν περιοχές με πολύ μικρή δραστηριότητα. Συγκεκριμένα δεν παρατηρούμε σεισμική δραστηριότητα νοτίως της τάφρου του Βορείου Αιγαίου μεταξύ των νήσων Γιούρα (Βόρειες Σποράδες), Αγίου Ευστρατίου και Λήμνου καθώς και ανατολικά της Λήμνου μεταξύ των νησιών Ίμβρου και Τενέδου και ανατολικότερα στον Ελλήσποντο μέχρι τον Γρανικό ποταμό.

Η παρατήρηση αυτή ενισχύει την άποψη για την παρουσία υλικού που απομονώνει τις δύο περιοχές και οριοθετεί καλύτερα το τεκτονικό μπλοκ. Ισως οφείλεται στην ύπαρξη ή στην δημιουργία ενός διαύλου ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης που ενώνει την τάφρο του Βορείου Αιγαίου με την τάφρο της Σκύρου. Στις θέσεις αυτές έχουν παρατηρηθεί και τα δύο σεισμικά κενά.

Συσχετίζοντας την τάφρο του Βορείου Αιγαίου και την τάφρο της Σκύρου με το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας παρατηρούμε ότι το ανατολικό περιθώριο της τάφρου του Βορείου Αιγαίου στον κόλπο του Σάρου είναι άμεσα συνδεδεμένο με τον βόρειο κλάδο του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας, που μετά τη θάλασσα του Μαρμαρά διασχίζει την χερσόνησο της Καλλίπολης για να εισέλθει τελικά στο Αιγαίο (σχ.5).

Ο βόρειος κλάδος είναι περισσότερο ενεργός από τους δύο άλλους αφού σ' αυτόν απελευθερώνεται το μεγαλύτερο ποσοστό της σεισμικής ενέργειας. Εν τούτοις είναι χαρακτηριστική η απουσία σεισμών τα τελευταία 35 χρόνια στην χερσόνησο της Καλλίπολης, δηλαδή στην χερσαία επέκταση του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας και η έντονη σεισμική δραστηριότητα εκατέρωθεν αυτής της περιοχής (Σάρος, Προποντίδα). Ισως



Σχήμα 3: Χάρτης διασποράς επικέντρων της μετασεισμικής ακολουθίας του σεισμού της 18ης Ιανουαρίου 1982 στην Τάφρο των Σποράδων (4,0 £ M £ 6,4 18/1/1982 –6/8/1983).

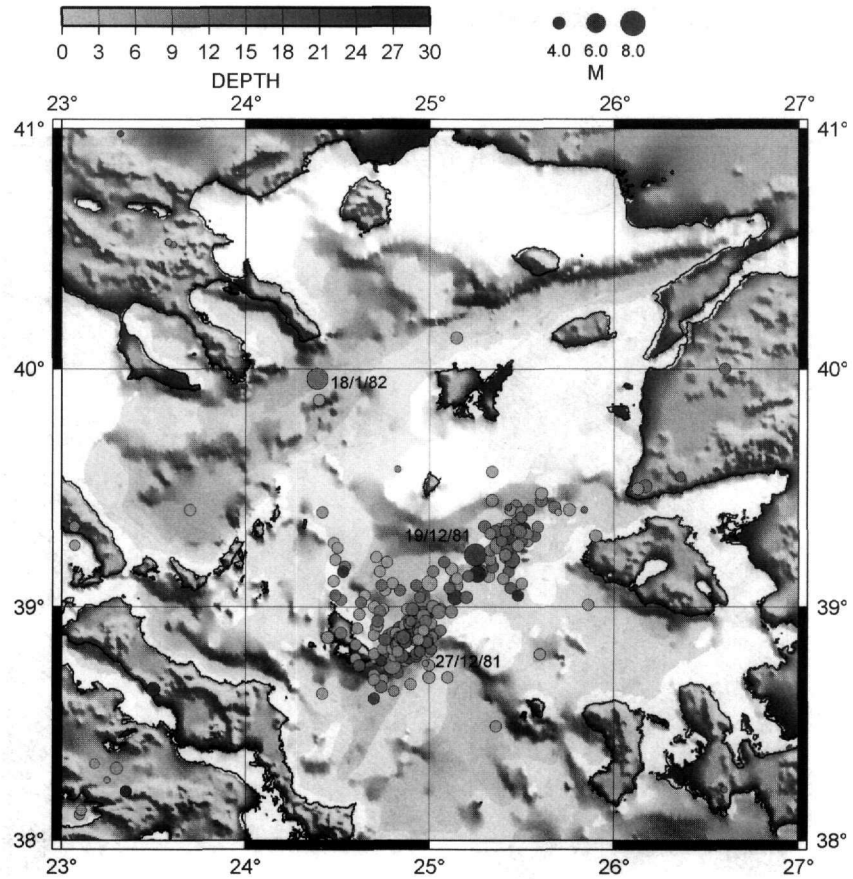
Fig.3: Aftershock distribution of the earthquake of the 1982, January 18, in the Sporades trench (4,0 £ M £ 6,4 18/1/1982 –6/8/1983).

ο ορεινός όγκος στη χερσόνησο της Καλλίπολης να εμποδίζει τη μετανάστευση σεισμών μικρού μεγέθους από τα ανατολικά προς τα δυτικά.

Στο ανατολικό περιθώριο της τάφρου της Σκύρου δεν φαίνεται να έχει ολοκληρωθεί η διάνοιξη, ούτε είναι σαφής η σύνδεσή της με τον μεσαίο ή τον νότιο κλάδο του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας (σχ.5).

Ο μεσαίος κλάδος που εκτείνεται μεταξύ των περιοχών της Μικράς Ασίας: Γκέυβε (Geyve), Γκεμλίκ (Gemlik), Μπαντίρμα (Bandirma) και Μπαϊραμίτς (Bayramic) καταλήγει στην Αντιγονεία (Ezine) και εισχωρεί στο Αιγαίο χωρίς να φαίνεται ευκρινώς η σύνεσή του με την τάφρο της Σκύρου. Οι λύσεις των μηχανισμών γένεσης των μικροσεισμών καθώς και οι σεισμικές τομές που έγιναν ΒΒΔ της Λέσβου με διεύθυνση Β-Ν δείχνουν ότι ο μεσαίος κλάδος του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας, που παρατηρείται στην Μικρά Ασία συνεχίζεται για λίγο μέσα στο Αιγαίο ως κανονική δεξιόστροφη διάρρηξη, ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης, με πλάγια συνιστώσα κίνησης (σχ.5). Ισως μελλοντικά να ενωθεί με τις ρηξιγενείς ζώνες της τάφρου της Σκύρου.

Ο νότιος κλάδος εκτείνεται μεταξύ των περιοχών Γενισεχίρ (Yenisehir), Κεμαλπάζα (M.Kemalpasa), Γκιούνεν (Gonen) και καταλήγει στον κόλπο του Αδραμυττίου (Edremit),όπου ακολουθώντας μία διεύθυνση παράλληλη του ορεινού όγκου της Ίδης στην Μικρά Ασία εισχωρεί στο Αιγαίο. Η διασπορά των επικέντρων των μικροσεισμών (σχήματα 1 και 5) και οι λύσεις των μηχανισμών τους γένεσης (σχ.2), δείχνουν ότι διαρρήξεις ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης στην περιοχή του ακρωτηρίου Μπαμπά, στο δυτικό άκρο του κόλπου του Αδραμυττίου, εμποδίζουν την είσοδο του νοτίου κλάδου στο Αιγαίο δημιουργώντας μία ημιτάφρο. Παρ' όλα αυτά όμως οι διαρρήξεις που οριοθετούν το βόρειο και το νότιο περιθώριο της τάφρου της Σκύρου μοιάζουν να αποτελούν



Σχήμα 4: Χάρτης διασποράς επικέντρων των μετασεισμικών ακολουθιών των σεισμών της 19ης και 27ης Δεκεμβρίου 1981 στην Τάφρο της Σκύρου (4,0 ≤ M ≤ 7,2 19/12/1981 –18/1/1982).

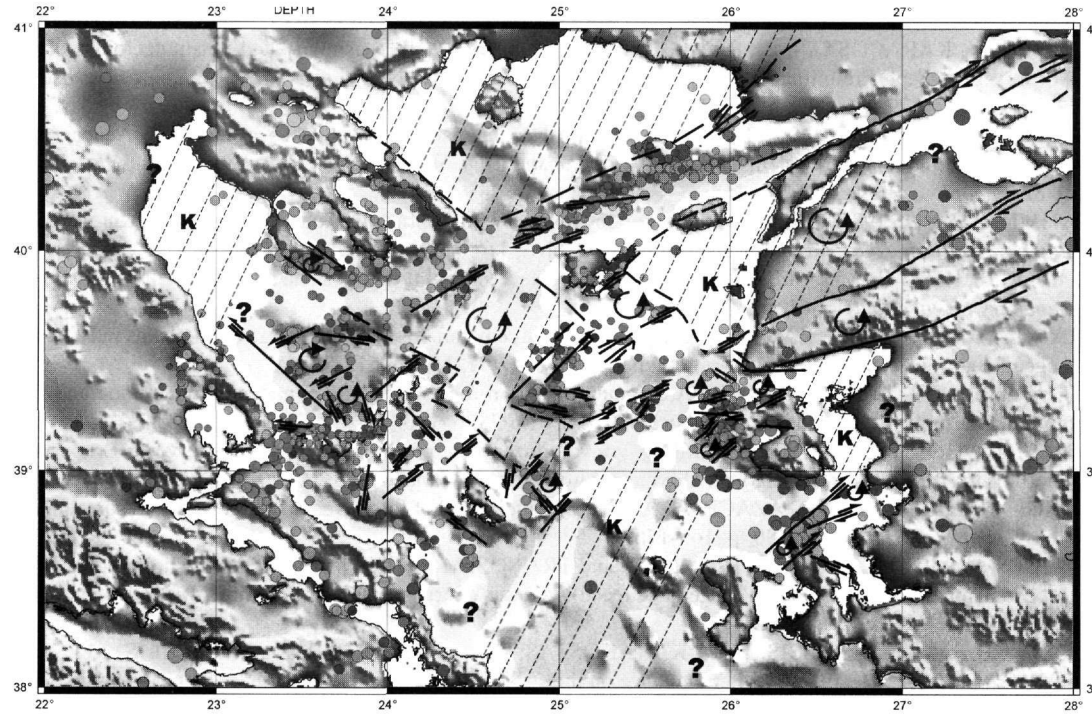
Fig.4: Aftershock distribution of the 1981, Dec. 19th, and 27th main shocks in Skyros trench (4,0 ≤ M ≤ 7,2 19/12/1981 –18/1/1982).

τις προεκτάσεις των δύο νοτιότερων κλάδων. Η διασπορά των επικέντρων των μικροσεισμών που καταγράφηκαν, η χωρική κατανομή της σεισμικής ακολουθίας των σεισμών του Δεκεμβρίου 1981 και η βυθομετρία της τάφρου της Σκύρου, οδηγούν στο συμπέρασμα ότι δεν πρέπει να έχει ολοκληρωθεί η προς τα ανατολικά διάνοιξη της τάφρου.

Όπως έδειξαν οι λύσεις των μηχανισμών γένεσης των μικροσεισμών οι κινήσεις των ρηξιγενών ζωνών, στις μεγάλες μορφολογικές δομές του Βορείου Αιγαίου, καθώς και στους κλάδους του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας, προκαλούν κυρίως αριστερόστροφες κινήσεις στα τεμάχη που βρίσκονται μεταξύ τους. Σ'ορισμένες περιπτώσεις παρατηρούνται κατά τόπους και δεξιόστροφες περιστροφές.

Μία άλλη περιοχή όπου δεν έχει παρατηρηθεί σεισμική δραστηριότητα είναι Δ-ΝΔ των Ψαρών. Η περιοχή αυτή βρίσκεται μεταξύ Λέσβου, Χίου και Σκύρου.

Προσπαθώντας να καθορίσουμε τεκτονικά τεμάχη ορίζουμε σαν κύριο αυτό που το βόρειο και το νότιο άκρο του οριοθετείται από την τάφρο του Βορείου Αιγαίου και την τάφρο της Σκύρου αντίστοιχα (σχ.5). Στα άκρα αυτού του τεμάχους έγιναν τέσσερις σεισμοί ξεκινώντας από το νότιο τμήμα και καταλήγοντας στο βόρειο τμήμα μέσω ενός διαύλου ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης στη δυτική πλευρά αυτού του τεμάχους ακολουθώντας μία δεξιόστροφη διαδρομή. Οι σεισμικές ακολουθίες του Δεκεμβρίου 1981 (σχ.4), της 18ης Ιανουαρίου 1982 και της 6ης Αυγούστου 1983 είναι στενά συνδεδεμένες. Οι σεισμοί αυτοί οριοθετούν ένα τεκτονικό μπλοκ μεταξύ της τάφρου του Βορείου Αιγαίου και της τάφρου της Σκύρου. Το νοτιοδυτικό άκρο ορίζεται με την παρουσία σεισμών το δε βορειοανατολικό δεν είναι σαφές. Το σημείο συνάντησης της ΒΑ πλευράς καταλήγει στην καμπή της τάφρου του Βορείου Αιγαίου από τα ΑΒΑ-ΔΝΔ σε ΒΑ-ΝΔ. Είναι δηλαδή ένα σημείο άρθρωσης όπου



Σχήμα 5: Χάρτης μικροσεισμικής δραστηριότητας Βορείου Αιγαίου και γύρω περιοχών, που καταγράφηκε από το δίκτυο NASN (Σεπτέμβριος 1993 – Δεκέμβριος 1994) και διαφάνεια με τις προτεινόμενες ρηξιγενείς ζώνες, τις περιστροφές των τεμάχων και τα παρατηρούμενα σεισμικά κενά (K).

Fig.5: Map of microearthquake activity in and around North Aegean sea recorded by NASN (Sept. 1993 – Dec. 1994) and the suggesting rupture zones, the rotation blocks and the observed seismic gaps (K).

γίνεται ο διαχωρισμός της σε δύο μικρότερες τάφρους. Στο τέμαχος αυτό που μοιάζει με τραπέζιο με την μεγάλη βάση προς τα βόρεια, εκτός των μορφολογικών δομών που το οριοθετούν βόρεια και νότια, περιλαμβάνονται και τα νησιά Λήμνος και Άγιος Ευστράτιος. Δυτικά της Λήμνου και του Αγίου Ευστρατίου μέχρι την Αλόννησο δεν παρατηρούνται σεισμικές εστίες. Ο σεισμός του Αγίου Ευστρατίου στις 19 Φεβρουαρίου 1968, που έδωσε μία δεξιόστροφη διάρρηξη οριζόντιας ολίσθησης παράλληλη προς τις βάσεις του υποθετικού τραπεζίου μοιάζει να προσπαθεί να το χωρίσει σε δύο άλλα μικρότερα τεμάχη. Μεταξύ αυτών των τριών διαρρήξεων παρατηρούνται αριστερόστροφες περιστροφές, όπως και ανατολικότερα στην Μικρά Ασία μεταξύ των κλάδων του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας. Το τέμαχος αυτό εμφανίζεται μπλοκαρισμένο στα ανατολικά από ένα άλλο στο οποίο επικρατεί σεισμική ησυχία. Η Ίμβρος, η Τένεδος και ο Ελλήσποντος ανήκουν σ' αυτό το ασεισμικό τέμαχος, ενώ το βόρειο και το νότιο άκρο του οριοθετούνται από την τάφρο του Σάρου και τον μεσαίο κλάδο του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας αντίστοιχα. Νότια της τάφρου της Σκύρου δεν παρατηρείται σεισμική δραστηριότητα.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

BARAKOU TH., DELIBASIS, N., ZIAZIA, M., KARANTONIS, G., VOULGARIS, N., BERCKHEMER, H., BAIER, B., KARACOSTAS, B., PANAGIOTOPOULOS, D., 1994: Seismicity and Seismotectonics of the North Aegean Sea. Preliminary results from the North Aegean Sea Network (NASN). *E.S.C. Proceed. And activity report. 1992-1994*, 1, p. 485-496.

DELIBASIS, N., and DRAKOPOULOS, J., 1974: Focal mechanism of earthquakes in the north Aegean Sea, 1965 – 1968, and related problems. *Proc. 13th, Eur. Seism. Com. Special Issue (Tech. Econ. Studies) Bucharest D. Ser. Geophys. Prosp.*, 10, 145-167.

ΔΕΛΗΜΠΑΣΗΣ, N., 1981: Απορρόφηση σεισμικών κυμάτων και δομή του φλοιού στην περιοχή του Αιγαίου. *Διατριβή επί υφηγεσία*, Πανεπιστήμιο Αθηνών, Αθήνα, 116 σ.

JACKSON, J., KING,G., VITA-FINZI, C., 1982b: The neotectonics of the Aegean an alternative view. *Earth and Planetary Science Letters*, 61, p. 308-318.

KIRATZI, A., WAGNER, G., LANGSTON, C., 1991b: Source parameters of some large earthquakes in Northern Aegean determined by body waveform inversion. *PAGEOPH*, 135, p. 515-527.

LEE, W. and LAHR, J., 1972: HYPO 71: A computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquakes. *Open File Report USGS*, p. 100.

ΠΑΝΑΓΙΩΤΟΠΟΥΛΟΣ, Δ., 1984: Καμπύλες χρόνου διαδρομής και δομή του φλοιού στο νότιο Βαλκανικό χώρο. *Διδακτορική Διατριβή*, Αριστ. Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, σ. 173.

PANAGIOTOPOULOS, D., PAPAZACHOS, Â., 1985: Travel times of Pn-waves in the Aegean and surrounding area. *Geophys. J.R. astr. Soc.*, 80, p. 165-176.

PAVLIDES, S., MOUNTRAKIS, D., KILIAS, A., and TRANOS, M., 1990: The role of strike-slip movements in the extensional area of Northern Aegean (Greece). A case of transtensional tectonics. *Annales tectonicae, Special issue*. Vol. IV, n.2, 196-211.

ROCCA, CH., A., KARAKAISIS, F.,G., KARAKOSTAS, G., B., KIRATZI, A.,A., SCORDILIS, M.E., and PAPAZACHOS, C.,B., 1985: Further evidence on the strike-slip faulting of the northern Aegean trough based on properties of the August – November 1983 seismic sequence. *Boll. di Geofisica Teorica ed Applicata* Vol. XXVII, N. 106.

TAYMAZ, T., JACKSON, J., MCKENZIE, D., 1991a: Active tectonics of the North and Central Aegean Sea. *Geophysical Journal International*, 106/2, p.433-490.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/4, 1457-1464, 2001 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/4, 1457-1464, 2001
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

ΕΝΟΡΓΑΝΕΣ ΚΑΙ ΥΠΑΙΘΡΙΕΣ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ ΓΙΑ ΤΟΝ ΚΑΘΟΡΙΣΜΟ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΟΓΟΝΟΥ ΔΟΜΗΣ ΤΟΥ ΣΕΙΣΜΟΥ ΤΗΣ 7ΗΣ ΣΕΠΤΕΜΒΡΙΟΥ 1999 ΣΤΗΝ ΑΘΗΝΑ*

Γ. Α. ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΣ[1], Α. ΓΚΑΝΑΣ[1], Σ. ΠΑΥΛΙΔΗΣ[2]

ΣΥΝΟΨΗ

Αν και έχουν πραγματοποιηθεί πολυποίκιλες παρατηρήσεις για τη μελέτη του σεισμού της 7-9-1999 στην Αθήνα, δεν υπάρχει προς το παρόν ομογνωμία μεταξύ των επιστημόνων για το ποιά ήταν η σεισμογόνος δομή. Για την επίλυση αυτού του ζητήματος παρατίθενται σεισμογραφικές μετρήσεις και μακροσεισμικές και γεωλογικές παρατηρήσεις υπαίθρου. Οι μηχανισμοί γένεσης και οι επικεντρικοί προσδιορισμοί του κύριου σεισμού και των μετασεισμών δεν αφήνουν αμφιβολία ότι η διάρρηξη ήταν κανονική με ΔΒΔ-ΑΝΑ διεύθυνση και κλίση προς τα ΝΔ. Οι παρατηρήσεις υπαίθρου δείχνουν ότι τα μόνα γνωστά ρήγματα που έχουν τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά που ανταποκρίνονται στα σεισμογραφικά δεδομένα είναι του Θριασίου Πεδίου και της Φυλής. Υποστηρίζουμε ότι το ρήγμα της Φυλής πιθανότατα απετελέσε τη σεισμογόνο δομή γιατί είναι ενεργό, οι μέγιστες βλάβες και οι κύριες εδαφικές παραμορφώσεις παρατηρήθηκαν στο επικρεμάμενο τέμαχος (hanging-wall domain) και πλησίον του επιφανειακού του ίχνους, και επιπλέον παρατηρήθηκε πιθανή συνσεισμική μετακίνηση 3-6 cm . Αντίθετα, το ρήγμα του Θριασίου Πεδίου δεν έχει κανένα από αυτά τα γνωρίσματα. Επίσης, από τις υπάρχουσες παρατηρήσεις δεν προκύπτει ότι ίσως ενεργοποιήθηκε ένα «τυφλό ρήγμα» .

ABSTRACT

The earthquake of 7 Sept. 1999 (Ms= 5.9) that struck the metropolitan area of Athens, occurred only at a distance of ΄18 NW from the historical center of the city and has been the most destructive shock in modern history of Greece. Therefore, it is of great importance to identify the seismogenic structure. Focal mechanisms of the main shock as well as the lateral and vertical distributions of the aftershocks , determined by several institutes, are consistent in that the main shock was associated with a normal faulting striking WNE-ESE and dipping SW. The only geological faults known in the area to have the geometrical characteristics that are compatible with the seismographic results are the fault of Thriassion Pedion and the Fili fault. We support that the Fili fault, striking 110° – 150° N at an observable length of 8-10 Km, has been very probably the seismogenic structure of the Athens earthquake because (i) it proved to be an active fault as revealed by the striations we observed on several segments of the fault mirror, (ii) the meizoseismal region as well as the most important ground failures, like local small-scale landslides and rock-falls, all are located on the hanging-wall domain and very close to the surface trace of the fault as it is theoretically expected (e.g. Oglesby et al., 2000), (iii) we observed a possibly co-seismic displacement by 3-6 cm of the SW (hanging-wall) segment towards SW . On the contrary, the fault of Thriassion Pedion is recognizable in satellite images but in the field it is evident only as a series of alluvium cones which is an evidence of a possibly inactive structure. Moreover, the meizoseismal area and the ground failures observed in association with the Athens earthquake are located in its foot-wall, that is in the domain where strong motion should not expected to occur. In addition, if that fault was the seismogenic one then the earthquake focus would fit the fault geometry only if it was shifted at least 15 km southwestwards. The last possibility that the Athens earthquake was associated with a blind fault is not supported by any kind of instrumental or field evidence.

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: σεισμός, Αθήνα 1999, σεισμογόνος δομή
KEY WORDS: earthquake, Athens 1999, seismogenic structure

* INSTRUMENTAL AND FIELD OBSERVATIONS FOR THE DETERMINATION OF THE SEISMOGENIC STRUCTURE OF THE 7 SEPTEMBER 1999 ATHENS EARTHQUAKE

1. Γεωδυναμικό Ινστιτούτο, Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών, Τ.Θ. 200 48, 118 10 Αθήνα
2. Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ. 54 006 Θεσσαλονίκη

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Ο σεισμός της 7ης Σεπτεμβρίου του 1999, μεγέθους Ms = 5.9 σύμφωνα με το Γεωδυναμικό Ινστιτούτο του Ε.Α.Α. και το Εργαστήριο Γεωφυσικής του Α.Π.Θ. και Mw = 5.9 σύμφωνα με διεθνή σεισμογραφικά κέντρα, έγινε στις 11: 56: 50.5 GMT (14: 56: 50.5 τοπική ώρα). Η επαναπροσδιορισθείσα εστία από τους Papadopoulos et al . (1999, 2000, 2001) έχει συντεταγμένες 38,08^{0}N / 23,58^{0}E και βάθος 17 km , δηλαδή η επικεντρική απόσταση του Εθνικού Αστεροσκοπείου στο ιστορικό κέντρο της Αθήνας είναι Δ ~ 18 km (Σχήμα 1). Οι Papadimitriou et al. (2000) προσδιόρισαν παραπλήσιο επίκεντρο αλλά μικρότερο εστιακό βάθος (~ 8 km). Αυτός ο σεισμός υπήρξε ο πιο σημαντικός στη νεότερη ιστορία της χώρας μας για τρεις λόγους : (1) είναι ο πρώτος που βεβαιωμένα έγινε με τόσο μεγάλο μέγεθος και σε τόσο μικρή απόσταση από το ιστορικό κέντρο της Αθήνας , αποκαλύπτοντας μία νέα σεισμική πηγή μέσα στα όρια του μητροπολιτικού κέντρου της χώρας , (2) είναι ο πρώτος στη μακραίωνα ιστορία που γνωρίζουμε ότι προκάλεσε θύματα μέσα στα όρια του μητροπολιτικού κέντρου, και (3) είναι από τους πιο βλαβερούς σεισμούς της νεότερης ιστορίας της χώρας , δεδομένου ότι προκάλεσε 143 θύματα και εκατοντάδες τραυματίες, μεγάλες ή μέτριες βλάβες σε περίπου 65.000 κτίρια σε 55 δήμους και άμεση οικονομική βλάβη που υπερβαίνει το 1,2 τρις δραχμές .

Για τους λόγους αυτούς είναι εξαιρετικά σημαντικό να υπολογιστεί το σεισμικό δυναμικό της σεισμογόνου δομής και ο μελλοντικός σεισμικός κίνδυνος που συνεπάγεται. Επειδή , όμως , προς το παρόν δεν υπάρχει ομογνωμία για το ποιά υπήρξε η σεισμογόνος δομή, στην παρούσα εργασία εξετάζουμε ειδικότερα το θέμα αυτό βασιζόμενοι σε ενόργανα σεισμογραφικά δεδομένα, σε μακροσεισμικές και γεωλογικές υπαίθριες παρατηρήσεις και στη συνδυασμένη ερμηνεία τους.

2. ΕΝΟΡΓΑΝΕΣ ΣΕΙΣΜΟΓΡΑΦΙΚΕΣ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ

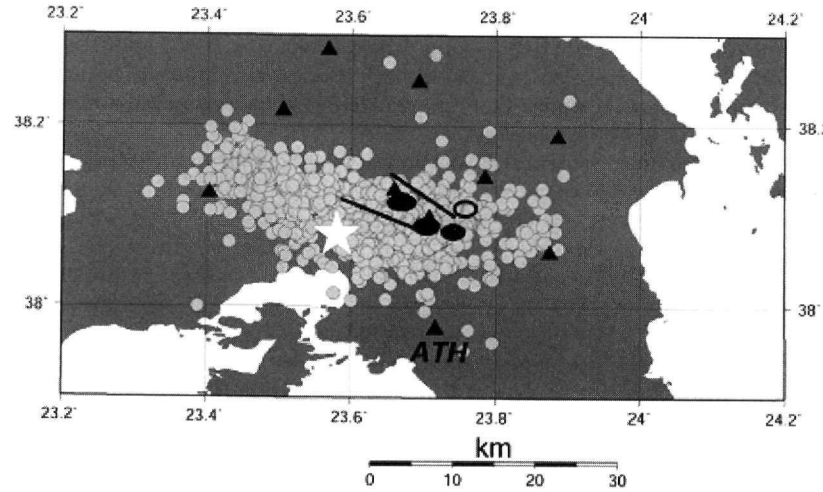
2.1 ΜΗΧΑΝΙΣΜΟΣ ΓΕΝΕΣΗΣ ΤΟΥ ΚΥΡΙΟΥ ΣΕΙΣΜΟΥ ΚΑΙ ΤΩΝ ΙΣΧΥΡΩΝ ΜΕΤΑΣΕΙΣΜΩΝ ΤΟΥ

Οι μηχανισμοί γένεσης που καθορίστηκαν από διεθνή σεισμογραφικά κέντρα από μακρινές καταγραφές του κύριου σεισμού αμέσως μετά τη γένεσή του, βρίσκονται σε γενική συμφωνία μεταξύ τους και υποδεικνύουν τις εξής λύσεις για τα δύο κύρια επίπεδα (nodal planes, NP): NP1 (διεύθυνση/ κλίση/ ολίσθηση): 292° / 36°/ -99° (USGS), 271° / 47°/ - 106° (Harvard), 294°/ 47°/ -83° (MEDNET), NP2 (διεύθυνση/ κλίση/ ολίσθηση): 123°/ 55° / -84° (USGS), 114° / 45° / -73° (Harvard), 104° / 43°/ -97° (MEDNET). Οι Papadopoulos et al . (1999,2000) καθόρισαν τον μηχανισμό γένεσης του κύριου σεισμού και 38 μετασεισμών του με τη μέθοδο των πρώτων αποκλίσεων των κυμάτων P από καταγραφές ελλαδικών σταθμών . Ο μηχανισμός γένεσης του κύριου σεισμού (NP1: 293° / 51° / -90° , NP2: 113°/ 39°/ -90°) είναι παρόμοιος με αυτόν που προσδιορίστηκε από μακρινές καταγραφές και συμφωνεί με τον μηχανισμό που προσδιόρισαν και άλλοι ερευνητές (π.χ. Louvari and Kiratzi, 2000, Papadimitriou et al., 2000). Συνεπώς , ο κύριος σεισμός προκλήθηκε από κανονική διάρρηξη με διεύθυνση ΔΒΔ – ΑΝΑ και κλίση ή ΝΔ ή ΒΑ και με κατερχόμενο το νοτιοδυτικό ή το βορειοανατολικό τέμαχος , αντίστοιχα. Παρόμοιοι είναι και οι μηχανισμοί γένεσης των μετασεισμών.

2.2 ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΗ ΔΙΑΝΟΜΗ ΤΩΝ ΕΠΙΚΕΝΤΡΩΝ ΤΩΝ ΜΕΤΑΣΕΙΣΜΩΝ

Το Γεωδυναμικό Ινστιτούτο αμέσως μετά τον κύριο σεισμό τοποθέτησε οκτώ αναλογικούς φορητούς σεισμογράφους τύπου Sprengnether MEG-800 εξοπλισμένους με κατακόρυφα σεισμόμετρα βραχείας περίοδου (1 Hz) τύπου Teledyne S – 13. Το σύνολο αυτών των οργάνων μαζί με τους δύο μόνιμους σεισμογραφικούς σταθμούς των Αθηνών και της Πεντέλης συγκρότησαν δίκτυο δέκα σταθμών (Σχήμα 1) από τις καταγραφές των οποίων έγινε δυνατός ο προσδιορισμός περίπου 800 μετασεισμών μέχρι τα τέλη του Οκτωβρίου του 1999, με ελάχιστο αριθμό έξη φάσεων κυμάτων χώρου. Το μοντέλο ταχυτήτων που εφαρμόστηκε αποτελεί ελαφρά τροποποίηση εκείνου που δημοσίευσαν οι Papadimitriou et al. (1999) και έχει ως εξής: (Vp / h) : (4,80/ 0,0), (5,40 / 4,0), (5,80/ 7,2) , (6,30/ 10,4), (6,5/ 15,0) και (7,00/ 30, 0), όπου Vp είναι η ταχύτητα των κυμάτων P σε km/ sec και h είναι το βάθος σε km.

Η γεωγραφική και κατακόρυφη διανομή των εστιών των μετασεισμών αποτελεί ένα από τα πιο σημαντικά κριτήρια για τον καθορισμό της σεισμογόνου διάρρηξης . Όμως, η ανελαστική αναδιανομή των τάσεων που προκαλεί ο κύριος σεισμός έχει ως αποτέλεσμα τη γένεση μετασεισμών σε χώρο ευρύτερο απ΄ αυτόν που καθορίζει η κύρια διάρρηξη, και γι΄ αυτό η γεωγραφική εξάπλωση των επικέντρων του συνόλου των μετασεισμών ίσως δεν παρέχει απολύτως αντιπροσωπευτική εικόνα της διάρρηξης αυτής. Γι' αυτό , διεθνώς γίνεται παραδεκτό ότι η αντιπροσωπευτικότερη εικόνα προκύπτει αν ληφθούν υπόψη οι μετασεισμοί μόνο των πρώτων ημερών της μετασεισμικής ακολουθίας. Το Σχήμα 1 δείχνει τη γεωγραφική διανομή των επικέντρων των 98 μετασεισμών που προσδιορίστηκαν κατά την αρχική μετασεισμική περίοδο , δηλαδή μέχρι και την 10η



Σχήμα 1. Επίκεντρο του κύριου σεισμού (αστέρι) και επίκεντρα των μετασεισμών του πρώτου τριημέρου (κύκλοι) (δεδομένα από Papadopoluos et al., 2000). Η νότια και η βόρεια γραμμή παριστούν απλοποιημένα τα ρήγματα του Θριάσιου Πεδίου και της Φυλής, αντίστοιχα. Πρόσθετη επεξήγηση: μαύρες ελλείψεις = περιοχές μέγιστων βλαβών (Φυλή , Α.. Λιόσια, Μενίδι από ΒΔ προς ΝΑ), λευκή έλλειψη = περιοχή σημαντικών βλαβών (Θρακομακεδόνες), τρίγωνα = σταθμοί αναλογικού δικτύου του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου.

Σεπτεμβρίου του 1999. Είναι προφανής η διάταξη των επικέντρων σε ζώνη με περίπου ελλειπτικό σχήμα με μέγιστο άξονα ΔΒΔ – ΑΝΑ διεύθυνσης μήκους περίπου 25 km. Επιλεκτική διάταξη των επικέντρων σε άλλες διευθύνσεις δεν παρατηρείται, γεγονός που σημαίνει ότι η κύρια διάρρηξη ήταν ΔΒΔ – ΑΝΑ διεύθυνσης και ότι ούτε δευτερογενείς διαρρήξεις σε άλλες διευθύνσεις υπήρξαν κατά τις πρώτες μέρες της μετασεισμικής ακολουθίας. Επίσης, είναι προφανής η συγκέντρωση των επικέντρων σε δύο περιοχές, την δυτική και την ανατολική , γεγονός που έχει ήδη επισημανθεί από τους Papadopoulos et al . (1999, 2000) από την προκαταρκτική αξιολόγηση της διανομής του συνόλου των μετασεισμών που προσδιορίστηκαν από τις καταγραφές του φορητού δικτύου. Την ίδια παρατήρηση έκαναν και οι Tselentis and Zahradnik (2000) με δεδομένα από ανεξάρτητο φορητό δίκτυο που κατέγραψε μετασεισμούς . Αυτή η συγκέντρωση υποδεικνύει ότι η διάρρηξη του κύριου σεισμού πρέπει να έγινε σε δύο κύρια ασθενή φράγματα (barriers, σύμφωνα με τον ορισμό των Das και Aki, 1977) διαχωριζόμενα από σχετικά μικρού όγκου ισχυρό φράγμα που έμεινε άθραυστο κατά την κύρια διάρρηξη. Παραπλήσια είναι και η άποψη των Voulgaris et al. (2000) . Σε κατακόρυφη τομή διεύθυνσης Α-Δ (Σχήμα 2) έχουν προβληθεί οι εστίες των μετασεισμών που προσδιορίστηκαν κατά το πρώτο δεκαήμερο , δηλαδή μέχρι και την 17η Σεπτεμβρίου του 1999, προκειμένου να διαπιστωθεί τυχόν επέκταση της μετασεισμικής δράσης σε σχέση με τις πρώτες μέρες. Η ύπαρξη των δύο συγκεντρώσεων σεισμικών εστιών στο δυτικό και στο ανατολικό τμήμα της διάρρηξης είναι εμφανής με σαφώς μεγαλύτερο αριθμό εστιών στο ανατολικό τμήμα. Το συνολικό μήκος του μετασεισμικού χώρου παραμένει ίσο με περίπου 25 km που σημαίνει ότι στην εξέλιξη της ακολουθίας δεν υπήρξε αξιόλογη γεωγραφική επέκταση της μετασεισμικής δράσης. Τα εστιακά βάθη σχεδόν του συνόλου των μετασεισμών δεν υπερβαίνει το βάθος των 17 km που υπολογίστηκε για τον κύριο σεισμό (Σχήμα 3) και αυτό σημαίνει ότι η κύρια διάρρηξη έγινε από κάτω προς τα πάνω, όπως ακριβώς αναμένεται σε περιπτώσεις κανονικών διαρρήξεων.

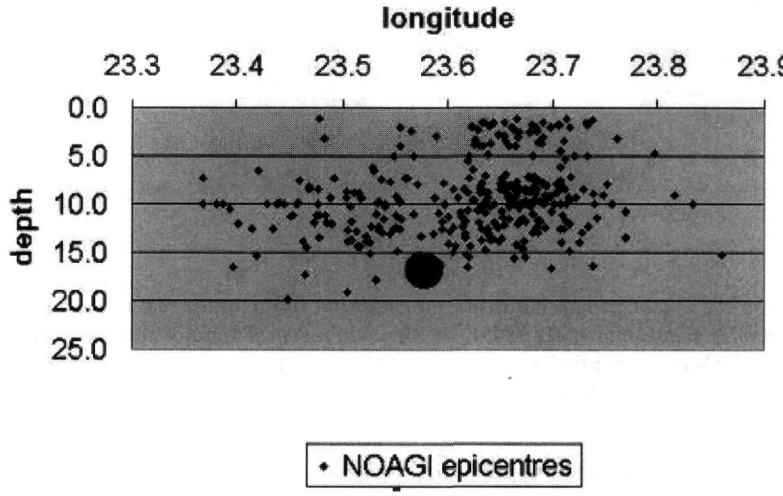
3. ΜΑΚΡΟΣΕΙΣΜΙΚΕΣ ΚΑΙ ΓΕΩΛΟΓΙΚΕΣ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ

3.1 ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΕΣ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ

Οι υπαίθριες γεωλογικές παρατηρήσεις που πραγματοποιήθηκαν στην ευρύτερη σεισμόπληκτη περιοχή τις πρώτες μετά τον κύριο σεισμό ημέρες , σε συνδυασμό με εξέταση δορυφορικών εικόνων (Ganas et al. 2001) και γεωλογικών χαρτών (ΙΓΜΕ , 1980) , έδειξαν ότι δύο είναι τα κύρια ρήγματα που χαρακτηρίζουν με την επιφανειακή τους εμφάνιση την περιοχή. Το πρώτο είναι το ρήγμα του Θριάσιου Πεδίου (ή Ασπροπύργου) με διεύθυνση περίπου ΔΒΔ – ΑΝΑ, και το δεύτερο είναι το ρήγμα της Φυλής που διατάσσεται περίπου παράλληλα με το πρώτο και βόρεια απ΄αυτό. Και τα δύο ρήγματα κλίνουν προς τα ΝΔ . Από μορφοτεκτονική άποψη το ρήγμα του Θριασίου Πεδίου εμφανίζεται με τη μορφή σειράς κώνων αλλουβιακών αποθέσεων χωρίς να εμφα-

νίζει τυπική επιφάνεια ρήγματος (καθρέφτη), δίδοντας έτσι την εντύπωση ότι πρόκειται μάλλον για τεκτονική δομή αβέβαιης δραστηριότητας. Αντίθετα, το ρήγμα της Φυλής, διεύθυνσης Β110? – 130? και κλίσης 70? - 85? ΝΔ εμφανίζει σε πολλές θέσεις μορφοτεκτονικές επιφάνειες τυπικές ενεργών ρηγμάτων, με συχνή την παρουσία χαρακτηριστικών γραμμώσεων ολίσθησης, με τα παραπάνω γεωμετρικά χαρακτηριστικά, που μαρτυρούν μετακινήσεις σε νεοτεκτονικό ή και σε ιστορικό χρόνο.

Ακόμη, είναι αξιοσημείωτο ότι το νεοτεκτονικό ρήγμα της Φυλής οριοθετεί το βορειοανατολικό μέρος της ζώνης των μετασεισμών.



Σχήμα 2. Κατακόρυφη τομή του μετασεισμικού χώρου διεύθυνσης Α- Δ. Προβάλλονται οι εστίες του κύριου σεισμού (μεγάλος κύκλος) και των μετασεισμών του πρώτου δεκαημέρου, όπως προσδιορίστηκαν από τους Papadopoulos et al. (2000, 2001).

3.2 ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΗ ΔΙΑΝΟΜΗ ΤΩΝ ΒΛΑΒΩΝ

Από τις παρατηρήσεις πεδίου προκύπτει ότι η γεωγραφική διανομή των μέγιστων μακροσεισμικών εντάσεων ήταν σημαντικά ασύμμετρη (Σχήμα 1). Οι μέγιστες βλάβες παρατηρήθηκαν στον άξονα Φυλή - Α. Λιόσια – Αχαρνές (Μενίδι) , όπου η μακροσεισμική ένταση έφθασε τον βαθμό VIII, και τοπικά τον IX, στην κλίμακα ΜΜ. Ο άξονας αυτός έχει διεύθυνση ΔΒΔ – ΑΝΑ που είναι και η διεύθυνση της σεισμογόνου διάρρηξης, όπως προκύπτει από τους μηχανισμούς γένεσης και από τη γεωγραφική διανομή των επικέντρων των μετασεισμών. Στην προς τα ΑΝΑ προέκταση του άξονα αυτού, στις περιοχές Αδάμες και Μεταμόρφωση, η ένταση δεν υπερέβη τον VII βαθμό, παρά τις μεμονωμένες καταρρεύσεις που παρατηρήθηκαν τοπικά . Η ίδια μέγιστη ένταση παρατηρήθηκε και στους Θρακομακεδόνες , περιοχή που εντοπίζεται βορείως του ανατολικού άκρου του παραπάνω άξονα. Σε όλες τις υπόλοιπες περιοχές , ανεξαρτήτως της επικεντρικής απόστασης και της αζιμουθιακής τους τοποθέτησης σε σχέση με τη σεισμική εστία, η μακροσεισμική ένταση δεν υπερέβη τον VII βαθμό. Δεν υπάρχει αμφιβολία ότι τοπικοί εδαφικοί παράγοντες ίσως, σε ορισμένες περιπτώσεις , ενίσχυσαν τοπικά τον εδαφικό κραδασμό στις περιοχές των μέγιστων εντάσεων. Όμως, παρόμοιες εδαφικές συνθήκες (π.χ. χαλαρές πρόσφατες αποθέσεις) εντοπίζονται σε περιοχές μικρότερης ή ίσης επικεντρικής απόστασης , εντοπιζόμενες πολύ κοντά στην εστία , όπως ο Ασπρόπυργος , ή στα ΝΔ αυτής, , όπως η Ελευσίνα και η Μαγούλα , όπου ή ένταση δεν υπερέβη τον βαθμό VI.

Από τα παραπάνω προκύπτει ότι η γεωγραφική διάταξη των περιοχών όπου παρατηρήθηκε η μέγιστη ένταση πρέπει να ερμηνευθεί κυρίως από τα χαρακτηριστικά της σεισμικής διάρρηξης. Από την άποψη αυτή είναι σημαντικό ότι η πλειόσειστη ζώνη Φυλής - Α. Λιοσίων – Αχαρνών όχι μόνο βαίνει παράλληλα με το ρήγμα της Φυλής αλλά και εντοπίζεται στο κατερχόμενο τμήμα αυτού και πολύ κοντά στο επιφανειακό ίχνος του ρήγματος. Η σημαντικότητα αυτής της παρατήρησης συζητείται παρακάτω.

3.3. ΣΥΝΣΕΙΣΜΙΚΕΣ ΜΕΤΑΚΙΝΗΣΕΙΣ ΚΑΙ ΕΔΑΦΙΚΕΣ ΑΣΤΟΧΙΕΣ

Οι υπαίθριες γεωλογικές παρατηρήσεις που πραγματοποιήσαμε αμέσως μετά τον κύριο σεισμό περιέλαβαν και την αναζήτηση επιφανειακής εκδήλωσης του σεισμογόνου ρήγματος, δηλαδή συνσεισμικών μετακινήσεων και εδαφικών αστοχιών. Οι μόνες πιθανές μετακινήσεις που συνδεόνται με τον κύριο σεισμό της 7ης

Σεπτεμβρίου του 1999 παρατηρήθηκαν σε ορισμένες θέσεις του ρήγματος της Φυλής. Η σημαντικότερη είναι εκείνη που εντοπίστηκε στα ΒΔ της Μονής του Αγίου Κυπριανού και της Φυλής και σε απόσταση περίπου 1 km από αυτήν. Συγκεκριμένα, παρατηρήθηκε μετακίνηση της τάξης των 3-6 cm και σε μήκος μικρότερο των 100 m, προς ΝΔ του νοτιοδυτικού τεμάχους, δηλαδή του κατερχόμενου τεμάχους του ρήγματος, όπως ακριβώς αναμένεται τόσο από την νεοτεκτονική του συγκεκριμένου ρήγματος όσο και από την αποδοχή του ενός από τα δύο κύρια επίπεδα που υποδεικνύει παρόμοια μετακίνηση στην εστία. Η μετακίνηση αυτή είναι οριακή, δηλαδή δεν εμφανίστηκε σε μεγάλο μήκος και δεν είχε σημαντικό άλμα , όπως άλλωστε αναμένεται από το μέτριο μέγεθος του σεισμού. Εντυπωσιακό είναι ότι παρόμοιες παλαιότερες μικρομετακινήσεις εμφανίζονται τόσο στην συγκεκριμένη θέση για περισσότερο από 1 km, όσο και σε αντίστοιχα μήκη στη θέση Κάστρο Φυλής και βόρεια των Άνω Λιοσίων, οριοθετώντας ουσιαστικά το ενεργό ρήγμα της Φυλής για περίπου 5-8 km. Οι μετατοπίσεις αυτές είναι τυπικές συνσεισμικές της τάξης 6-12 cm και σε συνδυασμό με το ορατό μήκος του ρήγματος προσδιορίζουν αντίστοιχα μεγέθη παλαιοσεισμών της τάξης M_s =6.0 σύμφωνα με τις σχέσεις μεγέθους / μετακίνησης των Wells and Coppersmith (1994) και Pavlides et al. (2001).

Οι εδαφικές αστοχίες που παρατηρήθηκαν είναι δύο κατηγοριών: μικρής κλίμακας κατολισθήσεις και τοπικές καταπτώσεις λίθων. Οι θέσεις έχουν προσδιοριστεί με τη συνδυασμένη χρήση τοπογραφικών χαρτών και φορητών δεκτών GPS Magellan ακρίβειας 60-70 μέτρων. Αν και η εμφάνιση τέτοιων αστοχιών εξαρτάται σημαντικά από τοπικούς παράγοντες, όπως οι μορφολογικές κλίσεις και ο βαθμός διάβρωσης των επιφανειακών πετρομάτων, η πιο σημαντική παράμετρος που καθορίζει την κύρια ζώνη τέτοιων εμφανίσεων είναι ο ισχυρός εδαφικός κραδασμός. Η πλειονότητα αυτών των αστοχιών εντοπίζεται στην ζώνη των μέγιστων βλαβών ή πλησίον αυτής. Επίσης, πολύ κοντά στα τμήματα του ρήγματος της Φυλής όπου μετρήθηκε η πιθανώς συνσεισμική μετακίνηση, παρατηρήθηκαν τοπικές αναπηδήσεις λίθων που προσφέρουν έμμεση μαρτυρία ότι η κατακόρυφη συνιστώσα της εδαφικής επιτάχυνσης πρέπει να προσέγγισε το 1g στις συγκεκριμένες θέσεις. Παρόμοια φαινόμενα έχουν περιγραφεί στο παρελθόν σε άλλες σεισμογόνες περιοχές της Γης .

4. ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΤΩΝ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ ΚΑΙ ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Τα κύρια αποτελέσματα που προκύπτουν συνοψίζονται στα εξής:

4.1. Οι μηχανισμοί γένεσης του κύριου σεισμού υποδεικνύουν ότι η διάρρηξη ήταν κανονική, με ΔΒΔ – ΑΝΑ διεύθυνση και με κλίση ή προς τα ΝΔ ή προς τα ΒΑ. Παρόμοιοι είναι και οι μηχανισμοί γένεσης της πλειονότητας των μετασεισμών.

4.2. Τα επίκεντρα των μετασεισμών των πρώτων ημερών μετά τη γένεση του κύριου σεισμού διατάσσονται σε περίπου ελλειπτική ζώνη με μέγιστο άξονα διεύθυνσης ΔΒΔ – ΑΝΑ . Επιλεκτική διάταξη επικέντρων σε άλλες διευθύνσεις δεν παρατηρήθηκε.

4.3. Δύο είναι τα ρήγματα με επιφανειακή εμφάνιση που θα μπορούσαν να συνδέονται με τον κύριο σεισμό. Το κανονικό ρήγμα της Φυλής, ΔΒΔ – ΑΝΑ διεύθυνσης, οριοθετεί τη βορειοανατολική πλευρά της ζώνης των μετασεισμών και εμφανίζει εντυπωσιακές επιφάνειες ολίσθησης (καθρέφτη) με εμφανείς γραμμώσεις, που προκλήθηκαν από τεκτονική μετακίνηση σε νεοτεκτονικό και ίσως σε ιστορικό χρόνο. Το ρήγμα του Θριάσιου Πεδίου διατάσσεται σχεδόν παράλληλα με το ρήγμα της Φυλής, είναι εμφανές σε δορυφορικές εικόνες , αλλά μορφοτεκτονικά εμφανίζεται μόνο με τη μορφή σειράς αλλουβιακών ριπιδίων χωρίς εμφανή επιφάνεια ολίσθησης , δίδοντας την εντύπωση ανενεργού ρήγματος.

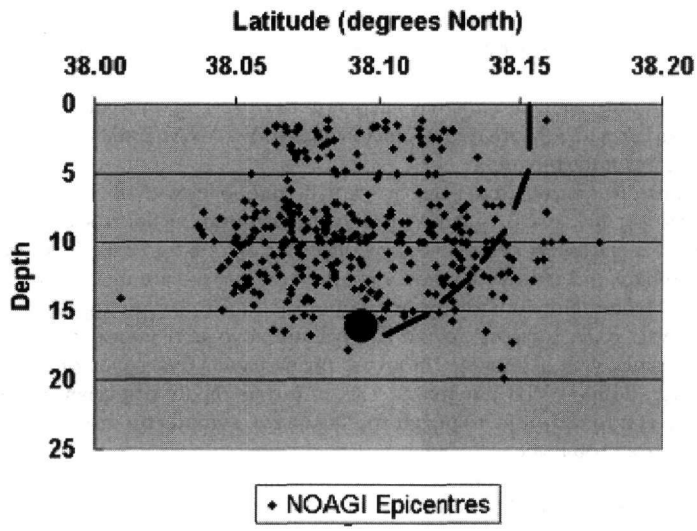
4.4. Οι μέγιστες βλάβες, βαθμού VIII και τοπικά IX , παρατηρήθηκαν στη ζώνη Φυλής – Α. Λιοσίων – Αχαρνών που βαίνει παράλληλα με το ρήγμα της Φυλής και εντοπίζεται στο κατερχόμενο τμήμα του και κοντά στο επιφανειακό του ίχνος.

4.5. Σε ορισμένες θέσεις του ρήγματος της Φυλής παρατηρήθηκε πιθανώς συνσεισμική, οριακή μετακίνηση του κατερχόμενου τεμάχους κατά 3-6 cm. Στις ίδιες θέσεις παρατηρήσαμε επίσης αναπηδήσεις λίθων, γεγονός που υποδηλώνει ότι η κατακόρυφη συνιστώσα της σεισμικής επιτάχυνσης προσέγγισε το 1g, όπως έχει παρατηρηθεί και σε περιπτώσεις σεισμών σε άλλες περιοχές του πλανήτη (π.χ. βλ. Bouchon et al., 2000 για σύντομη ανασκόπηση και νέες παρατηρήσεις). Ακόμη, τοπικές μικροκατολισθήσεις και καταπτώσεις παρατηρήθηκαν κυρίως στην πλειόσειστη ζώνη.

Τα παραπάνω αποτελέσματα ερμηνεύονται πολύ ικανοποιητικά αν δεχθούμε ότι το ρήγμα της Φυλής απετέλεσε τη σεισμογόνο δομή του σεισμού της 7ης Σεπτεμβρίου 1999, άποψη που για πρώτη φορά διατυπώθηκε από τους Pavlides et al. (1999). Πράγματι, η γεωμετρία του και η κινηματική του συμφωνούν απόλυτα τόσο με το ένα από τα δύο κύρια επίπεδα που υποδεικνύουν οι μηχανισμοί γένεσης του κύριου σεισμού, δηλαδή εκείνο που προβλέπει μετακίνηση προς τα ΝΔ του νοτιοδυτικού τεμάχους της διάρρηξης, όσο και με τη γεωμετρία της μετασεισμικής επιφάνειας . Επιπλέον , από τη νεοτεκτονική ανάλυση προέκυψε ότι το ρήγμα της Φυλής πιθανότατα ενεργοποιήθηκε σε πρόσφατο γεωλογικό ή και ιστορικό χρόνο, δηλαδή ότι είναι ενεργό και είχε το

δυναμικό για τη γένεση σεισμού, όπως αυτός της 7ης Σεπτεμβρίου 1999. Η μη εμφάνιση τυπικής , επιφανειακής συνσεισμικής μετακίνησης αιτιολογείται απολύτως από το μέτριο μέγεθος του σεισμού και δεν μειώνει την επιχειρηματολογία υπέρ της ενεργοποίησης του ρήγματος της Φυλής. Εξάλλου, η οριακή μετακίνηση που παρατηρήθηκε, έχει τα γεωμετρικά και κινηματικά χαρακτηριστικά που προβλέπονται αν δεχθούμε ότι το ρήγμα της Φυλής ενεργοποιήθηκε με το σεισμό. Επιπλέον το ίδιο ρήγμα είναι το μόνο στην περιοχή που παρουσιάζει τυπικά χαρακτηριστικά ενεργού ρήγματος. Συνδέεται επίσης με τις περισσότερες εδαφικές παραμορφώσεις (πτώσεις βράχων, εδαφικές διαρρήξεις, αναπηδήσεις λίθων, κτλ.) σε ποσοστό και σε ένταση. Σύμφωνα με τους Tselentis and Zahradnik (2000) , η τομή του επιπέδου του ρήγματος , που καθορίζεται από τους μετασεισμούς που οι ίδιοι κατέγραψαν με ανεξάρτητο φορητό δίκτυο, με την επιφάνεια της Γης συμπίπτει με το επιφανειακό ίχνος του ρήγματος της Φυλής. Αυτό προκύπτει και από την τομή διεύθυνσης B – N (Σχήμα 3) στην οποία έχουν προβληθεί οι εστίες των μετασεισμών που προσδιορίστηκαν από το Γεωδυναμικό Ινστιτούτο. Ακόμη, αποτελέσματα συμβολομετρικής ανάλυσης (Kontoes et al. 2000) συνηγορούν υπέρ του ότι το ρήγμα της Φυλής συνδέεται με το σεισμό της Αθήνας του 1999.

Η αποδοχή ότι το ρήγμα της Φυλής ήταν η σεισμογόνος δομή σημαίνει ότι στο νοτιοδυτικό τέμαχος , που είναι το επικρεμάμενο (κατερχόμενο) , και ιδιαίτερα πλησίον του επιφανειακού ίχνους του, αναμενόταν να παρατηρηθεί η ισχυρότερη εδαφική κίνηση. Πράγματι, παρατηρήσεις σε άλλες σεισμογόνες περιοχές της Γης οδήγησαν στο αποτέλεσμα ότι στο επικρεμάμενο τέμαχος (hanging wall) ρηγμάτων ολίσθησης κατά την κλίση (dip-slip) , και ιδιαίτερα κοντά στο επιφανειακό ίχνος του ρήγματος , η εδαφική κίνηση είναι σημαντικά ενισχυμένη απ΄ ότι στο σταθερό τέμαχος (foot wall) (π.χ. Abrahamson and Somerville 1996 , Allen et al. 1998). Παρατηρήσεις από προηγούμενους σεισμούς που συνδέθηκαν με κανονικά ρήγματα στον Ελλαδικό χώρο, όπως οι σεισμοί της Μυγδονίας λεκάνης (1978), της Μαγνησίας (1980), των Αλκυονίδων (1981) , της Καλαμάτας (1986), της Κοζάνης –Γρεβενών (1995) και του Αιγίου (1995) , δείχνουν ότι κατά κανόνα οι μέγιστες βλάβες εντοπίζονται στο κατερχόμενο τέμαχος του κανονικού ρήγματος, γεγονός που έμμεσα παραπέμπει στο παραπάνω αποτέλεσμα. Το ίδιο ενισχύεται και θεωρητικά από τα αποτελέσματα της αριθμητικής προσομοίωσης της σεισμικής κίνησης που δημοσίευσαν πρόσφατα οι Oglesby et al. (2000).



Σχήμα 3. Όπως το Σχήμα 2 σε διεύθυνση B –N, δηλαδή περίπου κάθετα στο ρήγμα της Φυλής του οποίου η συνέχεια της επιφανειακής εμφάνισης σε βάθος είναι υποθετική και συμβολίζεται με τη διακεκομμένη γραμμή.

Δεχόμενοι αυτό το μοντέλο της ασύμμετρης διανομής της ισχυρής σεισμικής κίνησης , μπορούμε να ερμηνεύσουμε χωρίς δυσκολία τον εντοπισμό της πλειόσειστης ζώνης, αλλά και της πλειονότητας των εδαφικών αστοχιών, στο κατερχόμενο τμήμα του ρήγματος της Φυλής , κοντά στο επιφανειακό ίχνος και παράλληλα με αυτό. Για τους αντίθετους λόγους δεν μπορεί να υποστηριχθεί ότι ο κύριος σεισμός συνδέται με ενεργοποίηση του ρήγματος του Θριασίου Πεδίου. Πράγματι, η πλειόσειστη περιοχή βρίσκεται στο ανερχόμενο τέμαχος αυτού του ρήγματος (Σχήμα 1), δηλαδή εκεί όπου θα αναμενόταν η σεισμική κίνηση να είναι μειωμένη. Εξάλλου, δεν έχουν βρεθεί ενδείξεις ότι το ρήγμα αυτό είναι ενεργό, ούτε συνσεισμική μετακίνηση και εδαφικές

αστοχίες εμφανίστηκαν στην περιοχή του εξαιτίας του σεισμού της 7 - 9- 1999. Ακόμη, αν το ρήγμα αυτό ήταν εκείνο που ενεργοποιήθηκε , τότε η εστία του σεισμού, βρισκόμενη σε βάθος 10-17 km θα έπρεπε να βρίσκεται κατά πολύ νοτιότερα ώστε να συμφωνεί με την προς τα ΝΑ κλίση του ρήγματος, λαμβανομένου επιπλέον υπόψη ότι η γωνία κλίσης μειώνεται με το βάθος.

Απομένει η εξέταση της περίπτωσης ο σεισμός να συνδέεται με κάποιο «τυφλό ρήγμα» , δηλαδή χωρίς επιφανειακή μορφοτεκτονική εκδήλωση. Σ' αυτή την περίπτωση , και ειδικότερα αν το ρήγμα βρίσκεται σε βάθος μεγαλύτερο του 1 km, σύμφωνα με τα αποτελέσματα των προσομοιώσεων των Oglesby et al. (2000) δεν είναι δυνατόν να υπάρξει σημαντική επίδραση στην επιφάνεια , και συνεπώς δεν αιτιολογούνται εύκολα όλες εκείνες οι παρατηρήσεις που μαρτυρούν πολύ ισχυρό εδαφικό κραδασμό στην πλειόσειστη περιοχή. Επιπλέον, δεν υπάρχουν άλλης κατηγορίας παρατηρήσεις που να συνηγορούν υπέρ της αποδοχής ενός «τυφλού ρήγματος» , σε εφελκυστικό περιβάλλον (κανονικά ρήγματα) και σε τόσο μικρή απόσταση μεταξύ δύο νεοτεκτονικών ρηγμάτων, που να συνδέεται γενετικά με τον σεισμό της 7 – 9 – 1999. Ο όρος "τυφλό ρήγμα" είναι καταλληλότερος για περιοχές συμπιεστικού νεοτεκτονικού πεδίου (Yeats 1986), κυρίως σε πυρήνες ενεργών αντικλίνων που δεν επιτρέπουν την επιφανειακή εκδήλωση των ρηγμάτων.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

ABRAHAMSON, N. AND SOMERVILLE, P. , 1996. Effects of the hanging wall and footwall on ground motions recorded during the Northridge earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, S93-S99.

ALLEN, C.R., BRUNE, J.N., CLUFF, L.S. AND BARROWS, A.G., 1998. Evidence for unusually strong narfield ground motion on the hanging wall of the San Fernando fault during the 1971 earthquake. *Seism. Res. Lett.*, 69, 524-531.

BOUCHON, M., GAFFET, S., CORNOU, C., DIETRICH, M., GLOT., J.P., COURBOULEX, F., CASERTA, CULTRERA, G., MARRA, F. AND R. GUIGUET, 2000. Observations of vertical ground accelerations exceeding gravity during the 1997 Umbria-Marche (central Italy) earthquakes,. *J. of Seismology*, 4, 517-523.

DAS, S. AND AKI, K. , 1977. Fault planes with barriers: a versatile earthquake model. *J. Geophys. Res.*, 82, 5658 – 5670.

GANAS, A., PAPADOPOULOS, G. AND S.B. PAVLIDES, 2001. The 7 September 1999 Athens 5.9 Ms earthquake: remote sensing and digital elevation model inputs towards identifying the seismic fault. *Int. J. Remote Sensing*, 22,1,191-196.

ΙΓΜΕ, 1980. Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδας, Φύλλο «Αθήναι-Ελευσίς» (1:50.000), Αθήνα.

KONTOES, C., ELIAS, P., SYKIOTI, O., BRIOLE, P., REMY, D., SACHPAZI, M., VEIS, G., KOTSIS, I. 2000 Displacement field and fault model for the September 7, 1999 Athens earthquake inferred from radar satellite ERS2 interferometry *Geophys. Res. Lett. 27, 3989*

LOUVARI, E. & KIRATZI, A. , 2000. Source parameters of the September 7, 1999 Athens (Greece) earthquake based on teleseismic data. *J. Balkan Geoph. Soc.* (in press).

OGLESBY, D.D., ARCHULETA, R.J. AND S.B. NIELSEN, 2000. The three-dimensional dynamics of dipping faults. *Bull. Seismol. Soc. Am*, 90, 616-628.

PAPADIMITRIOU, P., KAVIRIS, G. AND K. MAKROPOULOS, 1999. Evidence of shear-wave splitting in the eastern Corinthian Gulf (Greece), *Phys. Earth Planet. Inter.*, 114, 3-13.

PAPADIMITRIOU, P., KAVIRIS, G., VOULGARIS, N., KASSARAS, I.DELIBASIS, N. AND MAKROPOULOS, K. , 2000. The September 7, 1999 Athens earthquake sequence recorded by the cornet network: Preliminary results of source parameters determination of the mainshock. *Ann. Geol. Pays Hellen. Memoire* J. Drakopoulos, 1e serie, T. XXXVIII, Fasc, B. 29-39.

PAPADOPOULOS, G.A., I. BASKOUTAS , G. CHOULIARAS , G. DRAKATOS , I. KALOGERAS , V.KARASTATHIS , M. KOUROUZIDIS, I. LATOUSSAKIS, D. MAKARIS, N. MELIS, G. PANOPOULOU, D.PAPANASTASSIOU, I. PAPPIS, S. TASSOS, A. PLESSA AND G. STAVRAKAKIS. Seismological aspects of the Athens earthquake of 7th September, 1999: Preliminary results, *1st Conf."Advances on Natural Hazards Mitigation-Experiences from Europe and Japan", Programme – Abstracts- Reports, Athens 3-4 November, 1999, 73-79.*

PAPADOPOULOS G.A., DRAKATOS G., PAPANASTASSIOU D., KALOGERAS, I. AND STAVRAKAKIS,G. ,2000. Preliminary results about the catastrophic earthquake of 7 September 1999 in Athens, Greece. *Seismol. Res. Letters*, 71, 318- 329.

PAPADOPOULOS G.A., DRAKATOS G., PAPANASTASSIOU D., KALOGERAS, I. AND STAVRAKAKIS,G., 2001. Preliminary results about the catastrophic earthquake of 7 September 1999 in Athens, Greece – Erratum.

Seismol. Res. Letters, 72, 73.

PAVLIDES, S., G.A. PAPADOPOULOS, AND A. GANAS, 1999. The 7th September 1999 unexpected earthquake of Athens: Preliminary results on the seismotectonic environment, *1st Conf. Advances in Natural Hazards Mitigation: Experiences from Europe and Japan, Programme-Abstracts-Reports, Athens, 3*-4 November, 1999, 80-85.

PAVLIDES, S., CAPUTO, R., AND CHATZIPETROS, A. , 2000. Empirical Relationships among Earthquake Magnitude, Surface Ruptures and Maximum Displacement in the Broader Aegean Region. *Proc. 3rd igcem (Intern Geolog. Congress on the Eastern Meditter.) Nikosia -Cyprus Sept. 1998 (under publication).*

TSELENTIS G.A. AND ZAHRADNIK, J. , 2000. Aftershock monitoring of the Athens earthquake of 7 September 1999, *Seism. Res. Lett.,* 71, 330-337.

VOULGARIS, N., KASSARAS, I., PAPADIMITROU, P. DELIBASIS N., 2000. Preliminary results of the Athens September 7, 1999, Aftershock sequence. *Ann. Geol. Pays Hellen.* Memoire J. Drakopoulos, 1e serie, T. XXXVIII, Fasc, B. 51-62.

WELLS, D.L. & COPPERSMITH, K.J. 1994. New empirical relationnships among magnitude,rupture length, rupture area, and surface displacement. *Bull. Seism. Soc. Am.,* 84, 974-1002.

YEATS, S. R.. 1986. Active Faults Related to Folding. In "Active Tectonics" Studies in Geophysics, *Nat. Acad. Press,* Washington D.C.,63-79.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/4, 1465-1472, 2001 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/4, 1465-1472, 2001
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

IMPLICATIONS OF PALEOSEISMOLOGY IN SEISMIC HAZARD ANALYSIS IN NW CRETE AND KYTHIRA STRAIT (GREECE)

C. ANDREOU[1], V. MOUSLOPOULOU[1], I. FOUNTOULIS[1], K. ATAKAN[2]

ABSTRACT

The scope of this paper is to study how geological data contribute to hazard analysis and the extent to which they can be incorporated in the existing hazard models. For this reason the study area was divided into area source zones and the paleoseismological data collected and studied on the Kera fault zone, in Chania, Crete, were taken into account. The seismic hazard was calculated with CRISIS99, using a combination of the Poissonian and the characteristic earthquake model. The data from the Kera fault affect slightly the calculation of seismic hazard. It is suggested that more paleoseismological data and a good attenuation relationship for the area, would lead to the development of hazard models capable to incorporate geological information and it would improve the quality of seismic hazard analysis.

KEY WORDS: Hazard analysis, paleoseismology, active fault, Poissonian distribution, characteristic earthquake.

1.INTRODUCTION

The work presented in this paper concerns an effort to incorporate paleoseismological data in seismic hazard analysis. The study area includes western Crete and Kythira strait (**Fig.1**). It is particularly interesting because it is located adjacent to the trench of the Hellenic arc-trench system. The island of Crete is located exactly where the arc changes direction from NW-SE, on the western side, to NE-SW in the east. Tectonic data such as slip rate, recurrence interval, elapsed time, displacement per event and fault geometry contribute to hazard analysis through various hazard models. The contribution of paleoseismic data to hazard analysis and to neotectonic research varies in importance within different tectonic environments and depending on the model used. In this paper, geological information derived from the investigation of an active fault studied by Mouslopoulou et al., (2000) was used to estimate the maximum magnitude and recurrence interval from field measurements and earthquake age respectively.

2.DATA USED

a) Earthquake catalogue

Seismicity data are the basis of a seismic hazard analysis, although it covers very short time periods when compared to geological data. This study is based on a catalogue provided and compiled from the Geodynamic Institute of the National Observatory of Athens. The compilation is based on the following catalogues:

From 1901 until 1963, the catalogue by Macropoulos and Burton (1981) is used, and magnitudes are estimated as Ms.

From 1964 until 1999 the catalogue comprises of the instrumental records from the National Observatory of Athens. All magnitudes were already converted to Ms, so, there was no need for further convertion in the context of this study.

The historical catalogue by Papadopoulos and Vassilopoulou (1998), is also taken into account.

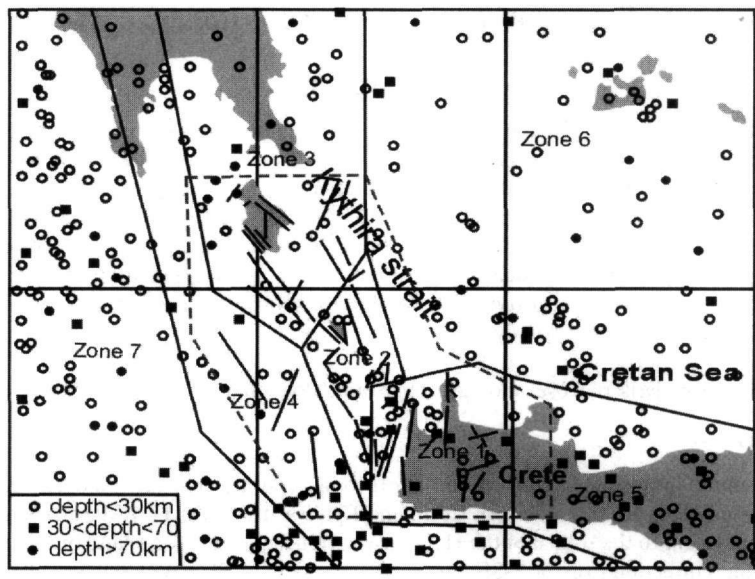
The use of Ms magnitude is justified for the purpose of this analysis as the range of magnitudes used (4.5-7.4) is well represented by Ms scale. Ms saturates at about 7.0.

The catalogue comprises of 24.563 events in the area: 34.00΄I-38.00΄IN and 20.00΄I-28.00΄IE. The maximum magnitude for the entire catalogue (in this region) is 7.4 and the minimum around 3.0. The reliability of the source parameters defined by the Geodynamic institute of Athens, has been improved considerably during the

1. University of Athens, Faculty of Geology Dept of Dynamic Tectonic Applied Geology, Panepistimiopolis Zografou 157 84 Athens, Greece (fountoulis@geol.uoa.gr)
2. Institute of Solid Earth Physics, Univ. of Bergen, Norway (Kuvvet.Atakan@ifjf.uib.no)

present decade. During the last 15 years, earthquakes are located with a horizontal accuracy of 15-20 km, when there is no important azimuthal gap. Focal depth is defined with an accuracy of ±20km. In the area of study, the error is likely to be greater, because of the large azimuthal gap of the seismic network and the complicated structure which results in various ways of absorption and geometrical spreading along different paths (Andreou, 2000).

Fig.1: The study area, including the epicentres of the complete part of the catalogue, the active faults (Lyberis,



Angelier et al., 1992), the area sources, and the polygone for which, hazard is calculated.

b) <u>paleoseismological investigation on the kera fault zone</u>

The results of the study on the Kera fault zone (Mouslopoulou V. et al. 2000) provided the basis for the definition of recurrence intervals and slip rate in hazard analysis. The fault zone is located close to the village of Kera, southeast of Kastelli. The Kera fault represents the 5km long middle segment of a N-S orientated fault system, which reaches a total of 30 km. The strike of the fault is 036΄I-045΄I N, the dip is 70΄I-78΄I NW and the slip is 20°-24° WNW. For the three most recent events that were identified, the estimation of the initial scarp height and maximum magnitudes are presented in the table below:

Table 1: The "initial scarp height" for the Kera fault (Mouslopoulou V. et al 2000).

EVENT	"initial scarp height"	Maximum magnitude
1	2.4 m	6.8 M
2	3.4 m	7 M
3	0.5 m	6.4 M

The total initial scarp height measured is 6.3m. The scarp height can approximate the displacement on the fault scarp. Assuming that the last 3 events happened in Holocene, an average slip rate of 0.63mm/year is estimated. Based on these results, a mean recurrence interval of 10.000:3= ~3.300 years can be calculated for these three events.

In hazard analysis, a recurrence interval of 3.000 years was assumed for a characteristic earthquake of magnitude 6.5 (see table 7.2). The mom_slip program (H. Bungum, pers. com.) provides a way to evaluate this recurrence period, given the slip rate of 0.63mm/yr.

c) The distribution of active faults

The distribution of active faults in the area of interest, both on land and offshore, is taken from Lyberis, Angelier et al (1982). The identification of active faults is mainly based on a detailed bathymetry map.

3. METHOD OF APPROACH

a) Processing the earthquake catalogue

The completeness of this catalogue has been checked with SEISAN (Havskov, 1999) program and with magnitude-frequency diagrams. The results of the completeness analysis are presented in table 2

Table 2: Results of completeness analysis

Range of Magnitudes	Complete since the year
Ms ≥4.0	1978
Ms ≥4.5	1964
Ms ≥5.0	1950
Ms ≥6.0	1910

The area of interest for the hazard analysis is: 35.00 – 37.00 N and 22.00 – 24.00 E.
The complete part of the catalogue in this area comprises of 332 events (1964-1999) of magnitude Ms>4.5.

b) Definition of lower and upper bound magnitudes

- The minimum magnitude assigned to all sources is 4.5 i.e.: the threshold magnitude above which the catalogue is considered complete.
- Max. magnitudes are estimated for each zone, using the regression by Wells and Coppersmith (1994), which yields the equation M=5.08+1.16*log(SRL) and measuring the fault lengths from Lyberis and Angelier (1982).

Table 3: The maximum magnitude derived from the historical catalogue and from the empirical relationship by Wells and Coppersmith (1994).

Seismic Source	Mmax (Ms) observed	Mmax (Ms) from Historical catalogue	Maximum fault Length (km)	Mmax (Mw) Wells & Coppersmith (1994)
W.Crete zone	6.6	6.8	44	7
Antikythira zone	5	6.85± 0.65	28	6.7
Kythira zone	6.1		50	7.0
Outer zone	6.1	8.39± 0.2	28	6.7

c) Identification of seismic source zones

A seismic source zone is defined as a seismically homogeneous area, in which every point within the source zone is assumed to have the same probability of being the epicentre of a future earthquake. The identification of sources is done using both geological and seismological criteria and it is based on the following basic principles.

- The zones should be extended outside the polygon in which hazard is computed in order to cover all areas where seismicity can have influence on the seismic hazard, which normally means 200-300 km around the sites.
- They should be defined as areas with homogeneous seismic characteristics.
- The existence of a boundary is decided based on the most dominant tectonic or seismic features, taking into account the location uncertainty of the earthquakes as well as the uncertainties of the fault location –especially offshore. In this case the en-echelon arrangement of the offshore faults, in Kythira strait was the basis

of defining the Kythira and Antikythira area sources.

- Zonation should allow for differences in focal depth. In this case, two zones defined as dipping planes, account only for the deepest earthquakes, which are related to subduction.
- For the areas where there is no mapping of faults, 3 background zones are defined to model the earthquakes of these areas.

The zones 1-7 include events shallower than 30 km, which are not related to the subduction. The mean depth used for these zones is 15 Km since the resolution in the depth of the epicentres does not permit to assign different depth to each zone. Zones 8 and 9 include the deeper earthquakes that are probably related to the subduction. The depth distribution of the earthquakes indicates that the depth increases towards NE direction. However the subduction zone cannot be clearly identified.

The zones 1-9 are referred to as (Fig.1):Zone 1: W. Crete, Zone 2: Antikythira Zone 3:Kythira, zone 4:outer zone, Zone 5- background-1, zone 6: background-2, Zone 7: background-3, Zone 8:subduction-1, zone 9:subduction-2.

c) Attenuation relationship

Many relationships were initially considered but the ones chosen for the purposes of this paper the attenuation relationship used are Theodoulides and Papazahos (1992) and Sadigh (1997). Theodoulides and Papazahos (1992) was preferred because it is partly based on Greek data. Sadigh's relationship is derived for a seismotectonic environment very different than that of the study area (strike-slip and reverse faults). However, it is chosen for this paper because it is the one used in the assessment of earthquake hazard in Turkey and neighbouring regions-including Greece- which is conducted in connection with the Global Seismic Hazard Assessment programme (GSHAP). Ideally, in order to judge and compare properly all relations and chose the "best", one should know the data on which each one is based.

d) Input models

The assessment of seismic hazard was made, using different models and different attenuation laws, in order to compare the results. In all models, the hazard is computed for the polygon shown in **Fig.1**. This polygon encloses the area where both mapped faults and earthquake records exist. The sites of Kastelli and Chania, which are very important in this study since they consist the most densely populated towns in the area, are included in this polygon, as well as the islands of Kythira and Antikythira.

- model 1- Poisonnian: All 9 area sources are included in this model. The parameters required in CRISIS99 for the Poissonian model are shown in Table 4.
- model 2- Characteristic earthquake model: The parameters required for the characteristic earthquake model in CRISIS99 (Ordaz, 1991) are presented in table5

The time elapsed since the last occurrence is chosen as a conservative rough assumption. In the historical catalogue of Papadopoulos and Vassilopoulou (1998) for Western Crete and Kythira strait, there is no event that could be directly connected to Kera fault. This might be an indication that the elapsed time since the last event is large because the catalogue is including earthquakes since antiquity (A.D. 365). However, the possibility that large historical events in the area still remain unknown should not be excluded. D(N) and F(N) are parameters defining the expected magnitude as a function of time, as in the slip-predictable model. The standard deviation is that of Wells and Coppersmith (1994).

Table 6 summarises the models described above.

e) mom_slip program: fault activity from slip-rates

Hilmar Bungum (pers. com.) has refined and in some extend developed some utility programs which are very useful in quantifying earthquake activity on faults with sensitivity tests.

Table 7 shows the parameters used in this program and the values defined for the hazard analysis of this study.

Table 4: Parameters for the Poissonian model

Seismic Source	events since 1964	Frequency (events/year)	Depth average (km)	Bvalue fixed	Mmin	Mmax (calculated and selected)
1.W.Crete zone	18	0.510	~15	1.00	4.5	7.0
2.Antikythira zone	15	0.428	~15	1.00	4.5	6.7
3.Kythira zone	29	0.828	~15	1.00	4.5	7.0
4. outer zone	53	1.514	~15	1.00	4.5	6.7
5.background1	55	1.500	~15	1.00	4.5	7.0
6.background2	44	1.200	~15	1.00	4.5	6.5
7.background3	113	3.228	~15	1.00	4.5	7.0
8.subduction1	21	0.600	0-35	1.00	4.5	7.0
9.subduction2	33	0.942	35-999	1.00	4.5	7.0

Table 5: Parameters for the characteristic earthquake model

Seism. Source	Return period between characte-ristic earth-quakes	Time elapsed since the last occurrence of a characteristic earthquake	D(N)	F(N)	Standard deviation of the magnitude of characteristic earthquake	Minimum possible magnitude of characteristic earthquake	Maximum magnitude of characteristic earthquake
Kera fault line	3000	2800	6.5	0.0	0.28	6.5	7.0

Table 6: Summary of the input models

	PARAMETERS		
MODEL	Attenuation model	Sources	Earthquake occurrence process
1a	Papazachos & Theodoulides (1992)	All area-sources	Poissonian
1b	Sadigh (1997)	All area-sources	Poissonian
2a	Papazachos and Theodoulides (1992)	All area-sources and Kera fault-line	Poissonian and characteristic earthquake
2b	Sadigh (1997)	All area-sources and Kera fault-line	Poissonian and characteristic earthquake

The program runs for a reference magnitude of 4.5 and the result is that a return period of 3.000 years for a 6.6 magnitude is required to produce the slip rate of 0.63mm/years.

Table 7: The input parameters of the mom_slip program

RARAMETER	VALUES
Slip rate (mm/yr)	0.63
Fault length range: min/max/increment (km)	5.00 50.00 2.50
b-value in log(N)=a-bM	0.60 (common for faults)
Reference magnitude for N-value calculation	4.50
Magnitude type (1:Mw, 2:Ms, 3:User defined)	2
Fault area / maximum mag. relation: log(Af)=a+b*Mmax	-3.49 0.91
Slip / fault length (aspect) ratio	0.600E-04
Fault length / width factor (a)	1.5 (30:20)
Shear modulus (μ)	0.330E+12 (average crustal value)

4. RESULTS

For all the models, a map is produced showing the values of Peak ground acceleration for a return period of 475 years (**Fig 2**). The table below shows the P.G.A. values for the sites of Kastelli and Chania.

Table 8: Summary of the results for the sites of Kastelli and Chania

	Peak Ground Acceleration (475 years) cm/sec^2			
	Model 1a	Model 1b	Model 2a	Model 2b
Kastelli	465	300	470	310
Chania	420	290	420	290

5. DISCUSSION AND CONCLUSIONS

Geological data were incorporated in this study through the following ways:

a) Rupture length-magnitude relationships were used to infer the maximum magnitude, which was used as an input to hazard assessment (Table 3)

b) The recurrence interval for the characteristic earthquake model was calculated from the cumulative slip on the Trenches investigated on the Kera fault. Estimations yielded a recurrence interval of approximately 3000 years for a characteristic earthquake of magnitude 6.5.

The results of the different models used as an input to hazard assessments lead us to the conclusion that the extent to which geological information contributes to the assessment of hazard in an area depends on the quantity and quality of data collected and also on the means (the model) by which the data are interpreted. The use of Poissonian model, although many authors consider it, as the most reliable existing model, does not leave much space for fault specific assessments. The use of characteristic earthquake model is far more fault-specific but it is based on a concept, which has been subjected to extensive debate and on restricted data.

In this study, the paleoseismological data were incorporated through a combination of the Poissonian and the characteristic earthquake model. The reason for doing so, is to be able to use the fault lines instead of area sources and at the same time take into consideration the subduction by including two dipping planes (area-sources) with the average dip of the Benioff zone in the area. Of course, in this case, the results reflect the drawbacks of both models but the combination of models is an approach used by many authors (Youngs and Coppersmith, 1985). If the hypothesis of a seismic gap is valid (e.g. Wyss 1980,1981), Poissonian model would lead to an underestimation of hazard in the area of Kythira strait. The information derived on the Kera fault, increased the hazard in Kastelli by 5-10 gal. Apparently, if more seismological data, from other active faults in the area were available their influence to the final result would be even greater.

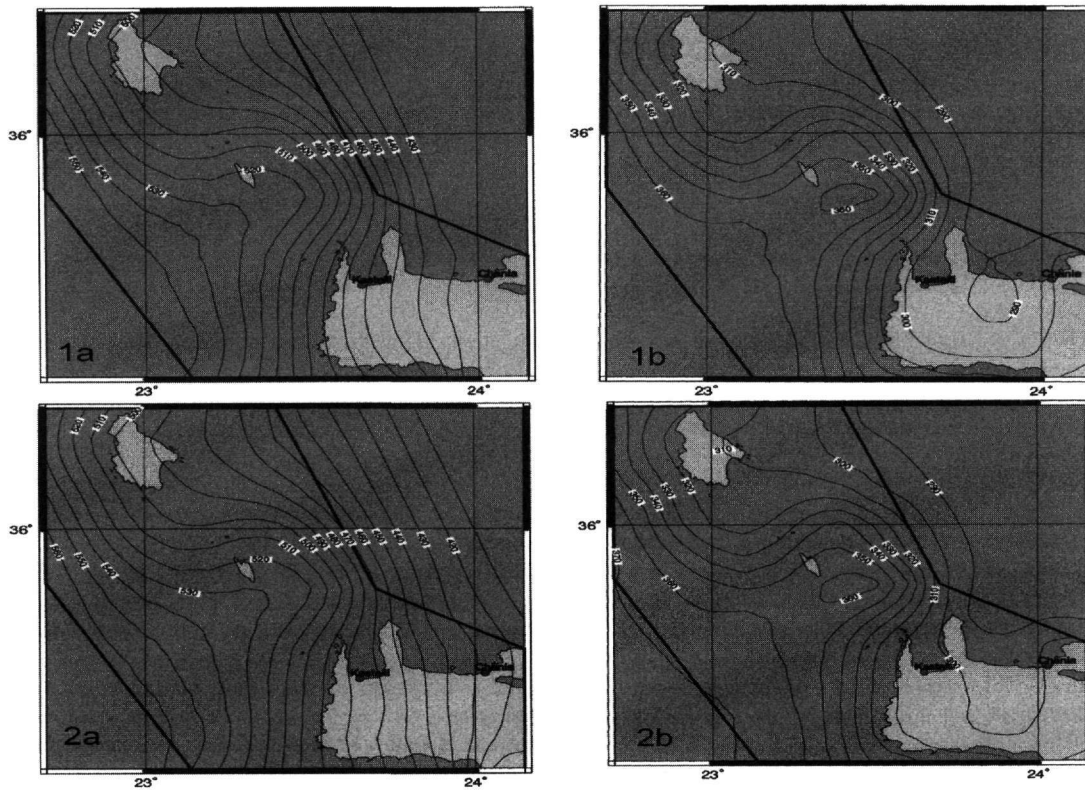


Fig 2: Hazard maps for models 1a, 1b, 2a, 2b respectively. The resulting curves show Peak Ground Acceleration calculated with Sadigh (1997) relationship for a return period of 475 years. The curve intervals are 10 gal

The characteristic earthquake model is the only widely used model, which permits the incorporation of geological data. However, in this study, it would require data from many other active faults. Andreou (2000) extrapolated the results on the Kera fault to all the active faults in the area and applied the characteristic earthquake model. The results yielded were unreasonably high, a fact which reflected the lack of data and not the inefficiency of the model. Although the absolute values were obviously overestimated, they could indicate the different distribution of values when using this model. The use of more geological and paleoseismological information on the area would be required so that the results of these models would give a reliable estimation of the hazard on the area.

The Poissonian and the characteristic earthquake models are the most widely used but not the only existing ways of approaching hazard analyses. Scientists have proposed various fault behaviour and eathquake recurrence models as well as different ways of approaches in order to improve future hazard analyses. Which of all the proposed distributions, fault behaviour models and different approaches is appropriate for earthquake recurrence or whether different types of faults obey different distributions is still uncertain and should be addressed in the future in more detail. In order to address this problem, collection of additional paleoseismological data is required in collaboration with neotectonic studies. The acquisition of more such data in the future would permit a better evaluation of the various models proposed and could lead to the creation of a behavioural model which will incorporate geological data in a reliable way that can be used in future seismic hazard estimations.

The absolute values of ground motion depend on the attenuation relationship, regardless of the model used. The relationships used in this study yielded very different results. None of these relations is based on data from the study area. The results derived with Papazachos and Theodoulides (1992) relationship are considered the most reliable among those used because the relationship is partly based on data from Greece. However, this relationship, too, accounts for the subduction using data from Japan and Alaska. The seismotectonic and crustal structure uniqueness of the study area illustrates the need to acquire a relationship with near-field strong motion data coming from this area.

REFERENCES

AMBRASSEYS, N. N., 1981. On the long term seismicity of the Hellenic arc.
Boll. Teor. Geof. Appl. XXIII, 355-359.

ANDREOU C., 2000. Seismic Hazard Analysis Of Western Crete And Kythira Strait, Institute of Solid Earth Physics, University of Bergen, pp.1-180.

HAVSKOV J., 1999. The SEISAN earthquake analysis software for the IBM PC and SUN, institute of Solid Earth Physics, university of Bergen.

LYBERIS, N., ANGELIER, J. et al., 1982. Active deformation of a segment of arc: the strait of Kythira, Hellenic arc GREECE. *Journal of Structural Geology*, **vol 4**, No 3, 299-311.

MAKROPOULOS, K. and BURTON W., 1981. A catalogue of seismicity in Greece and adjacent areas. *J.R. Astr. Soc.*, **65**, pp. 741-762.

MOUSLOPOULOU et al., 2000. Paleoseismological investigations along the Kera Fault Zone, Western Crete: Implications for seismic hazard assessment, pp.1-130.

ORDAZ, M (1991). CRISIS 1999. Brief description of program CRISIS. Institute of Solid Earth Physics, University of Bergen, Norway, Internal Report, 16p.

PAPADOPOULOS G.A. and VASSILOPOULOU, A., 1998. Historical and Archaeological evidence of earthquakes and Tsunamis felt in the Kythira strait, Greece. *Institute of Geodynamics, NOA publication No* **9.**

Pers. com. H. BUNGUM. Numerical modeling of fault activity, mom_slip and mom_rate programs.

SADIGH et. al. (1997). Attenuation Relationships for Shallow Crustal Earthquakes
Based on California Strong Motion Data, *Seismological Research Letters*, **68,** January/February, 1997).

THEODOULIDES,N. and, PAPAZACHOS, B., 1992. Dependence of strong ground motion on magnitude, distance, site geology and macroseismic intensity for shallow earthquakes in Greece. *Soil Dyn. & Earth. Engn.*, **13**, 317-343.

WELLS, D.L. and COPPERSMITH, K.J., 1994. Empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture area, and surface displacement. Bull. Seism. Soc. Am., 84, 974-1784.

YOUNGS, R. R. and K.J. COPPERSMITH, 1985. Implications of fault slip rates and earthquake recurrence models to probabilistic seismic hazard estimates. Bull. Seism. Soc. *Am.*, **75**, 939-964.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/4, 1473-1478, 2001 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/4, 1473-1478, 2001
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

APPLICATION OF NEW SEISMIC INTERPRETATION FOR EXPLORATION OF CARBONATE TRAPS IN WESTERN ALBANIA

V. BARE[1], V. BARE[1], V. NGRESI[1], L. NGRESI[1], S. NAZAJ[1], M. BAKO[4]

ABSTRACT

The area under studying is situated in the western part of Albania. A number of oilfields within the orogene have been found over the platform. There are analysed a lot of different cases of trapping in carbonate structures.

Application of SeisWork2D is a powerful interpretative tool, that gives us new insight into the subsurface. Subtle details that would be hidden on paper section are revealed on the screen, thanks to color, high-resolution graphics and a wide variety of display options.

Gathered and analysed data consist of exploration and development wells, seismic lines, logs, well testing, geochemical and petrophysical analyses. Some types of the traps are demonstrated practically and are prescribed in conformity with incontestable the facts data. The paper intent to explain main geological factors that influenced in trap formation in carbonate reservoirs and the characteristics of seismic facies on carbonate. The experience shows that it is difficult to explore the traps in a complicated geological framework, where a complex of the geological phenomena's are interfered

KEY WORDS: Orogene, Seismic lines, Trap, Thrust belts, Anticline belts, Tectonic blocks, SeisWork2D Seismic facies.

