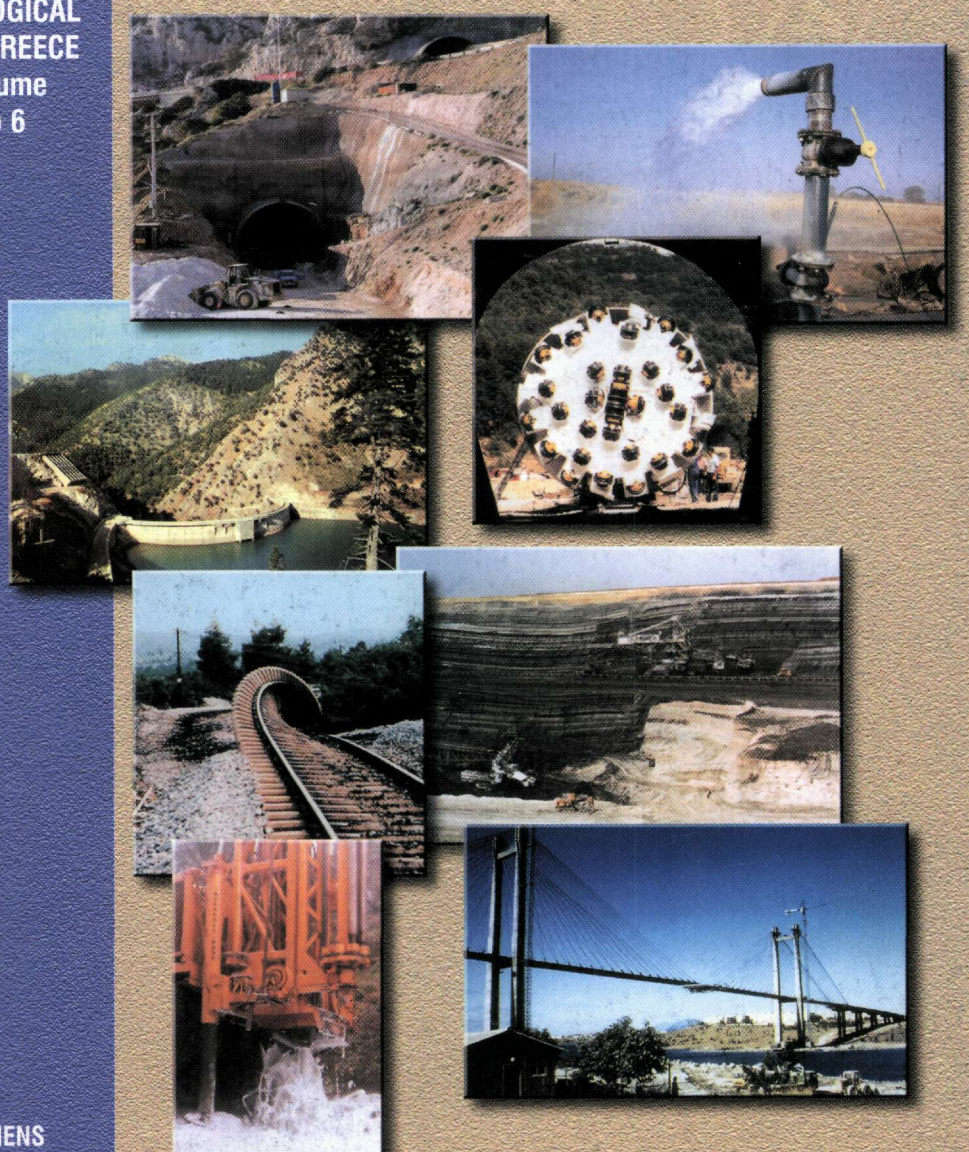
9ο ΔΙΕΘΝΕΣ ΣΥΝΕΔΡΙΟ

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

ΔΕΛΤΙΟ
ΤΗΣ ΕΛΛΗΝΙΚΗΣ
ΓΕΩΛΟΓΙΚΗΣ ΕΤΑΙΡΙΑΣ
BULLETIN
OF THE GEOLOGICAL
SOCIETY OF GREECE
Τόμος / Volume
XXXIV, No 6



ΑΘΗΝΑ / ATHENS
2002

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

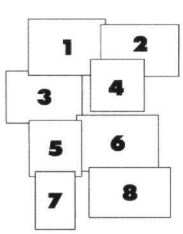
ΕΠΙΜΕΛΕΙΑ ΕΚΔΟΣΗΣ

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
Ε. ΛΥΚΟΥΔΗ
Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο

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
E. LYKOUDI
National Technical University of Athens

ΑΘΗΝΑ, ΦΕΒΡΟΥΑΡΙΟΣ 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 (ΤΒΜ) 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*
Αθανάσιος ΜΑΡΑΝΤΟΣ, *Υπουργείο Πολιτισμού*
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*
Athanasios MARANTOS, *Ministry of Culture*
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

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

ΤΑΜΕΙΟ ΕΘΝΙΚΗΣ ΟΔΟΠΟΙΪΑΣ
ΕΓΝΑΤΙΑ ΟΔΟΣ Α.Ε.
ΕΡΓΟΣΕ Α.Ε.

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
ΜΑΒΕ ΑΕ
ΜΕΤΑΛΛΕΥΤΙΚΗ ΘΡΑΚΗΣ ΑΕ
Κ. Ι. ΣΑΡΑΝΤΟΠΟΥΛΟΣ ΑΕ

ΑΔΚ ΑΕ
ΓΑΜΜΑ 4 ΕΠΕ
ΓΕΩΣΚΟΠΙΟ ΑΤΕ
ΕΔΑΦΟΜΗΧΑΝΙΚΗ ΑΕ
ΚΑΣΤΩΡ ΕΠΕ
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)
ΘΕΜΑΤΙΚΕΣ ΠΡΟΣΚΕΚΛΗΜΕΝΕΣ ΟΜΙΛΙΕΣ- INVITED KEYNOTE LECTURES

ΤΟΜΟΣ 7 (ΜΕΤΑΣΥΝΕΔΡΙΑΚΟΣ) - VOLUME 7 (POST - CONGRESS)
ΟΜΙΛΙΕΣ ΕΙΔΙΚΩΝ ΣΥΝΕΔΡΙΩΝ (ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΚΑΙ ΕΡΓΑ ΥΠΟΔΟΜΗΣ, ΟΡΥΚΤΟΙ ΚΑΙ ΥΔΑΤΙΚΟΙ ΠΟΡΟΙ, ΠΡΟΣΤΑΣΙΑ ΑΠΟ ΦΥΣΙΚΕΣ ΚΑΤΑΣΤΡΟΦΕΣ) - SPECIAL SESSIONS
ΤΕΛΕΤΗ ΕΝΑΡΞΗΣ - OPENING SESSION
ΕΚΔΡΟΜΕΣ - FIELD TRIPS
ΠΑΡΟΡΑΜΑΤΑ - ERRATA
ΠΙΝΑΚΑΣ ΣΥΜΜΕΤΕΧΟΝΤΩΝ - LIST OF PARTICIPANTS

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 6 - VOLUME 6
ΘΕΜΑΤΙΚΕΣ ΟΜΙΛΙΕΣ- KEYNOTE LECTURES

ΑΘΗΝΑ, ΦΕΒΡΟΥΑΡΙΟΣ 2002

Οι προσκεκλημένες ομιλίες που παρουσιάζονται στον 6° τόμο εκφράζουν τις απόψεις των συγγραφέων. Η Οργανωτική Επιτροπή δεν φέρει καμία ευθύνη ως προς το περιεχόμενό τους. Στις προσκεκλημένες ομιλίες, ως εκ του χαρακτήρα τους, δεν ακολουθήθηκε η διαδικασία της κρίσεως που ακολουθήθηκε στις άλλες εργασίες του Συνεδρίου.

Οι τυπογραφικές διορθώσεις των δοκιμίων των εργασιών των Ελλήνων συγγραφέων, πριν την τελική διάταξή τους στον 6ο τόμο, έγινε από τους ιδίους τους συγγραφείς. Σε μία ή δύο εργασίες η ποιότητα των σχεδίων είναι επηρεασμένη από την πτωχή ποιότητα των πρωτοτύπων.

The invited keynote lectures presented in volume 6 express the opinions of the authors. The Organizing Committee is not responsible for their content.

The invited keynote lectures were not subjected to review, which was the typical process for the other papers in volumes 1 to 5.

ΤΑ ΣΥΝΕΔΡΙΑ ΤΗΣ ΕΓΕ

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

Ο 6ος τόμος του Δελτίου XXXIV της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας εκδίδεται αμέσως μετά το Συνέδριο της Εταιρίας που έγινε στις 26 με 28 Σεπτεμβρίου 2001 στην Αθήνα και περιλαμβάνει τα κείμενα των προσκεκλημένων θεματικών ομιλιών που άνοιγαν κάθε μία από τις θεματικές Συνεδρίες του Συνεδρίου. Ο θεσμός των προσκεκλημένων θεματικών ομιλιών εφαρμόστηκε στο Συνέδριο αυτό με σκοπό να παρουσιαστούν εργασίες επισκόπησης επί του σημερινού επιπέδου γνώσης και να συζητηθούν οι επικρατούσες τάσεις της σημερινής έρευνας μαζί με τα αποτελέσματα νέων σημαντικών θεωρήσεων.

Οι θεματικές ομιλίες αναφέρονται στα θέματα Γενική Γεωλογία - Τεκτονική, Γεωμορφολογία, Παλαιοντολογία - Στρωματογραφία, Θαλάσσια Γεωλογία, Ορυκτολογία - Πετρολογία, Κοιτασματολογία, Γεωχημεία, Εφαρμοσμένη Γεωφυσική, Σεισμολογία, Τεχνική Γεωλογία, Υδρογεωλογία.

Στον τόμο αυτό δημοσιεύεται επίσης η ομιλία της Εναρκτήριας Συνεδρίας «Γεωπεριβαλλοντική διάσταση της ελληνικής μυθολογίας» που παρουσιάστηκε από τον Πρόεδρο της Ε.Γ.Ε. Καθηγητή Η. Μαριολάκο. Τον τόμο τέλος κλείνει μια σύντομη επισκόπηση επί των επιστημονικών εργασιών του Συνεδρίου που δημοσιεύονται στους τόμους 1 έως 5.

Η Οργανωτική Επιτροπή επιθυμεί να ευχαριστήσει όλους τους προσκεκλημένους ομιλητές που με τις εργασίες τους συνέβαλαν εις την επιστημονική επιτυχία του Συνεδρίου της Εταιρίας.

Παύλος Γ. Μαρίνος
Πρόεδρος Οργανωτικής Επιτροπής

Αθήνα, Φεβρουάριος 2002

PROLOGUE

The 6th Volume of the XXXIV Bulletin of the Geological Society of Greece is published after the Congress held in Athens on September 26-28, 2001 and contains the Invited Keynote Lectures that were presented in the opening of each session of the Congress. The invitation for Keynote Lectures was applied in this congress in order to present general papers with a review character including up to date knowledge and also to discuss the recent scientific research tendency, together with results of new important theories.

Invited lectures refer to the following subjects: General Geology- Tectonics, Geomorphology, Paleontology-Stratigraphy, Marine Geology, Mineralogy- Petrology, Ore Deposits, Geochemistry, Applied Geophysics, Seismology, Engineering Geology, Hydrogeology.

In this volume the open session lecture entitled "Geoenvironmental dimension of the Greek mythology", by Professor I. Mariolakos is also included. The volume closes with an overview of the scientific papers presented in the congress.

The Organizing Committee would like to thank all invited lecturers for their contribution to the scientific success of the Congress.

Paul G. Marinos
President of the Organizing Committee

Athens, February 2002

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ - CONTENTS
ΤΟΜΟΣ 6 - VOLUME 6

ΕΝΑΡΚΤΗΡΙΑ ΟΜΙΛΙΑ - OPENING LECTURE

Η. Δ. Μαριολάκος: Η Γεωπεριβαλλοντική διάσταση της Ελληνικής Μυθολογίας
E. D. Mariolakos: The Geoenvironmental dimension of Greek Mythology 2065

ΘΕΜΑΤΙΚΕΣ ΟΜΙΛΙΕΣ - KEYNOTE LECTURES

Γενική Γεωλογία, Τεκτονική - General Geology, Tectonics

Γ. Κατσικατσος: Η στρωματο-τεκτονική εξέλιξη του Ελλαδικού χώρου. Η πολυπλοκότητά του και ανάγκη της περαιτέρω γεωλογικής διερεύνησής του
G. Katsikatsos: The stratigraphic and tectonic evolution of Hellenic region. Its complication and the necessity for further geological research 2089
J.-L. Mercier: The Paikon massif revisited, comments on the late Cretaceous - Paleogene geodynamics of the Axios-Vardar zone. How many Jurassic ophiolitic basins? (Hellenides, Macedonia, Greece)
J.-L. Mercier: Η μάζα του Πάϊκου, σχόλια για την γεωδυναμική της ζώνης του Αξιού κατά το Ανω Κρητιδικό – Παλαιογενές. Πόσες ιουρασικές οφιολιθικές λεκάνες; (Ελληνίδες, Μακεδονία,, Ελλάς) 2099
Δ. Μουντράκης: Τεκτονική εξέλιξη του Ελληνικού Ορογενούς. Γεωμετρία και κινηματική της παραμόρφωσης
D. Mountrakis: Tectonic evolution of the Hellenic Orogen. Geometry and kinematics of deformations 2013

Παρέμβαση

J. H. Brunn: Magmatic emplacement of northwestern Geece ophiolites
J. H. Brunn: Μαγματική τοποθέτηση των οφιολίθων στη ΒΔ Ελλάδα 2127

Γεωμορφολογία - Geomorphology

Α. Ψιλοβίκος: Φυσική Γεωγραφία - Γεωμορφολογία. Ενας κατ' εξοχήν περιβαλλοντικός κλάδος σε αναζήτηση νέων πεδίων εφαρμογής
A. Psilovikos: Physical Geography - Geomorphology. A special environmental scientific branch in search of new roles and application fields 2133

Παλαιοντολογία - Στρωματογραφία – Paleontology - Stratigraphy

Μ. Δερμιτζάκης: Απόψεις, νέες τάσεις και προοπτικές της Στρωματογραφικής έρευνας στην Ελλάδα
M. Dermitzakis: New tendencies and advances in modern Statigraphical Research 2141

Θαλάσσια Γεωλογία - Marine Geology

Κ. Περισοράτης: Η Γεωλογική Μελέτη του θαλασσίου πυθμένα και των υποστρωμάτων του και οι σύγχρονες ερευνητικές τάσεις
K. Perisoratis: The Geological study of the sea bottom and subbotom and the recent research trends 2149

Ορυκτολογία - Πετρολογία - Mineralogy - Petrology

Ε. Μπόσκος: Πετρολογία των υπερυψηλών πιέσεων του μεταμορφωμένου συμπλέγματος της Κύμης (Ροδόπη, ΒΑ Ελλάδα). Νέες απόψεις επί της Αλπικής γεωδυναμικής εξέλιξης της Ροδόπης
E. Mposkos: Petrology of the ultra-high pressure metamorphic Kimi complex in Rhodope (NE Greece). A new insight into the Alpine geodynamic evolution of Rhodope 2189

E. Seidel: Remnants of pre-alpidic crystalline basement in the external Hellenides
E. Seidel: Υπολειμματικοί σχηματισμοί προαλπικού κρυσταλλικού υποβάθρου στις εξωτερικές Ελληνίδες 2189

Κοιτασματολογία - Ore Deposits

Ν. Σκαρπέλης: Γεωδυναμική και εξέλιξη των μειοκαινικών μεταλλοφοριών στο χώρο των Κυκλάδων και της Πελαγονίκης
N. Skarpelis: Geodynamics and evolution of the Miocene mineralization in the Cycladic – Pelagonian belt, Hellenides 2191

Γεωχημεία - Geochemistry

Σ. Βαρνάβας: Η συμβολής της Γεωχημείας στην εκτίμηση περιβαλλοντικών συνθηκών σε εδαφικά και υδατικά συστήματα και στην εφαρμογή μεθοδολογιών εξυγίανσης
S. Varnavas: The contribution of Geochemistry in the assessment of environmental conditions in soils and aquatic systems and in the application of remediation methodologies 2207

Εφαρμοσμένη Γεωφυσική - Applied Geophysics

Τ. Παπαδόπουλος: Η σημασία χρησιμοποίησης γεωφυσικών μεθόδων στη διερεύνηση ρηχών φυσικών ή τεχνητών δομών
T. Papadopoulos: The importance of using geophysical methods in shallow investigations for natural or artificial structures 2219

Σεισμολογία - Seismology

Β. Κ. Παπαζάχος: Ενεργός Τεκτονική του Αιγαίου και των γύρω περιοχών
B. C. Papazachos: Active Tectonics in the Aegean and surrounding area 2237
Γ. Μπουκοβάλας: Διάδοση ρηγμάτων σε προσχωματικές αποθέσεις
G. Buckovalas: Fault propagation in recent deposits 2255

Τεχνική Γεωλογία - Engineering Geology

Γ. Κούκης: Τεχνική γεωλογία: εξέλιξη και προοπτικές
G. Koukis: Engineering geology: development and perspectives 2263

Υδρογεωλογία - Hydrogeology

Γ. Καλλέργης: Ελεγχος της ρύπανσης και τεχνικές απορρύπανσης υδροφόρων
G. Kallergis: Pollution Control and Clean up technics of contaminated Aquifers 2275

ΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗ ΕΠΙΣΤΗΜΟΝΙΚΩΝ ΕΡΓΑΣΙΩΝ ΤΟΜΩΝ 1-5
OVERVIEW OF SCIENTIFIC PAPERS PRESENTED IN VOLUMES 1-5

Γενική Γεωλογία- Τεκτονική, Γεωμορφολογία, Παλαιοντολογία, Στρωματογραφία, Θαλάσσια Γεωλογία και Ιζηματολογία, από Ν. Φυτρολάκη
General Geology- Tectonics, Geomorphology, Paleontology, Stratigraphy, Marine Geology, Sedimentology, by N. Fytrolakis 2304

Ορυκτολογία– Πετρολογία– Κοιτασματολογία– Γεωχημεία- Βιομηχανικά Ορυκτά - Ενεργειακές Πρώτες Ύλες, από Β. Περδικάτση
Mineralogy – Petrology, Ore Deposits, Geochemistry, Industrial Minerals, Energy Resources, by Prof. V. Perdikatsis 2309

Σεισμολογία, από Γ. Ν. Σταυρακάκη
Seismology, by G. N. Stavrakakis 2313

ΕΝΑΡΚΤΗΡΙΑ ΟΜΙΛΙΑ
OPENING LECTURE

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/6, 2065-2086, 2002 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/6, 2065-2086, 2002
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

Η ΓΕΩΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΙΚΗ ΔΙΑΣΤΑΣΗ ΤΗΣ ΕΛΛΗΝΙΚΗΣ ΜΥΘΟΛΟΓΙΑΣ*

ΗΛΙΑΣ Δ. ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ[1]

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Οι αυτόχθονες πολιτισμοί, όπως ο αρχαιοελληνικός, συνδέονται άμεσα με το γεωλογικό δυναμικό και το φυσικογεωγραφικό περιβάλλον του ευρύτερου χώρου στον οποίο έχουν αναπτυχθεί, και κυρίως με την εξέλιξή του μετά την τελευταία παγετώδη περίοδο (18.000 BP) (Before Present, πριν από σήμερα = π.α.σ.).

Στο γεωλογικό δυναμικό υπάγονται τα ηφαίστεια, οι σεισμοί, ο ορυκτός πλούτος και το υπόγειο νερό.

Στο φυσικογεωγραφικό δυναμικό ενός τόπου εντάσσονται κυρίως το έδαφος, το κλίμα, το ανάγλυφο και η κατανομή ξηράς και θάλασσας.

Ο τρίτος παράγοντας είναι το ανθρώπινο δυναμικό και κυρίως η θρησκεία, οι γνώσεις και το πολιτικό σύστημα.

Ο ευρύτερος ελλαδικός χώρος, εκεί δηλαδή που αναπτύχθηκε ο προϊστορικός και ιστορικός αρχαιοελληνικός πολιτισμός (Ελλαδικός χώρος, Αιγαίο και παράλια Μικράς Ασίας), από γεωτεκτονική άποψη αποτελεί το Ελληνικό Τόξο και χαρακτηρίζεται από έντονη τεκτονική, σεισμική και ηφαιστειακή δραστηριότητα.

Ένας από τους βασικότερους παράγοντες που συνέβαλαν στην ανάπτυξη του Ελληνικού πολιτισμού, είναι το κλίμα και οι μεταβολές του, ιδιαίτερα τα τελευταία 18.000 χρόνια και κυρίως οι επιπτώσεις των μεταβολών αυτών στη διαμόρφωση των ακτογραμμών και γενικά των παράκτιων περιοχών.

Το κλίμα είναι γνωστό ότι μεταβάλλεται περιοδικά και ότι τα κυριότερα αίτια αυτής της περιοδικότητας είναι αστρονομικά (θεωρία Milankowitch). Έτσι, κατά το Τεταρτογενές, έχουν παρατηρηθεί διαδοχικές παγετώδεις και μεσοπαγετώδεις περίοδοι, λόγω αυξομείωσης της ηλιακής ακτινοβολίας που δέχεται η Γη. Η τελευταία παγετώδης περίοδος τελειώνει πριν από 18.000 έτη περίπου, επειδή, για τους ίδιους αστρονομικούς λόγους, η μέση θερμοκρασία της Γης άρχισε σχεδόν απότομα να αυξάνεται. Εξαιτίας αυτής της αύξησης, τεράστιες μάζες παγετώνων που είχαν συσσωρευτεί στις ηπείρους άρχισαν να τήκονται, με αποτέλεσμα την απελευθέρωση τεράστιων ποσοτήτων υδάτων, που μέχρι τότε ήταν δεσμευμένο στους παγετώνες, με επακόλουθο την βαθμιαία άνοδο της στάθμης της παγκόσμιας θάλασσας, που γύρω στο 18.000 BP βρισκόταν περί τα 125 μέτρα χαμηλότερα από σήμερα. Η άνοδος αυτή προκάλεσε βαθμιαία την κατάκλυση πολλών περιοχών που σήμερα αποτελούν τον πυθμένα του Αιγαίου μέχρι ένα βάθος γύρω στα 125 μέτρα, και αυτό συνέβη μέσα σε λίγες χιλιάδες χρόνια, ήτοι μεταξύ του 18.000 και του 6.000 χρόνια πριν από σήμερα περίπου.

Ο προϊστορικός άνθρωπος λοιπόν, που κατοικούσε στην ευρύτερη περιοχή του Αιγαίου, ενώ μέχρι πριν 18.000 χρόνια ζούσε για δεκάδες χιλιάδες χρόνια σ' ένα γεωπεριβάλλον δυσμενές μεν, αλλά σχετικά σταθερό, μετά το 18.000 BP, εξαιτίας της αύξησης της μέσης θερμοκρασίας της ατμόσφαιρας της Γης, γίνεται μάρτυρας κοσμογονικών μεταβολών, ιδιαίτερα όσον αφορά την μεταβολή του παράκτιου τοπίου, αφού χρόνο με το χρόνο κατακλύζονταν, αργά μεν, αλλά σταθερά οι παράκτιες περιοχές, με μεγάλες σχετικά μέσες ταχύτητες, αφού κάτω από ορισμένες συνθήκες πρέπει να ξεπερνούσαν τα 5 εκατοστόμετρα το χρόνο.

Εάν μαζί μ' αυτές τις μεταβολές των ακτογραμμών λάβουμε υπόψη και τη σεισμικότητα, την ηφαιστειότητα και τα σύνδρομα φαινόμενα (παλιρροιακά κύματα, απότομες καταβυθίσεις ή ανυψώσεις παράκτιων περιοχών λόγω σεισμών, κατολισθήσεις, καταπτώσεις βράχων κ.α.) το φυσικογεωγραφικό σκηνικό, ιδιαίτερα κατά τη διάρκεια ορισμένων περιόδων, πρέπει να ήταν εφιαλτικό. Την περίοδο αυτή, πρέπει να δημιουργήθηκε η τρίτη γενιά των θεών που προέρχεται από το ζευγάρωμα της Γαίας, της Μεγάλης Μάνας των πάντων, και του Ουρανού: οι Τιτάνες, οι Εκατόγχειρες, οι Κύκλωπες και οι Γίγαντες, πρέπει να αντιπροσωπεύουν της καταστροφικές δυνάμεις της φύσης, αυτές που τον τρομοκρατούν και του παίρνουν τη Γη κάτω από τα πόδια του.