FACTORS THAT DETERMINE TRAP FORMATIONS IN THRUST BELTS.

Thrust belts are structurally complex with attendant seismic imaging problems

Exploration experience in Albania, show that, Oil bearing problems in carbonate structures can be clarifies, through trapping. Trap formation on carbonate reservoirs is strictly connected with deformation history, erosion, unconformity and other geological phenomenon. Folding is the most important factor on trap formation. Carbonate folding was intensive in Western Albania. Fig. 1

In anticline belts are formed structural traps with a large massive volume of carbonate depositions.

Massive structural traps formed beginning from Late Oligocene to Lower Miocene. It's main phase of the trap formation.

Later the new geological conditions, leads to the reformation of the previous traps and creation of the other types of traps. These new geological conditions are:

Seal of the flysch deposits and a part of carbonate section were eroded.

Changing of the structural plane, caused re-migration.

Hydrodynamic situation affected to one or more screening opportunities: Transgressive laying of the Neogene deposits-over some carbonate structures, influenced on stratigraphic trap formation, see seismic line (Fig. 2,.).

Compressive regime and further over thrusting during Neogene's, of the carbonate core anticlines, led to fault-limited blocks.

Trapping history on carbonate structures involve two main stages:

First, It is anticline structure formation and *Second,* the further deformation-reformation.

Trap formation timing during second stage is in conformity with reservoir characteristics and hydrodynamic barrier formation. Trapping and Oil accumulation on top of carbonate eroded surface made possible due to equivalence of potential energy (bottom water potential and floating force) with above lateral pressure of infiltration water. Oil, being in contact with circulation water, has been biodegraded. It has high density and high pressures gradient of primary immigration.

More important is hydrodynamic trap on Southern Periclinale (Visoka) of the Patos-Verbas anticline. Tortonian deposits lie with unconformity over carbonate Fig 2. Trapping realised due to these factors:

1. Oil & Gas Institute, Geophysicist, Geophysical Department, Fier, Albania

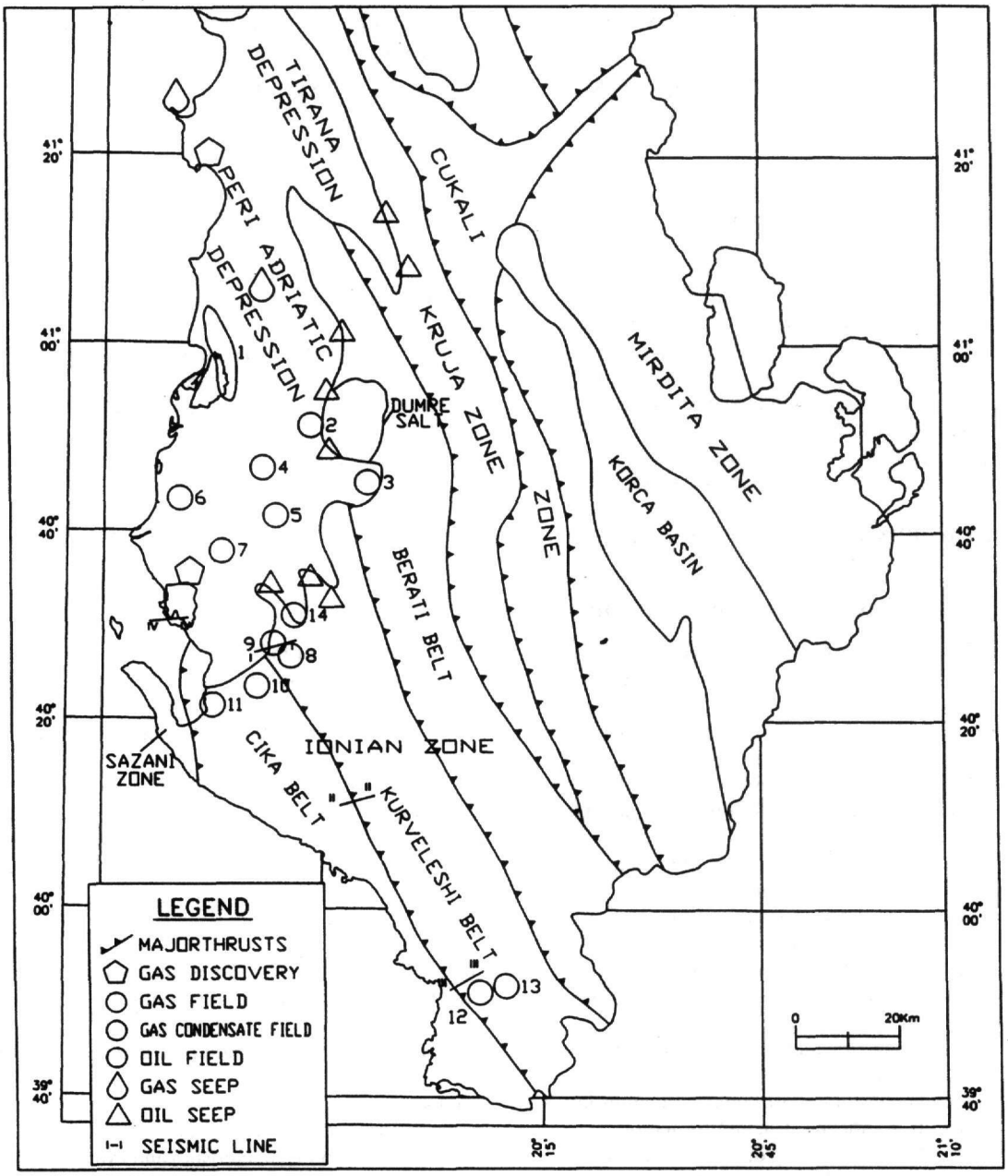


Fig. 1. Tectonic zones and seismic location weatern Albania.

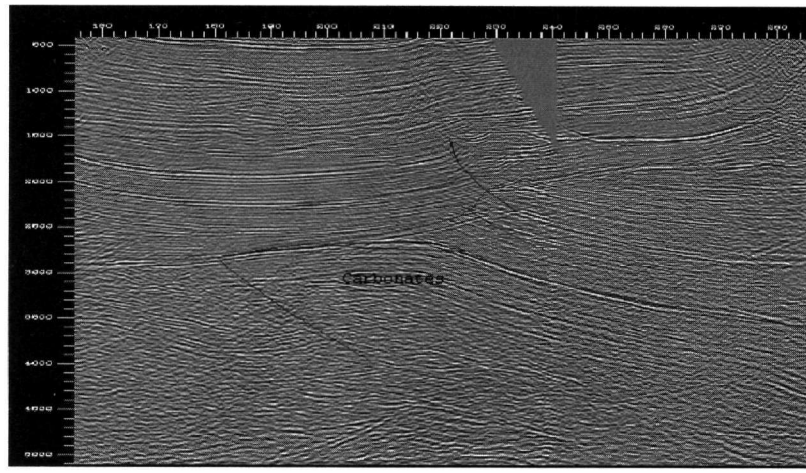


Fig. 2. Seismic line I-I across Patos-Verbasi area

Top carbonate extends with low angle Southward.

Very high Oil density (0.998-1.01 gr/cm3) and viscosity.

Carbonate-Molasses contacts consist less permeable.

Water circulation from outcrop into carbonate.

In conformity to the predominance factors, there created combined traps as follows:

Hydrodynamic-lithologic, hydrodynamic-Stratigraphic merely hydrodynamic, or lithologic-geochemical tectonic block trapping is less spread. It can find only in very complicated geological situation. All the traps related to carbonate reservoirs classified in three groups: massive, combined and tectonic ones.

The first one has structural closure and flysch seal. This type is evidenced encountering carbonate anticlines of Gorishti, Ballshi, Amonica, Saranda etc seismic line Fig. 3, 4.

The second group is dependent on interference of structural-stratigraphic and hydrodynamic factors. They are verified on different part of Patos-Verbasi structure. Their characteristic is generally titled oil-Water Contact seismic line Fig. 2.

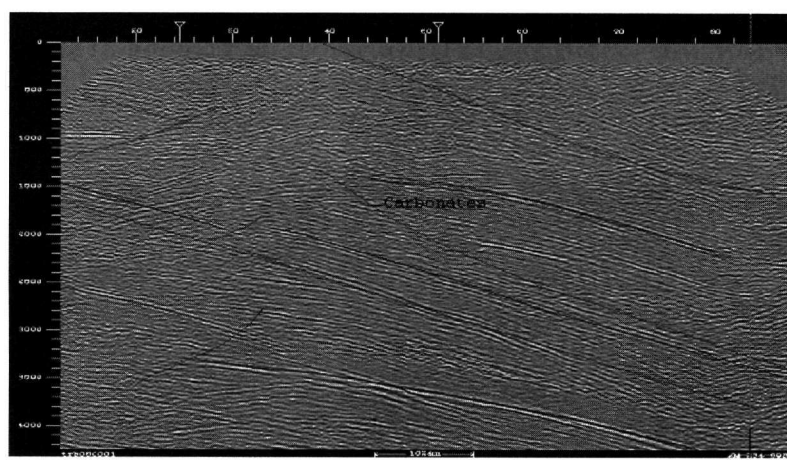


Fig. 3. Seismic line II-II across Amonica area

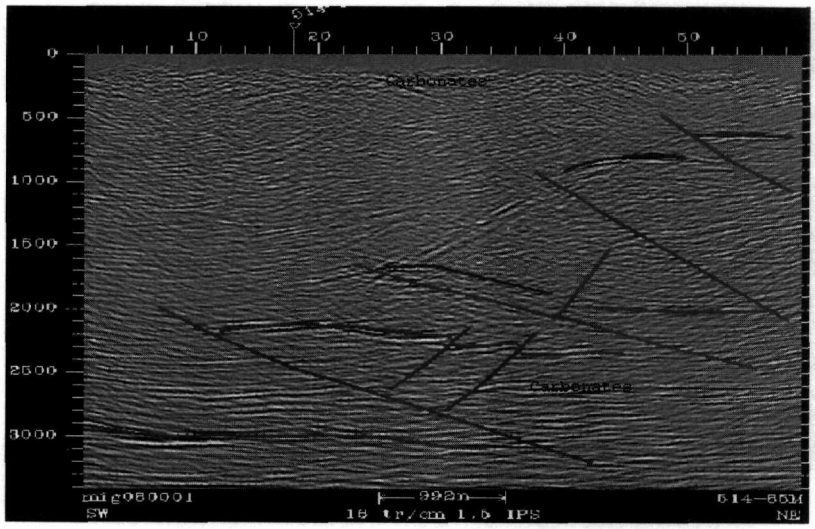


Fig. 4. Seismic line III-III across Saranda area

CHARACTERISTICS OF SEISMIC FACIES BELONG TO OROGENE CARBONATES.

The characteristics of seismic facies for the carbonate section of orogene in the Ionian zone fig. 1,2,3 already are studied.

We have realized internal geometry and external form of seismic facies units, than have combined reflection continuity amplitude and frequency. From our interpretations results the follow characteristics for orogene carbonates: Strong reflections with high amplitude, good continuity with 2-3 phases relatively low frequency about 30Hz, associated by transparent facies above and under the horizon.

In general, for the Ionian zone the top limestone is associated with two other strong distinguishable reflections that are nearly parallel with top of limestone. These horizons belong to the Cretaceous-Jurassic section. More down these horizons predominate a free and chaotic facies. It is characteristic for dolomite deposits of Triassic and perhaps by the presence of the evaporated section in the Lower part of the carbonate section.

CHARACTERISTICS OF THE SEISMIC FACIES OF THE PLATFORM CARBONATES

The top limestone of the platform as we can see from (Fig. 5) is represented by a strong reflection, high amplitude with good continuity and a low frequency (somewhat lower compared

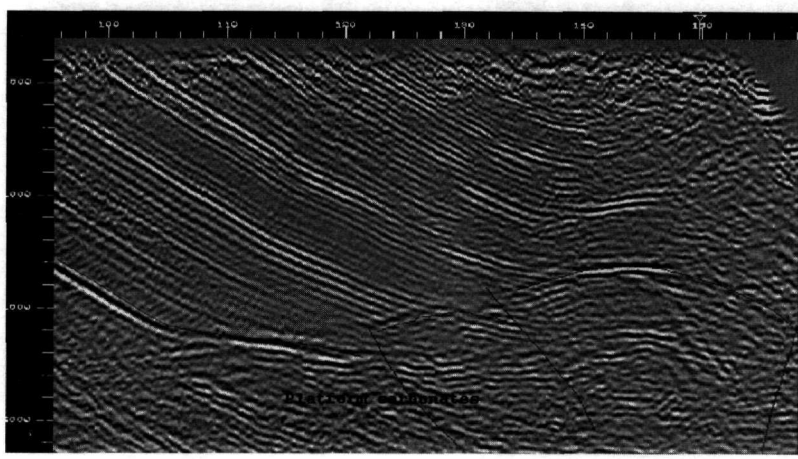


Fig. 5. Seismic line IV-IV, across platform carbonates

To the top limestone of the orogene, again horizon from the top limestone is associated with transparent facies only above it. Under this horizon more discontinuous reflections with high amplitude and free noise, are clearly seen, in seismic (Fig. 5.)

Their internal patterns are sigmoid, sigmoid-oblique hummocky and hummocky clinoform.

It is necessary to say differently to the orogene, the other reflection horizons within the carbonate section are not present. This is a distinguishable feature, which is verified in the known zone of the platform in the south part of offshore Albania.

CONCLUSIONS

In conclusion of the analysis for the geological-geophysical information it can state:

SeisWork2D is powerful interpretative tool for the traps explorations in carbonate.

The main factors of the trapping on carbonate reservoirs in Albania are tectonic, lithologo-stratigraphic and hydrodynamic.

Traps exist not only in classic anticline structures, but they can find and on other complicated situation too.

Combined traps are formed due to interference of different geological pheromones: as erosion, change of structural plane, transgression, lithological changes, oil biodegradation etc.

Main stage of the trap formation is Lower Miocene period. During Pliocene-Pleistocene are formed and reformed new traps, according to the predominance of above-mentioned factors.

Traps tracing in perspective zones of Albania ask detailed analyse of geodynamic and stratigraphic factors.

Our interpretation is based on facies analyses and consequently have interpret continuity of the platform, as a very important object (target) for exploration

REFERENCES

A. FRASHERI, V. BARE, S. BALTADORI, V. VEIZAJ 1995 The contribution of geophysical studies for Oil and Gas explorations on intentions for the future Symposium Albania

J.SKRAMI, V.BARE, LL.MEHILLKA, A.XHELILI, L.COBO 1996. The seismic interpretation for exploration of new target in South Albania. First Congress of Balkan geophysical Society Athens, Greece.

LL. MEHILLKA, V.BARE. L. COBO D.MEHILLKA, V. BARE 1997. Using of the geological Mapping for exploration of new traps (Oil & Gas) in Ionian zone. Applied Geologic Remote Sensing Denver, Colorado, USA 17-19 November 1997.

LL. MEHILLKA, V. BARE, L. ÇOBO, K. JANO 1996. A new solution on evaluation of thrusting scale in Albanides. Europec '96 Milan, Italy.

Q. BRAHIMI, T. KOROVESHI, V. BARE, R. NAÇI, E. SEITAJ, J. SKRAMI, TH. ANDONI, P. SADUSHI, 1989. Methodic study of Carbonate facies. Page 1- 149. Oil and Gas Institute. Fier, Albania.

V.BARE, LL.MEHILLKA, L.ZAIMI, L.COBO, V.NGRESI 1997. The Contribution of Software for Interpretation of new Tectonic Events in the External Albanides. Extended Abstracts 59th EAGE Conference and Technical Exhibition, Geneva, Switzerland.

V. BARE U.VALBONA, B.OUDMAYER, 1996. Evaluation and prospect of Vlore – Gorisht – Ramice. Block3) Albania SHELL Exploration & Production B.V. Tirane Page 1- 37

V. MISHO, L.BANDILLI, V. BARE, C. XHUFI, ETJ. 1999. The geological Model and prospect of Albania territory, and the Reserve estimation.

WORKSHOP Ministry of Public Economy and Privatisation " Tirana.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/4, 1479-1483, 2001 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/4, 1479-1483, 2001
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

GEOLOGICAL CONSTRUCTION OF SOUTHERN PART OF IONIAN ZONE BASED ON INTERPRETATION OF SEISMIC DATA

V. BARE[1], P. BAKO[1], V. NGRESI[1], V. BARE[1], L. NGRESI[1], M. BAKO[1]

ABSTRACT

The Ionian zone is the main object of seismic interpretation for a long time. Within this framework, we shall analyze the new seismic intrpretation methods used in oil and gas exploration in the western part of Ionian zone.

The Ionian zone is very complex involving certain tectonic faults. In the central part, we can see the duplex tectonic style. Anticline belts from east to west can be interpreted.The Ionian zone comprises three anticline belts:Berati belt, Kurveleshi belt and Cika belt.

By application of SeisWork2D in the eastern part of the belt, we have evidenced some perscpective structures, meanwhile in the western part, the seismic quality is very chaotic. Kurveleshi belt is constructed by structures of various forms and dimensions associated with developed tectonics up to thrusting. Cika anticline belt is constructed mainly by prolonged structures of considerable dimensions associated with evaporate outcrops as in Xara, Fterra, Cika etc.

KEYWORDS: **Ionian zone, tectonic belts, thrust, SeisWork2D, seismic sections, seismic interpretation, tectonic fault, duplex tectonic style**

INTRODUCTION

Due to its geographical position, Albania makes up a geological point so complicated as much as interesting for oil and gas exploration.

The quality of seismic data in thrust areas can be improved with the best integration of seismic and geological data and the use of new technology for seismic interpretation.

From Albania tectonic map (Fig. 1) we can see some thrust tectonic zones, which are structurally complex with attendant seismic imaging problems.

A thrust is a low angle reverse fault, commonly dipping less than 30^0. Variations in the mechanical properties of the deforming sequence at the base of a thrust unit exert a profound influence on thrust shape.

In the first period, interpretation was performed on paper sections by hand and the prepared structural maps have given useful contribution in imaging of geological features and the main tectonic characteristics of the areas. The discovery of oil and gas fields such as Cakran, Amonice, Divjake, and Panaja (ref. 1) are related with this period.

Application of the SeisWork2D as a powerful interpretative tool gives us new insight into the subsurface. This new method is able to predict the subtle details that would be otherwise hidden on paper sections and can reveal on screen, thanks to color, high resolutions graphics and a wide variety of display options. Due to the interpretation we have tied outcrop information to seismic sections, acquiring both sets of data simultaneously in the field. However, the scale of structures seen at outcrop may be an order of magnitude smaller than those resolved on seismic sections. We will describe the effect of new seismic interpretation according to the thrust belts of the Ionian Zone.

This paper is presented to show the supremacy of workstation interpretation applications in an effort to evidence subtle details.

THE IONIAN ZONE

The Ionian zone occupies the southwestern part of Albania with SE-NW axis (Fig. 1) and comprises three anticlines belts:

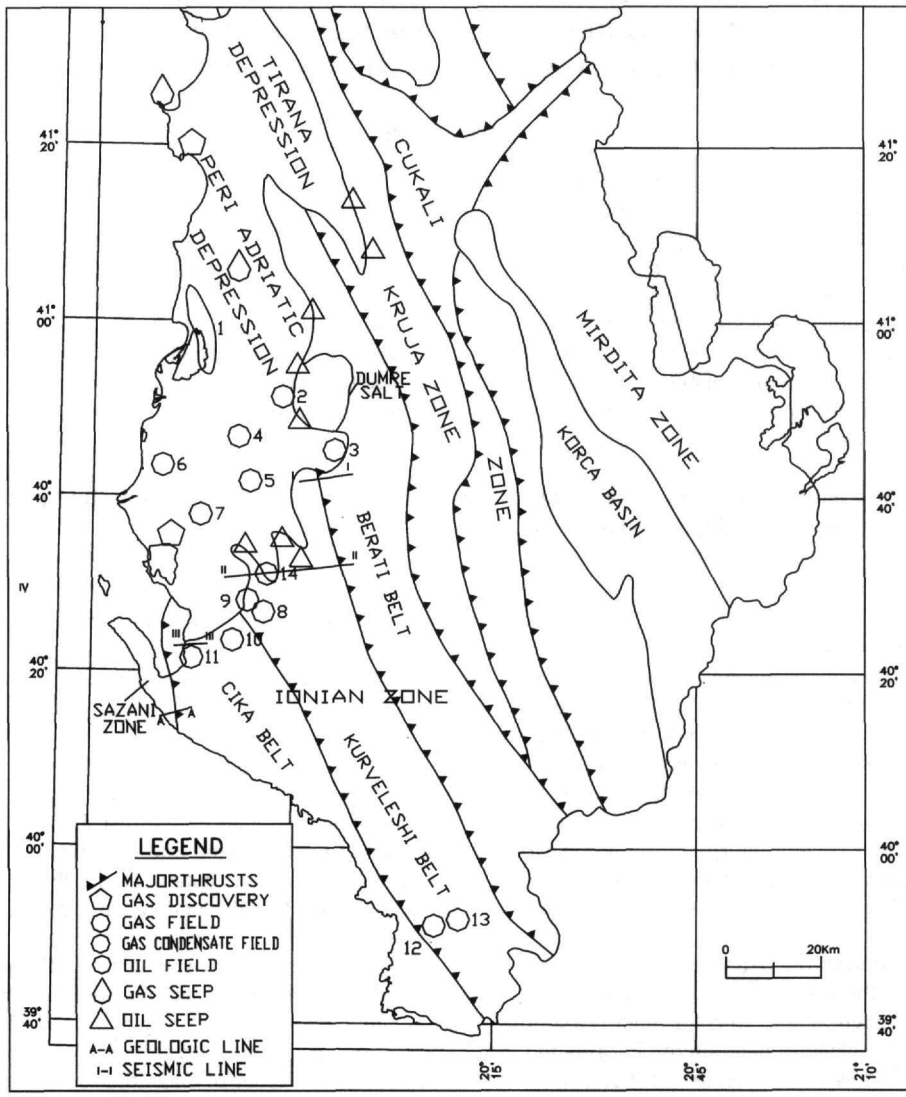
A. Berati anticline belt, in the eastern margin of the zone
B. Kurveleshi anticline belt, in the central part of the zone and seismic, has made it possible to spatially map the carbonates.

1. Oil & Gas Institute, Geophysical Department, Geophysicist, Fier, Albania

C. Cika anticline belt, which represents the western edge of the Ionian zone.

Fig. 1. Tectonic zones, geologic and seismic line location western Albania

A. The Berati anticline Belt



The seismic work acquisition on this belt is performed in different times and by different techniques. The seismic situation in the time sections is very complicated and for the top of limestone, only some separated reflections in certain lines are recorded. Seismic work in this belt has been of lower effectiveness (seismic line I-I Fig. 2) especially in its central and western parts, probably because limestones in this zone are deep and faulted (ref. 3).

This conclusion is well supported by the different wells drilled in Sqepur-Bistrovica area. In the eastern part of the belt, the Kucova and Qereshniku structures are clearly depicted by the seismic line. We can see clearly in Fig. 2 the Kucova structure and the eastern flank of Qereshniku. As we mentioned, the western part is chaotic.

In conclusion, according to the seismic work, limestones in the central part are markedly broken.

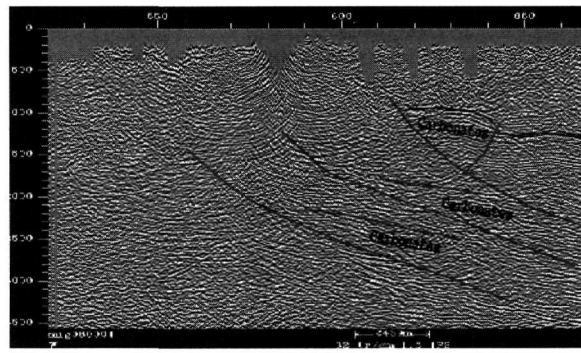


Fig. 2. Seismic line I-I across Berati belt

B. Kurveleshi anticline belt

All our conclusions refer mainly to carbonate formation, because those for the flysch, based on numerous facts,produced wrong conclusions(ref. 2).

In Fig. 3, seismic line II-II is shown which crosses the Ionian zone and from west to east we can see clearly the limestone thrusts and prospective structures for exploration.

The Ionian zone is very complicated by some tectonic faults. In the central part we can see the duplex tectonic style. Anticline belts form east to west can be interpreted.

The Kurveleshi belt is constructed by structures of various forms and dimensions associated with developed tectonics up to thrusting of 5-10 km horizontal displacement.

In Fig. 4, we can see the geological model derived from seismic lines across the Ionian zone, in the west of its structures as well as in eastern flanks associated with diapiric eruptions.

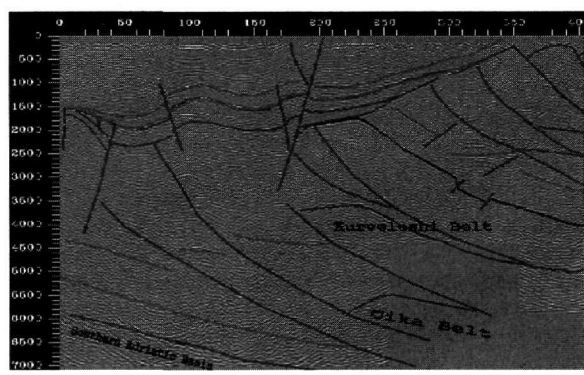


Fig. 3. Seismic line II-II across the Ionian zone

C. Cika anticline belt

Cika anticline belt is constructed mainly by prolonged structures in considerable dimensions associated with evaporate outcrops as in Xara, Fterra, Cika etc. Seismic works in this belt, date back to the start of exploration in Albania and still continue today. Earlier techniques for field acquisation have been those of one fold coverage, which continuously are improved, switching in the last years to multiple fold coverage.

The seismic exploration has been effective. A monocline flank in Vlora, seismic line III-III Fig.5, is clearly recorded.

In conclusion for the Ionian zone, the seismic contribution is effective in distinguishing the covered target.

By using seismic data, the structural maps are prepared, which gave useful contribution to the discovery of oil and gas fields and the orientation of exploration. Besides, with the structural interpretation by seismic data today, are able to resolve some specific duties.

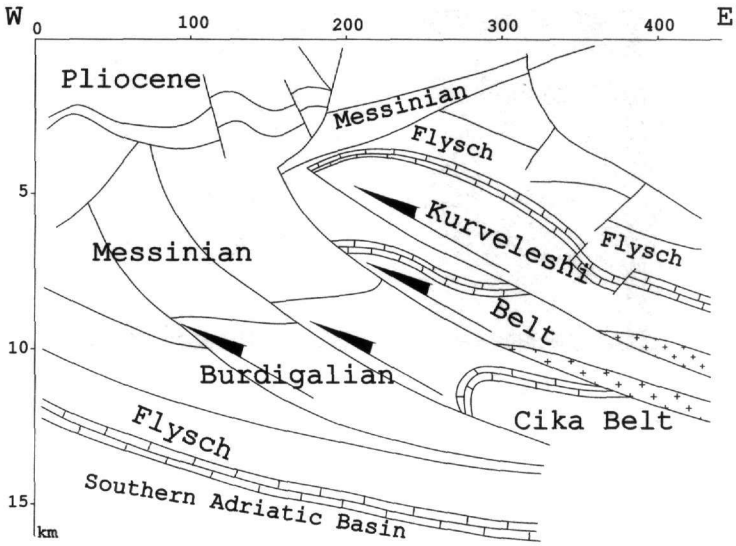


Fig. 4. Geological model of above seismic line

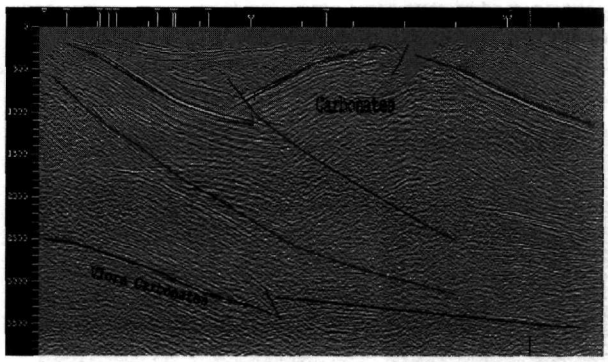


Fig. 5. Seismic line III-III across Cika belt

RELATION BETWEEN TECTONIC ZONES AND THRUST BELTS

The Kruja Zone thrusts over the Ionian zone. The belts in the Ionian zone are thrust to one other; every belt is one thrust sheet. The Berati belt, which is the eastern part, represents an out-of-sequence sheet(ref. 4).

The relation between Ionian and Sazani zones differs in various areas. In the south of the Ionian zone (Llogara area) eastern flank of the Sazani is tectonized creating uplift blocks, which collide with the Ionian zone, where it would be deep and underlying. Under the structural uplift of Cika belt the platform slope must continue with its respective change towards the basin.

Further in Sazani-Vlora parallel we can see the plunge of the platform slope, Fig.6

The space of platform slope is already extended and relatively little tectonized to pass into the most northern sector of Fieri parallel, which is actually a gentle, wide and deep slope, Fig 3., 4.

Considering the above, the complication is very high towards Southern External Albanides, it causes the Sazani zone to present an interesting settling over thrusting to Ionian zone, where as it is shown in the northern part, the Sazani zone underlies the Ionian zone.

From the viewpoint of its development history, this sector belongs to the platform slope due to very active tectonics.

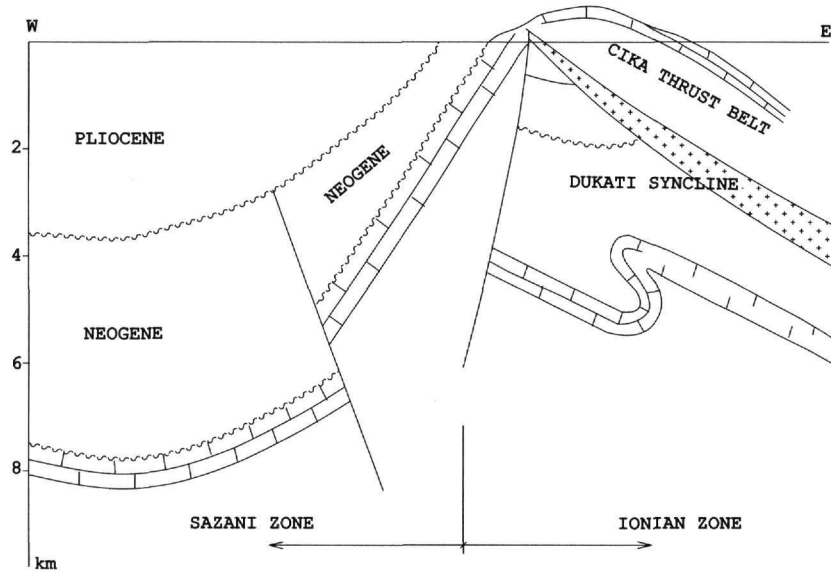


Fig. 6. Schematic Geological Cross Line (Llogara Area)

CONCLUSIONS

In conclusion for the Ionian zone, the seismic exploration is effective in distinguishing the covered target Application of the SeisWork2D as a powerful interpretative tool gives us new insight into the subsurface.

The Ionian zone is characterized by an intensive thrusting and diapers eruptions. The belts in the Ionian zone are thrust over one other; every belt is one thrust sheet.

The Berati belt, which is the eastern part, represents an out-of-sequence sheet.

The Kurveleshi belt which is the main productive one is constructed by structures of various forms and dimensions associated with developed tectonics up to thrusting of 5-10 km horizontal displacement.

REFERENCES

A. FRASHERI, V. BARE, S. BALTADORI, V. VEIZAJ, 1995. *The contribution of geophysical studies for Oil and Gas exploration on intentions for the future* Symposium in Tirana, Albania

I. FILI, V. BARE, 1994. *The relations between orogene and foreland in the South Eastern part of Albania.* Abstract. 7th Congress of Geological Society of Greece, Thessaloniki.

V. BARE, V. NGRESI, 1994. *Seismic contribution in the study of geological structures of the southwest Albania.* Abstract. Geological Symposium in Black Sea Varna, Bulgaria.

V. BARE, J. SKRAMI, 1995. *Features of external Albanides structure based on the seismic data.* Special publication of the Geological Society of Greece XV Congress of the Carpatho-Balcan Geological Association Athens, Greece.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/4, 1485-1491, 2001 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/4, 1485-1491, 2001
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

AN ALTERNATIVE BAYESIAN STATISTICS FOR PROBABILISTIC EARTHQUAKE PREDICTION IN MEXICO, CENTRAL AND SOUTH AMERICA

O.CH. GALANIS[1], T.M. TSAPANOS[1], G.A. PAPADOPOULOS[2] AND A.A. KIRATZI[1]

ABSTRACT

The probabilities of occurrence of strong (M≥6.5) earthquakes, in the seismically active regions of Mexico, central and south America, are estimated. The straightforward approach of Bayes statistics is applied in order to search for the inter-arrival times of strong earthquakes in predefined seismic zones of the above referred regions. The method introduced allows to determine the uncertainties involved, which are expressed as percentages of the earthquake mean return period. The determination in this way is very efficient because one may calculate uncertainties on the same time scale. It is also shown that the final maximum Bayesian probabilities of the inter-arrival times in the several seismic zones are dependent on the data set used and particularly on its time length. Comparisons between the predicted and the real time of earthquake occurrences are finally made in order to evaluate the correlation between them.

ΣΥΝΟΨΗ

Εκτιμώνται οι πιθανότητες γένεσης ισχυρών (M≥6.5) σεισμών στις σεισμικά ενεργές περιοχές του Μεξικού, της κεντρικής και της νότιας Αμερικής. Η ευθεία προσέγγιση της στατιστικής Bayes εφαρμόζεται με σκοπό την εύρεση των ενδιάμεσων χρόνων ισχυρών σεισμών σε προκαθορισμένες σεισμικές ζώνες των προαναφερθεισών περιοχών. Η μέθοδος που εισάγεται επιτρέπει τον προσδιορισμό των εμπλεκομένων αβεβαιοτήτων, οι οποίες εκφράζονται ως ποσοστά της μέσης περιόδου επανάληψης των σεισμών. Ο προσδιορισμός με αυτό τον τρόπο είναι πολύ αποτελεσματικός επειδή οι αβεβαιότητες μπορούν να υπολογιστούν στην ίδια χρονική κλίμακα. Επίσης δείχνεται ότι οι τελικές μέγιστες πιθανότητες των ενδιαμέσων χρόνων, κατά Bayes, εξαρτώνται από τα δεδομένα και ειδικότερα από τη χρονική τους διάρκεια. Τελικά, γίνονται συγκρίσεις μεταξύ των προβλεπομένων και των πραγματικών χρόνων γένεσης, με σκοπό να εκτιμηθεί η συσχέτιση μεταξύ τους.

KEY WORDS: Bayes approach, probabilistic prediction, inter-arrival times, Mexico, south and north America.

1.INTRODUCTION AND DATA USED

The theory of Bayesian probability has been extensively used in the past to approach seismological problems mainly to determine conditional probabilities of earthquake occurrences. Campbell (1982, 1983) proposed a Bayesian extreme value distribution of earthquake occurrence to evaluate the seismic hazard along San Jacinto fault. A similar procedure has been applied by Stavrakakis and Tselentis (1987), for a probabilistic prediction of strong earthquakes in Greece.

Ferraes (1985; 1986) used a Bayesian analysis to predict the inter-arrival times for strong earthquakes along the Hellenic arc, as well as for Mexico. An alternative view of Ferraes research was presented by Papadopoulos (1987), for the occurrence of large shocks in the east and west segments of the Hellenic arc. Stavrakakis and Drakopoulos (1995) adopted the Bayesian extreme value distribution of earthquake occurrence in order to estimate the seismic hazard in some seismogenic zones in Greece and the surrounding area.

The examined regions were divided in thirteen seismic zones or seismic sources according to zoning proposed primarily by Papadimitriou (1993), Papazachos et al. (1997) and Cernadas et al. (1998). Given that a large number of events is needed to avoid instability in the applied method, we modified slightly the seismic zoning proposed by the above mentioned authors by using as criterion the spatial clusters of the earthquakes epicenters. The zones and epicenters of shallow events finally adopted are depicted in figure (1).

For the purpose of the present research, shallow (h≥60 Km), mainshocks of magnitude M≥6.5 that occurred

1. Aristotle University of Thessaloniki, School of Geology, Geophysical Laboratory, 54006 Thessaloniki, Greece.
2. National Observatory of Athens, Institute of Geodynamics, 11810 Athens, Greece.

in the time interval from 1900 to 1996 inclusive are considered. This earthquakes are extracted from the catalog constructed by Tsapanos et al. (1990). This catalog was improved by considering: a) the magnitudes listed by Pacheco and Sykes (1992) and b)the revised world seismicity catalog given by Pırez (1999).

The exclusion of foreshocks and aftershocks was made by the following criteria (Acharya 1979): All events that occurred 40 days before the main event (Jones and Molnar, 1979) in a radius of $L=10^{0.5MS-1.8}$ were considered as foreshocks, where M_s is the surface magnitude of the main event. All events that occurred 365 days after the main shock (Tajima and Kanamori, 1985) were considered as aftershocks.

2. METHOD APPLIED

In the method applied here, introduced by Papadopoulos (1987) the inter-arrival times for each zone were extracted from the catalogue of main shocks. Assigning a prior probability to each inter-arrival time and assuming an exponential distribution of inter-arrival times, as one would expect from the random (Poissonian) model, we get that the prior probability is:

$$P'(T_j)=1-\exp(-\lambda T_j) \qquad (1)$$

Where λ, the mean rate of earthquake occurrences, calculated directly by:

$$\lambda=\frac{1}{\bar{T}}=\frac{1}{\sum_{j=1}^{n}T_j/n} \qquad (2)$$

As the Poisson distribution is assumed for the main shock time distribution, the likelihood function $f(T_j)$ is the probability of only one event occurrence in a given inter-arrival time, that is:

$$f(T_j)=\lambda T_j \exp(-\lambda T_j) \qquad (3)$$

Then, the posterior probability can be calculated by the Bayes' theorem:

$$P''(T_j)=\frac{\left[1-\exp(-\lambda T_j)\right]\left[\lambda T_j \exp(-\lambda T_j)\right]}{\sum_{j=1}^{n}\left[1-\exp(-\lambda T_j)\right]\left[\lambda T_j \exp(-\lambda T_j)\right]} \qquad (4)$$

For each seismic zone the three inter-arrival times with the highest posterior probability are selected and they are added to the occurrence time of the last event, E_n, in the main shock catalogue. Thus, the three most likely times of occurrence for the next event, E_{n+1}, are estimated.

The results of this method are summarized in Table (1). In the first three columns the zone code number, the number of events used and the mean rate of event occurrence, λ, are listed. In the fourth column the three most probable inter-arrival times are demonstrated, while in the fifth column presents the corresponding posterior Bayesian probabilities P″. It can be shown (Ferraes, 1985; 1986) that P″ is a measure of the probability that T will be included in a small range around the point Tj. In the last column there are the three estimated times of occurrence of the next event in the zone that correspond to the inter-arrival times in the fourth column.

TABLE 1. Results of the alternative Bayesian procedure. The three most probable inter-arrival times and their

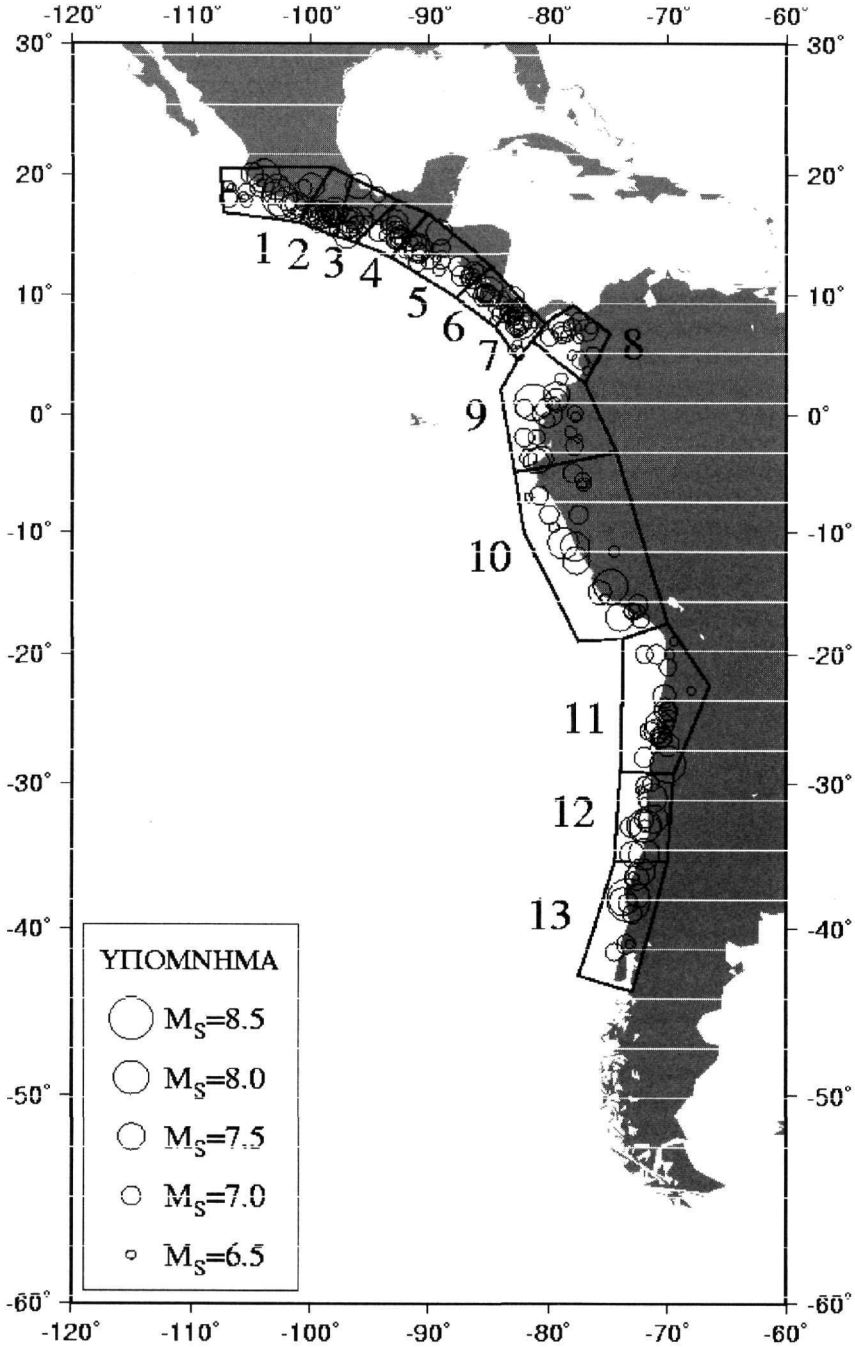


FIGURE 1. Seismic zonation adopted by the present work. Circles denote main shocks used (after Galanis, 2001).

corresponding probabilities are presented for each zone.

Zone	Number of events (n)	λ	Inter-arrival time (T)	Posterior Bayesian Probability P″	Estimated time of occurrence of E_{n+1}
Zone 1	20	0.1985	6.8713	0.0885	2002, Aug 24
			6.5476	0.0879	2002, Apr 28
			6.3775	0.0874	2002, Feb 25
Zone 2	19	0.1875	8.2233	0.0898	2003, Dec 5
			6.8830	0.0878	2002, Aug 3
			10.0372	0.0859	2005, Sep 28
Zone 3	14	0.1889	7.7058	0.1277	1990, Oct 8
			5.9931	0.1213	1989, Jan 21
			10.2287	0.1174	1993, Apr 17
Zone 4	13	0.1319	11.0031	0.1398	2004, Sep 12
			10.2103	0.1392	2003, Nov 26
			10.0119	0.1388	2003, Sep 15
Zone 5	25	0.2453	5.6972	0.0800	2001, Nov 14
			5.0442	0.0784	2001, Mar 21
			3.8056	0.0685	1999, Dec 24
Zone 6	13	0.1321	11.5903	0.1363	2002, Nov 25
			8.8300	0.1314	2000, Feb 21
			8.0192	0.1260	1999, May 1
Zone 7	18	0.2172	7.1004	0.1289	1990, May 10
			7.3832	0.1281	1990, Aug 22
			5.7395	0.1269	1988, Dec 30
Zone 8	13	0.1352	9.6995	0.1705	2002, Jul 1
			8.1548	0.1615	2000, Dec 14
			15.3555	0.1504	2008, Feb 26
Zone 9	19	0.1900	7.5813	0.0862	2003, May 4
			7.2331	0.0860	2002, Dec 27
			8.5748	0.0850	2004, May 1
Zone 10	21	0.2402	6.2902	0.0848	2003, Feb 26
			5.5924	0.0846	2002, Jun 17
			4.8781	0.0818	2001, Sep 29
Zone 11	22	0.2291	6.9591	0.0753	2002, Jul 16
			7.2197	0.0747	2002, Oct 19
			5.1695	0.0734	2000, Oct 1
Zone 12	13	0.1391	11.0361	0.1342	2003, Dec 11
			12.0514	0.1318	2004, Dec 17
			7.7329	0.1250	2000, Aug 22
Zone 13	9	0.4104	12.5114	0.2675	1987, Nov 14
			13.7913	0.2541	1989, Feb 25
			5.8223	0.2186	1981, Mar 8

3. RESULTS AND CONCLUSIONS

In order to test the reliability of the method it was used to reproduce the occurrence time of the last event in each zone. For this purpose, in each zone all the main events but the last one, E_n, were used as data for the application of the two methods.

The results of the test are summarized in Table (2). In the first two columns there are the names of the zones and the average inter-arrival time. In the next three columns one may find the three most likely estimations obtained. The sixth column shows the date obtained by adding the average inter-arrival time to the time of event E_{n-1}, which is an independent non-probabilistic estimation that can be compared to the estimations made by the method. The last column presents the actual time of occurrence, that is the date of the last event, E_n, introduced in the catalogue.

TABLE 2. Estimated times of occurrence according to the alternative Bayesian procedure. Three times of occurrence are estimated for each zone. These times are compared to the time that corresponds to the mean return period as well as the actual time of occurrence.

Zone	Average inter-arrival time (T)	Estimated time of occurrence 1	Estimated time of occurrence 2	Estimated time of occurrence 3	Time of E_{n-1} event plus average T	Actual time of occurrence of E_n event
Zone 1	4.98	1996.53	1996.21	1996.04	1994.64	1995.77
Zone 2	5.82	2002.04	2003.85	2000.70	1999.64	1995.70
Zone 3	5.39	1986.62	1984.91	1989.14	1984.30	1983.93
Zone 4	6.15	1980.34	1980.54	1981.33	1976.47	1993.69
Zone 5	4.10	1998.37	1997.71	1996.48	1996.77	1996.17
Zone 6	8.16	2001.82	2005.09	1999.06	1998.39	1991.31
Zone 7	4.85	1989.73	1990.02	1988.37	1987.49	1983.26
Zone 8	7.98	2001.58	2007.24	2000.04	1999.87	1992.80
Zone 9	5.07	1994.41	1994.76	1993.57	1992.25	1995.76
Zone 10	4.34	2002.43	2001.73	2001.02	2000.48	1996.86
Zone 11	4.23	1993.79	1995.84	1996.39	1992.86	1995.58
Zone 12	7.14	1996.21	1997.23	1992.63	1992.32	1992.91
Zone 13	7.92	1987.14	1988.42	1994.47	1982.55	1975.36

The four predicted occurrence times and the occurrence times of the actual events, En, are compared. This is illustrated in Table (3). The inconsistency is expressed as a percentage of the average inter-arrival time, $\bar{T}$, for each zone. This allows comparisons between the accuracy of the estimations in different zones with different occurrence rates.

The average errors involved are slightly smaller than the mean inter-arrival times. However, the error standard deviations (SD's) are rather high being as a rule on the same order with the corresponding errors. It must also be noted that in most cases the actual events occur before the time predicted by the first method

Finally, the errors are plotted against the size of the sample of each zone. This is demonstrated in figure (2). The errors are plotted as data points, with error on the vertical axis and number of observations on the horizontal axis. Linear regression is applied in each of the four different data sets of the figure. Numbers 1, 2 and 3 denote the first, second and third prediction of the alternative Bayesian approach. Number 4 denotes the prediction of the mean return period. The coefficients of determination are numbered similarly and they appear in the top right hand corner. The coefficient of determination is the square of the correlation coefficient.

The slopes of the least squares lines are shown in Table (4). Because it is necessary for the lines' slopes (in fig. 2) to be negative, three upper confidence limits for the slopes were also computed. It is observed that the third estimated time of occurrence is more consistent than the other two. This means that at least three estimations are needed when applying this method.

The upper confidence limits for the slope are negative for all confidence levels, with one exception. The high significance of the slope of the lines manifests that this is negative.

Comparisons made to show how significant are the obtained results, that is the predicted times of the next earthquake occurrences, lead to the following conclusions.

TABLE 3. Errors of the method. The errors are expressed as percentages of the mean return period of each zone.

Zone	Error in estimated time of occurrence 1	Error in estimated time of occurrence 2	Error in estimated time of occurrence 3	Error in last event plus average T
Zone 1	15.26	8.76	5.35	22.76
Zone 2	108.81	139.96	85.79	67.57
Zone 3	49.93	18.14	96.74	6.93
Zone 4	217.30	214.07	201.17	280.22
Zone 5	53.43	37.51	7.32	14.54
Zone 6	128.88	168.89	95.05	86.84
Zone 7	133.48	139.31	105.45	87.21
Zone 8	110.06	180.90	90.72	88.59
Zone 9	26.47	19.60	43.14	69.18
Zone 10	128.13	112.07	95.63	83.34
Zone 11	42.25	6.17	19.20	64.34
Zone 12	46.26	60.48	3.92	8.29
Zone 13	148.74	164.89	241.21	90.83
Average	86.36	90.77	77.91	69.33
St Dev.	59.10	75.00	72.87	69.87

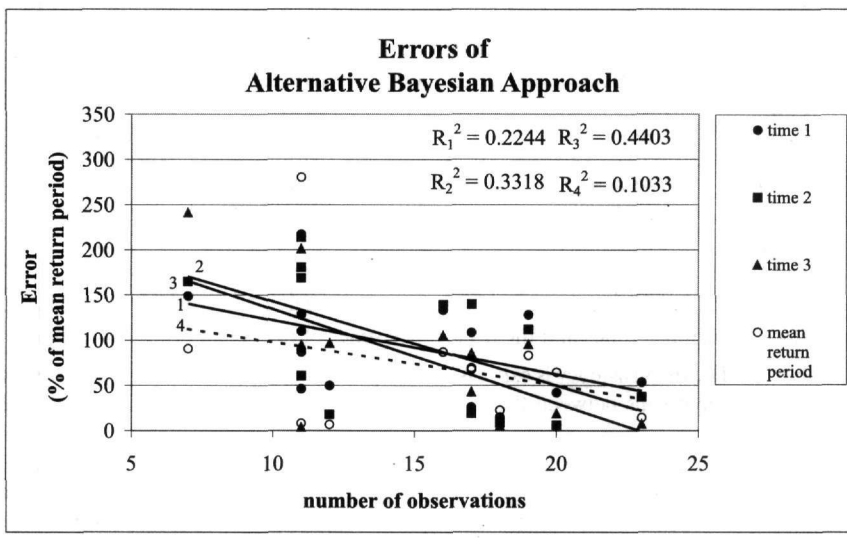


FIGURE 2. Errors of the alternative Bayesian approach. Lines 1,2 and 3 are the least squares lines of the errors of the first, second and third most probable times (denoted by closed circles, squares and triangles respectively). Dotted line 4 is the least square line of the errors of the non-probabilistic calculation described (denoted by open circles).

TABLE 4. Slopes of the lines of figure (2) and their upper confidence limits, for confidence levels of 80%, 90% and 95%.

Least squares line	Slope of least squares line	Upper confidence limits 80%	90%	95%
1	-6.0173	-3.0639	-1.4181	0.0407
2	-9.2859	-5.8070	-3.8683	-2.1500
3	-10.3936	-7.3000	-5.5760	-4.0480
4	-4.8269	-1.0726	1.0195	2.8739

Linear regression (fig. 2) verifies the hypothesis that in the application of the method, the errors depend on the sample size. Namely, the larger the sample, the smaller the error. This is also true of the simplistic approach of adding the average inter-arrival time to the occurrence time of the last event (number 4 in fig. 2).

The method is consistent. The dependence of the error on the size of the sample is strong, as can be seen by the slopes in the trendlines. The slopes obtained by the method are clearly negative. The consistency of the simplistic, non-probabilistic calculation is lower then the consistency of the alternative Bayesian approach.

It was proved that in the application of the method it is important to examine not only one but at least three values of probable inter-arrival time. The results implied that even the third most likely inter-arrival time is as consistent as the first and the second and it can not be ignored.

Finally it is concluded that the method (Papadopoulos 1987) is both consistent and significant.

REFERENCES

ACHARYA, H.K. (1979). Regional variations in the rupture-length magnitude relationships and their dynamical significance. Bull. Seismol. Soc. Am., 69, 2063-2084.

CAMPBELL, K.W. (1982). Bayesian analysis of extreme Earthquake occurrences. Part I. Probabilistic hazard model, Bull. Seismol. Soc. Am., 72, 1689-1705.

CAMPBELL, K.W. (1983). Bayesian analysis of extreme Earthquake occurrences. Part II. Application to the San Jacinto fault zone of Southern California, Bull. Seismol. Soc. Am., 73, 1099-1115.

CERNADAS, D., OSELLA, A. and SABBIONE, N. (1998). Self similarity in the seismicity of the South American subduction zones, Pageoph, 152, 57-73.

FERRAES, S.G. (1985). The Bayesian probabilistic prediction of strong earthquakes in the Hellenic Arc, Tectonophysics, 11, 339-354.

FERRAES, S.G. (1986). Bayes theorem and the probabilistic prediction of inter-arrival times from strong earthquakes felt in Mexico City, J. Phys. Earth, 34, 71-83.

GALANIS, O.CH. (2001). Probabilistic estimation of seismicity of the regions of Mexico, central and south America using the Bayes statistics, Msc Dissertation (in Greek), Univ. of Thesaaloniki, 97 pp.

JONES, L.M. and MOLNAR, P. (1979). Some characteristics of foreshocks and their possible relationship to earthquake prediction and premonitory slip of faults, J. Geophys. Res., 84(B7), 3596-3608.

PACHECO, J. and SYKES, L.R. (1992). Seismic moment catalog of large shallow earthquakes, 1900 to 1989, Bull. Seism. Soc. Am., 82, 1306-1349.

PAPADIMITRIOU, E.E. (1993). Long-term Earthquake Prediction along the Western Coast of South and Central America Based on a Time Predictable Model, Pageoph, 140, 301-316.

PAPADOPOULOS, G.A. (1987). An Alternative view of the Bayesian probabilistic prediction of strong shocks in the Hellenic Arc, Tectonophysics, 132, 311-320.

PAPAZACHOS B.C., PAPADIMITRIOU, E.E., KARAKAISIS, G.F. and PANAGIOTOPOULOS D.G. (1997). Long-term Earthquake Prediction in the Circum-Pacific Convergent Belt, Pageoph, 149, 173-217.

PEREZ, O. (1999). Revised world seismicity catalog (1950-1997) for strong (Ms>6)shallow (h<70 km) earthquakes, Bull. Seismol. Soc. Am., 89, 335-341.

STAVRAKAKIS, G.N. and DRAKOPOULOS, J. (1995). Bayesian Probabilities of Earthquake Occurrences in Greece and Surrounding Areas, Pageoph, 144, 307-319.

STAVRAKAKIS, G.N. and TSELENTIS, G.A. (1987). Bayesian Probabilistic Prediction of Strong Earthquakes in the main seismogenic zones of Greece, Boll. Geof. Teor. Appl., 29, 51-63.

TAJIMA, F. and KANAMORI, H. (1985). Global survey of aftershock area expansion patterns, Phys. Earth Planet. Inter., 40, 77-134.

TSAPANOS, T.M., SCORDILIS, E.M. and PAPAZACHOS, B.C. (1990). A global catalogue of strong (M>5.5) earthquakes during the time period 1897-1985, Public. of Geophysical Lab., Univ. Of Thessaloniki, 90pp.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/4, 1493-1501, 2001 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/4, 1493-1501, 2001
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

THE INTERPRETATION OF SEISMIC FACIES IN THE MOLASSIC DEPOSITION OF PREADRIATIC FOREDEEP

A. GJIKA[1], S. GURI[1], M. GURI[2], M. GJIKA[1], E. TRIFONI[1]

ABSTRACT

The purpose of this article is to illustrate the principles of seismic facie analysis used in the interpretation of sedimentary rocks, in siliciclastic deposits, especially in molassic one.

The recognition and definition of a seismic facies and the analysis of its vertical evolution (facies associations) lead to an environmental interpretation, which can give useful information on both sedimentary facies and reservoir characteristics.

With this aim, the major depositional systems, from continental to deep marine, and the depositional elements in which they can be subdivided, will be briefly overviewed in terms of extension, geometry, continuity and lateral variations.

For each of these systems, it is pointed out, the major physical active processes during the deposition, the resulting sedimentary structures and their vertical and lateral evolution.

The comparison between the environmental interpretation derived from bottom cores, well - logs and that derived from the current depositional models, is used to predict the nature and distribution of reservoir and sealing rocks.

KEY WORDS: depositional sequence, seismic facies, reflection terminations, sequence boundary, system tracts, reflection configuration ratio, sea level changes, molassic, PreAdriatic foredeep.

INTRODUCTION

The aim of this paper is to present an analysis of seismic facie of siliciclastic deposits, especially the molasses ones, in PreAdriatic foredeep.

The seismic facies analyses is a new approach and many of phenomena are already better explained. Many paleogeographycal and structural studies, in this region have been performed,(Guri S., Gjika A., 1989), but using applied seismic facies analyses method the facies and paleoenvironments geometry have been performed and very often gives, especially on molassic deposits, possible predictions on reservoirs quality. All indicators data of multidiscipline (seismic, paleontology, sedimentology, etc.) are integrated.

Based on deep processing seismic lines, by interpreting the reflection terminations (downlap, onlap, toplap, erosional truncation, apparent truncation ect.), (AAPG, Memoir - 26), it is attained to identify:

- The sequence boundary of basal surface type (Sb_1 or Sb_2)
- The boundary surfaces such as downlap, transgression and flooding ones
- System tracts and seismic facie within siliciclastic sequences

In each sequence, it is analysed:

a. The eustasy (sea level changes)
b. The reflection configuration, such as sheet, hummocky, oblic, sigmoid, parallel to sub parallel, divergent ect.
c. Main facies and paleoenvironments

Due to baselap + toplap / reflection configuration ratio, a certain numbers of seismic facie maps are compiled.

THE GEOLOGICAL SETTING

The periAdriatic foredeep is a well studied region from the geological point of view, where the contribution of seismic facies analyses is of great importance. In stratigraphic aspect, it originates since Serravalian, and it is represented by a premolassic and a molassic facie. (Arapi M., et al, 1994)

South Adriatic basin and Ionian one take part in the geological constitution of the study area, where the

1. Oil and Gas Institute, Lagja 1 Maj, Fier, ALBANIA
2. Albanian Geological Survey, Tirana, ALBANIA

PreAdriatic foredeep is in concordance with these basins, but in discordance and transgressive in their borders. (Fig. 1). It is formed in a compressional regime.

SEQUENTIAL STRATIGRAPHY

CRITERIA OF CORRELATION

The correlation of depositional units is based on the combination of seismic data with biostratigraphical one. In local correlation, the well - logs are used, too.

In a regional context, the microfacies and biozones, seismic facies and reflection termination have been used as a criterion in the evaluation of sequence boundaries, downlap surfaces, transgression surfaces and maximum flooding.

By means of seismic facies parameters it is attained to be individualized the genetic units, such as depositional sequences and system tracts.

In molassic formation, ten sequences of third and forth order are individualized, which correspond to the base of stages or respectively to the biozone's bases. It happens to be more than two or three sequences in one stage, as in Tortonian, lower Pliocene and Quaternary. (Fig. 2)

Based on numerous seismic data and many well - logs, these sequences compound the most recognizable ones. (Dhimulla I., et al, 1989)

SERRAVALIAN SEQUENCE

In the eastern part of the PAF, near the front of the orogen, the chaotic and the reflections free one are the most characteristic internal reflection patterns, whereas the high continuity and low amplitude reflection is observed westward.

The model c – c / p (c – c the concordance in the upper and lower parts of the sequence, p – the parallel internal reflection configuration) is the main seismic facie of this sequence, but it is also present another seismic facie according to the model onlap – toplap / sigmoid – progradational internal reflection configuration.

It is also observed:

- The presence of primary sedimentary structures, such as flute cast, groove cast, ball and pillow structure, clay balls, immature minerals.
- A sedimentation bathymetry, from ecological point of view of 700 – 800 m
- A poor well sorted and graded bedding sandstones with a low matrix – grains ratio
- A marine offlap and marine onlap
- A shale prone facie intercalated with channel or thin capricious sandstones

By integrating the above-mentioned data, we draw the conclusion that the sedimentation is controlled by turbidite currents. The basin and slope fans of lowstand system tracts predominate in this sequence.(Fig. 3)

TORTONIAN SEQUENCES

Two sequences of third order are identified in this stage. A parallel to sub parallel internal reflection configuration is the main feature of the seismic facie in Tortonian basin borders, on the over thrusted zones.

In this part, in whole the seismic lines, onlap and toplap reflection termination is encountered on the base and below the top of sequence boundary. The most common characteristic of reflection is the high continuity and high amplitude. In the cases of deltaic sedimentation, a low continuity and moderate amplitude is present.

A divergent to oblique – sigmoid complex reflection configuration, or slope front fill are distinguished westward, where a moderate to high continuity and high amplitude characterize the morphology beyond the shelf edge.

Toward the depocenter, there are generally separated the mounded external reflection forms with variable continuity and amplitude, somewhere else with drape external reflection form accompanied by high continuity and low to moderate amplitude.

Together with the multidisciplinary data, such as:

- The presence of considerable sandstones just in the base of sequence
- The sedimentary package onlaping toward the slope in the east

Is done possible to be individualized the slope and basin floor fans.

The second sequence of Tortonian has the same features, but the facies itself migrate toward the depocenter. Besides this, the geometry of fan system (outer, middle and inner parts), as well as the deltaic sedimentation are

identified and shaped based on the well data and seismic facies. (Guri S., Gjika A. 1992)

As a result, in the Tortonian sequences, the lowstand and highstand system tracts for the northern part of PAF onshore and the lowstand and transgressive system tracts for the southern part are distinguished.

MESSINIANE SEQUENCE

It corresponds with Messinian stage or G. Conomiozea biozones. The lower boundary of this sequence is of Sb_1 type, as it is evidenced by:

- The reflection termination, as marine and coastal onlap
- Erosional truncation under it
- The exposure of the majority part of the shelf

A basin flore fan with external reflection configuration as a mound, and compounded of many sandstones bodies is observed and contoured.

A diversity seismic facie is laterally developing from east to west, or from basin margins to the depocenter of the basin. (Fig. 4)

THE ONLAP AND TOPLAP REFLECTIONS TERMINATION ARE ENCOUNTERED ON THE BASE AND UNDER THE TOP OF SEQUENCE BOUNDARY. THE MOST COMMON CHARACTERISTIC OF REFLECTION IS THE HIGH CONTINUITY AND HIGH AMPLITUDE, WHICH ARE PRESENTED AS PARALLEL TO DIVERGENT. THE SEISMIC FACIE PARAMETERS RATIO, COMBINED WITH THE PALEOGEOGRAPHICAL MAPS, IN THIS CASE INDICATES SHELF CONDITION SEDIMENTATION.

Another type of seismic facie, such as oblique – sigmoid complex reflection configuration, or slope front fill is distinguished westward, from a moderate to high continuity and amplitude, which characterizes the morphology beyond the shelf edge. (seismic line 17/89 fig.3)

Toward the depocenter, there are generally separated the mounded external reflection forms with variable continuity and amplitude, somewhere else with drape external reflection form accompanied by high continuity and low to moderate amplitude.

Hereon, all the system tracts of a depositional sequence, including the late highstand are preserved and encountered.

This is depicted by the seismic facies interpretation, as well.

PLIOCENE SEQUENCES

This sequence occurs immediately after a rapid falling of the sea level at the end of upper Miocene.

It is proved by encountering a sequence boundary of Sb1 type, on the over thrusting zones, where this boundary surface is onlapped and toplapped by seismic reflection groups.

In the onshore of the PAF, the transgressive and highstand system tracts are represented. The lowstand is thought to be developed in the Albania offshore.

Parallel to sub parallel reflection going to divergent one have been distinguished more westward than the former sequence.

A retrogradational facie is distinguished in the Albania onshore over the orogen and a progradational one (oblique and sigmoid one) is encountered near the seacoast.

We come across the same seismic facie parameters ratio, with the exception that they represent a sedimentary facie always in a more restricted basin, westwards.

QUATERNARY SEQUENCES

THE FIRST SEQUENCE

This sequence took place soon after the sea level fall at the end of upper Pliocene, as it is presented in the global sea level changes Charts, too.

In our basin, it is confirmed by evidencing a sequence boundary of Sb1 type, near Karavasta lagoon, where this boundary surface is onlapped and toplapped by seismic reflections groups.

This boundary belongs to a new sequence. The Quaternary base is correlated through regional seismic lines of Albanian offshore with the accepted Quaternary base of Italian offshore. (Fig. 5)

A progradational facie (oblique and sigmoid one) is encountered in the middle of Adriatic Sea, in concordance with the slope morphology.

Together with some other data, it is resulted that the first Quaternary sedimentation belongs to lowstand system tracts.

Then, we come across in the Albanian onshore (seismic line 192/89) the transgressive and highstand system tracts "expressed" by a distinctive unconformity near the sea coast (in the western side of the neogenic anticline structures).

An aggradational facie accompanied by strong and continuous seismic reflections must indicate shelf condition sedimentation of highstand system tracts.

THE SECOND SEQUENCE

The second depositional sequence took place 800 thousand years ago. Its boundary surface is encountered in both sides of Quaternary basin (offshore seismic lines), where onlapped reflection terminations are observed.

The nature of reflections and their geometry indicates an inner shelf sedimentation (Albania onshore) and an outer shelf to basin sedimentation (Albania-Italian offshore).

Parts of transgressive and highstand system tracts, with predominant fluvial processes, can be interpreted in the study area. The sedimentary environments (alluvial plain, deltaic plain, lagoon, marshes, delta fronts) migrate westward to younger stratigraphic levels.

THE THIRD SEQUENCE

The third sequence belongs to Holocene and has just taken place with its sediments not farther than 0.05 million years ago. It's no evidence of the lowstand system tract away in offshore, but we can deal with that of highstand in our study area. The presence of fluvial processes is typical, and better preserved than in the older sequences.

CONCLUSION

1. The depositional sequences belong generally to type – 1, with Sb_1 basal boundary and rarely of Sb_2 type.
2. The lowstand system tracts is more preserved, but the highstand took place almost in the whole depositional sequences and it is dominant in the younger ones (since Tortonian onwards).
3. A reliable and a resistible correlation of genetically related units according to chronostratigraphic significance is obtained.
4. Through seismic facie parameters, sedimentary environments with their respective facie are evaluated.
5. The unconformities of each sequence are encountered in the sedimentary basin extremities, which migrate on younger time toward the depocenter.
6. The geometry of fan system (outer, middle and inner parts), as well as the deltaic sedimentation are identified and shaped due to the drilled well and seismic facie.

REFERENCES:

ARAPI M. (1994) The geological framework and the oil - gas bearing in the South Adriatic basin. Oil and Gas Institute, Fund.

BALLY A. (1989) Plate tectonics, structural styles and the evolution of sedimentary basins. Oil and Gas Institute, Library.

DHIMULLA I., TUSHE D., MEHILLKA LL. (1989) The structural model of external Albanides. Oil and Gas Institute, Fund.

AAPG Memoir 26, 36, 39, and 42. Oil and Gas Institute, Library.

GURI S., GJIKA A. (1989) The molassic basin analyses of PAF. Oil and Gas Institute, Fund.

GURI S., GJIKA A. (1992) The interpretation of sequence stratigraphy in molassic deposits of PAF. Oil and Gas Institute, Fund.

GURI S., DHIMA S. (1995) The geodynamic of Albanides. Black sea Conference, Sofia, Bulgaria. Oil and Gas Institute, Fund.

A SCHEME OF MOLASSIC BASIN IN PAF

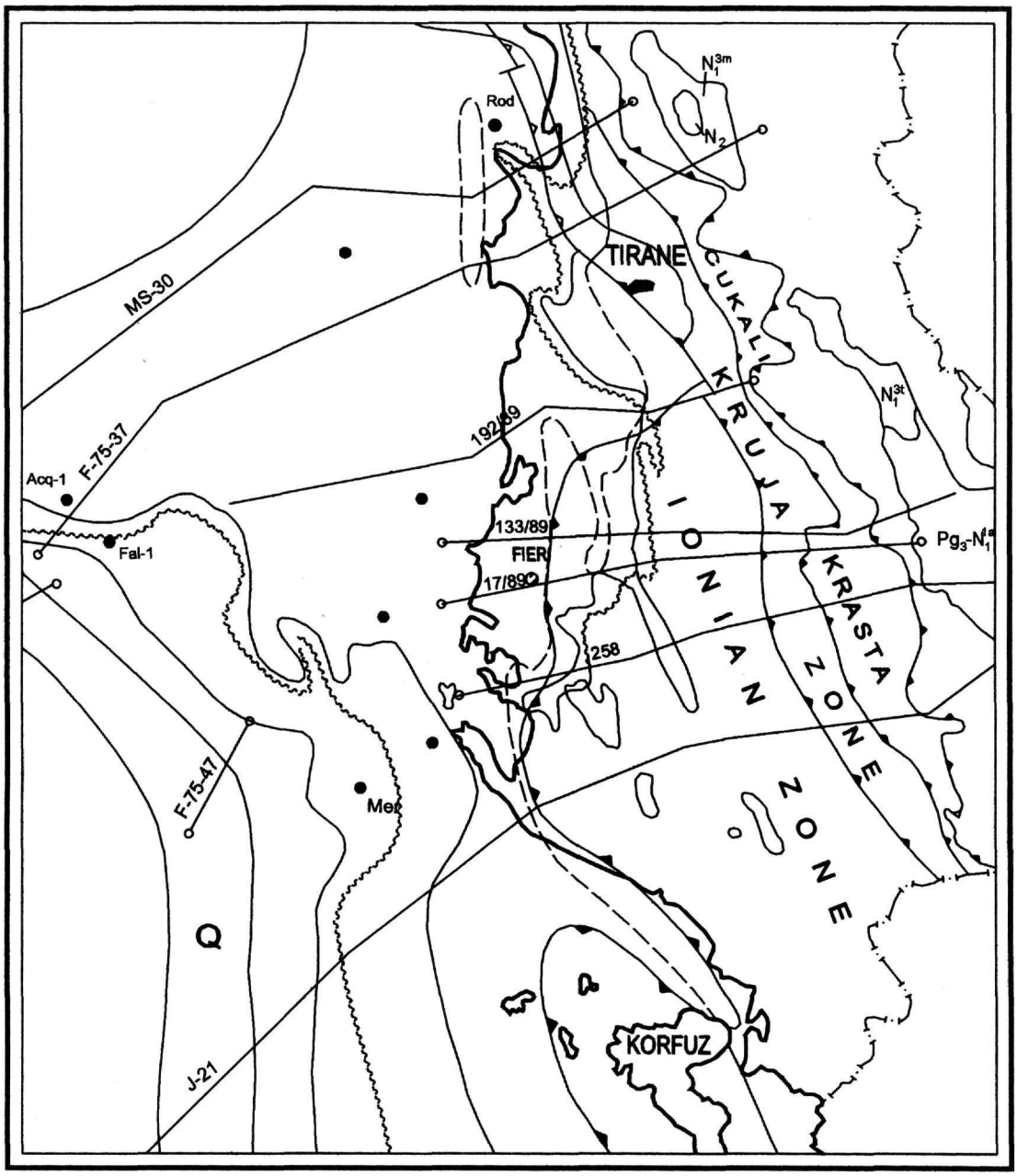


Fig. 1.

GENERALIZED STRATIGRAPHICAL COLUMN OF NEOGEN IN SOUTH ADRIATIC BASIN

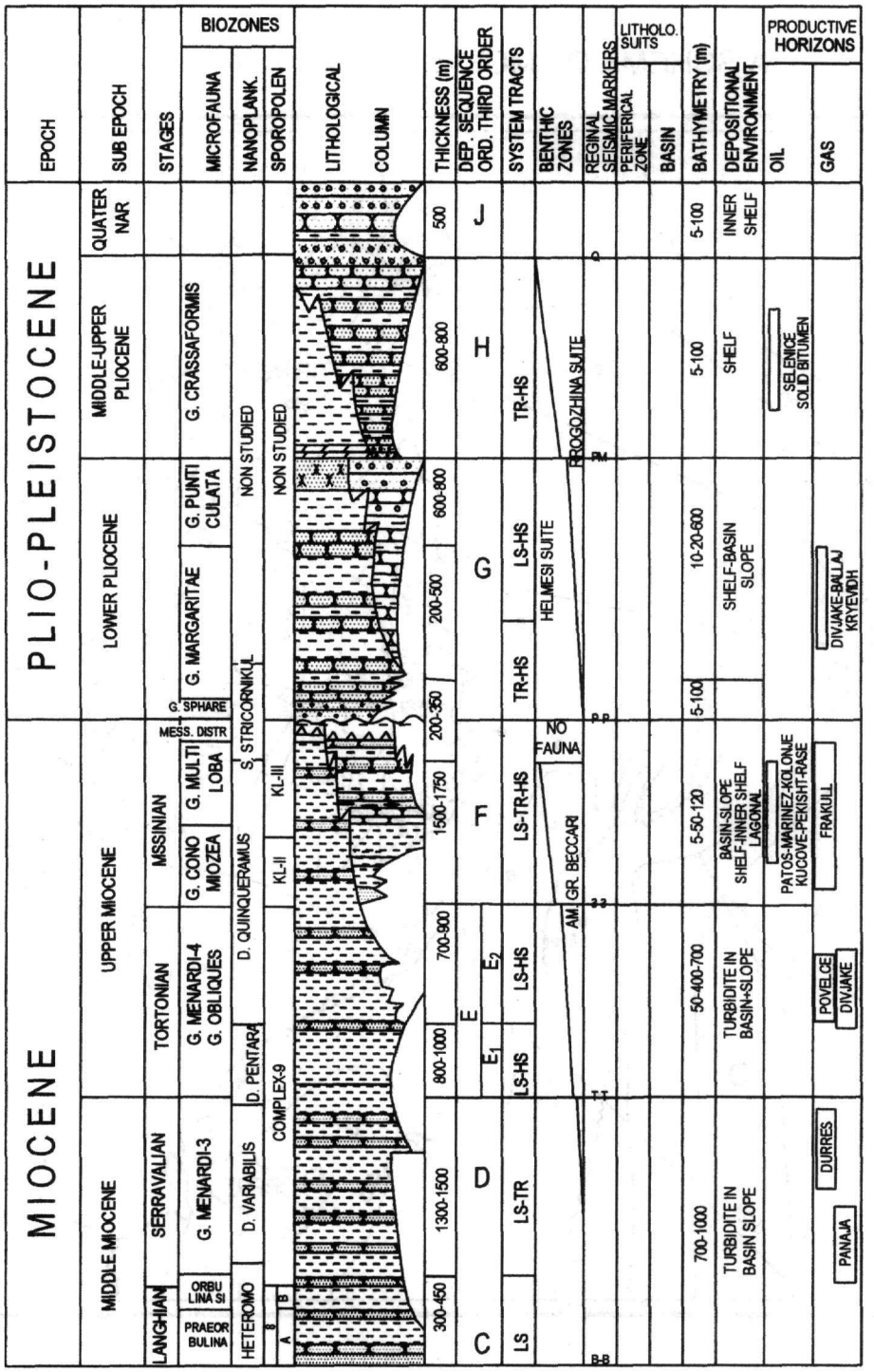


Fig. 2.

INTERPRETATION OF SEISMIC FACIE 17/89

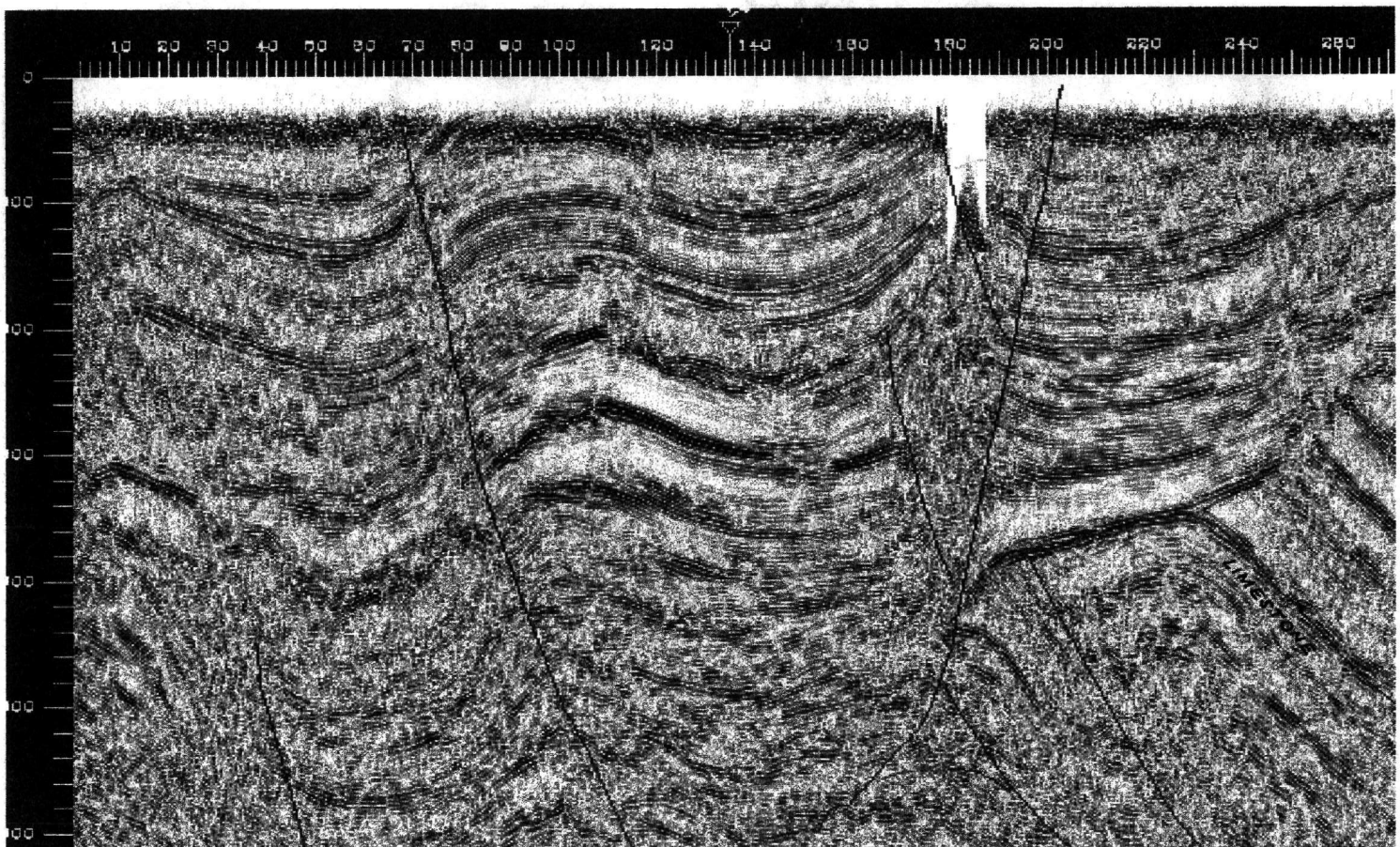


Fig. 3.

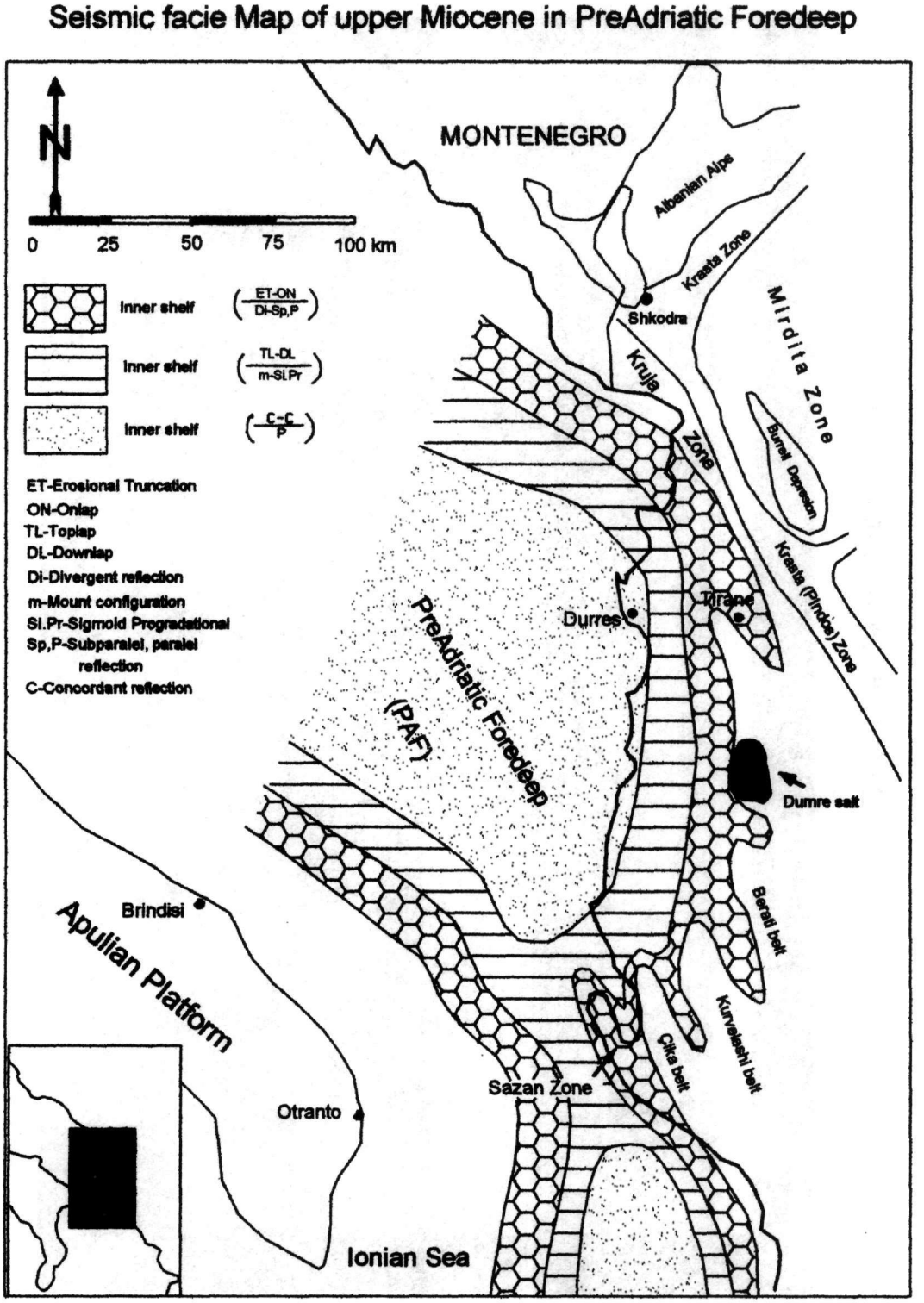

Seismic facie Map of upper Miocene in PreAdriatic Foredeep
N
0
25
50
75
100 km
Inner shelf
(ET-ON / Di-Sp,P)
Inner shelf
(TL-DL / m-Si,Pr)
Inner shelf
(C-C / P)
ET-Erosional Truncation
ON-Onlap
TL-Toplap
DL-Downlap
Di-Divergent reflection
m-Mount configuration
Si,Pr-Sigmoid Progradational
Sp,P-Subparalel, paralel reflection
C-Concordant reflection
MONTENEGRO
Albanian Alps
Krasta Zone
Shkodra
Krujа Zone
Mirdita Zone
Burrel Depresion
Krasta (Pindos) Zone
Tirana
Durres
PreAdriatic Foredeep (PAF)
Dumre salt
Berati belt
Kurveleshi belt
Cika belt
Sazan Zone
Brindisi
Apulian Platform
Otranto
Ionian Sea

Fig. 4.

Seismic facie Map of Quaternary Deposits in PreAdriatic Depression

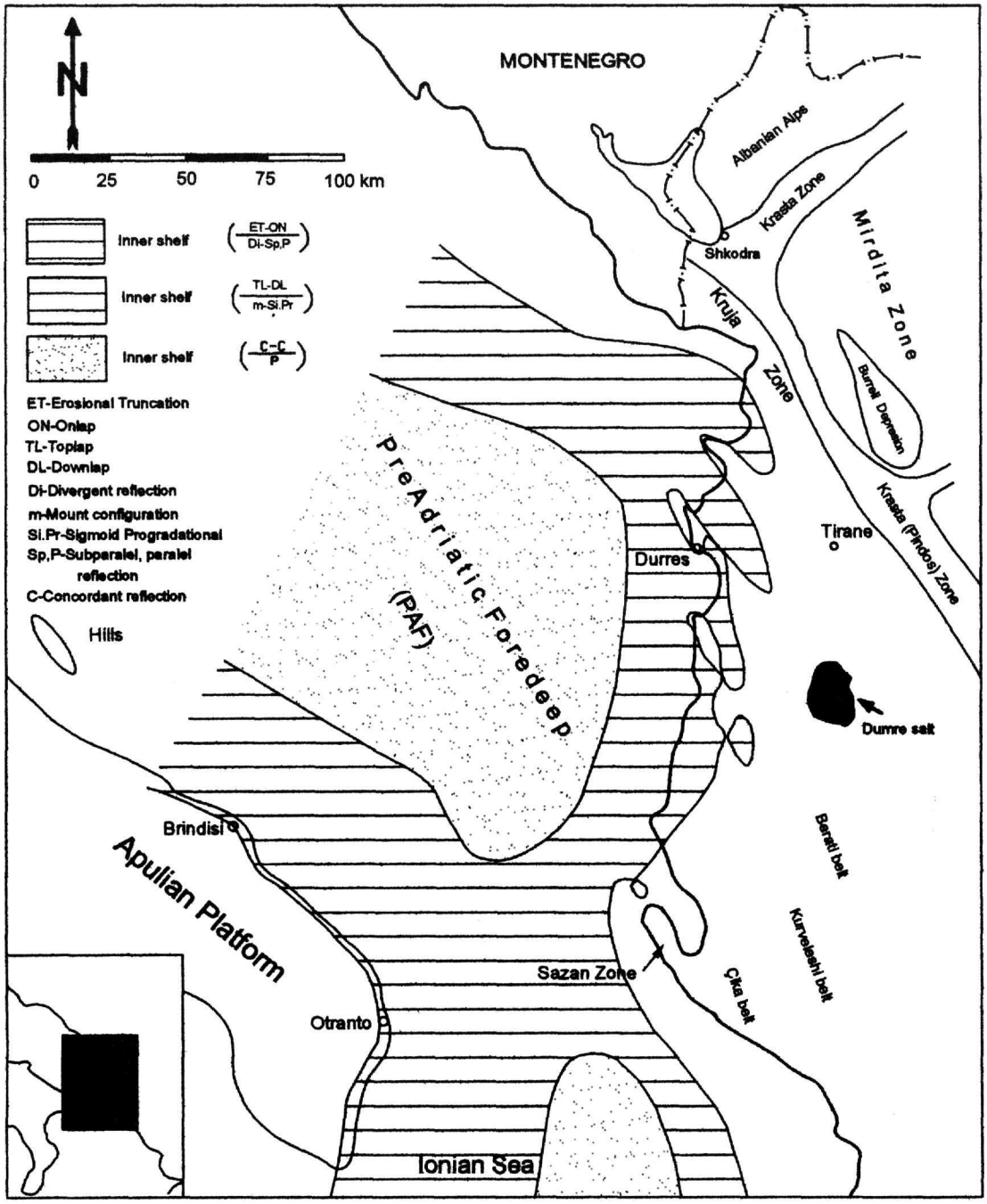


Fig. 5.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/4, 1503-1505, 2001 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/4, 1503-1505, 2001
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

THE CONTRIBUTION OF THE SEISMIC TO THE STUDY OF THE TECTONIC STYLE OF THE SELENICA–AMANTIA REGION, ALBANIA

K. JANO[1], N. RAKIPI[1], A. PIPERI[2], F. QYRANA[1] AND E. JANO[1]

ABSTRACT

The study area is located in the sourthen part of Albania. The paper presents the geological - geophysical interpretation of the Selenica - Amantia area.

It represents the central part of the Jonian Unit, from the tectonic point of view. This area is characterised by an intensive tectonic activity and by presence of some source rocks in Mesosoic carbonate section. It represents one of the most perspective zone and exploration opportunities.

In the paper is treated meanly seismic velosity model as a very important tool for interpretation of geological framework of the area. During the work we had present many geological data as deep wells, surface geology, seismic and gravimetry data.

Reprocessing of the seismic lines with updata programs helped us to improve interpretation and identifiding the most important prospects.

KEY WORDS: Ionian zone, Albania, Selenica–Amantia, Bolena–Amantia, Kocul, Amonica ECT.

1. INTRODUCTION

Authors of this paper would like to present a new tectonic model of the area. It is important not only to evidence new prospects on the area, but to identify some anticline lines, which countine on the south toward Greece. For this purpose are used conclusions of velosity gradient modeling based on horisontal and vertical gradients. In the study area are drilled a lot of exploration wells, where are performed seismologs, which helped very much for velosity modeling.

2. TECTONIC STYLE AND SEISMIC DATA INTERPRETATION

The selenica - Amantia area takes part in Kurveleshi anticline chain of the Jonian Unit.Figure 1

It is between Ballsh - Kremenara anticline chain to the East and Cika belt to the west. Figure 2.

The seismic lines are of 1980-1990 years and with "2D" registration. Based on their interpretation three strong reflection levels are distinguished going from the west to the east:

The first one is registrated in the western part (0.5-1.0) sec. and is very clear corelated with the outcroped limestone.

The second reflection is registered in 0.4-1.5 sec and belogs to Selenica-Kocul-Amantia anticline carbonate structures.

The third reflection (0,5-1.4) sec is corelated through a tectonic foult with the Kremenara structure outcroped to the eastern part.