Τι άλλο μπορεί να αντιπροσωπεύουν οι Γίγαντες παρά ηφαίστεια όταν, σύμφωνα με την Ελληνική Μυθολογία, "... έπνεαν πυρ από το στόμα τους...", "...έκραζαν αγριότατα...", "... ακόντιζαν δε στους ουρανούς πέτρες και δέντρα αναμμένα...";

Ο παλαιολιθικός άνθρωπος όμως, έχει ανάγκη να δημιουργήσει κι άλλους θεούς που θα τον προστατεύσουν από τις φυσικές καταστροφές. Έτσι, δημιουργεί την τέταρτη γενιά θεών από το ζευγάρωμα ενός Τιτάνα,

* THE GEOENVIRONMENTAL DIMENSION OF GREEK MYTHOLOGY

[1] Πανεπιστήμιο Αθηνών, Τμήμα Γεωλογίας, Πανεπιστημιούπολη Ζωγράφου, 157 84, ΑΘΗΝΑ
Panepistimioupoli, Zografou, GR 157 84, ATHENS, E-mail: mariolakos@geol.uoa.gr

του Κρόνου, και μιας Τιτανίδας, της Ρέας. Σ' αυτήν τη γενιά ανήκουν ορισμένοι από τους μεγάλους θεούς και συγκεκριμένα οι 6 πρώτοι, όπως η Δήμητρα, η Εστία, η Ήρα, ο Άδης, ο Ποσειδών και ο Ζευς.

Εξάλλου, το ευνοϊκό του κλίματος, εξασφαλίζει στον προϊστορικό άνθρωπο τα βασικά είδη διατροφής του, είτε είναι τροφοσυλλέκτης είτε τροφοπαραγωγός, και μάλιστα χωρίς ιδιαίτερη προσπάθεια, κάτι που σημαίνει ότι του αφήνει ελεύθερο χρόνο που του επιτρέπει να κινείται συνεχώς έξω στον ελεύθερο χώρο και του επιτρέπει να συναναστρέφεται άλλους ανθρώπους, που κι αυτοί έχουν ελεύθερο χρόνο. Για να μπορέσει να σταθεί στη μικρή του κοινωνία όμως πρέπει να μάθει να συζητάει, να επιχειρηματολογεί, να αντικρούει, να συμφωνεί ή να διαφωνεί με τον συνομιλητή του. Όλα αυτά τα στοιχεία όμως αποτελούν ουσιαστικά τα βασικά στοιχεία της Δημοκρατίας, του πολιτεύματος του λόγου και του αντίλογου.

Εμείς λοιπόν πιστεύουμε ότι οι φυσικογεωγραφικές και γεωλογικές μεταβολές κατά την μυθολογική και γενικά την προϊστορική εποχή έχουν καθορίσει άμεσα ή έμμεσα όλα τα επιμέρους στοιχεία, αλλά κι αυτή την ίδια την εξέλιξη του αρχαιοελληνικού πολιτισμού.

ABSTRACT

Native civilizations, as that of the ancient Greeks, are directly connected to the geological and the physicogeographical regime of the regional area in which they have been developed, and mainly to its geoenvironmental evolution since the last glacial period (18,000 BP).

Volcanoes, earthquakes and mineral resources, as building materials, the underground water and the various minerals, consist the so called geological regime.

Soil, climate, relief, shorelines and coastal areas belong to the physicogeographical regime of an area.

The regional territory, where the prehistorical and historical ancient Hellenic civilization has been developed is the Hellenic Peninsula, Aegean Sea and the coasts of Minor Asia, from the geotectonic point of view, composing the Hellenic Arc which is characterized by intense tectonic, seismic and volcanic activity.

The main factor contributing to the evolution of the Hellenic civilization is the climate and its fluctuations, mainly during the last 18,000 years, and most essentially the impact of these changes in the displacement of the shorelines and the coastal areas in general.

It is widely known that climate changes periodically and that the main reasons for this periodicity are astronomical (Milankowitch theory). Thus, during Quaternary, several successive glacial and interglacial periods have been observed due to the increasing and decreasing of the solar radiation that earth receives. The last glacial period ends approximately 18,000 years BP, since, for the same astronomical reasons, earth's mean temperature abruptly increased. Due to this increase, huge volume of glaciers started to melt resulting to the release of large water quantities, which until that time were trapped within the glaciers, resulting in the gradual rise of the global sea level that, around 18,000 years BP, was about 125 m. lower than today. This rise caused successively transgression of all areas that nowadays constitutes the seafloor of Aegean Sea until a depth around 125 m. This transgression happened within a few thousands of years, namely between 18,000 and 6,000 years BP approximately.

Therefore, prehistoric man who inhabited the area of the Aegean Sea, though until 18,000 years BP was living for tens of thousands of years in a geoenvironment unfavourable but more or less stable, following 18,000 BP and due to the increase of the mean temperature of the earth's atmosphere, he witnessed cosmogony changes. These especially concern the change of the coastal scene, since year after year, slowly but steadily, coastal areas are being submerged, featuring high mean velocities that under certain conditions should exceed 5 m per year.

Together with these shoreline displacements if one takes also into account seismicity, volcanic activity and the related phenomena (tsunamis, abrupt uplift or subsidence of the coastal areas caused by earthquakes, landslides, rockfalls, etc.), the physicogeological scenery should have been a nightmare. The third generation of the Gods must have been originated during this period. This generation is the result of the union of Gaia (Earth), the Big Mother of all, and Ouranos (Heaven), namely Titans, Ekatoncheires, Cyclops and Giants, who might represent the destructive natural powers that terrify man and move the earth under his feet.

What else than volcanoes might Giants represent, when, according to the Hellenic Mythology ".... they (the giants) breathed fire from their mouth ...." "...they were crying out wildly....", "they were shooting rocks and blazing trees in the sky "! ?

Yet, Paleolithic and Mesolithic man needs to create more gods who will protect him from all these natural disasters. So, he originates the fourth generation that comes out of the union of the Titan Kronos and the Titanide Rhea. In this generation belong some of the great gods, such as Hera, Demeter, Estia, Hades, Poseidon and Zeus.

The favorable climate ensures the basic nutrition species that man needs, either he is a food collector or he is a food producer, and especially without any particular effort. This means that it allows prehistoric man to have enough free time. Especially after his inhabitance in towns, he may be continuously mobile in the open space and he may communicate with other men having free time as well. In order to attitude within his small society, he has to learn to discuss, to argue, to oppose, to agree or to disagree with his co-speakers. Yet, all these constitute the basic substantial features of Democracy.

All these physicogeographical and geological changes of the mythological and the prehistorical, in general, era, that have determined directly or indirectly all partial settings and the evolution of the civilization itself, should be promoted in such a way that the relationship between physicogeographical environment and civilization should be primarily introduced.

ΠΡΟΛΕΓΟΜΕΝΑ

Κύριε Πρόεδρε,
Αγαπητοί συνάδελφοι,
Κυρίες και Κύριοι,

Κατ΄ αρχήν θα ήθελα να ευχαριστήσω την Οργανωτική Επιτροπή του Συνεδρίου που μου πρότεινε να είμαι ομιλητής στην Εναρκτήρια Συνεδρία.

Το θέμα που διάλεξα να αναπτύξω αναδεικνύει μια άγνωστη εν πολλοίς διάσταση της Γεωλογίας, και συγκεκριμένα τη σχέση του φυσικογεωλογικού καθεστώτος του Αιγαιακού και Περιαιγαιακού χώρου και του Αρχαιοελληνικού Πολιτισμού. Η σχέση αυτή θα μπορούσε, κατάλληλα αξιοποιούμενη και προβαλλόμενη, να συμβάλλει στην πολιτισμική και στην περιβαλλοντική παιδεία των πολιτών και κυρίως των νέων.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Πολλοί είναι αυτοί που πιστεύουν ότι ο αρχαιοελληνικός πολιτισμός είναι ένας από τους αρχαιότερους και ένας από τους μεγάλους πολιτισμούς του Homo sapiens. Εξάλλου είναι αναμφισβήτητο ότι το δημοκρατικό πολίτευμα, η λογοτεχνία, η ποίηση, το θέατρο, ο αθλητισμός, η φιλοσοφία, η ρητορική, η έννοια των αμφικτυονιών, η αρχιτεκτονική, η πολεοδομία, η γλυπτική κλπ. γεννήθηκαν και αναπτύχθηκαν στον περιαιγαιακό χώρο. Συγχρόνως οι Έλληνες φιλόσοφοι αλλά και άλλοι, όπως μαθηματικοί, φυσικοί, αστρονόμοι, γιατροί κλπ. έθεσαν τις βάσεις για τις σύγχρονες επιστήμες.

Και ενώ όλα αυτά αναγνωρίζονται από τους πολλούς, υπάρχουν και άλλοι που, με διάφορα επιχειρήματα, προσπαθούν να αποδείξουν ότι όλα αυτά τα επιτεύγματα πολιτισμού οι Έλληνες τα έχουν μεταφέρει από κάπου αλλού και κυρίως από την Μεσοποταμία, την Αίγυπτο, την υπόλοιπη Μέση Ανατολή ή από τις Ινδίες, αφήνοντας να εννοηθεί μάλιστα ότι τα έχουν σφετεριστεί και ότι κατά κάποιο τρόπο έχουν εξαπατήσει την παγκόσμια κοινωνία.

Έτσι, για παράδειγμα, ορισμένοι πιστεύουν ότι τα *μαθηματικά* και την *αστρονομία* οι Έλληνες τα διδάχτηκαν από τους Αιγύπτιους. Άλλοι ισχυρίζονται ότι οι αρχαιότερες γραφές, όπως η *γραμμική Α* και *Β,* αλλά και ολόκληρο το ελληνικό αλφάβητο το έχουμε μεταφέρει από κάπου αλλού.

Ακόμα και οι Θεοί των Ελλήνων δημιουργήθηκαν από άλλους λαούς και κατάγονται από άλλους τόπους, ορισμένοι μάλιστα θεωρούν ότι η θεά Αθηνά είναι μαύρη και προέρχεται από την Αφρική. Από την Αφρική κατάγεται και ο μεγάλος φιλόσοφος Σωκράτης, επειδή όπως ισχυρίζονται έχει πλακουτσωτή μύτη και χείλη πλατιά.

Άλλοι πάλι δέχονται για παράδειγμα ότι οι Κρήτες των Μινωϊκών χρόνων ήταν Λίβυες και ότι ακόμη και ο Ποσειδών ήταν θεός των Λιβύων. Φθάνουν μάλιστα στο σημείο να ισχυρίζονται ότι οι Λίβυες ή οι Πρωτολίβυες ή οι Πρωτοσημίτες και οι Χαμιτικοί λαοί ήταν αυτοί που έδωσαν τις ονομασίες των Ελληνικών ορέων, των νησιών, των ποταμών, των πρώτων συνοικισμών και πόλεων ακόμη και τα ονόματα αυτών των θεών και των ηρώων!! Και ακόμη ότι αυτοί είναι που μετέδωσαν τη θρησκεία τους, τη γλώσσα τους, τον πολιτισμό τους, την ευφυΐα και δραστηριότητά τους στις κατόπιν ονομασθείσες Ελληνικές χώρες.