Corelation of these reflections to the north-south direction it was possible to draw the western and eastern foults of the Selenica-Amantia anticlinal chain.

Because of the big overthrusting of the eastern structures and dippening of the eroded surface from the north to the south the velocity gradient changes to the all directions.

There are evidenced some characteristics of the tectonic style, which are common for the Jonian Unit. The study area represents a linear anticline chain, with highest part on the top of Selenica anticline.

The top of carbonate structures is eroded and jounger deposits overly transgressively, as they Messinian-Pliocene in Selenica and Burdigalian in Amonica.

1. Oil and Gas Institute Fier, ALBANIA
2. SERCOM Fier, ALBANIA

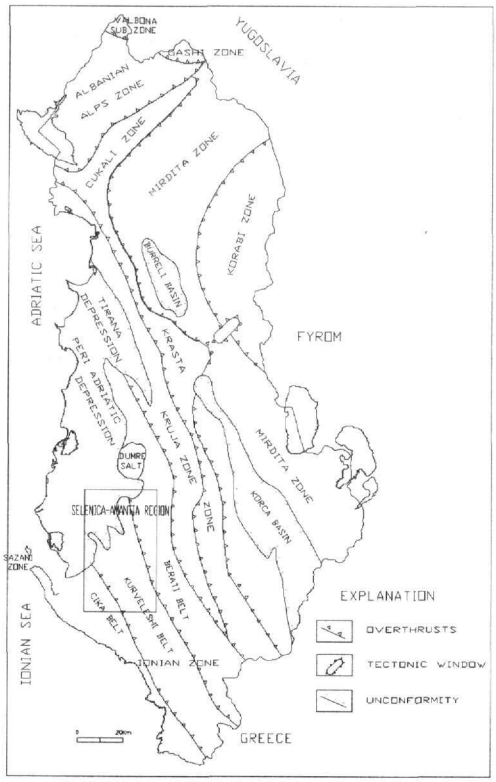


Fig 1 Study area location

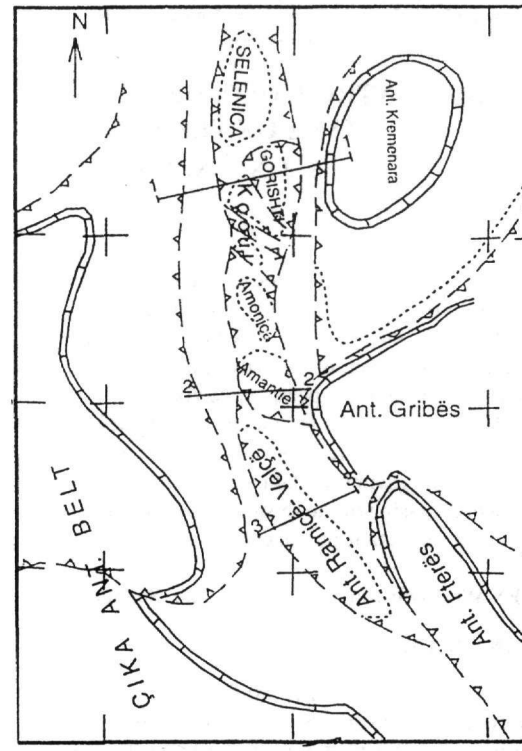


Fig. 2 Typical overthrust modelin Jonian Zone

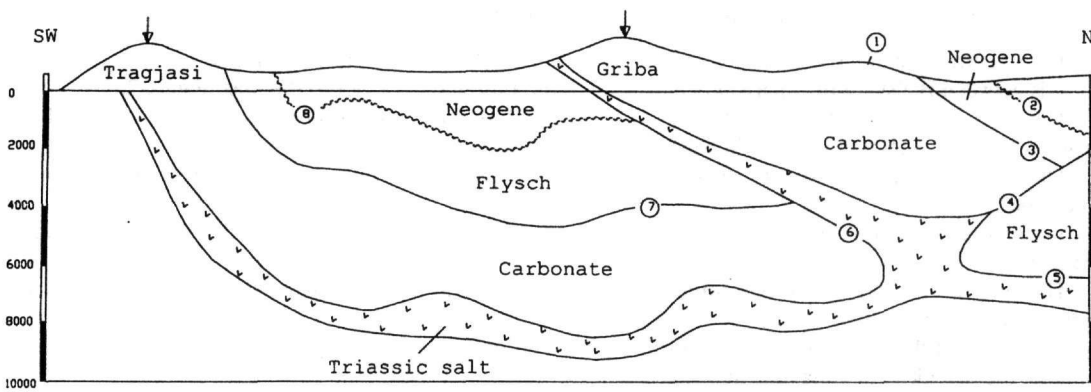


Fig. 3 The supposed geological overthrusting model previous the seismic works

Geological and seismic data show existing a fault system, in conformity with surface geology. Carrying of the seismic works in the area, were based on a simple geological model.Figure3. Gravimetry data indicate a positive anomaly extended Southwest - Northeast direction. Well and seismic data interpretation evidences some cross tectonic faults, having place since the oldest geological periods. Seismic lines have strong reflections on the top of carbonates, which contributes considerably on evidence of anticlines, faults, sinclines and eroded surfaces. Figure.4

In the very complicated geological situation and overthrusts, an important role have had define of the velocity gradient. It changes not only verticaly, but and horizontaly.

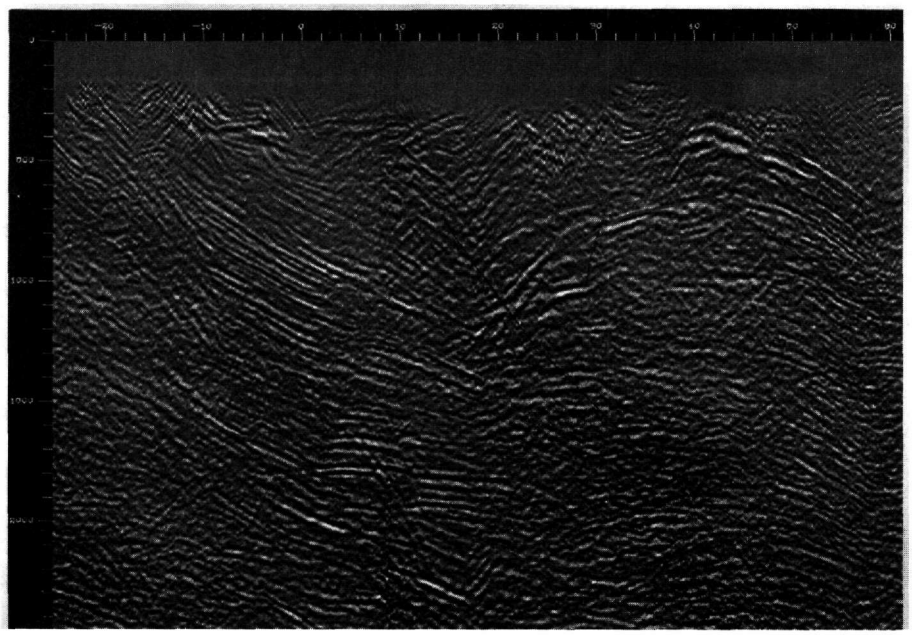


Fig. 4 The seismic model helped for the construction of a better geological model

There are defined Mollase deposits velocity, flysch velocity and Carbonate one. On the overthrust zones, it was very important to keep present velocity of the overthrust Carbonate section. So, geological framework of the area is more complicated then was presented in the previous studies.

The main characteristic of the tectonic style is overthrust of the carbonate structures toward west and some backthrusts formed in their Eastern flank. This phenomenon is encountered in Kocul, and Amonica zone, because of overthrust of Kremenara anticline toward west.

Toward South influence of eastern carbonate anticlines is decreasing and for that reason underlined anticline are reflected clearly. Therefore, it was easer for seismic reflection correlation and integration of the other factic data. Step by step it was made possible to "draw" a tectonic and structural configuration in the depth, which is more acceptable according to the plate tectonic theory. On this result helped and existing oil fields which configuration served as a "real" model of the anticline structures. Structural model represented on the base of the seismic interpretation and velocity gradients helps us for prognosis of new carbonate anticlines.

3. CONCLUSIONS

Western thrusting and backthrust features Eastward are characteristics already known for the structures of this region, which make the geological model more complex.

The Eocene unconformity on the top structure shows the earliest phase of the compression regime in the Ionian zone.

The recognition of the exact value of the lateral change gradient of the seismic velocity, gives a good contribution for the interpretation of geological setting under tectonic over thrusting and within normal carbonate section.

REFERENCES

CANAJ, B. SADIKU, Y. XHAVO, A. 1989. The stratigraphy and petrography of Hatian-Akuitanian Deposits in the Kurveleshi Belt. (Oil & Gas Institute library).

JANO, K. 1989. Geological and geophysical study of the Amantia – Ramice region (Oil & Gas Institute Library).

JANO, K. 1991. Geological and geophysical study of the region Amantia – Ramice (Oil & Gas Institute, Library).

SADIKU, Y. CANAJ, B. 1990. Geological and geophysical study of the region Amantia–Ramice (Oil & Gas Institute library)

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/4, 1507-1513, 2001 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/4, 1507-1513, 2001
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

QUANTITATIVE EVALUATION OF THE SEISMICITY IN SEISMOGENIC SOURCES OF THE CIRCUM PACIFIC RIM

G.CH. KORAVOS[1], T.M. TSAPANOS[1], P.M. HATZIDIMITRIOU[1] AND C.A. PAPAIOANNOU[2]

ABSTRACT

A quantitative measurement of the seismicity is undertaken along the seismogenic sources of the south and central America, as well as of Japan, Taiwan and Philippine islands. The mean return period, $\overline{T}$, is considered as measure of seismicity. For this purpose the whole process (method of mean value) and the part process (first asymptotic distribution of Gumbel's extreme values) techniques are adopted. The seismicity is evaluated for both shallow and intermediate focal depth shocks which occurred in the examined sources. The a and b values of the magnitude-frequency relationship are estimated for each source. The obtained results show that large well-define zones of the mean return periods are dominated in the central and south America, while this is not so strong in the areas of Japan, Taiwan and Philippine islands, which probably due to the different tectonic setting of the areas (Tsapanos, 1990).

ΣΥΝΟΨΗ

Η σεισμικότητα των σεισμογενών πηγών στις οποίες έχουν χωριστεί η κεντρική και νότια Αμερική, η Ιαπωνία, η Ταϊβάν και οι Φιλιππίνες, μελετάται στην εργασία αυτή από ποσοτική άποψη. Σαν μέτρο σεισμικότητας θεωρήθηκε η μέση περίοδος επανάληψης, T, των σεισμών. Οι μέθοδοι που χρησιμοποιήθηκαν ήταν δύο: η μέθοδος της μέσης τιμής και η μέθοδος της πρώτης ασύμπτωτης κατανομής των ακραίων τιμών. Εξετάστηκαν τόσο επιφανειακοί όσο και σεισμοί ενδιαμέσου βάθους των σεισμογενών πηγών. Οι γνωστές παράμετροι a και b της σχέσης της συχνότητας κατανομής των σεισμών υπολογίστηκαν για κάθε σεισμογενή πηγή. Βρέθηκε ότι οι τιμές της μέσης περιόδου επανάληψης σχηματίζουν μεγάλες ζώνες από επικρατούσες τιμές στην κεντρική και νότια Αμερική, ενώ αντίθετα κάτι ανάλογο δεν εμφανίζεται στην άλλη πλευρά του Ειρηνικού και συγκεκριμένα στην Ιαπωνία, στην Ταϊβάν και στις Φιλιππίνες, που πιθανότατα οφείλεται στην διαφορετική τεκτονική συμπεριφορά τους (Tsapanos, 1990).

KEY WORDS: seimicity, mean return periods, Japan, Taiwan, Philippine, central and south America, method of mean value (M.M.V.), Gumbel (GI).

1. INTRODUCTION AND METHOD APPLIED

Quantitative methods have been applied over the last decades to estimate the seismicity of an area. Common methods used in these analyzes are the whole (method of mean value-M.M.V.) and the part (G^1) processes. One of the ways for characterizing the seismicity of a region is through the study of its magnitude distribution in the time domain. The classical magnitude-frequency relationship suggested by Gutenberg and Richter (1944) is still the most commonly used:

$$\mathrm{Log}N_k = a_k - bM \qquad (1)$$

where N, is the number of earthquakes greater or equal to M which occur in a region during a given time period in relation to their magnitudes, M; and k is the number of years covered by the data sample. A large number of studies based on the well known Gutenberg-Richter's (whole process) parameters, *a* and *b* are published (Gutenberg and Richter, 1954; Papazachos et al., 1987; Hatazidimitriou et al., 1994; Tsapanos and Papazachos, 1998; Manakou and Tsapanos, 2000).

Alternatively, the first asymptotic distributions of extreme values of Gumbel (part process) have also proved

1. Aristotle University of Thessaloniki, School of Geology, Geophysical Laboratory, 54006 Thessaloniki, Greece.
2. I.T.S.A.K., P.O. Box 53 Foinikas, GR-55102 Thessaloniki, Greece.

useful in evaluating the seismicity. The first asymptotic distribution of the extreme theory (Gumbel, 1958) is defined by:

$$\Phi^{I}(M)=\exp(\exp(-\alpha(M-u))),\ M>0 \qquad (2)$$

Several, out of many seismologists evaluated the seismicity through first asymptotic distribution which has the advantage that it does not require analysis of the whole data set (Epstein and Lomnitz, 1966; Yegulalp and Kuo, 1974; Makropoulos, 1978; Burton, 1979; Papaioannou, 1984; Tsapanos and Burton, 1991; Boomer et al., 1998). Epstein and Lomnitz (1966) assuming a Poisson distribution for the number of earthquakes with magnitudes exceeding zero in a year, found that the largest annual earthquake magnitude is distributed with the following cumulative distribution function:

$$G(M)=\exp[-\alpha\exp(-\beta M)],\ M\geq 0 \qquad (3)$$

where G(M) is the probability that an earthquake magnitude is M or lesser in a year.

The expected time interval for occurrence of one earthquake with magnitude greater or equal to M is defined as the mean return period, T (in years), which is given by:

a) whole process $\bar{T} = \frac{1}{N}$ (4)

and b) part process $T(M) = \frac{1}{1-\Phi(M)}$ (5)

where $[1-\Phi(M)]$ is the probability that an earthquake magnitude will be exceeded. The equations (4 and 5) are used in order to compute the quantitative seismicity of the seismogenic sources in which Japan, Taiwan, Philippine, central and south America are pre-divided (Papazachos et al., 1997). In figure (1) the seismogenic sources and the epicenters of earthquakes considered for the present study are depicted.

2. THE DATA SET

The fundamental requirement of the earthquake catalogue used in such studies is that it ought to be complete and homogeneous, that is, the data set must include all earthquakes of a certain time period with magnitudes larger than a certain cut off value and the magnitudes must be in the same magnitude scale, respectively. Moreover the data used must be accurate and have a rather big number of events. In order to obtain data which fulfill the predefined conditions we used all the available global catalogues (Tsapanos et al., 1990; Pacheco and Sykes, 1992; Abe 1994. In order to enrich our data set with more data the I.S.C. bulletins considered, for the time span 1991-1996. The accuracy of each catalogue is given, and the homogeneity is fulfilled by the acceptance of the surface magnitude (M_s) scale. So we have to deal carefully with the completeness because the sample of each source is not complete, due to various reasons. Several tests are performed to check the completeness of the data, for several time periods, on the basis of the cumulative frequency distribution of the magnitude M_s, and the cumulative time distribution of the number of earthquakes with magnitudes larger than a certain value (Tsapanos and Papazachos, 1998). The completeness of some selected source is listed in Table (1), as an example. Our data cover a time span of 103 years (1894-1996).

In order to increase the number of data used in each time period and extend the curve derived from equation (1) to lower magnitudes, the frequencies of the magnitude for which the sample is not complete have been reduced to the interval of 103 years. In order to accomplish this procedure we follow the equation:

$$V_k = V\frac{K}{K_i}\quad i=1, 2, 3, 4 \qquad (6)$$

where V is the number of earthquakes with magnitude M, which are observed during a time span of K_i years and V_k, is the reduced number of the shocks for another time period K which is the total number of years for which data are available (103 for our case).

TABLE 1. The completeness obtained and used in order to evaluate the seismicity of the examined sources. The completeness, of the corresponding sources of figure (2), is listed.

SA-7	J-5	PH-17	DCA
1899-1996, M≥7.0	1895-1996, M≥7.1	1903-1996, M≥7.0	1911-1996, M≥7.0
1963-1996, M≥6.4	1930-1996, M≥6.7	1957-1996, M≥6.0	1937-1996, M≥6.5
1980-1996, M≥5.5	1956-1996, M≥6.0	1965-1996, M≥5.5	1955-1996, M≥6.0
	1983-1996, M≥5.5		

Conditions are considered in order to check the reliability of the results. These are: a) the difference between the maximum and the minimum magnitude in the data set is greater than or equal to 1.4 (Papazachos, 1974); b) the number of [LogN-M]pairs must be 5 or larger (Hatzidimitriou et al., 1994) and c) missing years (only for G^I method) must be <25% of the total entries (Burton, 1979). In figure(2a)we plot the LogN against M (through M.M.V), while in figure (2b) we plot (using the G^I method) the Log(-lnG) versus M, for some seismogenic sources.

3. RESULTS AND DISCUSSION

We check first how sensitive are the b-values obtained by both methods. For this purpose we plot (fig. 3) the difference between the b-values estimated by whole and part processes (M.M.V.- G^I) against the corresponding seismogenic sources. The sources 1 to 41 belong to shallow shocks, while the rest sources represent the intermediate events. Individual large differences are observed for some sources, but the mean, of all calculated differences (separately shallow and intermediate), is negligible. Then we examined separately the b and the a values deduced from M.M.V. and G^I methods. In Figures 4 (a and b) we plot the b and the a values estimated from G^I against M.M.V. Circles represent the observations of the sources (both shallow and intermediate), while with rhombus we illustrate the mean of b and a values with a step 0.1 and 0.5, respectively. As it is shown in both figures the least square lines of the means of b and a coincided with the mean line Y=X. The dash line shows the least square line of the individual observations. These lines (figs. 4a and 4b) show a trend that the values derived by G^I technique are underestimated in comparison with those obtained through the method of the mean value.

We apply then the equations (5 and 6) in order to obtain the mean return periods of the seismogenic sources. As we previously mentioned we used this quantity as a quantitative measure of seismicity. The results are grouped in 4 categories. We computed the mean return periods for both magnitudes M≥6.5 and M≥7.5. The seismic sources in which the examined areas (Central and South America, Japan-Taiwan and Philippine islands) are divided, based on various criteria, taken from Papazachos et al. (1997). We believe that the shape of the seismogenic sources does not influence much the obtained seismicity results. On the other hand, this can affect the seismic hazard estimators. We observed (fig. 5a) that either for magnitude M≥6.5 or M≥7.5, from M.M.V., large zones of same estimates, which are clearer in central and south America with small $\bar{T}$ values (lower to 5 years), which means sources of high seismicity. On the other hand in Japan, Taiwan and Philippine islands (fig. 5b) we can inspect values of $\bar{T}$ within the interval (group) 5 to 10 years, although a number of exceptions exists. Another observation for magnitudes M≥7.5 in this area reveals that some of the sources are empty, which means that either the largest observed magnitude is lower than 7.5, or this is due to the fact that for estimating the value ($\bar{T}$ or T(M)). We dealt with data coverage which are lesser than the return period of large earthquakes. Recurrence time of such large earthquakes ranges between 130-400 years (Rikitake, 1976; Nishenko, 1991; Scholz, 1994). We see that the observed pattern and particularly the one for erathquakes with magnitude M≥7.5, is in good aggreement with the results obtained by Tsapanos and Papazachos (1998). We then follow the same procedure for the G^I method. The general pattern for central and south America is almost the same in comparison with M.M.V. Large zones (M≥6.5) with values between 5 to 10 years covered almost the whole south America, but also different groups (values lower than 5, 10 to 20 years, as well as lower than 35 years) observed (fig.6a). Well-defined zones of same $\bar{T}$ (different from those evaluated before) are also formed when we dealt with M≥7.5. In figure (6b) the sources of Japan, Taiwan and Philippines are depicted. We can't observed any clear pattern for both magnitudes examined, M≥6.5 and M≥7.5. Sources of different $\bar{T}$ values are mixed demonstrated in this way zones of low or/and high seismicity.

REFERENCES

ABE, K. (1994). Instrumental magnitudes of historical earthquakes, 1892 to 1898, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 84, 415-425.

BOOMER, J., McQUEEN, C., SALAZAR, W., SCOTT, S. and WOO, G. (1998). A case study of the spatial distribution of seismic hazard (El Salvador), *Nat. Hazards*, 18, 145-166.

BURTON, P.W. (1979). Seismic risk in southern Europe through to India examined using Gumbel's third distribution of extreme values, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 59, 249-280.

EPSTEIN, B. and LOMNITZ, C. (1966). A model for the occurrence of large earthquakes, *Nature*, 211, 954-956.

GUMBEL, E.J. (1958). Satistics of extremes, *Columbia Univ. Press*, N.Y., 375pp.

GUTENBERG , B. and RICHTER, C.F. (1944). Frequency of earthquakes in California, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 34, 185-188.

GUTENBERG, B. and RICHTER, C.F. (1954). Seismicity of the earth and associated phenomena, *Princeton Univ. Press*, Princeton, N.Y., 310pp.

HATZIDIMITRIOU, P.M., PAPAZACHOS, B.C. and KARAKAISIS, G.F. (1994). Quantitative seismicity of the Aegean and surrounding area, *Proc. XXIV Gen. Assem. ESC*, Athens, Greece, 19-24 September 1994, vol. 1, 155-164.

MAKROPOULOS, K.C. (1978). The statistics of large earthquakes magnitude and an evaluation of Greek seismicity, *Ph.D. Thesis, Univ. of Edinburgh*, Edinburgh, 193pp.

MANAKOU, M.V. and TSAPANOS, T.M. (2000). Seismicity and seismic hazard parameters evaluation in the island of Crete and the surrounding area inferred from mixed data files, *Tectonophysics*, 321, 157-178.

NISHENKO, S.P. (1985). Circum-Pacific seismic potential, 1989-1999, *Pageoph*, 135, 169-259.

PACHECO, J.F. and SYKES, L.R. (1992). Seismic moment catalog of large shallow earthquakes, 1900 to 1989, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 82, 1306-1349.

PAPAIOANNOU, Ch. A. (1984). Attenuation of seismic intensities and seismic hazard assessment in Greece and the surrounding area, *Ph.D. Thesis, Univ. of Thessaloniki*, Thessaloniki, 200pp. (In Greek with English abstract).

PAPAZACHOS, B.C. (1974). Dependence of the seismic parameter b on the magnitude range, *Pageoph*, 112, 1059-1065.

PAPAZACHOS, B.C., PPAPADIMITRIOU, E.E., KIRATZI, A.A., PAPAIOANNOU, Ch. A. and KARAKAISIS, G.E. (1987). Probabilities of occurrence of large earthquake in the Aegean and surrounding area during the period 1986-2006, *Pageoph*, 125, 597-612.

PAPAZACHOS, B.C, PAPADIMITRIOU, E.E, KARAKAISIS, G.F. and PANAGIOTOPOULOS, D.G. (1997). Long-term Earthquake prediction in the circum-Pacific convergent belt, *Pageoph*, 149, 173-217.

RIKITAKE, T. (1976). Recurrence of great earthquakes at subduction zones, *Tectonophysics*, 35, 335-362.

SCHOLZ, C.H. (1994). The mechanics of earthquakes and faulting, *Cambridge Univ. Press*, 439pp.

TSAPANOS, T.M. (1990). b-values of two tectonic parts in the circum-Pacific belt, *Pageoph*, 134, 229-242.

TSAPANOS, T.M. and BURTON P.W. (1991). Seismic hazard evaluation for specific seismic regions of the world, *Tectonophysics*, 195, 153-169.

TSAPANOS, T.M. and PAPAZACHOS, B.C. (1998). Geographical and vertical variation of the earth's seismicity, *J. Seismology*, 2, 183-192.

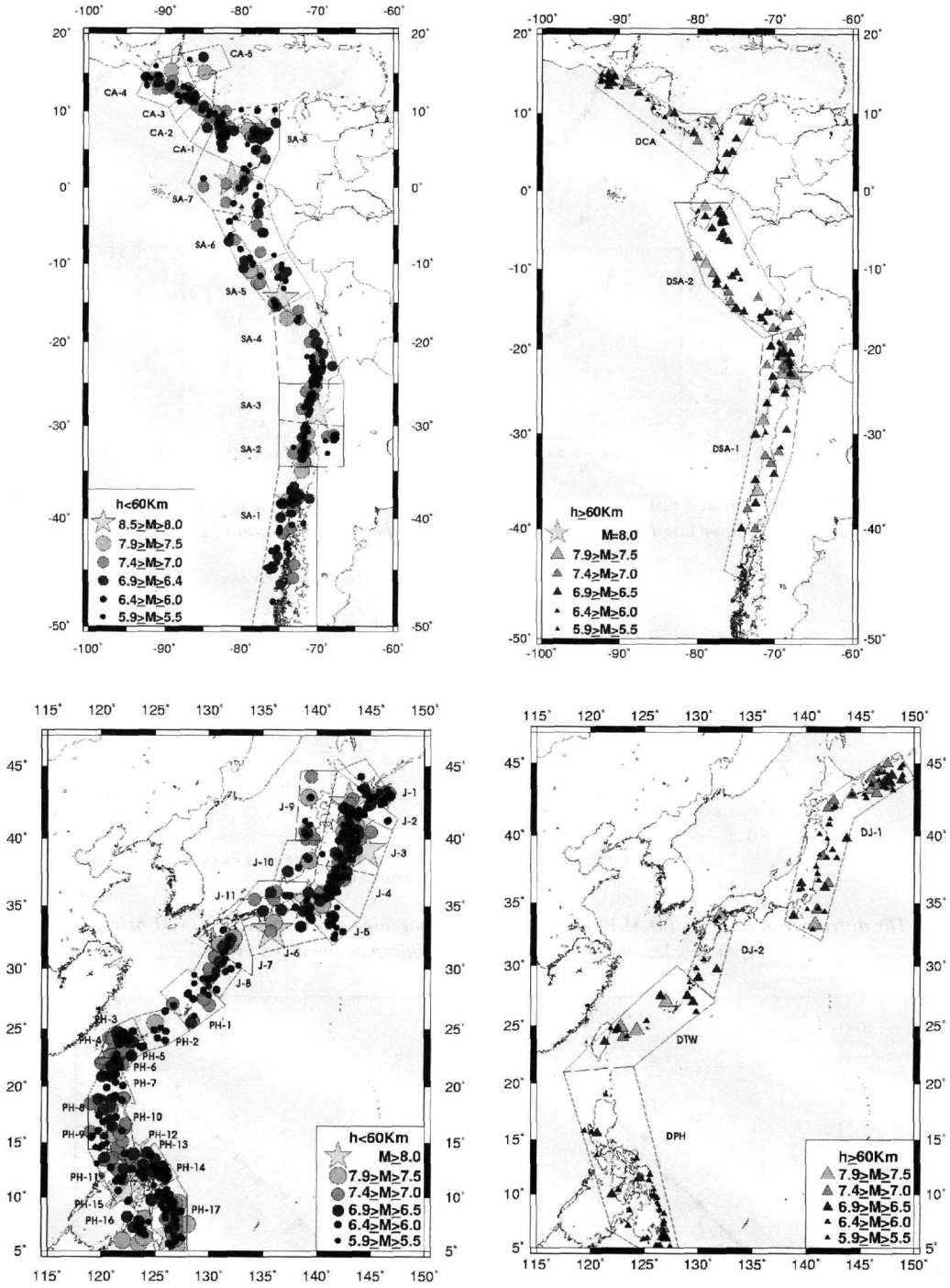


Fig. 1. Geographical distribution of the epicenters of: a) shallow earthquakes in central and south America; b) intermediate depth events in the same area; c) shallow earthquakes in Japan-Taiwan-Philippines; and d) intermediate depth shocks in the same area. The borders of the sources are also depicted.

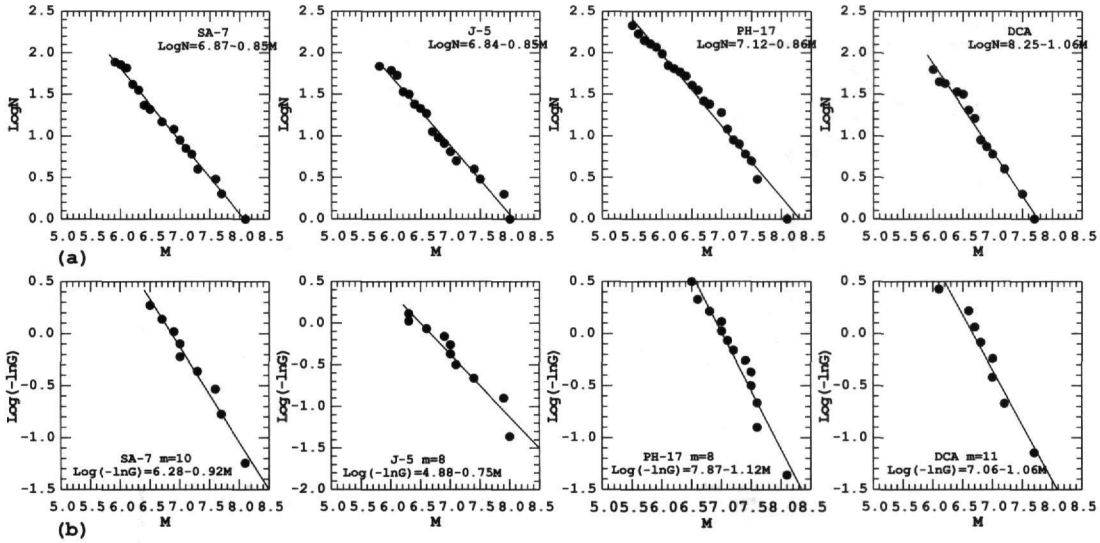


Fig.2. The frequency-magnitude distribution for three sources of shallow and one of intermediate focal depths. a)Gutenberg-Richter law (plot of LogN-M) and b)Gumbel (I) distribution [Log(-lnG)-M].

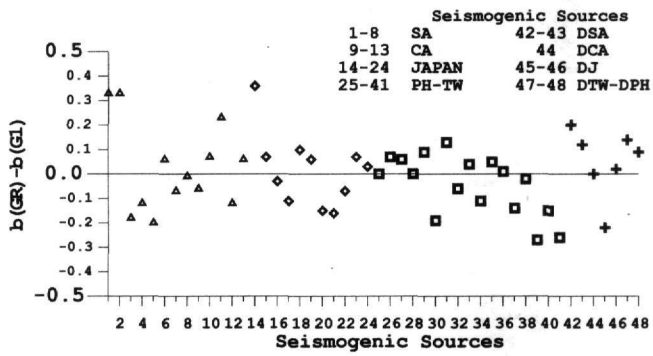


Fig.3. The difference of b values (M.M.V-G[I]) versus the seismogenic sources. Source 1 to 41 belong to shallow depth shocks, while 42 to 48 belong to intermediate depth events.

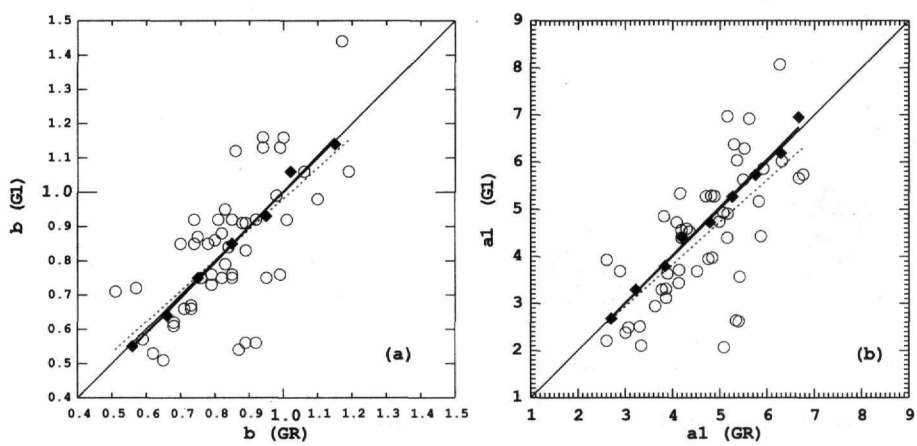


Fig.4. Plot of (a): b-values estimated by both methods and (b) a-values obtained by the application of both methods. The least square lines of the means b-values and a-svalues coincided with the mean line Y=X.

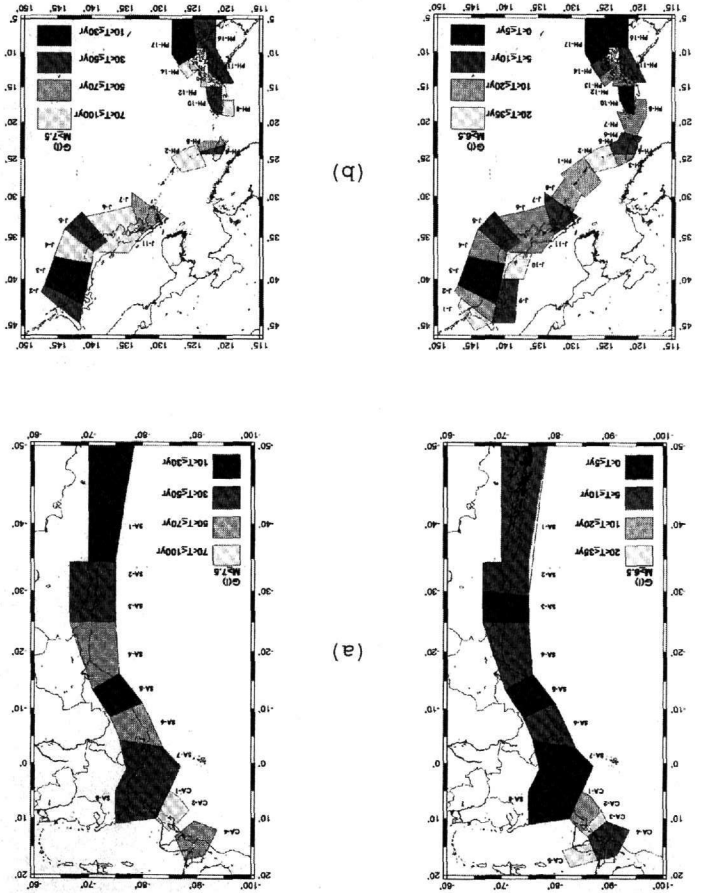


Fig. 5. The division of the seismogenic sources in four categories according to the mean return period of earthquakes with magnitudes $M^3$6.5 and $M^3$7.5: a) in central and south America and b) in Japan Taiwan and Philippines, derived from M.M.V.

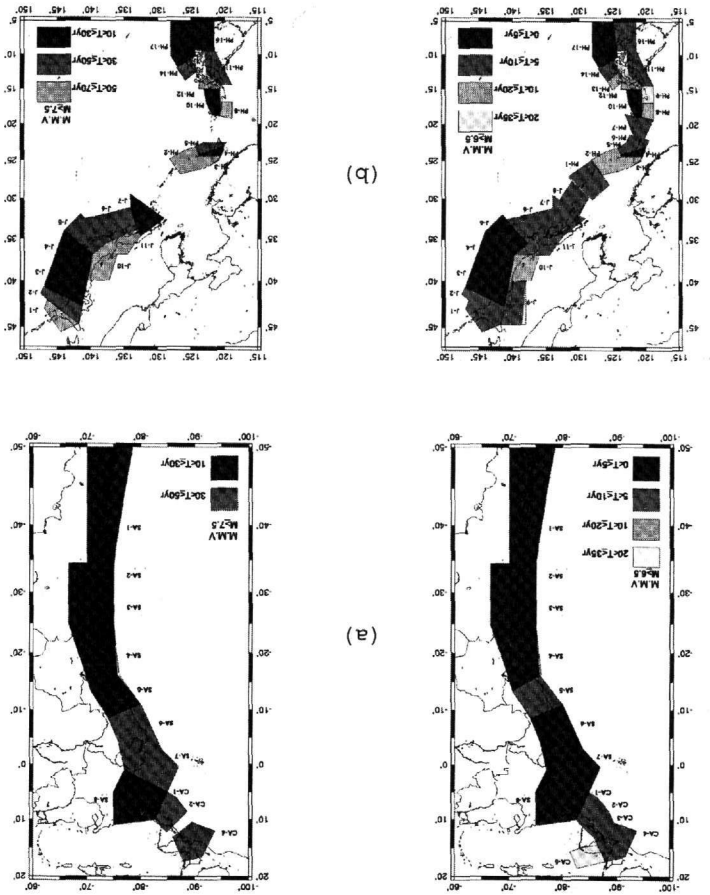


Fig. 6. The division of the seismogenic sources in four categories according to the mean return period of earthquakes with magnitudes $M^3$6.5 and $M^3$7.5: a) in central and south America and b) in Japan Taiwan and Philippines, derived from G^I.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/4, 1515-1521, 2001 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/4, 1515-1521, 2001
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

PARAMETERS OF INTENSITY DISTRIBUTION IN THE IZMIT AND DUZCE (TURKEY) EARTHQUAKES

E. L. LEKKAS[1]

ABSTRACT

On 17th August and 12th November 1999 the wider area of Izmit, Adapazari, Dózce and Bolu (Turkey) was hit by two seismic shocks with magnitude M_W = 7.4 and M_W = 7.1, respectively. The earthquakes produced surface ruptures over a distance of at least 150 km, as well as settlement, soil fissures, liquefaction, landslides, tsunamis and subsidence. Damage and intensity evaluation followed the EMS_{1992} and EMS_{1998}. The maximum intensities approached XII in both earthquakes. Intensity maps show alignment parallel to the strike of the seismic faults, with local variations due to geometry and kinematics of certain tectonic structures. Intensities were considerably amplified locally by concomitant geodynamic phenomena.

KEY WORDS: EMS-1998, earthquake, Turkey, tectonic, site effect

1. INTRODUCTION

On 17 August, 03:01:37 local time, a severe earthquake occurred, with an epicenter at the southwestern suburbs of Izmit town in Turkey. The earthquake magnitude was M_w = 7,4 and the seismic source depth was estimated at 15-17 km. Extensive damage was recorded along an E-W zone of about 100 km in length that includes the towns of Adapazari, Izmit, Gφlcók and Yalova. Heavy damage was also reported farther away, as in Istanbul, Bursa, Eskisehir, Dózce, Bolu (Figure 1).

Almost three months later, on 12th November 1999, 19:57:21 local time another severe seismic event of magnitude M_w = 7.1 took place with epicentre about 90 km to the east of the former. The earthquake caused significant damage along an E-W zone about 70 km long, which included Adapazari, Hendek, Dózce, Kaynasli, Bolu and other population centres (Figure 1).

The surficial expression of the seismic fault and the manifestation of concomitant geodynamic effects largely contributed to the damage at both events. The effects included soil fissures, liquefaction, landslides, settlement, lateral spreading, coastline changes, tsunamis, and so on, as well as fires (LEKKAS et al., 1999). Additionally, tectonic structures related to strike-slip deformation, such as pull apart basins, oversteps, en echelon arranged fractures and so on, as well as the local geotechnical conditions and construction type, all played a part in the manifestation and extent of damage.

The purpose of this paper is to determine the parameters that contributed qualitatively and quantitatively to damage manifestation and intensity distribution during the earthquakes of 17th August and 12th November 1999. The results come from both field observations and data elaboration at the laboratory.

2. SEISMIC FAULTS

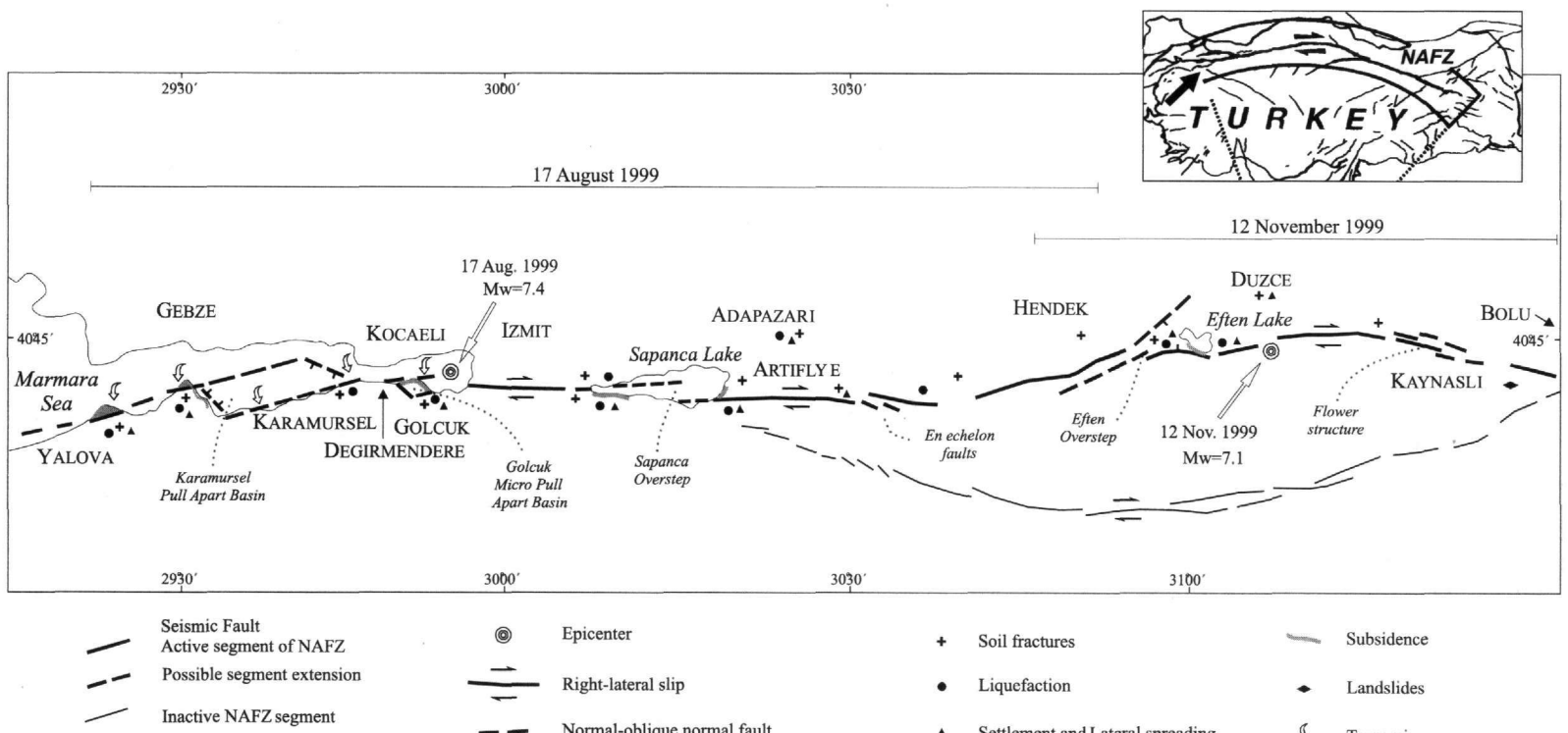
The 17th August 1999 earthquake was centered in the outskirts of Izmit town. The earthquake was the result of the reactivation of the North Anatolian Fault Zone, and particularly of a portion of it that was dormant in previous seismic events of the 20th century (STEIN et al., 1997). Before the earthquake, repeated GPS surveys indicated an average creep displacement of 10-15 mm in this portion of the fault zone (ARMIJO et al., 1999, STRAUB et al., 1997). Instrumental data indicate that the fault plane was almost vertical striking E-W with a right-lateral strike-slip movement.

Field observations show that the surficial rupture was more than 90 km long (LEKKAS et al., 1999), vertical with right-lateral displacement in excess of 5 meters, in good agreement with the instrumental data (Figure 1). This seismic fault extends into the submarine area of Marmara bay and west of Gφlcók.

The 12th November 1999 earthquake, the epicenter of which was south of Dózce, occurred at the eastern end of the previously activated segment of the NAFZ (Figure 1). Also, this section remained dormant in other

1. Dept. of Geology, Panepistimioupoli, 15784 Athens, Greece

Fig. 1 Map depicting the segments of the North Anatolian Fault Zone reactivated during the earthquakes of 17th August and 12th November 1999, and the concomitant geodynamic phenomena that took place.



earthquakes of our century. Instrumental data show that the fault plane is almost vertical, strikes E-W and is characterized by a right-lateral slip. Field data showed that the seismic rupture surface is vertical and more than 40 km long and the horizontal offset locally exceeded 4.5 meters.

The two activated fault segments of the NAFZ caused impressive displacements of rows of trees, fences, roads, pavements and canals, which allowed determination of the geometric and kinematic characteristics of the seismic fault on each section of it. The geometry and kinematics varied locally along the deformation zone; these local variations are attributed to the mode of fracture, the stress field and the occurrence of heterogeneous media -particularly the differential performance of geological formations.

Such variations usually appear along strike-slip faults and are strongly related to oversteps, en echelon structures, flower structures, micro (a few tens of m) and macro (several hundreds of m to a few km) pull-apart basins (AYDIN & NUR 1982, HARDING 1985, LADE & COLE 1984, MANN et al., 1983, and others) and are held responsible for local differentiation in damage manifestation and intensity distribution (Figs. 1, 2).

3. CONCOMITANT GEODYNAMIC PHENOMENA

During the earthquakes of 17th August and 12th November 1999 a number of geodynamic phenomena (LEKKAS et al., 1999) took place in the broader epicentral area (Figure 1). These phenomena are not only of academic interest, as they aggravated the impact, amplified the intensities, and contributed to intensity differentiation from place to place either in the meizoseismal area or at longer distances. These effects are briefly described below:

- Soil fissures. Soil fissures were reported in many places that loose recent sediments occur. The most characteristic ones were described around Sapanca lake, along the coastal zone among Gφlcók, Degirmendere and Yalova, in Dózce and Kaynasli.
- Liquefaction. It was recorded in the plain area around Sapanca lake, in Adapazari, as well as in the coastal area of Gφlcók-Degirmendere-Yalova and in the region of Eften lake.
- Landslides. Despite the high magnitude of the 17th August 1999 earthquake, few landslides occurred in the epicentral area. Only few and restricted rockfalls took place along several very steep slopes built of highly fractured rocky formations.
- Settlement. It appeared in many places of the epicentral area, mainly where recent loose formations crop out. Lateral spreading and soil fissures were also present, resulting from the differential settlement of the upper geological strata, as was the case in the neighbouring area of Adapazari and around the lakes of Sapanca and Eften.
- Tsunamis. The 17th August earthquake generated a tidal wave, which affected the coastal region of Marmara bay, mainly the Gφlcók-Yalova area. The submergence of Gφlcók-Degirmendere coastal area is believed to have amplified the influence of the tsunami, the height of which was approximately 4 meters.
- Subsidence. The earthquakes of 17th August and 12th November 1999 produced right-lateral displacements or slip on surface ruptures over a distance of at least 130 km and were nucleated at a depth of 15-17 km. The fault rupture was very often characterised by en echelon, R, R´ and P shear structures, and so on. These structures caused subsidence, uplift and rotation on micro and macroscale. The submergence of many coastal areas was the result of pull apart basin formation. The most representative example is the extended subsidence that occurred in the eastern part of Gφlcók. The subsidence of the coast near Gφlcók caused a maximum submergence about 3.5 m.

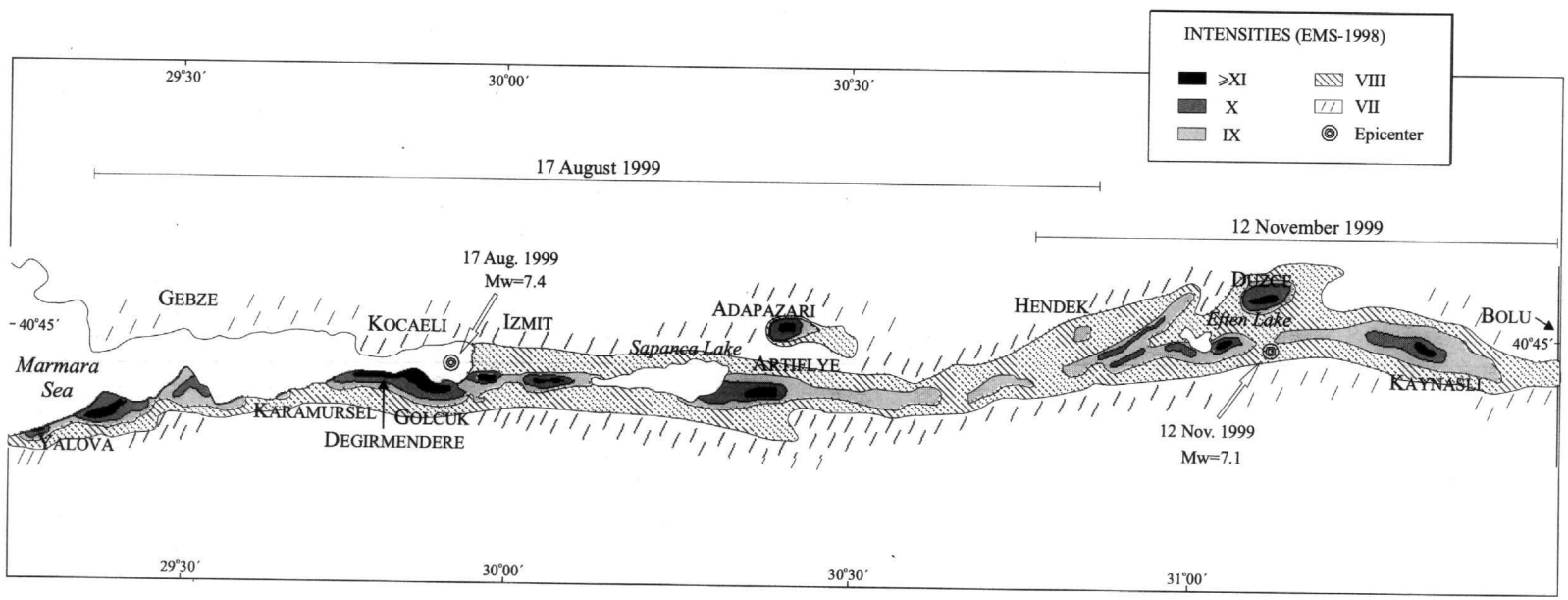
The submergence of some regions as well as the manifestation of concomitant geodynamic phenomena are particular cases that aggravated the severity of the earthquake in urban areas. In these cases the augmentation of intensities is not solely or directly attributed to seismic shaking itself.

4. INTENSITY EVALUATION-GEOGRAPHIC DISTRIBUTION

Intensity evaluation of the affected area employed the European Macroseismic Scale (EMS-1992) and the updated EMS-1998 (Grónthal, ed. 1993, 1998).

Intensity evaluation was primarily based on damage recordings assessment that contributed to the compilation of an intensity map of the affected area for each seismic event separately (17th August 1999 and 12th November 1999 earthquakes), wherever possible. Additionally, recordings of other effects (not only construction damage) were taken into account in the final evaluation, according to the given guidelines (Grónthal ed. 1993, 1998).

Fig. 2 Intensity distribution (EMS_{1998}) after the earthquakes of 17th August and 12th November 1999.



In order to elaborate damage data, areas with dimensions of about 500x500m were considered as the basic units, each one corresponding to a few urban blocks. Airphotos and satellite data were indispensable, particularly in areas that were razed and almost all of the buildings collapsed (e.g. Adapazari, Gφlcók, Kaynasli).

After evaluation of data recordings, an intensity map was obtained according to the EMS-1998, as depicted in figure 2. The intensity evaluation was done separately for each earthquake, when it was possible. The map shows that:

- The maximum intensities exceeded I_{EMS98}=XI and locally reached XII (Figure 3) for both seismic events of 17th August and 12th November 1999. During the first earthquake, maximum intensities occurred in the coastal area of Gφlcók, in Degirmendere, in Yalova and in Adapazari (Figs. 4, 5). Particularly, total collapse of the constructions occurred in the coastal area of Gφlcók, due to the submergence of the region into the Marmara sea. Constructions were not only affected by seismic loading but also by subsidence, tsunamis, lateral spreading and liquefaction. A similar picture was present in the coastal region of Degirmendere. On the other hand, the situation was better in parts of Yalova, because only liquefaction, soil fissures and lateral spreading took place. Parts of Adapazari town were devastated and all buildings collapsed. These sites were dominated by soil fissures, liquefaction, effects of "sedimentary basin" and "basin edge" effects and so on (Kawase 1996, Lekkas 2000b), which played a significant part in intensity distribution. In Adapazari, tens of buildings sank into the ground, toppled, were partially overturned or collapsed because the soil beneath them liquefied and weakened the foundations (Figure 3). On the contrary, damage was lighter in areas of the town where none of the above phenomena occurred. Intensities that exceeded I_{EMS98}=XI degree were recorded after the 12th November 1999 earthquake in a portion of Kaynasli, which collapsed thoroughly due to the surface impact of a zone of seismic fissures in the form of a negative flower structure (Lade & Cole 1984, Harding 1985), and also due to settlement, lateral spreading and liquefaction.
- I_{EMS-98} = X intensities were present in a wider area that formed two elongated zones in both seismic events. Specifically after the 17th August earthquake, X intensities occurred in an E-W zone that began at Yalova (Figs. 6), was found again at Gφlcók, passed through Izmit and stopped in Sapanca lake. The zone reappeared in Adapazari and terminated east of the town. The width of the zone ranged from 100m to 200m. After the 12th November 1999 earthquake, I_{EMS-98} = X contours were arranged in a similar E-W trending zone, which covered the areas of Hendek, Dózce, Kaynasli and was up to 800m wide at places. The exact estimation of the intensities that were attributed to the second earthquake was quite hard to make (12th November 1999) in the area between Adapazari-Dózce, because constructions had already been damaged by the earthquake of 17th August 1999. In this case, the cumulative effect of both earthquakes was estimated, incorporating the damage from both earthquakes. In Dózce, about 30% of the damage is attributed to the first earthquake (17th August) and 70% to the second earthquake (12th November). This estimate regards only the structural elements of reinforced concrete constructions. It was found that the first earthquake exhibited maximum intensities that reached I_{EMS98}=VIII in an E-W zone at Dózce area, while after the second earthquake intensities exceeded I_{EMS98}=X and locally approached XI. This may be attributed to the fact that the resistance of the constructions had already been weakened by the first earthquake.

Fig. 3 Representative view of a portion of Adapazari that suffered total damage (I_{EMS-98} = XII) after the 17th August earthquake.

Fig. 4 Reinforced concrete frame structure that collapsed in Gφlcók town (damage degree 5).

- I_{EMS-98} = IX contours covered a wider E-W zone after each earthquake. This intensity zone coincides with the deformation zone, and is wider where pull apart basins, oversteps, flower structures and other strike-slip deformation features occurred.
- I_{EMS-98} = VIII intensities also developed in an E-W zone after each earthquake. The arrangement of these intensity contours is not so linear as of the high intensity ones. In this case, intensities seem to have been significantly controlled by site effects or by remarkably poor performance of constructions. More specifically, the distribution of VIII contours depended on the foundation soil response and mainly on the amplification of seismic waves when, for example, loose thin surficial formations overlay the alpine basement. It also depended on the alpine basement geometry that controls the seismic energy propagation.

Fig. 5 Reinforced concrete frame structure that sustained collapse of ground floor in the area of Gφlcók -Degirmendere (damage degree 5).

Fig. 6 Reinforced concrete frame structure in Yalova that displayed first story column-hinge deformation, but did not collapse (damage degree 4).

5. CONCLUSIONS

The earthquakes of 17th August and 12th November 1999 that hit Turkey and caused thousands of fatalities and widespread damage were attributed to the successive reactivation of two parts of the North Anatolian Fault Zone; these segments had not slipped before in the 20th century. The overall rupture could be traced for a distance of 150 km. The fault rupture was accompanied by pull-apart basins, oversteps, en echelon arranged fractures, flower structures and other strike-slip related features both on a small and large scale.

Damage recording and intensity evaluation were made according to the EMS-1992 and to the updated EMS-1998, soon after both seismic events in the affected area.

Based on already mentioned data, intensities exceeded I_{EMS98}=XI and even approximated XII in many urban blocks. X intensities occupied extended regions, whereas much wider areas displayed IX and VIII intensities. This was the lower limit of our intensity evaluation, as lower intensities occupied vast areas and the amount of data was overwhelming.

All intensity contours but mainly the I_{EMS-98} ^{3} X, developed in an E-W orientation, which coincides with the fault strike. Intensity contours follow, and become broader at strike-slip deformation structures as micro- and macro-pull apart basins, flower structures and so forth. On the contrary, when the fault ruptured linearly, without these accompanying structures, intensity contours developed in an E-W elongated zone of significantly small width.

Moreover, intensity distribution directly depended on the concomitant geodynamic phenomena, namely liquefaction, uplift, subsidence, settlement, lateral spreading and so on. Therefore, earthquake vibration was not solely responsible for damage occurrence but it is also the concomitant geodynamic phenomena that must be seriously considered in the future. EMS-1992 and the updated EMS-1998 scales do not incorporate such phenomena due to the rarity of actualistic models.

In the wider area of Adapazari-Dózce that was hit by both earthquakes (17th August and 12th November 1999), it was difficult to assess separately the participation of each seismic event in damage manifestation and, thus, in intensity estimation. Intensity evaluation, in this area was approximated and is based on data and recordings collected mainly after the first earthquake, but also after the second one. So, it is apparent that in this area the recorded intensities do not correspond to the damage caused by the second event only, since the first earthquake had already seriously damaged constructions.

The recorded intensities were distributed similarly on both fault blocks as a consequence of the predominant horizontal movement of the NAFZ. On the contrary, intensities vary significantly on the two blocks of a rupture in the case of reverse or normal faulting (hanging wall and footwall) (Lekkas, 2000a).

REFERENCES

ARMIJO, R., MEYER, B., HUBERT, A. & BARKA, A. 1999. Westward propagation of the North Anatolian fault into the northern Aegean: Timing and kinematics. *Geology*, 27(3), 267-270.

AYDIN, A. & NUR, A. 1982. Evolution of pull-apart basins and their scale independence. *Tectonics*, 1, 91-105.

GRÜNTHAL, G. ed. 1993. European Macroseismic Scale 1992 (up-dated MSK-scale). Conseil de l' Europe, 7, 79p.

GRÜNTHAL, G. ed. 1998. European Macroseismic Scale 1998. Conseil de l' Europe, 15, 99p.

HARDING, T.P. 1985. Seismic characteristics and identification of negative flower structures, positive flower structures and positive structural inversion. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 69, 582-600.

KAWASE, H. 1996. The cause of the damage belt in Kobe: "The Basin-Edge Effect," constructive interference of the direct S-wave with the basin-induced diffracted/Rayleigh waves. *Seismological Research Letters*, 67, 25-34.

LADE, P. & COLE, D.Jr. 1984. Influence zones in alluvium over dip-slip faults. *J. Geot. Eng.*, ASCE, 110, May, 599-615.

LEKKAS, E., DANDOULAKI, M., IOANNIDES, K., LALECHOS, Σ. & KIRIAZIS, A. 1999. Izmit earthquake, Turkey 1999. Seismotectonic settings – Earthquake and Ground motion characteristics – Geodynamic phenomena – Damage typology and distribution. 13th Hellenic Concrete Conference, Special Issue, Rethimno.

LEKKAS, E. 2000a. Analysis of damage parameters of the Chi-Chi Taiwan earthquake. *Risk Analysis II*, Ed. Brebbia C.A., Wit Press, 419-432.

LEKKAS, E. 2000b. New data for seismic hazard analysis. Risk Analysis II, Ed. Brebbia C.A., Wit Press, 245-255.

MANN, P., HEMPTON, M.R., BRADLEY, D.C. & BURKE, K. 1983. Development of pull-apart basin. *J. Geol.*, 91, 529-554.

STEIN, R., BARKA, A. & DIETERICH, H. 1997. Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering. *Geophysical Journal International*, 128, 594-604.

STRAUB, C., KAHLE, H.G. & SCHINDLER, C. 1997. GPS and geological estimates of the tectonic activity in the Marmara Sea region, NW Anatolia. *Journal of Geophysical Research*, 102, 27587-27601.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/4, 1523-1529, 2001 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/4, 1523-1529, 2001
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

THE 1999 EARTHQUAKE ACTIVITY IN IZMIT, NW TURKEY AN OPPORTUNITY FOR THE STUDY OF ACTUALISTIC STRIKE-SLIP RELATED TECTONIC FORMS

E.L.LEKKAS[1]

ABSTRACT

The 1999 earthquake activity in the area of Izmit – Bolu, Turkey, which included two major shocks, on the 17th Aug. and 12th Nov. 1999, was caused by the reactivation of fault segments that belong to NAFZ. Field research was focused on fault geometry and slip characteristics, and allowed us to distinguish seven successive right-stepping reactivated segments and the related oversteps. Investigations showed that there is good match between the observed structures and those produced by experimental modelling. Finally, an estimation is made as to the percentage of seismic and aseismic slip on the reactivated segment of the fault zone.

KEY WORDS: Izmit, earthquake, strike slip, fault

1. INTRODUCTION

On August 17, 1999 (03:01:37 local time), a major earthquake hit NW Turkey. The epicentre was located at 40.702N, 29.987E (USGS), the magnitude was Mw=7.4 and the focal depth was h=15-17 km (USGS). The earthquake caused considerable damage to numerous population centres including Adapazari, Izmit, Gφlcók and Yalova, all lying along an E-W axis. The main bulk of damage was within a 140 by 15 km zone, which also included the surficial occurrence of the seismic fault, which belongs to the NAFZ (Fig. 1).

About three months later, on 12 November 1999 (19:57:21 local time), the area was hit anew by a Mw=7.1 earthquake (h=10 km), located at 40.768N, 31.148E (USGS), approximately 100 km east of the August shock. The towns of Bolu, Dózce, Hendek, Cφlyaka and Adapazari, among others, were severely damaged. All of them lay on a E-W trending zone, 80 km long and 10 km wide. That zone also hosted the surficial occurrence of the seismic fault, located on the eastward prolongation of the 17 August rupture.

Both earthquakes were accompanied by a suite of earthquake-related effects such as lateral spreading, soil fractures, liquefaction, settlement, coastline change, tsunamis and so on. On top of all these, the fires that broke out completed the picture of devastation (LEKKAS et al., 1999).

The 150 kilometres of surficial faulting in the Izmit and Dózce earthquakes gave us the chance to study the real-time deformation in strike-slip zones. This is a rare opportunity because the study of strike-slip deformations is mainly based either on laboratory, analogue or numerical experiments (MANN et al. 1983, SYLVESTER 1988, etc.), or on the examination of tectonic structures formed in the geological past (Fig. 2).

In the following sections we shall give first a brief outline of the regional seismotectonic – geodynamic setting; the earthquake faults and related events will also be presented. Next, we shall focus on the reactivated fault segments

2. GEODYNAMIC SETTING – GENERAL DESCRIPTION OF SEISMIC FAULTS

The Middle East region corresponds roughly to the Arabian Plate, which moves northwards, towards the Eurasian Plate, squeezing out and to the west the Anatolian Plate, while a portion of eastern Turkey, Armenia, Azerbaijan and northern Iran are driven eastwards (Oral 1994, Reilinger et al. 1997). The westward extrusion of the Anatolian Plate is mainly accommodated through the NAFZ, which has a mean E-W trend, running from Armenia to the Sea of Marmara. It is a 1st-order tectonic structure within the Eurasian Plate (Ambraseys 1970, Sengor 1979, Sengor et al. 1985, Barka et al. 1984, Barka 1992). The right-lateral strike-slip motion of the NAFZ has given birth to a series of major earthquakes, many of them exceeding magnitude 7 (Barka 1996, Barka et al. 1988). Ten such large earthquakes have occurred since 1939 (Fig. 1), causing considerable damage to the popu-

1. Department of Geology, University of Athens, Panepistimioupoli, 15784 Athens

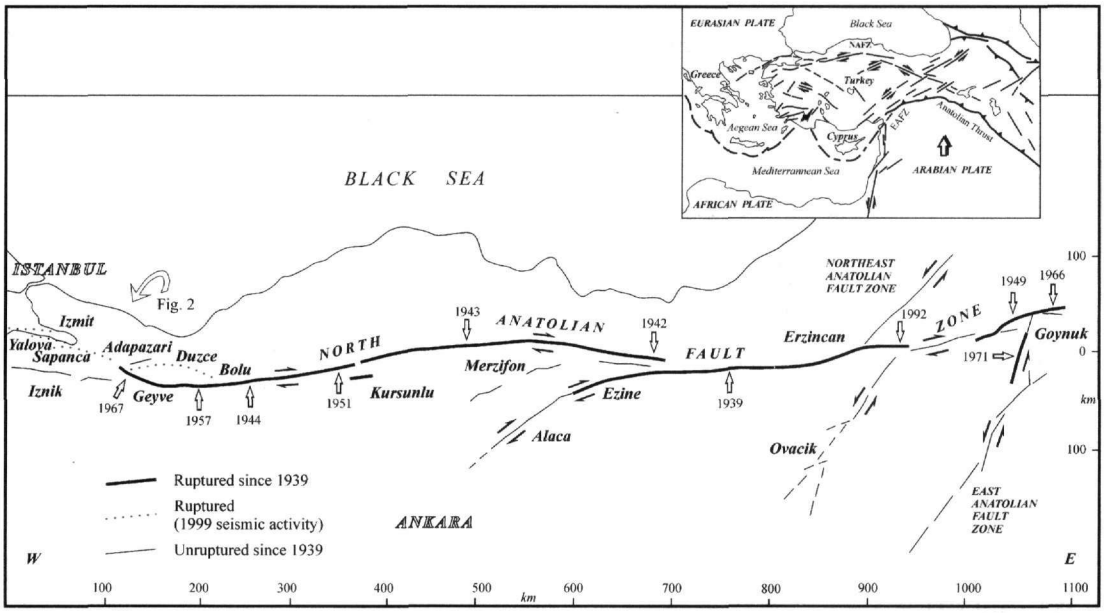


Fig. 1 Tectonic sketch map to show the parts of the NAFZ reactivated since 1939 (heavy lines), according to Stein et al. (1997). The Bolu, Dózce, Adapazari, Sapanca, Izmit and Yalova segments (dotted lines) ruptured in the 17 August and 12 November 1999 earthquakes.

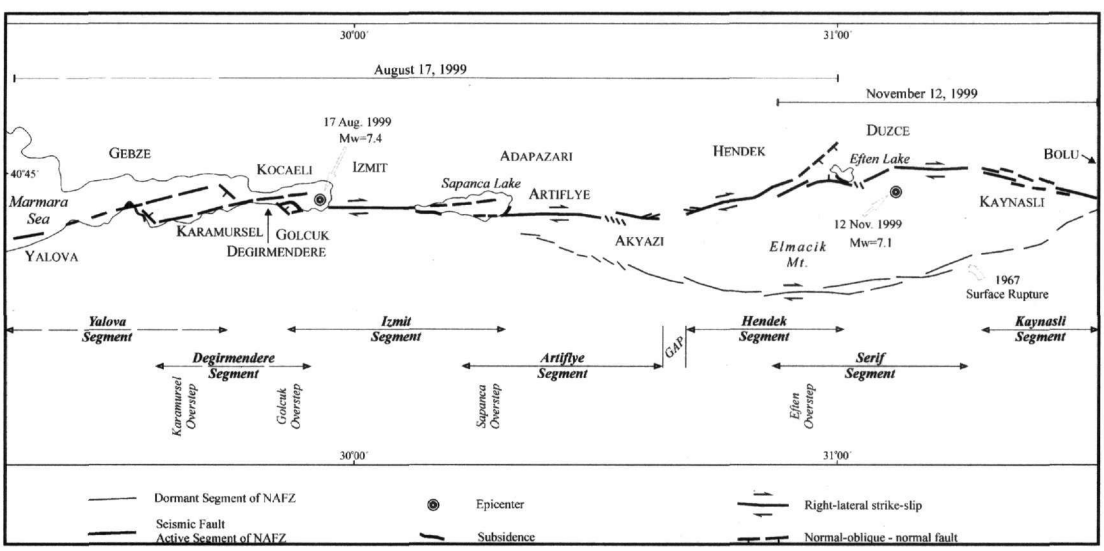


Fig. 2 The traces of the segments reactivated in the 17 August and 12 November 1999 earthquakes. and associated structures. Finally, a comparison between our observations and the results of previous studies will be attempted.

lation centres lying on fault traces (Stein et al., 1997).

The existence of the NAFZ is also evident in the modification it has caused on the relief and drainage (Chorowicz et al., 1999). Strike-slip deformation has created, among others, a series of depressions, or pull-apart basins, such as the Sapanca and Izmit lakes; another example is the Sea of Marmara (Wong et al. 1995, Armijo et al. 1999) which, according to more recent research, is characterized as an escape basin with co-linear symmetrical flower structures above a single buried master fault (Aksu et al., 2000).

The part of the NAFZ that gave rise to the 17 August 1999 earthquake had not ruptured in the 20th century

(Stein et al., 1997). GPS surveys had detected aseismic movement on this part, in the order of 10-15 mm/yr (Straub et al. 1997, Armijo et al. 1999). It has also been suggested that earthquake fractures were produced in the 1719 and 1754 earthquakes that were located in the same area. USGS has reported that the rupture plane was almost vertical, oriented E-W and the slip vector was right-lateral (NP1: strike 92, dip 68, slip 178; NP2: strike 183, dip 88, slip 22).

Field reconnaissance and mapping showed that the surface faulting occurred between Lake Eften and Gφlcók, for an overall distance of 100 km; the maximum observed offset was locally more than 5 m. Additionally, there is evidence that faulting continued offshore to the west of Gφlcók and in the Sea of Marmara, for another 50 km (Youd et al., 1999).

The epicentre of the 12 November 1999 earthquake was located south of Dózce. The shock was also caused by a part of the NAFZ that had not ruptured in the 20th century (Stein et al., 1997). GPS measurements have also found a 10-15 mm/year aseismic movement on this part of the fault (Straub et al. 1997, Armijo et al. 1999). The focal mechanism solution calculated by the USGS gave an E-W trending rupture plane with steep southerly dip (NP1: strike 265, dip 65, slip -158; NP2: strike 166, dip 70, slip -27).

Post-earthquake field mapping showed that surface faulting occurred between Lake Eften in the west and Kaynasli-Bolu in the east, for a distance of over 50 km and a maximum right-lateral offset that exceeded locally 4.5m.

3. DETAILED DESCRIPTION OF FAULT SEGMENTS

The reactivated fault zone in the 17 August earthquake was 100 km long; about 50 km less was the rupture caused by the 12 November shock, which means that a total of 150 km were affected by surficial faulting onshore (Fig. 2), while within the Sea of Marmara faulting may have continued for a few km (Youd et al., 1999).

The surficial ruptures are distinguished in segments, which are characterized by their own geometry and kinematics (Fig. 2, 3). Our description is based on field observations along the seismic fault as well as on other papers (AWATA et al., EMRE et al. 2000).

Yalova segment. It is located within the Sea of Marmara (Youd et al., 1999). Its strike is N70°-80°E, parallel to the coastline, which is probably cut by the fault NE of Yalova. At this particular site, there are abundant soil fractures and lateral spreading in the formations that outcrop on the coastal zone, giving rise to ENE-WSW (N70°-80°E) gaps that display horizontal (right-lateral) offset that does not exceed 15 cm. It cannot be confirmed, however, whether these cracks are dynamically related to the Yalova segment or have resulted from seismic shaking. At any rate, the Yalova segment is estimated to be more than 25 km long.

Degirmendere segment. The occurrence of this segment is more certain than of the previous one, since it marks several parts of the coastline between Karamursel and Gφlcók. Its overall strike is N75°-85°E and its length is approximately 20 km. Coseismic slip amounted to 20 cm. The separation distance between this segment and the Yalova one is 4 km, with the Karamursel overstep developing between these two segments.

Karamursel overstep. A 16 by 4 km pull-apart basin has formed within this extensional overstep. However, its occurrence within the Sea of Marmara obstructed further more detailed observation.

Izmit segment. It has a general E-W trend, a length of 27 km, and stretches between Gφlcók in the west and Lake Sapanca in the east. At its western end, close to Gφlcók (Ford factory) there is a N45°W, 2 km long surficial trace with 2.3 m vertical throw (NE side down) and 1.7 m of dextral offset. Towards the east and for the next 4 km, fault strike is N85°E and strike-slip offset reaches 2.8 m. The fault then enters the sea, to be found again south of Izmit at the eastern flank of the gulf; at this location the strike-slip offset reaches its maximum value of 4.6 m and the trend is N85°-90°E, with minor only deviations. The segment can be traced up to Lake Sapanca and its continuation within the lake is deemed highly possible.

Gφlcók overstep. A second releasing overstep with the northern part of it lying under sea level, between the Izmit and Artiflye segments. Its length is ´ 6 km and its width is ´ 2 km.

Artiflye segment. It can be traced from the southern coast of Lake Sapanca up to Akyazi, where the fault trace splays into numerous minor sub-parallel to each other fractures. It maintains a more or less constant E-W trend for a total length of 37 km. Throughout its length the right-lateral component is predominant, amounting to 5.2 m, while the vertical offset rarely exceeds 20-40 cm. This segment can be distinguished into two constituent faults: the western one displays the maximum, 5.2 m horizontal offset, accompanied by several en echelon fractures; and the eastern one, with smaller displacement (>4 m). Towards the east, the displacement decreases and the fault trace breaks up into 5 en echelon fractures with gradually decreasing throw. Note also that a gap exists between the termination of this segment and the adjacent one in the east (Hendek segment).

Sapanca overstep. It develops between the Izmit and Artiflye segments. This transform-parallel strike-slip basin has a length (overlap distance) of 8 km and a width (separation) of 2.5 km.

Hendek segment. It has a length of ΄35 km and an initial N80°E trend at its western part, bending eastwards to N60°E. It is traced from Akyazi up to Lake Eften, where it forms the northern flank of the lake. It displays a certain variety in its kinematic characteristics: at the western, N70-80°E trending part, the right-lateral component amounts to 2.6 m and the vertical one does not exceed 0.5 m. At the eastern part, the horizontal offset gradually decreases and the vertical throw reaches 0.5 m, with the southern block downthrown.

Eften overstep. It corresponds roughly to Lake Eften, developing between the Hendek and Serif segments that overlap for ΄13 km, being offset by 1-5 km.

Serif segment. It was reactivated in the 12 November earthquake. Its length is 33 km and strikes N85°-90°E. The strike-slip offset in this segment reaches up to 4.6 m, while locally we measured 0.6 m of vertical throw. Its western part must have also moved in the 17 August event, with a right-lateral offset of less than 0.5 m.

Kaynasli segment. It is the easternmost fault reactivated in the 12 November earthquake. It stretches between the town of Kaynasli up to Bolu and is characterized by predominant dextral strike-slip offset (maximum observed: 2.8 m) and secondary dip-slip (max: 0.5 m). Its length is 17 km and has a mean E-W trend. This segment is also characterized by the existence of a broad deformation zone, especially at the locations where it cuts loose surface deposits. At these sites, the width of the deformation zones, which include suites of subparallel to each other minor fractures, is up to 200 m. Its throw steadily decreases towards the E.

The distinction of the segments that ruptured in the 1999 earthquakes is an approach towards the deformation along the NAFZ on the macro-scale; and this has shown that the mean trend of these segments was E-W and their average length was 40 km. The maximum strike-slip displacement (Fig. 3) was more than 5 m, but it was significantly smaller on the NW-SE or NE-SW trending parts, where dip-slip component reached its maximum value (΄1.5 m). The distinction of the surficial traces is also in good accordance with the observed displacements, which invariably decrease towards the edges of the mapped surficial fault traces.

All segments are consistently right-stepping and the pull-apart basins that have developed have a W/L ratio of 1/3 to 1/4, a figure indicative of a mature stage of strike-slip deformation (Mann et al., 1983).

It should also be noted that there is another branch of the NAFZ in the area, lying to the south of the reactivated segments, passing from Mudurnu. This arc-shaped branch that meets the reactivated fault between Artiflye and Bolu (Fig. 3) remained dormant in the 1999 earthquakes although it was activated in 1967 (Ambraseys & Zatopec, 1969).

4. DISCUSSION - CONCLUSIONS

The 1999 earthquake activity in NW Turkey, which culminated in the two major shocks of 17 August and 12 November (Izmit and Dózce earthquakes), was caused by the reactivation of two consecutive parts of the NAFZ that had not ruptured in the 20th century; however these segments were expected to break (Stein et al., 1997). This reactivation produced surficial faulting for over 150 km. The sense of slip was predominantly strike-slip (dextral) and locally exceeded 5 m, while the mean trend was E-W. The data collected from the observations are in good accordance with the instrumental recordings and focal mechanism solutions which, in turn, comply with the kinematic and dynamic setting that controls the NAFZ. Certain deviations in the geometry and kinematics of some fault segments are due to localized transtension or transpression. Additionally, it seems that the 12 November earthquake was caused by the 17 August event, which triggered the adjacent eastern non-reactivated part of the fault zone. It should be also noted that the Mudurnu branch, which lies south of the reactivated segments and had ruptured in the 1967 event, was not reactivated in the 1999 activity (Fig. 2, 3).

Observations showed that the overall 150 km of surficial faulting can be broken into seven right-stepping segments. This distinction is in good accordance with the observed slip distribution (Fig. 3).

The W/L ratio of the oversteps is in the range of 1/3 to 1/4. This is indicative of strike-slip deformation that has reached a mature stage and has formed pull-aparts that were either well-defined and bounded on all sides by faults (i.e Gφlcók pull-apart basin) or were of transform-parallel type (e.g Lake Sapanca).

The onset of strike-slip deformation is placed at 5 Ma BP (Armijo et al., 1999). The finite deformation has reached a mature stage and this is confirmed by the comparison of the W/L ratio of the pull-apart basins (W/L= 1/3 to 1/4) with the existing from literature models (Aydin & Nur, 1982). In addition, the overall strike-slip displacement is more or less equal to the length of the Sapanca pull-apart basin, which is 16 km. The average annual displacement is thus estimated at 32 mm/yr (16 km/ 5 Ma), which is at least double the figure estimated by GPS measurements (Straub et al. 1997, Armijo et al. 1999). It seems that the 10-15 mm/yr correspond to the aseismic movement and the 'extra' 10-20 mm/yr are accommodated by seismic slip.

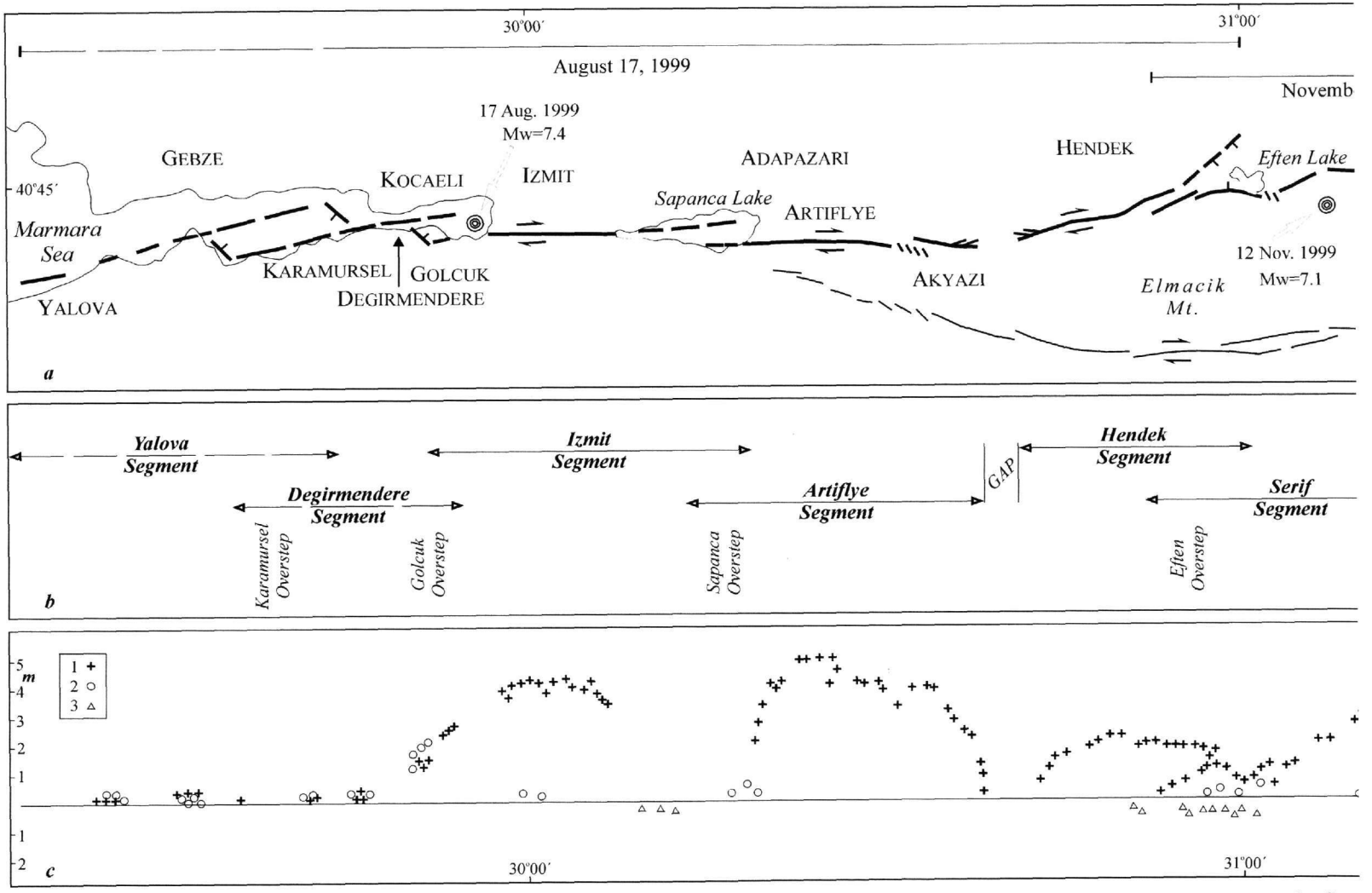


Fig. 3. a. Slip map of the surface ruptures associated with the 17 August and 12 November 1999 earthquakes; b. Segment and overstep names; c. Along strike-slip distribution (also informed by AWATA et al. 2000). 1: strike-slip, 2: dip-slip (northern-side-down), 3: dip-slip (southern-side-down).

Taking into account that the last (prior to 1999) reported surface faulting at this part of the NAFZ was in the events of 1719 and 1754, we can estimate that in this 250+ year interval the cumulative residual deformation that had not been accommodated by creep was between 2.5 – 5 m (10-20 mm/year). This figure matches the mean displacement measured along the reactivated parts of the NAFZ.

The amount of subsidence within the Sapanca pull-apart can be approximated (Sylvester, 1988) and this should be more or less equal to the offset length, which is 5 km. Of course, this value reflects the displacement of the substratum formations and not the picture we get from the local morphology: sediments have accumulated in depressions and ridges have been eroded, which tends to eliminated the surficial expression of the actual tectonic displacement.

On the macro-scale and regardless the localized deviations, caused by secondary factors, it is the existence of the seven consecutive segments that has controlled coseismic deformation. These segments must meet the master fault at a depth of 2-5 km, which is inferred from the overall width of the deformation zone (Sylvester, 1988).

REFERENCES

AKSU A., CALON T. & HISCOTT R. 2000. Anatomy of the North Anatolian Fault Zone in the Marmara Sea, Western Turkey: extensional basins above a continental transform. *GSA Today*, Publ. Geol. Soc. America, 10, 6, 3-7.

AMBRASEYS, N. 1970. Some characteristic features of the North Anatolian Fault Zone. *Tectonophysics*, 9, 143-165.

AMBRASEYS N. & ZATOPEC A. 1969. The Muduryu Valley, Western Anatolia, Turkey earthquake of 22 July 1967. *Bull. Seismological Society of America*, 59, 521-589.

ARMIJO R., MEYER B., HUBERT A. & BARKA A. 1999. Westward propagation of the North Anatolian fault into the northern Aegean Sea: Timing and kinematics. *Geology*, 27, 3, 267-270.

AWATA Y, YOSHIOKA T., EMRE O., DUMAN T.Y, DOGAN A. & TSUKUDA E. 2000. Segment structures of the surface ruptures associated with the August 17, 1999 Izmit earthquake, Turkey. XXVII General Assembly of the European Seismological Commission (ESC), 149-153, Lisbon.

AYDIN A. & NUR A. 1982. Evolution of pull-apart basins and their scale independence. *Tectonics*, 1, 91-105.

BARKA, A. 1992. The North Anatolian Fault Zone. *Annales Tectonicae*, 6, 164-195.

Barka, A.: 1996, Slip distribution along the North Anatolian fault associated with the large earthquakes of the period 1939-1967. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, 1238-1254.

BARKA A.A., Hancock P.L. & Robertson A.M.F. 1984. Neotectonic deformation patterns in the convex-northwards arc of the North Anatolian Fault zone. In: Dixon, J.F. (Ed.) The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. *Geological Society of London*, Special Publication, 17, 763-774.

BARKA A.A. & KADINSKY-CADE K. 1988. Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics*, 7, 663-684.

CHOROWICZ J., DHONT D. & GUNDOGDU N. 1999. Neotectonics in the eastern North Anatolian fault region (Turkey) advocates crustal extension: mapping from SAR ERS imagery and Digital Elevation Model. *Journal of Structural Geology*, 21, 511-532.

EMRE O., DUMAN Y., AWATA Y., DOGAN A. & OZALP S. (2000). XXVII General Assembly of the European Seismological Commission (ESC), 247-251, Lisbon.

LEKKAS Å., DANDOULAKI Ì., IOANNIDES Ê., LALECHOS S. & KIRIAZIS Á. 1999. Izmit earthquake, Turkey 1999. Seismotectonic settings – Earthquake and Ground motion characteristics – Geodynamic phenomena – Damage typology and distribution. *13th Hellenic Concrete Conference*, Special Issue, Rethimno.

MANN P., HAMPTON M.R., BRADLEY D.C & BURKE K. 1983. Development of pull-apart basins. *Journal of Geology*, 91, 529-554.

ORAL, M.B. 1994. Global Positioning System (GPS) Measurements in Turkey (1988-1992): Kinematics of the Africa-Arabia-Eurasia Plate Collision Zone. *Ph. D. Thesis*, 344pp., Mass. Inst. Tech.

REILINGER R.E., McCLUSKY S.C., ORAL M.B., KING R.W., TOKSOZ M.N., BARKA A.A., KINIK I., LENK O. & SANLI I. 1997. Global Positioning System measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone. *Journal of Geophysical Research*, 102, 9983-9999.

SENGOR, A. 1979. The North Anatolian transform fault: its age, offset and tectonic significance. *Journal of the Geological Society of London*, 136, 269-282.

SENGOR A.M.C., GORUR N. & SAROGLU F. 1985. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. In: Biddle, K.T. & Christie-Blick, N., eds., Strike-slip deformation,

basin formation and sedimentation, *Spec. Publ. Soc. Econ, Paleont. Miner.*, Tulsa, 37, 227-264.
STEIN R., BARKA A. & DIETERICH H. 1997. Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering. *Geophysical Journal International*, 128, 594-604.
STRAUB C., KAHLE H.G. & SCHINDLER C. 1997. GPS and geological estimates of the tectonic activity in the Marmara Sea region, NW Anatolia. *Journal of Geophysical Research*, 102, 27587-27601.
SYLVESTER, A.G. 1988. Strike-slip faults. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 100, 1666-1703.
WONG H.K., LUDMANN T., ULUG A. & GORUR N. 1995. The Sea of Marmara: A plate boundary sea in an escape tectonic regime. *Tectonophysics*, 244, 231-250.
YOUD T., ASCHHEIM M., BASOZ N., GULKAN,P., IMBSEN R.A., JOHNSON G.S., LOVE J., MANDER J.B., MITCHELL W., SEZEN H., SOZEN M., SWAN F. & YANEV, P. 1999. The Izmit (Kocaeli), Turkey Earthquake of August 17, 1999. *EERI Special Earthquake Report*, October 1999, 1-12.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/4, 1531-1537, 2001 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/4, 1531-1537, 2001
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

PALEOSEISMOLOGICAL INVESTIGATONS ALONG THE KERA FAULT ZONE, WESTERN CRETE: IMPLICATIONS FOR SEISMIC HAZARD ASSESSMENT

V. MOUSLOPOULOU[1], C. ANDREOU[1], K. ATAKAN[2], I. FOUNTOULIS[1]

ABSTRACT

The island of Crete is the principal landmass in the Aegean arc system. Collision of the Euroasian plate in the north and the African plate in the south gives rise to the subduction related deformation along the Hellenic arc. As a result of the complex deformation, the area is characterized by high seismic activity. Paleoseismic investigations performed along the Kera fault scarp, which is part of a N-S oriented fault system along the Spatha peninsula (NW-Crete), show clear evidence of repeated normal faulting events. Five distinct episodes of faulting are observed. The first two are probably of Middle-Miocene or younger age representing older tectonic episodes, whereas the last three indicate co-seismic displacements most likely during the Pleistocene and Holocene. This is in good agreement with the previous estimates of Holocene average slip rate and the recurrence time estimate of large earthquakes in the order of ca. 1mm/yr and 3000yrs, respectively. The Kera fault represents a NE-SW oriented bend in a N-S fault system and therefore has a minor left-lateral strike-slip component. During the 1980's at least three earthquakes could be associated with the Kera fault. More recently, in 1999, there were three small (with magnitudes between 3.0-4.5) offshore events that are probably associated with the same fault system in the offshore extension (to the north) of the N-S oriented faults along the Spatha peninsula. The existence of these earthquakes as well as the recent paleoseismic results clearly demonstrates the need of revising the seismic hazard assessment of the area. The length of the N-S oriented fault system, where the Kera fault represents the middle segment, reaches to a total of 30 km., and is capable of generating an earthquake of magnitude in the range 6.0-6.7. Such a (shallow) earthquake occurring at a short distance to the densely populated north-western coast of Crete is likely to have significant consequences.

KEY WORDS: Palaeoseismology, active fault, colluvial wedge, earthquake event.

1. INTRODUCTION

Crete is the main island in the Aegean arc system (Hellenic arc), which lies at the southern margin of the Aegean continental block. The Hellenic arc is a convergent zone associated with northward subduction of the African plate beneath the Aegean (**Fig. 1**). The western part of Crete is located in one of the tectonically and seismically most active areas of the Africa-Eurasia collision zone.