Εμείς *βασιζόμενοι πάνω στη φυσικογεωλογική εξέλιξη του περιαιγαιακού χώρου* θα προσπαθήσουμε να αποδείξουμε:

i) Ότι τα *διάφορα πρώιμα ελληνικά ή/και πρωτοελληνικά φύλα* που κατοικούσαν στην περιοχή, είχαν όλα εκείνα *τα ερεθίσματα από την φύση, για να αναπτύξουν, αν όχι ανώτερες, τουλάχιστον τις ίδιες φυσικές πνευματικές ικανότητες με τους γείτονές τους.*

ii) Εμείς θα προσπαθήσουμε να αποδείξουμε ότι ο Σαρωνικός και ο Κορινθιακός Κόλπος, το Αιγαίο και γενικότερα ο Περιαιγαιακός χώρος, ως φυσικογεωγραφικό σύστημα, προσφέρει *αν όχι περισσότερα*, τουλάχιστον τα ίδια ερεθίσματα με εκείνα του Δέλτα του Νείλου, της Μεσοποταμίας ή της Νεκράς Θάλασσας, της Λιβύης ή της Αιθιοπίας και της Βαβυλωνίας για παράδειγμα.

iii) Εμείς θα προσπαθήσουμε να αποδείξουμε ότι *τα ιδιαίτερα χαρακτηριστικά γνωρίσματα του γεωπεριβάλλοντος του Ελλαδικού και του Περιαιγαικού χώρου*, που το διαφοροποιούν από τα γεωπεριβάλλοντα άλλων χωρών του ευρύτερου χώρου της Ανατολικής Μεσογείου, *έχουν αποτυπωθεί στην Ελληνική Μυθολογία* και συγκεκριμένα στις δραστηριότητες των θεών και των ηρώων των αρχαιοελλήνων και κατ' επέκταση των πρωτοελλήνων.

Θα αποδείξουμε δηλαδή ότι οι παλαιότεροι θεοί των αρχαίων Ελλήνων είναι γέννημα θρέμμα αυτού του τόπου και συνδέονται άμεσα με το φυσικογεωλογικό περιβάλλον και τις μεταβολές του.

Ασφαλώς το φυσικογεωλογικό σύστημα του Αιγαιακού και Περιαιγαιακού χώρου δεν είναι κλειστό κι επομένως υπάρχει οπωσδήποτε πάντα μία επικοινωνία και συνεπώς μία αλληλεπίδραση των πρώιμων πολιτισμών. Τα βασικά στοιχεία όμως του αρχαιοελληνικού πολιτισμού του Αιγαιακού χώρου συνδέονται άμεσα με το γεωπεριβάλλον και τις μεταβολές που υπέστει κατά τα τελευταία 20000 χρόνια κυρίως.

Τα όσα θα αναπτυχθούν στα επόμενα δεν ισχυριζόμαστε ότι είναι και η μοναδική πρόταση ερμηνείας, απλώς στο μεγάλο αυτό θέμα της δημιουργίας του πολιτισμού και ειδικότερα του πρώϊμου αρχαιοελληνικού πολιτισμού δίνουμε την φυσικογεωλογική-γεωπεριβαλλοντική διάσταση. Προσπαθούμε δηλαδή να δώσουμε την *Γεωμυθολογική Ερμηνεία της Θεογονίας*. Εξάλλου το γεωπεριβάλλον, κατά την άποψή μας, παίζει καθοριστικό ρόλο, γιατί πολλοί δεχόμαστε ότι ένας λαός δεν μπορεί να παράγει πολιτισμό και μάλιστα πολιτισμό αυτού του επιπέδου, *όταν το γεωπεριβάλλον είναι δυσμενές ή/και εχθρικό*. Πιστεύουμε δηλαδή ότι ένας λαός δεν θα μπορούσε να δημιουργήσει ένα τόσο υψηλό πολιτισμό εάν, εξαιτίας των δυσμενών φυσικογεωλογικών συνθηκών, ήταν υποχρεωμένος να αγωνίζεται νυχθημερόν για να διασφαλίσει την επιβίωσή του.

Θα πρέπει να τονιστεί ότι όταν κάνουμε λόγο για αρχαιοελληνικό πολιτισμό, δεν αναφερόμαστε στον Μινωϊκό ή τον Μυκηναϊκό, ούτε στον πολιτισμό που ανέπτυξαν οι Έλληνες μετά τον Τρωικό πόλεμο, αλλά στον πολιτισμό της προϊστορικής εποχής και συγκεκριμένα του χρονικού διαστήματος από την τελευταία παλαιολιθική εποχή μέχρι και την εποχή του χαλκού.

Αναφερόμαστε δηλ. σ' αυτό που λέμε *ρίζες του αρχαιοελληνικού πολιτισμού* κι αυτό γιατί είμαστε της άποψης ότι αλλιώς έβλεπε ο κάτοικος του Σαρωνικού του 12.000 πριν από σήμερα (π.α.σ.) τον Ποσειδώνα και αλλιώς ο κάτοικος του 5.000 π.α.σ της ίδιας περιοχής και εντελώς διαφορετικά ο Αθηναίος πολίτης της κλασσικής εποχής. Και βέβαια αναφερόμαστε κυρίως στη θεογονία, αφού το θρησκευτικό συναίσθημα και η θρησκεία γενικά είναι το βασικότερο στοιχείο όχι μόνο του όποιου πολιτισμού, αλλά και το καθοριστικό στοιχείο για την κοινωνική του εξέλιξη.

2. ΠΟΛΙΤΙΣΜΟΣ ΚΑΙ ΓΕΩΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ

« ... Δεν πάει οποιοσδήποτε θεός σ' οποιονδήποτε τόπο ... »

« ... Έστω και αν εμείς δεν μπορούμε να συλλάβουμε για ποιαν ακριβώς αιτία και με ποιον ακριβώς τρόπο ένας ορισμένος θεός δέθηκε μ' έναν ορισμένο τόπο, αισθανόμαστε ότι είναι αδύνατο ο χαρακτήρας του τόπου να μην έχει καμία σχέση με τον χαρακτήρα του δικού του θεού».

Χ. Καρούζος
αρχαιολόγος

2.1 Γενικά

Οι διάφοροι πολιτισμοί θα μπορούσαν να διακριθούν σε *αυτόχθονες*, αν έχουν γεννηθεί και έχουν αναπτυχθεί σε έναν συγκεκριμένο γεωγραφικό χώρο και *αλλόχθονες*, αν έχουν μεταφερθεί από μια ομάδα ανθρώπων, που για διάφορους λόγους εγκατέλειψαν τον γεωγραφικό χώρο στον οποίο ανάπτυξαν τον πολιτισμό τους και εγκαταστάθηκαν σε κάποιον άλλο.

Χαρακτηριστικό παράδειγμα *αυτόχθονων πολιτισμών* είναι ο *αρχαιοελληνικός*, προϊστορικός και ιστορικός, ο πολιτισμός των Ίνκα, ο πολιτισμός των Μάγια, ο Κινεζικός, ο Αιγυπτιακός, ο πολιτισμός των Σουμερίων κ.α.

Τυπικό παράδειγμα αλλόχθονου πολιτισμού είναι ο πολιτισμός της Αμερικής μετά την επανανακάλυψη της από τον Χρ. Κολόμβο.

Είμαστε από αυτούς που πιστεύουν ότι *οι αυτόχθονες πολιτισμοί*, επομένως και ο αρχαιοελληνικός, *συνδέονται άμεσα με το φυσικογεωλογικό περιβάλλον του ευρύτερου χώρου* που έχουν αναπτυχθεί και την εξέλιξή

του κατά τα τελευταία 18.000 έτη κυρίως.

Η θέση αυτή βασίζεται στην άποψη ότι οι βασικές *προϋποθέσεις για την εξέλιξη και ανάπτυξη* μιας ανθρώπινης κοινωνίας συνδέεται με τρεις κυρίως παράγοντες, που αποτελούν το *ανθρωπογεωγραφικό δυναμικό* ενός τόπου και θα μπορούσαν να διακριθούν στο γεωλογικό, το φυσικογεωγραφικό και το ανθρώπινο δυναμικό.

Στα επόμενα θα προσπαθήσουμε να αποδείξουμε ότι ο αρχαιοελληνικός πολιτισμός είναι *άρρηκτα συνδεδεμένος* με *το φυσικογεωλογικό δυναμικό και περιβάλλον του Ελλαδικού χώρου* και κυρίως με τις μεταβολές του παλαιοπεριβάλλοντός του. Εξάλλου το γεγονός ότι οι αρχαιοελληνικός πολιτισμός είναι ένας από τους παλαιότερους και τους υψηλότερους που έχει δημιουργήσει ποτέ ο Homo sapiens οφείλεται, κατά τη γνώμη μας, στο ότι όλες οι προϋποθέσεις ήταν ευνοϊκές, όχι μόνον κατά την περίοδο που είχε φτάσει στην κορυφαία του στιγμή, αλλά και διαχρονικά, ήτοι εδώ και 18.000 χρόνια πριν μέχρι και σήμερα, κι επομένως καθ' όλη την προϊστορική και ιστορική περίοδο. Η περίοδος των 18.000 ετών πριν από σήμερα είναι καθοριστική, επειδή την χρονική αυτή στιγμή αρχίζει μια *νέα κλιματική εποχή* που συνδέεται με την σχετικά απότομη αύξηση της μέσης ετήσιας θερμοκρασίας του πλανήτη και με τις δραματικές επιπτώσεις, που είχε αυτή η αύξηση στο ανάγλυφο, στην βλάστηση, καθώς και στην πανίδα και κυρίως στον άνθρωπο και στην κοινωνία που είχε ήδη διαμορφώσει, καθώς επίσης και στον τρόπο που θα εξελισσόταν στη συνέχεια. Την εποχή αυτή ο προϊστορικός άνθρωπος γίνεται όχι απλώς μάρτυρας αλλά πρωταγωνιστής συνταρακτικών αλλαγών, συνεχών μεταβολών, αφού για 12.000 ολόκληρα χρόνια, ήτοι μέχρι το 6.000 πριν από σήμερα τα πάντα μεταβάλλονται. *Μεταβάλλεται η θερμοκρασία* και οι *βροχοπτώσεις*, μεταβάλλεται η *στάθμη της θάλασσας* που έχει ως επακόλουθο την μετατόπιση των *ακτογραμμών*. Την ίδια εποχή διαμορφώνονται οι κοίτες των χειμάρρων και των ποταμών, παλαιοί βιότοποι καταστρέφονται και νέοι δημιουργούνται, παλαιές λίμνες μεταβάλλονται σε θάλασσα ή αλλάζουν όρια. Πολλές από τις παλιές πηγές, απ' όπου ο άνθρωπος έπαιρνε το νερό, κατακλύζονται κι αυτές από θάλασσα και καινούργιες εμφανίζονται. Οι *παγετώνες υποχωρούν* στα μεγάλα γεωγραφικά πλάτη και στα ψηλά όρη και ο άνθρωπος των περιοχών αυτών κερδίζει έδαφος, ενώ απεναντίας ο άνθρωπος που ζούσε κοντά στην θάλασσα αναγκάζεται να υποχωρήσει και να ζήσει ψηλότερα, επειδή ο χώρος που κατοικούσε μέχρι την εποχή εκείνη άρχισε να κατακλύζεται σιγά σιγά από την θάλασσα.

Την ίδια εποχή ο άνθρωπος βιώνει μια από τις συγκλονιστικότερες στιγμές της ιστορίας του, που είναι η περίοδος κατά την οποία από *τροφοσυλλέκτης* γίνεται *τροφοπαραγωγός*. Η περίοδος αυτή γίνεται ακόμη πιο συγκλονιστική αν σκεφθούμε ότι ο άνθρωπος μέχρι τότε ελεγχόταν από την φύση, ενώ από την εποχή εκείνη που άρχισε να γίνεται παραγωγός, άρχισε και ο άνθρωπος να ελέγχει τη φύση.

Την περίοδο αυτή και μέσα σ' αυτό το μεταβαλλόμενο γεωπεριβάλλον με τις συνταρακτικές μεταβολές που συμβαίνουν σ' ολόκληρο το πλανήτη, ο άνθρωπος διαμορφώνει σιγά σιγά τα βασικά στοιχεία της θρησκείας του και πλάθει τους θεούς του. Το γεωπεριβάλλον λοιπόν, και οι μεταβολές του συνδέονται άμεσα με το βασικότερο ίσως στοιχείο του πολιτισμού που είναι η θρησκεία.

Δυστυχώς η σχέση αυτή των θεών και των ηρώων με το φυσικογεωγραφικό χώρο αγνοείται σχεδόν παντού και πάντα. Εμείς έχουμε την γνώμη ότι η σχέση αυτή μεταξύ αρχαιοελληνικής θρησκείας και κατ΄ επέκταση του αρχαιοελληνικού πολιτισμού και του περιβάλλοντος πρέπει, αφού διαπιστωθεί, στη συνέχεια να αναδειχτεί, γιατί δεν είναι μόνον επίκαιρη, αλλά και καθοριστική, αφού έμμεσα θα συμβάλλει, μακροπρόθεσμα, στο σεβασμό του περιβάλλοντος.