The study area is a complex multi-fractured neotectonic macrostructure, which is characterized by the presence of large grabens and horsts bounded by wide fault zones, trending approximately N-S. Inside these first-order neotectonic macrostructures a considerable number of small order structures are present (**Fig.2**).

Western Crete is dominated by extensional tectonics as expressed by the N-S oriented normal faults on the northwestern part of the island (**Fig.2**). The deep-seated compressional tectonics is not in contradiction with the extensional features observed on shallow structures on the upper plate. The extensional structures (local depressions/basins, normal faults) which are present in the area, may be of secondary origin of an almost transtensional or transpressional field (Pavlakis, 1993). Many geophysical, geological and paleomagnetic investigations were conducted in the south Aegean, dealing with the crustal structure and the seismic hazard of the Cretan segment (Papadopoulos and Kijko, 1991, Knapmeyer and Hans-Peter Harjes 2000, Manakou and Tsapanos, 2000). Mariolakos & Papanikolaou (1987), claim that the deformation pattern of the area is not only a result of axial extension but also a result of simple shear and torsion The peninsula of Spatha behaves as a tectonic dipole, which is rotating round an almost horizontal N-S axis towards east. The peninsula of Gramvousa behaves also as a tectonic dipole consisting of two blocks separated by the old, almost E-W oriented, set of faults. The north block is moving westward whereas the south segment is moving eastward. The uplifted and

1. Department of Geology, University of Athens, Panepistimioupolis Zografou, 15784 Athens,Greece. E-mail: fountoulis@geol.uoa.gr
2. Institute of Solid Earth Physics, University of Bergen Allegt. 41, N-5007 Bergen, Norway. E-mail: kuvvet.atakan@ifjf.uib.no

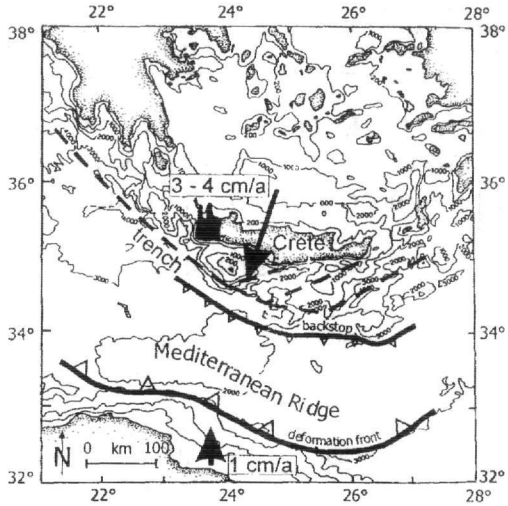


Fig.1: Present geodynamic setting of the Hellenic arc and the relevant displacements (cm/a) of Crete and Africa in relation to the stable Europe. The study area on Crete is shaded. (after Papanikolaou, 1999).

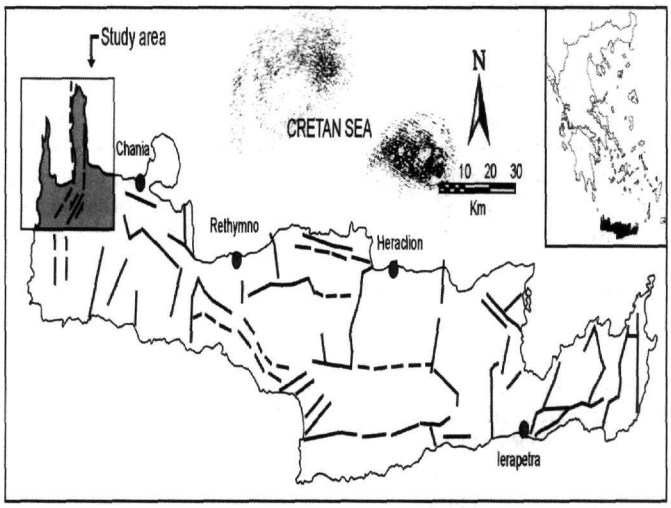


Fig.2: Simplified map showing the major fault zones on the island of Crete.

submerged shorelines, observed at the edges of this dipole confirm this picture (Pirazzoli et al, 1982). As a result of a complex deformation, the area is characterized by high seismic activity. Both historic and recent earthquake data indicate that the N-S oriented extensional faults are active (**Fig. 3**).

2. PALAEOSEISMOLOGY OF THE KERA FAULT

The paleoseismological investigations were performed on two trenches which were excavated on the Kera fault zone (the work on the third trench didn't progress due to limited preservation of its units). Kera fault represents a NE-SW oriented bend in a N-S normal fault system along the Spatha peninsula and therefore has a minor left lateral strike slip component, which is compatible with pure E-W extension (strike: 036°NE, dip: 70°NW and rake: 20° SW) (**Fig. 3**).

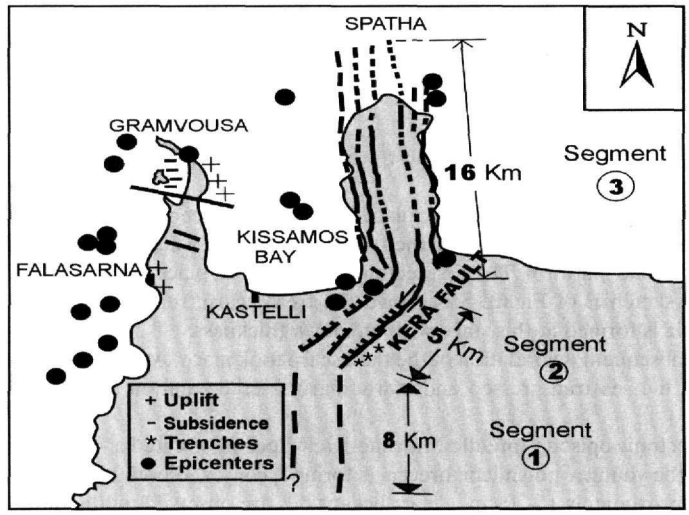


Fig. 3: Map showing the three segments of the active fault zone. Kera fault represents the shorter segment in the middle of the map, with a NE-SW orientation. The ascendent and descendent movements on Gramvousa peninsula are shown. Recent earthquake activity is also noted (NOA, 1964-1999, M>4.5) (after Mouslopoulou, 1999).

The fault scarp was studied and seven different units were identified on both trenches. The reconstruction of the geological history was based mainly on the evidences derived from the logging of the two trenches. Fig.4 shows the interpreted log in one of these trenches.

On the Kera fault scarp, due to temporal and financial limitations, no dating techniques have been performed. The analysis, which was based on the deposition of the colluvial wedge sediments, provided us with some relative ages. It showed that the fault has been reactivated many times in the past, as early as upper Cretaceous. At least five tectonic events (normal faulting with some minor oblique component) were recognized on the two trenches along the Kera fault. The two first tectonic episodes represent a very old period of deformation since they occurred in a time span of upper Cretaceous – upper Miocene. The two breccias observed on the fault surface today, are the cumulative result of a series of tectonic episodes, which took place during this older period. It is obvious that these two breccias represent a series of deformational episodes rather than individuals earthquakes.

ed as individual paleoearthquakes with distinct co-seis-

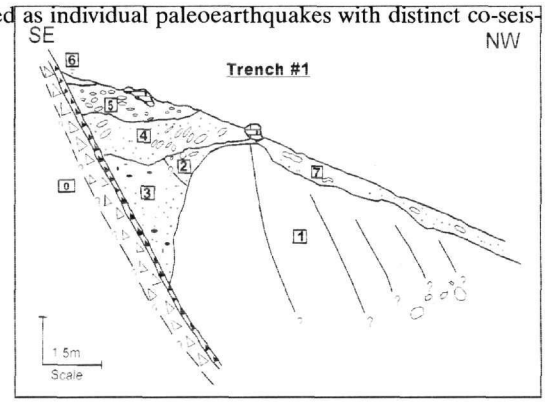


Fig.4: On the top of the figure the trench log section with the seven identified sedimentary units is shown (see text for description of the units). On the left picture showing, the field location of the Trench #1.

mic displacements as indicated from the deformed colluvial wedges. The fact that the colluvial wedges, derived from the fault scarp, are still unconsolidated indicates that these last three events occurred most likely in Quaternary. The last event may have occurred even in Holocene period, since there is still a fresh scarp visible on the fault surface.

Following there is a short description of the retrodeformation based on the interpretations made on the trenches (see **Figs. 4, 5**).

- **(A)** Marine (carbonate) sedimentation took place in Upper Cretaceous. Prefaulting stratigraphy.
- **(B)** At this stage a general uplift resulted in the regression of the sea and the local revelation and subsequent erosion of the carbonate platform. The first tectonic episode took place during the upper Cretaceous-middle Miocene. On the sketch B of Figure 5 is shown the fresh scarp, representing the first tectonic episode. Oligomictic breccia is formed at this stage with unknown thickness.
- **(C)** Erosion and subsequent degradation of the fault scarp took place. At the same time, at the neighborhood of the fault zone, the sea transgressed and marly marine sedimentation is commenced off-shore (middle Miocene).
- **(D)** The second tectonic episode (middle Miocene-late Miocene) created a free face in the limestones (unit 0). At that stage, the younger polymictic breccia is formed, consisted both of carbonate and marly material. Its thickness is approximately 15-20 cm. Clear slickensides are observed on the fault slip surface (70/036).
- **(E)** After the formation of the previous fault scarp, the first colluvial wedge is deposited. It is mainly composed of carbonate and marly material. This wedge corresponds to the defined units 2&3 that have been recognized during the logging of the trenches. The time that has elapsed between the formation of the first, oligomictic breccia (first tectonic episode), and the following third earthquake, may be as large as 55 Ma.
- **(F)** Third faulting event (interpreted as a paleoearthquake) took place during the post-Miocene period and created a new free face in the limestones (unit 0), and a new basal tension fissure into which the earlier colluvial wedge is drooped. A small-displacement antithetic faulting, formed in unconsolidated sediments, should have occurred during this stage.
- **(G)** The previous fault scarp was weathered and erosional processes started to degrade. Second colluvial wedge was formed. This wedge is mainly composed of limestone and marly material and corresponds to the defined unit 4 (conglomerate) shown in the trenching.
- **(H)** Fourth faulting event (interpreted as a paleoearthquake), which should have taken place at the Pleistocene or even Holocene geological period, created a new free face in the limestone unit and a new basal tension fissure into which the earlier colluvial wedge is deposited. At this stage, there are also indications (changes of the clasts size) that antithetic faulting took place.
- **(I)** Erosion and subsequent degradation of the fault scarp occurred after the forth event. Deposition of the third colluvial wedge took place, which buried the earlier two wedges. Later on, this colluvial wedge propagated out onto the downthrown block. It is composed of material derived from the limestones (unit 0), the marls (unit 1) and the conglomerates (unit 4), and corresponds to unit 5.
- **(J)** Fifth faulting event (interpreted as a paleoearthquake) took place and, for once more, a new fresh scarp was formed on the limestones. At the same time, small displacement antithetic faulting occurred, creating disturbances to the clasts of the units, all along the slip surface.
- **(K)** Present day situation of the trench is indicated. Deposition of the forth colluvial wedge is overlying the previous ones. This last wedge corresponds to the defined unit 6 (fine conglomerate clasts) and appears as a small outcrop. After the fourth faulting event the scarp became relatively stable. During this stability a soil would form on the colluvium. Indeed, a thin dark-colour soil cover is formed at the top of all the units and corresponds to the defined unit 7.

Concerning the fresh scarp that exists on the surface, two alternative interpretations may be given: either it is the result of the fifth faulting event, which has not been completely smoothed by the erosion, or this is the result of the most recent earthquake (a sixth one). Existing data does not allow reaching to a conclusion.

In order to estimate the paleoearthquake size, we have used the fault's length. Assuming the surface rupture, only along the length of the Kera fault segment (Fig.3) and using the Wells and Coppersmith (1994) relation $M=5.08+1.16*\log(SRL)$, the minimum magnitude estimated is M 5.9 (± 0.2).Since the Kera fault consists an intermediate segment of a broader fault zone it may tectonically interact with the segments that surround it (in spite the fact that the segments 1 and 3 have no indications of recent reactivation). Thus, if we

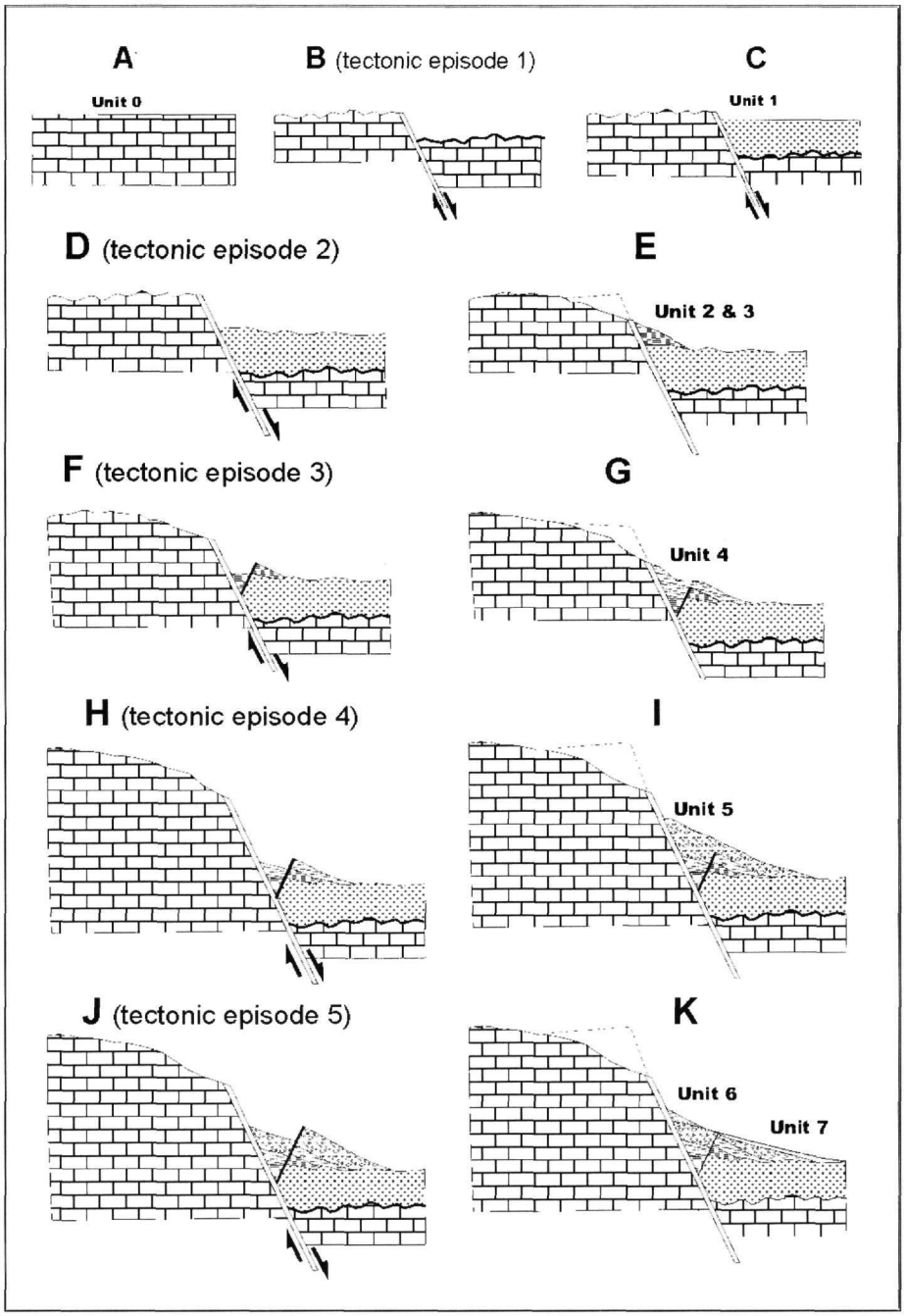


Fig 5: Retrodeformation of the Kera fault zone (schematic, not in scale): A. Upper Cretaceous carbonate marine sedimentation. B. First tectonic episode. Formation of the Oligomictic breccia. C. Erosion of the fault scarp. Transgression and marly sedimentation (middle Miocene). D. Second tectonic episode. Formation of the polymictic breccia. E. Deposition of the first colluvial wedge. F. Third faulting event (post-Miocene time) (seismic event 3). G. Erosion and degradation of the fault scarp. Deposition of the second colluvial wedge. H. Fourth faulting event (Quaternary) (seismic event 4). I. Erosion of the fault scarp causes the deposition of the third colluvial wedge. J. Fifth faulting event (Quaternary) (seismic event 5). K. Deposition of the fourth colluvial wedge and formation of a thin soil horizon.

assume the rupture along the 1st and 2nd segments together (13 km), we come up with a minimum magnitude in the order of M 6.3 (±0.1). Assuming the length of the 2nd and 3rd segments together (21 km), we come up with a minimum magnitude in the order of M 6.6 (±0.08). Finally assuming that the entire, 30 km long, N-S orientated fault system (segments 1+2+3) was ruptured simultaneously through a single earthquake, then, a magnitude of up to 6.7 (±0.05) may have occurred in the area.

3. DISCUSSION - CONCLUSIONS

The tectonic setting on which Kera fault system lays, is probably far more complicated than a simple axial E-W extensional regime. It is also likely that this extension is a local superficial phenomenon, deriving from an almost, deep in the crust, transpressional field, and hence the N-S oriented extensional structures observed on western Crete could be regarded as of secondary origin.

Taking into account the observed fault pattern we can correlate it with the recent seismicity of the area. There are, indeed, earthquakes occurred in the vicinity of the Kera fault during the last decades. More specifically, during the 80's three earthquakes could be associated with the Kera fault (1980, 1987, 1988-with magnitudes between 4.5-5.2) (Fig. 3) whereas, early 1999, there were three small ($3.0<M<4.5$) offshore events that are probably associated with the same fault system in the offshore extension (to the north) of the N-S oriented faults along the Spatha peninsula. Moreover, historical documents reveal at least five earthquake events felt in the broader area of Crete from the antiquity until 1910. The magnitudes of these earthquakes were >6.0 (Andreou, 2000). From these inferences it is obvious that the study area is located in a tectonic setting, which is capable of generating earthquakes of significant magnitudes.

Taking into account all the above inferences, the following conclusions can be made:

1. Kera fault zone show clear evidence of repeated normal faulting events. At least 5 reactivations have been observed on the Kera fault scarp since the time of its formation.
2. It is likely that some of those reactivations occurred in Holocene. There are five strong events that have occurred during the last two millenniums. The last event on the Kera fault may be associated with some of the historic earthquakes.
3. Although there are not direct evidences of recent reactivation along the 1st and 3rd segments, it, definitely, cannot be excluded the possibility of combined reactivation of all, three, of them. So, the 30 km long N-S oriented fault system along Spatha peninsula is capable of generating an earthquake of magnitude in the range 6.0-6.7.

Thus, it is evident that in the area of western Crete, seismic activity continues until the present day. Such a shallow earthquake occurring at a short distance to the densely populated northwest coast of Crete is likely to have significant consequences.

Summarizing this study, the following recommendations can be made:

The recent earthquake activity on western Crete and the evidences derived from the study area, manifest that the N-S oriented fault system is active. Assuming that the last large earthquake event on Kera fault zone occurred in Holocene and taking into account the recurrence time of 3000yr (Armijo et al., 1992), it becomes obvious that a more careful assessment of the seismic hazard potential of the region is required.

The conclusions drawn in this study are based on observations derived from a limited study area. In order to improve the understanding of the active tectonics in the area, a more detailed investigation, both on the Kera fault as well as other potentially active faults needs to be carried out in the future. Moreover, the fact that the island of Crete is densely populated, strengthens the argument stated above.

Acknowledgments: This study was partly supported by the Norwegian Research Council and the Mathematics and Natural Sciences faculty of the University of Bergen.

REFERENCES

ANDREOU C., 2000. Seismic Hazard Analysis Of Western Crete And Kythira Strait, Institute of Solid Earth Physics, University of Bergen, pp.1-180.

ARMIJO, R., LYONCAEN, H., PAPANASTASSIOU, D., 1992. East-West extension and Holocene normal-fault scarps in the Hellenic arc. *Geology*, vol. **20**, Nr. **6**, 491-494.

DRAKOPOULOS, J., FYTROLAKIS, N., DELIBASIS, N. AND MAKROPOULOS, K., 1983. The seismotectonic map of Crete. *Publ. by Technical Chamber of Greece, Div. East and West Crete*, 26 pp. (in Greek).

HALL, R., AUDLEY-CHARLES, M.G AND CARTER, D.J., 1984. The significance of Crete for the evolution of eastern Mediterranean. In: *J.E. Dixon and A.H.F. Robertson (Editors), The Geological Evolution of eastern Mediterranean, Spec. Iss., Geol. Soc. London*, 499-516.

KNAPMEYER, M AND HARJES, H-P., 2000. Imaging crustal discontinuities and the downgoing slab beneath western Crete. Geophys. J.Int., 143, 1-21.

LE PICHON, X. AND ANGELIER, J., 1979. The Hellenic arc and trench system: a key to the neotektonic evolution of the eastern Mediterranean area. *Tectonophysics*, **60**, 1-42.

LYON-CAEN, H., ARMIJO, R., DRAKOPOULOS, J., BASKOUTASS, J., DELIBASSIS, N., GAULON, R., KOUSKOUNA, V., LATOUSSAKIS, J., MAKROPOULOS, K., PAPADIMITRIOU, P., PAPANASTASSIOU, D., AND PEDOTTI, G., 1988. The 1986 Kalamata (South Peloponnesus) earthquake: Detailed study of a normal fault, evidences for east-west extension in the Hellenic arc: *Journal of Geophysical Research*, v.**93**, p.14967-15000.

McCALPIN, J., 1996. *Paleoseismology*, 1-585 p., Edit. by Academic press.

MAKRIS, J. 1977. Geophysical investigations of the Hellenides. *Hamp. Geoph. Einz, R.A.* **34**, 1-124.

MANAKOU, M.V. AND TSAPANOS, T.M., 2000. Seismicity and seismic hazard parameters evaluation in the island of Crete and the surrounding area inferred from mixed data files. Tectonophysics, 321, 157-178.

MARIOLAKOS, I. AND PAPANIKOLAOU, D., 1987. Deformation pattern and relation between deformation and seismicity in the Hellenic arc. *Bull. Geol. Soc. Greece*. vol. **XIX**, p.p. 59-76, Athens.

MOUSLOPOULOU,V., 1999. Active tectonics in Western Crete and Paleoseismological investigations along the Kera fault zone. *Cand. Scient. Thesis*, Bergen, Norway.

PAPADOPOULOS, G.A. AND KIJKO, A., 1991. Maximum likehood estimation of earthquake hazard parameters in the Aegean area from mixed data. Tectonophysics, 185, 277-294.

PAPANIKOLAOU, D., 1999. The subduction zone along the Hellenic arc: A unique location of backward moving margins in convergent lithospheric plates. In: *Scientific American* (Greek version), vol.**A**., pp. 25-29.

PAVLAKIS, P., 1993. The strike slip tectonic regime at Southern Aegean sea as implied by combined marine geophysical survey. *Bull. Geol. Soc. Greece*, vol. **XXVIII/3**, 253-273.

PIRAZZOLI, P.A., Tho mmeret, J., Thommeret, Y., Laborel, J. and Montagionni, L.F., 1982. Crustal block movements from Holocene shorelines: Crete and Antikythira (Greece). Tectonophysics, 86, 27-43.

WELLS, D.L. AND COPPERSMITH, K.J., 1994. Empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture area, and surface displacement. *Bull. Seismo. Soc. Am.* **84**, 974-1784.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/4, 1539-1546, 2001 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/4, 1539-1546, 2001
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

POSSIBLE TRIGGERING OF STRONG EARTHQUAKES IN A SEISMIC SEQUENCE DUE TO COULOMB STRESS CHANGES GENERATED BY THE OCCURRENCE OF PREVIOUS STRONG SHOCKS

E. E. PAPADIMITRIOU[1], V. G. KARAKOSTAS[1] AND A. B. BABA[1]

ABSTRACT

Coulomb stress changes (ΔCFF)were calculated assuming that earthquakes can be modelled as static dislocations in an elastic half-space, and taking into account the coseismic slip in strong earthquakes. The stress change calculations were performed for strike, dip, and rake appropriate to the strong events considered. We evaluate if these chosen earthquakes brought a given strong subsequent event closer to, or farther from, failure. It was found that each of the subsequent strong events occurred in regions of increased calculated Coulomb stress before their occurrence. Moreover, the majority of smaller aftershocks also were located in areas of positive ΔCFF . This indicates the probable triggering of the latter events, the foci of which are situated at nearby faults or fault segments.

KEY WORDS: seismic sequences; static stress changes; triggering.

1. INTRODUCTION

The broader Aegean area has experienced many destructive earthquakes as indicated from both instrumental data and historical information, some of them occurring very close in time. It is then of interest to examine if the stress changes associated with the occurrence of each one of them can advance the time of occurrence, i.e., to trigger subsequent ones. Earthquakes in a sequence generally are not independent (Scholz, 1990). Each one is affected by both tectonic loading and stress changes caused by prior events, especially by either great earthquakes or other shocks that occur nearby. From this point of view, the state of stress is studied.

Strong earthquakes that appeared to occur close in time indicate possible triggering of the following events by the previous one in the chain. Such observations have led several authors in the last decade to highlight the importance of fault interactions on the basis of physical models. Considerable research has been performed on earthquake triggering or delay due to changes in stress and this topic has been extensively discussed (e. g. Harris, 1998 and references therein). The points faced by researchers concern the possible triggering of subsequent earthquakes by earthquake-induced static or dynamic stress changes. The advantage of using changes in stress is that oftentimes, absolute values of stress are not known but stress change values can be calculated fairly readily from information about the geometry and slip direction of an earthquake rupture.

Coulomb stress change theory has been successfully applied to situations where faults were relaxed, the result of a negative change in Coulomb failure stress,. For cases where a fault is relaxed, or put into a stress shadow (Harris and Simpson, 1993, 1996; Deng and Sykes, 1997a,b), one can perform simple determinations of the approximate time that it should take for long-term tectonic loading to recover the static stress $\Delta CFS < 0$ change. The Coulomb failure stress changes caused by main shock rupture effectively explain the aftershock distributions for the earthquakes studied, with some of the more distant events apparently being triggered by stress changes as low as 0.1 bar (Reasenberg and Simpson, 1992).

Portions of the San Andreas Fault were advanced about a decade in the cycle of great earthquakes by the 1992 Landers sequence of (Jaumı and Sykes, 1992). Not only do aftershocks appear to be triggered by such stress changes, but moderate seismicity prior to the Landers earthquake increased the potential for failure along most of the future Landers rupture zone, perhaps controlling the location of the later rupture (King et al., 1994). Such calculations for Southern California by Deng and Sykes (1997a, b) determine the distribution of large shocks of the past 185 years, moderate-sized shocks of the past few decades, and small and microearthquakes for the

1. Department of Geophysics, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, GR54006 Thessaloniki, Greece
e-mail: ritsa@geo.auth.gr, vkarak@geo.auth.gr, baba@lemnos.geo.auth.gr

shorter time period for which they and their mechanisms are available.

In the present paper, we seek for possible triggering by calculating stress changes and applied these calculations to the study of earthquake interactions. For this reason, the coseismic stress changes associated with the occurrence of strong events, the first in the sequence are taken into account, following the procedure of Deng and Sykes (1997a). The present study covers the time interval 1976-2000, during which information on fault plane solutions of the stronger events ($M \geq 5.5$) is available, since they are routinely analysed and distributed.

2. METHODOLOGY

The method used by Deng and Sykes (1997a) and applied by them to southern California was used in the present study. They consider stress to be a tensor quantity that varies in time and space and to be transmitted elastically, with the Earth approximated as a homogeneous half-space. Changes in stress associated with large earthquakes are calculated by putting certain coseismic displacements on ruptured fault segments in the elastic half-space and adding the changes in the components of the stress tensor together as they occur in time. Stress changes associated with both the virtual dislocations and actual earthquake displacements are calculated using a dislocation model of a planar fault surface, Σ, embedded in a homogeneous semi-infinite elastic medium, i. e., a half-space with zero traction on the Earth's surface. Steketee (1958) showed that the displacement field u_k (k^{th} component of u) in a semi-infinite elastic medium for an arbitrary uniform dislocation, U, across a surface, Σ, can be determined from:

$$u_k = \frac{U_i}{8\pi\mu} \iint_{\Sigma} w_{ij}^k \upsilon_j \, d\Sigma \qquad (1)$$

where μ is the shear modulus, υ_j are the direction cosines of the normal to the dislocation surface, U_i is the i^{th} component of U, and w_{ij}^k are six sets of Green's functions.

The displacements and strain fields caused by finite rectangular sources are obtained by integrating (1) (Okada, 1992; G. Converse, U. S. Geological Survey, unpublished report, 1973). The elastic stress s_{ij} is calculated from strain e_{ij} using Hooke's law for an isotropic medium

$$s_{ij} = \frac{2\mu\nu}{1-2\nu} \delta_{ij} e_{kk} + 2\mu e_{ij} \qquad (2)$$

where ν is Poisson's ratio, and δ_{ij} is the Kronecker delta.

Earthquakes occur when the stress exceeds the strength of the fault. The closeness to failure was quantified using the change in Coulomb failure function (ΔCFF) (modified from Scholz, (1990)). It depends on both changes in shear stress $\Delta\tau$ and normal stress $\Delta\sigma$

$$\Delta CFF = \Delta\tau + \mu' \Delta\sigma \qquad (3)$$

Here μ' is the apparent coefficient of friction. Both $\Delta\tau$ and $\Delta\sigma$ are calculated for a fault plane at the observing (field) point from the stress tensor described by (2). Change in shear stress $\Delta\tau$ is positive for increasing shear stress in the direction of relative slip on the observing fault; $\Delta\sigma$ is positive for increasing tensional normal stress. When compressional normal stress on a fault plane decreases, the static friction across the fault plane also decreases. Both positive $\Delta\tau$ and $\Delta\sigma$ move a fault toward failure; negative $\Delta\tau$ and $\Delta\sigma$ move it away from failure. A positive value of ΔCFF for a particular fault denotes movement of that fault toward failure (that is, the likelihood that it will rupture in an earthquake is increased).

The advantage of using changes in stress is that oftentimes, absolute values of stress are not known but values of stress change can be calculated fairly readily from information about the geometry and slip direction of an earthquake rupture. The exact details of geometry and slip also become less important the farther one goes from the rupture.

3. *FOCAL PARAMETERS OF STRONG EVENTS*

Table 1 gives information on the fault plane solutions of earthquakes with M≥6.5 that occurred in the study area during 1976-2000. This is the time interval for which reliable fault plane solutions are routinely processed and distributed by Harvard University. We evaluate in the following if either the generation of these events triggered the occurrence of subsequent strong events, or if they have been triggered by previous strong events. To proceed in this evaluation, information on the fault plane solutions of the related strong events is needed. Since for events 1, 8 and 12 of this table no information exists on fault plane solutions of strong events that occurred nearby, such examination is not feasible.

Table 1. Source parameters of large (M≥6.5) earthquakes that occurred in the broader Aegean area during 1976-2000.

	DATE			TIME	φ °N	λ°E	M	Mechanism			Ref
								Strike	Dip	Rake	
1	1976,	May	11	00:59:18	37.40	20.40	6.5	327	12	90	1
2	1978,	June	20	20:03:21	40.71	23.27	6.5	278	46	-70	2
3	1979,	Apr.	15	06:19:41	42.09	19.21	7.1	317	15	90	3
4	1980,	July	9	02:11:57	39.28	23.11	6.5	81	40	-90	4
5	1981,	Feb.	24	20:53:37	38.22	22.92	6.7	264	42	-80	5
6	1981,	Dec.	19	14:10:51	39.08	25.24	7.2	37	67	-166	6
7	1981,	Dec.	27	17:39:13	38.80	24.92	6.5	216	79	175	5
8	1982,	Jan.	18	19:27:25	39.78	24.50	7.0	233	62	-173	5
9	1983,	Jan.	17	12:41:30	37.96	20.26	7.0	39	45	175	1
10	1983,	Aug.	6	15:43:52	40.08	24.78	6.8	138	78	-1	7
11	1995,	May	13	08:47:13	40.15	21.68	6.6	240	45	-101	9
12	1997,	Nov.	18	13:07:53	37.58	20.57	6.6	8	31	162	7

1. Papadimitriou (1993), 2. Soufleris and Stewart (1981), 3. Baker et al. (1997), 4. Papazachos et al. (1983), 5. Taymaz et al. (1991), 6. Papazachos et al. (1984), 7. Harvard solution.

Fault length and average displacement are two parameters necessary for the model application. Such information is not available from geological field observations for the earthquakes studied. Rupture zones of several strong earthquakes in Greece have been defined by the use of field observations of fault traces and by precise location of clusters of aftershocks or other relatively small earthquakes. Such data have been already used (Papazachos, 1989) to derive the following relations between the fault length, (in km), and mean displacement, u (in cm), as a function of the moment magnitude M:

$$\log L = 0.51M - 1.85 \quad (4)$$

$$\log u = 0.82M - 3.71 \quad (5)$$

Therefore, these scaling laws were used to estimate the two parameters, L and u, which are necessary for the application of the model (Table 2).

Table 2. Rupture models for strong earthquakes used for ΔCFF computation.

DATE			TIME	φ °N	λ°E	L (km)	u (cm)	M	Mechanism		
									Strike	Dip	Rake
1978,	May	23	23:34:11	40.70	23.29	10	11	5.8	265	40	-83
1979,	Apr.	15	06:19:41	42.09	19.21	56	130	7.1	317	15	90
1980,	July	9	02:11:57	39.28	23.11	26	42	6.5	81	40	-90
1981,	Feb.	24	20:53:37	38.22	22.92	34	61	6.7	264	42	-80
1981,	Dec.	19	14:10:51	39.08	25.24	66	156	7.2	37	67	-166
1983,	Jan.	17	12:41:30	37.96	20.26	52	107	7.0	39	45	175
1983,	Aug.	6	15:43:52	40.08	24.78	42	74	6.8	228	89	-168
1995,	May	13	08:47:21	40.15	21.68	30	42	6.6	243	45	-97

The depths of the larger (M≥6.0) earthquakes that occurred in the broader Aegean region, for which reliable determination of the focal parameters exists based either on waveform inversion or recordings of local seismic networks, range from 8 to 13 km. From studies of aftershock sequences for which reliable determination of the aftershocks focal parameters also exists, it is evident that the majority of their foci are located in a seismogenic layer extending from a depth of 3 to 15km, some of them reaching a depth of 20km. Although precise depth determination does not exist for the smaller earthquakes that occurred in the study area, most of them are calculated as shallower than 15km. By considering all of the above information, the depth of the seismogenic layer in our calculations is taken to be in the range of 3-15km for all of the strong events we modeled.

1. STRESS CHANGES AND TRIGGERING OF SUBSEQUENT STRONG EVENTS

Stress changes, i.e., values of ΔCFF, are computed for the faulting type of the next stronger event in each seismic sequence. The coseismic displacements in the eight strong earthquakes in the broader Aegean Sea during 1976-2000 are computed in each case. The faults are simplified and approximated by rectangular shapes with two edges parallel to the Earth's surface. In each case, ΔCFF is calculated for a preferred fault plane solution, the one of the next event whose triggering is inspected. The shear modulus and Poisson's ratio are fixed as 33 GPa and 0.25, respectively. The apparent coefficient of friction, μ', is fixed as 0.4 in the calculations, following Nalbant et al. (1998) who selected a value of 0.4, commenting that King et al. (1994) pointed out that even substantial variations from such a value do not greatly alter the distribution of Coulomb stresses around a fault. Deng and Sykes (1997a, b) extensively discussed this matter and found that their results were not very sensitive to changes in μ'. Stein et al. (1997) indicated that in general, the changes in absolute values of μ' are not great.

Plate 1 shows the coseismic stress changes associated with the first strong event at a depth of 10 km. This depth was chosen to be several kilometers above the locking depth in the model. In these plates, dark regions denote negative changes in Coulomb stress and inferred decreased likelihood of fault rupture. These regions are called stress shadows following the usage of Harris and Simpson (1993, 1996). Bright regions represent positive ΔCFF and increased likelihood of rupture. The positive regions are called stress bright zones. It should be mentioned that stress is a tensorial, not a scalar, quantity. Thus shadow zones and bright zones must be viewed in the context of specific styles of fault slip, i.e., similar strike, dip, and rake. A particular location could be situated in a shadow zone for NE trending strike-slip faults, while it could be located in a bright zone for other styles of faulting. We will show that in each case the subsequent events occurred in bright zones, not in shadow zones.

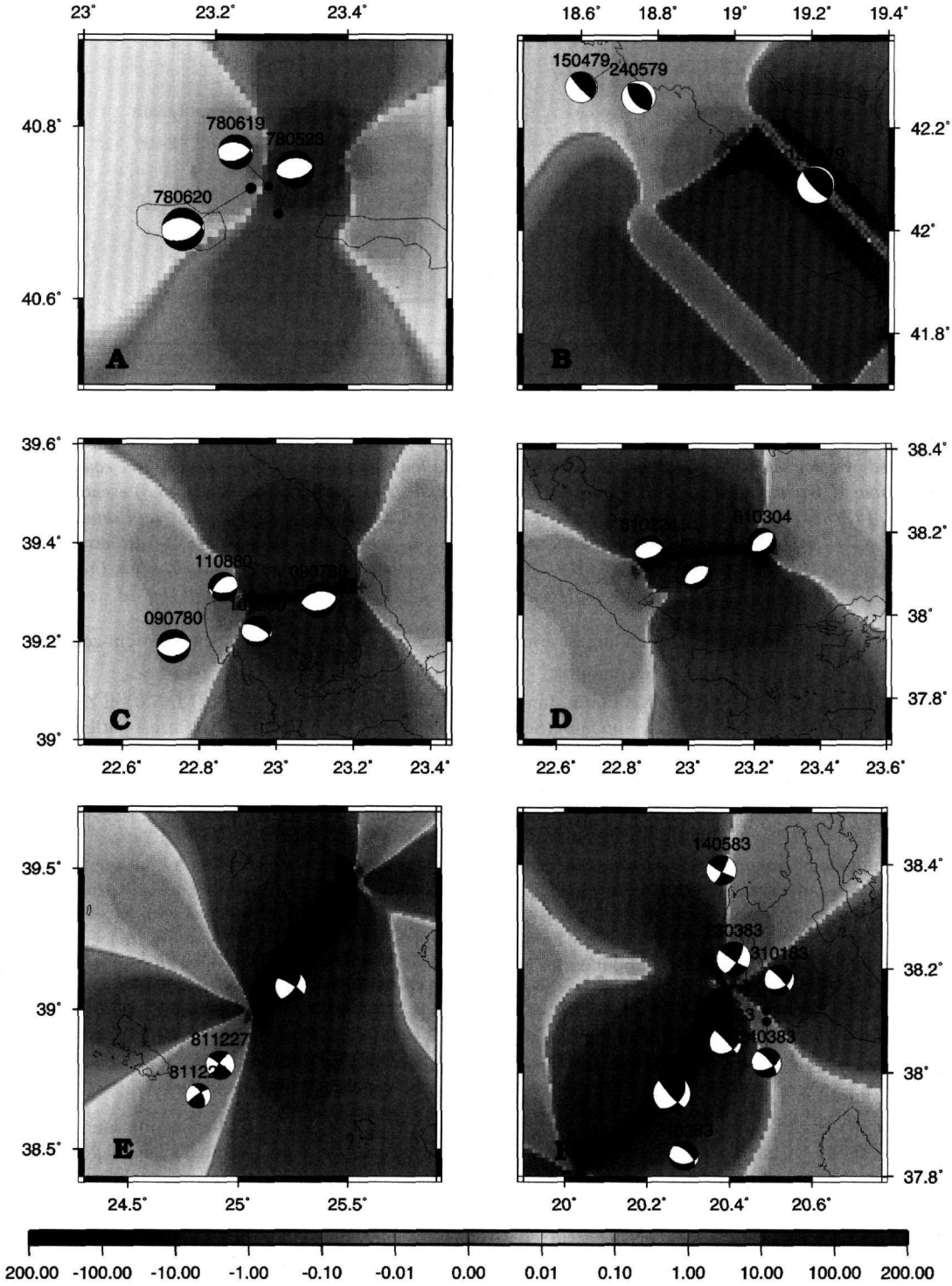
Earthquake of 1978 (Thessaloniki, N. Greece) Plate 1A shows the coseismic stress changes associated with a strong (M=5.8) event that struck the area around the city of Thessaloniki, on May 23, 1978. Focal mechanism solutions of the June 19 (M=5.3) event, and the main shock of this seismic sequence (June 20, 1978, M=6.5), are also plotted in this figure. The mainshock is located in an area where the higher positive ΔCFF values were computed, while its foreshock in the borders between the bright and shadow zones.

Earthquake of 1979 (Monte Negro) The stress pattern due to the coseismic stress changes associated with the April 19, 1979 (M=7.1) main shock, along with the focal mechanism solutions of the two major earthquakes of that seismic sequence, are plotted in Plate 1B. Both aftershocks are located in a bright zone created by the generation of the main shock.

Earthquake of 1980 (Magnesia, central Greece) A bright zone of ΔCFF was created by the generation of the strong (M=6.5) mainshock of this seismic sequence at the western part, where the largest aftershock (M=6.1) occurred some minutes later (Plate 1C). Whilst the second stronger aftershock (M=5.6) occurred inside the shadow zone, probably at a barrier remained unbroken during the main rupture, about a month later, the third stronger aftershock (M=5.3) occurred inside the western bright zone.

Earthquake of February 1981 (Alkyonides, Corinth Gulf) A strong earthquake of M=6.7 occurred in the study area on February 24, 1981 followed just a few hours later by a strong aftershock (February 25, 1981; M6.5). On March 4, 1981 a strong event (M=6.3) occurred at the eastern part, in an area where high positive ΔCFF values were computed due to the coseismic stress changes associated with the generation of the main shock (Plate 1D).

Earthquake of December 1981 (Northern Aegean) Plate 1E shows Coulomb stress changes associated with the December 19, 1981, large (M=7.2) mainshock, along with focal mechanism solutions of the major earth-


23°
23.2°
23.4°
40.8°
40.6°
780619
780523
780620
A
18.6°
18.8°
19°
19.2°
19.4°
150479
240579
42.2°
42°
41.8°
B
39.6°
39.4°
39.2°
39°
110880
090780
C
22.6°
22.8°
23°
23.2°
23.4°
38.4°
38.2°
38°
37.8°
810304
D
22.6°
22.8°
23°
23.2°
23.4°
23.6°
39.5°
39°
38.5°
811227
E
24.5°
25°
25.5°
140583
310183
20°
20.2°
20.4°
20.6°
200.00
-100.00
-10.00
-1.00
-0.10
-0.01
0.00
0.01
0.10
1.00
10.00
100.00
200.00

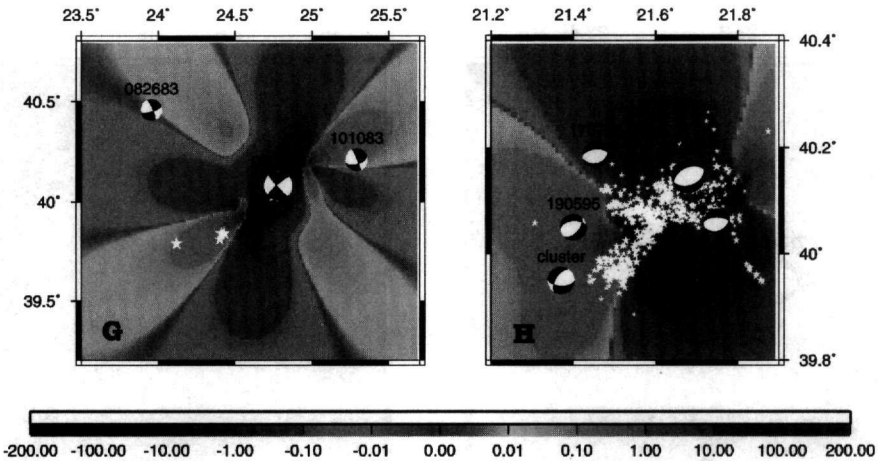


Plate 1. ***Coulomb stress changes due to the generation of strong events in the broader Aegean region during 1976-2000. The stress pattern is calculated for the faulting type of the next strong event in the sequence. Changes are denoted by color scale at bottom (in bars). Fault plane solutions are plotted as lower-hemisphere equal-area projections. Coseismic Coulomb stress changes associated with: (A) the May 23, 1978 (M=5.8) event. (B) the April 15, 1979 (M=7.1) Monte Negro main shock. (C) the July 9, 1980 (M=6.5) Magnesia main shock. (D) the February 24, 1981 (M=6.7) Alkyonides main shock. (E) the December 19, 1981, (M=7.2) Northern Aegean main shock. (F) the January 17, 1981 (M=7.0) Kefalonia main shock. (G) the August 6, 1983, (M=6.8) Northern Aegean main shock. (H) the May 13, 1995 (M=6.6), Kozani main shock.***

quakes of that seismic sequence. Both largest aftershocks occurred in a part of the created bright zone, where high positive values of ΔCFF were computed.

Earthquake of January 1983 (Kefalonia, Ionian Islands) The strong main shock (M=7.0) of this seismic sequence occurred on a dextral strike-slip fault (Scordilis et al., 1985). Plate 1F depicts the stress pattern after its occurrence, calculated for the fault plane solution of March 23, 1981 earthquake. This later event occurred in an area where values of positive ΔCFF are the highest. In the same plate all the available fault plane solutions of the stronger events of this sequence are also shown. Three out of five of them occurred in stress-enhanced zones.

Earthquake of August 1983 (Northern Aegean) This strong main shock occurred at a fault segment along the North Aegean Trough. Coseismic stress changes associated with its occurrence (Plate 1G) probably triggered the seismicity in the surrounding area. By asterisks the epicenters of aftershocks with $M \geq 4.5$ that occurred during September-November 1983 are denoted. It is worth noting that these epicenters are located either inside or very close to the calculated boundaries between stress shadow and stress-enhanced zones.

Earthquake of 1995 (Kozani, Northern Greece) Plate 1H shows the coseismic stress changes associated with this strong (M6.6) main shock. In the same plate the epicenters of precisely located aftershocks (Hatzfeld et al., 1997) are also shown. The stress field is computed according to representative fault plane solution (94/56/-42) of the events constituting the western cluster of aftershocks (Papazachos et al., 1998). It is evident that this cluster occurred in a region with high values of positive ΔCFF.

The above results show that static stress changes can lead to the identification of the location where the next strong event of a seismic excitation will occur, as well as the location of off-fault aftershocks. The higher positive ΔCFF values were calculated for these locations, where seismic activity occurs soon after (hours to days) the strong event which gives rise to the triggering. A limitation of the model efficiency, also noted by Cocco et al. (2000), concerns cases where some events occurred very close to the hypocenter of the main event, since rupture process details are needed, which usually are not available. On the other hand, the model efficiency has been proved in cases of nearby fault segments activation (Papadimitriou et al., 2001; among others).

Acknowledgements The stress tensors were calculated using a program written by J. Deng (Deng and Sykes, 1997a) using the DIS3D code of S. Dunbar and Erikson (1986) and the expressions of G. Converse. W. X. Du of

Lamont helped us in using Deng's program. The GMT system (Wessel and Smith, 1991) was used to plot the figures. The authors would like to express their sincere appreciation to the anonymous reviewer for the contributive comments. This is Department of Geophysics contribution 551.

REFERENCES

BAKER, C., HATZFELD, D., LYON-CAEN, H., PAPADIMITRIOU, E. & RIGO, A. 1997. Earthquake mechanisms of the Adriatic Sea and western Greece. Geophys. J. Int. 131, 559-594.

COCCO, M., NOSTRO, C. & EKSTRÖM, G. 2000. Static stress changes and fault interaction during the 1997 Umbria-Marche earthquake sequence. J. Seismology 4, 501-516.

DENG, J. & SYKES, L. R., 1997a. Evolution of the stress field in southern California and triggering of moderate-size earthquakes: A 200-year perspective. J. Geophys. Res. 102, 9859-9886.

DENG, J. & SYKES, L. R., 1997b. Stress evolution in southern California and triggering of moderate-, small-, and micro-size earthquakes. J. Geophys. Res. 102, 24,411-24,435.

ERIKSON, L., 1986. User's manual for DIS3D: A three-dimensional dislocation program with applications to faulting in the Earth. Masters Thesis, Stanford Univ., Stanford, Calif., 167 pp.

HARRIS, R. A., 1998. Introduction to special session: Stress triggers, stress shadows, and implications for seismic hazard. J. Geophys. Res. 103, 24347-24358.

HARRIS, R. A. & SIMPSON, R. W., 1993. In the shadow of 1857: An evaluation of the static stress changes generated by the M8 Ft. Tejon, California, earthquake. Eos Trans. AGU, 74(43), Fall Meet. Suppl., 427.

HARRIS, R. A. & SIMPSON, R. W., 1996. In the shadow of 1857: The effect of the great Ft. Tejon earthquake on subsequent earthquakes in southern California. Geophys. Res. Lett. 23, 229-232.

HATZFELD, D., KARAKOSTAS, V., ZIAZIA, M., SELVAGGI, G., LEBORGNE, S., BERGE, C., GUIGUET, R., PAUL, A., VOIDOMATIS, PH., DIAGOURTAS, D., KASSARAS, I., KOUTSIKOS, I., MAKROPOULOS, K., AZZARA, R., DI BONA, M., BACCHECHI, S., BERNARD, P. & PAPAIOANNOU, CH., 1997. The Kozani - Grevena (Greece) earthquake of May 13, 1995, revisited from a detailed seismological study. Bull. Seism. Soc. Am. 87, 463-473.

JAUMÉ, S. C. & SYKES, L. R., 1992. Change in the state of stress on the southern San Andreas Fault resulting from the California earthquake sequence of April to June 1992. Science 258, 1325-1328.

KING, G. C. P., STEIN, R. S. & LIN, J., 1994. Static stress changes and the triggering of earthquakes. Bull. Seism. Soc. Am. 84, 935-953.

NALBANT, S. S., HUBERT, A. & KING, G. C. P. 1998. Stress coupling between earthquakes in northwestern Turkey and the north Aegean Sea. J. Geophys. Res. 103, 24469-24486.

OKADA, Y., 1992. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. Bull. Seism. Soc. Am. 82, 1018-1040.

PAPADIMITRIOU, E. E. 1993. Focal mechanism along the convex side of the Hellenic Arc and its tectonic significance. Boll. Geofis. Teor. Appl. 35, 401-426.

PAPADIMITRIOU, E. E., KARAKOSTAS, V. G. & PAPAZACHOS, C. B. 2001. Rupture zones in the area of the 17.08.99 Ézmit (NW Turkey) large earthquake (M_w7.4) and stress changes caused by its generation, J. Seismology 5, 269-276, 2001.

PAPAZACHOS, B. C. 1989. Measures of earthquake size in Greece and surrounding areas. Proc. 1st Scient. Cong., Geophys. Soc. Greece, Athens, April 19-21, 1989, 438-447.

PAPAZACHOS, B. C., PANAGIOTOPOULOS, D. G., TSAPANOS, T. M., MOUNTRAKIS, D. M. & DIMOPOULOS, G. CH., 1983. A study of the 1980 summer seismic sequence in the Magnesia region of central Greece. Geophys. J. R. astron. Soc. 75, 155-168.

PAPAZACHOS, B. C., KIRATZI, A. A., VOIDOMATIS, PH. S. & PAPAIOANNOU, CH. A., 1984. A study of the December 1981 - January 1982 seismic activity in northern Aegean Sea. Boll. Geofis. Teor. Appl. 26, 101-113.

PAPAZACHOS, B. C., KARAKOSTAS, B. G., KIRATZI, A. A., PAPADIMITRIOU, E. E. & PAPAZACHOS, C. B. 1998. A model for the 1995 Kozani-Grevena seismic sequence. J. Geodynamics 26, 217-231.

REASENBERG, P. A. & SIMPSON, R. W. 1992. Response of regional seismicity to the static stress change produced by the Loma Prieta earthquake. Science 255, 1687-1690.

SCHOLZ, C. 1990. The Mechanics of Earthquakes and Faulting. Cambridge University Press, Cambridge, 439pp.

SCORDILIS, E. M., KARAKAISIS, G. F., KARAKOSTAS, B. G., PANAGIOTOPOULOS, D. G., COMNINAKIS,

P. E. & PAPAZACHOS, B. C. 1985. Evidence for transform faulting in the Ionian Sea. The Cephalonia island earthquake sequence of 1983. Pure Appl. Geophys. 123, 388-397.

SOUFLERIS, CH. & STEWART, G., 1981. A source study of the Thessaloniki (N. Greece) 1978 earthquake sequence. Geophys. J. R. astron. Soc. 67, 343-358.

STEIN, R., BARKA, A. & DIETERICH, J. 1997. Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering. Geophys. J. Int. 128, 593-604.

STEKETEE, J. A. 1958. On Voltera's dislocations in a semi-infinite elastic medium. Can. J. Phys. 36, 192-205.

TAYMAZ, T., JACKSON, J. & McKENZIE, D., 1991. Active tectonics of the north and central Aegean Sea. Geophys. J. Int. 106, 433-490.

WESSEL, P. & SMITH, W. H. F., 1995. New version of the Generic Mapping Tools released. EOS, Trans. Am. Geophys. U. 76, 329.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/4, 1547-1554, 2001 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/4, 1547-1554, 2001
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

HISTORICAL EARTHQUAKES AND TSUNAMIS OF THE SOUTH IONIAN SEA OCCURRING FROM 1591 TO 1837

G.A. PAPADOPOULOS[1] AND A. PLESSA[1]

ABSTRACT

We improve the historical earthquake catalogue of the south Ionian Sea by critically reviewing twelve earthquake events occurring in the time interval 1591-1837. For some of them we complete historical information while for others we present information not taken into account in previous seismological studies. The procedure of reevaluation concluded with significant results. For example, the 5 May 1622 earthquake in Zakynthos , considered so far as a large destructive event, proved to have been only a felt event without any destructive effects, while the strong shocks of 21 August 1591 and 28 October 1766 (O.S.) are new events in the seismological literature. Tsunami phenomena reported in association with particular earthquakes also were reevaluated. It is shown that the large earthquake of 29 December 1820 in Zakynthos was not followed by a destructive tsunami flooding, as thought by previous authors, while evidence is presented that the sea-wave reportedly occurring in the Corinth Gulf in association with an aftershock of the above earthquake on 6 January 1821 very likely was not a tsunami but a storm surge that attacked the coast of Patras. The results obtained are of importance for the seismic and tsunami hazards assessment in the Ionian Sea.

ΣΥΝΟΨΗ

Επαναξιολογούνται κριτικά δώδεκα σεισμοί που έγιναν στο νότιο Ιόνιο Πέλαγος στο διάστημα 1591 – 1837 και βελτιώνεται ο κατάλογος ιστορικών σεισμών της περιοχής. Για ορισμένους συμπληρώνονται οι ιστορικές πληροφορίες, ενώ για άλλους προσκομίζονται πληροφορίες που δεν είχαν ληφθεί υπόψη στη σεισμολογική βιβλιογραφία μέχρι τώρα. Η επαναξιολόγηση οδήγησε σε σημαντικά αποτελέσματα. Για παράδειγμα, ο σεισμός της 5 – 5 – 1622 στη Ζάκυνθο, που εθεωρείτο μεγάλος και καταστροφικός, απεδείχθη ότι ήταν μόνον αισθητός χωρίς άλλα αποτελέσματα. Οι ισχυροί σεισμοί της 21 – 8 – 1591 και 28 – 10 – 1766 (ημερομηνίες παλ. ημερολογίου) είναι νέοι στη σεισμολογική βιβλιογραφία. Επαναξιολογήθηκαν και τσουνάμι που έχουν αναφερθεί ότι συνόδευσαν ορισμένους σεισμούς, όπως εκείνος της 29 Δεκεμβρίου 1820 στη Ζάκυνθο που ενώ πιστευόταν ότι προκάλεσε ισχυρό, καταστροφικό θαλάσσιο κύμα απεδείχθη ότι η πλημμύρα που τον ακολούθησε δεν οφειλόταν σε τσουνάμι αλλά σε βροχόπτωση. Το κύμα που περιέργως είχε περιγραφεί ότι έγινε στον Κορινθιακό κόλπο εξαιτίας του ισχυρού μετασεισμού της 6 –1- 1821 στο Ιόνιο, προκύπτει ότι έγινε στην Πάτρα πιθανότατα στις 9 – 1- 1821 εξαιτίας θύελλας και όχι σεισμού. Τα συμπεράσματα είναι εξαιρετικά χρήσιμα για τον αξιόπιστο προσδιορισμό τόσο του σεισμικού κινδύνου όσο και του κινδύνου από τσουνάμι στο Ιόνιο.

KEY WORDS: historical phenomena, earthquakes, tsunamis, Ionian Sea, documentation, reevaluation.

1. INTRODUCTION

It is generally recognized that the instrumental period of seismicity is too short to represent the seismic cycle of regions of even high seismic activity. Therefore, studies of seismicity, seismic hazard assessment and earthquake prediction very often suffer from the lack of statistically adequate samples of earthquake events. Attempts have been made to solve this problem by applying methods that accept incomplete earthquake files (e.g. for an application in Greece see in Papadopoulos and Kijko ,1991) and by expanding files in longer time spans with the study of pre-instrumental earthquakes.

The last years an effort started in the Institute of Geodynamics , National Observatory of Athens, for the systematic study of pre-instrumental earthquakes of Greece (e.g. Papadopoulos 2000, Papadopoulos and Vassilopoulou 2001). Here we study some earthquakes occurring in the south Ionian Sea from 1591 to 1837. On the basis of a critical review we complete and , in some cases, we present new information not taken into account

1. Institute of Geodynamics, National Observatory of Athens, P.O. box 20048, 118 10 Athens, Greece

in previous seismological studies. This procedure concluded with results of significant importance for the determination of earthquake focal parameters, which in turn becomes of importance for the seismic hazard assessment of the region. Tsunami phenomena that reportedly were associated with particular earthquakes were also reevaluated. Earthquake epicentres and geographic explanations can be found in Figure 1. The time of occurrence estimated for some earthquakes takes into account that in that period night hours were considered to start on 6 p.m.

2. STRONG EARTHQUAKES OF THE PERIOD 1591 – 1837: A CRITICAL REVIEW

2.1 REVISION OF ALREADY KNOWN EVENTS

1622: Earthquake in Zakynthos

In several studies confusion prevails since some authors attributed the effects of the 5 November 1633 Zakynthos earthquake to that of 5 May 1622 (e.g. Papazachos and Papazachou ,1989,1997) which in turn leads to determination of erroneous focal parameters . Here we investigate the original sources about the 1622 event, while the problem of confusion is analysed later, along with the examination of the 1633 case.

The author we were able to verify as the first to quote the 1622 earthquake is Chiotis (1849, p.29) who reported on as follows: *" 5 May 1622, 4 hour at night, local, evidence coming from Varvias "*. No further information is given about Varvias (*Βαρβίας* in Greek), who certainly was not the same person with Barbiani, because the latter is also mentioned as a source of information for other earthquakes listed by Chiotis (1849). His notice about the 1633 earthquake is: *"5 November 1633 in Italy and Greece, evidence coming from p. 228 of the book of orders"*. It is noticeable that Chiotis (1849, p.25-26) made a remarkable distinction regarding the size of the two earthquakes by taking into account Coronelli (1762) as far as the 1633 earthquake is concerned (see below). The 1622 one was only "local" (*Εγχώριος* in Greek) while that of 1633 was felt in both Greece and Italy implying a larger size. Barbiani and Barbiani (1864, p .14), reported that according to a note in the "Livre des prκts" "*Le 5 mai 1622, jour de l' ascension, ont eu lieu deux tremblements de terre qui durθrent un demi-quart d' heure*". They noticed that the reported duration of the shaking *(demi-quart d' heure)* certainly is exaggerated but they neglected to mention their source of information

We conclude that one shock, perhaps two, were felt in Zakynthos on the morning of 5 May 1622, and that the earthquake did not cause any damage, ground failures or other important macroseismic effects. It is remarkable that on 5 May 1622 at around 11a.m. a strong earthquake (Imax=VII – VIII) occurred in Slovenia (Boschi et al. , 1997). One may not exclude the possibility that the Slovenia shock was felt in Zakynthos.

1633: Earthquake in Zakynthos

Girardi (1664) seems to be the first who reported on the earthquake of 5 November 1633. His passage, reproduced by Bonito (1691, p. 763), reads as follows *: " 1633 : A 5 di Novembre nell' isola del Zante fu un fierissimo Terremoto, caddero molte Case con morte di molte persone. Sibisso il Promontorio di S. Sosti, rovinarono alcune alte montagne, si apri in piu luoghi la terra, d' onde uscirono flamme , e' l mare grandemente gonsio con grandissimo spavento di tutti. Il giorno seguente il Terremoto si fθ sentire in Mantova, Verona, ed Hostiglia. Era stato ancora in Costantinopoli nel mese di Luglio un terribile Terremoto"*. It is clear that on 5 November 1633 a large earthquake occurred in Zakynthos causing the collapse of many houses and the death of many persons; the promontory of St. Sosti (*Άγιος Σώστης* in Greek) , located in the Laganas bay in south Zakynthos, was submerged; moreover, high mountains failed, the ground opened in several places and flames were coming out , and the sea rose highly causing great fear to everyone. The next day an earthquake was felt in Mantova, Verona and Hostiglia. Bonito (1691) also cited a similar short description presented by Riccioli (1669) (see also a foot note made by A. Perrey in Barbiani and Barbiani ,1864, p. 14). The accounts of Chiotis (1849,1886) and Barbiani and Barbiani (1864, p.14) on the 1633 earthquake were based on a short version of the Girardi's (1664) description published by Coronelli (1762) who, however, reported that the Zakynthos earthquake was felt in Mantova and in Verona (*Il se fμt sentir ῦ Mantoue et ῦ Vιrone*). This point is of crucial importance since, in an attempt to calculate the size of the 1633 earthquake in terms of the perceptibility radii, the result would strongly depend upon the epicentral distances of shaken regions. Girardi's (1664) information that in Mantova and Verona another shock was felt the next day is likely more realistic, given the large distance between Zakynthos and those cities of north Italy, although perceptibilitiy at such a distance could not be excluded. Magniati (1688) reported on an earthquake that was felt in Mantova on 15 November 1633.

The publication of Katrames (1880) signifies the starting point of a misleading report that was followed by later authors. In fact, he did not mention at all the 1633 event and erroneously attributed its effects to the 1622

earthquake. The same mistake was made by Zoes (1893) who, however, included in his work the 1633 event. Confusion about the effects of the 1622 and 1633 earthquakes was propagated even to modern seismological studies, e.g. Papazachos and Papazachou (1989, 1997) considered that both earthquakes were large events with similar macroseismic effects and estimated Richter magnitudes of 6.6 and 7.0, respectively. Lekkas et al. (1997) mentioned the confusion about the 1622 and 1633 earthquakes and suggested that only one shock occurred , that of 1633, which certainly is not correct.

In conclusion, at all evidence the 5 November 1633 earthquake (1) was a large, destructive event causing co-seismic phenomena in the Laganas bay , such as ground failures and tsunami triggering implying high intensity (IX-X) in Zakynthos and large Richter magnitude (6.5±0.5), and (2) its effects were erroneously attributed to the 1622 event.

1642 : Earthquake in Zakynthos

In his historical book, Konomos (1970, p.60) reproduced an anonymous chronicle reporting an earthquake that occurred during the first days of January and certainly before 14 January 1642 (O.S.). In the seismological literature the earthquake is mentioned by Lekkas et al. (1997). The chronicle reports that the shock caused *"great damage and threat for the human life" (μεγαλότατην ζημίαν και κίνδυνον της ζωής)* and , therefore, we estimate a maximum intensity of VI -VII .

1729 : Earthquake in Zakynthos

This is a well-known , damaging event that according to local documents (Barbiani and Barbiani, 1864) and to Venetian archives (Albini et al. , 1994) occurred on 27 or 28 June 1729. Additional information about the earthquake effects comes from the Faneromeni Code that although published by Marinos (1955) has not been taken into account in the seismological literature: " *...1729 Ιουλίου 6 , ημέρα Κυριακή, εις τον ναόν της Υπεραγίας Θεοτόκου ονομαζομένης Φανερωμένης. Ο μέγας σεισμός οπού έγινε εις τας 27 περασμένου μηνός Ιουνίου και οι άλλοι οπού ακολουθήσαν ετάραξεν τόσο το καμπανέλι του ναού ώστε εχάλασαν τον σιδηρούν σταυρόν οπού ήτον εις την κορυφήν και εκαταξέσκισαν τες κολόνες απάνου εις τες οποίες κρέμουνται όχι μόνον το κουβούκλιον αλλά και οι καμπάνες όλες με φανερόν κίντυνον να κρεμνιστούν όλα και κατασύρουν και τον Άγιον τούτον Ναόν... " (1729 July 6, Sunday, in the Holy Mother's church called Faneromeni. The great earthquake that occurred on the 27th of the last month and others that followed, shaken very much the bell-tower of the church causing destruction of the iron cross on the top and tore the columns on which the canopy and the bells are hanging on, with the clear danger of collapsing and pulling down the Holy Church... ").* The Code also reports that on 13 July 1729 people gathered in the church and by a majority of 86 out of 80 decided to contribute financially to the reparation of the bell-tower.

From the Faneromeni Code it also results that serious damage was caused in the Faneromeni bell-tower because of the earthquake of 14 February 1742 and possibly because of the well-known earthquake of 11 July 1767 that was destructive mainly in Cephalonia . All dates given in this section are in O.S.

1746 : Earthquake in Zakynthos

De Viazi (1891), Zoes (1893) and Konomos (1970) quote a short chronicle written on 25 January 1746, indicating the occurrence of some earthquakes in Zakynthos. In the seismological literature, Lekkas et al. (1997) and Spyropoulos (1997) were based on the above information and included in their lists an earthquake occurring on that date. However, a careful reading of the chronicle makes clear that at least two remarkable earthquakes with maximum intensity IV – V were felt on 24 January 1746 at around 15:00 the first, and on 25 January 1746 at around 03:00 the second. The overall earthquake activity lasted for at least one week . The above dates are most probably in O.S.

1809 and 1810 : Earthquakes in Zakynthos

In the Faneromeni Code published by Marinos (1955) there is a section that has passed unnoticed by seismologists : "*1810 , Ιουλίου 3, εις Ζάκυνθον εν τω Ναώ της Φανερωμένης.....Είναι σχεδόν χρόνος ένας οπού μας εκλέξατε δια επιτρόπους και ηύραμεν την κούμπα του καμπαναρίου έξω από τον τόπον της και μετατοπισμένου από τον σεισμόν.....Οι σεισμοί οπού εσυνέβησαν τον απερασμένον μήνα Ιούνιον έβλαψαν περισσότερον το αυτό καμπαναρίον εις τρόπον οπού δεν δίδει άλλον καιρόν μήπως και με κάθε άλλον σεισμόν, τώρα μάλιστα όπου είναι φλογεραί καύσαι (sic) δεν ήθελεν αφανισθή και ο Θείος Ναός " (1810, July 3 , in the Faneromeni Church, Zakynthos ..... It has passed nearly one year when you elected us as commissioners and we found the base of the bell-tower replaced from its normal place due to the earthquake.....The earthquakes that occurred the last June*

damaged more the same bell-tower in such a way that makes it urgent since with any future earthquake , particularly now with the hot weather , the whole church would disappear).

It becomes clear that about one year before July 1810, the bell-tower of Faneromeni was found damaged because of an unidentified earthquake. However, on the basis of unpublished evidence given by Barbiani and Mercati , Chiotis (1849, p. 26 and 30) reported on an earthquake occurring in Zakynthos on 2 June 1809 (possibly in O.S.) that caused ground fractures in the south river bank with an aperture equal to two fingeres; sulphureous evaporations followed for the rest of the year. In fact, Barbiani and Barbiani (1864) published this information which also was reproduced by others (Zoes, 1893, Lekkas et al. 1997 , Spyropoulos 1997). As a consequence, the Faneromeni Code is cross-checked by independent sources. Moreover, the Faneromeni Code is also consistent with the information that earthquakes occurred in Zakynthos on June (O.S.) 1810 causing more damage to the bell-tower. In fact, Zoes (1893) and Romas (1955) supplied information from independent local archives that a strong shock occurring on 21/22 June 1810 caused collapse of houses in the main town as well as in the villages of Zakynthos.

1820 : Tsunami (?) in Zakynthos

On 29 December 1820 (N.S.) a destructive earthquake occurred in Zakynthos. A long number of authors quoted this earthquake. Here we refer to Barbiani and Barbiani (1864), Montadon (1953), Konomos (1970) and Zoras (1973) who reproduced and / or reviewed most of the existing original documents. On 6 January 1821 a strong aftershock occurred. A slight sea disturbance and a sea-quake were reported in Zakynthos in association with the first earthquake (Barbiani and Barbiani , 1864). Some authors, however, confused the stormy weather prevailing at the time of the earthquake occurrence with a possible, destructive tsunami associating the earthquake. For example, Papazachos and Papazachou (1989, 1997) reported that "*...6 people died and 29 were injured. Two people were drown by the flood which followed*" giving the impression that the earthquake and the flooding were associated. They estimated a tsunami intensity of III + in a six-grade scale. However, from the documentation cited by Barbiani and Barbiani (1864) and Konomos (1970), it becomes clear that flooding following both the main shock of 29 December 1820 and its aftershock of 6 January 1821, as well as the reported people to be drowned after the first event, were due to a heavy rainfall. A passage from Moutzan – Martinegou (1956, p.50) , an information source never quoted so far in the seismological literature, is much illuminating (dates in O.S.): *"... τη 17 Δεκ. τη νύκτα, οπού εξημέρωνε του Αγίου Διονυσίου, ...ακολούθησεν ένας φοβερός και τρομερός σεισμός, όστις εγκρέμισε πολλούς οίκους όχι μόνον πτωχικούς αλλά και πλούσιους , ...δεν έμειναν υπό αυτών φονευμένοι οι ταλαίπωροι εγκάτοικοι (έξω μόνον πέντε και μερικοί λαβωμένοι). ...Την ακόλουθον νύκτα έκαμε μίαν μεγαλωτάτη βροχή, οπού εσυνεπήρε μερικούς οικίσκους , οπού εσυνεπήρε και έπνιξεν ένα άνδρα και μίαν γυναίκα...Τη 25 την ημέραν του Χριστού, ακολούθησεν ένας άλλος σεισμός, όχι τόσον μεγάλος ωσάν τον πρώτον, αλλ΄ εγκρέμνισε και αυτός ολίγους οίκους και έμπνευσεν εις τας ψυχάς μεγαλήτερον φόβον, απ΄ ό,τι είχε κάμη ο πρώτος... " ("...on 17 Dec. at night, the down of St. Dionysio day .....a frightful and terrible earthquake happened which caused collapse of many houses not only poor but also reach ones,.....the miserable residents did not remained killed under the ruins (but only five killed and some others injured).....The next night a great raining took place that draged along some small houses and drowned one man and one woman...On 25th the Christmas day, another earthquake followed , not so large like the first one, but it also caused collapse of a few houses and inspired greater fear in the people's soul with respect to the first one... "*

We conclude that a minor sea-disturbance associated the earthquake of 29 December 1820 in Zakynthos and that the destructive flood after the earthquake was accidentally due to stormy weather.

1821: Tsunami (?) in Patras

The destructive sea-wave reportedly occurring on 6th or 9th January 1821 in association with the 6 January 1821 aftershock remains a questionable event so far. In fact , much confusion can be found in previous catalogues regarding the time and place of its occurrence as well as of its nature. The first account found is that of Pouqueville (1824, pp. 220-222) . He reported on the main shock occurring on 22 December 1820, which is an erroneous writing of the correct date of 29 December 1820, and mentioned a destructive sea-wave occurring on 9 January 1821 and attacking the province of Achaia and at the same time the sea of Alkyons Gulf, which occupies the east part of the Corinth Gulf.

Soutzo (1829) repeated in short the information given by Pouqueville (1824), including the date of 9 January 1821 for the sea-wave occurrence and the erroneous date of the 29 December 1820 earthquake. Mallet (1855), although listed the 6 January 1821 shock, reproduced Soutzo (1829) as far as the sea-wave is concerned, that is he also accepted 9 January 1821 as the date of the sea-wave occurrence. Documents reviewed by Barbiani

and Barbiani (1864) and Montandon (1953) do not mention any sea disturbance in association with the 6 January 1821 earthquake. More recently, a long number of publications reported on a tsunami event adopting this or that time and place of occurrence without, however, making attempts to examine original documentation.

The above review is indicative of the confusion regarding the 9 January 1821 tsunami event, and shows that Pouqueville (1824) has been a source for subsequent authors. According to researchers quoted by Simopoulos (1992), Pouqueville (1824) often mixed up real and fantastic events , made mistakes and concluded with superficial evaluations. Besides, he was not in Greece during December 1820 and January 1821 and , therefore, his information is taken by other written or oral sources which unfortunately are not cited in his book. Consequently, we are facing with a description of unknown original sources, written by a writer of dubious reliability in a text that certainly contains pieces of erroneous information. A plausible evaluation of the information supplied by Pouqueville (1824) could be as follows:

Date of occurrence: There is no good reason to associate the 6 January 1821 earthquake with the sea- wave of 9 January 1821, by assuming that the date of the latter is an erroneous writing of 6 January 1821. The date of 9 January 1821 could be accepted with less scepticism with respect to the date of 6 January 1821 as an alternative.

Place of occurrence: Pouqueville (1824) reported on the Gulf of Alkyons and the same time on the province of Achaia as well as on that the wave attacked the ancient temple of Dimitra that modern people dedicated to St. Andreas (... *le temple antique de Ceres que les modernes ont conscre a St. Andre....*) The temple is really located in Patras, that is outside the Corinth Gulf. In addition, in another book Pouqueville (1826, p. 408) used the reading " *le golfe des Alcyons* " in such a way as to include at least the entire Corinth Gulf and possibly the Gulf of Patras. Therefore, Patras could be accepted with some scepticism as the most likely place of occurrence of the sea-wave of 9 January 1821.

Nature of the event: In Pouqueville's (1824) description one may observe that the wave was associated with thunders and a storm concluding with the appearance of a rainbow, which implies that the wave was rather a storm surge than a real tsunami event.

1837 : Earthquake in Zakynthos

A shock was felt in Zakynthos and Cephalonia (Schmidt, 1867) and in Peloponnese (Mourikis ,1934) on 3 August 1837(N.S.). From two short chronicles published by Konomos (1970) , and one of them by Zoes (1893), it results that a strong shock occurred on 22 July 1837 (O.S.). Lekkas et al. (1997) included it in their list. From a careful reading of the chronicles we concluded that the shock was felt at around 9 a.m. local time, that it caused a local landslide or rockfalls and that the estimated maximum intensity is V - VI.

2.2 INFORMATION ABOUT EVENTS UNKNOWN IN THE SEISMOLOGICAL LITERATURE

1591 : Earthquake in Zakynthos

Konomos (1970, p.27) revealed a short chronicle which reads as follows: " *....στας 21 του Αυγούστου ημέρα Σάββατο την αυγήν πριν εύγη ο ήλιος έκαμε και έτερος ένας μεγαλότατος, μα χωρίς ζημία καμμία.» (.....on dawn of Saturday 21 August before the sunrise, another great earthquake occurred but without damage).* That earthquake, possibly an aftershock of the well-known damaging earthquake of 14 April 1591 (O.S.), has not been included so far in the seismological literature. A maximum intensity of IV in the town of Zakynthos is estimated.

1766 : Earthquake in Zakynthos

Konomos (1970) revealed a short chronicle which reads as follows: " *1766 Οκτωβρίου 28. Δευτέρα ξημερώνοντας τις 5 της νυκτός έκαμε σεισμός μεγάλος και εκράτειε 1 κάρτο από την ώρα , και αρχίνησε πρώτα λίγο, πηγαίνοντας κρεσέροντας. Ανασηκωθήκανε οι άνθρωποι παίρνοντας συχώρεση, ετρέχανε εις τσί εκκλησίες ...* " *(1766 October 28 (O.S.) . On Monday when it was dawning, at 5 in the night a great earthquake occurred lasting one quarter of an hour, and in the beginning it was slight and then became stronger. People were going to churches asking for forgiveness).* That earthquake has not been included so far in the seismological literature. A maximum intensity of IV – V in the town of Zakynthos is estimated, while a local origin time of around 23:00 could be accepted with some scepticism. If this is the case, then the date should be shifted to 27th October.

1816: Seaquake in South Ionian Sea

Sieber (1817) reported that when he was sailing off SW Peloponnese suddenly the boat was shaken and

another two shakes , less violent with respect to the first one, followed. He was told by the staff of the boat that an earthquake occurred. From Sieber's description we concluded that at all evidence the event occurred on the 28th December 1816.

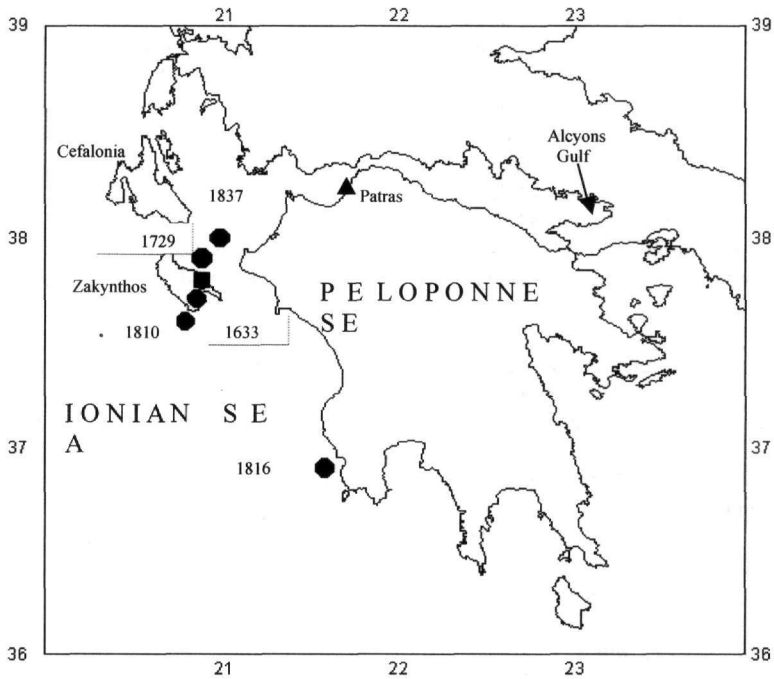


Fig. 1. Epicentres of the earthquakes listed in Table 1 (solid circles). In most cases the data available were inadequate for a reliable epicentre determination and, therefore, we indicate only the place of the maximum intensity reported, which is the city of Zakynthos (square) with coordinates 37.78^{0}N, 20.90^{0}E (see also Table 1). Triangle indicates the city of Patras.

DETERMINATION OF EARTHQUAKE PARAMETERS

Table 1 summarizes the seismic parameters determined for the earthquakes examined in this paper. It is of importance to note that for most of the events a reliable epicentral determination is impossible and, therefore, only the place of maximum intensity felt is indicated. Also, we considered somehow risky to calculate Richter magnitude restricting our calculation to only of maximum macroseismic intensity for each one of the events , with the exception of the 1633 shock whose Richter magnitude was considered to fall in the range 6.0-7.0 as the macroseismic information implies (extensive destruction, important ground failures, tsunami). In most cases times of occurrence and epicentral coordinates are roughly approximated as explained in Table 1. Only the epicenter of the 1633 large earthquake is well determined (accuracy on the order of 10 km), since ground failures described in historical documents were identified in the field (Papadopoulos, 1993; Papadopoulos and Caputo, 2001) in St. Sostis of the Lagana Bay, south Zakynthos, which is the adopted epicentral area in the present paper.

CONCLUSIONS

The reevaluation of historical seismicity in south Ionian Sea (1) showed that the 5 May 1622 event in Zakynthos was only a felt shock and not a large, destructive earthquake as thought in the past, (2) revealed some earthquake events unknown so far in the seismological literature, and (3) clarified that the flood following the large earthquake of 29 December 1820 in Zakynthos was not due to a tsunami wave but to heavy raining , and that the sea-wave reportedly occurring in Alkyons Gulf in association with the aftershock of 6 January 1821 was

Table 1. Seismic parameters and remarks about the earthquakes analysed in the text. Dates are given either in Old Style (O.S.) or in New Style (N.S.) according to the information supplied by the respective original documents. Time and epicentral coordinates in parenthesis indicate only rough approximation of the respective parameter which is on the order of about ± 1 hour for time and about 30 km for epicenters. When data inadequacy does not permit a reliable epicenter determination only the place of maximum intensity , that is the city of Zakynthos, is indicated by an asterisk. Intensity is given in MM scale.

Year	Month	Day	Hour	φ°_{N}	λ°_{E}	I (MM)	Region	Remarks
1591	08	21(O.S.)	(04:)	37.78*	20.90*	IV	Zakynthos	strongly felt aftershock
1622	05	05(N.S.)	morning (?)	37.78*	20.90*	IV-V	Zakynthos	moderate shock
1633	11	05(N.S)		37.71	20.87	IX-X (Richter magnitude 6.5 ± 0.5)	Zakynthos	large, destructive
1642	01	Before 14 (O.S)		37.78*	20.90*	VI-VII	Zakynthos	damaging
1729	06	27(O.S.)	morning	(37.9)	(20.9)	VIII	Zakynthos	destructive
1746	01	24 (O.S.)	(15:)	37.78*	20.90*	IV-V	Zakynthos	strongly felt
1746	01	25 (O.S.)	(03:)	37.78*	20.90*	IV-V	Zakynthos	strongly felt
1766	10	28 (O.S.)	dawning	37.78*	20.90*	IV-V	Zakynthos	strongly felt
1809	06	02 (O.S.)		37.78*	20.90*	V-VI	Zakynthos	strong shock
1810	06	22 (N.S.?)	00:30	(37.6)	(20.8)	VII-VIII	Zakynthos	destructive
1816	12	28 (N.S.)	(12:)	(36.9)	(21.6)		Pylos	sea-quake
1837	07	22 (O.S.)	(09:)	(38.0)	(21.0)	V-VI	Zakynthos	strong, local landslide

a storm surge occurring in the coast of Patras. The results are of significance for the seismic and tsunami hazard assessment in the Ionian Sea because they imply important changes in the catalogues of strong earthquake and tsunami events.

REFERENCES

ALBINI, P., AMBRASEYS, N.N. AND MONACHESI, G., 1994.Material for the Investigation of the seismicity of the Ionian Islands between 1704 and 1766.*In: Historical Investigation of European Earthquakes, Albini, P.and Moroni, A. (Eds), vol. 2, 11-26.*

BARBIANI, D.G. AND BARBIANI, B.A., 1864. Mémoire sur les tremblements de terre dans l' île de Zante. *Mémoire de l' Académie Imperiale des Sciences, Dijon, 1-112.*

BONITO, M., 1691, Terra tremante, o vero continuatione de' terremoti dalla creatione del mondo sino al tempo presente...(ristampa anastatica, Sala Bolognese 1980), Napoli, 1691.

BOSCHI,E. , GUIDOBONI, E. , FERRARI , G., VALENSISE , G. AND GASPERINI, P., 1997. Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461a.C. al 1990. *Istituto Nazionalle di Geofisica /Storia Geofisica Ambiente* , Roma/ Bologna , 644pp.

CHIOTIS, P., 1849. Historical memoirs of the Island of Zakynthos, vol. 1, Kerkyra, 223pp. (in Greek).

CHIOTIS, P., 1886. Historical view about earthquakes in Greece and mainly in Zakynthos, 256-259 and 274-277 (in Greek).

CORONELLI,V. , 1762. Cronologia universale sacro-profana del Padre Vincenzo Coronelli, Ed. Catolica, Venezia, 516pp.

DE VIAZI, S., 1891. Historical analects of Zakynthos, *Neos Aion*, 1st year, Zakynthos 14 Dec. 1891, no 11, p. 7.

GIRARDI, G., 1664. Il Mercurio del decimosettimo secolo nel quale si contegnono I fatti più illustri succeduti nel mondo dal 1601 fino al 1650, Napoli, 1664.

KATRAMES, N., 1880. The earthquakes of Zakynthos. *Philoloyika Analekta Zakynthou*, Zakynthos, 459-466 (in Greek).

KONOMOS, N., 1970. Chronicles of Zakynthos (1485-1953), Athens, 1970, p.191 (in Greek).

LEKKAS, E., KOLYVA, M., ANTONOPOULOS, G. AND KOPANAS, J., 1997. The earthquakes of Zakynthos, 78pp. (in Greek).

MAGNIATI, 1688. Notizie istoriche de' terremoti succeduti ne' secoli trascorsi e nel presente idirizzate alla Serenissima Real Maestà di Carlo II, Napoli 1688.

MALLET, R., 1855. Catalogue of recorded earthquakes from 1606 B.C. to A.D. 1850 (continued). *"3rd report on the facts of earthquake phenomena (continued). Report of the 24th meeting of the British Association for the advancement of science, held at Liverpool in September 1854"*, 1-326, London.

MARINOS, P.I., 1955. The bell tower of the Church of Faneromeni, *Eptanisiaka Fylla*, 2, 7, Feb . 1955, 207-212.

MONTADON, 1953. Les tremblements de terre destructeurs en Europe, Geneve, 195pp.

MOURIKIS, M.D., 1934. The earthquakes in Greece from ancient time till now. *Sarris Publ.*, Athens, 68 pp. (in Greek).

MOUTZAN-MARTINENGOU , E. (1801-1832), 1956. Autobiography, *Digenis Publications* (in Greek).

PAPADOPOULOS ,G.A. , 1993. New developments on two disastrous historical earthquake events in western Greece. *Proc. 2nd Workshop on Statistical Models and Methods in Seismology, Europ. Seismol. Comm. , Cephalonia, 2-5 June 1993, 2pp.(abstr.).*

PAPADOPOULOS, G.A. (Ed.), 2000. Historical earthquakes and tsunamis in the Corinth Rift, Central Greece. *National Observatory of Athens, Inst. of Geodynamics, Publ. No 12, Athens, 128pp.*

PAPADOPOULOS AND KIJKO, A.,1991. Maximum likelihood estimation of earthquake hazard parameters in the Aegean area from mixed data. *Tectonophysics*, 185, 277-294.

PAPADOPOULOS, G.A. AND VASSILOPOULOU, A., 2001. Historical earthquakes and tsunamis in the Kythira strait. *Tsunami Special Issue, Kluwer Publ.*, under publication.

PAPADOPOULOS ,G.A. AND CAPUTO, R., 2001. The large earthquake of 5 November 1633 in Zakynthos, Ionian Sea: historical documentation and field observations (to appear).

PAPAZACHOS, B.C. AND PAPAZACHOU, C.B., 1989. The earthquakes of Greece. *Zitti Publ*, Thessaloniki, 356pp (In Greek).

PAPAZACHOS, B.C. AND PAPAZACHOU, C.B., 1997. The Earthquakes of Greece. *Zitti Publ.*, Thessaloniki, 304pp.

POUQUEVILLE, F.C.H.L., 1824. Histoire de la régénération de la Grèce comprenant le précis des évenements depuis 1740 jusqu' en 1824.Tome II, *Paris Chez Firmin Didot père et fils*, 613pp.

POUQUEVILLE, F.C.H.L., 1826. Voyage de la Grèce., 2ème Edition, tome 4, *Chez Firmin Didot père et fils, Paris.*

RICCIOLI, G.B., 1669.Chronologia riformata et ad certas conclusiones redacta, Bologna, 1669.

ROMAS, D., 1955. The plaint of Candia. Athens, 1955.

SCHMIDT, J., 1867. Study about the Kefalonia earthquake of 23 January 1867 (Ethniko Typogr., Athens),30pp.

SIEBER, F.W., 1823. Travels in the island of Crete, in the year 1817, London, 1823.

SIMOPOULOS, K., 1992. Foreign travellers in Greece, v. Γ 2 , *Athens*, 662pp. (in Greek).

SOUTZO, A., 1829. Histoire de la revolution Greque.Chez Firmin Didot Libraire, Paris, 466pp.

SPYROPOULOS, P.J., 1997.Chronicle of the earthquakes in Greece from the ancient time till now, 453pp. (In Greek).

ZOES, L, 1893.The earthquakes of Zakynthos, *Ai Mousai*, A', 163-170 (in Greek).

ZORAS, G., 1973. Eptanesian studies-The earthquakes of 1820 and 1825 in Eptanisa Islands from documented description of the secret Vatican archive. *Parnassos*, 15, 2, 396-406 (in Greek).

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/4, 1555-1562, 2001 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/4, 1555-1562, 2001
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

THE KONITSA, EPIRUS-NW GREECE, JULY 26 (MS=5.4) AND AUGUST 5, 1996, (MS=5.7) EARTHQUAKES SEQUENCE

D. PAPANASTASSIOU[1]

ABSTRACT

On August 5, 1996, at 22:46 GMT (August 6, 01:46 local time), a strong shallow earthquake of M_s=5.7 occurred at the area of Konitsa, Epirus-northwestern Greece. The earthquake caused significant damage in the city of Konitsa as well as the neighbouring villages. In the same area on July 26, at 18:55 GMT (21:55 local time), another strong earthquake of M_s=5.4 had occurred, mainly causing damage at the lower part of Konitsa.

In this study, data from seismological stations located in the broader area of NE Greece and neighbouring countries were used in order to study the spatial and temporal characteristics of this earthquake sequence. Focal mechanisms of the stronger shocks were also plotted. All the observations are combined, in order to obtain a better understanding of the regional tectonics and its seismic activity.

KEY WORDS: earthquake sequence, seismicity, earthquake mechanisms, seismotectonics, Epirus, Western Greece,

1. INTRODUCTION

The Epirus area is located along the northwestern margin of Greek mainland, at the border of the Aegean and Apullian blocks, where collision occurs. Due to the important location that this area has to understand the current deformation of Aegean, the tectonics and seismicity of the area is relatively well studied. However, the historical seismicity of the area is not well known and our knowledge doesn't go very far in the past. The instrumental seismicity (Makropoulos et al. 1989; Papanastassiou et al. 2001) is shown not to be as high as in other nearby areas like the Ionian sea or the Gulf of Corinth. The seismicity in this area is concentrated along the coast, while the mainland of Epirus seems to be free of earthquakes (Fig. 1).