2.2 Γεωλογικό Δυναμικό

Στο γεωλογικό δυναμικό εντάσσονται κυρίως τα ηφαίστεια, οι σεισμοί και γενικά το γεωδυναμικό καθεστώς μιας περιοχής ή μιας χώρας, καθώς επίσης και ο ορυκτός πλούτος και τα υπόγεια νερά.

2.2.1 Ηφαίστεια

Τα *ηφαίστεια* και γενικότερα η *ηφαιστειακή δραστηριότητα* συνδέονται με το γεωτεκτονικό καθεστώς που επικρατεί σε μια περιοχή. Πιο συγκεκριμένα τα ηφαίστεια δημιουργούνται κυρίως στα περιθώρια *δύο λιθοσφαιρικών πλακών*, που, είτε *απομακρύνονται*, είτε *συγκρούονται* και συγκεκριμένα όταν η μία βυθίζεται κάτω από την άλλη. Ο χημισμός της λάβας και κατ' επέκταση η ορυκτολογική σύσταση των πετρωμάτων, καθώς επίσης ο τύπος και η μορφή του ηφαιστείου κλπ. εξαρτώνται ουσιαστικά από την γεωτεκτονική θέση.

Τα ηφαίστεια του Ελλαδικού χώρου, που έχουν δραστηριοποιηθεί τα τελευταία 2-3 εκ. έτη, αποτελούν το λεγόμενο *Ηφαιστειακό Τόξο του Αιγαίου*, που ξεκινάει από τον Βόρειο Ευβοϊκό και δια της Κρωμμυωνίας, της Αίγινας, του Πόρου, των Μεθάνων, της Μήλου, της Σαντορίνης, της Νισύρου, της Κω κλπ. φθάνει στην Μ. Ασία.

Η λειτουργία του *Ηφαιστειακού Τόξου του Αιγαίου* που άρχισε πολύ προτού εμφανιστεί το ανθρώπινο είδος στη Γη, αλλά συνεχίζει να λειτουργεί μέχρι τις ημέρες μας, συνδέεται δε με την σύγκρουση της Αφρικανικής και της Ευρασιατικής πλάκας και ειδικότερα με την βύθιση της Αφρικανικής κάτω από την τελευταία. Ο άνθρωπος, επομένως, από τότε που πρωτοεμφανίστηκε σ' αυτή την γωνία του πλανήτη και ιδιαίτερα στο Αιγαίο και στον πειραιαγαικό χώρο, μεγάλωνε ως άτομο και ως κοινωνία μαζί με τα ηφαίστεια και την ηφαιστειική ή την μεταηφαιστειακή δραστηριότητα. Γνωστές εξάλλου είναι οι εκρήξεις της Θήρας, που κατέστρεψαν τον πολιτισμό του νησιού, κάπου στα μέσα του 17ου αιώνα π.Χ.

2.2.2 Σεισμοί

Είναι γνωστό ότι στο λεγόμενο Ελληνικό Τόξο εκδηλώνεται πάνω από το 50% της σεισμικής ενέργειας που εκδηλώνεται σ' ολόκληρη την Ευρωπαϊκή ήπειρο.

Για να γίνει αντιληπτή η σημασία των σεισμών στη διαμόρφωση του αρχαιοελληνικού πολιτισμού θα πρέπει να σημειωθούν και τα ακόλουθα:

- Ότι οι σεισμοί είναι ένα φυσικό φαινόμενο που τρομοκρατεί πάντα τον άνθρωπο και δημιουργεί τρομακτικές καταστροφές με πολλά θύματα, ιδιαίτερα στις εξελιγμένες ανθρώπινες κοινωνίες.
- Ότι πολλές φορές οι σεισμοί, πέραν των καταστροφών των κτιρίων, των καταπτώσεων των οροφών των σπηλαίων, των απότομων ανυψώσεων και βυθίσεων των παράκτιων περιοχών, συνοδεύονται και από παλιρροιακά κύματα (που είναι γνωστά διεθνώς ως tsunamis) αν οι επαναδραστηριοποιήσεις των ρηγμάτων γίνουν στον πυθμένα της θάλασσας. Αυτά λοιπόν τα παλιρροιακά κύματα, κάτω από ορισμένες συνθήκες, είναι δυνατόν να καταστρέψουν ή και να εξαφανίζουν πολλές παράκτιες πόλεις ή οικισμούς.

Ο άνθρωπος επομένως, από τότε που εμφανίστηκε στον ευρύτερο χώρο του Ελληνικού τόξου και των γειτονικών περιοχών, ήταν μάρτυρας των σεισμών και των επιπτώσεών τους, από τα πρώτα κιόλας χρόνια της παρουσίας του πάνω σ' αυτή την γωνιά του πλανήτη. Στο σημείο αυτό θα πρέπει να τονιστεί ότι ένας άλλος άνθρωπος, κάτοικος μιας άλλης περιοχής π.χ. της Κεντρικής Ευρώπης, που είναι όμως τεκτονικά και επομένως και σεισμικά ανενεργή, δεν υπήρξε μάρτυρας των σεισμών και των επιπτώσεων τους.

2.2.3 Ορυκτός πλούτος και Υπόγεια νερά

Εδώ υπάγονται:

- *Τα ορυκτά* και τα *πετρώματα* που χρησίμευαν στον άνθρωπο για να κατασκευάσει διάφορα ειδικά εργαλεία, συσκευές και όπλα, όπως είναι για παράδειγμα ο *οψιδιανός* (οψιανός).
- Τα *νερά, υπόγεια και επιφανειακα,* θα μπορούσαν να ενταχθούν στον ορυκτό πλούτο. Τα νερά είναι από τους σημαντικότερους παράγοντες για την ανάπτυξη των κοινωνιών.

3. ΦΥΣΙΚΟΓΕΩΓΡΑΦΙΚΟ ΔΥΝΑΜΙΚΟ

Το *έδαφος*, με την *πεδολογική* έννοια του όρου, είναι ένας γεωλογικός σχηματισμός στην δημιουργία του οποίου καθοριστικό *ρόλο έχει διαδραματίσει ο βιολογικός παράγοντας και συγκεκριμένα η βλάστηση*. Κατά την εξέταση των εδαφών πρέπει να λαμβάνονται υπόψη και τα ακόλουθα:

- Ότι ο σχηματισμός και ο τύπος ενός εδάφους εξαρτάται κατά κύριο λόγο από το κλίμα, ενώ το λιθολογικό υπόβαθρο παίζει δευτερεύοντα ρόλο.
- Ότι ο σχηματισμός ενός εδάφους είναι δυνατόν να επιτευχθεί σε σχετικά μικρό χρονικό διάστημα.
- Ότι ο σχηματισμός του εδάφους αντιπροσωπεύει μία ήρεμη περίοδο από άποψη κλίματος, διάβρωσης και τεκτονισμού.

Θα πρέπει να σημειωθεί ότι, πέραν των άλλων, λεπτομερής μελέτη και ανάλυση των εδαφών μας επιτρέπει να προσδιορίσουμε το παλαιοκλίμα μιας περιοχής. Αυτό γίνεται δυνατό, επειδή οι διάφοροι τύποι των αργιλικών ορυκτών που απαντούν σ' ένα έδαφος και η ποσοστιαία συμμετοχή τους σ' αυτό, με άλλα λόγια η παραγένεση των αργιλικών ορυκτών, συνδέεται άμεσα με το κλίμα που επικρατούσε κατά την περίοδο της εδαφογένεσης.

3.2 Το κλίμα

3.2.1 Γενικά

Τα σημαντικότερα στοιχεία του κλίματος είναι η *θερμοκρασία* και τα *ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα* και ακολουθούν η ηλιοφάνεια και οι άνεμοι.

Το κλίμα μιας περιοχής εξαρτάται κυρίως από το *γεωγραφικό πλάτος* και το *μέσο υψόμετρο* του τόπου, από τα ατμοσφαιρικά συστήματα που επικρατούν στον ευρύτερο χώρο, από την απόσταση από την θάλασσα καθώς και από άλλους παράγοντες.

Το κλίμα όμως είναι γνωστό ότι μεταβάλλεται και μάλιστα η μεταβολή αυτή παρουσιάζει μία περιοδικότητα. Τα αίτια της μεταβολής του κλίματος είναι πολλά και παρά το γεγονός ότι γνωρίζουμε πάρα πολλά γι' αυτά, δεν θα μπορούσε να ισχυριστεί κάποιος ότι γνωρίζουμε τα πάντα στις λεπτομέρειές τους.

Μέχρι πρόσφατα δέχονταν ότι κατά την διάρκεια του Τεταρτογενούς, δηλ. κατά την διάρκεια των τελευταίων 2 εκατομ. ετών, υπήρχαν 4 μεγάλης διάρκειας παγετώδεις και 4 μεσοπαγετώδεις (θερμές) περίοδοι. Τα αποτελέσματα όμως της έρευνας έδειξαν ότι, πέραν των προηγουμένων, υπάρχουν και άλλες περίοδοι και μάλιστα περίοδοι των 100 χιλ. και των 10 χιλιάδων ετών.

Πέραν όμως αυτών των μεγαλύτερης διάρκειας περιόδων, υπάρχουν και άλλες των 500 ετών, ακόμα και περίοδοι των 100-150 ετών. Οι τελευταίες καλούνται και *ψευδόκυκλοι* (Jinsun et al.,1993).

Σύμφωνα με τον Milankowitch (1941), η *περιοδική μεταβολή του κλίματος* συνδέεται άμεσα με την ηλιακή ακτινοβολία που δέχεται η Γη, η οποία *παρουσιάζει περιοδικότητα*. Η περιοδικότητα της ηλιακής ακτινοβολίας συνδέεται κυρίως με αστρονομικά αίτια και συγκεκριμένα (i) με την *εκκεντρότητα της τροχιάς της Γης* γύρω από τον ήλιο που παρουσιάζει περιοδικότητα 100 και 400 χιλιάδων ετών, (ii) με την *λόξωση του άξονα της Γης* που παρουσιάζει περιοδικότητα της τάξης των 41 χιλιάδων ετών και (iii) με την *μετάπτωση του άξονα* με περιοδικότητα 19-23 χιλιάδων ετών.

Το 18.000 BP παρατηρείται η τελευταία μεγαλύτερη εξάπλωση των παγετώνων. Θα μπορούσε να πει κανείς ότι, τα τελευταία 60.000 χρόνια περίπου και μέχρι το 18.000 πριν από σήμερα, στο μεγαλύτερο τμήμα της Γης επικρατούσε ένας ατέλειωτος χειμώνας. Το πάχος των παγετώνων σε ορισμένες περιοχές της Σκανδιναβίας και του Καναδά ξεπερνούσε τα 3.000 m, ενώ ο όγκος τους τα $15x10^6$ km^3 (1 km^3 = 1 δις m^3).

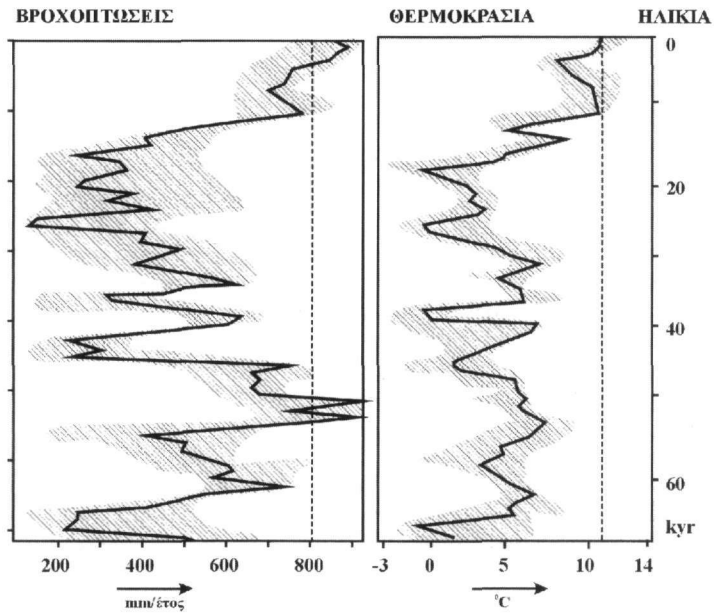
Ο προσδιορισμός της *παλαιοθερμοκρασίας* και των μεταβολών της γίνεται με διάφορες μεθόδους που έχουν αναπτυχθεί τις τελευταίες δεκαετίες. Η σημαντικότερη από αυτές είναι εκείνη που βασίζεται στη σχέση $^{18}O/^{16}O$ που εμπεριέχεται στα ανθρακικά σκελετικά στοιχεία διαφόρων οργανισμών. Η σχέση αυτή εξαρτάται από την μέση θερμοκρασία του παλαιο-βιοτόπου των οργανισμών.

Εφαρμόζοντας λοιπόν διάφορες μεθόδους και κυρίως εκείνη που βασίζεται στη σχέση $^{18}O/^{16}O$, έχουν κατασκευαστεί διάφορα διαγράμματα που παρουσιάζουν τις μεταβολές αυτής της σχέσης και κατ' επέκταση με τις μεταβολές της θερμοκρασίας .

Στην Εικ.1 φαίνονται οι διακυμάνσεις της θερμοκρασίας για τα τελευταία 150.000 χρόνια, ήτοι από την αρχή σχεδόν της προτελευταίας μεσοπαγετώδους περιόδου μέχρι τις μέρες μας.



Εικ.1: Μεταβολές της θερμοκρασίας κατά τα τελευταία 150.000 χρόνια (κατά D. DUFF, 1993).
Fig.1: Chages in temperature during the last 150.000 years (after D. DUFF, 1993).



Εικ.2: Μεταβολές των βροχοπτώσεων και της θερμοκρασίας κατά το Αν. Τεταρτογενές από την Κεντρική Γαλλία (από Guiot et al., 1989).

Fig.2: Changes in precipitations and temperature during Upper Quaternary times in Central France (after Guiot et al., 1989).

Κατά την περιοδική μεταβολή του κλίματος δεν μεταβάλλεται μόνον η θερμοκρασία, αλλά και οι βροχοπτώσεις. Στην Εικ.2 φαίνεται ότι σε ορισμένες περιοχές η αύξηση της θερμοκρασίας συνοδεύεται και από αύξηση των βροχοπτώσεων, κάτι που αναμένεται, αφού η αύξηση της θερμοκρασίας συνδέεται με αύξηση της εξάτμισης. Στον περιαιγαιακό χώρο πρέπει να συμβαίνει κάτι παρόμοιο. Αντίθετα, στο χώρο της Νεκρής Θάλασσας η αύξηση της θερμοκρασίας συνδέεται γενικά με ελάττωση των βροχοπτώσεων. Πάντως, ανεξάρτητα με την γενικότερη τάση που υπάρχει, έχει παρατηρηθεί, γενικά, μία μακρά υγρή περίοδος να διακόπτεται, συνήθως απότομα, από βραχυχρόνιες περιόδους ξηρασίας.

Μέχρι πρότινος δεν δίναμε σημασία στην περιοδικότητα των κλιματικών μεταβολών, που, όπως αναφέρθηκε ήδη, συνδέεται κυρίως με αστρονομικά αίτια. Σήμερα όμως, που οι ανάγκες της ανθρωπότητας σε νερό γίνονται συνεχώς και μεγαλύτερες, οι κλιματικές μεταβολές παίζουν σημαντικό ρόλο στην ομαλή κοινωνικοοικονομική εξέλιξη μιας χώρας. Εάν όμως το κλίμα παίζει σημαντικό ρόλο για τον άνθρωπο την σημερινή εποχή, γίνεται εύκολα κατανοητό ότι κατά την αρχαιότητα, και ιδιαίτερα κατά την προϊστορική εποχή, η σημασία του κλίματος πρέπει να ήταν καθοριστική. Προς επιβεβαίωση της σημασίας αυτών των κλιματικών μεταβολών, αναφέρουμε στην συνέχεια ορισμένα από τα πιο γνωστά κλιματικά φαινόμενα που επηρέασαν την ανθρώπινη κοινωνία άμεσα ή έμμεσα, κατά την περίοδο των τελευταίων 18.000 ετών.

Η περίοδος αυτή είναι σημαντική επειδή τότε η μέση ετήσια θερμοκρασία της Γης άρχισε να αυξάνεται, με συνέπειες που άλλαξαν άμεσα μεν την γεωμορφολογική εικόνα της επιφάνειας της Γης, έμμεσα δε σε ορισμένες χώρες, προσδιόρισαν την πορεία του πολιτισμού του ανθρώπου. Δυστυχώς, η σχέση μεταξύ της προϊστορικής εξέλιξης των διαφόρων λαών, του κλίματος και των μεταβολών του αναγλύφου δεν έχει ακόμη μελετηθεί.

3.2.2 Άμεσες επιπτώσεις – Κλιματοευστατικές κινήσεις

Οι *άμεσες επιπτώσεις* από την αύξηση της θερμοκρασίας ήταν η απελευθέρωση τεραστίων ποσοτήτων υδάτων, που μέχρι τότε ήσαν δεσμευμένες στους παγετώνες, με αποτέλεσμα, πέραν των άλλων, τη συνεχή ανύψωση της στάθμης της θάλασσας. Έχει υπολογιστεί ότι κατά την τελευταία περίοδο που η θερμοκρασία είχε φτάσει στην Γη τα χαμηλότερά της επίπεδα, η στάθμη της θάλασσας πρέπει να ήταν περί τα 120-140 m. χαμηλότερα απ' ότι σήμερα. Αυτό συνέβη γύρω στο 18.000 πριν από σήμερα.

Επειδή όμως η μεταβολή της θερμοκρασίας παρουσιάζει μια περιοδικότητα, είναι επόμενο και οι μεταβολές της στάθμης της θάλασσας να παρουσιάζουν αντίστοιχη περιοδικότητα. Έκτοτε, και μέχρι το 6.000 π.α.σ.,

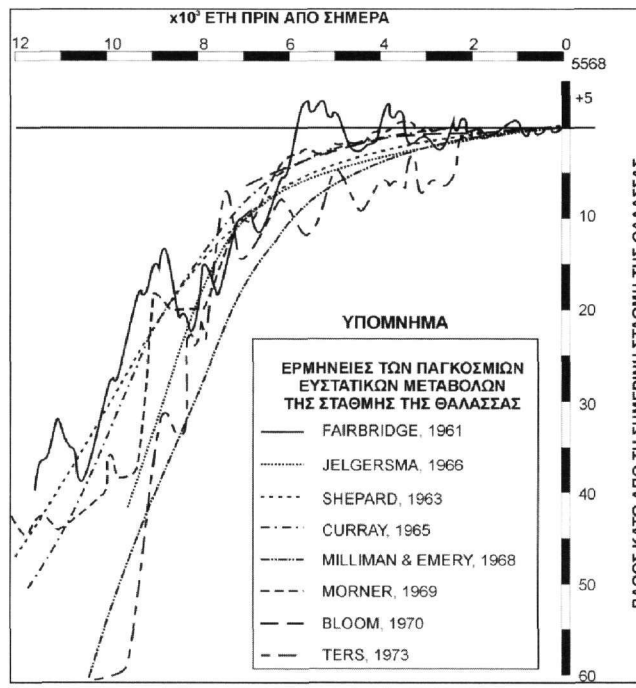
η στάθμη της θάλασσας άρχισε να ανεβαίνει λόγω της αύξησης της μέσης παγκόσμιας θερμοκρασίας της ατμόσφαιρας.

Οι μεταβολές αυτές της στάθμης της θάλασσας, που είναι γνωστές ως *κλιματοευστατικές κινήσεις,* παρουσιάζουν ιδιαίτερο ενδιαφέρον για παραθαλάσσιες χώρες, όπως είναι η Ελλάδα και γενικότερα ο Αιγαιακός και Περιαιγαιακός χώρος, επειδή κάθε μεταβολή της στάθμης της θάλασσας συνδέεται και με μετατόπιση των ακτογραμμών.

Οι μεταβολές της στάθμης της θάλασσας κατά τα τελευταία 18.000 χρόνια είναι ιδιαίτερα σημαντικές, επειδή την περίοδο αυτή ο Άνθρωπος του Νεάντερταλ έχει εξαφανιστεί, και μόνος κυρίαρχος πάνω στη Γη έχει μείνει ο *Homo sapiens* που, παρά το γεγονός ότι είναι ακόμη τροφοσυλλέκτης και κυνηγός, έχει ήδη αρχίσει να οργανώνεται σε μικρές κοινωνίες, και κατασκευάζει ήδη εξελιγμένα λίθινα εργαλεία.

Η στάθμη της θάλασσας θα φτάσει τα σημερινά της επίπεδα μεταξύ του 6.000 και 4.000 χρόνια πριν από σήμερα. Στην Εικ. 3 δίδονται οι διάφορες απόψεις σχετικά με τον τρόπο και την ταχύτητα ανόδου της στάθμης της θάλασσας κατά τα τελευταία 12.000 χρόνια. Κατά τη γνώμη μας, οι επιπτώσεις από την άνοδο της στάθμης της θάλασσας είναι πολλές και δραματικές.

Ένας από τους λόγους, για παράδειγμα, που ορισμένα από τα παράκτια σπήλαια βρίσκονται περίπου στη στάθμη της θάλασσας ή και κάτω από αυτή συνδέεται ακριβώς με αυτή τη βαθμιαία αύξηση της θερμοκρασίας.



Εικ. 3: Μερικές από τις συχνότερα δημοσιευμένες καμπύλες μεταβολής της παγκόσμιας στάθμης της θάλασσας λόγω κλιματοευστατικών κινήσεων. Οι παρατηρούμενες διαφορές μεταξύ των διαφόρων ερευνητών πρέπει να συνδέονται με γεωλογικούς παράγοντες του ευρύτερου χώρου που διεξήθχη η έρυνα (Κατά J.C. KRAFT, D.F. BELKNAP & J.M. DEMAREST, 1985).

Fig.3: Some of the most often published curves showing changes of sea-levels caused by climato-eustatic movements. The observed differences between the authors must be connected to different geological factors of each study area (after J.C. KRAFT, D.F. BELKNAP & J.M. DEMAREST, 1985).

3.3. Το κλίμα κατά το Ολόκαινο

Πολλοί δέχονται ότι οι σημερινές κλιματικές συνθήκες επικράτησαν στη Γη 10.000 χρόνια πριν από σήμερα, γι΄ αυτό ορίζουν και την έναρξη του Ολοκαίνου σε αυτό το χρονικό όριο. Τα αποτελέσματα όμως των τελευταίων παλαιοκλιματολογικών ερευνών δείχνουν ότι το κλίμα ουσιαστικά αλλάζει συνεχώς μέχρι και το 6.000 π.α.σ. και σταθεροποιείται κάπου μεταξύ 6.000 και 4.000 π.α.σ.

Το Ολόκαινο είναι η εποχή του Homo sapiens. Την περίοδο αυτή αρχίζει σιγά σιγά η κυριαρχία του αν-

θρώπου πάνω στη Γη. Στην Εικ.4 δίδονται οι μεταβολές και οι διακυμάνσεις της θερμοκρασίας τα τελευταία 18.000 χρόνια, ήτοι μετά την τελευταία παγετώδη περίοδο, μέχρι σήμερα.

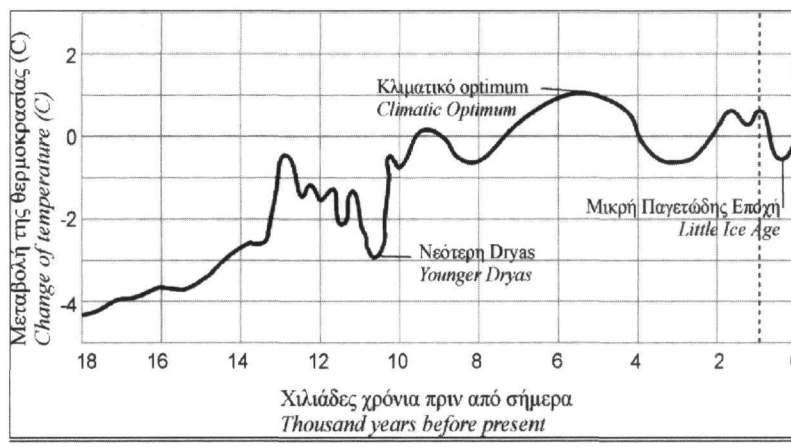
Τα μέχρι σήμερα αποτελέσματα της έρευνας έχουν δείξει ότι κάπου μεταξύ 6.000 και 4.000 *χρόνια* πριν (κατ΄ άλλους μεταξύ 5.500 και 3.000 χρόνια πριν), σ' ολόκληρο τον πλανήτη υπήρξε ένα *κλιματικό optimum,* που χαρακτηριζόταν από σχετικά υψηλότερες βροχοπτώσεις και σχετικά υψηλότερες μέσες θερμοκρασίες, φυσικά με περιοδικές διακυμάνσεις.