The tectonic framework of the area is mainly compressive, so reverse faulting is observed along the westernmost mainland of Epirus, while extensional tectonics are observed in the interior (Sorel 1989; Underhill 1989; Waters 1993; Hatzfeld et al. 1995; Baker et al. 1997). The transition between compression and extension, however, is not precisely located as microearthquake surveys contacted in the area have shown a wide variety of fault types and orientations which are not consistent with simple zones of shortening or extension (King et al. 1983; Kiratzi et al. 1987; Amorese 1993).

As the events of 26th of July and 6th of August 1996, are the strongest instrumentally recorded earthquakes in this area, it was a great opportunity to study them and drew conclusions for the tectonics and seismicity of the area.

In this work the results of the spatial and temporal distribution of the earthquake sequence are presented, lasted from the beginning of July through the end of December of 1996. Data from seismological stations located in the broader area of western Greece, southern Albania, and FYROM were used. Focal mechanisms of the stronger events were also plotted.

The results suggest that this earthquake sequence can be correlated to the activation of the Konitsa normal fault zone having a SW-NE direction and dipping to the NW.

2. GENERAL GEOLOGIC AND TECTONIC SETTING OF THE AREA

The geology and tectonics of Epirus have been carefully studied by different researchers like Aubouin (1959); the "Institut Greque de Geologie et de Recherches Sous Sol–Institut Francais du Petrole" (1966); BP (1971); Bousquet (1974); Anderson and Jackson (1987); Brooks et al. (1988); Underhill (1989); King et al. (1993).

The main topographic features of the area of Epirus, NW Greece, follow the Pindus mountain chain, having a northwest - southeast strike. Subsequently, the area is characterized by the existence of a series of ridges,

1. Seismologist, Institute of Geodynamics, National Observatory of Athens, P.O. Box 20048, 11810 Athens, Greece.

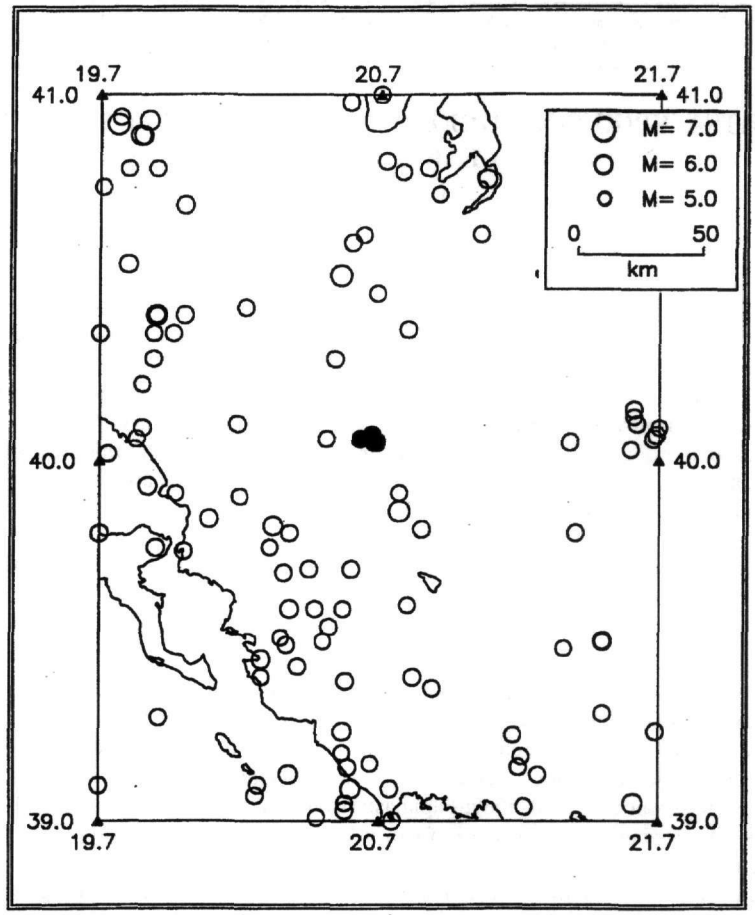


Figure 1. Background seismicity of the broader area of Epirus, for the period 1900-2000. Solid circles represent the epicenters of the strongest events of the studied sequence.

which are composed of Mesozoic carbonates. This structure is the expression of large synclines and anticlines, having a NNW-SSE direction, accompanied with several thrusts, and is the result of extensive compression resulted in the shortening of the area by several tens of Kilometers. Characteristic for the area is the existence of large strike slip faults, almost E-W direction, with horizontal throws of tenths of kilometers (Figure 2).

Moreover, N-S extension is taking place across normal fault zones, with mean E-W direction, which have affected the limestone bedrock with vertical displacement of several hundreds of meters.

One of these normal fault zones is the Konitsa fault group (Doutsos & Koukouvelas 1998). Three faults trending SW-NE, consist this group: the Sarantaporos fault in the northern part, the Konitsa fault in the middle and the Aristi fault in the southern part. These faults are the southern bounds of three homonymous asymmetric grabens. Konitsa fault is the biggest of all three having a length of almost 15km, a direction of N55° and a dip to the NW. The southern last 3km are turning at a N15° direction. In the central part vertical displacement of almost 1000m could be measured.

3. THE EARTHQUAKE SEQUENCE

The strong Konitsa earthquakes of July 26, August 6, 1996 and the resulted aftershock sequence occurred in a mountainous area very close to Albania, as the borders are at a distance of 5 to 10Km. Although these shocks are the strongest in this area and their study is of great importance, the deployment of a seismic array was very difficult till impossible. In order to study these events, seismological data from Greek and Albanian stations as well from FYROM, covering the period of the last 6 months of 1996, were used. The events were located using

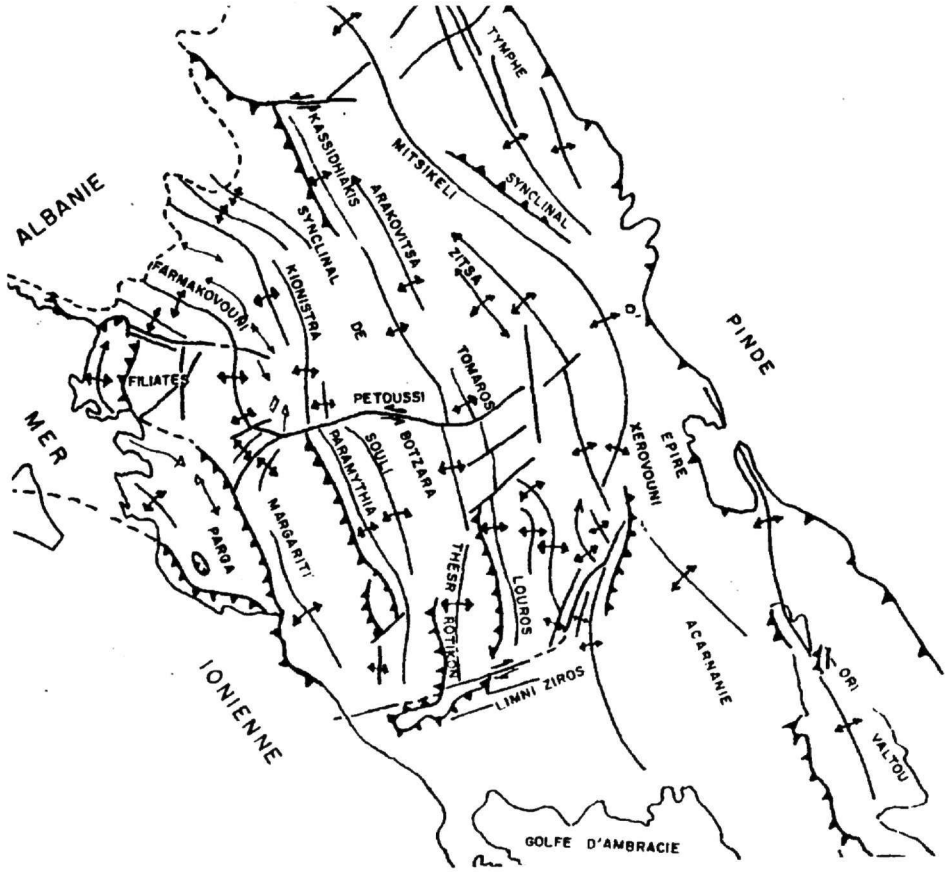


Figure 2. Tectonic sketch map of Epirus region (from Boussquet 1976). Circle includes the area of the Konitsa normal fault.

a velocity model based on previous local seismological studies (King et al. 1983; Kiratzi et al. 1986; Amorese 1993) which has as follows: {layer width (km)/ Vp (km/sec)}: 0 - 4 / 5.0, 4 - 10 / 5.5, 10 - 20 / 6.0, 20 - 30 / 6.8 and > 35 / 8.0. For the Vp/Vs ratio the value 1.75 was used. The events were located by applying the HYPOELLIPSE computer program (Lahr 1996).

183 events, of Ml ^{3} 2.5, were located at depths shallower than 15km and are plotted in figure 2. The source parameters of these events are listed in the Appendix. The seismic activity was intense during the period end of July – beginning of September. From different International centers, Harvard provided a CMT solution only for the event of July 26. So in order to determine the focal mechanisms of the strongest of these events, polarities of P-waves provided by the International Seismological Centre were used. The solutions of 3 well-constrained mechanisms are determined showing normal faulting. These are presented in Table 1 and are plotted in Figure 3. In Table 1 the Harvard solution for the event of July 26 is also given, indicating that our solution is in good accordance with that one.

Moreover a cross-section perpendicular to the fault trace was drawn (Fig. 4), as well as time-spatial distribution plots at directions along and perpendicular to the Konitsa fault (Fig. 5).

TABLE 1

No	DATE	ORIGIN TIME	LAT N°	LON E°	DPT Km	MAG Ms	PLANE 1 AZM	PLANE 1 DIP	PLANE 1 RAKE	PLANE 2 AZM	PLANE 2 DIP	PLANE 2 RAKE
1	1996 JUL 26	18:55	40.03	20.63	9.3	5.4	247	46	-85	59	44	-95
2	1996 AUG 5	22:46	40.08	20.67	8.0	5.7	202	61	-78	358	31	-110
3	1996 AUG 20	01:26	40.11	20.70	8.7	5.3	251	58	-86	64	32	-96
Harvard solution for the event no 1												
	1996 JUL 26	18:55	39.92	20.77	15.0	5.3(Mw)	225	36	-79	32	54	-98

4. CONCLUTIONS

In this study, from the spatial distribution of well located earthquakes occurred in the area of Konitsa, NW Greece, in the time period of the last 6 months of 1996, the determined focal mechanism of some of the strongest events and the local seismotectonic characteristics of the area, it is concluded that this sequence was caused by the reactivation of a normal fault, having direction N 55° and dipping to the NW, which is in accordance with the characteristics of the Konitsa fault.

Concerning the relation of the spatial distribution of the aftershocks with the morphological surface traces of the faults of the area, the shocks are located on the hanging wall of the Konitsa fault, north of the fault trace.

A cross section perpendicular to the fault trace was also drawn (Fig. 4). In this some interesting points of the aftershock's distribution in depth could be seen. The majority of the aftershocks are located in the depth range of 2 to 10km. This observation is in accordance with previous studies, which have shown that the seismogenic layer has a width of 15km. The aftershocks could be located north of a fault dipping to the NW with a dip of about 55°-60° near the surface, which decreases, 45°-55° at depth. The seismic activity started at the greater depths at about 10Km, earthquake of 26th of July, afterwards it expanded at shallower depths, 8km. The late aftershock on November 14 had a depth of only 5km.

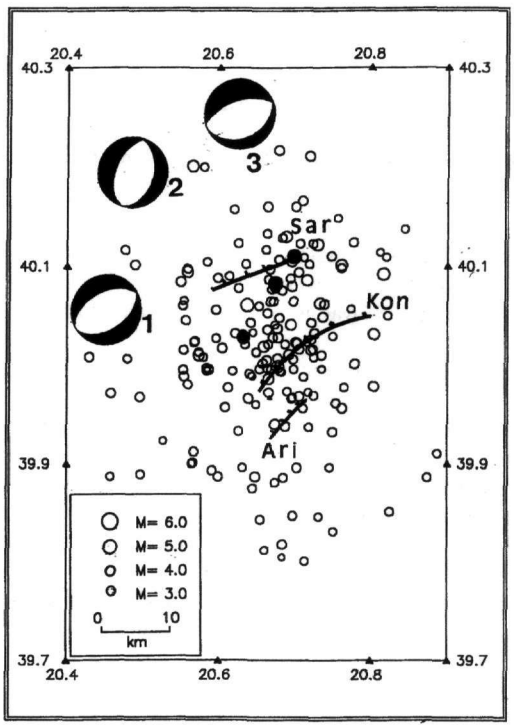


Figure 3. Map view of the well-located earthquakes. The main faults are also shown, Sar for Sarantaporos, Kon for Konitsa and Ari for the Aristi faults after Doutsos and Koukouvelas (1998), as well as the determined fault plane solutions. Their focal parameters are given in Table 1.

The time - spatial distribution plots, at directions NE-SW, along the Konitsa fault trace and NW-SE perpendicular to it (Fig. 5), show that the foreshock of the 26th of July, followed by an intense activity which moved to the NE, where the epicentre of the strong event of 5th of August occurred. After this event it expanded and lasted as intense for a month. A late aftershock, November 14th, occurred after a quiet period of 2 months.

Moreover the fault plane solutions of the most important events show normal faulting with characteristics compatible with the local tectonics.

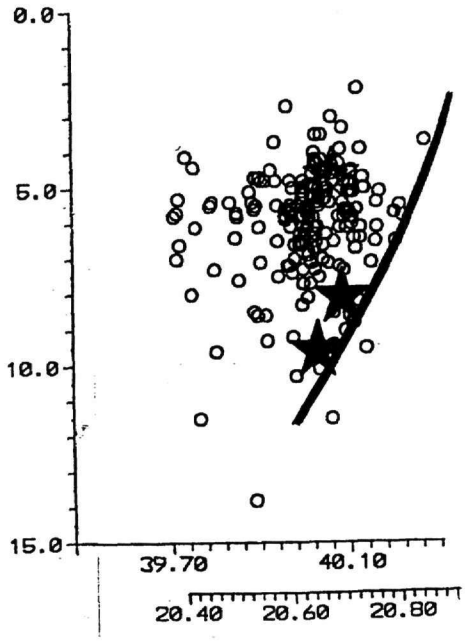


*Figure 4: **Cross section perpendicular to the fault zone.***

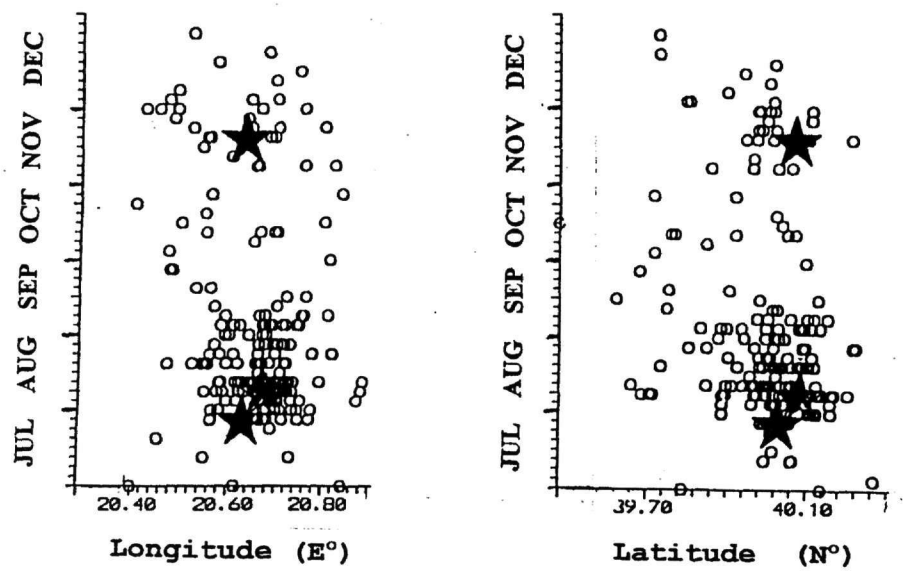


Figure 5: Spatial distribution versus time of the earthquake sequence

REFERENCES

AMORESE, D. 1993. Seismotectonique et deformation actuelle de la terminaison nord-occidentale de l´arc Egeen (Iles Ioniennes, Acarnanie, Epire, Grece). These, Universite de Grenoble.

ANDERSON, H. & JACKSON, J. 1987. Active tectonics of the Adriatic region. Geophys. J.R. Astr. Soc. 91, 937-983.

AUBOUIN, J.1959. Contribution a l'etude geologique de la Grece septentrionale: Les confins de l'Epire et de la Thessalie. Ann.Geol. Pays Hellenique. 10, 483p

BAKER, C., HATZFELD, D., LYON-CAEN, H., PAPADIMITRIOU, E. & RIGO, A. 1997. Earthquake mechanisms of the Adriatic sea and western Greece: implications for the oceanic subduction–continental collision transition. Geophys. J. Int. 131, 559-594.

BOUSQUET, B. 1974. La Grece occidentale: interpretation geomorphologique de l´Epire, de l´Acarnanie et des iles Ioniennes. These d´Etat, Universite de Paris IV.

B.P. Co Ltd. 1971. The geological results of petroleum exploration in western Greece, Institute for Geology and Subsurface Research, 10, 73p.

BROOKS, M., CLEWS, J., MELIS, N. & UNDERHILL, J. 1988. Structural development of Neogene basins in western Greece. Basin Res. 1, 129-138.

DOUTSOS, T. & KOUKOUVELAS, I. 1998. Fractal analysis of normal faults in northwestern Aegean area, Greece. J. Geodynamics, 26/2-4, 197-216.

HATZFELD, D., KASSARAS, I., PANAGIOTOPOULOS, D., AMORESE, D., MAKROPOULOS, K., KARAKAISIS, G. COUTANT, O. 1995. Microseismicity and strain pattern in northwestern Greece. Tectonics, 14/4, 773-785.

INSTITUT GREQUE DE GEOLOGIE ET DE RECHERCHES SOUS SOL – INSTITUT FRANCAIS DU PETROLE, 1966. Etude geologique de l'Epire. Editions Technip. Paris, 306p.

KING, G., TSELENTIS, A., GOMBERG, J., MOLNAR, P., ROECKER, S. SINVHAL, H., SOUFLERIS, C. & STOCK, J. 1983. Microearthquake seismicity and active tectonics of northwestern Greece. Earth & Planetary Science Let. 66, 279-288.

KING, G., STURDY, D. & WHITNEY, J. 1993. The landscape geometry and active tectonics of northwestern Greece. Geol. Soc. America Bulletin. 105/2, 137-161.

KIRATZI, A., PAPADIMITRIOU, E. & PAPAZACHOS, B. 1986. A microeathquake survey in the Steno dam site in NW Greece. Annales Geophys, 5B/2, 161-166.

LAHR, J.C. 1996. HYPOELLIPSE/Version 3.0: A computer program for determining local earthquake hypocenter parameters, magnitude, and first motion pattern. U.S. Geological Survey Open-File Report 89-116, 92p.

MAKROPOULOS, K., DRAKOPOULOS, J. & LATOUSAKIS, J. 1989. A revised earthquake catalogue since 1987. Geophys. J. Int. 98, 391-394.

PAPANASTASSIOU D., LATOUSSAKIS J. & STAVRAKAKIS, G. (2001). A revised catalog of earthquakes in the broader area of Greece for the period 1950-2000 from IG-NOA, Under publication in the Proceedings of the 9th Congress of the Geological Society of Greece.

SOREL, D. 1989. L'evolution structurale de la Grece nord-occidentale depuis le Miocene, dns le cadre geodynamique de l'arc Egeen. Ph.D. thesis,Univ. d'Orsay.

UNDERHILL, J. (1989). Late Cenozoic deformation of the Hellenide foreland, western Greece. Geol. Soc. America Bulletin, 101, 613-634.

WATERS, D. (1993). The tectonic evolution of Epirus, NW Greece. Ph.D. Thesis. Univ. Cambridge.

APENDIX

DATE	ORIGIN TIME GMT	LAT N	LON E	DPT Km	MAG Ml
1996 JUL 1	22 08 13.4	40.137	20.844	9.5	2.6
1996 JUL 3	12 27 23.7	40.268	20.379	3.7	3.0
1996 JUL 10	04 51 49.4	40.063	20.733	9.5	3.9
1996 JUL 10	08 12 27.3	40.065	20.553	9.4	2.5
1996 JUL 24	10 03 39.0	40.011	20.692	5.7	3.3
1996 JUL 26	18 55 50.6	40.028	20.632	9.5	4.6
1996 JUL 26	19 27 31.6	40.023	20.716	4.2	2.5
1996 JUL 27	01 16 58.3	40.021	20.634	4.0	3.0
1996 JUL 27	14 12 4.1	40.037	20.677	4.2	3.3
1996 JUL 27	14 51 19.6	40.023	20.567	7.3	3.0
1996 JUL 27	20 29 28.2	39.993	20.683	5.0	2.5
1996 JUL 27	20 48 2.4	40.029	20.750	4.3	2.5
1996 JUL 27	21 29 32.1	40.057	20.774	4.6	2.5
1996 JUL 28	01 12 6.1	39.986	20.666	5.5	3.8
1996 JUL 28	04 47 39.2	40.036	20.664	3.5	3.0
1996 JUL 29	01 19 48.6	39.887	20.457	4.7	2.6
1996 JUL 29	02 57 37.9	40.124	20.777	3.9	2.9
1996 JUL 29	03 57 50.1	40.049	20.737	5.0	3.3
1996 JUL 30	16 48 33.7	40.110	20.748	6.4	3.0
1996 JUL 31	02 19 11.4	40.117	20.662	2.2	2.7
1996 JUL 31	02 47 59.6	40.109	20.712	5.1	2.5
1996 JUL 31	04 29 28.7	40.028	20.678	5.4	3.3
1996 JUL 31	14 00 20.6	40.104	20.584	4.5	2.7
1996 JUL 31	15 18 26.5	40.160	20.701	5.4	3.2
1996 JUL 31	20 33 17.3	40.024	20.568	3.5	2.9
1996 AUG 1	20 19 45.8	39.886	20.874	8.5	2.8
1996 AUG 1	21 07 8.5	40.097	20.667	5.1	3.0
1996 AUG 2	07 00 12.4	40.065	20.672	8.5	2.8
1996 AUG 2	19 14 39.2	39.887	20.599	13.8	3.0
1996 AUG 2	21 56 53.7	40.016	20.706	5.3	3.0
1996 AUG 3	02 30 31.8	39.961	20.754	7.2	2.9
1996 AUG 3	08 24 14.4	40.157	20.619	6.5	2.8
1996 AUG 3	13 20 12.3	40.010	20.735	5.6	3.0
1996 AUG 4	08 03 23.2	40.023	20.701	4.3	3.4
1996 AUG 4	10 08 49.5	40.041	20.695	6.6	3.8
1996 AUG 5	19. 00 56.8	39.997	20.664	5.8	2.9
1996 AUG 5	22. 46. 35.8	39.886	20.685	5.6	2.9
1996 AUG 5	22 46 42.9	40.083	20.674	8.0	5.1
1996 AUG 5	23 58 47.9	40.032	20.726	7.5	3.3
1996 AUG 6	02 43 3.0	40.015	20.721	6.4	3.2
1996 AUG 6	05 13 53.4	40.080	20.696	3.9	3.5
1996 AUG 6	05 37 20.5	40.166	20.710	5.1	3.1
1996 AUG 6	06 19 8.2	40.105	20.696	6.0	3.6
1996 AUG 6	07 49 .1	40.129	20.683	4.7	2.7
1996 AUG 6	08 03 31.4	40.160	20.664	6.1	3.2
1996 AUG 6	10 03 26.8	39.967	20.697	5.5	2.8
1996 AUG 6	13 29 10.7	39.805	20.684	5.8	2.0
1996 AUG 6	18 24 14.0	39.972	20.718	7.4	2.5
1996 AUG 7	01 13 29.7	39.893	20.591	8.6	3.0
1996 AUG 7	13 56 22.4	39.973	20.690	9.2	2.7
1996 AUG 7	14 16 18.6	40.043	20.722	5.3	3.0
1996 AUG 7	18 52 38.7	40.123	20.625	6.1	2.9
1996 AUG 7	19 49 57.6	40.102	20.635	5.8	2.9
1996 AUG 7	20 53 20.6	39.812	20.661	5.7	2.4
1996 AUG 7	21 33 4.9	39.996	20.736	6.1	2.3
1996 AUG 8	02 29 38.7	39.995	20.553	8.3	2.9
1996 AUG 8	02 50 46.7	39.996	20.654	5.2	2.9
1996 AUG 8	06 12 21.5	40.133	20.663	5.0	2.7
1996 AUG 8	07 32 15.6	40.123	20.707	6.4	2.8
1996 AUG 8	09 54 4.0	40.200	20.579	5.7	2.6
1996 AUG 8	11 32 10.2	39.937	20.719	5.5	2.7
1996 AUG 8	18 33 41.5	40.048	20.680	6.3	2.9
1996 AUG 9	04 20 41.4	39.960	20.649	2.7	2.5
1996 AUG 9	08 11 23.6	39.994	20.618	6.6	2.7
1996 AUG 10	03 22 16.7	40.076	20.683	5.8	2.9
1996 AUG 10	05 55 41.2	40.031	20.631	5.5	2.9
1996 AUG 10	10 15 55.1	39.969	20.725	5.8	2.9
1996 AUG 10	23 25 31.1	39.910	20.887	4.8	2.6
1996 AUG 11	01 40 30.2	39.896	20.631	6.1	2.7
1996 AUG 11	02 51 14.7	39.989	20.644	6.3	2.4
1996 AUG 11	03 08 45.3	40.008	20.725	6.9	2.7
1996 AUG 11	04 21 5.4	40.033	20.645	10.1	2.3
1996 AUG 11	07 57 16.8	40.122	20.730	8.2	4.1
1996 AUG 11	08 14 29.7	39.988	20.712	6.6	2.7
1996 AUG 11	08 30 29.1	40.062	20.739	4.8	3.1
1996 AUG 11	09 24 57.6	40.002	20.658	5.6	3.0
1996 AUG 11	13 16 23.2	39.994	20.584	5.3	2.7
1996 AUG 11	15 19 52.0	40.060	20.653	11.5	2.8
1996 AUG 11	20 39 21.1	40.007	20.677	8.1	3.1
1996 AUG 11	21 00 27.3	40.078	20.625	6.1	2.9
1996 AUG 11	21 03 09.3	39.996	20.587	7.7	2.9
1996 AUG 12	04 36 47.0	40.021	20.665	6.1	2.9
1999 AUG 11	23 59 19.9	39.847	20.698	5.8	3.0
1996 AUG 15	03 30 23.1	39.956	20.711	5.9	2.8
1996 AUG 15	17 30 28.3	40.036	20.664	4.2	3.1
1996 AUG 16	05 02 33.8	40.021	20.687	6.7	2.8
1996 AUG 16	05 32 58.7	40.077	20.669	4.3	2.6
1996 AUG 16	09 57 8.9	40.102	20.719	5.1	2.6
1996 AUG 16	10 28 16.2	40.028	20.671	6.1	3.0
1996 AUG 17	01 49 42.0	40.016	20.724	4.6	2.9
1996 AUG 18	03 23 44.8	39.923	20.527	4.5	2.3
1996 AUG 18	03 35 21.5	39.980	20.559	10.3	2.9
1996 AUG 18	05 26 37.7	39.988	20.554	6.5	3.2
1996 AUG 18	06 44 26.1	40.084	20.549	3.3	3.3
1996 AUG 18	07 05 37.7	40.032	20.621	5.3	3.0
1996 AUG 18	08 05 53.5	40.088	20.598	4.8	2.9
1996 AUG 18	09 08 04.3	40.116	20.476	5.6	2.9
1996 AUG 18	13 48 19.5	40.097	20.558	5.6	2.9
1996 AUG 18	16 57 59.5	40.060	20.552	3.0	2.8
1996 AUG 20	01 26 50.7	40.110	20.699	8.7	5.1
1996 AUG 20	05 48 21.2	40.005	20.663	5.7	3.3
1996 AUG 20	06 05 25.8	40.109	20.820	8.8	2.5

DATE	ORIGIN TIME GMT	LAT N	LON E	DPT Km	MAG Ml
1996 AUG 20	06 50 13.4	39.900	20.564	7.1	2.6
1996 AUG 20	17 02 13.7	39.977	20.612	6.6	3.0
1996 AUG 20	17 36 45.2	39.997	20.584	7.7	2.9
1996 AUG 21	07 10 36.0	40.001	20.779	6.2	3.2
1996 AUG 23	00 25 5.5	40.050	20.822	5.1	2.6
1996 AUG 23	01 55 22.1	39.846	20.732	5.7	2.5
1996 AUG 23	09 54 7.4	39.966	20.696	4.8	2.9
1996 AUG 23	17 53 57.9	40.217	20.678	5.8	3.3
1996 AUG 23	19 42 9.0	40.211	20.719	5.5	3.4
1996 AUG 24	04 34 07.3	40.087	20.665	7.3	2.9
1996 AUG 24	08 23 24.5	40.094	20.705	5.7	3.1
1996 AUG 24	15 14 40.1	40.013	20.573	7.7	2.7
1996 AUG 26	02 12 21.7	39.801	20.714	9.6	2.6
1996 AUG 26	20 55 43.9	40.041	20.674	7.0	2.4
1996 AUG 28	04 06 52.7	39.875	20.645	5.1	2.9
1996 AUG 28	10 08 31.0	39.940	20.674	7.5	3.5
1996 AUG 29	02 28 48.6	40.027	20.596	6.1	2.7
1996 AUG 29	02 32 13.8	39.994	20.681	5.1	2.9
1996 AUG 29	03 47 51.2	40.017	20.604	4.9	3.1
1996 AUG 30	18 41 22.8	40.026	20.722	6.5	2.9
1996 SEP 1	06 36 47.9	40.090	20.613	5.6	2.7
1996 SEP 1	06 54 7.8	39.896	20.746	4.7	2.6
1996 SEP 1	06 56 13.4	40.078	20.674	7.2	2.9
1996 SEP 1	07 10 43.5	40.088	20.694	5.8	2.9
1996 SEP 1	07 12 7.0	39.831	20.751	5.4	2.5
1996 SEP 1	07 41 46.1	40.086	20.716	5.4	3.8
1996 SEP 1	18 10 33.8	40.107	20.679	5.8	2.9
1996 SEP 1	21 15 26.2	40.130	20.688	5.0	3.9
1996 SEP 1	21 40 6.5	39.933	20.626	4.8	2.9
1996 SEP 1	21 55 47.0	39.881	20.674	5.4	2.7
1996 SEP 2	15 05 03.9	39.995	20.587	6.6	2.9
1996 SEP 3	10 10 59.7	40.098	20.761	4.8	2.9
1996 SEP 3	12 29 44.7	40.114	20.812	6.7	2.3
1996 SEP 3	19 02 59.1	40.148	20.756	7.1	2.4
1996 SEP 3	21 05 39.2	39.972	20.666	5.0	3.1
1996 SEP 4	08 17 24.4	40.056	20.596	5.4	3.0
1996 SEP 6	13 47 32.9	39.999	20.678	6.3	4.4
1996 SEP 7	19 39 32.7	40.022	20.703	5.0	3.3
1996 SEP 8	11 20 2.2	40.010	20.573	5.8	3.9
1996 SEP 11	11 06 57.6	40.123	20.724	6.1	2.9
1996 SEP 11	12 55 44.5	39.977	20.765	7.0	2.7
1996 SEP 14	13 36 44.5	39.901	20.566	4.8	2.8
1996 SEP 26	12 31 49.9	40.092	20.816	9.0	4.3
1996 OCT 5	13 12 54.3	39.843	20.655	6.4	2.9
1996 OCT 8	22 41 38.5	40.045	20.556	5.3	3.1
1996 OCT 8	22 49 17.8	40.065	20.668	6.5	3.1
1996 OCT 9	07 39 45.6	40.065	20.698	4.8	2.9
1996 OCT 10	15 18 16.8	40.031	20.804	5.5	3.9
1996 OCT 16	20 48 13.1	40.015	20.553	7.1	2.9
1996 OCT 23	02 44 42.3	39.912	20.567	8.6	3.0
1996 NOV 2	00 11 43.6	40.019	20.659	5.8	3.8
1996 NOV 2	10 39 34.7	39.851	20.825	7.6	2.8
1996 NOV 2	21 13 21.8	39.956	20.762	5.8	3.2
1996 NOV 3	15 09 54.4	40.053	20.664	7.1	2.9
1996 NOV 4	08 57 36.7	39.957	20.608	5.6	3.0
1996 NOV 14	03 03 37.6	40.061	20.637	4.6	4.8
1996 NOV 14	03 16 26.8	40.094	20.558	6.1	4.0
1996 NOV 14	03 38 43.3	39.966	20.639	7.2	3.3
1996 NOV 14	04 31 59.7	40.006	20.698	5.5	2.9
1996 NOV 14	14 14 56.1	40.201	20.564	6.5	4.1
1996 NOV 14	15 28 8.3	40.043	20.642	4.9	3.0
1996 NOV 14	1553 5 9.1	39.938	20.688	6.5	3.1
1996 NOV 15	22 06 2.5	40.013	20.649	7.1	2.8
1996 NOV 16	14 12 00.1	39.968	20.706	6.1	3.2
1996 NOV 18	16 21 25.8	39.978	20.804	6.6	3.4
1996 NOV 19	04 22 47.9	39.991	20.641	5.8	3.1
1996 NOV 21	13 27 19.9	40.101	20.489	4.9	3.2
1996 NOV 22	14 20 24.0	40.008	20.429	6.8	3.1
1996 NOV 22	14 24 18.0	39.996	20.669	7.3	2.6
1996 NOV 22	21 05 47.2	40.101	20.761	8.6	4.0
1996 NOV 24	04 10 54.6	39.967	20.496	5.7	3.1
1996 NOV 24	04 28 33.8	39.971	20.458	5.6	3.1
1996 NOV 27	04 18 42.5	40.006	20.479	6.1	2.7
1996 NOV 29	00 44 57.9	39.896	20.703	7.3	3.1
1996 NOV 29	04 31 59.4	39.887	20.648	5.5	3.4
1996 NOV 30	21 01 04.1	39.889	20.497	5.5	2.8
1996 DEC 5	00 11 05.3	39.996	20.699	4.8	2.8
1996 DEC 7	17 59 53.1	39.932	20.750	3.7	3.0
1996 DEC 14	07 22 59.1	40.008	20.579	4.9	2.6
1996 DEC 17	23 10 59.5	39.818	20.684	6.6	3.1
1996 DEC 23	15 47 38.1	39.816	20.528	5.3	2.8

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/4, 1563-1566, 2001 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/4, 1563-1566, 2001
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

A REVISED CATALOGUE OF EARTHQUAKES IN THE BROADER AREA OF GREECE FOR THE PERIOD 1950-2000

D. PAPANASTASSIOU[1], J. LATOUSSAKIS[1] AND G.STAVRAKAKIS[1]

ABSTRACT

An earthquake catalogue for Greece and the surrounding areas for the time period 1950 – 2000, is presented. This catalogue contains more than 59,000 earthquakes recorded and located by the seismological network of the Institute of Geodynamics, National Observatory of Athens. The accuracy of the determinations of the source parameters as well as the completeness of the catalogue have been improved significantly, but they vary according to the period of observation as both depend on the number and quality of the seismological stations consisting the network.

This revised catalogue is listed on the Worldwide Web Page http//www.gein.noa.gr, of the Institute of Geodynamics.

KEY WORDS: earthquake catalogue, local magnitude, earthquake source parameters, Greece.

1. INTRODUCTION

The Institute of Geodynamics, National Observatory of Athens, (IG-NOA) is one of the oldest Institutes in Greece, operating continuously since 1893. At that time the first seismograph installed in Greece while in 1897 the first seismological network of mechanical type started to operate. However 1964, is considered as the most important date. From that year, electromagnetic type satellite stations started to set up, so systematic and detailed seismic observations were continuously performed. In 1973, 13 satellite stations were in operation; in 1983 the network became telemetric, in 1988 started its' expansion with 14 more satellite stations and in 1994 the majority of the stations became digital. Since 1964 the initial network grew in size and extent so that today consists of 29 telemetric stations covering almost the whole country (Figure 1). Moreover from 1999, 7 telemetric stations belonging to OASP are connected with the seismological network of the IG-NOA. The detectability of the modern network enables accurate determination of earthquake focal parameters with Ml>4,0 for the whole area of Greece (Papanastassiou 1989), while for some areas the threshold magnitude is lower.

The data collected from all the stations, corresponding to earthquakes occurring in the territory of Greece and the bordering areas, are analysed in detail. The results are presented in seismological bulletins. So from 1896 till 1936, these appear in the "Annales de l'Observatoire National d'Athenes", from 1936 till 1946 the observations are not systematically published and from 1950 till now are listed in the monthly bulletins of the Institute.

These bulletins are distributed regularly all over the world, at several Seismological Centres and Universities, as well as at different National Centres, Universities, Organizations and Libraries.

The catalogue covers the area limited to latitudes 34°N to 42°N and longitudes 19°E to 29°E north of the 38°E parallel. South of the 38°E parallel, in order to cover the Dodecanese Islands, it extends till the 30°E longitude.

This catalogue is the first step of a project that IG-NOA has initiated, in order to relocate more accurately all the earthquakes recorded by its instruments during the period 1900 to 2000. Our ultimate goal is to produce a comprehensive and accurate catalogue for the seismicity of Greece and the adjacent areas spanning the 20th century.

2. DATA AND METHOD OF ANALYSIS

The data collected from all the stations, are analysed daily by the staff of IG-NOA, in detail. This means that all the necessary parameters, like the arrival times of P and S-waves and latter phases, are measured accurately in order to calculate the earthquake source parameters, which are the coordinates of the epicentre, the focal

1. Seismologist, Institute of Geodynamics, National Observatory of Athens, P.O. Box 20048, 11810 Athens, Greece.

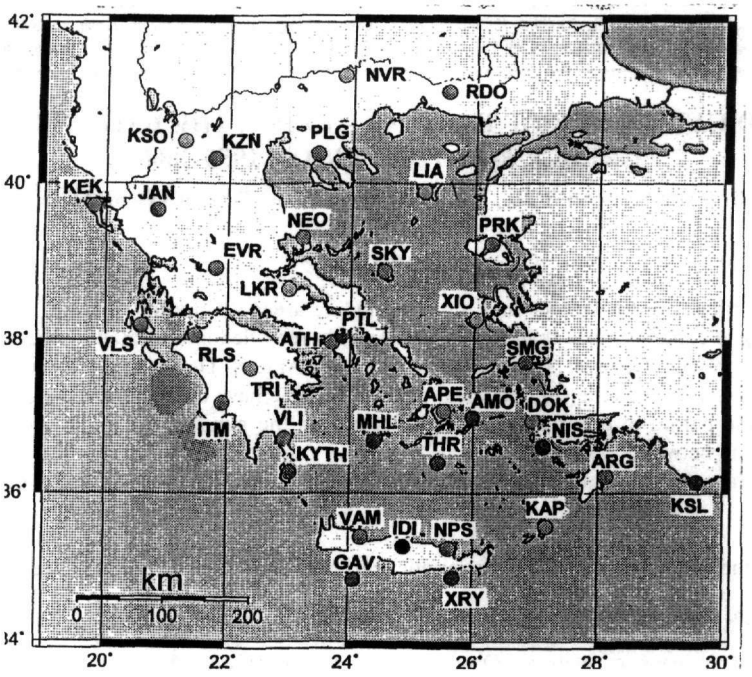


Figure 1. The seismological stations of IG-NOA.

depth and the origin time.

During the period 1964 – 1982 the determination of the source parameters was carried out manually, by using appropriate travel time curves according to the crustal model of Herrin et al. (1968). In 1983 for accurate calculation of the source parameters, a computer program started to use, Hypo 71-Revised (Lee and Lahr 1975). As input in this program the velocity model given in Table 1 and the Vp/Vs = 1,73 ratio are used.

From the installation of the mechanical type seismographs in the station of Athens, surface magnitude (Ms) for the strong events is calculated from these instruments.**Figure 2.** Spatial distribution of 632 located earthquakes during the period 1950—2000 and having Ml>5.0.

Since 1967, local magnitude (Ml) is routinely determined on the Richter scale from the maxima trace amplitudes recorded by the existing in IG-NOA, unique in Greece standard Wood - Anderson torsion seismograph. Since 1990 average duration magnitude (Md) corresponding to Ml is also computed for shallow earthquakes.

In order to provide a uniform catalogue for the period 1950-2000, firstly all the earthquakes of the period 1964-1982 were processed one by one, by using the crustal model of Herrin et al. (1968), and the Hypo 71-Revised computer program, Lee and Lahr (1975). Their local magnitudes were also checked. Moreover the parameters of the earthquakes of the period 1950-1964 were checked carefully and finally included in the catalogue.

TABLE 1

Layer width (km)	Vp (km/sec) }:
0 - 15	6.0
15 - 40	6.75
> 40	8.05

In the presented revised catalogue, 59,467 events are included, covering the period 1950-2000. From them 632 have Ml > 5.0 and are plotted in figure 2. Their spatial distribution delineates the main tectonic features of the broader area of Aegean.

Figure 3, shows the annual number of the located events in relation with the existing seismological stations. The fluctuation, that is observed, could be associated also with the seismicity rate. This is also seen in figure 4, where is plotted the annual number of the located events with Ml>4.5.

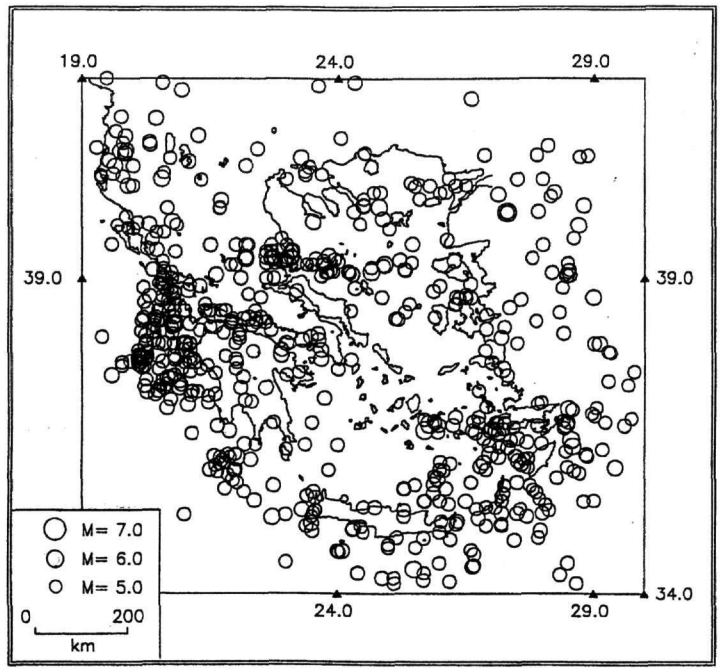


Figure 2. Spatial distribution of 632 located earthquakes during the period 1950 – 2000 and having Ml>5.0.

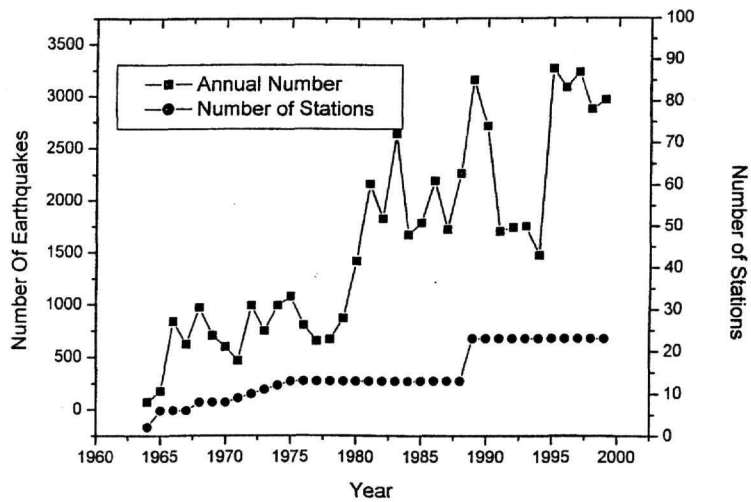


Figure 3. Annual number of the located events plotted versus the number of the existing seismological stations.

3. FUTURE PLANS

Our future plans are:

- to finish the calculation of duration (Md) magnitudes for all the earthquakes of the period 1964-1990. This work will permit to assign magnitudes to a greater number of earthquakes.
- by using modern tomographic techniques, to find a more accurate velocity model appropriate for the whole area of Greece.
- having this accurate velocity model will be able to re-calculate the source parameters of all the earthquakes of the period 1964-2000.

Acknowledgements. We are thankful to Prof. E. Papadimitriou and to an anonymous reviewer for their constructive and helpful comments.

REFERENCES

HERRIN, E., TUCKER, W., TAGGART, J.N. & LOBDELL, J.L. 1968. Estimation of surface-focus travel times. Bull. Seism. Soc. America, 58, 1273-1292.

LEE, W.H.K. & LAHR, J.C. (1975. HYPO71 (revised). A computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion patter of local earthquakes. U.S. Geological Survey, Open-File report 75 - 311, 114 pp.

PAPANASTASSIOU, D. 1989. Detectability and accuracy of the determination of earthquake source parameters of the seismological networks of the National Observatory of Athens. Ph. D. Thesis, University of Athens, 235p, (In Greek).

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/4, 1567-1572, 2001 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/4, 1567-1572, 2001
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

RECENT MICRO-EARTHQUAKE ACTIVITY AT NORTHERN EVOIKOS GULF, CENTRAL GREECE

D. PAPANASTASSIOU[1], G. STAVRAKAKIS[1] AND D. MAKARIS[1]

ABSTRACT

During the last 4 months of 1999, the Institute of Geodynamics, of the National Observatory of Athens, deployed in the area of north Evoikos gulf, a local seismic network of 5 digital stations equipped with sensitive 3-components seismometers. The recorded micro-earthquakes, located in the upper part of the crust, show that there is significant seismic activity in the area of northern Evoikos gulf. This activity could be correlated not only with the main faults of the area, which are the Atalanti fault and the fault running parallel to the coasts of Evia island but also with other faults which are assumed to be, till now, less active or not so important.

KEY WORDS: Microearthqakes, Seismotectonics, north Evoikos gulf, Atalanti fault.

1. INTRODUCTION

The northern Evoikos Gulf, Central Greece, a NW-SE trending graben separating North Evia island from Central Greece, is one of the most active tectonic areas of continental Greece. Several major normal faults bound the high relief along both coasts. Concerning the seismic activity, it is also intense, since ancient times.

Although its interesting tectonic and seismic features this area didn't receive the scientific attention as other neighbouring areas, the Gulf of Corinth for example. Recently, the new concepts of the prolongation of the Anatolia fault system into the Aegean Sea and its connection with the big tectonic grabens of continental Greece, like the north Aegean trough, the Evoikos and the Corinth gulfs, (Armijo et al. 1996), have triggered several studies for detailed fault mapping, monitoring of micro-earthquake activity, determining deformation rates, etc.

Following these ideas the Institute of Geodynamics of the Observatory of Athens (IG-NOA), performed a seismic experiment in the area by deploying a sensitive temporary seismic network of 5 digital, 3-components stations, in order to monitor and study the microearthquake activity at northern Evoikos gulf and to correlate it with the existing faults of the area. This network was operated for the period of the last 4 months of 1999.

In the present paper results are presented of the spatial distribution of the recorded microearthquakes and the focal mechanisms of some of them. Focal mechanisms of some older large earthquakes are also plotted. Finally, all the observations are combined, in order to obtain a better understanding of the regional tectonics and its seismic activity.

2. TECTONICS AND SEISMICITY OF THE AREA

The northern Evoikos Gulf, a 100km long, NW-SE trending graben separating North Evia island from Central Greece, is one of the most active tectonic areas of continental Greece. Various scientists have studied the geology and the morphotectonic-neotectonic characteristics of the area in the past (Philip 1974; Lemeille 1977; Rondoyianni 1984; Mercier et al. 1989; Roberts and Jackson 1991; Collier et al. 1994; Eliet and Gawthorpe 1995; Ganas 1997). Several major normal fault zones, in a step-like arrangement, bound the high relief along the southern coast striking WNW-ESE and dipping to the north (Fig.1). These fault zones are the Sperchios and Thermopylae on the north-west, the Kammena Vourla–Agios Konstantinos-Arkitsa at the center and the Atalanti on the south-east. At the easternmost end of this fault system, the Malesina fault is located, which has a NE-SW direction and dips towards NW. Inland, towards the west there are other normal fault zones, the most important being those of Parnassos and Kallidromo. On the northern side, the situation is simpler. There exists a major antithetic normal fault zone, running almost off-shore, parallel to the coast of the Evia, dipping to the south. These large normal faults cut and displace not only rocks of Mesozoic and Tertiary age but also younger sediments of Plio-Pleistocene age.

1. Seismologist, Institute of Geodynamics, National Observatory of Athens, P.O. Box 20048, 11810 Athens, Greece.

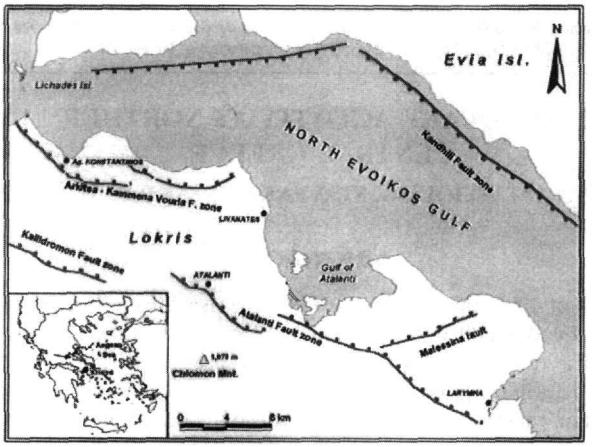


Figure 1. Simplified tectonic map of the area.

Morphotectonic investigations showed that the coastal environment has undergone significant changes which can be recognized in the form of raised terraces, raised or submerged beachrocks and marine notches, while on the lowlands tsunami deposits are found as well as alternations of marine and terrestrial sediments (Cundy et al. 2000; Papanastassiou et al. 2000).

Historical sources and archaeological findings prove, that this area has been affected by a number of catastrophic earthquakes since ancient times, the most important of them being those of 426BC, 105AD, 551, 20 and 27 of April 1894 (Oldfather 1916; Galanopoulos 1960; Karnik 1971; Bousquet and Pechoux 1977; Ambraseys and Jackson 1990; Guidoboni 1994; Papazachos and Papazachou 1997). The last two shocks affected the area from Agios Konstantinos to the northwest till Larymna to the southeast. For these events there are several reports for the causalities and the consequences to the natural environment and the tsunami wave that inundated the coastal areas (Skouphos 1894; Mitsopoulos 1895; Papavasiliou 1894a, b). From these reports it is concluded that the Atalanti fault was the causative one, although there were different views about the length of the rupture and the vertical displacement. Recent work, re-evaluating these earthquakes (Pantosti et al. 2001),

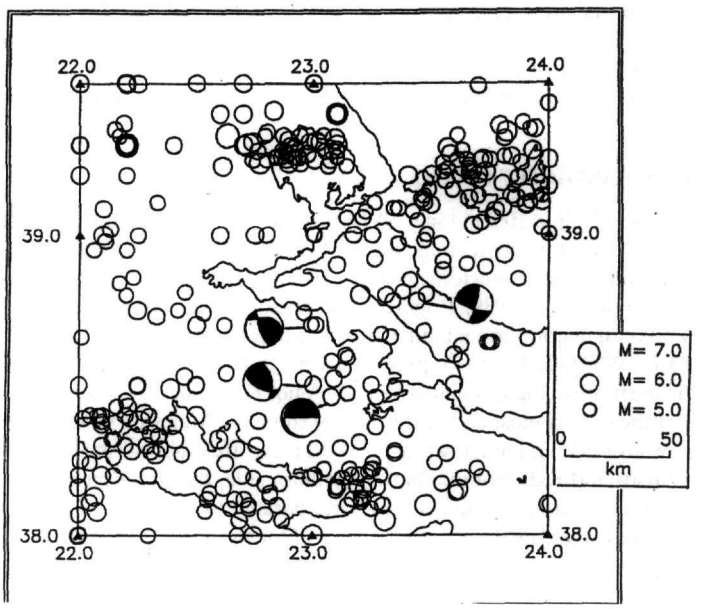


Figure 2. Background seismicity of the broader area of north Evoikos gulf, for the period 1900-2000. The fault plane solutions for the strong past earthquakes, computed in this study, are also plotted.

showed that the first event of the 20th of April could be caused by the activation of the Malesina fault, which in turns activated the Atalanti fault during the second earthquake of 27th of April.

According to recent work (Papanastassiou et al. 2001), which recompiled the seismological archives of the IG-NOA, other information (Makropoulos et al. 1989) and local seismicity studies (Lagios et al. 1985; Burton et al. 1995) it is shown that the instrumental seismicity of the northen Evoikos gulf is not as high as in other nearby areas like the Gulf of Corinth or the Sporades basin. This area seems to be almost free of seismicity (Fig. 2).

The few seismic studies, as well as the low level of seismicity in this area, also result to a lack of available focal mechanisms for strong earthquakes. In order to overcome this need, the bulletins of the International Seismological Centre (ISC) were checked to find past strong earthquakes with sufficient P-wave polarities. By this search, 4 new mechanisms, for earthquakes located in the broader area of northern Evoikos gulf, were plotted. Their parameters are given in Table 1. The focal mechanisms correspond not only to normal faulting, which is in agreement with the local tectonics, but also to reverse faulting.

TABLE 1

DATE	ORIGIN TIME	LAT N	LON E	DPT Km	MAG	PLANE 1			PLANE 2		
						AZM	DIP	RAKE	AZM	DIP	RAKE
1974 NOV 14	13:22	38.50	23.08	27	5.0	110	55	50	345	51	132
1974 NOV 14	15:29	38.50	23.15	35	5.0	160	15	-20	269	84	-104
1986 JUN 6	15:34	38.70	22.99	32	4.0	160	65	120	286	38	43
1988 JUL 12	02:26	38.75	23.45	18	4.7	115	65	10	20	80	154

3. MICROEARTHQUAKE ACTIVITY

IG-NOA, in order to record the microearthquake activity deployed a portable seismic network, composed of 5 Reftek digital stations equipped with 3-components Lenartz seismometers. The instruments were installed at Kammena Vourla, Atalanti and Malesina at Central Greece, Aidipsos and Limni at Evia. The microseismic activity was continuously monitored, from the beginning of September 1999 through the end of December 1999, and several hundreds of events of $M_L >> 1.0$ were recorded.

The network provided a satisfactory coverage of the area of north Evoikos Gulf and allowed for well resolved hypocenters. Although in the recordings there was a noise from the numerous aftershocks of the 7th September 1999, Parnitha earthquake, more than 500 events, having at least four (4) P-wave and three (3) S-wave readings, were selected. The events were located by using a velocity model based on local studies (Makris et al. 2000) and is given in Table 3. The Vp/Vs ratio was estimated from Wadati diagrams and was found to be $1.78 \pm\pm 0.02$. The HYPOCENTER, (Lienert 1994) computer program was used to locate the events, which are plotted in figure 3. The obtained solutions had standard errors less than 0.3sec for RMS, 1.5km and 2Km for the horizontal direction (ERH) and depth (ERZ) respectively.

The earthquakes in the study area are located at depths shallower than 15km. Their spatial distribution shows that are not regularly located in the area of north Evoikos gulf. Two clusters of activity are clearly observed, one at the southern end of the gulf, area of Skorponeri bay and the other one, north of Malesina peninsula. The southern cluster is denser, well defined and occupies a bigger area while the northern one shows a diffused spatial distribution. Diffuse seismicity is also observed at the northern part of Evia island. Is pointed out that, as the Scorponeri cluster is located outside the area covered by the local network, these events could be a little bit misplaced. However, the small values of the locations errors permit to conclude, that the distribution given in figure 3, is not far from the actual one.

Polarities of P-waves and the program FPFIT (Reasenberg and Oppenheimer 1985) were also used to plot focal mechanisms for some of the recorded earthquakes (Fig. 3). Their parameters are listed in Table 2, showing normal faulting, in accordance with the local tectonic regime.

TABLE 2

No	DATE	ORIGIN TIME	LAT N	LON E	DPT Km	MAG	PLANE 1 AZM	PLANE 1 DIP	PLANE 1 RAKE	PLANE 2 AZM	PLANE 2 DIP	PLANE 2 RAKE
1	1999 NOV 2	03:50	38.92	23.10	7.3	1.6	315	60	-120	184	41	-49
2	1999 NOV 7	07:21	38.73	23.12	7.6	1.3	30	40	-120	247	56	-67
3	1999 NOV 30	00:03	38.61	23.22	10.3	1.4	85	40	-70	290	52	-106
4	1999 NOV 30	22:00	38.71	22.84	6.4	1.5	265	45	-110	57	48	-71
5	1999 DEC 12	23:55	38.72	23.37	3.5	1.0	145	45	-100	310	45	-80

TABLE 3

LAYER WIDTH (km)	Vp (km/sec)
0 - 4	4.8
4 - 7	5.4
7 - 10	5.8
10 - 15	6.3
15 - 30	6.5
> 30	7.0

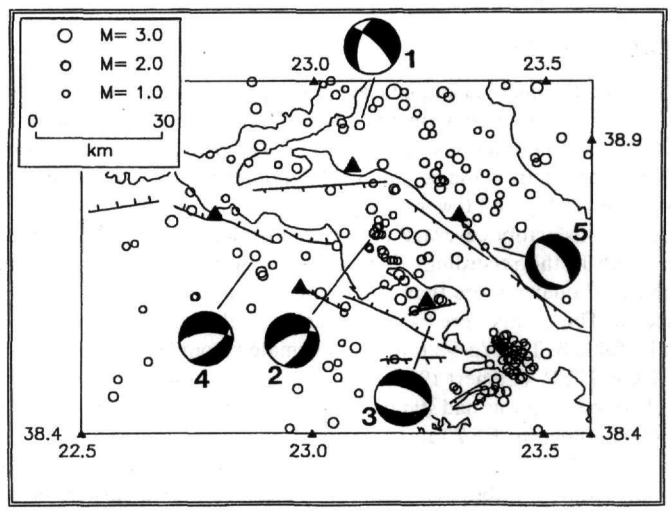


Figure 3. Map view of the well-located microearthquakes. The determined fault plane solutions are also shown. Their focal parameters are given in Table 2. Filled triangles give the position of the stations of the local seismological network. The main faults are also shown.

4. DISCUSSION – CONCLUTIONS

Main target of this work was to examine the seismic activity of the faults existing in the area of north Evoikos gulf. So, its of great importance to correlate and find any relation between the spatial distribution of the located microearthquakes with the morphological surface traces of the faults of the area.

The spatial distribution of the located microearthquakes shows that are not regularly located in the area of north Evoikos gulf, as two clusters of activity could be clearly observed. The first one is located at the southern end of the gulf, area of Skorponeri bay and the other one, north of Malesina peninsula.

Scorponeri bay, is the southern-east end of the Atalanti fault. The southern cluster is located north of the fault trace, on the hanging wall of the Atalanti fault. At this area, besides this fault there are also the Paralimni and the Pavlos fault zones, having a WSW-ENE direction and a dip towards SE being almost perpendicular to Atalanti fault, which are possible control the termination of it. So this cluster is located in the junction of these fault zones and could not be correlated with a specific fault. The cluster north of Malesina could not clearly be

correlated with one of the faults of the area, the Atalanti, the Malesina or the fault that bounds the coasts of Evia island. However the number 2 plotted focal mechanism of a microearthquake belonging to this cluster, could be easily correlated with the Malesina fault. However this is not enough to draw accurate conclusions about the seismic activity of this fault. The focal mechanisms no 3,4 and 5 could be related with the main fault zones of central Greece and the coast of Evia island respectively.

Furthermore the plotted focal mechanisms of the past strong earthquakes of the area, table 1, didn't give any help to distinguish the active faults. Unlikely some of them show reverse faulting and as their depths are not so shallow these could be related with structures located at depth.

Recently Makris et al. (2000) conducted in the same area deep seismic sounding, and operated a large local network consisting of 24 stations for a period of 50 days. They also recorded significant microearthquake activity in this area of northern Evoikos gul.

The results of these independent works show that in this area seismic stress is released not with strong quakes but with intense microearthquake activity, which is not recorded by the operating seismic networks.

It is important to add that usually the seismicity recorded by a local network operated for a short time period, does not reflect the permanent characteristics of the area. However, in the case of north Evoikos the similar results of the two aforementioned networks, prove the rightness of the results.

Continuous monitoring of the micro-seismicity of the area with a dense local array and precise deformation measurements by GPS are needed. The obtained results will permit to understand the seismicity pattern, the activity of the faults, the distribution of strain, the way that the energy is released and how the motion from Anatolia is transferred to this area and to other areas of the Greek mainland.

Acknowledgements. Part of this work was funded by the European Union project FAUST: FAUlts as Seismologist's Tool, (ENV4-CT97-0528). We are thankful to Prof. E. Papadimitriou and to an anonymous reviewer for their constructive and helpful comments.

REFERENCES

AMBRASEYS, N. & JACKSON, J. 1990. Seismicity and associated strain of central Greece between 1890 and 1988. Geophysical Journal International, 101(3), 663-708.

ARMIJO, R., Meyer, B., King, G., Rigo, A. & Papanastassiou, D. 1996. Quaternary evolution of the Corinth Rift and its implications for the Late Cenozoic evolution of the Aegean. Geophys. J. Int., 126, 11-53.

BOUSQUET, B. & PECHOUX, P. 1977. La sismicité du Bassin Egeen pendant l'antiquité. Méthodologie et premiers resultats, *Bull. Soc. Geol. France* XIX, 3, 679-684.

BURTON, P., MELIS, N. & BROOKS, M. 1995. Coseismic crustal deformation on a fault zone defined by microseismicity in the Pavliani area, central Greece. Geophys. J. Intern, 123, 16-40.

COLLIER, R., LL, E. & GAWTHORPE, R. 1994. Neotectonics, drainage and sedimentation in central Greece: insights into coastal reservoir geometries in syn-rift sequences, in Lambiase J. J. (ed.), *Hydrocarbon Habitat in Rift Basins*, Geological Society Special Publication, 80, 165-181.

CUNDY, A., KORTEKAAS, S., DEWEZ, T., STEWART, I., CROUDACE, I., MAROUKIAN, H., PAPANASTASSIOU, D., GAKI-PAPANASTASSIOU, K., PAVLOPOULOS, K. & DAWSON, A. 2000. Coastal impacts of the 1894 Gulf of Atalanti earthquakes, central Greece, Marine Geology, 170, 3-26.

ELIET, P. & GAWTHORPE, R. 1995. Drainage development and sediment supply within rifts, examples from the Sperchios basin, central Greece. Journal Geol. Soc. London, 152, 883-893.

GALANOPOULOS, A. 1960. A catalogue of shocks with Io >VI or Ms>5 for the years 1801-1958. Nat. Obs. Athens, Seismol. Inst. 119p.

GANAS, A. 1997. Fault segmentation and seismic hazard assessment in the gulf of Evia rift, Central Greece, PhD Thesis, Univ. of Reading, pp. 368.

GUIDOBONI, E. 1994. Catalogue of ancient earthquakes in the Mediterranean area up to the 10th century. Instituto Nazionale di Geofisica, 504 p.

KARNIK, V. 1971. *Seismicity of the European Area*, Reidel Publishing Co., Dordrecht, Holland, pp. 218.

LAGIOS, E., MAKROPOULOS, K. & DRAKOPOULOS, J. 1985. Gravity and seismicity monitoring in a high seismic hazard zone, central Greece. Proceedings 3rd International Symposium on the Analysis of Seismicity and Seismic Risk. Liblice Castle, Czechoslovakia, June 17-25, 1985, 142-154.

LEMEILLE, F. 1977. Etudes néotectoniques en Grèce centrale nord-orientale (Eubée centrale, Attique, Béotie, Locride) et dans les Sporades du Nord (île de Skiros), Thèse de TroisiËme Cycle Université Paris XI - Centre Orsay, pp.173, (in French).

LIENERT, B. 1994. HYPOCENTER 3.2: a computer program for locating earthquakes locally, regionally and globally. Edition Hawaii Institute of Geophysics and Planetology.70p.

MAKRIS, J., PAPOULIA, J., PAPANIKOLAOU, D. & STAVRAKAKIS, G. 2000. Thinned continental crust below northern Evoikos gulf, central Greece, detected from deep seismic sounding. Submitted for publication to Annali di Geofisica.

MAKROPOULOS, K., DRAKOPOULOS, J. & LATOUSAKIS, J. 1989. A revised earthquake catalogue since 1987. Geophys. J. Int. 98, 391-394.

MERCIER, J.L., SOREL, D., ERGELY, P. & SIMEAKIS K. 1989. Extensional tectonic regimes in the Aegean basins during the Cenozoic. Basin Research, 2, 49-71.

MITSOPOULOS, K. 1894. Die Erdbeben von Theben und Lokris in der Jahren 1893 und 1894. Abdruck aus Dr. A. Petermanns Geogr. Mitteilungen, 10, 1-11.

MITSOPOULOS, K. 1895. The mega-earthquake of Lokris in April 1894, Athens, 40 pp., (in Greek).

OLDFATHER, W. 1916. Studies in the history and topography of Lokris, I and II, American Journal of Archeology, 20, 32-61, 154-172.

PANTOSTI, D., DE MARTINI, P., PAPANASTASSIOU, D., PALYVOS, N., LEMEILLE, F. &B STAVRAKAKIS, G. 2001. A reappraisal of the 1894 Atalanti earthquake surface ruptures (central Greece). Under publication at BSSA.

PAPANASTASSIOU, D., MAROUKIAN, H., GAKI-PAPANASTASSIOU, K., LEMEILE, F. & PALYVOS, N. 2000. Archaeoseismological and Morphological study in the coastal area of Lokris, central Greece, ESC XXVII General Assembly, Book of Abstracts, 10-15 Sept. Lisbon.

PAPANASTASSIOU, D., LATOUSSAKIS, J. & STAVRAKAKIS, G. 2000. A revised catalog of earthquakes in the broader area of Greece for the period 1950-2000. Submitted to the 9th Congress of the Geological Society of Greece.

PAPAVASSILIOU, A. 1894a. Sur le tremblement de terre de Locride (Grèce) du mois d' Avril 1894. C. R. Acad. Sci. Paris, 19, 112-114.

PAPAVASSILIOU, A. 1894b. Sur la nature de la grande crevasse produite à la suite du dernier tremblement de terre de Locride, C. R. Acad. Sci. Paris, 19, 380-381.

PAPAZACHOS, B. C. & PAPAZACHOU, C. B. 1997. The earthquakes of Greece, P. Ziti and Co., Thessaloniki, pp. 304.

PHILIP, H. 1974. Etude néotectonique des rivages Égéens en Locride et en Eubée north-occidentale (Grèce), Thèse de Troisième Cycle, Ac. de Montpellier, Univ. Sc. Techn. du Languedoc, pp. 103 (in French).

PHILIPPSON, A. 1894. Das dies jahrige Erdeben in Lokris, Zeitschrift Ges. Erdkunde zu Berlin, 21, 332-334.

REASENBERG, P. & OPPENHEIMER, D. 1985. FPFIT, FPPLOT and FPPAGE: Fortran computer programs for calculating and displaying earthquake fault-plane solutions. USGS Open-File Report 85-739, 46p.

ROBERTS, S. & JACKSON, J. 1991. Active normal faulting in central Greece: n overview. In Roberts A.M., Yielding G. and Freeman B. (eds), 1991. The Geometry of Normal faults, Geological Society Sp. Publication, 56, 125-142.

RONDOYANNI, T. 1984. Etude néotectonique des rivages occidentaux du canal d'Atalanti (Grèce Centrale), Thèse de Troisième Cycle Université Paris-Sud-Centre d'Orsay, pp. 193, (in French).

SKOUPHOS, T. 1894. Die swei grossen Erdbeben in Lokris am 8/20 und 15/27 April 1894, Zeitschrift Ges. Erdkunde zu Berlin, 24, 409-474.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/4, 1573-1579, 2001 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/4, 1573-1579, 2001
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

A METHOD FOR ESTIMATING THE ORIGIN TIME OF AN ENSUING MAINSHOCK BY OBSERVATIONS OF PRESHOCK CRUSTAL SEISMIC DEFORMATION

B.C.PAPAZACHOS[1], G.F.KARAKAISIS[1], C.B.PAPAZACHOS[1], E.M.SCORDILIS[1] AND A.S.SAVVAIDIS[1]

ABSTRACT

Observations on accelerating crustal deformation due to the generation of intermediate magnitude preshocks in the Aegean area are used to propose a method for prediction of the origin time of an ensuing mainshock. The method is based on a precursory seismic excitation that occurs in the preshock region at a time correlated to the origin time of the oncoming mainshock. The uncertainty in this prediction is of the order of ± 1.5 years with relatively high confidence (~90%).

KEYWORDS: Accelerating seismic deformation, earthquake prediction, precursory excitation, Aegean area

1. INTRODUCTION

Observations on accelerating seismicity before large earthquakes have started several decades ago and continued with increasing frequency during the last two decades (Gutenberg and Richter, 1954; Tocher, 1959; Mogi, 1969; Ellsworth et al., 1981; Raleigh et al., 1982; Sykes and Jaume, 1990; Knopoff et al., 1996). Attempts to give a physical interpretation to this phenomenon led to the scientific hypothesis that the process of generation of accelerating preshock seismicity is a critical phenomenon and the mainshock is a critical point (Sornette and Sornette, 1990; Andersen et al., 1997). This accelerating seismicity is due to the generation of intermediate magnitude shocks (preshocks) and for this reason, measures of crustal deformation (Benioff strain, seismic energy, seismic moment) have been used. Thus, Bufe and Varnes (1993) used the cumulative Benioff strain, S(t), as a measure of preshock seismicity at time, t, defined as:

$$S(t) = \sum_{i=1}^{n(t)} E_i(t)^{1/2} \qquad (1)$$

where E_i is the seismic energy of the ith preshock and n(t) is the number of events at time t. To fit the time variation of the cumulative Benioff strain they proposed a relation of the form:

$$S(t) = A + B(t_c - t)^m \qquad (2)$$

where t_c is the origin time of the mainshock and A, B, m are parameters which can be calculated by the available data. Bowman et al. (1998) applied an algorithm to identify circular regions approaching criticality along the San Andreas fault system since 1950 by minimizing a curvature parameter, C, which quantifies the degree of acceleration of the Benioff strain. This parameter was defined as a ratio of the root mean square error of the power law fit (relation 2) to the corresponding linear fit error.

Some observations on accelerating seismicity before strong earthquakes in Greece have been made during the last two decades (Papadopoulos, 1986; Karakaisis et al., 1991; Tzannis et al., 2000). Very recently a systematic work on the accelerating seismic crustal deformation (Benioff strain) in the Aegean area has started (Papazachos and Papazachos, 2000a,b). This work has led to the determination of additional properties of the critical earthquake model and to the formation of an algorithm for identification of elliptical critical regions where accelerating seismic deformation takes place. Evidence has been also come out from this work that accelerating seismic deformation can be useful in intermediate term earthquake prediction. In the present work data of such deformation in the Aegean area (34°N – 43°N, 19°E – 30°E) are used to further understand this physical process and to show that a recognizable change (seismic excitation) in the behavior of the time variation of the cumulative Benioff strain can be considered as a precursory phenomenon which can be used to estimate the origin time of an ensuing mainshock that follows accelerating deformation.

1. Geophysical Laboratory, Aristotle University, GR-54006, Thessaloniki, GREECE

2. BACKGROUND AND DATA

Papazachos and Papazachos (2000a,b) determined several relations for the parameters of the critical earthquake model. Thus, the values of the curvature parameter, C, and of the parameter m of relation (2) must be both smaller than 0.7, that is,

$$C\langle 0.7, \quad m\langle 0.7 \tag{3}$$

The radius, R (in km), of the circle with area equal to the elliptical preshock region is given by the relation:

$$\log R = 0.41M - 0.64 \tag{4}$$

where M is the moment magnitude of the main shock, while the duration, t_p (in years), of a preshock sequence is given by the relation:

$$\log t_p = 5.81 - 0.75 \log s_r \tag{5}$$

where s_r is the long term rate of the Benioff strain (in Joule$^{1/2}$ per year and per 10,000km^2) in the preshock region. The following relations hold for the parameters A and B of formula (2):

$$A = S_r . t_p \tag{6}$$

$$\log B = 0.64M + 3.27 \tag{7}$$

where S_r (in Joule$^{1/2}$ /yr) is the rate of the Benioff strain in the whole preshock region. The magnitude of the mainshock is related to the mean magnitude of the three largest preshocks, M_{13}, by the relation:

$$M = 0.85M_{13} + 1.52 \tag{8}$$

Relations (2, 3, 4, 5, 6, 7, 8) form the background for the method proposed in the present paper. Equations (4) and (5) are the main scaling (fractal) equations defining the space and time-scale of the accelerated deformation phenomenon. Both equations, as well as the model equation (2), are supported by theoretical considerations, e.g. equation (5) simply implies that larger average deformation (i.e. seismicity) rates will sooner lead to criticality. On the other hand, relation (3) defining the detection limits of the accelerated deformation process, as well as equations (6), (7) and (8) are based on more or less empirical observations describing regularities and patterns of the accelerated deformation behavior.

The data used for this purpose have been taken from a catalog of earthquakes that occurred in the Aegean area (Papazachos et al., 2000). The earthquakes for which data are used in this paper form the following three complete data sets: 1911-1949 with M≥5.0, 1950-1964 with M≥4.5, 1965-2000 with M≥4.3. The standard errors in the epicenters are less than 25km, while all magnitudes are equivalent moment magnitudes with standard errors of the order of 0.3. The formula:

$$\log E = 1.5M + 4.7 \tag{9}$$

has been used to calculate the seismic energy (in Joule) from the moment magnitude (Papazachos and Papazachos 2000a) and then the Benioff strain is calculated by relation (1).

3. IDENTIFICATION TIME

Accelerating seismic deformation with the properties defined by relations (2, 3, 4, 5, 6, 7, 8) cannot be identified up to a certain time, t_i, before the expected main shock which can be called *"identification time"*. We calculated the identification time for preshock sequences of 54 strong (M≥6.0) shallow mainshocks occurred in the Aegean area. The time-lapse between the identification time and the origin time of the corresponding mainshocks vary between 1.2 years and 8.3 years with a mean equal to 3.7 years and a standard deviation equal to 1.6 years. It was observed that the logarithm of this difference is a linear function of the logarithm of the rate, s_r, of the Benioff strain in the corresponding preshock region. Least squares give a slope equal to 0.8 for this relation, which is almost identical to the slope of the corresponding relation for the whole duration, t_p, of the sequence (relation 5). Thus, adopting a slope equal to 0.75 for the present case the following relation results:

$$\log(t_c - t_i) = 5.04 - 0.75 \log s_r \ , \quad \sigma = 0.15 \tag{10}$$

From this and equation (5) we find that:

$$t_c - t_i = (0.17 \pm 0.06) t_p \tag{11}$$

That is, the difference between the identification time and the origin time of the mainshock is about seventeen per cent of the whole duration of the preshock sequence.

Relations (10, 11) can be used to estimate the origin time of an oncoming mainshock. To do this, however, the identification time must be known. Furthermore, the uncertainties in the calculated origin time, t_c, by these relations are rather high. For this reason other procedures must be used for a more accurate prediction of the origin time of an ensuing mainshock. Such procedure is examined in the next section.

4. PROCEDURE FOLLOWED

The events used for the presented procedure include all very strong mainshocks ($M^3$6.5) that occurred in the Aegean area since 1940 and all strong mainshocks (6.0£M£6.4), which occurred in this area since 1970 (a total of 32 mainshocks). Information on these events is presented in Table (1). Properties of the relation $T_i = f(T_c)$ between assumed origin times, T_c, of an oncoming mainshock and the corresponding calculated identification times, T_i, during the last period of its preshock sequence are used here to determine its real origin time, t_c. It must be pointed out that in the algorithm applied to identify the elliptical preshock region and make these calculations the time of observation is always considered equal to T_i. That is, the real data used in the calculations concern only shocks (preshocks) which occur up to the time T_i and the S(t) is linearly extrapolated up to the assumed origin time, T_c. Observations show that the relation $T_i = f(T_c)$ has several forms which depend on the behavior of the seismic activity in the preshock region.

The simplest form of $T_i = f(T_c)$ is that in which T_i is almost constant, that is, T_i does not depend on T_c and the T_i - T_c graph is a straight line almost parallel to the T_c axis. Such behavior of this function is expected when the initiation of the last phase of the accelerated deformation period is clearly identified, whatever the possible value of T_c which is assumed. In these cases t_i is equal to the constant T_i value and it can be used in relations (10, 11) to calculate t_c. Observations show, however, that such cases (with constant T_i) are rather rare, since only two such cases have been identified.

In several cases the $T_i=f(T_c)$ graph is formed by two parts separated by a abrupt increase (jump) of T_i at a certain time $T_c=T_{pr}$ which is close to the origin time of the main shock ($T_{pr} \approx t_c$). For 12 cases a single, large jump was identified. Comparison of the predicted, t_c^*, with the observed, t_c, origin time for these cases resulted in an average difference practically equal to zero with a standard deviation of 0.88 years for the difference $t_c - t_c^*$. This jump of T_i can be attributed to a seismic excitation (e.g. earthquake swarm, etc.) which occurs at a certain time T_i which corresponds to $T_c=T_{pr}$, that is, to an abrupt increase of the deformation rate, s_r, which leads to such increase of T_i according to relation (10). This is strongly supported by the fact that this increase of T_i is usually associated with changes of the other parameters, expected to be affected by seismic excitation. Such changes are the increase of the frequency of the number of preshocks, n, as well as the decrease of the curvature parameter, C, parameter m, and the difference, t_{13}, between the mean origin time of the three largest preshocks and the origin time of the mainshock. The decrease of C and m is explained by the additional deviation from linearity of S(t) caused by the seismic excitation, while the decrease of t_{13} is clearly due to the occurrence of at least one of the three largest preshocks during this seismic excitation. The study of the same 12 cases showed that largest expected changes in these four quantities exhibit a very good correlation with the T_{pr} values, both in their position, as well as their values (increase for n, decrease for C, M and t_{13}).

In many cases (preshock sequences) the T_i-T_c graph is not simple but includes more than one jumps of T_i. In these cases we have tested if the precursory seismic excitation can still be recognized using the observed changes of all five parameters mentioned above (T_i, n, C, m, t_{13}), given that the latter four correlate very well with the T_i change. For this reason the rate of change with time of each one of these five parameters (positive for T_i, n and negative for C, m, t_{13}) were used as a measure of the seismic excitation. Considering the relative rate for each parameter (e.g. its ratio to the maximum absolute value observed during the whole period examined) a measure of the seismic excitation expressed in terms of all these five ratios (r_i, r_n, r_c, r_m, r_t) was calculated for the complete examined period. The average of the five relative values (considering the appropriate signs for the r_c, r_m, r_t ratios) was considered as such measure and was called *Preshock Excitation Indicator (PEI)*. Its values vary between 0 and 1 for relative increase of the precursory seismic activity (with respect to the activity predicted by relation 2) and between 0 and –1 for relative decrease of this activity (seismic quiescence). Since it was found that the PEI(T_i) function takes its maximum value at $T_c=T_{pr}$ (for cases with clear abrupt increase of the T_i-T_c curve) it can be expected that it is very helpful for defining the origin time of an oncoming mainshock, also in the cases when the T_i-T_c graph includes more than one jumps of T_i. Indeed, the average PEI value was found equal to 0.48 with a standard deviation of 0.28, clearly indicating a high, statistically significant positive change, different from zero. A change of the slope of the $T_i=f(T_c)$ graph usually occurs at $T_c=T_{pr}$, which might also be helpful for defining T_{pr}. Observations show that this precursory seismic excitation occurs at a time T_i, which is close to the identification time t_i ($T_i \approx t_i$). Therefore, this technique also gives the possibility for the estimation of the

Table 1. Information on the 32 events used in the present study. The last two columns denote the observed (T_{obs}) and predicted (T_{pr}) origin times (in yrs) for each event.

N	Time	Lat.	Lon.	M_w	T_{obs}	T_{pr}
1	1947 10 06	36.96	21.68	7.0	1947.77	1948.51
2	1948 02 09	35.50	27.20	7.1	1948.11	1949.11
3	1952 12 17	34.40	24.50	7.0	1952.53	1952.90
4	1953 03 18	40.02	27.53	7.4	1953.22	1952.46
5	1953 08 12	38.10	20.60	7.2	1953.62	1954.36
6	1954 04 30	39.28	22.29	7.0	1954.33	1955.08
7	1955 07 16	37.55	27.05	6.9	1955.54	1956.04
8	1956 07 09	36.64	25.96	7.5	1956.53	1956.02
9	1957 04 25	36.50	28.60	7.2	1957.35	1956.32
10	1960 05 26	40.63	20.65	6.5	1960.41	1961.65
11	1968 02 19	39.50	25.00	7.1	1968.14	1966.63
12	1970 03 28	39.16	29.42	7.1	1970.24	1970.99
13	1972 05 04	35.10	23.60	6.5	1972.34	1971.09
14	1975 03 27	40.40	26.10	6.6	1975.24	1975.48
15	1976 05 11	37.40	20.40	6.5	1976.36	1977.36
16	1978 06 20	40.61	23.27	6.5	1978.84	1978.84
17	1979 04 15	41.97	19.00	7.1	1979.29	1978.79
18	1980 07 09	39.27	22.83	6.5	1980.53	1980.77
19	1981 02 24	38.07	23.00	6.7	1981.15	1981.90
20	1981 12 19	39.00	25.26	7.2	1981.97	1980.47
21	1983 01 17	38.10	20.20	7.0	1983.05	1981.54
22	1983 07 05	40.30	27.20	6.4	1983.51	1983.51
23	1986 09 13	37.05	22.11	6.0	1986.70	1986.95
24	1988 10 16	37.91	21.06	6.0	1988.79	1989.79
25	1990 12 21	40.92	22.36	6.0	1990.98	1990.22
26	1992 04 30	35.10	26.60	6.1	1992.33	1991.08
27	1992 11 06	38.16	27.05	6.2	1992.88	1993.13
28	1994 09 01	41.15	21.20	6.1	1994.67	1993.16
29	1995 05 13	40.16	21.67	6.6	1995.37	1994.61
30	1995 06 15	38.37	22.15	6.4	1995.46	1996.20
31	1997 10 13	36.45	22.16	6.4	1997.79	1996.03
32	1997 11 18	37.58	20.57	6.6	1997.88	1997.13

identification time, t_i, and its use in relations (10,11) for an alternative estimation of the origin time of an ensuing mainshock and an independent test of the results obtained by the above-described method.

5. DISCUSSION

Attempts to calculate the origin time, t_c, of an oncoming mainshock by direct application of relation (2) do not give satisfactory results because this calculation is very sensitive to errors introduced in the parameters of this relation. For this reason, other methods have been applied for estimation of t_c. The method proposed in the present paper is also based on the critical earthquake concept and on the accelerating seismic deformation but also makes use of the precursory seismic excitation that occurs in the preshock (critical) region in excess of the accelerating activity predicted by relation (2). This additional seismic excitation can be a swarm of shocks or a normal seismic sequence consisting of a mainshock (smaller than the expected one) and its aftershocks and foreshocks. Information on swarms of shocks has also been used by other researchers for earthquake prediction purposes (Evison and Rhoades, 1997). The concept of additional seismic excitation before the mainshock may initially appear to be contradicting the model described by equation (2). However, it is known that variations due to excitations, swarms, etc. are expected with respect to the model of equation (2), and in some cases specific modeling (e.g. log-periodic, see Sornette and Sammis, 1995) can be made for these variations. In the present work we have demonstrated that the last such major excitation before the mainshock is: a) responsible for the identification of the accelerated deformation phenomenon (using the criteria of equation 3) and, b) occurs at a predefined time (equations 10, 11) which can be used in the manner shown in figure (1) to identify the probable mainshock origin time.

There are, however, some important questions with respect to the method described above for the predic-

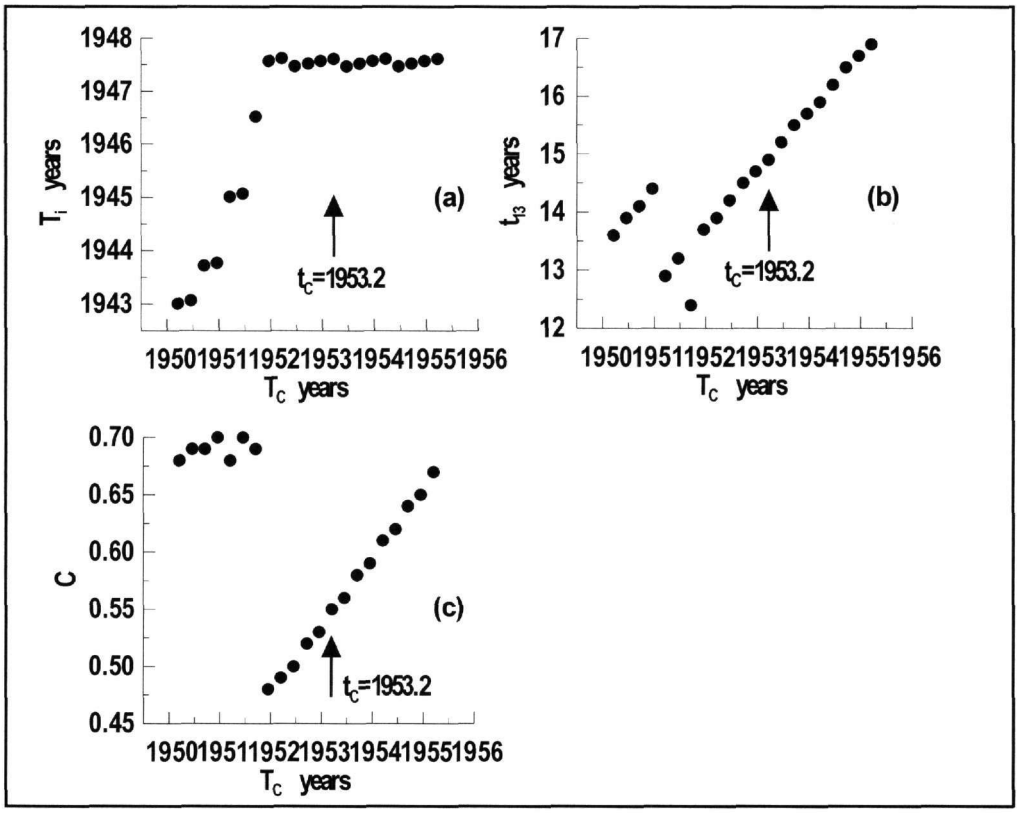


Figure (1) shows an example of a T_i-T_c, a t_{13}-T_c and a C-T_c graph for the 13.08.1953, M=7.4, 40.0^{0}N, 27.5^{0}E earthquake, where the origin time, t_c, of this shock is also indicated by an arrow. It is observed that an abrupt increase of T_i and decrease of t_{13} and C occur for T_c=T_{pr}=1951.71. It corresponds to T_i=1947.57 which is the time when this precursory phenomenon (seismic excitation) took place. We should point out that C does not decrease (as expected) as we get closer to the mainshock time, T_c, because we allow T_c to vary and take several values that are "candidates" for the "real" mainshock occurrence times, t_c.

Figure 1.- Variation: (a) of the calculated identification time, T_i, (b) of the mean difference of the three largest preshocks, t_{13}, and (c) of the curvature parameter, C, with the assumed origin time, T_c, for the mainshock of 18.03.1953 M=7.4. t_c is the real origin time of this earthquake. An increase of T_i associated with a change of the slope of the T_i-T_c graph and with decrease of t_{13} and C is observed at T_i=1947.57 when a precursory seismic excitation took place.

tion of t_c. One such question is whether this precursory excitation appears before all mainshocks or not. Another question concerns the uncertainties (errors) involved in the predicted by this method origin time of an oncoming mainshock. For this purpose the method has been applied to retrospectively predict the origin time of all very strong mainshocks (M^{3}6.5) that occurred in the Aegean area since 1940 and of all strong mainshocks (6.0£M£6.4), which occurred in this area since 1970 (a total of 32 mainshocks). A period of five years was selected to be investigated for each mainshock (three years before and two years after) and the preshock excitation indicator was calculated in steps of three months.

These data showed that in 30 out of 32 cases one or more precursory seismic excitation has been observed. For each studied case the PEI has been calculated in order to identify the appropriate excitation. It was found that the calculated maximum values of PEI vary between 0.22 and 1.0 with an average equal to 0.63 and a standard deviation equal to 0.19. That is, the precursory phenomenon appears in about 94% of the cases and the method described above (T_i-T_c graph, etc.) can be applied. In the other two cases such precursory excitation has not been observed and the T_i-T_c graph is a straight line parallel to the T_i axis. In these two cases t_c has been calculated by application of relations (10,11) since t_i is equal to the constant T_i value in this graph.

The 12 cases with a single abrupt T_i-T_c change show an almost zero bias with a standard deviation of 0.88 years. When all 30 cases are considered and if we use PEI to define the T_{pr} we found a similar almost zero bias and a very slightly higher standard deviation of 0.93. Therefore, this index can be used even in cases with multiple T_i-T_c jumps and is able to identify T_{pr} (T_c) with a high accuracy. If we take into account that a random distribution of this difference for the five years period examined has an equivalent standard deviation much larger (σ=1.39 years), the obtained result (σ=0.93 years) suggests that this estimate is statistically quite significant. We can, therefore, conclude that the origin time of an oncoming mainshock can be calculated with an uncertainty $\pm$1.5 years by this method and a high confidence (~90%).

The method described in this paper has been applied to preshock sequences already occurred for which the epicenter coordinates and magnitudes of their mainshocks were known and used in this procedure. It will be of interest to apply this method to earthquakes for which the epicenter coordinates and magnitudes have also to be predicted. Such work is already carried out. Preliminary results show that the typical error in the predicted time of an expected earthquake is of the same order, that is $\pm$1 year (very close to the value of 0.93 years estimated here), while the errors in its predicted magnitude is $\pm$0.4 and its predicted epicenter is less than 100km.

It is clear that the method proposed in the present paper identifies the critical time, that is the time that the whole phenomenon enters a critical state, which (in principle) does not necessarily coincide with the origin time of the mainshock, as the mainshock might delay to occur or may even never occur. On the other hand, in all the examined cases we have previously examined there was no case where delay in the main event occurrence was observed after entering the critical state. Therefore, the critical time identified in the present paper is identical with the origin time of the forthcoming event, provided that the event will occur.