Επιπτώσεις αυτού του ευνοϊκότερου κλίματος κατά την περίοδο του κλιματικού optimum, είναι ότι:

- Οι παροχές των ποταμών και των πηγών πρέπει να ήταν σαφώς μεγαλύτερες, συγκριτικά με τις σημερινές.
- Οι υδροφόροι ορίζοντες πρέπει να ήταν πολύ ψηλότερα συγκριτικά με μεταγενέστερες εποχές.
- Η βλάστηση πρέπει να ήταν πλουσιότερη.
- Η στάθμη της θάλασσας πρέπει να ήταν λίγο ψηλότερα απ' ότι σήμερα.

Κατά την *ιστορική περίοδο* ομοίως και για μια περίοδο 500 ετών περίπου και συγκεκριμένα κάπου μεταξύ του 800 και 1.300 μ.Χ., σ' όλο τον πλανήτη παρατηρείται ένα *άλλο μικρό κλιματικό optimum* (Εικ.4), ανάλογο του προηγούμενου που, πέραν των άλλων, είχε καθοριστικές επιπτώσεις στην ιστορική εξέλιξη της Ευρώπης. Έτσι, σύμφωνα με τις απόψεις ορισμένων, την περίοδο αυτή, και εξαιτίας του ευνοϊκότερου κλίματος, άρχισαν τις επιδρομές οι βόρειοι ευρωπαίοι οι Vikings, που εποικούν και την Γροιλανδία, αφού άρχισαν να τήκονται οι πάγοι σε ορισμένα σημεία της, με επακόλουθο το νησί να "πρασινίσει".

Το κλίμα όμως δεν παραμένει σταθερό, όπως έχει ήδη αναφερθεί, αλλά συνεχώς μεταβάλλεται και μάλιστα περιοδικώς. Το κλιματικό optimum της ιστορικής περιόδου ακολουθεί μια *μικρή παγετώδης περίοδος* από το 1.300 έως το 1.850 μ.Χ., που είναι γνωστή στην διεθνή βιβλιογραφία ως *Little Ice Age*. Ορισμένοι δέχονται ότι πέραν αυτής της μικρής παγετώδους περιόδου, υπήρξαν κι άλλες παρόμοιες μετά το κλιματικό υψίθερμο του Μέσου Ολοκαίνου.

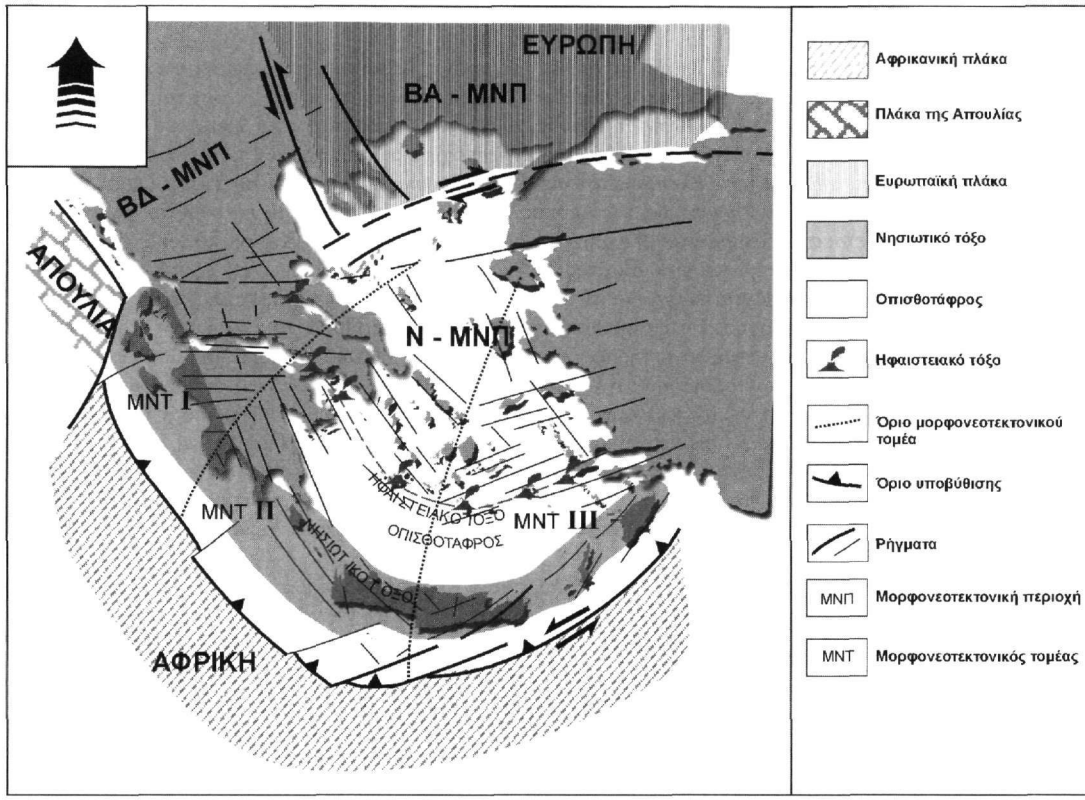


Εικ.4: Η μεταβολή της μέσης θερμοκρασίας της Γης κατά τα τελευταία 18.000 χρόνια (κατά D. DUFF, 1993).
Fig.4: The change of the mean earth temperature during the last 18.000 years (after D. DUFF, 1993).

Οι επιπτώσεις από τις κλιματικές μεταβολές, πέραν αυτών που αναφέρθηκαν είναι πολλές, όπως:

- **Στην γεωργική παραγωγή, όπου σε ορισμένες περιπτώσεις είναι δυνατόν ν' αλλάξουν οι καλλιέργειες και κατά συνέπεια ν' αλλάξει ολόκληρη η οικονομία.**
- **Κατά τις περιόδους ξηρασίας κατασκευάζονται *νέα* υδραυλικά έργα, όπως νέα υδραγωγεία, διανοίγονται νέα φρέατα ή εκβαθύνονται παλαιά κλπ.**
- Οι περιοδικές μεταβολές του κλίματος είναι δυνατόν να συνοδεύονται από επιδημίες, ορισμένες από τις οποίες έχουν μείνει στην ιστορία.
- Άλλοτε πάλι είναι δυνατόν να αρχίσουν επιδρομές από άλλους λαούς κλπ.

Συμπερασματικά, θα μπορούσε να λεχθεί, ότι η μελέτη των μεταβολών του κλίματος είναι πολύ σημαντική, αφού είναι δυνατόν να δώσει απάντηση σε πάρα πολλά ερωτήματα που συνδέονται με την αρχαιολογική έρευνα.



Εικ.5: Το Ελληνικό Τόξο στο οποίο διακρίνεται η θέση του ηφαιστειακού τόξου.
Fig.5: The Hellenic Arc and the location of the volcanic arc.

4. ΓΕΩΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΙΚΕΣ ΑΛΛΑΓΕΣ ΚΑΙ ΔΙΑΜΟΡΦΩΣΗ ΘΡΗΣΚΕΥΤΙΚΗΣ ΣΥΝΕΙΔΗΣΗΣ

4.1 Γενικά

Επειδή πιστεύουμε ότι η θρησκεία αποτελεί το βασικότερο στοιχείο κάθε πολιτισμού, θα προσπαθήσουμε να δείξουμε στα επόμενα με ποιο τρόπο τα φυσικογεωλογικά χαρακτηριστικά του τόπου καθόρισαν την διαμόρφωση της θρησκευτικής συνείδησης των κατοίκων του Αιγαιακού και Περιαιγαιακού χώρου που έζησαν κατά την Ανώτερη Παλαιολιθική εποχή και στις επόμενες εποχές μέχρι το 4.000 π.α.σ. (2.000 π.Χ.) περίπου. Χαρακτηριστικό παράδειγμα αποτελεί η σχέση της φυσικογεωλογικής εξέλιξης του Αργοσαρωνικού και του μεγάλου Θεού Ποσειδώνα. Η σύμπτωση είναι εντυπωσιακή και δεν αφήνει καμιά αμφιβολία ότι δεν μπορεί να είναι άλλος ο τόπος δραστηριότητας του μεγάλου αυτού θεού του αρχαιοελληνικού πανθέου.

Προτού τεκμηριώσουμε την άποψη αυτή, ας δούμε όμως ποιος ήταν ο Ποσειδών.

Όπως είναι γνωστό, ο Ποσειδών είναι γιος του Τιτάνα Κρόνου και της Τιτανίδας Ρέας. Σύμφωνα με μια άποψη, τόπος γέννησής του θεωρείται το οροπέδιο Τρίπολης και συγκεκριμένα η Μαντίνεια. Σύμφωνα με την Ελληνική Μυθολογία, όταν η Ρέα ήταν έγκυος βρέθηκε στην Μαντίνεια. Επειδή όταν γέννησε ήταν η εποχή που ο Κρόνος έτρωγε τα παιδιά του, άφησε το βρέφος Ποσειδώνα δίπλα σε μια πηγή, την Άρνα, που ονομάστηκε έτσι επειδή γύρω από το βρέφος και την πηγή συγκεντρώνονταν αρνιά. Η πηγή αυτή βρίσκεται απέναντι από το σημερινό χωριό Νεστάνη. Σημειωτέον ότι η Νεστάνη υφίσταται στην ίδια θέση πολλούς αιώνες προ Χριστού.

Ο Ποσειδώνας είναι αδελφός του Δία και του Άδη και αποτελούν την 4η γενιά των θεών. Οι τρεις Κρονίδες, όπως λέγονται οι τρεις αυτοί μεγάλοι θεοί, έχουν γι΄ αυτό ίσα δικαιώματα στον κόσμο, που τον μοίρασαν με κλήρο. Έτσι, ο Δίας έγινε κυρίαρχος του Ουρανού, ο Ποσειδών της Θάλασσας και ο Άδης του Κάτω Κόσμου. Τον Όλυμπο τον άφησαν αμοίραστο για να τον χαίρονται και οι τρεις ανεμπόδιστα.

Ας δούμε τώρα τι γίνεται στον Σαρωνικό, στο Κεντρικό Αιγαίο και στις γύρω περιοχές, και συγκεκριμένα ποιο ήταν το γεωπεριβάλλον και ποιες οι γεωπεριβαλλοντικές αλλαγές τα τελευταία 18.000 χρόνια.

4.2 Γεωπεριβαλλοντικές μεταβολές κατά τα τελευταία 18.000 χρόνια

Όπως είναι γνωστό, ολόκληρος ο Ελλαδικός χώρος υπάγεται σ΄ αυτό που, από γεωτεκτονική άποψη, αποκαλείται Ελληνικό Τόξο (Εικ.5). Ο Ελλαδικός χώρος, με την ευρεία γεωγραφική έννοια του όρου, έχει μια σύνθετη γεωλογικο-τεκτονική δομή και εξέλιξη, που αρχίζει ουσιαστικά πριν από 250 εκατομμύρια χρόνια περίπου, όταν άρχισε να δημιουργείται ένας νέος, για την εποχή εκείνη, ωκεανός που τον έχουν ονομάσει *Τηθύ*. Όλα σχεδόν τα πετρώματα που βλέπουμε στους ορεινούς όγκους έχουν αποτεθεί ως ιζήματα ή έχουν εκχυθεί ως ηφαιστειακά σ' αυτόν τον ωκεανό της Τηθύος, όπως για παράδειγμα τα πετρώματα στον Όλυμπο, στην Πίνδο, στον Ταΰγετο, στον Παρνασσό κλπ., πολύ προτού δημιουργηθεί ο Ατλαντικός ωκεανός.