ACKNOWLEDGEMENTS

This work has been partially supported by the Greek Planning and Protection Organization (OASP), Res.Comm.AUTH project 20242 and is Geophysical Laboratory contribution number #564/2001.

REFERENCES

ANDERSEN, J.V., SORNETTE, D., AND LEUNG, K.T. 1997. Tri-critical behavior in rupture induced by disorder, *Phys. Rev. Lett.* 78, 2140 – 2143.

BOWMAN, D.D., OUILLON, G., SAMMIS, C.G., SORNETTE, A. AND SORNETTE, D. 1998. An observational test of the critical earthquake concept, *J. Geophys. Res.* 103, 24359-24372.

BUFE, C.G., AND VARNES, D.J. 1993. Predictive modelling of seismic cycle of the Great San Francisco Bay Region, *J. Geophys. Res.* 98, 9871-9883.

ELLSWORTH, W.L., LINDH, A.G., PRESCOTT, W.H. AND HERD, D.G. 1981. The 1906 San Francisco earthquake and the seismic circle. In *Earthquake Prediction: An International Review (eds. Simpson, D.W. and Richards, P.G.)* (AGU, Washington, D.C. 1981), 126-140.

EVISON, F.F. AND RHOADES, D.A. 1997. The precursory earthquake swarm in New Zealand, *Journal of Geology and Geophysics* 40, 537-547.

GUTENBERG, B. AND RICHTER, C. F. 1954. Seismicity of the earth and associated phenomena, *(Hafner, New York 1954).*

KARAKAISIS, G. F., KOUROUZIDIS, M. C. AND PAPAZACHOS, B. C. 1991. Behavior of the seismic activity during a single seismic cycle. *International Conference on Earthquake prediction: State-of-the-art,* Strasbourg, France, 15-18 October 1991, 47-54.

KNOPOFF, L., LEVSHINA, T., KEILIS-BOROK, V.J. AND MATTONI, C. 1996. Increased long-range intermediate-magnitude earthquake activity prior to strong earthquakes in California, *J.Geophys. Res.* 101, 5779-5796.

MOGI, K., 1969. Some features of the recent seismic activity in and near Japan, 2, activity before and after great earthquakes, *Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. of Tokyo* 47, 395-417.

PAPADOPOULOS, G.A. 1986. Long term earthquake prediction in the western Hellenic Arc, *Earthquake Predic. Res.* 4, 131-137.

PAPAZACHOS, B. C. AND PAPAZACHOS, C. B. 2000a. Accelerated preshock deformation of broad regions in the Aegean area, *Pure appl. geophys.* 157, 1663–1681.

PAPAZACHOS, C. B. AND PAPAZACHOS, B. C. 2000b. Precursory seismic deformation in the Aegean area, *Annali di Geofisica* (submitted).

RALEIGH,C. B., SIEH, K., SYKES, L.R. AND ANDERSON, D.L. 1982. Forecasting Southern California earth-

quakes, *Science* 217, 1097-1104.
PAPAZACHOS, B.C., COMNINAKIS, P.E., KARAKAISIS, G.F., KARAKOSTAS, B.G., PAPAIOANNOU, CH.A., PAPAZACHOS, C.B. AND SCORDILIS, E.M. 2000. A catalog of earthquakes in Greece and surrounding area for the period 550BC – 1999, *Publ. Geophys. Lab., Univ. of Thessaloniki,* 1, 338pp.
SORNETTE, A. AND SORNETTE, D. 1990. Earthquake rupture as a critical point. Consequences for telluric precursors, *Tectonophysics* 179, 327-334.
SORNETTE, D., AND SAMMIS, C. G. 1995. Complex critical exponents from renormalization group theory of earthquakes: Implications for earthquake predictions, *J. Phys. I.* 5, 607-619.
SYKES, L.R. AND JAUME, S. 1990. Seismic activity on neighboring faults as a long term precursor to large earthquakes in the San Francisco Bay area, *Nature* 348, 595-599.
TOCHER, D. 1959. Seismic history of the San Francisco bay region, *Calif. Div. Mines Spec. Rep.* 57, 39-48.
TZANNIS, A., VALLIANATOS, F. AND MAKROPOULOS, K. 2000. Seismic and electric precursors to the 17-1-1983, M7 Kefallinia earthquake, Greece: signatures of a SOC system, *Phys. Chem. Earth* 25, 281-287.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/4, 1581-1586, 2001 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/4, 1581-1586, 2001
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

THE ATHENS 1999 MAINSHOCK (M_W=5.9) AND THE EVOLUTION OF ITS AFTERSHOCK SEQUENCE

C.B. PAPAZACHOS[1], B.G. KARAKOSTAS[1], G.F. KARAKAISIS[1] AND CH.A. PAPAIOANNOU[2]

ABSTRACT

The spatial distribution of the aftershocks that followed the September 1999 mainshock (M_W=5.9), which caused severe damage and loss of life in the nearby city of Athens, is examined in the present work. P and S arrivals of seismic waves recorded by the permanent seismic network as well as by a number of digital seismographs and accelerographs, which had been deployed in the broader epicentral area shortly after the mainshock occurrence, were used for the determination of the focal parameters of the mainshock and its aftershocks. The spatial distribution of the aftershocks led to the recognition of the fault, which produced the September mainshock, while certain features of the rupture process may be deduced on the basis of their spatiotemporal variation.

KEY WORDS: Aftershock sequence, spatial and temporal aftershock distribution, normal faulting

1. FOCAL PAPAMETERS OF THE SEPTEMBER 7, 1999 (M_W=5.9) ATHENS MAINSHOCK

The determination of the focal parameters of the mainshock was based on all the available P- and S- wave arrivals recorded at relatively small epicentral distances (P_g) by instruments of the permanent seismic and strong motion networks of Greece. In addition, several S-P times determined from digital strong motion records were also taken into account. Four P arrivals, three S arrivals and eleven S-P arrivals were finally used for the mainshock hypocenter determination. The velocity model adopted (Table 1) is based in previous 3-D models, which are valid for the broader Aegean area (Papazachos and Nolet, 1997), with the addition of low-velocity layers for the uppermost crust, in agreement with recent results concerning the studied area (Tselentis and Zahradnik, 2000).

Table 1. Velocity model adopted for the mainshock focal parameters determination.

Depth (km)	V_P (km/s)	V_S (km/s)
0	3.0	1.69
0.9	5.5	3.09
6	6.0	3.37
15	6.5	3.65
31	7.9	4.44

It has to be noted though, that this model is not necessarily representative of the crustal structure in the vicinity of the epicentral area, as it will be shown later. However, it was considered as appropriate for the broader area of interest, despite the fact that no specific station corrections for the P_g and S_g waves were available for the sites of the recording instruments.

The mainshock focal parameters were determined by using the HYPOINVERSE Y2K computer code (Lahr, 1999). The mainshock occurred on September 7, 1999 (11:56:51.4 GMT) with epicentral coordinates φ_N=38.059°, λ_E=23.571° and a focal depth 14.5km. The RMS, ERH and ERZ errors are 0.3 sec, 1.7 Km and 2.3 Km respectively, while the maximum azimuthal gap is of the order of 75°. Figure 1 shows the determined epicenter of the mainshock along with its fault plane solution deduced by Harvard (strike=114°, dip=45°, rake=-73°), which suggests an almost normal fault

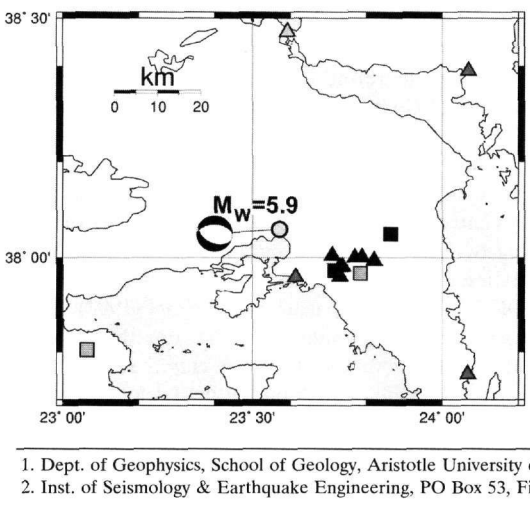


Figure 1. Epicenter of the Athens 1999/9/7, M_W=5.9 mainshock. Squares denote stations with P_g or S_g arrivals, while triangles denote stations with P_g-S_g traveltimes.

1. Dept. of Geophysics, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, PO Box 352-1, Thessaloniki, GR-54006, GREECE
2. Inst. of Seismology & Earthquake Engineering, PO Box 53, Finikas, Thessaloniki, GR-55102, GREECE

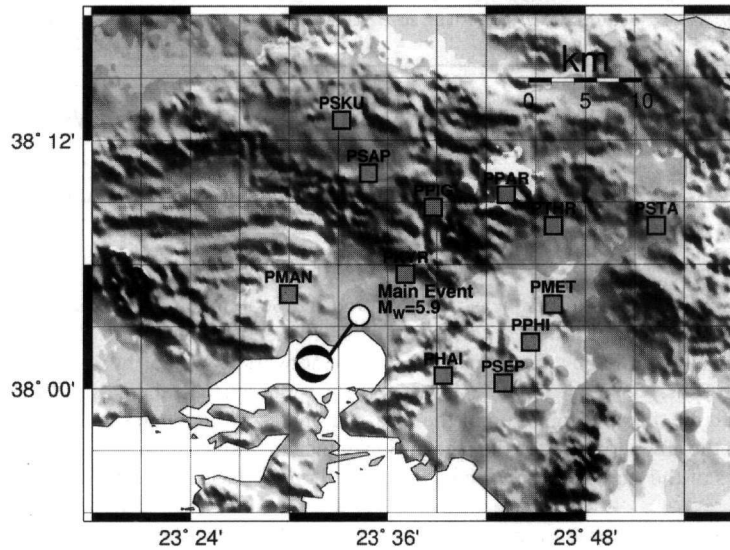


Figure 2. Temporary installation sites (squares) of the seismographs deployed by the Dept. of Geophysics of the Thessaloniki Univ. The main event epicenter and fault plane solution are also shown.

striking WNW-ESE, in agreement with the predominant stress field in the back-arc Aegean area (Papazachos and Kiratzi, 1996).

2. DEPLOYMENT OF PORTABLE INSTRUMENTS IN THE EPICENTRAL AREA

The first portable seismographs (REFTEK) of the Department of Geophysics were installed at the epicentral area two days after the mainshock. Shortly after the preliminary hypocentral determination of the first few aftershocks, which roughly defined the epicentral area, some of the instruments were deployed at new recording sites in order to achieve a better azimuthal coverage with respect to this area. This task inevitably led to the installation of several instruments at sites with relatively high noise level. The final configuration of the temporary network is shown in figure 2, where the installation sites are denoted by squares.

3. DATA ANALYSIS

During the period 11-24 September 1999, when the network was fully operational, 1251 earthquakes were recorded by at least four stations. Their focal parameters were initially determined by the HYPOINVERSE Y2K code (Lahr, 1999), using the velocity model of Table 1. Focal parameters for several relatively strong events, which occurred until October 18, 1999, for which strong motion data had been acquired, were also determined.

Table 2. Final velocity model determined for the aftershock area, adopted for the relocation of the aftershock sequence.

Depth (km)	V_P (km/s)	V_S (km/s)
0	5.08	2.85
1	5.24	2.94
2	5.53	3.11
5.5	6.23	3.50
8	6.28	3.64
10.5	6.51	3.66

In order to refine the hypocentral distribution, which could clearly be improved by a better velocity model and appropriate station corrections, we applied the joint-inversion of travel times for the simultaneous determination of 1-D velocity model and hypocentral locations. The inversion was performed using two independent programs, namely VELEST (Kissling et al., 1995) and a non-linear inversion code (TOMOMEM) by Papazachos and Nolet (1997). Both programs gave very similar results. For the velocity model determination only 204 events that had been recorded by almost all stations were used, since such events have a negligible effect on the final velocity model. Moreover, appropriate station corrections were estimated from the travel-time inversion process. The final velocity model, which was used for the aftershock relocation is shown in Table 2.

For the study of the main characteristics of the aftershock sequence only high quality relocated aftershocks

have been used. For this reason, only events with at least 7 arrivals, RMS less than 0.25sec and hypocentral error less than 2km have been accepted. The fulfillment of the previous criteria resulted in a final data set of 756 aftershocks, which are studied in the next section.

4. SPATIAL DISTRIBUTION OF THE AFTERSHOCK SEQUENCE

In figure 3a the epicenters of the 756 aftershocks, which have been reliably determined, are presented. The epicenters are located mainly at the central and eastern Thriasion area, between the mountain of Aegaleo, south of mount Parnis and east of the town of Mandra. The determined mainshock epicenter is located close to the Elefsina bay, at the southwesternmost border of the aftershock sequence. The epicenter distribution clearly shows a high concentration of the aftershock activity between the mountains Aegaleo and Parnis, which can be considered as a strong barrier of the rupture zone, where most of the aftershock activity was concentrated.

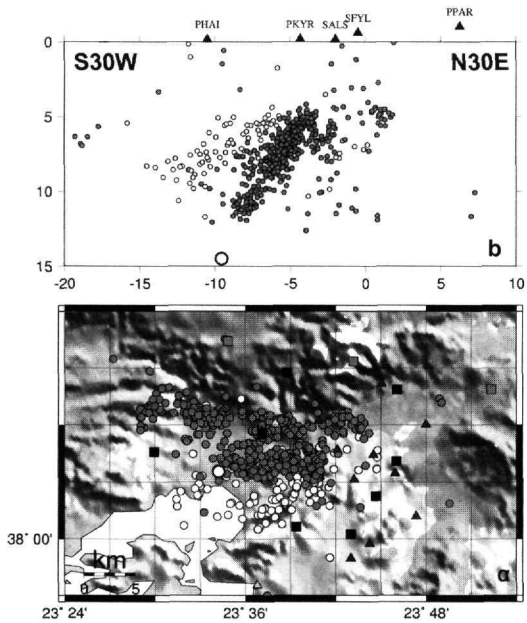


Figure 3. Aftershocks (grey circles) and main event (large open circle) of the 1999/9/7 event. Squares denote stations of the aftershock network, while triangles denote strong motion instruments.

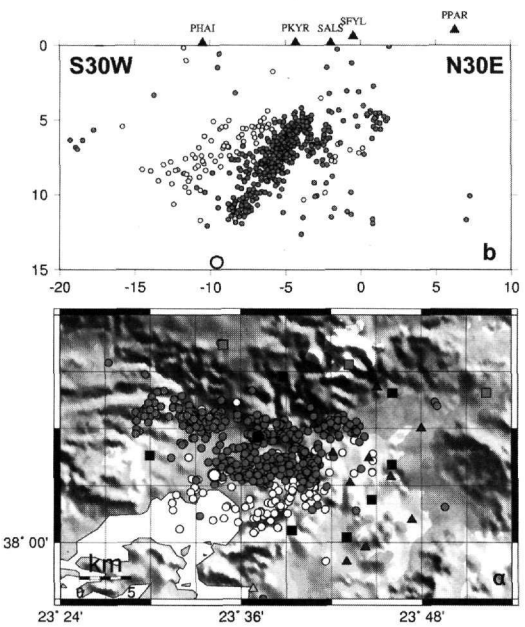


Figure 4. Aftershocks (open circles) which occurred on the 15th and 16th of September (until 15:00) and aftershocks after the 16th of Septembet (15:00) (grey circles). The main event of the 1999/9/7 event is shown with a large open circle. Notice the activation of secondary faults, south of the main fault plane.

The spatial distribution of the aftershocks is also seen in figure 3b where the aftershock hypocenters are projected along a N30°E trending vertical plane, using the point (38.1°N, 23.7°E) as a reference point. The selected projection direction is based on the fault-plane solution, as well as on the results of the analysis presented later. Most of the events have taken place along a SW dipping zone (average slope ΄45°), towards the Elefsina bay. The main event is located at the deepest section of this zone, although its focal depth seems to be overestimated, as the mainshock is located deeper than its deepest aftershocks (΄12km), probably due to the poor quality of the regional phase data.

In order to study the spatial distribution of the events, we studied the temporal variation of the seismicity. In general, the aftershock activity seems to deviate from the main fault towards the SW until the noon of 16th of September. This activation of secondary faults in the hanging wall of the fault is clearly seen in figure 4, where the epicenter distribution for the period 15-24 September is shown. Epicenters between the 15th and the 16th of September (until 15:00) are denoted with open circles, while epicenters after the 16th of September (15:00) are denoted with gray circles. Two separate and clearly distinguishable rupture zones are recognized. As we get closer to the noon of 16th September, the seismicity migrated closer to the main fault, where it remains thereafter. This migration is not a result of e.g. problematic locations, etc. since the monitoring network had its final

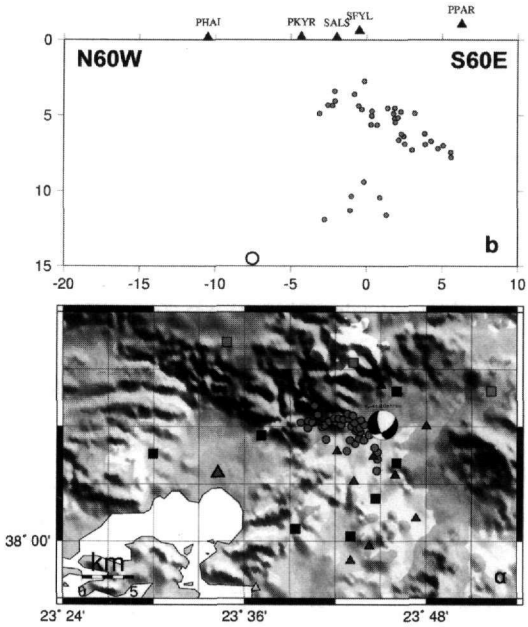


Figure 5. Aftershocks of the Menidi-Liosia-Thrakomakedones area, showing secondary fault activation.

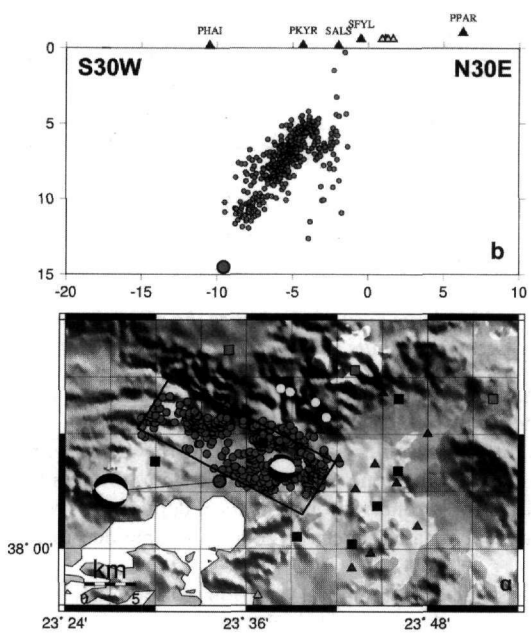


Figure 7. Aftershocks delineating the main fault plane. A typical aftershock fault plane solution, similar to that of the main event is also shown. Open circles in (a) and triangles in (b) denote surface fault traces, located approximately at the surface fault projection.

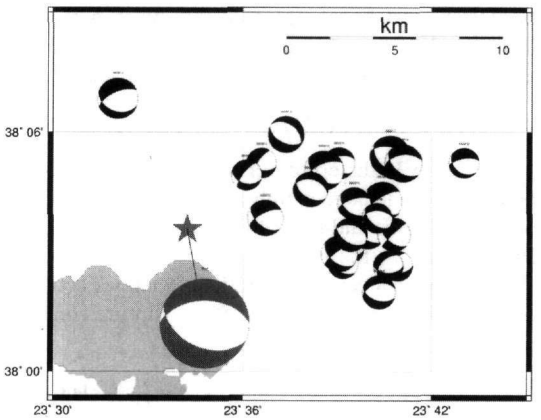


Figure 6. Fault plane solutions determined for selected aftershocks of the Athens sequence. The main event Harvard CMT solution is also plotted, showing a very good agreement between the main event and the aftershocks faulting pattern.

configuration after the noon of the 15th of September, 24 hours before the observed change of seismicity pattern.

The aftershock epicenters which occurred after the noon of the 16th of September delineate a narrow SW dipping rupture zone with a dipping angle of 47°, which is in excellent agreement with the fault-plane solutions and which practically describes the main fault zone. However, it should be noted that several other minor faults had also been activated at the same time. An example is shown in figure 5a where separate seismicity activation is seen in the Menidi-Thrakomakedones area. Figure 5b shows a N120°E section (normal to the previous ones), which clearly shows a second SE dipping fault at the eastern border of the Parnis mountain, in very good agreement with the fault plane solution of largest aftershock in this area (3 October, M=4.0), also shown in figure 5a. In the same area, Kontoes et al. (2000) on the basis of interferometer data have suggested the existence of a smaller main-fault segment, corresponding to a M_w=5.2 event. Strong motion data (Theodulidis et al., 2000) do not show evidence for a double or multiple rupture. However, the occurrence of several strong aftershocks after the main event along this fault segment can probably explain the high aftershock concentration, as well as the interferometer data.

Figure 6 shows the fault plane solutions determined using more than 5 first motion patterns obtained by the aftershock network. The small number of recording stations, as well as the high noise level at several stations did not allow the computation of a large number of fault plane solutions for the aftershock sequence. In general, the determined fault plane solu-

tions show normal faulting with an average azimuth of 100-130°, which is excellent agreement with the azimuth of 115° of the Harvard solution for the main event, as well as aftershock sequence strike determined in this study.

5. AFTERSHOCK SEQUENCE AND THE MAIN FAULT PLANE OF THE ATHENS EVENT - DISCUSSION

Figure 7a shows the most accurate epicenters of the aftershock sequence that correspond to the main fault. The epicenters define a WNW-ENE trending fault zone, which is delineated by a solid line. The zone length is 18km, in very good agreement with the predicted length of 15km based on the event magnitude (M_W=5.9) using the relation of Papazachos and Papazachou (1997), as well as from results based on waveform modeling (e.g. Papadimitriou et al., 2000; Tselentis and Zahdradnik, 2000). The mainshock epicenter position is at the deepest central section of the fault, similarly to many other events in the broader Aegean area (e.g. Kozani 1995 sequence, Papazachos et al., 1998). Most aftershocks are found on the eastern fault segment (closer to Athens) that, if accurate due to the uneven network distribution, permits the determination of high- and low-slip fault segments during the main rupture.

The direction of the aftershock sequence (´120°) is in very good agreement with the surface ruptures at the Parnis mountain area, which are presented in figure 7a with open circles. A similar fault strike has been determined by the Harvard CMT solution. Almost all events have occurred between the depths of 4-12km, along a zone which dips at an angle of ´45-50°, towards the Elefsina bay. The main event hypocentral depth estimated here is probably slightly overestimated, as can be inferred by the maximum aftershock depth, which is probably due to the limited amount of regional P_g and S_g phase data. In any case, the hypocenter corresponds to the initiation rupture point, while the center of energy release has been shown to occur at the depth of ´8km (Papadimitriou et al., 2000; Tselentis and Zahdradnik, 2000, Theodulidis et al., 2000). Therefore, the rupture must have started from the depth of ´12km and propagated upwards up to the depth of 4km, where it stopped.

The results obtained in the present study are in good agreement with previous results about the aftershock sequence of the Athens event. The aftershock distribution determined in the present work is clearly delineating the main fault, in comparison with the results of other previous studies (e.g. Papadopoulos et al., 2000), which show a very poor control of focal depths and description of the fault plane, probably due to the use of analog recordings. Furthermore, the obtained results are show an excellent correlation with the results of Voulgaris et al. (2000), both in the aftershock distribution, as well as in their density along the fault. In addition, in the present study we were able to map secondary faults (see figure 4 and 5) that were activated during the aftershock sequence.

A lot of discussion has taken place concerning the active tectonic fault to which this event should be attributed. Papadopoulos et al. (2000) have suggested that the rupture zone lies on the possible Fyli fault, already identified by Galanopoulos (1967), which runs parallel and to the north of the major Thriasion basin fault. This can also be seen in figure 8 where the aftershock epicenters have been aligned along the possible fault plane continuation towards the surface, showing a very good correlation with the possible Fyli fault. However, we believe that such a correlation is slightly exaggerated as all seismic activity is confined at depths larger than 4km. Therefore, the identified fault is a typical "hidden" fault with no surface projection, similarly to many other similar magnitude events in Greece (e.g. Patras, 1993; Kozani, 1995). In these cases it is not only difficult but also quite risky to attempt a correlation of the "hidden" seismic fault with surface fault traces, as there is no clear way to extrapolate the fault trace towards the surface, since the fault might be either planar or listric as has been shown to apply for many faults at basin borders. As can be seen (e.g. from figure 4) one could easily extrapolate the hypocentral distribution towards the surface in a listric sense, as with many observed neotectonic faults which are sub-vertical at the surface, so that it reaches the surface slightly north of station PKYR, therefore coinciding with the Thriasion and not the Fyli fault. Similar conclusions have been pointed out by other researchers (Voulgaris et al., 2000), which also observed some along-strike variations of the fault dip. Furthermore, the identified surface displacements (Papadopoulos et al., 2000) along the area of the proposed Fyli fault are too small to be clearly associated with the surface continuation of the fault. For these reasons, we believe that there is no need to arbitrarily extrapolate the fault-plane towards the surface in order to correlate it with the Fyli fault and that we should simply consider the Athens earthquake as an event which is due to a "hidden" normal fault located between the depths of 4 and 12km.

ACKNOWLEDGEMENTS

This work is a Department of Geophysics, Univ. of Thessaloniki contribution number #553/2001.

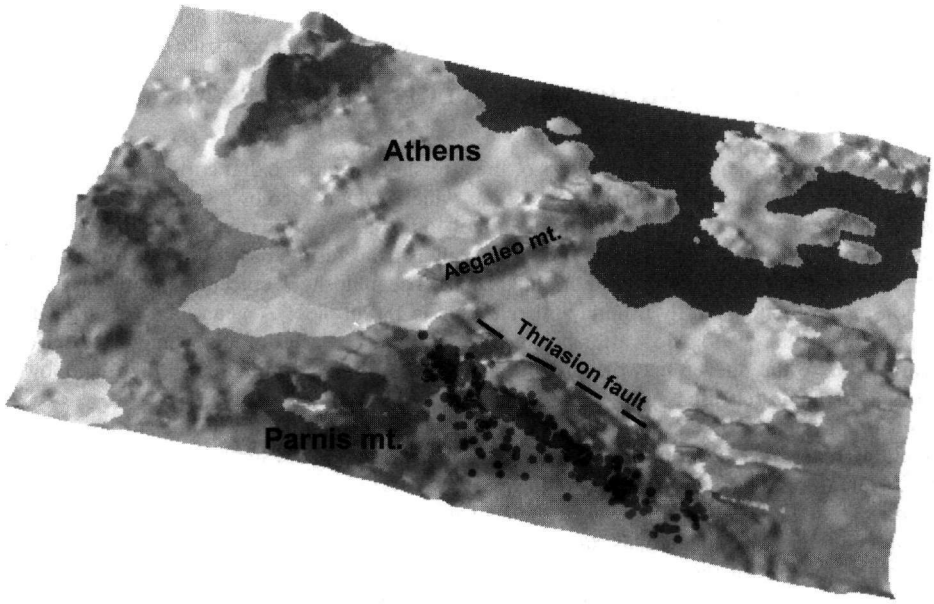


Figure 8. Projection of the main fault-plane aftershocks on a semi-transparent morphological background. The projection is chosen in order to align the aftershock projections along the projected fault-plane surface. Notice that the surface projection does not coincide with the Thriasion basin fault.

REFERENCES

GALANOPOULOS, A. G. 1967. The influence of the flunctuation of the Marathon lake elevation on local earthquake acticity in the Attica basin area, *Annales Geologiques des Payes Helleniques* 18, 281-306.

KISSLING, E., KRADOLFER, U., AND MAURER H., VELEST user's guide, ETH Zurich, Institute of Geophysics, 22pp.

KONTOES, C. , BRIOLE, P., SACHPAZI, M. , VEIS, G., ELIAS, P., KOTSIS, I. , SYKIOTI, O., REMY, D. 2000. Displacement field mapping and fault modelling of the Ìw=5.9, September 7, 1999 Athens earthquake based on ERS-2 satellite radar interferometry, *Geoph. Res. Let.* 27, 3989-3992.

LAHR, J. C. 1999. HYPOELLIPSE: A Computer Program for Determining Local Earthquake Hypocentral Parameters, Magnitude and First-Motion Pattern (Y2K Compliant Version), *U.S.Geological Survey Open-File Report 99-23.*

PAPADIMITRIOU, P., KAVIRIS, G., VOULGARIS, N., KASSARAS, I., DELIBASIS, N., AND MAKROPOULOS, K. 2000. The September 7, 1999 Athens earthquake sequence recorded by the CORNET network: Preliminary results of source parameters determination of the mainshock. *Annales Geologiques des Payes Helleniques* 38, 29-40.

PAPADOPOULOS, G. A., DRAKATOS, G., PAPANASTASSIOU, D., KALOGERAS, I., AND STAVRAKAKIS, G. 2000. Preliminary results about the catastrophic earthquake of the 7 September 1999 in Athens, Greece, *Geophys. Res. Let.* 71, 3, 318-329.

PAPAZACHOS, B. C., AND PAPAZACHOU, C. C. 1997. The earthquakes of Greece, *Ziti Publ.*, Thessaloniki, 304pp.

PAPAZACHOS, B. C., KARAKOSTAS, B. G., KIRATZI, A. A., PAPADIMITRIOU, E. E., AND PAPAZACHOS, C. B. 1998. A model for the 1995 Kozani-Grevena seismic sequence, *J. Geodynamics* 26, 217-231.

PAPAZACHOS, C. B., AND KIRATZI, A. A. 1996. A detailed study of the active crustal deformation in the Aegean and surrounding area, *Tectonophysics* 253, 129-153.

PAPAZACHOS, C. B., AND NOLET. G. 1997. P and S deep velocity structure of the Hellenic area obtained by robust non-linear inversion of travel times, *J. Geophys. Res.* 102, 8349-8367.

THEODULIDIS, N., MARGARIS, B.N., PAPAIOANNOU, CH., AND DIMITRIOU, P. 2000. Prelimirary report on the strong motion as selected sites of the meisoseismal area of NW Attica during the event of 7/9/1999, Technical Report.

TSELENTIS, G-A., AND ZAHRADNIK, J. 2000. Aftershock monitoring of the Athens earthquake of 7 September 1999, *Geophys. Res. Let.* 71, 3, 330-337.

VOULGARIS, N., KASSARAS, I., PAPADIMITRIOU, P., AND DELIBASIS, N. 2000. Preliminary results of the Athens September 7, 1999 aftershock sequence. *Annales Geologiques des Payes Helleniques* 38, 29-40.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/4, 1587-1594, 2001 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/4, 1587-1594, 2001
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

DEFORMATION IN NISYROS VOLCANO (GREECE) USING DIFFERENTIAL RADAR INTERFEROMETRY

IS. PARCHARIDIS[1] & E. LAGIOS[1]

ABSTRACT

Nisyros Volcano located at the southeastern Aegean Sea (Greece) has recently shown (1996-97) a high seismic activity, associated with a significant deformation has determined by DGPS measurements. The determination of the overall deformation of the island was also attempted by Differential Radar Interferometry (DInSAR). The DInSAR analysis has been applied using the ERS-2 satellite data, covering the period 1996-1999. The removal of the interferometric phase related to the topography has been done using an external high resolution DEM. Two areas of the island show a good coherence, the southwestern and the eastern part. Almost two interferometric fringes were respectively recognized and evaluated. These two zones coincide with the main tectonic fractures of the island. The time separation and resolution, which consist important factors, for the extraction of the effective information and the quality of the finally produced differential interferogram, seem however that influence very slight its accuracy. The deformation outlined by the interferogram is compatible with the existing differential GPS observations.

KEY WORDS: Space Application, Differential Interferometry SAR, Volcanic Deformation, Nisyros Island (Greece).

1. INTRODUCTION

Volcano monitoring involves a variety of measurements and observations designed to detect changes at the surface of a volcano that reflect increasing pressure and stresses caused by the movement of magma, or molten rock, within or beneath it. An eruption occurs when magma rises from its source or from a storage reservoir and finally reaches the Earth's surface. As it rises, the magma fractures overlying rocks and parts of the volcano deform as magma is approaching the surface and makes space for itself.

There are three primary sources of crustal deformation at volcanoes: (i) pressure changes in high-level magma storage areas and conduits, (ii) magmatic intrusions and (iii) earthquakes. The most common model to interpret crustal deformation caused by pressure changes in high-level magma chambers is the Mogi model (Mogi 1958). Deformation associated with earthquakes and dike intrusions is not to be calculated using the Mogi model. For such deformation Okada (1985) presented a model, which can easily implemented in a computer.

There is a number of different geodetic techniques to monitor crustal deformation with different results of accuracy, the most important of which are: (i) Levelling, (ii) Tilt, (iii) Electronic Distance Measurements (EDM), (iv) Strain and (v) Global Positioning System (GPS).

In the last decade, Synthetic Aperture Radar (SAR) Interferometry has been proven to be a powerful technique for the generation of Digital Elevation Models and the monitoring of small surface changes on large-scale areas (Zebker and Goldstein 1986). Differential Interferometry (DInSAR) is the most interesting technique of SAR Interferometry in the two-dimensional mapping of deformation with very high accuracy (mm to cm level). The DInSAR technique allows the study of a wide range of surface deformations. Several applications mainly related to natural hazards could be carried out using DInSAR such as:

- Seismic risk and event management (Massonnet et al. 1993; Ponte 1997; Hanssen et al. 1996; Wright et al. 1999; Baer et al. 1999; Tramondo et al. 1999)
- Volcano monitoring (Wadge et al. 1997; Massonnet et al. 1997; Vadon and Sigmudsson 1997; Kobayashi et al. 1999)
- Subsidence risk (Avallone et al., 1999)

1. Space Applications Research Unit in Geosciences, Laboratory of Geophysics, National and Kapodistrian University of Athens, Panepistimiopolis-Ilissia, Athens 157 84 (GR); e-mail: parchar@geol.uoa.gr, lagios@geol.uoa.gr

- Landslides (Fruneau et al. 1996; Redice et al. 2000).

In this paper we present preliminary results, obtained in the framework of Geowarn E.U Project (http:\www.geowarn.com), concerning the application of DInSAR technique to study the deformation at Nisyros volcanic island.

2. INTRODUCTION TO SAR DIFFERENTIAL INTERFEROMETRY

SAR interferometry measures the phase difference between two images of the same area taken on two different satellite passes (Fig. 1). This is generating the difference between the two phase-signals; then the phase-difference of any point on the ground will have a value ranging from 0 to 360. These phase-differences in the interferogram wrap around in cycles of 360 degrees and must be unwrapped to obtain the absolute phase. To successfully operate the interferometric process, a correlation must exist in the surface properties between the two image acquisitions. *Coherence* is a measure of the correlation between the two scenes used for the interferometric computation. This term is affected by the computation parameters, the perpendicular baseline (Bperp) and spatial changes (not displacement) – Fig. 1 -(Capes and Haynes 1996). The interferometric coher-

$$\gamma = \frac{\langle S_1 S_2^* \rangle}{\sqrt{\langle S_1 S_1^* \rangle \langle S_2 S_2^* \rangle}}$$

ence, γ, is defined as the normalized complex cross-correlation of both complex signals S_1 and S_2:

Where <...> means the expectation value and * is the complex conjugation operator. The absolute value of the coherence varies from 0 (low coherence) to 1 (high coherence). The coherence depends on: (i) the baseline,

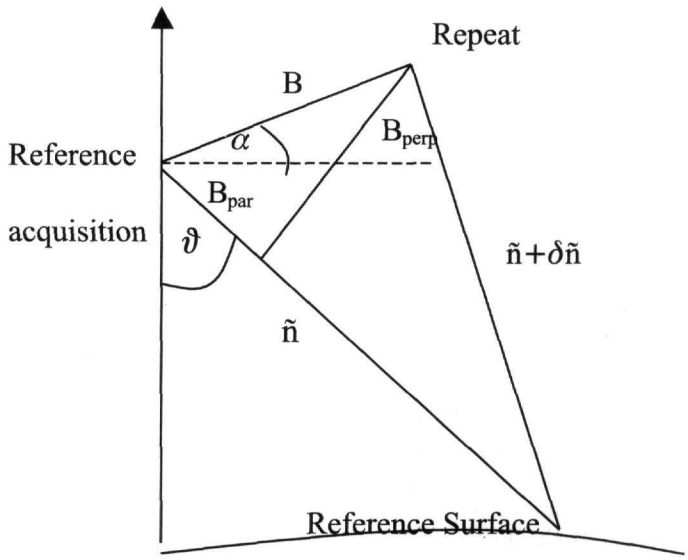


Figure 1. Geometry of the InSAR for a spheroidal Earth with no topography or deformation. B is the baseline length; B_{par} and B_{perp} are the components of the baseline parallel and perpendicular to the line of site, between the reference satellite and the ground (from Price and Sandwell, 1998).

(ii) the Doppler centroid and (iii) the additive noise on either signal or artifacts etc.

SAR interferometry (InSAR) is also used to estimate topographic heights. Differential interferometry (DInSAR) is the method to detect surface displacement events by subtracting a first interferogram representing the topography from a second interferogram representing the topography after the event causing the deformation (e.g. seismic event). Fringes related to common topography cancel each other, while the remaining fringes represent the changes in topography presenting the observed deformation.

The following equation describes the relation between the phase Ψ of the interferogram, the topographical

$$\Psi(P) - \Psi(P_0) = (4\pi/\lambda) \{ \frac{B}{R \cdot \sin\theta} \Delta z + \delta r \}$$

elevation Δz and the surface change δr in the sland range:

Where P is a point and P_0 is a reference point, B is the baseline between the two orbits of the acquisition, R is the slant range to the P, and q is the incidental angle. Generally, the following different methods for differential interferometry are applied:

i. Three-pass Differential Interferometry
ii. Two-pass Differential Interferometry:
iii. Four-pass Differential Interferometry:

For detecting and measuring surface displacements, the following conditions should be considered:

- The SAR scenes should be spatially repeated as closely as possible, temporally and physically.
- The optimum baseline length (across-track separation) should be examined, between the two satellite positions, during the acquisition of the scenes (Zebker et al. 1994). The inaccuracy in the satellite orbit provides the ideal condition in interferometry; there are however limits to the baseline length. For surface changes, the baseline length estimate should be as short as possible (almost 0).
- The terrain changes, between the various satellite passes, should be examined because affect the phase information, such as:
- Systematic phase effects caused by large-scale motion taken place between the acquisitions (e.g. in cases of landslides).
- Phase effects caused by decorrelation of the phase contribution of scatters within the resolution cells, which means that the radar-scattering characteristics, within each pixel, must remain similar in the time between the passes. It is called temporal decorrelation, and it may be caused by rainfall, land use changes etc.
- Atmospheric effects (tropospheric and ionospheric) are another source of systematic error in surface displacement estimates deduced from SAR interferometry (Hansen and Feijt, 1996).

3. GEOLOGICAL SETTING

Nisyros is a strato-volcano at the southeastern end of the Hellenic Volcanic Arc (HVA) (Davis 1968; Di Paola 1974; Papanikolaou & Lekkas, 1990; Vougioukalakis 1993). The HVA is related to the northward subduction of the African Plate beneath the Aegean microplate. Most of the Nisyros Island is made of hyaloclastite, lava flows and breccias, mostly of andesite composition. Pyroclastic deposits and volcanic domes of dacite composition overlay these rocks.

The numerous thermal springs occurring mainly along the northern coasts and the emissions of gasses within the craters of the caldera, are the main volcanic activity of Nisyros during this century. According to Papanikolaou and Lekkas (1991), four main fracture zones dissecting the volcano in triangular segments are identified (see Fig. 1 in Lagios (2000)): (i) Zone F1 with direction NE-SW, (ii) Zone F2 with a direction NE-SW parallel to the previous one, (iii) Zone F3 with a direction NW-SE and (iv) Zone F4 that corresponds to a narrow graben with a direction of NNW-SSE.

In 1996, an earthquake activity started with earthquake magnitudes between M=4 and M=5 and continued up to May 1998. About 30 houses were damaged in Mandraki in July of 1996, due to the reactivation of an older fault, passing through the former little town. The scientific interest, relating to volcano monitoring observational techniques, such as the establishment of a GPS network, remeasured at least once per year (Lagios et al. 1998; Lagios 2000), yielding the deformation at the GPS stations was attracted by this seismic activity. However, the study of ground deformation at a much larger scale is now feasible, through the DInSAR technique, which is the main object of the present paper.

4. METHODOLOGY

Suitable interferometric pairs of SAR images have been selected after searching European's Space Agency FRINGE database to satisfy the technical parameters, such as the baseline and temporal separation. For selecting suitable data the following criteria have been used:

(i) Bp <100 m
(ii) SAR acquisitions of the same season to avoid seasonal land use changes
(iii) Temporal separation including the period 1996 to 1997 (maximum of seismic activity).

Unfortunately only two SLC interferometric pairs were available (Table 1) with the appropriate baseline

length and temporal separation. From these two interferometric pairs only the second one was processed (Fig. 2). After the inspection of the leader file, at the first interferogram, was found that the Cross track Doppler frequency terms were of very high value (a value of 3724.097 Hz for the master scene, rather than a more expected value of 237.996 Hz for the slave scene). Therefore, the only one suitable interferometric pair, which was left for analysis, was the second one (Table 1). The Meteorological conditions for this interferogram (precipitations, moisture of the air, wind) were also appropriate during the day of the acquisition, provided by the Hellenic Meteorological Service. The only technical risk was related to possible inadequate image coherence, mainly due to relatively long temporal separation (1120 days). The ambiguity height, which is the amount of elevation change that produces one topographic fringe (Massonnet and Rabaute 1993), is high in both pairs (Table 1). The higher the ambiguity height value, the lower the sensitivity to topography is.

Interferometric pair	Master orbit	Date	Slave orbit	Date	Elapsed time (days)	Bp	Altitude of Ambiguity
1	10482	22/4/97	20502	23/3/99	700	-9	1046 m
2	5973	11/6/96	22005	6/7/99	1120	44	200 m

Table 1

The two-pass differential interferometry method (or DEM-elimination method) was applied. This method employs two SAR images, producing thus one interferogram. To perform the differential one, another interferogram has to be created or synthesized. The synthesized interferogram is generated from an existing digital elevation model (DEM). The synthesized interferogram is then subtracted from the original interferogram, thereby removing all fringes that relate to ground elevation, leaving only fringes that represent surface displacements. The phase differences that remain as fringes in the differential interferogram are a result of range changes of any displaced point on the ground from one interferogram to the next. In the differential interferogram, each fringe is directly related to the radar wavelength (56 mm for ERS satellites) and represents a displacement relative to the satellite of only half the above wavelength (28 mm).

The main steps of the interferometric processing include:

- External DEM production.
- Coregistration analysis to validate the input master/slave interferometric pair for spatial and spectral overlap.
- Coregister the external DEM to Master at a sub-pixel level accuracy.
- Interferogram generation. Range and azimuth spectral filtering should be applied to reduce the decorrelation of baseline and azimuth spectral shift. Flat Earth phase and optionally topographic phase should also be subtracted.
- Phase-coherence imagery generation for evaluating the quality of interferogram for phase unwrapping and random changes of land surface.
- Interferogram phase unwrap using up-to-date algorithms.

The above processing generates two InSAR geocoded images for the production of a differential interferogram for deformation estimates. The differential interferogram (change map) and the coherence imagery will be analyzed.

5. DATA PROCESSING

The differential interferometric SAR processing and analyses were based on the Atlantis software. At first the DEM of the island was created with a resolution of 4m/pixel by digitizing the contour lines from the topographic 1:5,000 scale map. As a next step, the initial orbit state vectors have been taken from the Delft Institute (NL) for Earth-Oriented Space Research (DEOS) for both scenes. DEOS precise ERS-2 orbits are based on the DGM-E04 gravity field model and the SLR and OPR2 altimeter crossovers and normal points (Scharroo & Visser 1998). In the coregistration step the master (11-6-96) and slave scene (6-7-99) were validated; a coregistration refinement was also performed between the two scenes of bilinear polynomial order, and the orbit/Earth geometric analysis was calculated. The input master scene and the external DEM were coregistered by displayed the external DEM as a simulated SAR image by selecting 39 common control points. The finally obtained RMS of the co-registration was 0.81 in the column direction and 0.88 in the row direction. After the generation of a first (raw) interferogram, the flat Earth phase and topographic phase were subtracted. A phase coherence map was created and the raw interferogram was enhanced.

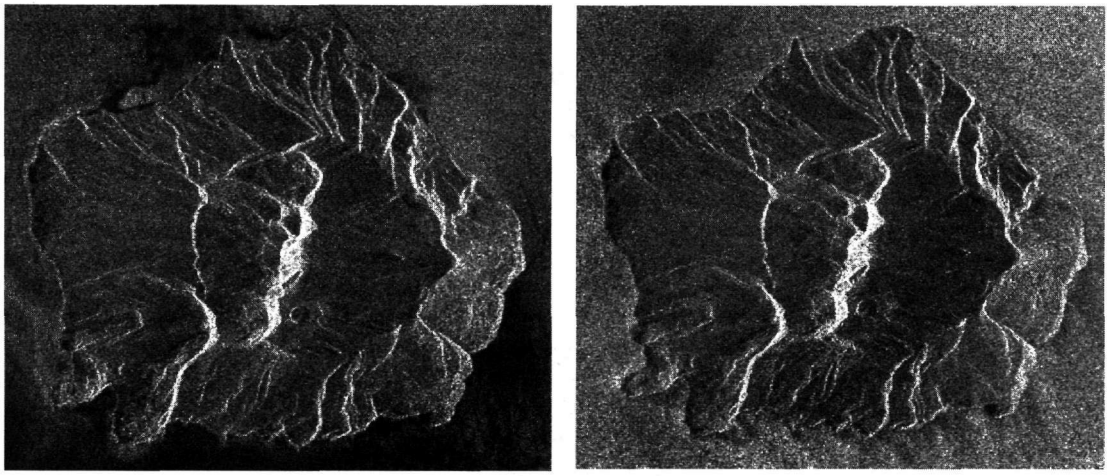


Figure 2. ERS–2 SLC subscenes of Nisyros Island. (a) Master-orbit N^0 5973 date 11-6-1996. (b) Slave-orbit N^0 22005, date 6-7-1999 (azimuth spectral overlap 98%).

Finally, the enhanced interferogram was unwrapped using the Disk Masking algorithm (EVInSAR Manual 1999). This method applies circular or elliptical disks centered on phase residues and pixels of low coherence. A number of unwrapping cycles have been performed, where the disks are enlarged in the first cycle, until no phase unwrapping discontinuity was detected. Furthermore, some unwrapping errors occurring in the low coherence areas were analyzed and repaired. The final differential interferometric image (Fig. 3) was a terrain corrected image and projected in latitude/longitude using the orbit/Earth geometry.

During the processing procedure, the data were checked step by step and the related information, like master and slave images spatial and spectral overlapping, baseline estimation, GCP's and RMS of the co-registration, were recorded in a text file for further elaboration.

6. QUALITATIVE AND QUANTITATIVE RESULTS EVALUATION

Almost 2 fringes in the western part of the island and two fringes in the southwestern part could be recognized in the final interferogram (Fig. 3). Every fringe is visualized as a cycle of gray levels intensities. The rest of the image is covered by "rumor" or fringes related to the topography. Generally, the differential image is highly depended on several factors, and as a consequence, the following should be considered in order to validate the results:

1. The quality of the DEM: A high resolution DEM was used, as described above.
2. The RMS error of the co-registration of the external DEM: A high number of co-registration tie-points have been used with an RMS error less than one pixel.
3. Quality of coherence: The temporal separation between the two acquisitions is relatively high (1120 days), which could favour the temporal decorrelation. It is deduced from the coherence image that the southwestern part of the island shows a fairly good coherence, the eastern part shows a medium coherence, while the coherence is low to very low at the rest of the island. The areas showing good coherence image correspond to Nikia rhyolites, Prophitis Helias dacites and lavas, while coherence is lost in the other rock-cover types, like pyroclastics, pumice etc. Additionally, the typical volcanic landscape of the island forms steep slopes in the caldera area, where the signal is not depicted by the satellite sensor (areas under shadow).
4. Possible atmospheric effects: Regarding effects due to changes in properties of the atmosphere, we can only rely on generalizations; ionospheric anomalies should be of small size and lower tropospheric effects will be related to weather or systematic change in moisture with height. This problem can be resolved by getting weather radar images for the same area, create more than one interferogram and/or obtain geodetic information. According to the Meteo Service, the weather was clear during the acquisition of the acquired scenes.

Regarding the qualitative evaluation of the final product, it represents a relatively homogeneous interferogram with a number of fringe patterns in the areas of actual deformation and noise phase in the other areas. The fringes in the southwestern and eastern part cannot be attributed to topography, because the relief from the coastline to the to edge of the rim is about 600 m, and for this altitude-difference 3 fringes are needed according

to the baseline, instead of the almost 2 presented in the interferogram. On the contrary, at the central southern portion of the area, where the coherence is low, the existing fringes could be attributed to the topography.

The most significant information, which confirms that the fringes are real and related to surface displacement is the existing Differential GPS data resulting from the remeasurement of the GPS network in Nisyros (Lagios et at. 1998). These observations show a relative deformation of 13mm to 37mm (average error estimate of less than 5mm) in the horizontal, and 14(+/-5) mm to 45(+/-10) mm in the vertical direction, during the period June-September 1997, which was even more increased to May 1998 (Lagios 2000).

Regarding the quantitative deformation, which is the estimation of the deformation towards the satellite within a few millimeters (28 mm for each fringe), the following considerations should be taken into account:

1. Large groups of pixels have been moved in different directions (this maintains the back-scattering characteristics of the area).

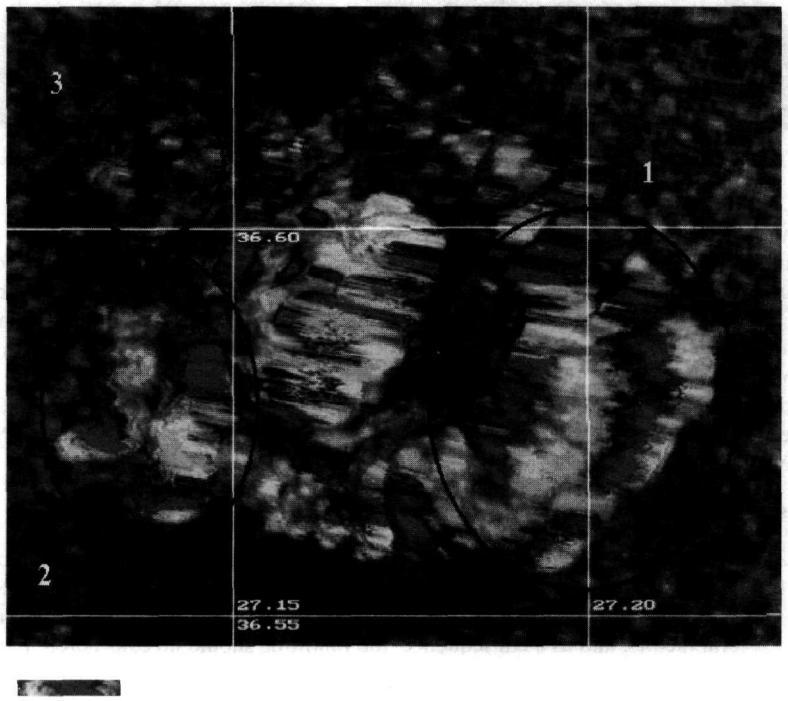


Figure 3. Differential Interferogram image (ERS-2, 11-6-96/6-7-99) of Nisyros Island (Magnitude & Phase). One fringe is visualized as a cycle of gray levels intensities.

2. Distinct fringe patterns are observed in areas of fairly good coherence. The areas 1 and 2 (Fig. 2), included in the black oval lines, correspond to fairly good coherence. The fringes in these areas correspond to surface displacement in the slant range, during the period of the dates of acquisition of the two scenes. In the area 1 (Nikia rhyolites), two non-completed fringes could be recognized, while in area 2 (Prophitis Helias dacites) there are two fringes. The two sites display different pattern of the fringe distribution and phase, which is increasing from the inner part to the outer of the island in both cases. The third oval line (Fig. 2), at the NW part of the island (corresponding to a medium to low coherence), shows one or two fringes. It is located in Mandrakion village, an area where the reactivation of an older known fault caused damages in buildings. There is, however in this case, an uncertainty to accept the marked fringes as actual deformation, due to the low coherence prevailing in that area.

It is very difficult to relate the deformation of the interferogram to vertical or horizontal movements using only the DInSAR data. Geodetic data (DGPS) and geological field observations are generally needed for comparison. After the confirmation of the type of displacement it should then be possible to define the quantity of the deformation. In the eastern part of the island the fringes follow the morphology, while the phase is increasing from the inner part to the outer. In the western part the fringes are less related to the morphology and the

phase is increasing from the inner to the outer part, meaning that in both cases the deformation is higher at the outer part. According to the Mogi's model, this happens in the case of horizontal movement for the first four kilometers in distance from the center of the volcano. Additionally, the eastern block seems to move towards east, and the western one towards southwest. The displacement could be quantified; each fringe represents 28 mm of displacement along the line of sight (the range direction) of the radar beam. The western therefore part would have been displaced about 60 mm, while the eastern part about 50 mm. These figures and the general picture of deformation resulting from the DInSAR analysis seem to be compatible with the DGPS observations (Lagios 2000) already existing in the island.

REFERENCES

AVALLONE, A., ZOLLO, A., BRIOLE, P., DELACOURT, C., BEAUDUCEL, F., 1999. Subsidence of Campi Flegrei (Italy) detecterd by SAR interferometry. *Geophysical Research Letters,* vol.26, No.15, p.2303-2306.

EVInSAR User's Guide 1999. Atlantis Scientific Inc.

BAER, G., SANDWELL D., WILLIAMS S. and BOCK Y. (1999). Coseismic deformation associated with the November 1995, Mw=7.1 Nuweida earthquake, Gulf of Elat (Agaba), detected by DInSAR. *J. Geophys. Res.* 104 (B11), 25221-25232.

CAPES, R. and HAYNES, M., 1996. A guide to SAR interferometry. Nigel Press Associates, Edenbridge, UK.

DAVIS E.N. 1967. Zur Geologie and Petrologie der Inseln Nisyros and Jali (Dodecanes). *Practika Acad. Athens*, 42, 235-252.

DI PAOLA, U., 1974. Volcanology and Petrology of Nisyros island (Dodecanne, Greece). Mem. Inst. Geol. Univ.Padova 7.

FRUNEAU, B., J. ACHACHE, and C. DELACOURT, 1996. Observation and modeling of the Saint-Etienne-de-Tinee landslide using SAR interferometry, *Tectonophysics,* 265 (3-4), 181-190.

HANSEN R. and FEIJT A., 1996. A first quantitative evaluation of atmospheric effects on SAR interferometry. Proceedings of Fringe'96 Workshop on ERS SAR Interferometry, Zurich, 30/9-2/10/96, 277-279.

KOBAYASHI S., FUJII N. & OKUBO S., 1999. Detection of Volcano deformations and co-seismic movements using JERS-1 L-band SAR differential Interferometry: Combination with other geodetic measurements. *Proceedings IGARSS'99*, II, 800-803.

LAGIOS, E., 2000. Intense crustal deformation rates on Nisyros Island (Greece), deduced from GPS studies, may foreshadow a forthcoming volcanic event. *Proc. 2nd Intern. Conf. On Earthquake Hazard and Seismic Risk Reduction,* 249-259.

LAGIOS E., CHAILAS S., GIANNOPOULOS J. & SOTIROPOULOS P., 1998. Surveillance of Nisyros Volcano: Establishment and remeasurement of GPS and Radon Networks. *Bull. Geol. Soc. Greece*, 32/4, 215-227.

MASSONNET, D & RABAUTE, T., 1993. Radar interferometry: Limits and potential, *IEEE Trans. Geosc. And Remote Sensing*, 31, 455-464.

MASSONNET, D., BRIOLE, P. and ARNAUD, A., 1995. Deflation of mount Etna monitored by spaceborne radar interferometry, *Nature*, 375, 567-570.

MASSONNET, D., ROSSI, M., CARMONA, C., ADRAGNA, F., PELTZER, G., FEIGL, K., & RABAUTE, T., 1993. The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry, *Nature*, 364, 138-142.

MOGI, K., 1958. Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surfaces around them. *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, 36, 99-134.

PAPANIKOLAOU, D. and LEKKAS, E., 1990. Geological structure and evolution of the Nisyros Volcano. *Bull. Geol. Soc. Greece*, XXV/1, 405-419.

PELTZER, G. & ROSEN, P. (1995). Surface displacement of the 17 May 1993 Eureka Valley earthquake observed by SAR interferometry, *Science*, 268, 1333-1336.

PONTE S. (1997). ERS Tandem data for earthquake prediction: Preliminary results *Proc. 3rd ERS Symp. On Space at the service of our Environment*, Florence, Italy, 17-21 March 1997, ESA SP-414, 3, 499-506.

PRICE, E. J. and SANDWELL D. T., 1998. Small-scale deformations associated with the June 28, 1992, Landers, California, earthquake mapped by Synthetic Aperture Radar Interferometry phase gradients. *J. Geophys. Res.*, 103, 1-27.

REFICE A., BOVENGA F., WASOWSKI J. AND GUERRIERO (2000). Use of InSAR data for landslide monitoring: A case study from Southern Italy. *Proceedings IGARSS' 2000,* III, 2504-2506.

ROSEN, P., HENSLEY, S. & ZEBKER, H., 1996. Surface deformation and coherence measurements of Kilauea Volcano, Hawaii, from SIR-C radar interferometry, *J. Geophys. Res.* 101(E10), 23, 109-123, 148.

SCHARROO R. & VISSER P.N.A.M., 1998. Precise orbit determination and gravity field improvement for the ERS satellites, J. Geophys. Res., *103, C4, 8113-8127.*

TRAMONDO S., TESAURO M., BRIOLE P., SANSOSTI E., SALVI S., LANARI R., ANZIDEI M., BALDI P., FORNARO G., AVALLONE A., BUONGIORNO M.F., FRANCESCHETTI G. & BOSCHI E., 1999. The September 26, 1997 Colfiorito, Italy, earthquakes: Modeled co-seismic surface displacement from SAR Interferometry and GPS. *Geophys. Res. Lett.* 26(7): 883-886.

VADON, H., AND F. SIGMUNDSSON, 1997. Crustal deformation from 1992 to 1995 at the Mid-Atlantic ridge, southwest Iceland, mapped by satellite radar interferometry, *Science, 275* (5297), 193-197.

VOUGIOUKALAKIS G., 1993. Volcanic stratigraphy and evolution of Nisyros Island. *Bull. Geol. Soc. Greece*, 28/2, 239-258.

WADGE, G., ACHACHE, J., FERRETTI, A., FRANCIS, P.W., MORLEY, J., MULLER, J.P., Murray, J.B., PRATI, C., ROCCA, F., STEVENS, N.F., UPTON, M. & WILLIAMS, C.A., 1997. Volcano monitoring using Interferometric SAR. *Proc. 3rd ERS Symp. On Space at the service of our environment*, Florence, Italy, 17-21 March 1997, ESA SP-414, 3, 469-473.

WRIGHT T.J., PARSONS B.E., JACKSON J.A, HAYNES M., FIELDING E.J., ENGLAND P.C., CLARKE P.J. (1999). Source parameters of the October 1, 1995 Dinar (Turkey) earthquake from SAR interferometry and seismic bodywave modelling, *Earth and Planetary Science Letters*, 172, Issue 1-2, 23-37.

ZEBKER, H.A., & GOLDSTEIN, R.M., 1986. Topographic mapping from interferometric Synthetic Aperture Radar observations, *J. Geophys. Res.*, 91, 4993-4999.

ZEBKER, H.A., ROSEN, P.A., GOLDSTEIN, R.M, GABRIEL, A. and WERNER C.L., 1994. On the derivation of coseismic displacement fields using differential radar interferometry: the Landers earthquake. *J. Geophys. Res.*, 99, p. 19617-19634.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/4, 1595-1600, 2001 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/4, 1595-1600, 2001
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

SEISMIC POTENTIAL OF FAULTS IN THE GRANADA BASIN (BETIC CORDILLERA, SPAIN)

PELAEZ MONTILLA, J.A.[1], SANZ DE GALDEANO, C.[2] AND LΣPEZ CASADO, C.[3]

ABSTRACT

A fault database has been created for the Granada basin (S Spain) concerning seismic potential in this area. The fault lines have been entered as well as their geometry and displacement rate, when known from accumulated displacement. Empirical relationships have been used between the length or surface of the faults and the maximum magnitude that they can generate. No palaeoseismic recurrence intervals are known, nor palaeoseismic estimates for displacements during earthquakes.

KEY WORDS: Seismic potential of faults, Granada basin, Betic Cordillera.

1. INTRODUCTION

The Granada basin is one of the most active seismic zones of the Iberian Peninsula, in terms of both the number and size of earthquakes. Historically, some of the most destructive earthquakes in the Peninsula took place in this region. Therefore, many studies have been made to calculate seismic hazard, making the information in this zone one of the most complete and of the best quality in Spain.

In the present work, a database has been established to indicate the fundamental characteristics of the faults in this region, both geological and in terms of seismic potential. This database is meant to serve future evaluations of seismic hazard, as in other works (*e.g.* WGNCEP, 1996; CDC-DMG, 1996).

2. METHODOLOGY

The study began with the cartography of the set of faults known in the Granada basin, using the geological maps of the region, though the fault lines have in many cases been corrected with our own data. The main information that was added is indicated below.

Fault lines and total length. The location of each fault and their trace on the surface are needed in any evaluation of seismic hazard, as well as in determining different derived geometric parameters, such as the total fault length. Given that generally no other type of reliable information (seismic or palaeoseismic) is available, the total length of the fault determined from its trace is considered the greatest rupture capable of generating the fault. Hence, this value is used to work with relationships between the length of the rupture and the magnitude.

The database was started with a set of 507 faults which are prone to generate earthquakes or potentially active. Their distribution is shown in Figure 1.

Fault depth. In contrast to previous works in which similar efforts were made to study the seismic potential of other areas, and where the lack of information makes it necessary to consider all the faults of equal depth, in the present work, we seek to establish, if not the depth of each fault, at least a minimum value. In order to do so, we used associated seismic data, seismic profiles and known geological data. The obtained estimates may have a significant error.

From this value, together with the length and dip, we estimated a lower limit for the fault-plane surface, which was also used to estimate the maximum magnitude that the fault could generate. The dip used was that detected on the surface, but numerous faults in the Granada basin have listric geometry. This circunstance has been taken into account in some cases.

Slip rate. To calculate this parameter, we considered the displacement, generally vertical, undergone by

1. Department of Physics. High Technical College. University of Jaιn. C/ Virgen de la Cabeza, 2. 23071 - Jaιn (Spain). Email: japelaez@ujaen.es
2. Andalusian Institute of Earth Sciences. CSIC - University of Granada. Faculty of Sciences. Campus de Fuentenueva. 18071 - Granada (Spain). Email: csanz@ugr.es
3. Department of Theoretical and Cosmos Physics. Faculty of Sciences. University of Granada. Campus de Fuentenueva. 18071 - Granada (Spain). Email: clcasado@ugr.es

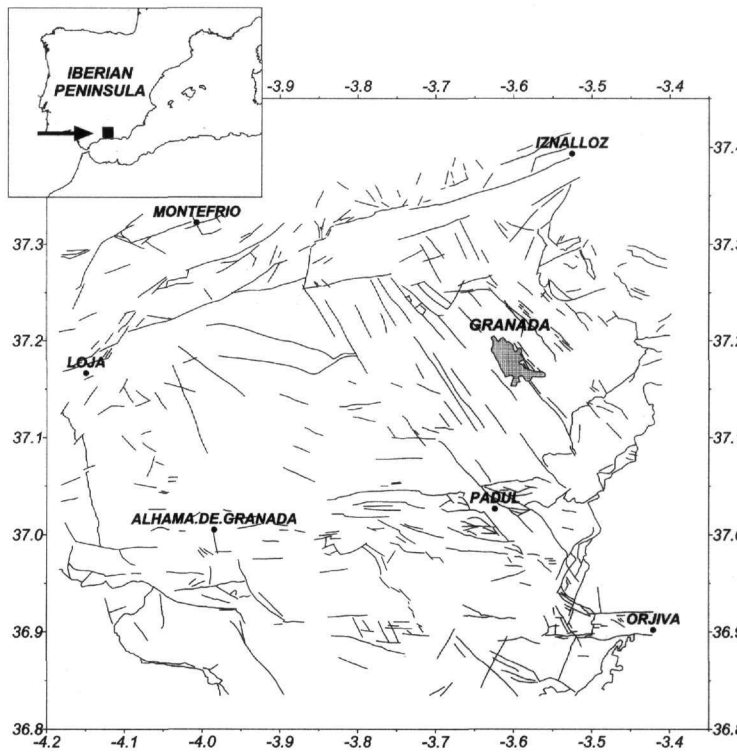


Figure 1. Distribution of the faults in the Granada basin and its surroundings, digitized for this work, which are potentially active.

various reference levels. The most frequently used is that of Tortonian marine calcarenites deposited some 8 Myr and which now reach diverse heights in the basin. The estimate of this motion and the time involved gives average values of the rate of the fault displacement. In some cases, the Pleistocene levels enable the determination of displacement values. In some cases, directly tectonic features (escarpment height) and geomorphological characteristics provide estimates of slip rate of the fault blocks.

Maximum magnitude. To estimate the maximum magnitude that each fault is capable of generating we used different relationships between the maximum magnitude and the length or surface area of the fault. It was also possible to include these in the estimate of the maximum magnitude of the slip rate, as proposed in recent works. In this way, we calculated several values that enable us to verify the consistency of the results.

We estimated the error of the maximum magnitude obtained. For this, given that the parameters appearing in the different lineal relationships proposed are accompanied by their respective variance, simulations were performed using the Monte Carlo method when determining the variance of the estimated result.

The relationships used were: first, that proposed by Wells & Coppersmith (1994) between the moment magnitude (M_w) and the length of the surface rupture (l)

$$M_w = a + b \cdot \log(l) \quad (1)$$

Also, we used the one proposed by these authors between the moment magnitude and the rupture area (A)

$$M_w = a + b \cdot \log(A) \quad (2)$$

This latter relationship is statistically more robust than the former, in the sense that a greater number of earthquakes was used to estimate the parameters and to establish the relationship, and as a result the errors were slightly lower.

Finally, we also used the relation proposed by Anderson *et al.* (1996) between the moment magnitude, the length of the surface slip and the slip rate v of the fault

$$M_w = a + b \cdot \log(l) - c \cdot \log(v) \quad (3)$$

With this relationship, since it includes the fault-slip rate, we attempt to improve the fit between M_W and l, reducing somewhat the maximum magnitude expected for faults with high slip rates.

Return period. It would be desirable to determine the return period for a given magnitude using the palaeoseismic information by studying the displacements detected in the fault and taking into account the epochs on which these occurred, but in this region such information is scant.

To calculate the return period t, we used an approximation based on empirical relationships. The expression used was

$$t = D/v \qquad (4)$$

where v is the slip rate, known for at least the main faults in the region. This is determined from the displacement detected in the fault during a given time interval, although in some cases it is not the current value for this variable. The variable D is the average coseismic slip, which again would be useful to know in the fault from palaeoseismicity (movement that has generated a certain earthquake in the fault). From the definition of seismic moment (M_o)

$$M_o = \mu \cdot A \cdot D \qquad (5)$$

whereμ is the rigidity modulus an A the surface rupture, we can calculate the displacement D that caused an earthquake with seismic moment M_o , or, what is equivalent, we can use the known relationship of Hanks & Kanamori (1979)

$$M_W = \tfrac{2}{3} \log M_o - 10.7 \qquad (6)$$

to calculate the value of D that causes an earthquake of moment magnitude M_W .

With a plot representing for a given fault the logarithm of the return period against the moment magnitude, in all cases we find a straight line with a $^3/_2$ slope (the inverse of the slope in the relationship between M_W and logM_o) and where the ordinate at the origin is a function of the logarithm of the product $A \cdot v$.

The slip rate, although having little influence on the maximum magnitude that a fault may generate, considerably affects the change in the return of a given earthquake, since it will reach before the average coseismic slip.

3. RESULTS: FAULTS WITH THE HIGHEST SEISMIC POTENTIAL AND SLIP RATE

Table 1 shows the potentially most dangerous faults in the Granada basin. For each fault the type is indicated as well as the total length of the surface line(l), depth (d), dip(d), fault-slip rate (v), maximum magnitude capable of being generated together with its variance, period of return (t) calculated/estimated for the magnitudes

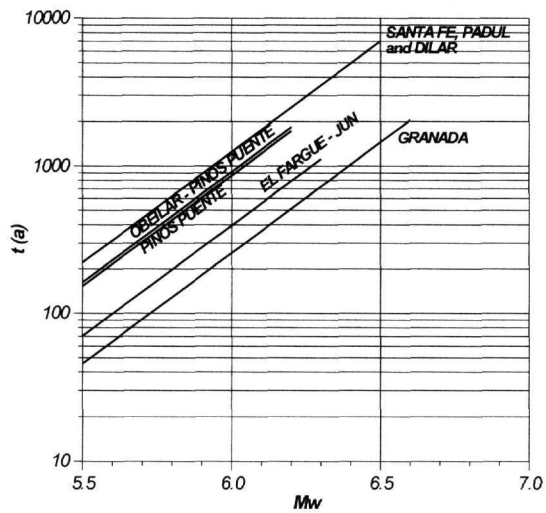


Figure 2. Return period (t) as a function of the moment magnitude (M_W) for the faults in the Granada basin where a smaller value of this variable has been obtained. The curves has been plotted up to the maximum magnitude that the fault is able to produce.

6.0 and 6.5 M_W, and towns near the fault line.

Figure 2 shows the return period as a function of the magnitude for the faults in Table 1, in which a lower value for this variable was found. Because of the lack of data for the slip rate in some faults, the return periods could not be determined in those cases.

According to these results, the maximum magnitude expected is of the order of 6.9 M_S in the case of the fault called Iznalloz, which has a length of about 19 km. Many other faults could also generate magnitudes exceeding 6.0. However, the faults that present higher slip rates are, from north to south, those known as: Obυlar-Pinos Puente, Pinos Puente, El Fargue-Jun, Granada, Belicena-Alhendvn, Dvlar, Padul, Padul-Dïrcal and Lanjarσn.

4. CONCLUSIONS

The present work provides an assessment of different parameters of faults in the Granada basin related to their seismic potential, although this evaluation has certainly some limitations. First, the existing network of faults is not completely known, because there are faults that are not visible on the surface. Nevertheless, we believe that the main faults are included in this work. Another limitation, discussed above, is that in general, we do not know in depth the geometry of the faults, as well as their continuity or variation in dipping. The lack of general palaeoseismic data hampers estimates of the return periods.

Overall, the final results show the average return periods that can be expected in the Granada basin, also indicating the main faults that are currently active. These, from north to south are: Obυlar-Pinos Puente, Pinos Puente, El Fargue-Jun, Granada, Belicena-Alhendvn, Dvlar, Padul, Padul-Dïrcal and Lanjarσn. Many of these faults could conceivably produce earthquakes with magnitudes exceeding 6.0 M_W ($I_{MSK} \approx$ IX), though this is not the expected scenario, as energy is dissipated in earthquakes of lower magnitude, as it appears to happen in the Granada-Sierra Elvira area.

REFERENCES

ANDERSON, J.G., WESNOUSKY, S.G. AND STIRLING, M.W. (1996). Earthquake size as a function of fault slip rate. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, 683-690.

CDC-DMG (California Department of Conservation - Division of Mines and Geology) (1996). *California fault parameters*. CDC-DMG Open-File Report 96-08.

HANKS, T.C. AND KANAMORI, H. (1979). A moment-magnitude scale. *J. Geophys. Research*, 84, 2348-2350.

WELLS, D.L. AND COPPERSMITH, K.J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 974-1002.

WGNCEP (Working Group on Northern California Earthquake Potential) (1996). *Database of potential sources for earthquakes larger than magnitude 6 in northern California*. USGS Open-File Report 96-705.

Table 1. The most important faults in the Granada basin, according to the maximum magnitude that they can generate and to their return period of magnitude 6.0. **l** *is the total longitude,* **d** *the depth,* **δ** *the dip,* **v** *is the slip rate and* **t** *the return period.*

[1] *(sl) – strike-slip, (g) – low angle normal fault, (n) - normal. The first typology is the do-minant.*

[2] *(g) – by geologic data, (sp) – by seismic prospection, (s) - by associated seismicity.*

[3] *Calculated from the vertical displacement observed in the last[‡ Myr].*

[4] *(a) – using the relation* $M_W = M_W(l)$ *of Wells & Coppersmith (1994), (b) – using the relation* $M_W = M_W(l,v)$ *of Anderson* **et al.** *(1996), (c) – using the relation* $M_W = M_W(A)$ *of Wells & Copper-smith (1994). (*) Moving as normal fault.*

[5] *(*)Moving as normal fault.*

Fault name and geometry[1]	Segment endpoint North and South (lon/lat)	*l* (km)	*d* (km)[2]	*δ*	*v* (mm/yr)[3]	Maximum magnitude[4] M_W / δ_{Mw}	*t* (yr)[5] to M_W = 6.0 and 6.5	Nearby towns	Notes
Iznalloz, n - sl	-3.529, 37.389 -3.734, 37.336	19.2	> 10 (g)	60°-90°	0.04 [10 Myr]	6.5,0.7[a] 6.9,0.3[b] > 6.3,0.5[c]	< 4700 < 26000	Iznalloz, Cortijo de Berbe Bajo	This fault was very important during the Miocene. Now its activity is reduced. It is a segment of a bigger fault, associated to the Tiena la Baja fault.
NW border of Sierra Arana, n	-3.528, 37.362 -3.556, 37.307	6.7	> 10 (g)	60°	> 0.12 [5 Myr]	5.9,0.6[a] < 6.3,0.2[b] > 5.8,0.4[c]	< 4000 ∞	Deifontes, Cogollos de la Vega, Iznalloz	Has been very active during the Pliocene-Pleistocene.
Obéilar-Pinos Puente, n - sl	-3.757, 37.270 -3.845, 37.257	7.9	> 10 (sp - g)	60°-90°	0.5 [5 Myr]	6.0,0.6[a] 6.2,0.2[b] > 5.9,0.4[c]	< 910 ∞	Zujaira, Casa Nueva	Deduced by seismic data and also observable in the field. It is active, with a vertical displacement (throw) of approximately 2500 m.
Pinos Puente, n	-3.757, 37.265 -3.689, 37.201	9.4	> 10 (s)	60°	0.4 [5 Myr]	6.1,0.6[a] 6.3,0.2[b] > 6.0,0.4[c]	< 860 ∞	Pinos Puente, Atarfe	This fault has a great seismicity associated with it. Its throw is about 2 km. It present important scarps.
Atarfe, n	-3.744, 37.257 -3.662, 37.193	10.3	> 10 (g - s)	60°	0.15 [5 Myr]	6.2,0.6[a] 6.5,0.2[b] > 6.0,0.4[c]	< 2100 < 12000	Atarfe, Pinos Puente, Caparacena	This fault presents an important scarp and has a lot of associated microseismicity.
El Fargue-Jun, n	-3.632, 37.255 -3.546, 37.179	11.7	> 10 (s)	60°	0.7 [0.4 Myr]	6.3,0.6[a] 6.4,0.2[b] > 6.1,0.4[c]	< 400 ∞	El Fargue, Pulianas, Pulianillas, Peligros	It is active and presents a lot of associated seismicity (serie of June, 4th, 1998).
Santa Fe, n	-3.728, 37.204 -3.647, 37.107	13.0	> 10 (g)	¿60°?	¿0.2? [5 Myr]	6.3,0.6[a] 6.5,0.2[b] > 6.1,0.4[c]	(< 1200) (< 7000)	Santa Fe, Gabia la Grande, Alhendín, Otura	This fault is inferred from its geomorphic features and has associated a noticeable seismicity.
Granada, n	-3.597, 37.188 -3.521, 37.083	16.8	> 10 (s)	60°	0.75 [0.4 Myr]	6.5,0.7[a] 6.6,0.2[b] > 6.3,0.5[c]	< 260 < 1400	Granada, Huétor Vega, Cájar, Monachil	This fault has 300 m of throw and afects the Pleistocene deposits.

Belicena-Alhendín, n	-3.703, 37.188 -3.638, 37.110	10.4	> 5 (ps)	60°	¿0.2? [5 Myr]	6.2,0.6[a] > 5.7,0.4[c]	(< 3100) ∞	Belicena, Gabia la Grande, Alhendín	It is known from seismic data and seems to have associated many earthquakes.
Dílar, n	-3.592, 37.104 -3.533, 37.048	8.3	> 10 (g)	60°	0.16 [5 Myr] > 0.33 [1 Myr]	6.1,0.6[a] 6.3,0.2[b] > 5.9,0.4[c]	< 1200 ∞	Gójar, La Zubia, Dílar	This fault is clearly active.
Padul, n	-3.696, 37.097 -3.576, 37.003	15.2	> 5 (g)	50°-60°	0.16 [5 Myr] 0.35 [1 Myr]	6.4,0.6[a] 6.6,0.2[b] > 5.9,0.4[c]	< 1200 < 6500	Dúrcal, Padul, La Malahá	This fault is spectacular and active. It moves jointly with the Padul-Dúrcal fault.
Padul-Dúrcal, n	-3.638, 37.049 -3.531, 36.977	13.0	> 5 (g)	40°-60°	0.2 [5 Myr] > 0.35 [1 Myr]	6.3,0.6[a] 6.5,0.2[b] > 5.9,0.4[c]	< 1300 < 7100	Nigüelas, Dúrcal, Padul	This fault is spectacular and active. It moves jointly with the Padul fault.
NE of Alcaucín, n - g	-4.062, 36.946 -4.001, 36.918	5.3	> 10 (g)	30°-60°	~ 0.15 [10 Myr]	5.8,0.5[a] 6.1,0.2[b] > 5.8,0.4[c]	< 3300 ∞	Alcaucín	This fault affects the contact of nappes and probably moved during the neotectonic period.
Lanjarón, sl - n	-3.421, 36.921 -3.495, 36.919	6.6	> 10 (g)	90°	> 0.3 [10 Myr]	6.1,0.2[a] > 5.8,0.1[c] 5.9,0.6[a]*	< 1900* ∞ *	Lanjarón	It affected the Upper Miocene deposits and continues eastwards.
Alcaucín, n - sl	-4.101, 36.918 -4.010, 36.864	13.6	> 10 (g)	60°-90°	0.175 [10 Myr]	6.3,0.6[a] 6.6,0.2[b] > 6.1,0.4[c]	< 1500 < 8500	Alcaucín, Canillas de Aceituno, Sedella	It affects the basement and it is not clear if it is active.
Vélez de Benaudalla, n - g	-3.445, 36.898 -3.522, 36.835	14.1	> 3 (g)	< 30°	> 0.15 [10 Myr]	6.4,0.6[a] ~ 6.6,0.2[b] > 5.9,0.4[c]	< 2900 < 17000	Vélez de Benaudalla, Órgiva	It moved during the neotectonic period.
N of Sierra de Lújar, sl - n	-3.422, 36.897 -3.519, 36.894	8.8	> 10 (g)	90°	> 0.15 [10 Myr]	6.2,0.2[a] > 6.0,0.1[c] 6.1,0.6[a]*	< 2800* ∞ *	Ízbor, Órgiva	It affects the Upper Miocene deposits and continues eastwards.
E of Vélez de Benaudalla, n - g	-3.461, 36.883 -3.485, 36.840	10.7	> 3 (g)	< 30°	> 0.15 [10 Myr]	6.2,0.6[a] ~ 6.5,0.2[b] > 5.8,0.4[c]	< 3900 < 22000	Vélez de Benaudalla, Órgiva	It moved during the neotectonic period.
Sedella, n	-4.078, 36.873 -3.978, 36.846	10.8	> 10 (g)	60°-90°	0.175 [10 Myr]	6.2,0.6[a] 6.5,0.2[b] > 6.0,0.4[c]	< 1900 < 11000	Sedella, Archez, Canillas de Aceituno	It affects the basement. It is probably active.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/4, 1601-1609, 2001 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/4, 1601-1609, 2001
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

STRUCTURAL AND NEOTECTONIC FEATURES OF THE PERIADRIATIC DEPRESSION (ALBANIA) DETECTED BY SEISMIC INTERPRETATION

JANI SKRAMI

ABSTRACT

The Periadriatic Depression includes the western Lowland of Albania from Vlora to Ulqini.

The Periadriatic basin, formed after the main folding and thrusting of Ionian zone, is filled with molasse deposits. The molasse formation building this Depression is made up by Middle Miocene up to Pliocene sediments.

The Periadriatic Depression extends on its eastern and southern bordes over folded and thrusted structures of the Ionian and Kruja Zones.

The folding and thrusting of Periadriatic Depression is finally due to the Early Pleistocene compressional phase that is evidenced by some important structural unconformities.

The Periadriatic Depression is built by some linear relatively narrow anticlines, superimposed over thrust or backthrust faults, and wide synclines.

The Mio-Pliocene anticlinal folds generally do not outcrop with all their tectonic elements (flanks,periclines).

The positive structures of western coastal part are well expressed on the relief; so, the anticlines here build hills while the synclines are buried under Holocene plains between them.

The structural and neotectonic features are evidenced in the seismic lines.

1. INTRODUCTION

This paper deals briefly with the contribution of seismic data in evidencing the neotectonic features on Periadriatic Depression.

The author of this paper, working in the framework of his D.Sc.Thesis (in Albanian): **"Neotectonic elements on Periadriatic Depression deduced from seismic data"**, as well as in preparation of the **Neotectonic Map of Albania in scale 1:200 000 (1995)**, sponsored by the Committee of Science and Technology of Albania, has obtained many geological data from the interpretation of seismic lines carried out during the last decade. The exploratoty seismics, discovering the deep structure of Periadriatic Depression, gives us a lot of geological information. The entire morphology of Mio-Pliocene anticlinal and synclinal folds, part of which has been buried under Quaternary deposits, as well as the tectonic faults have become evident by the seismic lines. There have been observed thrust faults which complicate the flanks of anticlinal folds.

In this paper through different examples on seismic lines, we will show the types of logitudional faults, detected in Periadriatic Depression and their origin.

The Mio-Pliocene anticlines in Periadriatic Depression are superimposed over thrust or backthrust faults. Some of these faults represent the "flower" structures of "palm tree" type.

2. GEOLOGICAL SETTING

The Periadriatic Depression includes the western part of the External area of the Alpine folding, that are called the Albanides and represent the geological structures that lie on the territory of Albania. They are located between Hellenides in the South and Dinarides in the North, which together form the Dinaric branch of the Mediterranean Alpine Belt. Albanides are divided in two paleogeographic zones: the Inner Albanides (that consist of Korabi, Mirdita and Krasta-Cukali zones) and the Outer Albanides. The Outer Albanides include the Albanian Sedimentary Basin (Kruja, Ionian and Sazani zone and Periadriatic Depression) with a thickness up to 15 km. (Frasheri A.,1996) (Fig.1)

The Preadriatic basin is located in the western part of Albania, from Vlora to Ulqini, it is formed since Serravalian, subsequently to the main folding and thrusting of Ionian zone and is filled with molasse from Middle Miocene up to the end of Pliocene.

The seismic lines have evidenced that the Miocene molasses transgressively and with strong angular unconformity overly Ionian and Kruja folded structures, mainly along the eastern and southern margins of Periadriatic Depression (Aliaj, 1988,1994; Skrami J.& Aliaj Sh, 1995) (Fig. 3,4,6).

These structural unconformities express the compressive phases that occured during Mio-Pliocene and Plio-Quaternary boundary on Periadriatic Depression. The folding and thrusting of Periadriatic Depression is finally due to the Early Pleistocene compressional phase. As the result of the last tectonic phase, the Quaternary deposits horizontally overly with unconformity the folded Mio-Pliocene structures of the Periadriatic Depression (Skrami J.& Aliaj Sh, 1995).

The Preadriatic Depression is built by some Mio-Pliocene linear relatively narrow anticlines and wide synclines, which from the west to the east are as follows: Povelŋa-Semani anticline (Fig.2,4,10), Karavasta syncline (Fig.2), Panaja-Frakulla-Ardenica-Divjaka-Kryevidhi-Durrλsi anticline line (Fig.2,8,4,5,7,9,3), Myzeqe syncline (Fig.2,4,5,7), Lushnja-Golem-Kavaja anticline line (Fig.2,7), Erzeni i Poshtλm syncline (Fig.2,3), Preza monocline and Tirana syncline (Fig.3).

The Adriatic shoreline obliquely cut the northwestern prolongation of the Mio-Pliocene structures. These structures in the seawaters are buried under the marine Quaternary deposits.

The Mio-Pliocene anticlines are superimposed over thrust or backthrust faults, detected by means of the exploration seismic (Fig.2,3,4,5,7,8,9). Some of these faults represent the "flower" structures of "palm tree" type (Fig.5,7,8) (Aliaj Sh.,1988; Skrami J. & Aliaj Sh.,1995).

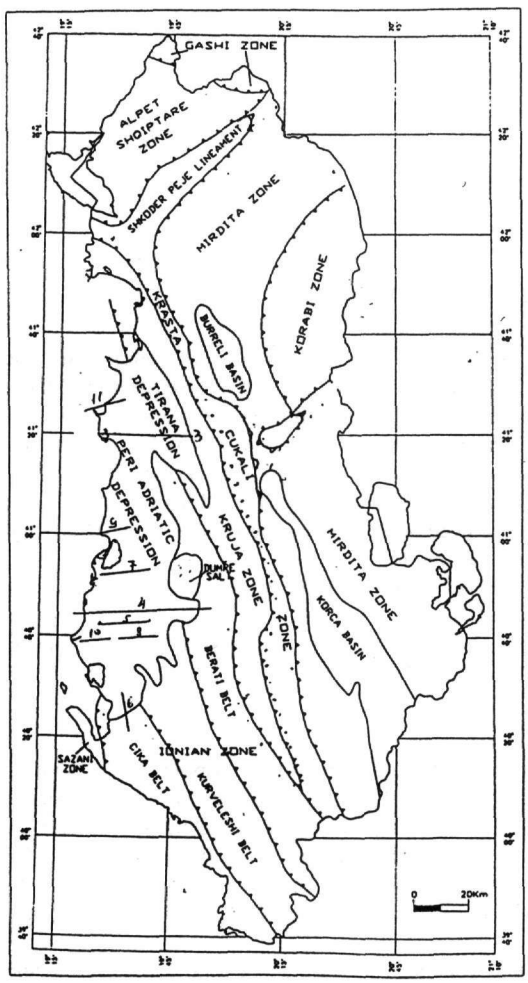


Fig.1. Tectonic map of Albania with the posistions of seismic lines.

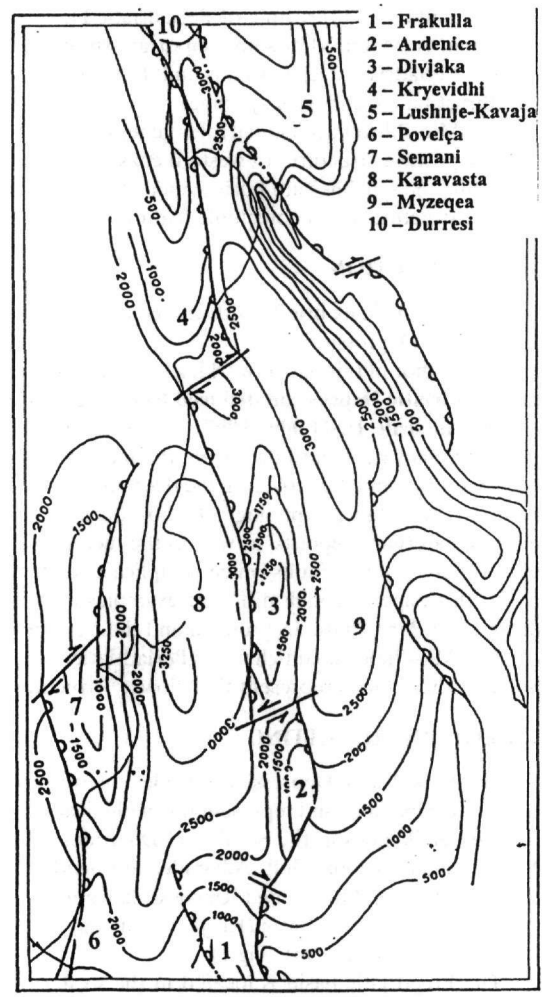


Fig. 2. Structural scheme for the Pliocene base.

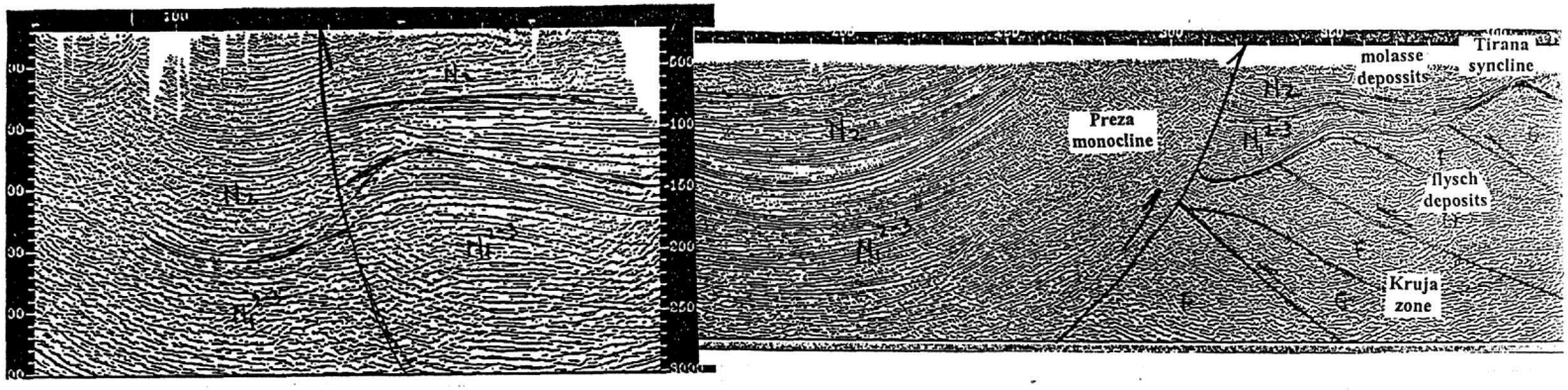


Fig.3 – Seismic line from Durresi to Tirana
The Miocene molasses overlies Ionian and Kruja folded structures with strong angular unconformity and the backthrust fault in Preza monocline are shown.

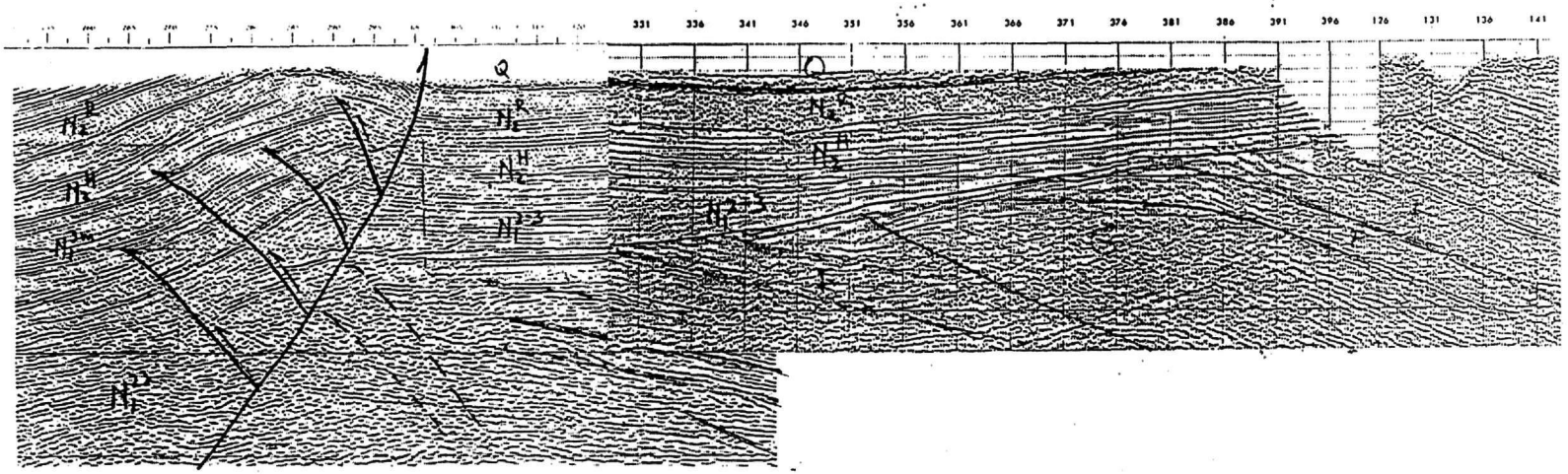


Fig. 5 – Seismic line in Ardenica – Marinza region
The "flower" structure faults of "palm tree" type in Ardenica anticline, the unconformity between Miocene molasses and underlying folded flyschs and carbonatic deposits of Ionian zone andthe slight unconformity between the Pliocene molasse and the Miocene molasses are shown.

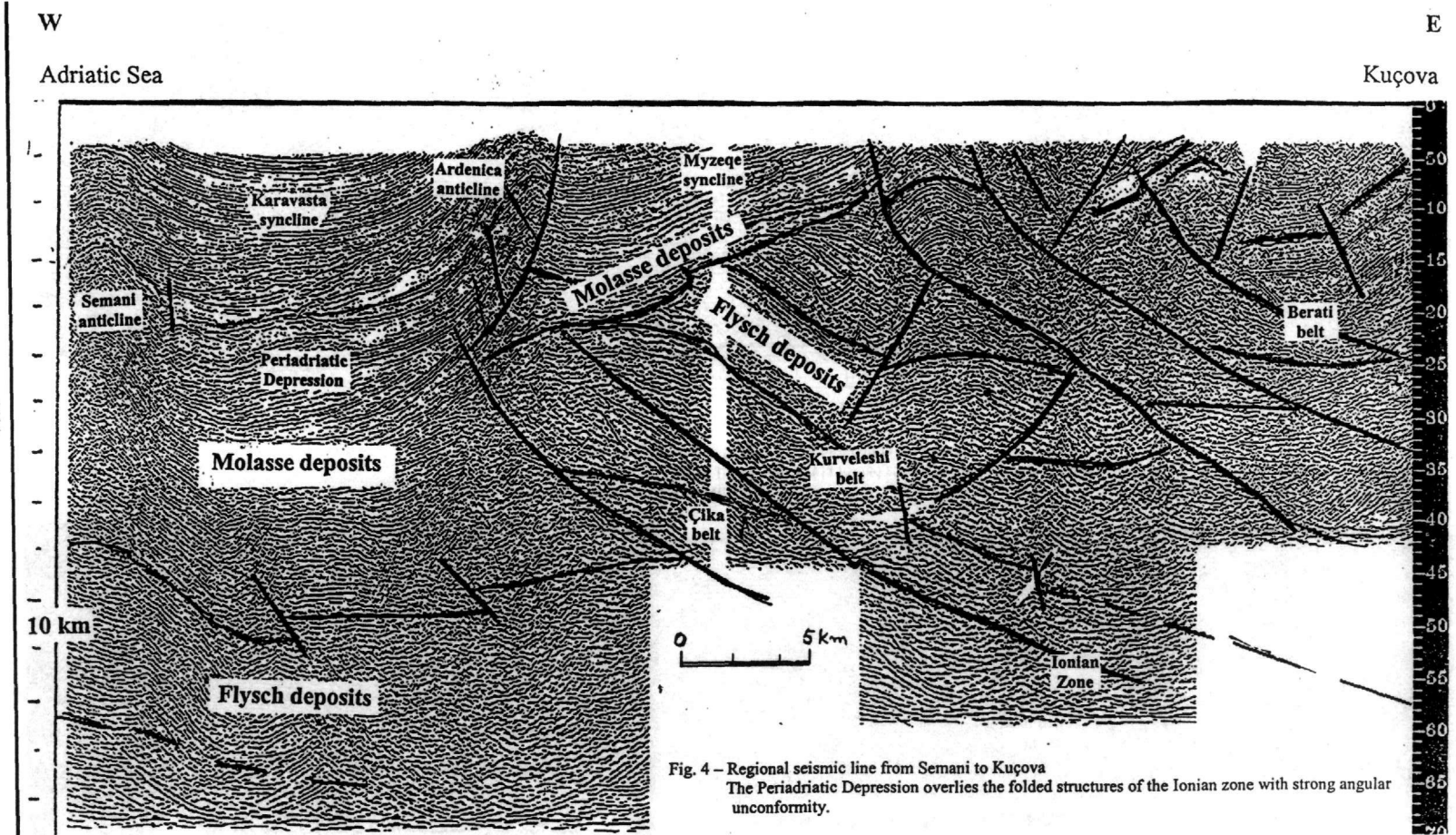


Fig. 4 – Regional seismic line from Semani to Kuçova
The Periadriatic Depression overlies the folded structures of the Ionian zone with strong angular unconformity.

3. THE NEOTECTONIC STRUCTURE ON PERIADRIATIC DEPRESSION

3.1. STRUCTURAL UNCONFORMITIES AND THE COMPRESSIVE PHASES DETERMINED BY THEM

Three main structural unconformities are well evidenced from the seismic data:

a.- The unconformity between the Mio-Pliocene molasses and underlying folded flyschs and carbonatic deposits of Kruja, Ionian and Sazani zones.

The seismic lines of the Eastern and Southern part of the Periadriatic Depression (Tirana, Marinza and Selenica areas) clearly show that the Miocene molasse overlies with strong unconformity and transgressively the folded structures of Ionian and Kruja zones (Skrami J.,1999).

This structural unconformity testifies the pre-Serravalian (pre-molasse) compressional phase that has caused the folding and thrusting of the External Ionian zone.

The Pliocene molasse transgressively overlies and with angular unconformity on the margins of Periadriatic Depression the deposits of Kruja, Ionian and Sazani zone too (Fig. 3,4,5,6).

b.- The unconformity between the Pliocene molasse and the Miocene molasse.

The Pliocene molasse overlies with strong unconformity the Upper Miocene molasse in the eastern flank of Myzeqe and Erzeni i Poshtem synclines. On the seismic lines of Durresi and Preza backthrusts is seen that the Pliocene molasses transgressively overlies with slight unconformity the Upper Miocene molasse (Fig. 3,4,5).

On Povelŋa area this structural unconformity is more evident: in the seismic line the strong angular unconformity between Pliocene and Miocene molasses is very well observed (Fig.4). It is verified from drilling data.

The above-mentioned structural unconformity testify the compressional phase at Miocene-Pliocene boundary, probably at the end of Late Miocene, the first one causing the slight deformation of Miocene molasses in Preadriatic Depression, as well as the folding of Sazani zone.

c.-The unconformity between the Quaternary deposits and the Pliocene molasse.

The Quaternary deposits are widely developed in the Periadriatic Depression they have a maximum thickness of 150-200 m. onshore and are horizontally lying on Mio-Pliocene folded molasses

On the Durresi offshore seismic line it is very well seen that the marine Quaternary deposits horizontally overlie the strongly folded Mio-Pliocene molasses (Fig. 11).

This unconformity testifies the Lower Pleistocene compressional phase, which has caused the final strong deformation of Mio-Pliocene molasses in Preadriatic Depression.

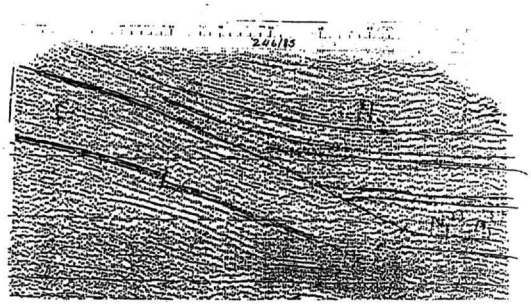


Fig. 6. Seismic line in southern part of Periadriatic Depression the unconformity between Miocene molasses and underlying folded flysch and carbonate deposits of Ionian zone is shown.

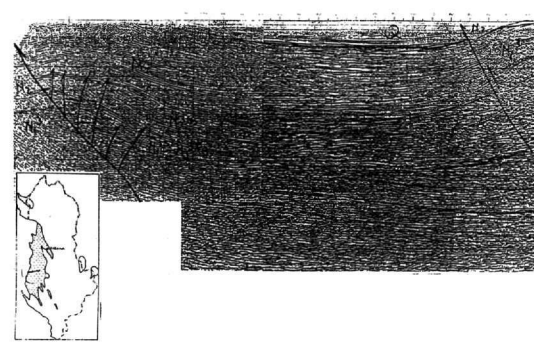


Fig. 7. Seismic line in Divjaka - Lushja region. The "flower" structure faults of "palm tree" type of Divjaka anticline, the thrust fault in Lushnje-Kavaja-Golem anticline line and the slight unconfornity between the Miocene molasse and the flysch deposits of Ionian zone is shown.

Here it is also well observed that the Durresi backthrust cuts even the marine Quaternary deposits, which are deformed in accordance with the underlying top of Mio-Pliocene molasses. These data demonstrate that the compressional deformations are still acting in present days, although not so strongly as before.

3.2. THE FOLDS

The folded structure of the Preadriatic Depression is due to two compressional phases: the one, weakest, at Miocene-Pliocene boundary and the other, the strongest one, in Early Pleistocene.

As the result of the last tectonic phase, the Quaternary (marine or continental) deposits horizontally overlie with unconformity the folded Mio-Pliocene structures of the Preadriatic Depression. The compressional deformations are following up to the presentdays.

The Preadriatic Depression is built by some Mio-Pliocene linear relatively narrow anticlines and wide synclines, which from the west to the east are as follows: Povelŋa-Semani anticline, Karavasta syncline, Panaja-Frakulla-Ardenica-Divjaka-Kryevidhi-Durrλsi anticline line, Myzeqe syncline, Lushnja-Golem-Kavaja anticline line, Erzeni i Poshtλm syncline, Preza monocline and Tirana syncline.

In (Fig.8), there is presented the anticlinal structure of Frakulla situated over a "flower" structure of faults, among which the western overthrust is primary.

In Ardenica anticlinal structure (Fig.5), the primary fault is that which complicates its eastern flank, with a western dip 60^0-70^0. It intersects the whole Pliocene thickness. In the western flank of Ardenica structures there are observed some of small amplitude, with an eastern dip, which intersect only the deposits of Pliocene base and a little bit above it, forming "flower" structure of fault.

The Adriatic shoreline obliquely cut the northern and northwestern prolongation of the Mio-Pliocene structures, which in the seawaters are buried under the marine, Quaternary deposits.

The positive structures of the western coastal part are well expressed on the relief, except the Povelŋa-Semani anticline buried under Quaternary deposits (Fig.4); so, the anticlines build hills, while the synclines are buried under Holocene plains between them.

The Mio-Pliocene anticlines are superimposed over thrust or backthrust faults, detected by means of the exploration seismics. Some of these faults represent the **"flower"** structures of "**palm tree"** type.

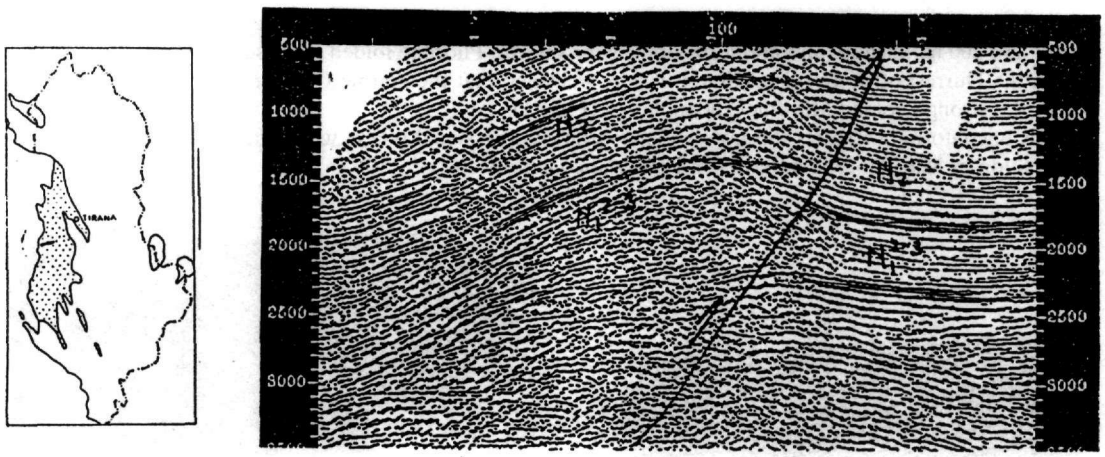


Fig. 9. Seismic line in Kryevidhi region. The backthrust fault in Kryevidhi anticline is shown.

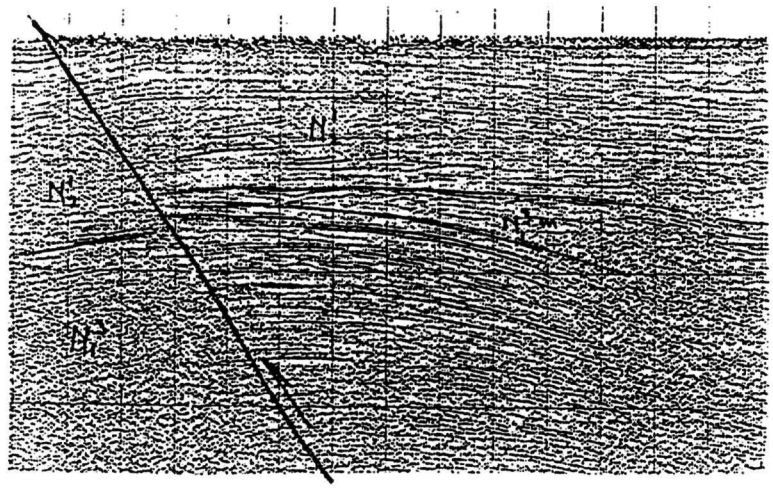


Fig. 10. Seismic line in Poverca region. The uncorformity between the Pliocene molasses is shown.

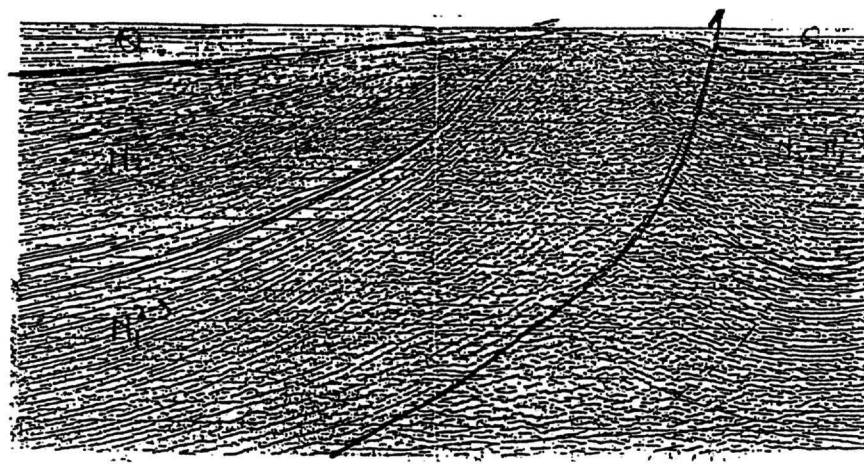


Fig. 11. Seismic line in Durresi offshore. The unconformity between the Quaternary deposits and the Pliocene molasses and the backthrust fault are shown.

3.3. LONGITUDINAL FAULTS

The geological structure of the Periadriatic Depression is well known from the exploration seismics carried out on its territory. The last years the exploratory seismic is also performed by foreign companies in Albanian Adriatic and Ionian offshore.

Geologists on usually do not mark the faults on the geological maps of the Periadriatic Depression, because they are not visible, on the surface. Generally, we must say that almost all the faults on the Periadriatic Depression are detected from the seismic data.

Below, through different examples in seismic lines, in Periadriatic Depression, we will show the main types of longitudinal faults: **thrusts** and **backthrusts,** some of which are the **"flower"** structure faults of "**palm tree**" type.

Along the Panaja-Durrλsi anticline line, over 100-km long, **thrust** and **backthrust** faults are evidenced. "**Flower"** structures of **"palm tree"** type also observed. (Aliaj Sh.1988; Skrami J.et al,1994).

So, in Frakulla, Ardenica and Divjaka anticlines the **"flower"** structure of **"palm tree"** type are observed. As they are very well seen on the seismic line, the "**flower**" structure faults cut all the section of Pliocene molasses

up to the earth surface. The thrusts and backthrusts cut all the thickness of Miocene molasses, while the secondary minor faults cut only partially upper part of Mio-Pliocene molasses, as a rule(Fig.8,5,7). This is a direct testimony for the post-Pliocene timing of the formation of the "flower" structure faults (Skrami J.et al.,1994).

In Frakulla and Divjaka anticlines the main fault is the eastdipping one of **thrust type** (Fig.8,7), whereas in Ardenica and Kryevidhi anticlines, the main fault, a weastdipping one, is of **backthrust type** (Fig.4,5,9)

In Durresi anticline and Preza monocline, in seismic lines, they are not observed the "flower" structures of fault but the **backthrust** fault type (Fig.3)

In seismic lines across the Frakulla-Durres anticline line, it is evidenced a remarkable difference in the thickness of molasses deposits passing from one side to the other of the thrusts or the backthrusts (Skrami J & Aliaj Sh., 1995). Miocene molasses deposits in Myzeqe syncline are around 1500 m. thick, while to the west of Ardenica backthrust they are over 4000 m. thick (Fig.6). Almost the same thickness difference of Miocene molasses is observed in Preza backthrust, passing from Tirana syncline in the east to the Preza monocline to the west (Fig. 3).

The thickness of Pliocene molasses is around 1000 m. in Myzeqe syncline, while it is around 2000 m. in Karavasta syncline, to the west of Ardenica backthrust (Fig.3,4,5,7)

These data demonstrate that the above-mentioned backthrusts (Ardenica and Preza) have functioned as synsedimentary normal faults during the accumulation of Mio-Pliocene molasses (Aliaj Sh, 1988).

In "flower" structures, the main faults (thrust or backthrust ones) cut all the thickness of Mio-Pliocene molasses, even the basement of the molasses depression, while the secondary minor faults only partially cut the upper part of the Mio-Pliocene molasses, not reaching the earth surface, generally.

The above-mentioned data favor the interpretation that the inversion of synsedimentary normal faults into thrusts or backthrusts is due to the post-Pliocene compressional phase. Thrusts or backthrusts are formed depending respectively upon the eastdipping or westdipping planes of pre-existing synsedimentaty normal faults (Skrami J & Aliaj Sh.,1995).

Generally we have to say that, all the faults, observed in the seismic lines on Preadriatic Depression, are active in now-days.

4. CONCLUSIONS

According to the geological interpretation, the seismic data these structural and neotectonic features are evidenced on Periadriatic Depression:

The Periadriatic Depression is located in the western part of the External area of the Alpine folding, is formed since Serravalian, subsequently to the main folding and thrusting of the Ionian zone and is filled with molasse from Middle Miocene up to the end of Pliocene

1- The Periadriatic Depression is built by some Mio-Pliocene wide synclines and linear relatively narrow anticlines, which are superimposed over thrust and backthrust faults, some of them present the "flower" structures of "palm tree" type.
2- The positive structures of the western coastal part are well expressed on the relief, the anticlines build hills, while the synclines are buried under Holocene plains between them.
3- The Mio-Pliocene anticline folds do not outcrop with all their elements whereas the synclinal structures are buried under Quaternary deposits.
   The tectonic faults are especially unobservable by surface geology.
4- Three main structural unconformities and the compressive phases determined by them are evidenced in seismic lines:

a.- The unconformity between the Mio-Pliocene molasses and underlying folded flyschs and carbonatic deposits of Kruja, Ionian and Sazani zones.
   This structural unconformity testifies the pre-Serravalian (pre-molasse) compressional phase that has caused the folding and thrusting of the External Ionian zone.

b.- The unconformity between the Pliocene molasse and the Miocene molasse.
   This structural unconformity testify the compressional phase at Miocene-Pliocene boundary, the first one causing the slight deformation of Miocene molasses in Periadriatic Depression, as well as the folding of Sazani zone.

c.- The unconformity between the Quaternary deposits and the Pliocene molasse.
   This unconformity testifies the Lower Pleistocene compressional phase, which has caused the final strong deformation of Mio-Pliocene molasses in Periadriatic Depression.

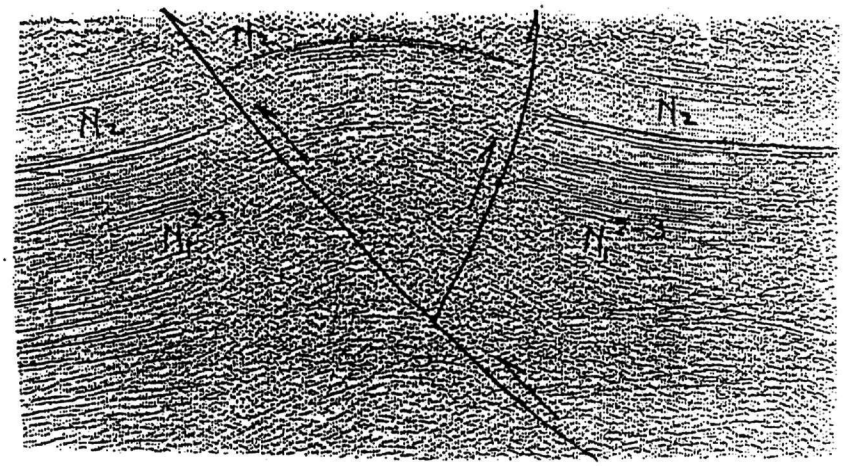


Fig. 8. Seismic line in Frakulla anticline. The 'flower" structure faults of "palm tree" type is shown.

The compressional deformations are following up to the present-days.

5. REFERNCES:

ALIAJ SH. (1988) – Neotectonics and Seismotectonics of Albania. D.Sc. Thesis (in Albanian). Academy of Sciences, Seismological Center, Tirana, Albania.

ALIAJ SH., MELO V., HYSENI A, SKRAMI J, et al,(1992-1995) – The Neotectonic Map of Albania in scale 1:200 000. (in Albanian), Archives of Seismological Institute of Tirana, Albania

ALIAJ SH., MELO V.,HYSENI A, SKRAMI J, et al, (1992-1995) – The Neotectonic Structure of Albania and its evolution". (in Albanian), Archives of Seismological Institute of Tirana, Albania.

BARE V., SKRAMI J., NGRESI V.,ÇOBO L.(1995)-The interpretation of seismic data for external Albanides. Geophysical Symposium Bucharest, Romania, October 1995.

FRASHERI A. (1996) – The sources of geothermal energy in Albania. In First Congress of the Balkan Geophysical Society, September 23-27, 1996, Athens, Greece.

GURI S., J. SKRAMI, LL.DUNI. (1999) - Results of geological and engineering studies on the Quaternary loosedeposits on the western coastal zone (Albania). -in Book of abstracts of Second Balkan geophysical Congress and Exhibition, July 5-9,1999, Istanbul, Turkey.

SKRAMI J., NISHANI P., HYSENI A. (1994) - Some structural features of the Preadriatic Depression in Albania. – Bulletin of the Geological Society of Greece Vol. XXX, No 5, 39-43.

SKRAMI J., ALIAJ SH. (1995) - Faults and structural unconformities revealed by exploratory seismic on Preadriatic Depression. - Symposium "Alpetrol'95, 23-26 November, 1995, Fieri, Albania.

SKRAMI J. (1999) – Neotectonic elements revealed by seismic data on Periadriatic Depression. D. Sc. Thesis (in Albania). Academy of Sciences, Seismological Institute, Tirana, Albania.

SKRAMI J., ALIAJ SH. (1995) – "Thrust and backthrusts on Periadriatic Depression(Albania) deduced from exploratory seismic" – In Carpatho-Balkan Geological Association XV Congress, September, 1995, Athens, Greece.

SKRAMI J., ALIAJ SH. (1995) - Faults and structural unconformity revealed by exploratoryseismic on Preadriatic Depression. - Symposium "Alpetrol'95, 23-26 November, 1995, Fieri, Albania.

SKRAMI J.,GURI S., (1997)- Some trends of the study of Quaternary loose deposits on the Durres-Vlora coastal zone. in Second National Conference for Geohazards and the Environment, Tirana, 17-18 November 1997. Proceedings of the Second National Conference organized by the Albanianm Group of IAEG (Universita degli Studi di Bari), 1999, pg.185-187.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/4, 1611-1617, 2001 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/4, 1611-1617, 2001
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

THE MARKOV MODEL AS A PATTERN FOR EARTHQUAKES RECURRENCE IN SOUTH AMERICA

T.M. TSAPANOS[1]

ABSTRACT

The well known stochastic model of the Markov chains is applied in south America, in order to search for pattern of great earthquakes recurrence. The model defines a process in which successive state occupancies are governed by the transition probabilities pij, of the Markov process and are presented as a transition matrix say P, which has NxN dimensions. We considered as states in the present study the predefined seismic zones of south America. Thus the visits from zone to zone, which is from state to state, carry with them the number of the zone in which they occurred. If these visits are considered to be earthquake occurrences we can inspect their migration between the zones (states) and estimate their genesis in a statistical way, through the transition probabilities. Attention is given in zones where very large earthquakes with Ms≥7.8 have occurred. A pattern is revealed which is suggested migration of these large shocks from south towards north. The use of Monte Carlo simulation verify the defined pattern.

ΣΥΝΟΨΗ

Το στοχαστικό μοντέλο των Μαρκοβιανών αλυσίδων εφαρμόστηκε στη νότια Αμερική με σκοπό την διερεύνηση ύπαρξης πιθανού μοντέλου για την γένεση μεγάλων σεισμών. Το μοντέλο Markov καθορίζει μια διαδικασία όπου οι διαδοχικές καταλήψεις των καταστάσεων εξαρτώνται από τις πιθανότητες μετάβασης pij, του Μαρκοβαινού μοντέλου και παρουσιάζονται σαν πίνακες μετάβασης, π.χ. P, οι οποίοι έχουν NχN διαστάσεις. Στην παρούσα εργασία θεωρήσαμε σαν καταστάσεις τις προκαθορισμένες σεισμικές ζώνες της νότιας Αμερικής. Ετσι οι μεταβάσεις από ζώνη σε ζώνη, δηλ. από κατάσταση σε κατάσταση, μεταφέρει τον αριθμό της ζώνης από τη οποία προήλθε. Αν θεωρήσουμε αυτές τις μεταβάσεις σαν γένεση σεισμού μπορούμε εύκολα να παρακολουθήσουμε την μετανάστευσητων σεισμών μεταξύ των ζωνών και να εκτιμήσουμε την πιθανότητα της γένεσής τους μέσω των πιθανοτήτων μετάβασης. Ιδιαίτερη προσοχή δόθηκε στις ζώνες όπου έχουν συμβεί μεγάλοι σεισμοί με μέγεθος Μσ≥7.8. Βρέθηκε ότι οι σεισμοί αυτοί συμβαίνουν ακολουθώντας ένα χωρικό μοντέλο, δηλ. ξεκινούν από τον νότο με κατεύθυνση το βορρά. Τέλος χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος προσομοίωσης Monte Carlo για να γίνει η αποδοχή του μοντέλου αυτού.

KEY WORDS: Markov model, transition probabilities, south-north migration pattern, south America.

1. INTRODUCTION AND DATA USED

The most common model for earthquake occurrence is the Poisson one which assumes spatial and temporal independence of all earthquakes including great events. For example the occurrence of one earthquake does not affect the likelihood of a similar earthquake at the same location in the next time unit.

Among other models, Markov chain is an alternative probabilistic model of earthquake recurrence, with various applications. The Markov process has a basic property which is the memory of one-step. According to this property the probability of being in some state j at a future time is deduced from the knowledge of the state i at an earlier time t and is independent of the history of the process up to time t (Anagnos and Kiremidjian, 1988). Vere-Jones (1966) and Knopoff (1971) applied the continuous-time and continuous-state Markov process to describe aftershock sequences as well as sequences of main events followed by aftershocks, respectively. Vagliente (1973) proposed a two-state

Markov-chain for earthquake occurrence in specific time interval. Lomnitz-Adler (1983) used a simulation of Markov model to give a simplified representation of the spatial distribution of earthquakes on adjacent faults. In such formulation the energy or stress levels constitute the states of the process. Steps from one state to

1. Aristotle University of Thessaloniki, School of Geology, Geophysical Laboratory, 54006 Thessaloniki, Greece

another imply the occurrence of earthquakes and are described by the transition probabilities (Anagnos and Kiremidjian, 1988).

The time span covered in the present study is 1899-1992. For this purpose a catalogue of events was constructed taking into account the earthquakes listed in the catalogues of: a)Gutenberg and Richter (1954), b) Rothe (1969) and c) the ISC bulletins from 1964 up to 1992. This catalogue is improved considering the magnitudes given by Pacheco and Sykes (1992). The present study is restricted to strong ($M \geq 6.5$) and shallow ($h \geq 60$ km) earthquakes. Often such earthquakes are responsible for heavy damages and casualties.

In the present study a methodological proposal is made in order to observe the spatial distribution of the earthquakes in south America, searching in this way for a pattern for shocks recurrence. The pattern can easily revealed following the transition probabilities obtained through the Markov process.

2. METHOD APPLIED

Markov models are useful in describing a unique type of dependence in a sequence of events. For these models a state space $E=\{1,2,3,...,N\}$ is defined such that the state may corresponds to various quantities. This process $\{X(t), t>0\}$ describes the visits to these states which is the Markov-chains process. Anything can be considered as a state in the Markov model, i.e. stress or energy release levels or magnitudes of earthquakes, etc. In the present work as states are defined the seismic zones in which the investigated area is divided, following a modified version of Papadimitriou (1993) zonation, and is coincided with the zones defined by Galanis (2001). The zones which are considered are six. So we have 6 states.

Let pij be the probability that Markov process, which entered state i on its last transition, will enter state j on the nest transition and is computed by the maximum likelihood estimators. The transition probabilities which completely determine the Markov process must satisfy the following properties:

$$p_{ij} \geq 0 \qquad i = 1,2,3,...N \qquad j = 1,2,3,...N \tag{1}$$

and

$$\sum_{j=1}^{N} p_{ij} = 1 \tag{2}$$

where N is the total number of states in a system.

Whenever the process enters a state i the likelihood that it will go to state j in the next step is determined by the transition probability pij, which can be estimated by:

$$p_{ij} = \frac{n_{ij}}{n_i} \tag{3}$$

where nij is the observed number of the transitions from state i to state j and nI is the observed number of transitions from state i to all possible states.

The frequency of visits in every state and the transition probabilities between the states can be expressed through the transition probability matrix. A frame work of a transition matrix (2x@) is presented below:

	state 1	state 2	row total
state 1	n_{11} p_{11}	n_{12} p_{12}	n_1
state 2	n_{21} p_{21}	n_{22} p_{22}	n_2

In this matrix, the frequency of transitions in every state and the transition probabilities between the states, are demonstrated. Symbols $n_{11},...,n_{22}$ denotes frequency of visits in every state, while $p_{11},...,p_{22}$ are the corresponding transition probabilities of visits from state i to state j and n_1 and n_2 represent the total number of visits in every row.

3. APPLICATION OF THE MODEL: A PATTERN FOR THE SPATIAL DISTRIBUTION OF THE EARTHQUAKES

The area of south America is one of the most seismically active regions of the world. It is bounded between the latitudes 47°S-0° and longitudes 85o-65oW. The spatial distribution of earthquakes in the examined area and the number of each zone (state) is depicted in Figure (1). The whole are has experienced severe and catastrophic earthquakes (M≥7.8).Six of them (with M≥7.8) occurred in the present century. Temporally they occurred in 1906 with M-8.0, in 1922 with M=8.1, in 1942 with M-8.0 and the largest of the present century in 1960 with M=8.5. two events equal to 7.8 occurred in 1906 and 1985. The places (zones-states) of their occurrence are illustrated in Figure (2).

The assumption made is that, if every one of the examined zones is considered to be a state in the Markov-process, then every shock which occurs in each one of them will be characterized by the number of the zone. Then we can check the spatial occurrence of strong earthquakes in a quantitative way because the visits (which are considered as occurrence of earthquakes) from on state to another can be expressed through the transition probabilities. The frequency of visits in every zone and the transition probabilities are presented in Table (1).

Table 1. Frequency of visits (earthquake occurrence) and the transition probabilities (in parenthesis) of strong earthquakes (M≥6.5) occurrence in the zones of south America. The probability estimators are multiplied by 100.

	1	2	3	4	5	6	row total
1	1(7.1)	1(7.1)	2(14.3)	4(28.6)	4(28.6)	2(14.3)	14
2	1(10.0)	1(10.0)	1(10.0)	3(30.0)	3(30.0)	1(10.0)	10
3	4(22.2)	1(5.5)	3(16.7)	3(16.7)	3(16.7)	4(22.2)	18
4	3(15.0)	3(15.0)	7(35.0)	2(10.0)	2(10.0)	3(15.0)	20
5	2(12.5)		3(18.8)	4(25.0)	3(18.8)	4(25.0)	16
6	3(16.7)	4(22.2)	2(11.1)	2(11.1)	2(11.1)	5(27.8)	18

A careful look in Table (1) shows that zones 1,2,3 have high transition probabilities for a north-south migration of earthquakes with M≥6.5. This is in accordance to Kelleher's (1972) observations, who suggested a north-south migration in the same area. On the other hand zones 4,5,6 demonstrate a tendency for a south-north migration. More clear observations are illustrated when we consider only large (M≥7.0) earthquakes. In Table(2) we tabulated the frequency of visits, as well as the transition probabilities in every zone.

Table 2. Frequency of visits (earthquake occurrence) and the transition probabilities (in parenthesis) of large earthquakes (M≥7.0) occurrence in the zones of south America. The probability estimators are multiplied by 100.

	1	2	3	4	5	6	row total
1			1(20.0)	2(40.0)	1(20.0)	1(20.0)	5
2		1(16.7)		2(33.3)	3(50.0)		6
3	1(12.5)		1(12.5)	2(25.0)	1(12.5)	3(37.5)	8
4	1(7.1)	2(14.3)	4(28.6)	2(14.3)	2(14.3)	3(21.4)	14
5			2(25.0)	3(37.5)	2(25.0)	1(12.5)	8
6	3(23.1)	4(30.7)	1(7.7)	1(7.7)	2(15.4)	2(15.4)	13

We can conclude from Table (2) that zone 1 (state 1) is most likely to move into zone 4, while zone 2 shows a preference to visit zone 5. High transition probabilities are observed of the order of 40.0% and 50.0%, respectively. High (37.5%) transition probability is shown when zone 3 moved to zone 6. Also probabilities less than 40% but still higher than others in the row are observed for the zones 4, 5 and 6. A transition probability (28.6%), which is distinguished from the other ones, is demonstrated when zone 4 visits zone 3. Steps of zone 5 to zone 4 and of zone 6 to zone 2 are observed with high transition probabilities, which are 37.5% and 30.7%, respectively. It is important that one and only one distinguish transition probability value corresponds to a particular visit, for earthquakes with M≥7.0.

We remind that, we seek for a pattern of spatial distribution of large (M≥7.0) and very large (M≥7.8) earthquakes in the area. The number of shocks having magnitudes M≥7.8 is very limited for a Markov process modeling. However, we can assume that the conclusions derived for earthquakes with M≥7.0 are valid and for the largest

events (M≥7.8) as well. We also observed that the total number of the steps (visits) in Table (2) is not large enough, 54 transitions are counted.

For these reasons the Monte Carlo simulation technique is applied. The essence of the Monte Carlo approach is very straightforward. Since the seismic source model describes as completely as possible, both spatially and temporally, the way in which earthquakes occur in a region, it is a fairly straightforward matter to use the model to generate synthetic i.e. random Markov's chains trajectory, using the matrix of probabilities which we have here obtained as an estimate from the real data. Although this is not a new method, it is very useful in cases where the number of the data are poor. A sample with length of 10000 trials (the trial includes 54 time steps) is considered for obtaining the synthetic transition matrix of the Markov model for the 54 earthquakes tabulated with magnitudes M≥7.0.

Table (3) is a synthetic matrix which presents the estimations through Monte Carlo realizations of the Markov chain. This is the mean matrix of transition probabilities for 10000 trials. Every cell in this matrix contains a reliable estimates of the probability of transition.

Table 3. A synthetic matrix (10000 steps) of transition probabilities for occurrence of earthquakes with M≥7.0 in the zones of south America. The probability estimators are presented.

	1	2	3	4	5	6
1			0.1993	0.3992	0.2045	0.1970
2		0.1407		0.3389	0.5204	
3	0.1277		0.1154	0.2497	0.1249	0.3824
4	0.0723	0.1441	0.2893	0.1334	0.1441	0.2166
5			0.2589	0.3834	0.2303	0.1273
6	0.2330	0.3164	0.0755	0.0776	0.1556	0.1419

The synthetic outputs from Table (3) is in very good agreement with the obtained results from Table (2). They indicated that the transition probabilities adopted for large earthquakes with magnitude M≥7.0 are valid and there is no dependence on the number of the steps, given that small number of steps are revealed in Table (2).

Now taking into account the transition probabilities of Table (2) and the occurrence of very large shocks with M≥7.8 (Fig. 2) in the six zones some interesting results can be derived. An earthquake with M=8.0 occurred in 1906 in zone 5 (state 5, 33oS-72oW). According to Tables (2) the highest transition probability of 37.5%, indicates a step towards zone 4 (state 4). The next earthquakes occurred in 1922 in zone 4 (state 4, 28.5oS-71.5oW) and it is in accord to the probability of transition which appeared in Table (2). Visit from zone 4 (state 4) to zone 3 (state 3) shows transition probability of 28.6%, and this comes true with the earthquake of M=8.0 followed in 1942 in zone 3 (state 3, 14.5oS-74.8oW). We believe that, at this time, the pattern stopped going northwards. Both picks of high probability 37.5% and 25.0% (Table 2) in the row, indicated a southwards migration. Zone 3 (state 3) is most likely to move in zone 6 (state 6), with transitions probability of 37.5%, where the earthquake of 1960 with M=8.5 (38.1oS-73.3oW) occurred. According to the transition probability 30.7% derived from Table (2) we expected the next earthquake occurrence in zone 2 (state 2), where in 1966 an earthquake with magnitude M=7.8 (10.9oS-78.8oW) occurred. The trend of the pattern for northwards continuation is again terminated. From zone 2 (state 2) there are high probability 50.0% (Table 2) for visiting zone 5 (state 5). We believe that the pattern for a south-north migration of earthquakes occurrence began again with the genesis of earthquake in 1985 with M=7.8 in zone 5 (state 5, 33.1oS-71.9oW) which is in accord to the obtained transition probability. Also Comte et. al. (1986) estimated the associated rupture lengths of older events and concluded that the nearly constant repeat time for this zone is 83+7 years. Since the earthquake of 1906 the years (79) that passed for the generation of the earthquake of 1985 are into the interval of the repeat time given by the last referred authors.

A test is made in order to check the validity of the results. The Markov process is applied in the data covered the period 1961-1992; these are the events which occurred after the 1960 earthquake in zone 6. The data set includes events with magnitude M≥6.5. There is a transition probability of 66.7% that zone 6 will move to zone 2. Then zone 2 with a transition probability of 50.0% steps towards zone 5. These agree with the pattern estimated for the whole time period, as well.

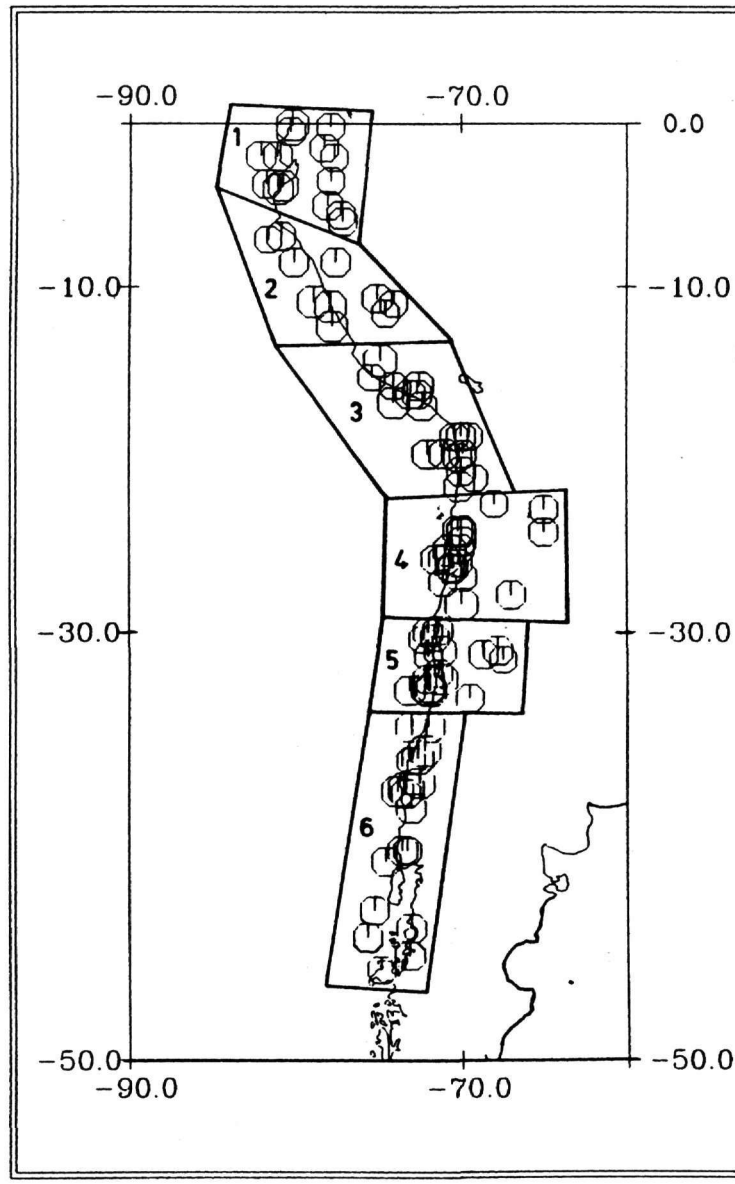


Fig. 1. Spatial distribution of the epicenters of the earthquakes used in the present study. The division of the examined area into six zones (states) is also depicted

4. RESULTS AND CONCLUSIONS

A methodological proposal is presented in order to search for a spatial pattern of the earthquakes occurrence in South America. The Markov process is applied for this purpose and we define as states the six predetermined zones in which South America is divided. The assumption is that if every one of these zones is a state in the Markov process, then every shock which occurs in each one of them will be characterized by the number of the zone. The found pattern suggests a migration of the large ($M \geq 7.0$) earthquakes in a south-north direction. Because the number of the visits (steps) between the zones (states) are small (54) for these large earthquake

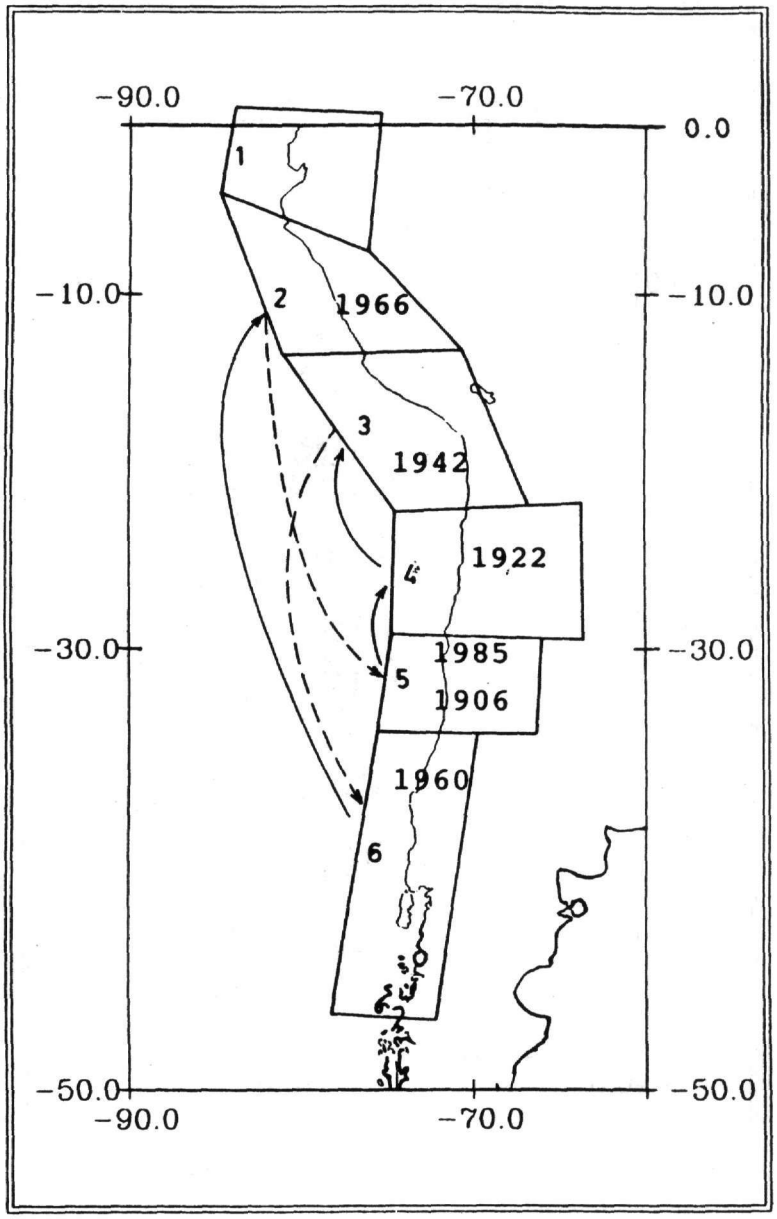


Fig. 2. Sketch of the pattern found for the large earthquakes in south America. Solid arrows illustrate the south-north direction of the pattern, while the dashed arrows show the restarting zone of the pattern. The years in which the large earthquakes occurred are depicted in the corresponding zones.

magnitudes, the efficient Monte Carlo technique is adopted, in order to check the validity of the obtained results. A set of synthetic trials is applied, consisting of 10000 steps, respectively. Comparisons between the real and the synthetic outputs manifested that the obtained transition probabilities are valid and the pattern holds for earthquakes with M≥7.0. The obtained results are in good agreement with the observations made for the six earthquakes with M≥7.8 which occurred in the whole area during the present century. The last of these earth-

quakes occurred in 1985 (M=7.8) in zone 5 (state 5) and according the pattern there is a probability that the next shock with M≥7.8 will occur in zone 4 (state 4) where the earthquake of 1922 with M=8.1 generated. According Kelleher (1972) parts of this zone are probably under considerable tectonic strain, so the region should be considered an area of relatively high seismic risk. The conditional probabilities for this region, assuming a cycle of 104 years for the recurrence of the earthquake of 1922, was found to be ranged between 21%-24% (Nishenko, 1985). The same author suggested that the event of 1922 is typical for the region and 600 to 1100 cm is a reliable estimate of the displacement, while the corresponding repeat times range from 74 to 135 years for an average of 104 years. According to the bulletins of USGS/NEIC an earthquake of MW=8.0 occurred in this zone (23.34oS-70.29oW, focal depth 45 km) on July 30, 1995. As it was referred three people were killed and 630 homeless. The temporal difference from the event of 1922 is 74 years which is the lowest value of repeat time interval which is suggested by Nishenko (1985). This could be considered as good test for the pattern's existence and it is obvious that the pattern "works", because the transition probability of Table (2) which is 37.5%, suggested for a move from zone 5 to zone 4. The expected place in which the next earthquake (M≥7.8) will occur is most probably zone 3. Kelleher (1972) defined in this zone, a gap south of Lima (about 12.5°-14.5° S) which should be considered a region of relatively high earthquake risk, emphasized that no time estimate can be made for the occurrence of future major earthquake. Based on the first successful "work" of the defined pattern and in accordance with it we conclude that there is a reliable probability that the next earthquake with M≥7.8 will probably strike zone 3. The estimated transition probability (28.6%) derived from the Table (2) strongly support this conclusion. In view of the public importance of this statement it should be mentioned that, of course, this estimate ignores the time parameter, which is needed for a most reliable earthquake prediction.

REFERENCES

ANAGNOS, T. and KIREMITZIAN, A.S. (1988). A review of earthquake occurrence models for seismic analysis, Probabilistic Engin. Mechanics, 3, 3-11.

GALANIS, O.CH. (2001). Probabilistic estimation of seismicity of the regions of Mexiko, central and south America using the Bayes statistics, Msc Dissertation (in Greek), Univ. of Thessaloniki, 97pp.

GUTENBERG, B. and RICHTER, C.F. (1954). Seismicity of the Earth and associated phenomena, Princeton Univ. Press, Princeton N.Y., 310pp.

COMTE, D., EISENBERG, A., LORCA, E., PARDO, M., PONCE, L., SARAGONI, R., SINGH, S.K. and SUAREZ, G. (1986). The 1985 central Chile earthquake: a repeat of previous great earthquakes in the region? Science, 233, 449-452.

KELLEHER, J.A. (1972). Rupture zones of large South American earthquakes and some predictions, J. Geophys. Res., 77, 2087-2103.

KNOPOFF, L. (1971). A stochastic model for the occurrence of main sequence earthquakes, Rev. Geoph. Space Phys., 9, 175-1988.

LOMNITZ-ADLER, J. (1983). A statistical model of the earthquake process, Bull. Seismol. Soc. Am., 73, 853-862.

NISHENKP, S.P. (1985). Seismic potential for large and great interplate earthquakes along the Chilean and southern Peruvian margins of South America: A quantitative reappraisal, J. Geophys. Res., 90, 3589-3615.

PACHECO, J.F. and SYKES, L.R. (1992). Seismic moment catalog of large shallow earthquakes, 1900 to 1989, Bull. Seism. Soc. Am., 82, 1306-1349.

PAPADIMITRIOU, E.E. (1993). Long-term earthquakes prediction along the western coast of south and central America based on a time predictable model, Pageoph, 140, 301-316.

ROTHE, J.P. (1969). The seismicity of the Earth 1953-1965, Paris, UNESCO, 336 pp.

VAGLIENTE, V.N. (1973). Forecasting risk inherent in earthquake resistant design, Technical rep. 174, Depart. of Civil Engin., Stanford Univ., Stanford, CA.

VERE-JONES, D. (1966). A Markov model for aftershock occurrence, Pageoph, 64, 31-42.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/4, 1619-1625, 2001 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/4, 1619-1625, 2001
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

BAYESIAN PROBABILITIES FOR OCCURRENCE OF LARGE EARTHQUAKES IN THE SEISMOGENIC SOURCES OF JAPAN AND PHILLIPINE DURING THE PERIOD 1998-2017

T.M. TSAPANOS[1], O.CH. GALANIS[1], S.D. MAVRIDOU[1], AND M.P. HELMI[1]

ABSTRACT

The Bayesian statistics is adopted in 11 seismic sources of Japan and 14 of Philippine in order to estimate the probabilities of occurrence of large future earthquakes, assuming that earthquakes occurrence follows the Poisson distribution. The Bayesian approach applied represents the probability that a certain cut-off magnitude (or larger) will exceed in a given time interval of 20 years, that is 1998-2017. This cut-off magnitude is chosen the one with M=7.0 or greater. In this case we can consider these obtained probabilities as a seismic hazard presentation. More over curves are produced which present the fluctuation of the seismic hazard between these seismic sources. These graphs of varying probability are useful either for engineering or other practical purposes.

ΣΥΝΟΨΗ

Στην μελέτη αυτή γίνεται χρήση της στατιστικής Bayes με σκοπό την εκτίμηση των πιθανοτήτων γένεσης μελλοντικών μεγάλων σεισμών, υιοθετώντας την υπόθεση ότι οι σεισμοί ακολουθούν κατανομή Poisson. Η μέθοδος που χρησιμοποιείται εκτιμά την πιθανότητα υπέρβασης σεισμών με καθορισμένο κατώφλι μεγέθους σε χρονικό διάστημα 20 ετών, δηλ. 1998-2017. Αυτό το κατώφλι επιλέγει να είναι το μέγεθος μεγαλύτερο ή ίσο του M=7.0. Οι πιθανότητες που εκτιμήθηκαν με τον τρόπο αυτό μπορεί να θεωρηθούν ότι παρουσιάζουν την σεισμικότητα. Στην συνέχεια με τα αποτελέσματα αυτά χαράσσονται γραμμές (καμπύλες) που παρουσιάζουν την διακύμανση της σεισμικότητας μεταξύ των σεισμογενών πηγών των περιοχών της Ιαπωνίας και των Φιλιππίνων. Οι γραφικές αυτές παραστάσεις, όπου εμφανίζεται η μεταβαλλόμενη σεισμικότητα είναι πολλαπλά χρήσιμες τόσο για θεωρητικούς όσο και για πρακτικούς σκοπούς.

KEY WORDS: Bayesian probability, occurrence of earthquakes, seismic hazard curves, Japan, Phillipine.

INTRODUCTION AND DATA USED

Assuming the Poisson model Benjamin (1968) was the first who dealing with Baysian distribution for investigating the problem of earthquake occurrence. Mortgat and Shah (1979) presented a Bayesian model, for seismic hazard mapping, taking into account the geometry of the faults in the investigated area. Later Campbell (1982; 1983) suggested a Bayesian extreme value distribution of earthquake occurrence to asses the seismic hazard along San Jacinto fault. A probabilistic prediction of strong earthquakes in the main fracture zones of Greece is suggested by Stavrakakis and Tselentis (1987). They presented a seismic hazard curve which depicted the expected year of earthquake occurrence with $M_L \geq 5.5$ in the main fracture zones of Greece. The assessment of earthquake hazard parameters in Greece was presented by Papadopoulos and Kijko (1991), while recently Tsapanos (2000)estimated the seismic hazard parameters for various seismic regions in the circum-Pacific belt.

The main source for the present study is the catalogue compiled by Tsapanos et al. (1990). This catalogue is updated in order by taking into account the information up to 1997 from the bulletins of I.S.C. This final catalogue is modified by considering the magnitudes given by Pacheco and Sykes (1992). The seismic areas of Japan and Philippine are divided in seismogenic sources (Papazachos et. al., 1997)and we applied the method on these pre-defined seismogenic sources, although slightly modifications are considered.

METHOD ESTIMATION OF THE PROBABILITIES

The applied method is based on the assumption of a Poisson distribution for the number of events n, that occur in a time interval t. The probability function of the Poisson distribution is:

1. Aristotle University of Thessaloniki, School of Geology, Geophysical Laboratory, 54006 Thessaloniki, Greece.

$$P(n,t \setminus \lambda) = \frac{(\lambda t)^n e^{-\lambda t}}{n!} \quad (1)$$

where the positive parameter l is the mean rate of earthquake occurrence.

Suppose that, in a given source, n_0 events occur and the time length of the catalogue is t_0 years. The likelihood function is:

$$L(\lambda) = P(n_0, t_0 \setminus \lambda) = \frac{(\lambda t_0)^{n_0} e^{-\lambda t_0}}{n_0!} \quad (2)$$

It is well known that likelihood is the probability of the specific outcome to occur, that is the probability for exactly n_0 earthquakes to occur in t_0 years covered by the catalogue, as a function of the mean rate of occurrence of events. We can also assume that the prior distribution l, ¦'(l)is uniform. This is equivalent to stating that the mean rate of occurrence can have any value, as long as it is not negative, with the same probability. From the Bayesian theory its posterior distribution will be:

$$f''(\lambda) = cf'(\lambda)L(\lambda) \quad (3)$$

where c is a constant such that the resulting function can be a probability density function, that is:

$$\int_0^{+\infty} f''(\lambda)d\lambda = 1 \quad (4)$$

Because ¦'(l) is independent of l, the factor k=cf'(l) of equation (3) is constant, and the equation (4) is rewritten as:

$$f''(\lambda) = kL(\lambda) = k\frac{(\lambda t_o)^{n_o} e^{-\lambda t_o}}{n_o!} \quad (5)$$

This expression is normalized for k=t_0. Lets now consider that the posterior probability of n events occurring in t years. This will be the probability $P(n,t|l)$ weighted in respect to the posterior distribution of l:

$$P''(E) = \int_0^{\infty} P(n,t \setminus \lambda) f''(\lambda)d\lambda = \int_0^{\infty} \frac{(\lambda t)^n e^{-\lambda t}}{n!} \frac{t_0 (\lambda t_0)^{n_0} e^{-\lambda t_0}}{n_0!} d\lambda \quad (6)$$

Integration yields by Benjamin (1968):

$$P''(n,t) = \frac{n+n_0)!}{n!n_0!} \frac{(t/t_0)^n}{(1+t/t_0)^{n+n_0+1}} \quad (7)$$

The posterior probability of no events occurring in t years, comes from eqn.(7):

$$P(0,t) = (1+t/t_0)^{-n_0-1} \quad (8)$$

So we derived that the probability of exceedance of a given magnitude, that is the probability of at least one event occurring in t years is:

$$P(0,t) = 1-(1+t/t_0)^{-n_0-1} \quad (9)$$

which is the equation used to estimate the probabilities of exceedance of the magnitude 7.0 for the seismogenic sources of Japan and Philippine and for the next 20 years.

RESULTS OF ANALYSIS

It is well known that both examined areas (Japan and Philippine) considered as seismically active regions. Tsapanos and Burton (1991) ranked, Japan and Philippine, according to their seismic hazard in the first and the third place, respectively among fifty most active countries of the world.

A probabilistic analysis was carried out (Papaioannou, et al., 1993)in order to predict the probabilities of large future earthquakes in selected seismic zones of the world. This was based on the time dependent seismicity

model and the results showed that both examined regions exhibited very high probability of occurrence of great earthquakes with M≥8.0 during the time period 1986-2006. Those very high probabilities were interpreted in terms of the dimensions of the considered seismic zones.

Now we dealt with seismogenic sources which are clearly much smaller in comparison with the whole seismic zones of Japan and Philippine. In Figure (1)the seismogenic sources and the earthquakes considered for the present study of: a)Japan and b)Philippine, are depicted. In Table (1) the name of the seismogenic sources, the number of mainshocks, n_0, with magnitude M≥7.0, the length of the catalogue used t_0, and the exceedance probability *Prob* for an earthquake occurrence with M≥7.0 in next 20 years (1998-2017) are listed. The time span of 20 years is adopted on the basis that probability computations are often more constant than they are for shorter time intervals. A first inspection in Table (1) reveals that the method is dependent on the number of events that generated in the past. This is because the prior distribution of the parameter l is uniform and consequently the posterior distribution dependents on the number of the observed earthquakes.

Table 1. The probabilities of exceedance of large earthquakes occurrence for magnitudes M≥7.0 in Japan and Philippine during the time period 1998-2017. The probability estimators are multiplied by 100.

seismogenic source	n_0	t_0	Prob(%)
Japan 1	4	103	58.8
Japan 2	2	103	41.3
Japan 3	22	103	98.3
Japan 4	7	103	75.8
Japan 5	6	103	71.1
Japan 6	4	103	58.8
Japan 7	6	103	71.1
Japan 8	2	103	41.3
Japan 9	6	103	71.1
Japan 10	6	103	71.0
Japan 11	4	103	58.8
Japan 12	4	103	58.8
Philippine 1	2	103	41.3
Philippine 2	2	103	41.3
Philippine 3	2	103	41.3
Philippine 4	19	103	97.1
Philippine 5	1	103	29.9
Philippine 6	5	103	65.5
Philippine 7	8	103	79.8
Philippine 8	8	103	79.8
Philippine 9	8	103	79.8
Philippine 10	11	103	88.1
Philippine 11	7	103	75.8
Philippine 12	13	103	92.7
Philippine 13	2	103	41.3
Philippine 14	8	103	79.8

We observe (Table 1) that the largest probability (98%)is estimated for the 3rd seismogenic source of Japan. All the other sources show probabilities of occurrence less than or equal to 75%. We also observe that 3 seismogenic sources of Philippine show very high probabilities of occurrence of great earthquakes during the time period 1998-2017. These are the sources 4 (97%), 10 (88%) and 12 (92%). Next we apply the time dependent seismicity model in order to check the validity of the data obtained through Bayes statistics. For computing the probability, P, that the repeat time T of an earthquake of certain magnitude interval will occur in a seismogenic source during the next Dt years, conditional to the t years that have elapsed since the last earthquake of this magnitude in this source we applied the following formula:

$$P(t \le T < t + \Delta t / T > t) = \frac{\int_t^{t+\Delta t} n(t)dt}{\int_t^{\infty} n(t)dt} \qquad (10)$$

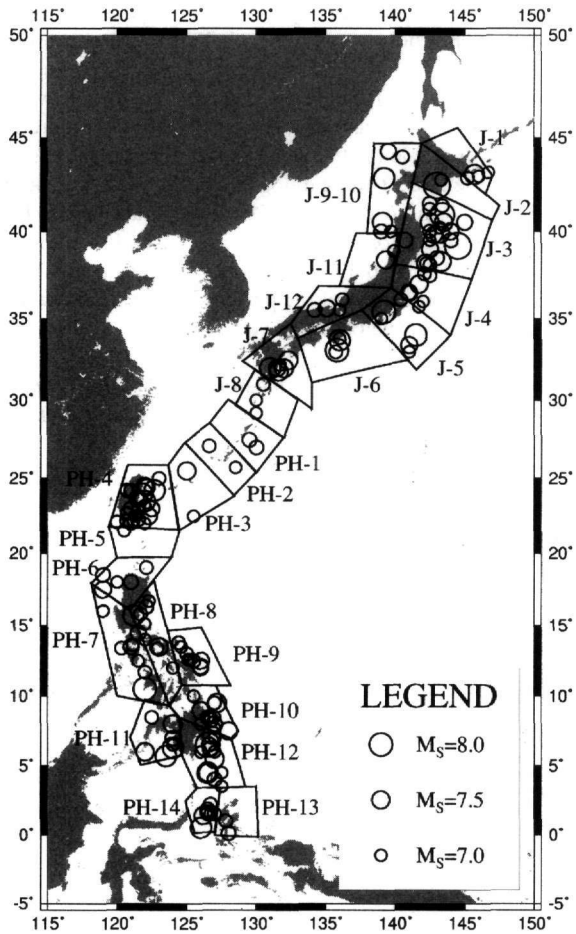


Fig. 1. The seismogenic sources and the epicenters of the shallow earthquakes (h≤ 60km) with the magnitude Ms=7.0 in the areas of japan and Philippine.

if we assume that the Gaussian distribution of repeat times is the appropriate one and is given through the equation:

$$n(t) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{t-T_m}{\sigma}\right)\right] \qquad (11)$$

where s is the standard deviation (Nishenko,1985; Papazachos, et al.,1987). The uncertainties of estimates play a key role to the procedure and we have to give proper attention to their determination.

So the probabilities based on the time dependent model are estimated equal to 98.5% for the seismogenic source 3 of Japan, while for the seismogenic sources 4, 10 and 12 of Philippine we obtained probabilities equal to 99.8% and 100% (both sources 10 and 12), respectively. These results show a great accordance to those obtained through Bayes approach. The lowest probability (29.9%) for all the examined sources is estimated for the seismogenic source 5 of Philippine. We divided the seismogenic sources in 4 categories. In those having very high probability values (≥80%), in those of high probability (≥60% and ≤79%), in those of medium probability (≥40% and ≤59%) and those of low probability (≤39%). In Figure (2)we present a probabilistic map based on the above division. It is presents the probability that a certain source will be the place of a future earthquake with M≥7.0 during the time period 1998-2017.

The geographical distribution of the obtained Bayes probabilities are illustrated in Figure 3 (a and b). This is dine by plotting the probabilities of exceedance as a function of the source number for Japan (fig. 3a) and Philippine (fig. 3b)for the time period of 20 years. This can consider as a hazard curve and is very useful because identify sources of special interest of earthquake occurrence.

DISCUSSION AND CONCLUSIONS

Japan and Philippine are two areas of high seismicity and often both experienced of catastrophic earthquakes. For this reason the Bayesian probabilities for occurrence of large earthquakes (with M≥7.0)in the seismogenic sources of these areas during the time period 1998-2017 are estimated. The time span of 20 years is adopted on the basis that probability computations are often more constant than they are for shorter time intervals. Very high probabilities (≥80%)are estimated for the seismogenic sources of Japan (3), as well as of Philippine (4,10 and 12). The probabilities for these sources of special interest are also computed by the application of the time dependent model of seismicity, which is based on the time lapse since the last earthquake of this magnitude (M≥7.0). The obtained results are in very good agreement with the ones computed by Bayes statistics which is a rather Poissonian approach. We have to give special interest in the results of seismogenic source 4 of Philippine. Both Bayes statistics and the time dependent model show very high probabilities, 97.1% and 99.8%, respectively for earthquake occurrence (M≥7.0) during the time span 1998-2017, given that the year of the last occurrence of such earthquake magnitude was in 1986. The mean repeat time is estimated about 11 years. During September 1999 a catastrophic event with magnitude M_s=7.4 (N.E.I.C.-bulletins) occurred within this source. So we can conclude that our results are reliable and came true by the genesis of this earthquake. A map with well defined zones of probabilities for great earthquake occurrence in Japan and Philippine sources during 1998-2017 is given.

We also present hazard curves as a function of the Bayes probabilities of the examined seismogenic sources. This plot gives the ability of direct comparisons, in which source the hazard is higher or lesser during the time period 1998-2017. This lead to the conclusion that these plots of varying probability are very useful allowing the designation of priority sources for earthquake-resistant design.

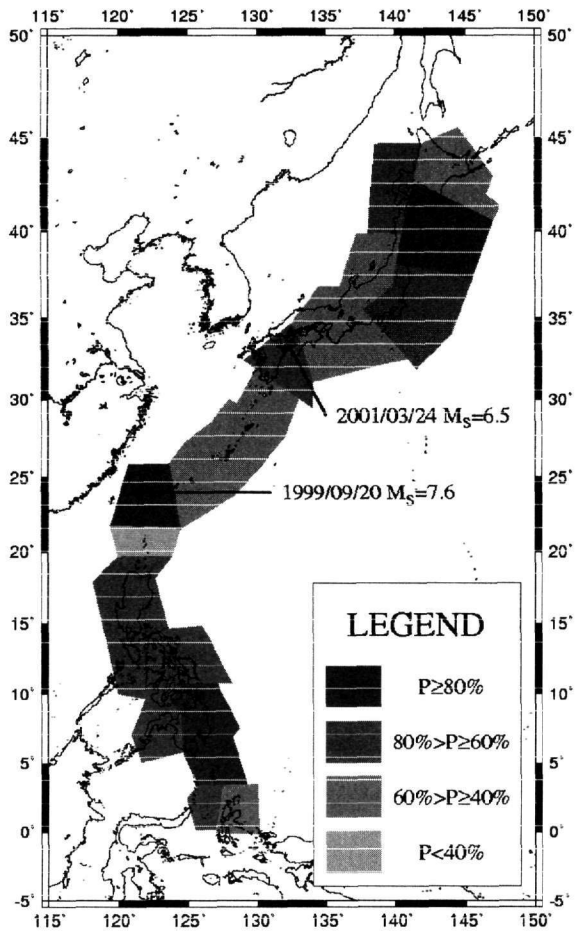


Fig. 2. Probability map of the occurrence of shallow earthquakes with M_s≥7.0 during the period 1998-2017 in the areas of Japan and Philippine. Four probability intervals are considered. Black arrows indicate the epicenters of the earthquakes a) M_s=7.6 which occurred in September of 1999 in Taiwan (Philippine-source 4) and the probability of this source is estimated 97.1% through Bayes statistics and 98.5 by the time-dependent model; and b) M_s=6.5 which occurred in March of 2001 in Japan (source 7). The probability for this source is estimated 71.1% by Bayes statistics, while the time-dependent model yields 80.5%.

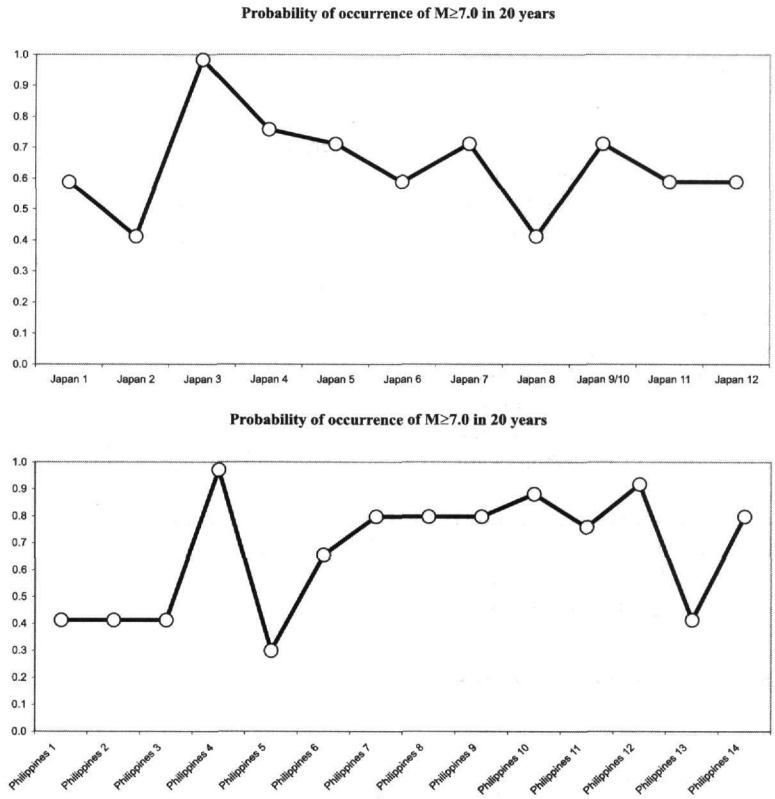


Fig. 3. Geographical distribution of probability of excedance of magnitude 7.0 in: a) japan and b) Philippine.

REFERENCES

BENJAMIN, J.R.(1968). Probabilistic models for seismmic force design, J. Struct. Div., ASCE, 94(ST5), 117-1196.

CAMPBELL, K.W. (1982). Bayesian analysis of extreme earthquake occurrences. Part I. Probabilistic hazard model, Bull. Seismol. Soc. Am., 72, 1689-1705.

CAMPBELL, K.W. (1983). Bayesian analysis of extreme earthquake occurrences. Part II. Application to the San Jacinto fault zone of California, Bull. Seismol. Soc. Am., 73, 1099-1115.

MORTGAT, C.P.. and SHAH, H.C. (1979). A Bayesian model for seismic hazard mapping, Bull. Seismol. Soc. Am., 69, 1237-1979.

NISHENKO, S.P. (1985). Seismic potential for large and great interplate earthquakes along the Chilean and southern Perouvian margins of south America: a quantitative reappraisal, J. Geophys. Res., 90, 3589-3615.

PACHECO, J.F. and SYKES, L.R. (1992). Seismic moment catalog of large shallow earthquakes, 1900 to 1989, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 82, 1306-1349

PAPADOPOULOS, G.A. and KIJKO, A.,(1991). Maximum likelihood estimation of earthquake hazard parameters in the Aegean area from mixed data, Tectonophysics, 185, 277-294.

PAPAIOANNOU, CH.A., TSAPANOS, T.M. SCORDILIS, E.M. and PAPAZACHOS, B.C., (1993). Probabilities of occurrence of large earthquakes in very active zones of the Earth, Bull. Geol. Soc. Greece, XXVIII/3, 171-179.

PAPAZACHOS, B.C., PAPADIMITRIOU, E.E., KIRATZI, A.A., PAPAIOANNOU, Ch. A. and KARAKAISIS, G.E. (1987). Probabilities of occurrence of large earthquake in the Aegean and surrounding area during the period 1986-2006, *Pageoph*, 125, 597-612.

PAPAZACHOS, B.C, PAPADIMITRIOU, E.E, KARAKAISIS, G.F. and PANAGIOTOPOULOS, D.G. (1997). Long-term Earthquake prediction in the circum-Pacific convergent belt, *Pageoph*, 149, 173-217.

STAVRAKAKIS, G.N. and TSELENTIS, G.A. (1987). Bayesian probabilistic prediction of strong earthquakes in the main seismogenic zones of Greece, Boll. Geofis. Teor. Appl., XXIX, 51-63.

TSAPANOS, T.M. (2000). Evaluation of the seismic hazard parameters for selected regions of the world: The maximum regional magnitude, Ann. di Geofis., (in press).

TSAPANOS, T.M. and BURTON P.W. (1991). Seismic hazard evaluation for specific seismic regions of the world, *Tectonophysics*, 195, 153-169.

TSAPANOS, T.M., SCORDILIS, E.M., and PAPAZACHOS, B.C. (1990). A global catalogue of strong earthquakes, *Publ. Geophys. Lab. Univ. Thessaloniki*, Thessaloniki, 9, 90pp.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/4, 1627-1633, 2001 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/4, 1627-1633, 2001
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

SPATIAL DISTRIBUTION OF THE SEISMIC HAZARD PARAMETERS IN THE SEISMOGENIC SOURCES OF JAPAN

T. M. TSAPANOS[1], G.CH. KORAVOS[1], C.I. PATSIA[1], D.TH. KOULARAS[1]

ABSTRACT

The seismicity parameters in the seismogenic zones of Japan are estimated by the application of two different approaches. These are the maximum likelihood method as well as the Bayesian estimator is invoked in order to check the validity of the results. Both methods allow us to estimate the maximum regional (possible) earthquake $\hat{M}_{max}$, the well known value $\hat{\beta}$ (b=βloge) which is the slope of the magnitude-frequency relation and the mean activity rate $\hat{\lambda}$ of the seismic events. The present study is focused in the first two parameters searching for any pattern on their geographical distribution through the sources of Japan. Two are the main assumptions adopted for both methods: 1) the seismic events are of Poissonian character and 2) the magnitude-frequency law is governed by Gutenberg-Richter type. The methods allow to account the influence of uncertainties of the earthquakes magnitude. Taking into account these properties we found that the values of $\hat{M}_{max}$ are different and bigger than the observed M_{max}^{obs}. The estimated b-values show very low values in the seismogenic sources 2 and 7. In comparison with other measurements from other authors these two sources suggested to be areas with very high probability for an large earthquake occurrence.

ΣΥΝΟΨΗ

Με την εφαρμογή δύο διαφορετικών προσεγγίσεων έγινε η εκτίμηση των παραμέτρων σεισμικότητας στις σεισμογενείς πηγές της Ιαπωνίας. Οι μέθοδοι αυτές είναι α)η μέγιστη πιθανοφάνεια και β) η στατιστική Bayes. Αμφότερες οι μέθοδοι μπορούν να εκτιμήσουν το μέγιστο δυνατό μέγεθος του σεισμού $\hat{M}_{max}$, την ποσότητα που $\hat{\beta}$ είναι η κλίση της καμπύλης της σχέσης της συσωρευτικής κατανομής των σεισμών και τον μέσο ρυθμό $\hat{\lambda}$ των σεισμών. Στην παρούσα εργασία επικεντρώνουμε το ενδιαφέρον μας στην εκτίμηση των δύο πρώτων παραμέτρων ερευνώντας για την ύπαρξη πιθανού μοντέλου της γεωγραφικής τους κατανομής στις σεισμογενείς περιοχές τις Ιαπωνίας. Δύο είναι οι βασικές υποθέσεις για την αποδοχή των μεθόδων που εφαρμόζονται: 1) ότι οι σεισμοί ακολουθούν κατανομή Poisson και 2) ότι ισχύει ο νόμος Gutenber-Richter. Οι μέθοδοι επιτρέπουν τον υπολογισμό του σφάλματος για τα μεγέθη των σεισμών. Γενικά δείχθηκε ότι οι τιμές $\hat{M}_{max}$ ειναι διαφορετικές και μεγαλύτερες από τις παρατηρημένες τιμές M_{max}^{obs}. Οι τιμές της παραμέτρου που υπολογίστηκαν βρέθηκαν ότι είναι πολύ χαμηλές για τις σεισμογενείς ζώνες 2 και 7. Αυτό σε συνδυασμό με τις παρατηρήσεις άλλων ερευνητών μας οδηγούν στο συμπέρασμα ότι στις περιοχές αυτές είναι πιθανή η γένεση μεγάλου σεισμού.

KEY WORDS: seismicity parameters, maximum likelihood, Bayesian approach, maximum possible magnitude, b-values, Japan.

1. Aristotle University of Thessaloniki, School of Geology, Geophysical Laboratory, 54006 Thessaloniki, Greece.

1. INTRODUCTION AND DATA USED

The available catalogues usually contain two different types of information. These consist of: a) the long period (historical) earthquake that is the occurrence over a period of decades or hundreds of years and b) the complete instrumental data for the seismicity of the present century. If we only use the complete (instrumental) data which are available for relatively short periods of time it is difficult to describe a complete seismic active cycle in the seismic hazard analysis.

In order to raise the reliability of the seismic hazard analysis, Kijko and Sellevoll (1989) introduced an alternative method of maximum likelihood, which combines data with different precision (incomplete+complete). The complete data allows the possibility to divide the catalogue into different time intervals of different time lengths, each assume complete above a specific threshold magnitude. The computations of the method are based on assumptions of the Poisson occurrence of main shocks in time with a mean activity rate $\hat{\lambda}$ and the doubly truncated Gutenberg-Richter distribution of earthquake magnitude.

Later Pisarenko and Lyubushin(1999) considered of a Bayesian estimator in order to estimate the seismic hazard parameters in California and Italy. This is a straightforward procedure of estimating the maximum possible magnitude and the related parameters. In order to check the validity of the results obtained by the approach of Kijko and Sellevoll (1989), the Bayesian estimator of Pisarenko and Lyubushin (1998) applied.

The catalogue constructed by Tsapanos et al. (1990) spanning the time-period 1897-1985. This catalogue is updated by taking into account the information up to 1996 from I.S.C. bulletins. This original catalogue is modified in term of magnitudes by considering the magnitudes given by Pacheco and Sykes (1992). Data from 1894 to 1899 are extracted from Abe (1994) as well as from Abe and Noguchi (1983). So the time period covered in the present study is 1894-1996. The time sub-periods for which the catalogue is complete and the corresponding lower threshold magnitudes are: 1894-1996 with M≥7.0; 1930-1996 with M≥6.5; 19953-1996 with M≥6.0; and 1966-1996 with M≥5.5. These are derived on the basis of the cumulative time distribution of the number of earthquakes with magnitudes larger than a certain value. In Figure (1) the data used for the present study, as well as the 11 seimogenic sources in which Japan and the adjacent area is divided by Matsuda (1990), and Papazachos et al. (1997).

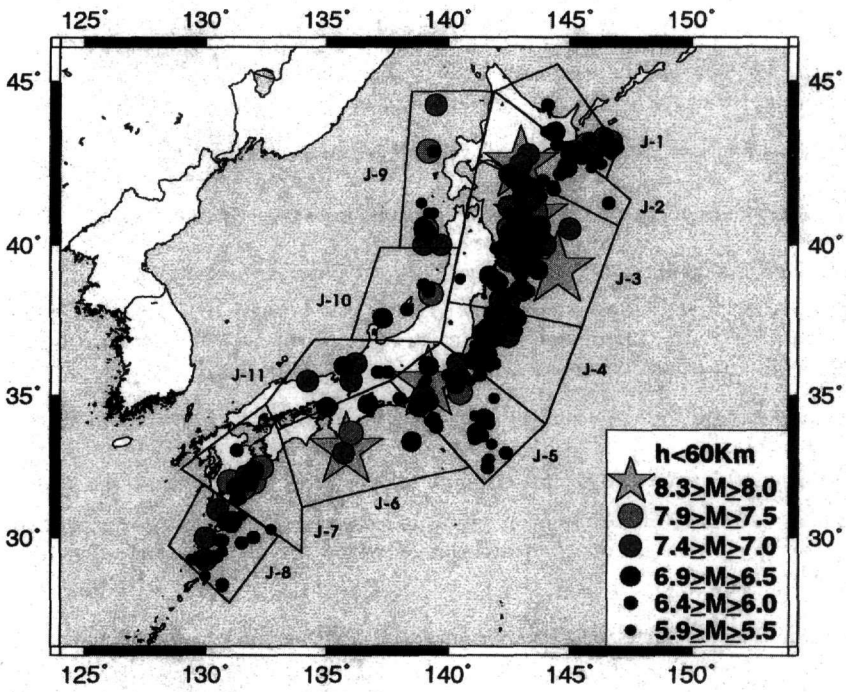


Fig.1. Geographical distribution of the epicenters of the shallow earthquakes and the examined seismogenic sources for the broad area of Japan (modified by Papazachos et. al., 1997).

2. THE METHOD APPLIED

Some basic theoretical considerations are given bellow. We assume the Poisson occurrence of earthquakes with the activity rate l and the doubly truncated Gutenberg-Richter distribution F(x) of earthquake magnitude x. The doubly truncated exponential distribution derived from Page (1968) can be written as:

$$F(x) = \Pr(X \le x) = \frac{A_1 - A(x)}{A_1 - A_2}, \qquad m_{\min} \le x \le m_{\max} \qquad (1)$$

where

$$A_1 = \exp(-\beta m_{\min}), \qquad A_2 = \exp(-\beta m_{\max} \text{ and } A(x) = \exp(-\beta x)$$

while m_{max} is the maximum regional (possible) magnitude, m_{min} is the threshold magnitude and β is a parameter which is related with b-parameter with b=βloge. As we referred above we involved only with the instrumental (complete) part of the catalogue. So we can divided the complete catalogue into subcatalogues. Each one has its own time period Ti and its completeness starting from a known threshold mi (i=1,2,...,s). The values $\langle x_{ij}^{\min}, x_{ij}^{\max} \rangle$, j=1,2,...,$n_i$ denote the lower and the upper bounds of the magnitudes. The symbols s and n_i are defined as the number of complete subcatalogues and the number of the events in each subcatalogue, respectively. The likelihood function of q for each subcatalogue can be written as a product of two functions:

$$L_i(\theta / x_i) = L_{i\beta} \; X \; L_{i\lambda} \; (2)$$

where x_i denotes the (n_i X 2) matrix of magnitude values contained in subcatalogue i(i=1,2,...,s).

From the assumption that the earthquake magnitude x is a random variable distributed according to the doubly truncated Gutenberg-Richter distribution (eqn. 1)it follows that the probability of an earthquake having its magnitude between $x^{\min}$ and $x^{\max}$ is:

$$p(x^{\min}, x^{\max}) = (A^{\min} - A^{\max}) / (A_{1i} - A_2) \qquad (3)$$

where

$$A^{\min} = \exp(\beta x^{\min}), \; A^{\max} = \exp(-\beta x^{\max}), \; A_2 = \exp(-\beta m_{\max}), \text{ and } A_{1i} = \exp(-\beta m_i) \text{ for } 1=1,...,s$$

Relation (3) makes L_{ib} of the form:

$$L_{i\beta} = const \prod_{j=1}^{n_i} p(x_{ij}^{\min}, x_{ij}^{\max}) \qquad (4)$$

where const is a normalization factor independent of θ. The assumption that the number of earthquakes per unit time is a Poisson random variable, provides:

$$L_{i\lambda} = const \exp(-\nu_i T_i)(\nu_i T_i)^{n_i} \qquad (5)$$

where const is the normalizing factor:

$$\nu_i = \lambda[1 - F(m_i)] \qquad (6)$$

and λ is the activity rate corresponding to the threshold magnitude m_{min}<min(mi), i=0,...,s. This is the mathematical model of the two adopted methods and the equations describe above define the likelihood function of parameters for each complete subcatalogue (see for details in Kijko and Sellevoll, 1989,1992; Pisarenko and Lyubushin, 1999)

3. RESULTS AND DISCUSSION

According to Reiter (1990) the maximum regional earthquake magnitude which is the maximum possible earthquake that could occur in a given time interval and tectonic regime and defines an upper bound to earthquake size determined by earthquake processes. This is primarily used in probabilistic analyses.

An effort is made to see if these maximum regional magnitudes are related with the observed ones. In Figure (2) we plotted with black circles the M_{max} obtained by the method of Kijko and Sellevoll (1989), while open circles represents the maximum regional magnitude deduced from Pisarenko and Lyubushin (1999). The line of the best fit for the Kijko and Sellevoll (solid line) is of the same slope, as the same line of Pisarenko and Lyubushin

(dashed line) with equations:

$$M_{\max}^{K/S} = 0.11 + 1.03 M_{\max}^{obs} \qquad (7)$$

and

$$M_{\max}^{P/L} = 0.05 + 1.03 M_{\max}^{obs} \qquad (8)$$

where the correlation coefficient for these equations are R=0.92 and 0.97, respectively. This means that the maximum observed and the maximum regional magnitudes are in close correlation, although both maximum regional magnitudes are higher that the observed ones. The mean error of Kijko-Sellevoll's stimates is 0.212±0.07, while for Pisarenko-Lyubushin's magnitudes the mean error is 0.178±0.05.

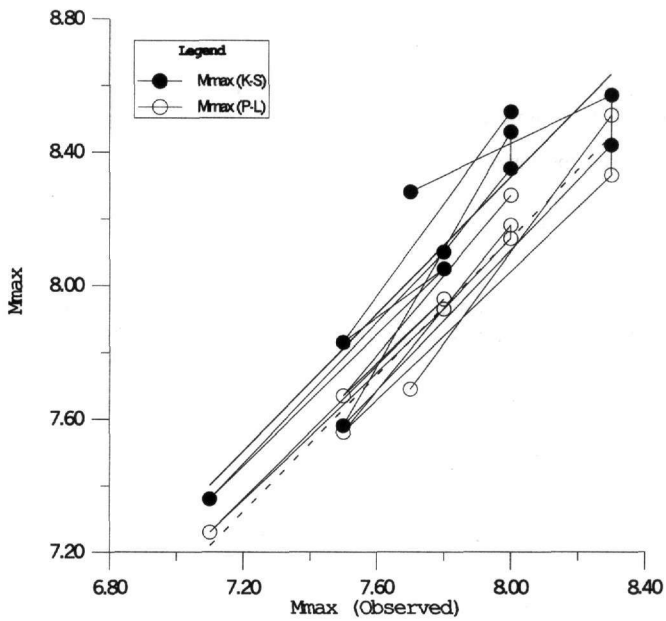


Fig. 2. The maximum regional (possible) magnitude for the eleven seismogenic sources of Japan as it is obtained from Kijko and Sellevoll (1989)- black circles, and by Pisarenko and Lyubushin (1999)- open cicles.

In Figure (3) we have plotted all the available maximum magnitudes along the 11 seismogenic zones in which the area of Japan is divided. Black circles and solid line represent the maximum observed magnitude, while triangles and continues dashed line refer to Kijko-Sellevol results and rhombus and dot-dashed line depict Pisareno-Lyubushin estimates. The first look on this plot shows that the conclusion previously derived, that the maximum regional magnitudes are higher than the observed, is very clear here. Also the magnitudes obtained from Kijko-Sellevoll's method are higher even from those resulted by Pisarenko-Lyubushin's approach. The spatial distribution of all kinds of maximum magnitudes adopted in the present work illustrate low values in the first source but in the next two sources the values are higher with the first minimum in source 4. Then the magnitude values are higher in source 5,6,7, while we observed the second minimum in source 8. In source 9 we obtained a maximum value and in 10 we see the last (third) minimum. In the last source (11)high values of maximum regional magnitudes demonstrated. We want to notice here that the seismicity of source 4 for the present century is one of the lowers in the examined area But if we took into account the large shock with magnitude $M_{\max}^{obs}$ =8.0 (Usami, 1996) which occurred in 1677 the maximum regional magnitude changed in: M_{max}=8.28±0.26 (kijko-Sellevoll) and M_{max}=8.12±0.13 (Pisarenko-Lyubushin. The advantage of the methods used is revealed clearly in this example, otherwise this information will be lost and the seismicity estimation may be underestimated.

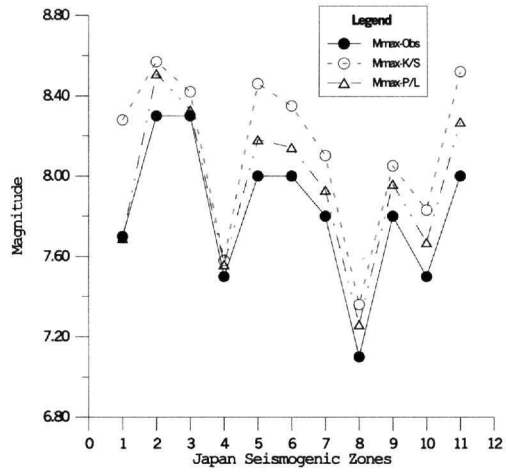


Fig. 3. The maximum magnitude for the 11 seismogenic sources of Japan: observed is represented by black circles; regional (possible) is depicted by triangles (Kijko-Sellevoll's approach), while by open circles this magnitude obtained by Pisarenko-Lyubushin's method is illustrated.

Tsapanos (2000) applied Kijko-Sellevoll's approach and found for the whole Japan that $M_{max}=8.69\pm0.60$, while the estimated b-value$=0.92\pm0,02$. Interesting illustration is observed in the spatial distribution of the b-values (fig. 4) of Gutenberg-Richter relation, along the 11 seismogenic sources of Japan. These values are calculated from the estimated values of the seismic hazard parameter β. In this figure we defined by dark circle the b-value derived from Kijko-Sellevoll's method and with open triangle we present the b-values obtained by Pisarenko-Lyubushin's approach. Anomalously low b-values observed in sources 2 and 7 and this is inspected in the results deduced by both methods applied. The value for source 2 of $b=0.51\pm0.14$ (Kijko-Sellevoll) and $b=0.53\pm0.11$ (Pisarenko-Lyubushin). The estimated b-value$=0.58\pm0.13$ for source 7(Kijko-Sellevoll) and b-value$=0.50\pm0.12$ (Pisarenko-Lyubushin). Results deduced from inversion analysis of GPS data for northeast Japan (Miyazaki et al ., 1998) show that the subducting velocity of the Pacific plate off Hokkaido deduced from the plate motion model is 7.8 cm/yr. Based on these measurements and on the results derived by his team Ito et al. (2000) suggested a strong interplate coupling which indicates strain accumulation for the next great interplate earthquake. This place is coincide with the source 2. The low b-values found in the present study support the previous results, for the next great interplate earthquake, obtained by different methods and different authors. Also Papazachos et al. (1994) defined for this zone high probability for an earthquake occurrence with magnitude $M\geq7.5$ during the period 1993-2002.

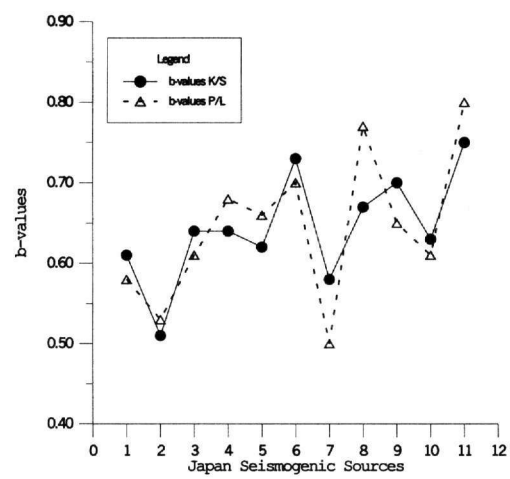


Fig. 4. The b-values for the 11 seismogenic sources of Japan: black circles represent the values obtained by Kijko-Sellevoll's method, while the open triangles depict the values taken from Pisarenko-Lyubushin's approach.

The next very low b-values are observed in source 7. The coupling in this region is estimated (El-Fiky et al., 1999)as a very strong (95%)one. The distribution of interseismic slip rate on the plate boundary between the subducting Philippine sea plate and the continental plate in the southwest Japan is computed (Ito et al., 1999) based on the displacement rates obtained from the an inversion analysis for continuous GPS data. The obtained results from this research suggested that the deformation of this area does not behave like an elastic body but a rigid body. Large crustal deformation in the area of source 7, were also estimated by Hashimoto and Jackson (1993). All these measurements with the very low b-values estimated can lead us to the conclusion that this source is of high risk for a large earthquake occurrence. Papazachos et al. (1994) estimated for this zone a probability of 0.46 for an earthquake occurrence with magnitude M=7.8 during the period 1993-2002.

4. CONCLUSIONS

In the present study we apply two approaches in order to estimate the seismic hazard parameters in 11 seismogenic sources of Japan. The estimated parameters are the M_{max} which is the maximum regional (possible) magnitude and the b-value obtained through the relationship $b=\beta \log e$. The magnitudes M_{max} obtained through Kijko and Sellevoll (1989) and Pisarenko and Lyubushin (1999) compared with the corresponding observed M_{max} and both found to be larger that the observed ones. The largest is the one obtained by Kijko and Sellevoll's approach. Special interest is given to the spatial distribution of the b-values. Significantly low b-values are estimated for the seismogenic sources 2 and 7 which in comparison with other measurements from different authors are suggested as zones of high risk and is concluded that both are places for the next large interplate earthquake.

REFERENCES

ABE, K. (1994). Instrumental magnitudes of historical earthquakes, 1892 to 1898, Bull. Seismol. Soc. Am., 84, 415-425.

ABE, K. and NOGUCHI, S. (1983). Determination of magnitude for large shallow earthquakes 1898-1917, Phys. Earth Plan. Inter., 32, 45-59.

EL-FIKY, G.S., KATO, T. and OWARE, E.N. (1999). Crustal deformation and interplate coupling in the Shikoku district, Japan, as seen from continuous GPS observation, Tectonophysics, 314, 387-399.

HASHIMOTO, M. and JACKSON, D. (1993). Plate tectonics and crustal deformation around the Japanese islands, J. Geophys. Res., 98, 16149-16166.

ITO, T., YOSHIOKA, S. and MIYAZAKI, S. (1999). Interplate coupling in southwest Japan deduced from inversion analysis of GPS data, Phys.Earth Planet. Inter., 115, 17-34.

ITO, T., YOSHIOKA, S. and MIYAZAKI, S. (2000). Interplate coupling in northeast Japan deduced from inversion analysis of GPS data, Earth Planet. Scie. Lett., 176, 117-130.

KIJKO, A. and SELLEVOLL, M.A. (1989). Estimation of earthquake hazard parameters from incomplete data files. Part I: Utilization of extreme and complete catalogues with different threshold magnitudes, Bull. Seismol. Soc. Am., 79, 645-654.

KIJKO, A. and SELEVOLL, M.A. (1992). Estimation of earthquake hazard parameters from incomplete data files. Part II: Incorporation of magnitude heterogeneity, Bull. Seismol. Soc. Am., 82, 120-134.

MATSUDA, T. (1990). Seismic zoning map of Japanese islands, with maximum magnitudes derived from active fault data, Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. of Tokyo, 65, 289-314.

MIYAZAKI, S., TADA, T., SAGIYA, T., DONG, D. and JOHNSON, J.(1998). Regional crustal deformation of Japan derived by Japanese national GPS array, EOS Trans. AGU 79 (45), FI86, fall meet. Suppl.

PACHECO, J.F. and SYKES, L.R. (1992). Seismic moment catalog of large shallow earthquakes, 1900 to 1989, Bull. Seismol. Soc. Am., 82, 1306-1349.

PAGE, K. (1968). Aftershocks and microaftershocks of the great Alaska earthquake of 1964, Bull. Seismol. Soc. Am. 58, 1131-1168.

PAPAZACHOS, B.C., PAPADIMITRIOU, E.E., KARAKAISIS, G.E. and TSAPANOS, T.M. (1994). An application of the time and magnitude predictable model for the long term prediction of strong shallow earthquakes in the Japan area, Bull. Seismol. Soc. Am., 84, 426-437.

PAPAZACHOS, B.C, PAPADIMITRIOU, E.E, KARAKAISIS, G.F. and PANAGIOTOPOULOS, D.G. (1997). Long-term Earthquake prediction in the circum-Pacific convergent belt, Pageoph, 149, 173-217.

PISARENKO, V.F. and LYUBUSHIN, A.A. (1999). A Bayesian approach to seismic hazard estimation: Maxi-

mum values of magnitudes and peak ground accelerations, Earthq. Research in China (English Edition), Vol. 13, (in press).
REITER, L. (1990). Earthquake hazard analysis, Columbia Univ. Press, New York, 254 pp.
TSAPANOS, T.M. (2000). Evaluation of the seismic hazard parameters for selected regions of the world: The maximum regional magnitude, Ann. di Geof., (in press)
TSAPANOS, T.M., SCORDILIS, E.M., and PAPAZACHOS, B.C. (1990). A global catalogue of strong earthquakes, Publ. Geophys. Lab. Univ. Thessaloniki, Thessaloniki, 9, 90pp.
USAMI, T. (1996). Materials for comprehensive list of destructive earthquakes in Japan, 416-1995 (revised and enlarged edition), Univ. of Tokyo Press.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/4, 1635-1644, 2001 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/4, 1635-1644, 2001
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

SINGLE-SITE MAGNETOTELLURIC RESPONSE FUNCTIONS USING B-ROBUST W-ESTIMATORS, WITH AN APPLICATION TO EARTHQUAKE PREDICTION RESEARCH

A. TZANIS[1]

ABSTRACT

The accumulation of stress and strain is known to induce changes in the electrical properties of rocks, which can be monitored for signs of earthquake preparation processes. To this effect, the Magnetotelluric sounding method presents some unique advantages. However, single-site MT data are notoriously susceptible to natural or anthropogenic time-varying coherent noise, which may severely bias the response function estimators and degrade their repeatability, unless treated with dedicated processing techniques. Such a technique is presented herein, involving the W-estimator with random error weighting, followed by an iterative robustification scheme based on an influence function approach. The algorithm is demonstrated on a set of severely distorted data exhibiting a marginal distribution of outliers, and is shown to effectively reduce the bias errors and the variance. It is also applied to the long-term monitoring of crustal resistivity with MT response functions at a noisy site located near Aerino village, SE Thessaly, Greece, achieving a sustainable repeatability threshold of 10-20% and faring very well with respect to the data quoted from the international literature.

KEY WORDS: Earthquake Prediction, Magnetotellurics, Impedance Tensor, Robust Estimation, W-estimator.

1. INTRODUCTION

Earthquake preparation processes are thought to produce long and short term changes in the electrical properties of rocks, for instance through the mechanisms described by volume dilatancy models (Scholz, 1990; Myachkin et al., 1975). Electromagnetic (EM) fields may sense such changes, thereby offering a means of searching for earthquake premonitory phenomena. Active measurements with dc fields were frequently reported to have detected precursory resistivity changes and a large body of literature may be found in the reviews of Park et al., (1993) and Johnston, (1997). Passive measurements of ELF-ULF Magnetotelluric (MT) fields are not as successful. A respectable volume of earlier work has been reviewed by Beamish (1982) and Kharin (1982), but not much progress has been made since, (for instance, see Johnston, 1997), with Ernst et al., (1993), Rozluski and Yukutake (1993) and Svetov et al., (1997) deserving attention. With the exception of Svetov et al. (1997), not one of the references cited in the international literature uses MT response functions, (namely the MT impedance tensor), which have yet to find their place in the arsenal of earthquake prediction research.

The hold up is due to the susceptibility of ELF-ULF MT data to coherent natural and anthropogenic noise, which may severely degrade the quality and long term stability of the response functions. Natural noise derives from phenomena such as time-dependent streaming and ζ potentials, nearby lightning etc. Anthropogenic noise derives from the operation of electric and electronic devices. A balanced power distribution grid will generate a fundamental at 50/60Hz and discrete higher order harmonics, easy to rid of. An unstable grid, however, produces modulation and wide band interference, much harder to deal with. Transient noise is generated by the switching of machines and may propagate over long distances. It appears in the form of step functions, boxcar functions, spiky or dispersed δ-functions, damped quasi-sinusoids etc., debilitating a broad-band spectrum. These types of noise may cause serious, even insurmountable problems to single-site data and cannot be treated with standard methods, as will be

1. Department of Geophysics and Geothermy, University of Athens, Zografou 157 84, Greece; atzanis@cc.uoa.gr.

seen below. Until very recently, even by using remote referencing systems to obtain consistent and repeatable response functions, it has proved difficult to reduce errors below several percent for good data and very much higher for poor data. Inasmuch as precursory resistivity changes are expected (and are observed) to be only a few percent, it is easy to see why progress has been slow.

Nevertheless, the MT fields are unique in their capacity to probe a broad depth range with passive point measurements on the surface. Moreover, MT response functions may be used to discriminate possible transient telluric precursors, by deconvolving the induced from the total observed electric field, as in Arvidsson and Kulhanek, (1993), or Tzanis, (1994). Last but not least, MT is a unique crustal sounding method, with a wide range of academic and commercial applications. Therefore, it is compelling to research for methods of improving the reliability and stability of the response functions.

Noise reduction schemes for single-site data have been devised by several researchers. The earlier efforts included variants of the W-estimator (e.g. Jones et al., 1983; Beamish, 1986). Later work concentrated on robust-resistant methods, (e.g. Egbert and Booker, 1986; Chave et al., 1987; Larsen, 1989; Sutarno and Vozoff, 1991; Egbert and Livelybrooks, 1996), using some form of the regression-M estimator. Of all these approaches, the W-estimator is the simplest and most versatile and, as will be shown, very powerful when combined with the right weighting schemes. Moreover, it can be robustified to cope with data containing tailed marginal error distributions and outliers. Such an algorithm has been developed by Tzanis (1988) and herein is adapted to the frequency domain estimation of MT responses.

The algorithm is applied to the analysis of MT data from an earthquake prediction experiment in SE Thessaly, Greece, involving long term observations of ULF natural electromagnetic fields. This region exhibits moderate seismicity and considerable earthquake hazard (e.g. Kouskouna, 1991). During the 20th century only, the area experienced eight main sequences, with twelve shallow earthquakes having magnitudes M_s >6 (1905, 1911, 1930, 1941, 1954, 1955, 1957, 1980). Of these, all the post-1954 earthquakes occurred within the rectangle 22.5°E-23.3°E and 39°N-39.5°N in the periphery of Volos, Velestino and Almyros cities. This area is characterised by rather infrequent, albeit large earthquakes separated by decade-long periods of quiescence, during which it might be possible to observe stress-and-strain induced changes in the electric properties of rocks.

2. FREQUENCY DOMAIN MT RESPONSE FUNCTION ESTIMATION

The conventional approach to single-site frequency domain Magnetotelluric impedance tensor estimation is based on the assumption of stochastic (Gaussian) time processes. The horizontal electric and magnetic field components are measured simultaneously in the time domain and in two, mutually orthogonal Cartesian frames. Following transformation into the frequency domain, the most common method for estimating the impedance tensor elements Z_{ij}, i = x,y, is the least squares solution of the two-input one-output linear system

$$E_i=Z_{ix}H_x+Z_{iy}H_y+\varepsilon_i, \qquad i=x,y, \tag{1}$$

by minimising the noise ε_i (Sims et al., 1971). This yields a system of two equations in two unknowns,

$$E_i F_j^* = Z_{ix}(H_x F_j^*)+Z_{iy}(H_y F_j^*), \qquad i=x,y, \quad j=x,y \tag{2}$$

When F≡H, the solution is biased downwards by noise in the auto-spectra of the magnetic channels only. When F≡E the solution is biased upwards by noise in the auto-spectra of the electric channels only. The quality of the solution can be monitored by means of the predicted coherence function

$$\gamma^2_{i.23} = Mi/Ei, \qquad Mi=\bullet ixHx+\bullet iyHy, \qquad i=x,y, \tag{3}$$

where M_i represents the output electric field component predicted from the estimated impedance elements $\bullet_{ij}$. Clearly, $0 \le \gamma^2 \le 1$, so that low values of the predicted coherence

indicate a rejectable solution and high values an acceptable solution. Given N spectral realizations of E_x, E_y, H_x and H_y at a frequency ω, it is necessary to provide at least two limiting cases of noise content, namely a population $\{O_{ij}\}$ of stable, downwards biased estimates and a population $\{U_{ij}\}$ of stable, upwards biased estimates. If the data provides an adequate distribution of high predicted coherences, the bias errors reduce to the magnitude of random errors. Each of $\{O_{ij}\}$ and $\{U_{ij}\}$ are used to calculate the expectation values $\langle O_{ij}\rangle$ and $\langle U_{ij}\rangle$ and variances ΔO_{ij} and ΔU_{ij}. The 'true' values of the impedance tensor $\langle \bullet_{ij}\rangle$ elements can, then, be estimated from the lower and upper bounds. In the case of Gaussian (stationary) noise, straightforward averages of $\{O_{ij}\}$ and $\{U_{ij}\}$ would suffice to provide the final unbiased elements. Unfortunately, the noise is usually non-stationary and quite often coherent across channels (multiple coherent noise), evading the predicted coherence test, and introducing tailed marginal error distributions and outliers, into $\{O_{ij}\}$ and $\{U_{ij}\}$, thereby providing biased and oscillatory estimates $\langle \bullet_{ij}\rangle$. In the following, I will first attempt clarify the concepts and then explain the robust W-estimation procedures developed to deal with such noise.

At frequency ω, the N realizations of equation (1) can be cast into an over-determined system of N equations in 2 unknowns, denoted by $\mathbf{E}_N=\mathbf{H}_N\mathbf{Z}$. Alternatively, one can arrange in a 2N×2 matrix, N sub-systems of the form (2), generating an over-determined system of 2N equations in 2 unknowns denoted by $\mathbf{E}_{2N}=\mathbf{H}_{2N}\mathbf{Z}$. Then, one seeks to obtain a maximum likelihood estimate of $\mathbf{Z}$ by minimising an expression of the form

$$\sum_n \rho(r_n)=\sum_n (E_n-\mathbf{H}_n\mathbf{Z})/\sigma, \qquad n=1,2,\ldots,mN$$

with m=1 or 2, where $\rho(r)$ is a suitable *loss function*, r_n is the residual of the n^{th} observation and σ is a normalising error scale factor. For instance, a loss function $\rho(r)=r^2/2$ leads to the minimization of the L_2 norm

$$\sum_n r_n^2=\sum_n (E_n-\mathbf{H}_n\mathbf{Z})^2$$

and corresponds to the standard least squares (LS) solution. In the presence of biasing non-Gaussian noise, we seek to define a maximum likelihood estimator (*M-estimator*) of the location of $\mathbf{Z}$, which must show minimal bias (*B-robust*) and minimal change of variance (*V-robust*). This approach to M-estimation usually requires the solution of a non-linear system of equations, but this can be avoided with iterative procedures involving the so-called influence function $\psi(r)$ and weight factors of the form $w(\psi(r))$. The influence function is generically related to the loss function, usually as $\psi(r)=\rho'(r)=d\rho(r)/dr$. In general, one obtains an initial estimate $\bullet(0)$. Then, looping over K iterations to convergence, one calculates the predicted output $M_n(k)=\mathbf{H}_n(k)\bullet(k)$, calculates $r_n(k)=E_n(k)-M_n(k)$, $\psi(r_n(k))$ and $w(\psi(r_n))$, modifies the output as $E_n(k+1)=M_n(k)+w(\psi)r_n(k)$ and obtains new solutions $\bullet(k+1)$ and a new error scale $\sigma(k+1)$. The successive approximations $\bullet(k)$ are usually obtained with LS algorithms. This is the *regression-M* estimation, for which one may seek details in Huber (1981) and Hampel et al., (1986).

Now, let $Z\equiv Z_{ij}$ define any element, and $\mathbf{Z}=[Z_{ix}\ Z_{iy}]$ any row of the tensor. The W-estimator is defined as a weighted average $\langle Z\rangle$ of the observations

$$Z\{N:Z_1,Z_2,\ldots,Z_N\} = \sum_n W_n\cdot Z_n\cdot[\sum_n W_n]^{-1},$$

with the weights depending on the observations according to $W_n=W(Z_n-Z)$ and being functions of the location of Z_n within the sample space. Therefore, the W-estimator satisfies the equation

$$\langle Z\rangle = \sum_n W(Z_n-\langle Z\rangle)\cdot Z_n\cdot[\sum_n W(Z_n-\langle Z\rangle)]^{-1}$$

which can be modified to yield

$$0 = \sum_n W(Z_n-\langle Z\rangle)\cdot(Z_n-\langle Z\rangle)\cdot[\sum_n W(Z_n-\langle Z\rangle)]^{-1}$$

implying that

$$0 = \sum_n \rho(Z_n-\langle Z\rangle) \quad \text{with} \quad \rho'(Z_n-\langle Z\rangle)=(Z_n-\langle Z\rangle)\cdot W(Z_n-\langle Z\rangle),$$

where ρ is just another expression for the general form of a loss function with the error scale omitted, since $<Z>=E\{Z(N)\}$. This means that the iterated W-estimator is a variant of the M-type estimators of location. In fact it can be understood as a one-step regression-M estimator and as such, it possesses the same influence function and asymptotic variance (Hampel et al., 1986).
In order to construct a B-robust W-estimator for MT response functions, consider the loss and influence functions

$$\rho(r) = \begin{cases} \frac{1}{2}r^2, & |r| \le r_0 \\ r_0|r| - \frac{1}{2}r^2, & |r| > r_0 \end{cases}, \quad \psi(r) = \rho'(r) = \begin{cases} r, & |r| \le r_0 \\ r_0, & |r| > r_0 \end{cases},$$

with weights $w(r)=\psi(r)/|r|$ and $r_0=\alpha s$, where s is the standard deviation of the uncontaminated error distribution and α is a real constant. This is a hybrid corresponding to L_2 minimisation for the small residuals and L_1 minimisation for the larger ones. The influence function is non-decreasing, which is a requirement for convergence to unique estimates. The weight function $w(r)$ is continuous and downweights outliers without break points other than r_0. General convergence is guaranteed, provided that $\rho(0)=0$, $\rho'(r)>0$ and $0 \le \rho(r) \le 1$, (Huber, 1981).

Next, consider that one can always solve N systems of the form (2), to obtain populations $\bullet(N: \bullet_1, \bullet_2, \ldots, \bullet_N)$, each estimate in the population exactly satisfying one of the N finite data realisations. This can be used to compute the successive approximations $<\bullet(k)>$ to $E\{Z(N)\}$, using the one-step W-estimator. Thus, it is not necessary to set up and solve any large over-determined system and the robust W-estimation reduces to an iterative re-weighted LS scheme as follows: **1)** Obtain initial estimates of $<\bullet(0)>$ and of the error scale $\sigma(0)$. **2)** Using equation (2), compute the predicted output $M_n(k)=\mathbf{H}_n<\bullet(k)>$ and the corresponding residual $r_n(k)=E_n(k)-M_n(k)$. **3)** Modify the output as $M_n(k+1)=M_n(k)+w(r)\cdot r_n(k)$. **4)** Use the modified observations and equation (2)to compute N estimates $\bullet_n(k+1)$. **5)** Form the W-estimators

$$<\bullet(k+1)> = \Sigma_n \bullet_n(k+1)\cdot W_n(k+1)\cdot[\Sigma_n W_n(k+1)]^{-1}$$

for each element of $\bullet$ and compute the new RMS error scale $\sigma(k+1)$, then iterate from 2 until convergence. The error scale can be computed as

$$\sigma(k) = [(\beta(2N-4))^{-1}\cdot\Sigma_n r_n(k)]^{1/2}$$

i.e. is a scaled RMS error with $\beta<1$ so that the error scale will not be underestimated during the successive iterations. Egbert and Booker (1986) give a method to obtain the appropriate β for any choice of r_0. The form of the weight factors W_n is also (and apparently) important.

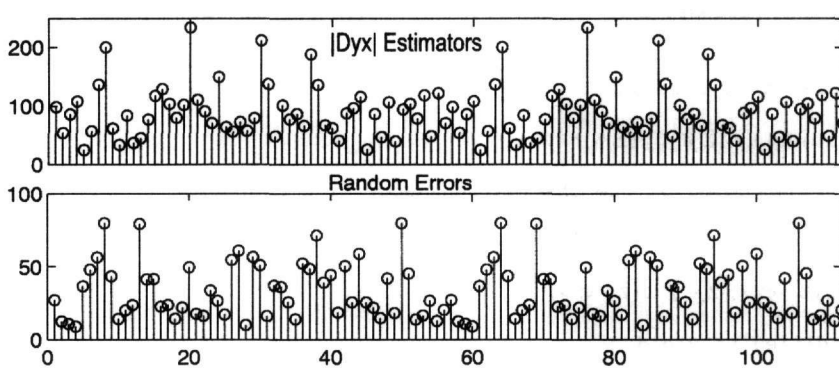


Figure 1. An ensemble of $|D_{yx}|$ impedance tensor elements (top) and their random errors (bottom).

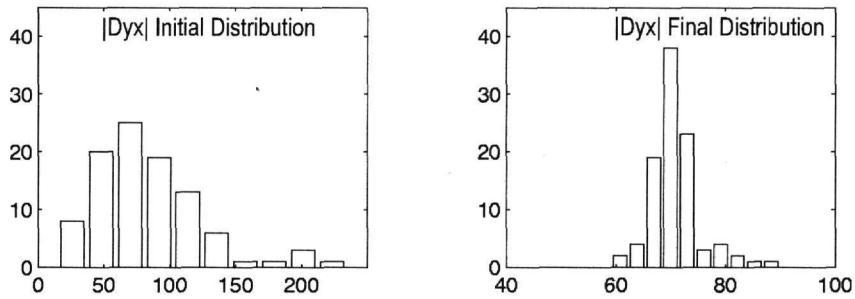


Figure 2. Left: The distribution of the original $|D_{yx}|$ population illustrated in Figure 1. Right: The final distribution of the processed ensemble, after application of the robust W-estimator (see Figure 3).

One obvious choice is to use the influence weight w(r), which has the functional form

$$W(r_n(k)) = f(M_n(k) - \mathbf{H}_n \cdot \bullet(k)) \;=\; f(\mathbf{H}_n \cdot [\bullet_n(k) - \bullet(k)])$$

and, therefore, is a genuine function of the location of $\bullet_n(k)$. This weight function is very stable and will always ensure convergence.

3. EXAMPLES

It is quite apparent that the effectiveness of the W-estimator depends on the choice of the weight function. The predicted coherence has often been used, (e.g. Jones et al., 1983; Egbert and Livelybrooks, 1996), but I have found, that Pedersen's (1982) random error

$$\varepsilon^2 = \frac{1}{\nu - 4} F_{1,\nu-4:a} \frac{(1 - \gamma^2_{i.23})\,(E_i E_i^*)}{(1 - \gamma^2_{23})\,(H_j H_j^*)}, \qquad i = x, y, \qquad j = x, y, \tag{4}$$

is very effective and quite robust (e.g. Tzanis 1988). In equation (4), ν is the number of degrees of freedom of the measured spectra, F is the 100a percentage point of an F distribution with ν-4 and 1 degrees of freedom and γ_{23} is the coherency of H_x and H_y. There are very sparse references to the properties of the random errors and their usefulness. The original study of Pedersen (1982), did not provide practical examples and to the best of my knowledge, only Beamish (1986) and Tzanis and Beamish (1989), report their implementation as weights, without giving details. Their efficiency however, is straightforward to demonstrate.

Figure 1 illustrates a population $\{|O_{yx}|\}$ above a predicted coherence threshold of 0.8, contaminated by multiple-coherent non-Gaussian noise producing a heavily tailed marginal error distribution (Figure 2, left). It is clear that some estimators may display large deviations from the expectation values, but it is also quite apparent that all the outliers are invariably associated with large random errors, usually due to the high power of the noisy electric field. The population mean is $\langle O_{yx}\rangle$=79.58+i13.98 mV/km·nT and a W-estimator with predicted coherence weighting does not fare better for obvious reasons (only coherent estimates enter the population). The W-estimator with random error weighting yields $\langle O_{yx}\rangle$=68.28+i16.05 mV/km·nT and significantly reduces the bias error. Thus, the random error emerges as a potentially useful diagnostic aid and data processor.

Figure 3 shows the robust iterated W-estimator operating on a subset of the same data series, (97 estimators of with predicted coherence above 0.85), setting $\langle O_{yx}(0)\rangle$=68.28+i12.05 and using for weights $W_n(k)=w(r_n)=\psi(r_n)\,|r_n|^{-1}$, r_0=1.5 and β=0.45. The algorithm stops automatically after the second decimal point is fixed, yielding $\langle O_{yx}\rangle$=68.28+i19.80. As can be seen, it eliminates the outliers and pushes the data towards the expectation value, allowing the corrected population to yield stable (B-robust) means with minimal variance (V-robust). Moreover, it converts the original broad, skewed and tailed distribution, to almost Gaussian (Figure 2, right). It is apparent that the estimate obtained by the iterated robust W-estimator did not improve the starting value by a significant factor, a fact that confirms the power of random error weighting.

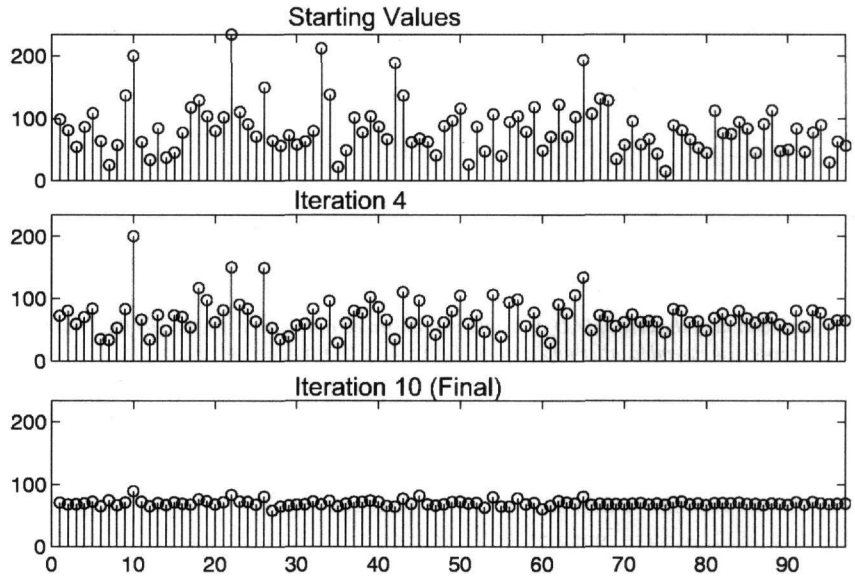


Figure 3. Application of the robust iterated W-estimator to the Z_{yx} ensemble of Figure 1.

This algorithm will effectively downweight the influence of non-Gaussian noise, provided that the population of noise-free data dominates the population of noisy data. Its performance is a function of noise and data statistics, progressively deteriorating as the probability of receiving noise waveforms increases, until breakdown when the noise is as likely as the data and can cloak the distribution of the noise-free population beyond recognition and recovery. In this event, the treatment must be case-specific. The robust methods cannot cope with continuous harmonic multiple coherent noise, for obvious reasons. In conclusion, the robust W-estimator can provide effective means of overcoming non-Gaussian noise and can be useful for the long-term monitoring of time-dependence in the MT response functions.

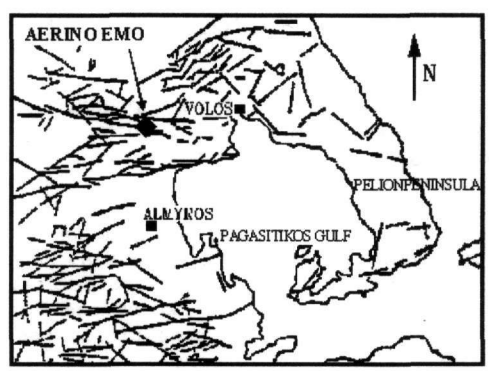


Figure 4. Location of the Aerino EMO and the tectonic lineaments in SE Thessaly, after Cratchley (1983).

4. APPLICATION TO EARTHQUAKE PREDICTION RESEARCH

The magnetotelluric data used in this study was recorded at a semi-permanent Electromagnetic Observatory (EMO) located at an altitude of 210m and at co-ordinates 39°21.5′N and 22°45.2′E, near the village Aerino of Velestino county, SE Thessaly (Figure 4). The station was located on the hanging wall of the Chalkodonio mountain fault, above the seismogenic volume of the three Ms 6-6.8 events of 1957. Observations were carried out with non-polarising solid solution Pb-PbCl2 electrodes and a 3-component fluxgate magnetometer. The data was recorded with a dedicated automatic 7-channel logging unit, equipped with 20-bit δ-σ digitisers and capacious disks, capable

for extended autonomous operation. The observations were interrupted between August and November 1994, due to a brush fire that crippled the electric field sensor system, but fortunately leaving unscathed the other equipment, which was better protected. The EMO operated normally until July 1995 when the logger malfunctioned and was decommissioned.

Response functions cannot be estimated at periods shorter than approx. 50s, due to the low sensitivity of the magnetometer (resolution > 0.01nT), and the continuously increasing noise levels from the expansion of Aerino village and nearby small agricultural industries. The results for the longer periods are estimated over fortnight to month long intervals and are presented in Figures 5a and 5b for two distinct periods and in Figure 6 for the entire spectrum of the off-diagonal tensor elements Z_{xy} and Z_{yx}. In general, long term magnetotelluric crustal monitoring with response functions repeatable to within 10-20% has been possible. As can be observed in Figure 5, the shorter periods (higher frequencies) are estimated with better repeatability, within approximately 10%, than the longer periods, (lower frequencies), which are estimated with a repeatability of 15% or higher. These differences are attributed to the different data and noise statistics at different parts of the spectrum but overall, the technique performs very well compared to the results quoted from the international literature for single-site long period data, (e.g. Park et al., 1993; Johnston, 1997). At any rate, the available data indicate that no systematic observable changes in the deep (lower crustal) geoelectric structure have taken place during October 1993 - July 1995. Nevertheless, long period (>50s) data may well miss the better part of the schizosphere, where major earthquakes nucleate (10-15 km). Shorter period observations with sensitive induction coils are likely to provide more meaningful information on processes occurring at depths comparable to the strongly deforming volumes of intermediate - large earthquakes.

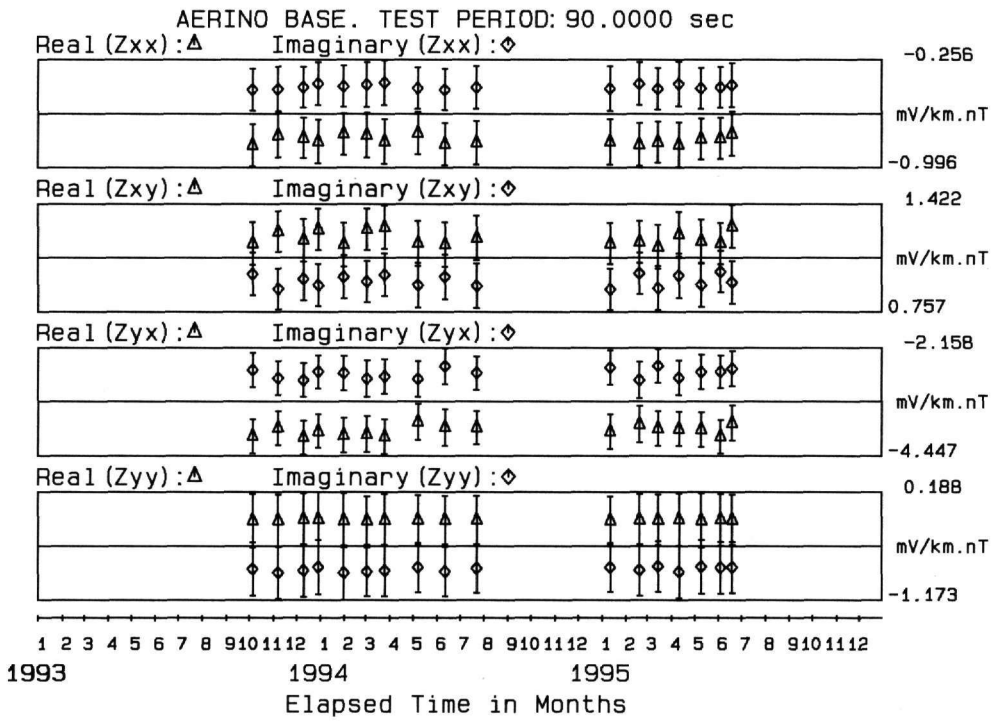


Figure 5a. Time dependence of the MT impedance tensor at T=90s.

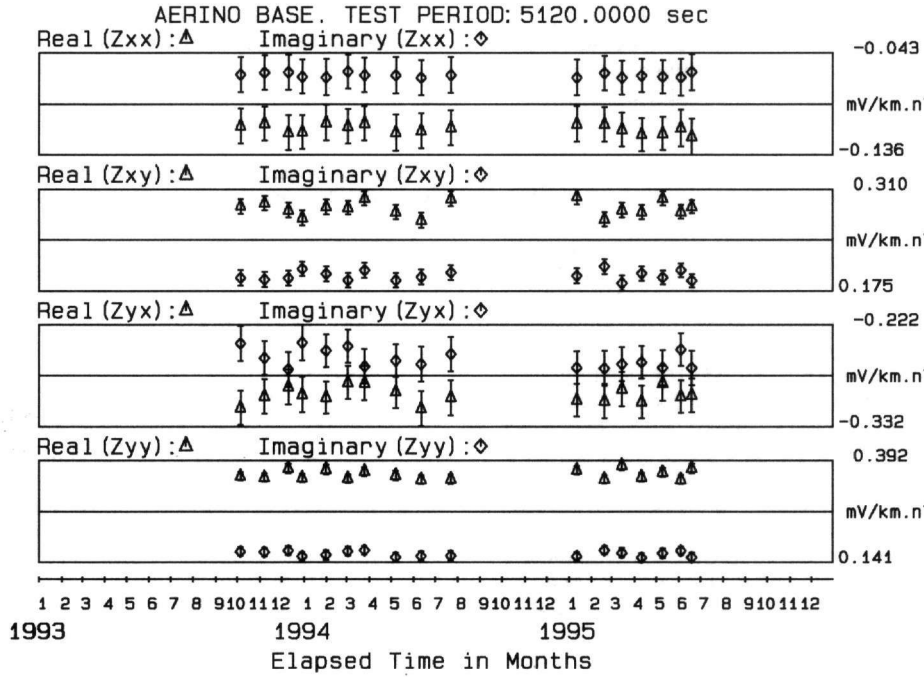


Figure 5b. Time dependence of MT impedance tensor at T=5120s.

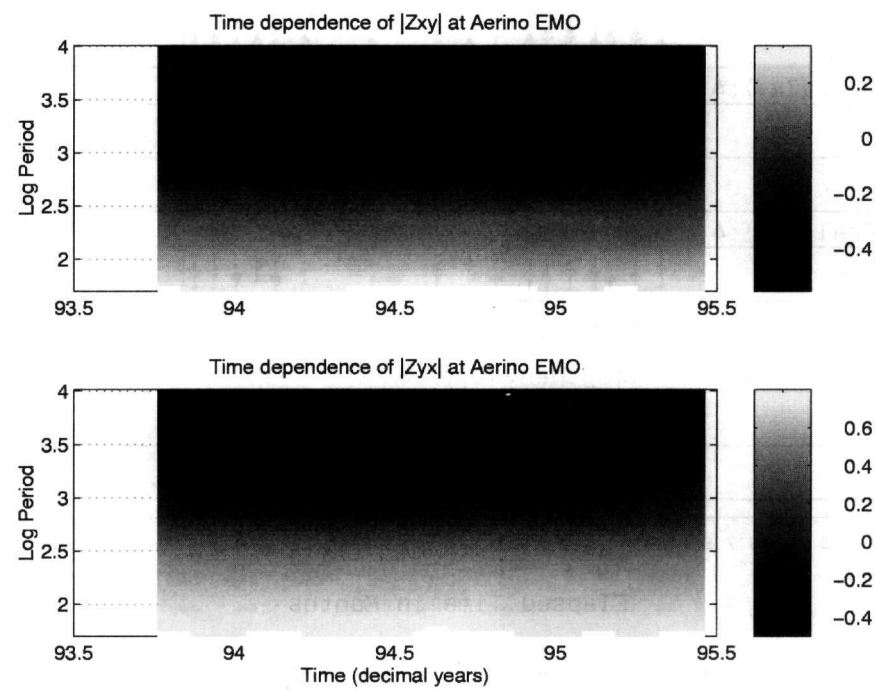


Figure 6. The time dependence of broad-band off-diagonal impedance thesor elements at the Aerino EMO.

ACKNOWLEDGEMENTS

The Electormagnetic Observatory at Aerino was financially supported by the European Commission programmes EPOCH-CT91-0045 and EV5V-CT94-0449. Sincere thanks to Prof. Dr G-A Tselentis and to Dr P. Karmis for their constructive reviews.

REFERENCES

ARVIDSSON, R. AND KULHANEK, O., 1993. Enhancement of seismic electric signals using magnetotellurics, *Tectonophysics,* **224**, 131-139.

BEAMISH, D., 1982. The time dependence of electromagnetic response functions. *Geophysical Surveys,* **4**, 405-434.

BEAMISH, D., 1986. Deep geoelectric structure beneath the Northumberland Basin, *Geophys. J. R. astr. Soc.,* **84**, 619-640.

CHAVE, A.D., THOMSON, D.J. AND ANDER, M.E., 1987. On the robust estimation of power spectra, coherences and transfer functions, *J. Geophys. Res.,* **92**, 633-648.

CRATCHLEY, C.R., 1983. Volos Project, PA 85F. Progress report, IGS component for the period 1st April-30 September 1983, British Geological Survey.

EGBERT, G.D. AND BOOKER, J.R., 1986. Robust Estimation of Geomagnetic Transfer Function Data, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **87**, 173-194.

EGBERT, G.D. AND LIVELYBROOKS, D.W., 1996. Single station magnetotelluric impedance estimation: Coherence weighting and the regression M-estimate, *Geophysics,* **61**, 964-970.

ERNST, T., JANKOWSKI, J., ROZLUSKI, C. AND TESSEYRE, R., 1993. Analysis of the electromagnetic field recorded in the Friuli seismic zone, NE Italy, *Tectonophysics,* **224**, 141-148.

HAMPEL, F.R., RONCHETTI, E.M., ROUSSEEUW, P.J. AND STAHEL, W.A., 1986. *Robust Statistics: An Approach Based on Influence Functions,* Wiley.

HUBER, P.J., 1981. *Robust Statistics,* Wiley.

JOHNSTON, M.J.S., 1997, Review of electrical and magnetic fields accompanying seismic and volcanic activity, *Surv. Geophys.*, **18**, 441-475.

JONES, A.G., OLAFSDOTTIR, B. AND TIIKKAINEN, J., 1983. Geomagnetic induction studies in Scandinavia III. Magnetotelluric observations, *J. Geophys.*, **54**, 35-50.

KHARIN, E.P., 1982. Changes in the transfer functions with time, *Geophysical Surveys*, **4**, 467-500.

LARSEN, J.C., 1989. Transfer functions: Smooth robust estimates by least squares and remote reference methods, *Geophys. J. Int.,* **99**, 655-663.

MYACHKIN, V., BRACE, W., SOBOLEV, G. AND DIETERICH, J., 1975. Two models of earthquake forerunners, *Pure Appl. Geophys.*, **113**, 169-181.

KOUSKOUNA, V., 1991. Factors which modify the attenuation of seismic intensities in central Greece and contribution to the mapping of earthquake hazard, Doctorate Thesis, Univ. of Athens (in Greek, w. extended abstract in English).

PARK, S.K., JOHNSTON, M.J.S., MADDEN, T.R., MORGAN, F.D. AND MORISSON, H.F., 1993. Electromagnetic precursors to earthquakes in the ULF band: a review of observations and mechanisms, *Rev. Geophys.*, **31**, 117-132.

PEDERSEN, L.B., 1982. The magnetotelluric impedance tensor - its random bias and errors, *Geophysical Prospecting*, **30**, 188-210.

ROZLUSKI, C.P., AND YUKUTAKE, T., (1993). Preliminary analysis of magnetotelluric and seismic activity in the Cxubu district, Japan, *Acta Geophys. Polonica,* **41**, 17-26.

SCHOLZ, C.H., 1990. The Mechanics of Earthquakes and Faulting, Cambridge University Press, 439pp.

SIMS, W.S., BOSTICK, F.X., JR. AND SMITH, H.W., 1971. The estimation of magnetotelluric impedance tensor elements from measured data1, *Geophysics*, **36**, 938-942.

SUTARNO, D. AND VOZOFF, K., 1991. Phase-smoothed robust M-estimation of magnetotelluric impedance functions, *Geophysics*, **56**, 1999-2007.

SVETOV, B.S., KARINSKIJ, S.D., KUSKA, Y.I. AND ODINTSOV, V.I., 1997. Magnetotelluric monitoring of geodynamic processes, *Annali di Geofisica*, **40**, 435-444.

TZANIS, A., 1988. Investigations on the properties and estimation of the Earth response operators from EM sounding data, PhD Thesis, Univ. of Edinburgh.

TZANIS, A. AND BEAMISH, D., 1989. A high resolution spectral study of audiomagnetotelluric data and noise interactions, *Geophys. J.*, **97**, 557-572.

TZANIS, A., 1994. MAGNET: A magnetotelluric data editing system, suitable for earthquake prediction research. *Proceedings, XXIV ESC Gen. Assembly,* Athens, Greece, 1994, Vol. **I**, 129-141.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/4, 1645-1651, 2001 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/4, 1645-1651, 2001
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

SEISMOTECTONIC CHARACTERISTICS OF THE AREA OF WESTERN ATTICA DERIVED FROM THE STUDY OF THE SEPTEMBER 7, 1999 ATHENS EARTHQUAKE AFTERSHOCK SEQUENCE.

N. VOULGARIS[1], M. PIRLI[1], P. PAPADIMITRIOU[1], J. KASSARAS[1] AND K. MAKROPOULOS[1]

ABSTRACT

A detailed analysis of the aftershock sequence of the September 7, 1999 Athens earthquake was performed in order to define the fault planes activated during this sequence and study the tectonic regime of the area. Calculated fault plane solutions were verified by the composite solutions and the application of the principal parameters method. The combined results indicate a uniform tectonic status in the western part of the aftershock area, with normal faulting of WNW-ESE trend and an average dip of 60°I and a more complex one in the eastern part, where the azimuths of the activated fault planes vary and a transverse antithetic fault is also active. This variation could possibly imply a variation of the local stress field.

KEY WORDS: focal mechanisms; principal parameters method; eigenvalues; eigenvectors; Attica seismotectonic regime.

1.INTRODUCTION

A strong earthquake of magnitude M_S=5.9 occurred in the vicinity of Athens on September 7, 1999. The main shock, which was preceded by four foreshocks, took place at 11:56 GMT (14:56 local time). According to the Seismological Laboratory of the Department of Geophysics and Geothermics of the University of Athens the epicenter was located at 23°E 33.9' and 38°N 06.3', while the focal depth was estimated to be 8 km. The focal mechanism of the main shock represents normal faulting with a fault plane trending 105°N, and dipping 55° (Papadimitriou et al, 2000; Papanastassiou et al, 2000; Tselentis and Zahradnik, 2000).

The main event was followed by a large number of aftershocks, which were recorded by a local, digital network of 8 portable stations (Voulgaris et al., 2000), installed in the epicentral area by the Athens University Seismological Laboratory the day after the main shock (figure 1), and remained in operation until December 1999. A total of 3261 of aftershocks were analyzed. The spatial distribution of the aftershock sequence (figure 1) displays a WNW-ESE trend and a dense concentration of aftershocks at the eastern part of the aftershock area. The focal depth distribution of the aftershocks, appears to be concentrated at a depth of 6-7 km, with only a few events exceeding the depth of 11 km. Shallow events (depth<3km) appear also to be rare. These observations can be verified from the four NNE-SSW cross sections of a width about 2 km (figure 2). In cross sections 1, 2, 3 the depth distribution of hypocenters indicates the geometry of the seismic fault plane. In cross section 4, the image obtained is not as clear as in the former 3 and the existence of the transverse antithetic fault can be inferred.

2. FAULT PLANE SOLUTIONS

Initially, as a first step for the seismotectonic analysis of the September 7, 1999 aftershock sequence, 1051 events were selected and their focal mechanism solution was calculated using P-wave first motion polarities. The selection was based on the criteria of the number of available observations, which for the selected events was greater than 6 and sufficient azimuthal coverage. Most of the 1051, well constrained, focal mechanism solutions represent normal faulting (figure 3a), with only a small percentage of reverse and strike slip solutions. The solutions indicate a fault plane with geometry very similar to the one described by the spatial distribution of the aftershocks. However, rose diagrams of azimuth and dip orientation distribution, display a variety of fault plane orientations. As far as the dip orientation is concerned, a wide range of values appears, nevertheless, the largest concentration represents planes dipping westwards (figure 3b). A small number of eastwards dipping planes is also present.

1. University of Athens, Faculty of Geology, Department of Geophysics-Geothermics, Panepistimiopolis, 157 84, Zographou.

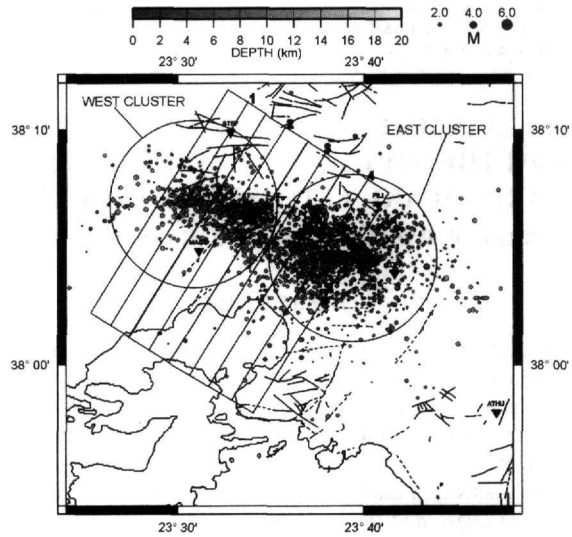


Fig.1: Schematic map of western Attica, showing the distribution of the aftershocks, the location of the epicenter of the main shock (star) and the locations of the seismological stations. The two circles correspond to the two sub-areas (see text). 1, 2, 3, 4: cross sections.

In addition, in order to verify the results obtained from the calculation of fault plane solutions for individual aftershocks and taking into account their spatial and temporal distribution, 20 composite solutions for selected groups of aftershocks were also calculated. These solutions when plotted on a tectonic map of the area (figure 4) showed good agreement with some of the known faults in the area. They all represent normal faulting, although variations regarding the azimuth of the nodal planes, especially at the eastern part, can be observed. These solutions also verified, up to a certain degree, the individual focal mechanism solutions, in the sense that more constrained solutions were provided. Nevertheless, the degree of validity of the obtained results was not entirely satisfying yet, creating the need for further verification, by applying an alternative methodology, independent of the number of first arrivals.

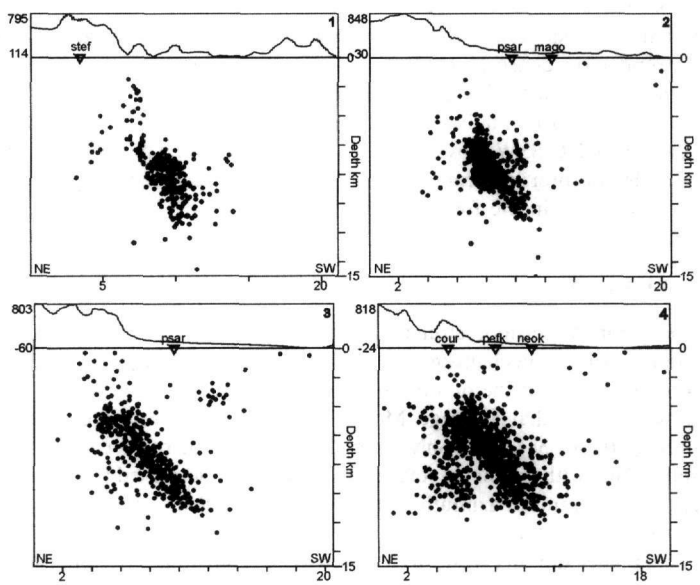


Fig.2: Cross sections with NNE-SSW trend and width of 2km, displaying the distribution of the aftershocks by depth.

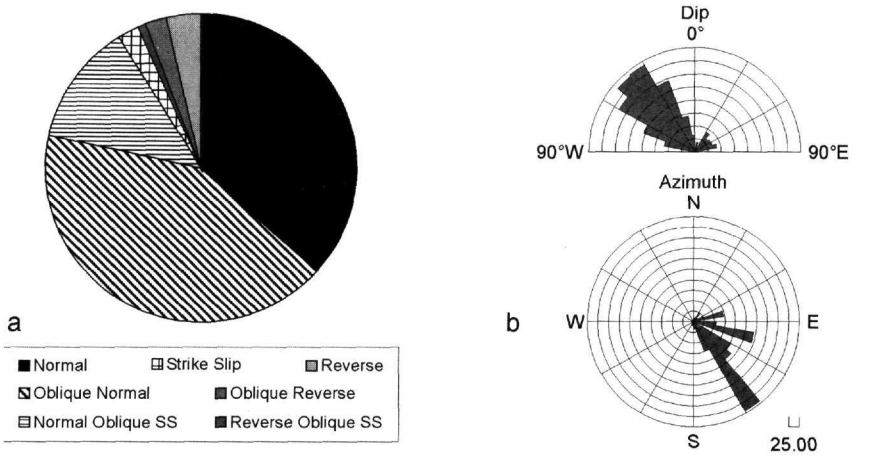


Fig.3: (a) Pie diagram of the types of focal mechanism solutions. (b) Rose diagrams for the azimuth and dip of the fault plane.

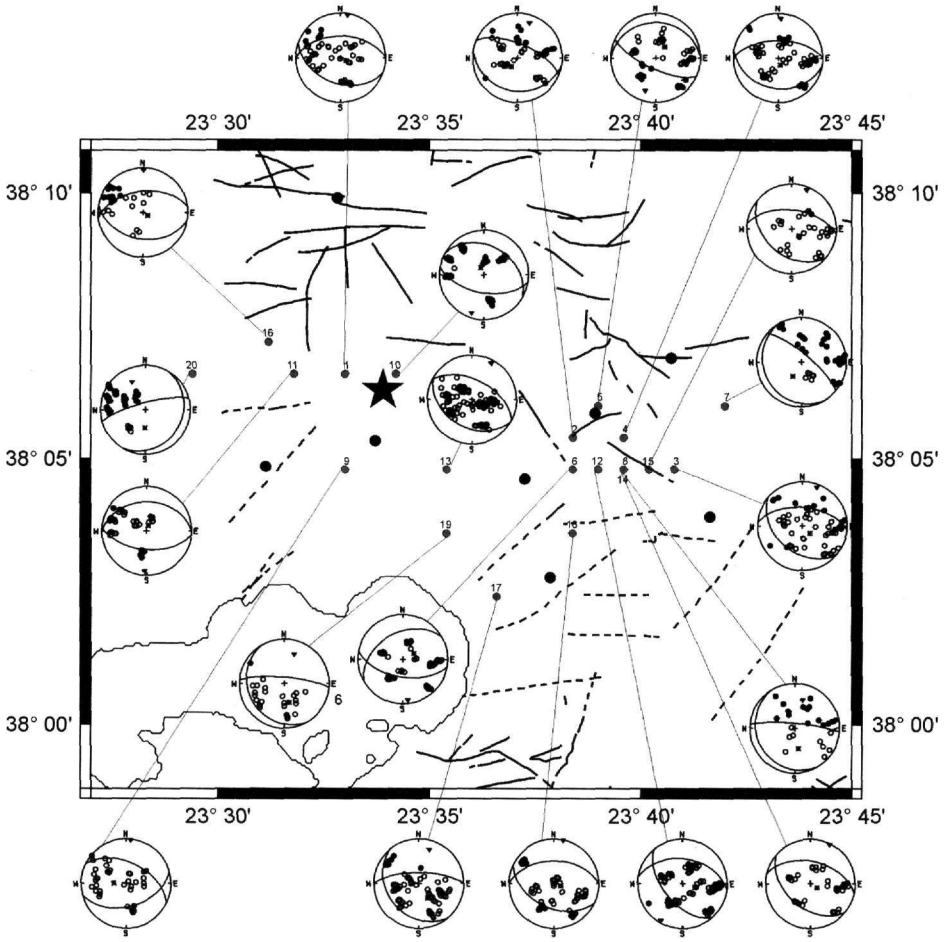


Fig.4: Schematic tectonic map of western Attica with the location of the main shock (star), the portable stations (black circles) and 20 composite focal mechanism solutions.

Hence, the method of principal parameters (Ebbling and Michelini, 1986; Michelini and Bolt, 1986; Makropoulos et al, 1989) was selected in order to determine the orientation of the fault planes activated during the aftershock sequence of the September 7, 1999 earthquake.

3. BRIEF DESCRIPTION OF THE PRINCIPAL PARAMETERS METHOD

The main assumptions and the step-by-step procedure of the method may be summarized as follows.

An earthquake sequence is assumed to consist of a large number of faults within an active seismic volume embedded in the regional stress field. Each rupture causes a redistribution of the stress field and accumulation of stress on the boundary of the rupture surface and on adjacent faults, where the next earthquake is on the average expected to occur (Michelini and Bolt 1986). This progressive character of the model is supported by the observation that aftershocks are clustered in both space and time, suggesting that they are dependent of each other.

Therefore it is expected that the analysis of the spatial distribution of time successive events could get insight into the mechanism involved, by providing additional information about the time and space evolution of the rupturing system. Based on these assumptions and observations, the method consists of studying the spread, or variance-covariance matrix, of successive sets of temporally arranged events, within the aftershock sequence. This matrix may be regarded as defining the spatial ellipsoid, fitted through the foci, whose axes are the eigenvectors of the matrix, with lengths equal to the square roots of the eigenvalues. The comparison of the successive principal components is next attempted, while certain criteria for the flattening of the ellipsoid are taken into account in order to lead the comparison between successive coplanar ellipsoids.

The principal parameters of each group of coplanar ellipsoids are then averaged and projected on a lower hemisphere equal-area projection. Finally the planes perpendicular to the direction of the average of the smallest eigenvectors represent the planes that are the best fit of the foci.

More details about the step-by-step procedure can be found in Ebbling and Michelini (1986), Michelini and Bolt (1986), Makropoulos et al (1989).

4. APPLICATION OF THE METHOD FOR THE ATHENS EARTHQUAKE AFTERSHOCK SEQUENCE

Initially, during a testing phase, the method was applied to the whole aftershock area. Following the procedure described in Makropoulos et al (1989), a window width Q of 30 events was determined by testing for several values of Q and constructing the diagram of the ratio of the intermediate and minimum eigenvalues (T_2/T_3) as a function of Q.

Following the evaluation of initial results for the whole aftershock sequence (fig. 5a), which indicated variability in the distribution of the projections of the maximum and minimum eigenvectors, the aftershock area was divided in two sub-areas, a western and an eastern one. The division was performed, taking into account the spatial distribution of the aftershocks (figures 1 and 2), which seemed to imply the existence of two clusters as well as the results obtained by the calculation of first motion polarities fault plane solutions and the composite solutions.

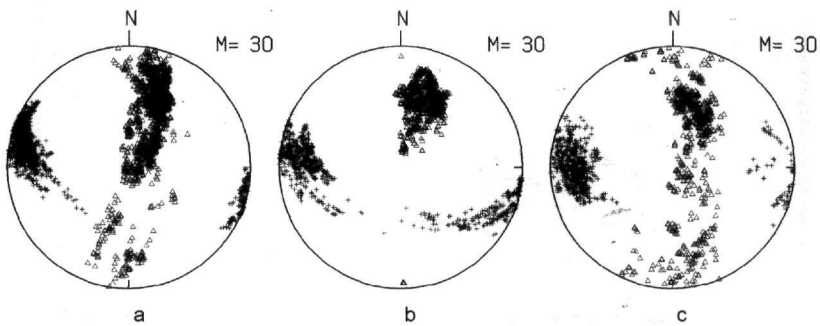


Fig.5: Lower hemisphere equal-area projection of the maximum (+) and minimum (Δ) eigenvectors (a) for the whole aftershock area, (b) for the western sub-area and (c) for the eastern sub-area.

Figure 5b displays the projection of the maximum and minimum eigenvectors for the western sub-area, which is characterized by a highly clustered distribution of the projected vectors. In figure 5c, on the other hand, which corresponds to the eastern sub-area, the projected values appear to be less concentrated occupying a large part of the projection area.

The projections of the average of successive coplanar ellipsoids (figure 6a), which represent the results for the western sub-area, display a considerable degree of similarity. All of them corresponded to fault planes of azimuth between 110°±20°, with an average dip of 55° to 60°. These parameters are in very good agreement with those calculated for the September 7, 1999 main shock as well as the individual and composite fault plane solutions calculated for events in this cluster.

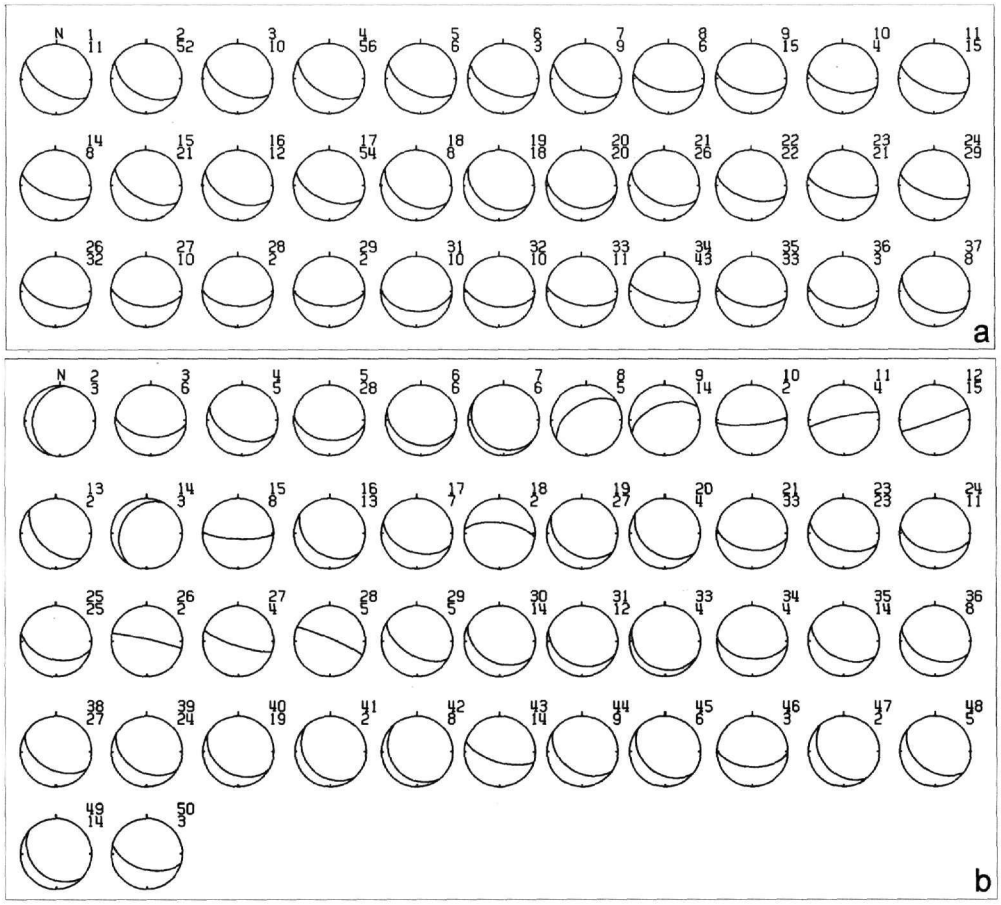


Fig.6: Lower hemisphere equal-area projection of the average of successive coplanar ellipsoids for the western (a) and eastern (b) sub-area. (a) Number 12, 13, 25 and 30 have been omitted as they consisted of one plane only. (b) Same for number 1, 22, 32 and 37.

In the eastern sub-area (figure 6b) the results indicate a greater variety of azimuths and dips for the activated fault planes, compared to the ones of the western sub-area. Moreover, apart from the solutions of similar type to that of the western cluster (e.g. solutions 3, 4, 5, 6, 7 etc), a second group of solutions characterized by different azimuth and dip direction (solutions 8, 9, 11, 18, 26, 28) is also evident supporting the activation of a transverse antithetic fault during the evolution of the aftershock sequence. Additional types of solutions (e.g. 2, 14) indicate that several secondary faults were also activated during the course of the aftershock sequence in the eastern part of the area.

5. DISCUSSION AND CONCLUSIONS

Statistical analysis performed on the results of the principal parameters method for both clusters (figure 7), weighted according to the number of successive coplanar ellipsoids of each solution (figure 6), confirmed the azimuth and dip uniformity of the western cluster, compared to the eastern cluster. The azimuth distribution rose diagrams for both clusters (figure 7a,d) indicate a small southwards rotation of the mean orientation of the fault plane in the eastern cluster. Moreover, in figure 7d the activation of a transverse antithetic fault, trending

N60°E, is confirmed. An increase of the mean dip of the calculated fault planes can be observed in the western cluster (figure 7b,c), where the dip distribution appears to be more constrained.

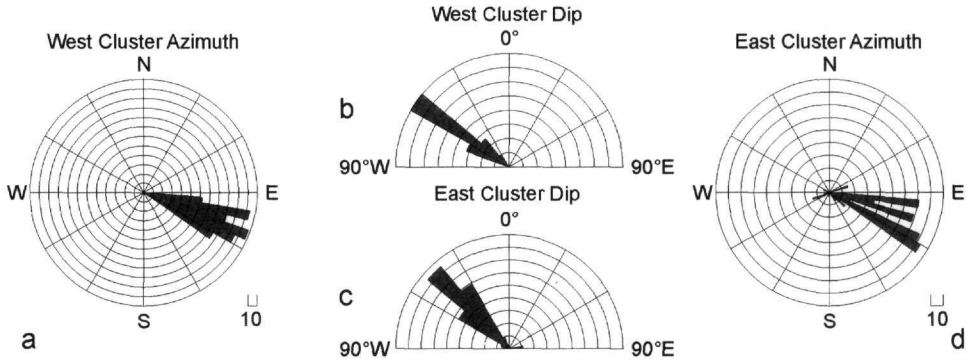


Fig.7: Rose diagrams for the weighted azimuth and dip distribution, according to the number of coplanar ellipsoids contained in each solution, of the suggested activated fault planes for the western and eastern sub-areas.

Evaluation of the reliability of the results obtained from the application of the principal parameters method for the September 7, 1999 M=5.9 aftershock sequence, as expressed by the number of coplanar ellipsoids per solution, indicates that the volume and quality of available data represent key factors for the success of the analysis (Ebbling and Michelini, 1986; Michelini and Bolt, 1986; Makropoulos et al, 1989). Furthermore, comparison with the solutions derived from the P-wave first motion polarity method and the composite focal mechanisms confirms the accuracy and validity of these results.

Concerning the activated fault planes, the image obtained in the four cross sections of figure 2, is also verified, as the easternmost of them fails to display a clearly shaped fault plane and the existence of a transverse antithetic fault is interrupting the linearity of the hypocenter distribution, observed in the former three cross sections.

These observations suggest a possible variation of the general E-W direction of the extensional seismotectonic regime in the area (Delibasis et al, 2000), which could be attributed to transpressional effects created by the presence of a tectonic boundary trending NE-SW to the east, in the vicinity of the convergence of Mount Parnitha with Mount Aegaleon (Mariolakos and Fountoulis, 2000). The former is expressed by the appearance of normal fault planes with uniform azimuth and dip, whereas the second is represented by the variety of activated fault planes and mechanism solution types.

REFERENCES

DELIBASIS N., PAPADIMITRIOU P., VOULGARIS N., KASSARAS I., 2000: The Parnitha fault: a possible relationship with other neighboring faults and causes of larger damages. *Annales Geol. Des Pays Helleniques*, 1e serie, tome XXXVIII, fasc. B, p. 41-50.

EBBLING C., MICHELINI A., 1986: A principal parameters analysis of aftershock sequences: applied to the 1977 Friuli, Italy, sequence. *Ann. Geophys.* 4,b,4, p. 473-480.

MAKROPOULOS K., TSELENTIS A., VOULGARIS N., DRAKOPOULOS J., 1989: Spatial and temporal evolution of the September 1986, Kalamata, Greece, aftershock sequence. *Bull. Geol. Soc. Greece*, vol. XXIII/3, p. 373-384.

MARIOLAKOS I., FOUNTOULIS I., 2000: The Athens earthquakes September 7, 1999: the neotectonic regime of the affected area. *Annales Geol. Des Pays Helleniques*, 1e serie, tome XXXVIII, fasc. B, p. 165-174.

MICHELINI A., BOLT B.A., 1986: Application of the principal parameters method to the 1983 Coalinga, California, aftershock sequence. *Bull. of the Seismol. Soc. of America*, vol. 76, No 2, p. 409-420.

PAPADIMITRIOU P., KAVIRIS G., VOULGARIS N., KASSARAS J. DELIBASIS N., MAKROPOULOS K., 2000: The September 7, 1999 Athens earthquake sequence recorded by the CORNET network: preliminary results of source parameters determination of the main shock. *Annales Geol. Des Pays Helleniques*, 1e serie, tome XXXVIII, fasc. B, p. 29-40.

PAPANASTASSIOU D., STAVRAKAKIS G., DRAKATOS G., PAPADOPOULOS G., 2000: The Athens, September 7, 1999, M_s=5.9, earthquake: first results on the focal properties of the main shock and the aftershock sequence. *Annales Geol. Des Pays Helleniques*, 1e serie, tome XXXVIII, fasc. B, p. 73-88.

TSELENTIS G.A., ZAHRADNIK J., 2000: Aftershock monitoring of the Athens earthquake of 7 September 1999. *Seism. Res. Lett.*, vol. 71, p. 330-337.

VOULGARIS N., KASSARAS I., PAPADIMITRIOU P., DELIBASIS N., 2000: Preliminary results of the Athens September 7, 1999 aftershock sequence. *Annales Geol. Des Pays Helleniques*, 1e serie, tome XXXVIII, fasc. B, p. 51-62.

ΕΥΡΕΤΗΡΙΟ ΣΥΓΓΡΑΦΕΩΝ
AUTHORS' INDEX

Aarseth, E. 337
Aidona, E.V. 303
Alexandri, M. 671
Alexandrou, K. 1385
Alexopoulos, J. 1357
Ananiadis, G. 755, 785
Anders, B. 985
Andreou, C. 1465, 1531
Angelopoulos, A. 259
Angelova, D. 55
Arikas, K. 911, 1065
Atakan, K. 1465, 1531
Athanassiou, A. 533
Atzemoglou, A. 61
Avdulaj, F. 321
Avdulaj, Q. 1247
Avgerinas, A. 91, 985
Avramidis, P. 785
Baba, B. 1539
Bacani, A. 1973
Baier, B. 1441, 1449
Bako M. 541, 1473, 1479
Bako P. 1479
Bakopoulos, I. 1237
Bare V. 1473, 1479
Bare Vj. 1473, 1479
Boev, B. 91
Bonini, M. 275
Bonneau, M. 619
Broecker, M. 967
Buli, K. 613
Buli, N. 613
Buzi, X. 1981
Cadet, J.P. 619
Carras, N. 103
Cheliotis, I. 1053
Christidis, G. 1163, 1169
Christofides, G. 967, 995, 1177
Chronis, G. 297
Chrysostomou, A. 1379
Constantinides, D. 1073
Crysostomou, P. 1379
Danamos, G. 83
Danelian, T. 619
Demetriades, A. 1131
Dragastan, O. 593
Dragovich, D. 1749
Drinia, H. 627
Dunkl, I. 91, 129
El Mahallawi, M.M. 1139
Eleftheriadis, G. 911, 967, 995, 1177
Fahmy, M.E. 1325
Faupl P. 97
Fermor, M. 1999
Flotte, N. 235
Foundoulis, D. 259
Fountoulis, I. 1465, 1531
Frank, W. 911
Frisch, W. 91, 129
Gabrielsen, R.H. 337
Galanis, O. 1485, 1619
Ganas, A. 2033
Gartzos, E. 2047
Gatsis, I. 2039
Georgakopoulos, A. 1229
Getsos, K. 785
Gjani, L. 635
Gjika, A. 1247, 1493
Gjika, M. 1493
Gjini, A. 1981
Gjoka, M. 1981
Gjoni, V. 1049
Guri, M. 635, 1493
Guri, S. 635, 1493
Guzzetta, G. 75
Hallaci, A. 811
Hallaci, H. 811
Hatziyannis, G. 1255
Helmi, M.P. 1619
Helmy, H.M. 1139
Hionidi, M. 1991
Hrissanthou, V. 763
Hyseni, A. 311
Igarashi, G. 1433
Iordanidis, A. 1229
Jacobshagen, V. 29
Jano, E. 1503
Jano, K. 1503
Jatzidimitriou, P.M. 1507
Jeffrey, C. 859, 1059

Η ταξινόμηση των συγγραφέων γίνεται με τη μορφή που παρουσιάζεται το όνομά τους στις εργασίες. Στο ευρετήριο συγγραφέων προηγείται το λατινικό αλφάβητο και ακολουθεί το ελληνικό.

Kadosa, B. 91
Kamberis, E. 1265
Kambouris, P. 1357
Kamel, O. 1139
Kane, T. 1981
Kapolos, J. 679
Karakaisis, G.F. 1573, 1581
Karakitsios, V. 1237
Karakostas, B.G. 1581
Karakostas, V.G. 1539
Kassaras, J. 1645
Kassoli - Fournaraki, A. 995, 1177
Kati, M. 779
Khanaga, P. 1185
Kilias, A. 91, 267
Kilias, S.P. 1053
Kiratzi, A. 1485
Kitsopoulos, K. 859, 1059
Kociu, S. 311
Koci, R. 1247
Koci, S. 1247
Kokkalas, S. 243
Kondopoulou, D. 61
Kontopoulos, N. 785
Koravos, G.C. 1507, 1627
Koroneos, A. 967
Kostopoulos, D. 931, 949, 985
Koularas, D.T. 1627
Kouli, M. 917
Koumantakis, I. 1991
Kranis, H. 251, 281
Krohe, A. 949
Kumati, L. 613
Lagios, E. 1587, 2033, 2055
Lalechos, S 259
Lamera, S. 917
Latoussakis, J. 1563
Lekkas, E. 83, 1515, 1523
Leng, M. 1053
Livaditis, G. 251
Loos, S. 985
Louis, I. 1363, 1371
Lykousis, V. 671
Makaris, D. 1567
Makri, P. 1163
Makropoulos, K. 1645
Marinos, P.G. 1755
Mariolakos, K.: 923
Markopoulos, T. 1169
Maroukian, H. 251, 459
Marsh, N. 859
Matova, M. 1765
Mavridou, S.D. 1619
Mecaj, T. 549
Melfos, V. 1065
Metaxas, C. 259, 297
Migiros, G. 97
Mori, T. 1433
Most, T. 91, 129
Mountrakis, D. 267
Mouslopoulou, V. 1465, 1531
Mposkos, E. 931, 939, 949, 977
Mpourlokas, J. 785
Mukelli, P. 311
Mulugeta, G. 275
Myftari, B. 541
Myftari, S. 541
Naden, J. 1053
Nazaj S. 1473
Neumann, P. 771
Ngresi L. 1473, 1479
Ngresi, V. 1479, 1473
Neziraj, A. 811
Nicolopoulos, E. 459
Nomikou, P. 289
Notsu, K. 1433
Omer, S.A. 1325
Ozpinar, Y. 959
Palyvos, N. 251, 459
Panagopoulos, A. 1991
Panilas, S. 1255
Pantopoulos, G. 785
Papadimitriou, E. 1539
Papadimitriou, P. 1645
Papadopoulos, G. 1485, 1547
Papadopoulos, T. 1357
Papadopoulou, L. 967
Papaioannou, C.A. 1507, 1581
Papanastassiou, D. 1555, 1563, 1567
Papanikolaou, D. 281, 289, 297
Papatheodorou, G. 679
Papazachos, B.C. 1573
Papazachos, C.B. 303, 1573, 1581
Pape, M. 911
Papoulis, D. 867, 875
Paraskevas, E. 917
Parcharidis, I. 1587, 2039, 2047, 2055
Parika, M. 1973
Patsia, C.I. 1627
Pavlakis, P. 671
Pavlides, S. 311, 345
Pavlopoulos, A. 97
Pavlopoulos, K. 459
Pelaez Montilla, J.A. 1595
Pe-Piper 917
Perdikatsis, V. 883
Perraki, M. 939, 977
Persson, K.S. 467
Petrakakis, K. 97, 911
Photiades, A. 103, 111

Pinarelli, L. ... 995
Piperi, A. ... 1503
Pirli, M. ... 1645
Plessa, A. ... 1547
Poisson, A. ... 619
Pomoni - Papaioannou, F. ... 111
Poulimenos, D. ... 785
Prenjasi, E. ... 321
Prillo, J. ... 549
Prillo, S. ... 549, 613
Proedrou, P. ... 1265
Psilovikos, A. ... 763
Psomiadis, E. ... 2047, 2055
Psycharis, V. ... 883
Qyrana, F. ... 1503
Rakipi, N. ... 1503
Ranxha, S. ... 635
Ravasopoulos, J. ... 679
Reischmann, T. ... 985
Repola, I. ... 75
Riedl, H. ... 475
Riegel, W. ... 1185
Rigakis, N. ... 1237, 1265
Ring, U. ... 329
Roqi, R. ... 613
Rousakis, G. ... 671
Roussos, N. ... 1265
Sakellariou, D. ... 83
Sanz De Galdeano, C. ... 1595
Savvaidis, A. ... 1379, 1573
Scordilis, E.M. ... 1573
Scott, P. ... 859, 1059
Serelis, K. ... 2039
Serjani, A. ... 811
Seymour, K. ... 917
Shawh, A. ... 1073
Sikalidis, K. ... 1177
Sina, M. ... 321
Skias, S.G. ... 1773
Sklavounos, S. ... 985
Skourtsos, E. ... 83
Skov, T. ... 337
Skrami, J. ... 1601
Slpez Casado, C. ... 1595
Sokoutis, D. ... 275, 467
Solakius, N. ... 779
Soldatos, T. ... 967
Solheim, M. ... 337
Sorel, D. ... 235
Soujon, A. ... 29
Stavrakakis, G. ... 1563, 1567, 2033
Streetly, M. ... 1999
Sulaj, Y. ... 321
Sverdrup, E. ... 337
Thomaidou, E. ... 267
Triantafyllou, G. ... 1169
Triantaphyllou, M. ... 645
Trifoni, E. ... 1493, 1981
Tsapanos, T. ... 1485, 1507, 1611, 1619, 1627
Tsapanos, T.M. ... 1507, 1619, 1627
Tsokas, G. ... 1379, 1385
Tsolis-Katagas, P. ... 867, 875
Tsourlos, P. ... 1379, 1385
Tuktun, Z. ... 345
Tzanis, A. ... 1635
Tzeli, P. ... 1385
Vacalas, J. ... 785
Valsami-Jones, E. ... 1441
Vamvakaris, D.A. ... 303
Vamvoukakis, C. ... 917
Vargemezis, G. ... 303, 1379, 1385
Vavelidis, M. ... 1065
Vlahou, M. ... 995, 1177
Voudouris, K. ... 1991
Voulgaris, N. ... 1645
Vrielync,k B. ... 619
Xhaxhiu, A. ... 635
Xypolias, P. ... 353
Zacharioudakis, G. ... 1999
Zananiri, I. ... 61, 1393
Zelilidis, A. ... 483, 755, 785
Zouros, N. ... 267, 311

Αβραμίδης, Π. ... 1811
Αγγελίδης, Μ.Ο. ... 709
Αγγελικάκης, Ι. ... 1875
Αγραφιώτης, Δ. ... 199
Αλατζάκη, Α. ... 1903
Αλεξανδρής, Γ.Α. ... 199
Αλεξόπουλος, Α. ... 3, 47, 217, 565, 1783, 1843, 1851
Αλεξόπουλος, Ι. ... 121, 1301, 1309, 1317, 1851
Αλεξούλη - Λειβαδίτη, Α. ... 389, 1655
Αλμπανάκης, Κ. ... 691
Αμπατζή, Σ.Μ. ... 1185
Αναστασάκης, Γ. ... 737
Ανδρεαδάκης, Ε. ... 1843, 1851
Ανδρινόπουλος, Α. ... 725
Αντωνιάδης, Κ. ... 1697
Αντωνιάδης, Π.Α. ... 1185
Αποστολίδης, Ε. ... 1715
Αποστολίδης, Π. ... 1277
Αρβανίτης, Α. ... 1083, 1081, 1903
Αρίκας, Κ. ... 1015
Αυγερινάς, Α. ... 129
Βαβελίδης, Μ. ... 1015
Βαβλιάκης, Ε. ... 451
Βαϊόπουλος, Δ. ... 363, 1343, 2009
Βαλαδάκη-Πλέσσα, Α. ... 1655, 1903
Βαλιάκος, Η. ... 1285

Βαργεμέζης, Γ. 1285, 1351
Βασιλάτος, Χ. 827
Βασιλειάδης, Ε. 1875
Βασιλόπουλος, Α. 443
Βέργου, Α. 1875
Βλάχου, Α. 1185
Βοϊβόντα, Α. 1819
Βουβαλίδης, Κ. 451, 691
Βουδούρης, Κ. 1827
Βουδούρης, Π. 1005, 1015
Βούλγαρης, Ν. 1449
Γαϊτανάκης, Π. 1933
Γαλανάκης, Δ. 371
Γαλανοπούλου, Σ. 655
Γεραγά, Μ. 557, 1325
Γεωργακόπουλος, Α. 1115, 1205
Γεωργίου, Π. 207, 1723
Γιαννόπουλος, Β. 515, 523
Γιαννουλόπουλος, Π. 1793, 1819
Γκανάς, Α. 1457
Γκουρνέλος, Θ. 443
Δανάμος, Γ. 11, 19, 157, 1405
Δελημάνη, Π. 423
Δελήμπασης, Ν. 1441, 1433, 1449
Δημητριάδης, Α. 1093, 1101
Δημόπουλος, Γ. 1081, 1741
Δήμου, Ε. 835
Διαμαντής, Ι. 1913, 1923
Δρακόπουλος, Π.Γ. 731
Δρακοπούλου, Ε. 1903
Δράκος, Α. 1417
Ευελπίδου, Ν. 443
Ζαγγανά, Ε. 1951, 1959
Ζαμπετάκη - Λέκκα, Α. 47, 585, 565
Ζανανίρι, Ε. 1285
Ζαχαράκη, Π. 655, 725
Ζελιλίδης, Α. 1811
Ζημιανίτης, Ε. 655, 725
Ζοράπας, Β. 1933
Ζούρος, Ν. 1285
Ζυγούρη, Β. 199
Θεοδοσίου - Δρανδάκη, Ε. 795, 803
Θεοχάρης, Δ. 165, 405, 1835
Ιωακείμ, Χ. 557
Ιωαννίδης, Ν. 893
Καβουνίδης, Σ. 1317
Καβουρίδης, Θ. 1083
Καγκιούζης, Γ. 577
Κακκαβάς, Ν. 1433
Κακλής, Τ. 1959
Καλαϊτζίδης, Σ. 1195
Καλοείδας, Β. 1155
Καμπέρη, Ε. 207, 709
Καμπούρης, Π. 121, 1309, 1317, 1301
Κανελλόπουλος, Θ.Δ. 709
Καντηράνης, Ν. 1147
Καπίνα, Β. 1205
Καραγεώργης, Α. 709
Καραγεωργίου, Δ. 845, 1023
Καραλή - Βουδούρη, Α. 717
Καραντάση, Σ. 1155
Καραπαντελάκης, Κ. 1663
Καρυδάκης, Γ. 1083
Καρύμπαλης, Ε. 381
Κασώλη - Φουρναράκη, Α. 1115, 1147, 1205
Κατή, Μ. 699
Κατριβάνος, Ε. 137
Κατσίκης, Ι. 845
Καψιμάλης, Β. 709
Κίλιας, Α. 129, 137, 149, 1741
Κονισπολιάτης, Ν. 655
Κόντης, Ε. 1285
Κοντογιάννη, Β. 1671
Κοντόπουλος, Ν. 745
Κορωναίος, Α. 129
Κοσιάρης, Γ. 1155
Κούκης, Γ. 745, 1679, 1689, 1707
Κουκουβέλας, Ι. 199
Κουκούλης, Α. 845, 1023
Κουμαντάκης, Ι. 1893
Κουσκουνά, Β. 1425
Κράνης, Χ. 175, 207
Λαδάς, Ι. 37
Λαμπράκης, Ν. 1819, 1885
Λειβαδίτης, Γ. 389, 717
Λέκκας, Ε. 11, 19, 157, 191, 1405
Λέκκας, Σ. 47, 217, 1843, 1851
Λεοντάρης, Σ.Ν. 731
Λιονής, Μ. 1697
Λόζιος, Σ.Γ. 19, 157, 1405
Λουπασάκης, Κ. 1859
Λυκούδη, Ε. 397
Λυκούσης, Β. 1723
Μαλαμή, Χ. 1155
Μανδηλαράς, Δ. 1827
Μανούτσογλου, Ε. 29
Μανωλάκος, Β. 1741
Μαράντος, Ι. 1155
Μαργαρίτης, Ι. 1107
Μαριολάκος, Δ. 1843, 1851
Μαριολάκος, Η. 37, 121, 165, 175, 183, 405, 1835, 1843, 1851
Μαρκοπούλου - Διακαντώνη, Α. 495, 503, 523, 577, 585, 593, 603
Μαρουκιάν, Χ. 175
Μαυρίκας, Γ. 11
Μέλφος, Β. 1015
Μερμύγκη, Α. 585
Μερτζανίδης, Ι. 1285, 1293, 1351
Μέττος, Α. 717

Μηλιαρέσης, Γ.Χ. 2017
Μητρόπουλος, Π. 1433
Μινόπετρος, Χ. 1663
Μίρκου, Μ.Ρ. 503, 603
Παπαδάκη, Μ. 503
Μουντράκης, Δ. 129, 137
Μπακοπούλου, Α. 603
Μπαλτατζής, Ε. 1441
Μπαντέκας, Ι. 1843, 1851
Μπαράκου, Θ. 1449
Μπάρλας, Κ. 827
Μπέλλος, Θ. 439
Μπουζίνος, Α. 415
Μπουρούνης, Χ. 1689
Μωραΐτη, Ε. 3, 603
Ναγκούλης, Θ. 1859
Νάστος, Π.Θ. 1869
Νίκας, Κ. 1875
Νικολαΐδης, Ν. 1951
Νικολάου, Κ. 1213
Νικολάου, Σ. 1335
Ξειδάκης, Γ. 423
Οικονομίδης, Δ. 1959
Παλαιοκρασάς, Α. 1325
Παναγόπουλος, Γ. 1885
Πανίλας, Σ. 1893, 1913, 1923
Παπαδόπουλος, Γ.Α. 1457
Παπαδόπουλος, Τ. .....
..... 121, 1301, 1309, 1317, 1335, 1343, 1851
Παπαδοπούλου - Βρυνιώτη, Κ. 433, 439
Παπαζήσιμου, Σ. 415, 1195
Παπαθεοδώρου, Γ. 557, 663, 1325
Παπαθεοφάνους, Γ. 1335
Παπαλιάγκας, Θ. 851
Παπανικολάου, Ι.Δ. 191
Παπαφιλίππου - Πέννου, Ε. 451
Παυλίδης, Σ. 137, 199, 1457
Παυλόπουλος, Κ. 1697
Παυλουδάκης, Φ. 1941
Περγαμάλης, Φ. 845, 1023
Περγιαλιώτης, Π. 1951
Περδικάτσης, Β. 1155
Περισοράτης, Κ. 655, 725
Περλέρος, Β. 1903
Πεταλάς, Χ. 1913, 1923
Πιτιλάκης, Κ. 1277
Πλέσσας, Σ. 1655
Πλιάκας, Φ. 1913, 1923
Πούλος, Σ.Ε. 731
Προέδρου, Π. 1221
Πυργιώτης, Λ. 1707
Πυρλή, Μ. 1441
Ραπτάκης, Δ. 1277
Ραυτόπουλος, Σ. 1663
Ρόζος, Δ. 1679, 1715
Ρόκκα, Α. 819
Ρουμελιώτη, Ζ. 1277, 1285
Ρουσάκης, Γ. 207, 1723
Σακελλαρίου, Δ. 207, 1723
Σαμπατακάκης, Ν. 1679, 1689
Σαμπατακάκης, Π. 1933
Σαμπώ, Β. 363, 443
Σαρόγλου, Χ. 603
Σάχαλος, Ι.Ν. 1293
Σαχανίδης, Χ. 1115, 1941
Σερέλης, Κ. 911
Σέϋμουρ, Κ. 1031, 1039
Σιδέρης, Χ. 183
Σινέκογλου, Α. 593
Σκιάνης, Γ. 363, 1335, 1343, 2009
Σκλαβούνος, Σ. 893
Σκουλικίδης, Ν. 207, 1123, 1951
Σκούρτσος, Ε. 47, 217
Σμπόρας, Σ. 199
Σούλιος, Γ. 1351, 1741, 1843, 1959
Σπυρίδωνος, Ε. 29, 1851
Σταματάκης, Μ. 827
Σταμάτης, Γ. 1819
Σταματόπουλος, Λ. 199
Σταυρόπουλος, Ξ. 1967
Στείρος, Σ. 1417, 1671
Στεφάτος, Α. 1325
Στεφούλη, Μ. 2025
Στουρνάρας, Γ. 1697
Συμεωνίδης, Ν. 515, 523
Τέγου, Μ. 381
Τζάλας, Χ. 1325
Τζεδάκης, Π.Κ. 415
Τζίμα, Μ. 1967
Τόλης, Σ. 1317
Τόμπρος, Σ. 1031, 1039
Τσαγκαλίδης, Α. 911
Τσαϊλά - Μονοπώλη, Σ. 557
Τσαλκιτζή, Ο. 381, 737
Τσαπάκης, Ε. 731
Τσάρμπος, Β. 363, 2009
Τσιαμπάος, Γ. 1689
Τσιβίλης, Σ. 827
Τσιραμπίδης, Α. 851, 1147, 1733
Τσόκας, Γ.Ν. 1293, 1351
Τσούρλος, Π. 1351
Τσώλη - Καταγά, Π. 745
Φερεντίνος, Γ. 557, 663, 1325
Φίκος, Η. 1285
Φιλιππίδης, Α. 1115, 1147, 1205
Φούμελης, Μ. 227
Φουντούλης, Ι. .....
..... 37, 121, 165, 175, 183, 227, 603, 1835, 1843, 1851
Φυτίκας, Μ. 1081, 1083
Χάλαρη, Α. 1325

Χασιώτης, Θ. 663
Χατζηαγγέλου, Μ. 1741
Χατζηγιάννη, Ε. 731
Χατούπης, Θ. 183
Χρηστάνης, Κ. 415, 1195
Χρηστάρας, Β. 1147, 1741
Χριστοδουλοπούλου, Τ.Α. 745
Χριστοδούλου, Δ. 1325
Ψιλοβίκος, Α. 451, 691

ISSN: 0438-9557