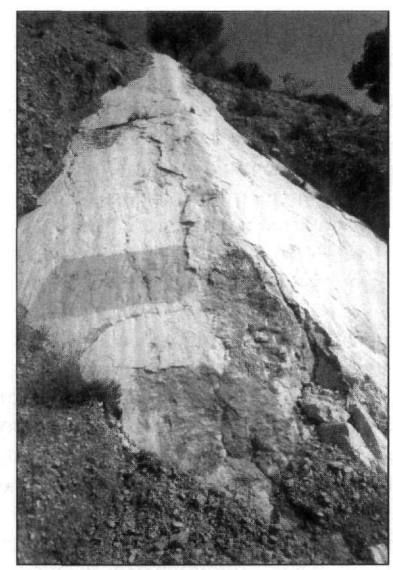
Σ' αυτό το τεράστιο σε διάρκεια χρονικό διάστημα, σχεδόν όλα έχουν αλλάξει στην επιφάνεια του πλανήτη. Όλες αυτές οι αλλαγές συνδέονται κυρίως με τις μετατοπίσεις των λιθοσφαιρικών πλακών, που στην περίπτωση της Ελλάδας βαθμιαία οδήγησαν στη σημερινή δυναμική κατάσταση και στην σημερινή γεωμορφολογική εικόνα του Ελλαδικού χώρου, όπου λόγω της τοξοειδούς διάταξης των νησιών, όπως συμβαίνει με τα Επτάνησα και την Κρήτη, αλλά και την τοξοειδή διάταξη των ορεινών όγκων και των ηφαιστείων, καθώς και των άλλων μορφοτεκτονικών δομών, μιλάμε για Ελληνικό Τόξο (Εικ.5). Αυτή η τοξοειδής διάταξη ως μορφοδομή, παρά το γεγονός ότι πολλά από τα πετρώματα της είναι παλαιά, δεν είναι γεωλογικά πολύ παλιά, αφού άρχισε να διαμορφώνεται κατά την λεγόμενη νεοτεκτονική περίοδο, που ξεκίνησε πριν 10 εκατομμύρια χρόνια περίπου και η εξέλιξή της συνεχίζεται μέχρι σήμερα. Αυτά πάντως που βλέπουμε την σημερινή εποχή στον ευρύτερο Ελλαδικό χώρο είναι αποτέλεσμα γεωδυναμικών διεργασιών των τελευταίων 2 εκατομ. ετών και ιδιαίτερα των τελευταίων 700.000-1.000.000 ετών.

Ένα από τα χαρακτηριστικά του Ελληνικού Τόξου, που κατά την γνώμη μας διαδραμάτισε καθοριστικό ρόλο στον Ελληνικό προϊστορικό πολιτισμό, είναι ότι πρόκειται για ένα ενεργό τόξο.

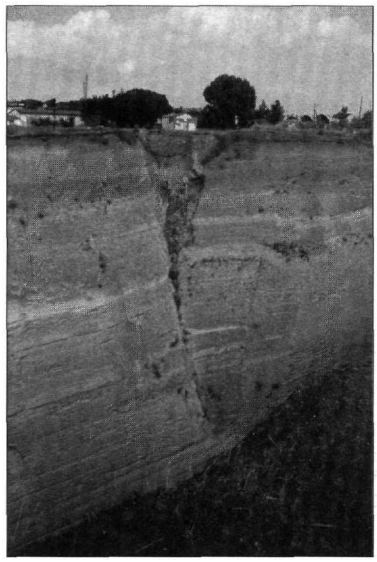
Επανερχόμενοι στην περιοχή του Αργοσαρωνικού, πρέπει να αναφέρουμε ότι από τα χαρακτηριστικότερα γνωρίσματα της ευρύτερης περιοχής του είναι οι σεισμοί, που είναι πολύ συχνοί, ιδιαίτερα από το Μ. Πλειστόκαινο (500.000) μέχρι σήμερα. Εξάλλου, πάρα πολλά ρήγματα διασχίζουν την ευρύτερη περιοχή, ενώ μεγάλες ρηξιγενείς ζώνες είναι γνωστές, όπως οι ρηξιγενείς ζώνες της Τροιζηνίας, της Κακιάς Σκάλας, τα πάμπολλα ρήγματα του Ισθμού της Κορίνθου, οι ρηξιγενείς ζώνες των Γερανείων, των Πισσίων, της Ψάθας, κλπ. Επειδή ο ρηγματικός τεκτονισμός είναι ενεργός παρατηρούνται συχνές επαναδραστηριοποιήσεις των ενεργών ρηγμάτων . Στις Εικ. 6, 7, και 8 απεικονίζονται ορισμένα ρήγματα από αυτές τις εντυπωσιακές ρηξιγενείς ζώνες.



Εικ.6: Η ενεργή ρηξιγενής ζώνη στα Πίσσια (βόρειο πρανές Γερανείων).
Fig.6: The active fault zone of Pissia (northern slope of Geraneia Mt.).



Εικ.7: Τμήμα της ρηξιγενούς ζώνης της Κακιάς Σκάλας (Αττικής).
Fig.7: Part of the Kakia Skala (Attica) fault zone.

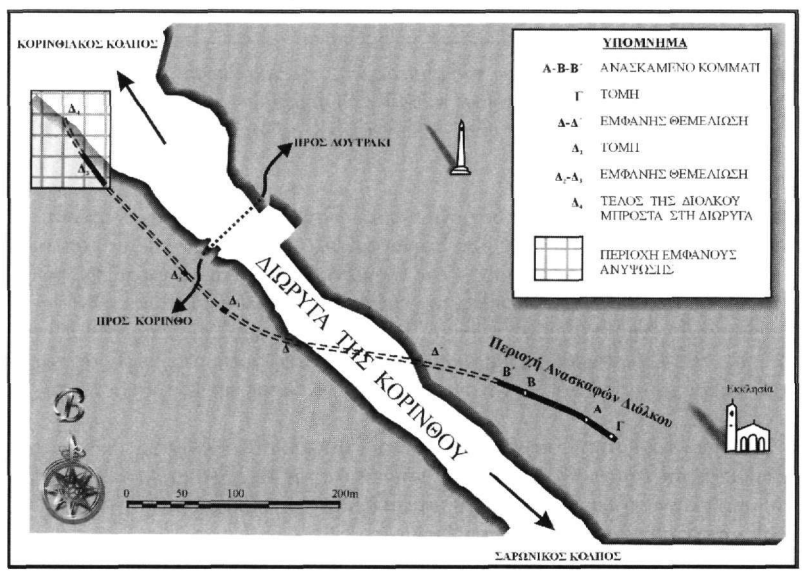


Εικ.8: Σεισμικό ρήγμα στην τομή της διώρυγας της Κορίνθου
Fig.8: Seismic fault in the cross section of Korinthos canal.



Εικ. 9: Αρχαία κτίσματα στις Κεγχρεές, τα οποία σήμερα βρίσκονται κάτω από τη στάθμη της θάλασσας.
Fig.9: Ancient buildings at Kehrees which are actually below sea-level.

Πέραν όμως της επαναδραστηριοποίησης των ρηγμάτων, στον ευρύτερο χώρο των παράκτιων περιοχών του Σαρωνικού, παρατηρούνται πολύ συχνά και *κατακόρυφες κινήσεις του φλοιού*, όπως για παράδειγμα καθοδικές στις Κεγχρεές και ανοδικές στην Ποσειδωνία. Πιο συγκεκριμένα, στις Κεγχρεές, (Εικ. 9) κτίσματα από την αρχαιότητα, αλλά και τους πρώτους χριστιανικούς χρόνους, βρίσκονται σήμερα κάτω από τη στάθμη της θάλασσας. Το ακριβώς αντίθετο συμβαίνει στην Ποσειδωνία, που βρίσκεται στην είσοδο της διώρυγας της Κορίνθου προς την πλευρά του Κορινθιακού (Εικ.10). Στη θέση αυτή που έχει αποκαλυφθεί ένα τμήμα της αρχαίας Δίολκου, ορισμένοι δομικοί λίθοι της οποίας καλύπτονται από μεταγενέστερα beach rocks, έναν γεωλογικό σχηματισμό δηλαδή που έχει δημιουργηθεί ακριβώς κάτω από τη στάθμη της θάλασσας, σήμερα βρίσκονται αρκετά πάνω από τη θάλασσα.

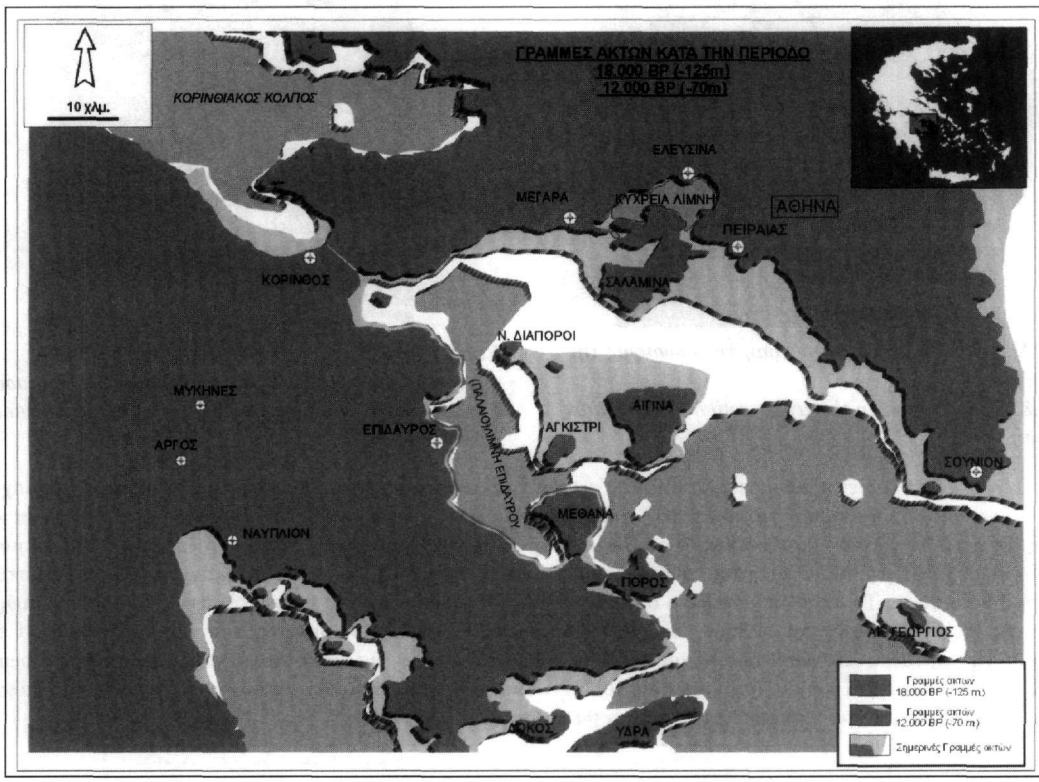


Εικ.10: Η περιοχή της Ποσειδωνίας και η θέση της Δίολκου (από Verdrelis, 1956):
Fig.10: The Poseidonia area and the location of Diolkos (after Verdelis, 1956)

Οι σημαντικότερες όμως αλλαγές που έχουν επισυμβεί στον ευρύτερο χώρο του Σαρωνικού είναι οι μεταβολές που έχουν παρατηρηθεί στις ακτογραμμές.

Στην Εικ.11 φαίνεται η μορφή που είχαν οι ακτογραμμές στο Σαρωνικό Κόλπο σε δύο περιόδους ήτοι, το 18.000 πριν από σήμερα, που όπως έχει αναφερθεί, πρέπει να βρίσκονταν περί τα 125 m. χαμηλότερα, και το 12.000 πριν από σήμερα, που εκτιμάται ότι πρέπει να βρίσκονταν γύρω στα 75 m. χαμηλότερα.

Τα συμπεράσματα που είναι δυνατόν να εξαχθούν από τους χάρτες αυτούς είναι πάρα πολλά, πολύ σημαντικά και ορισμένα συγκλονιστικά! Λόγω χώρου θα περιοριστούμε στα ακόλουθα πολύ λίγα:



Εικ.11: Οι ακτογραμμές στον ευρύτερο χώρο του σημερινού Σαρωνικού κατά την περίοδο 18.000 B.P. (-125 m.) κα: 12.000 B.P. (-70 m.) (B.P. = Before Present = πριν από σήμερα = π.α.σ.).
Fig.11: The actual shorelines of the broader area of Saronikos Gulf and those of 18.000 B.P. (-125 m.) of 12.000 (-70 m.) B.P. (B.P. = Before Present).

- Το *18.000 π.α.σ.* οι τότε ακτογραμμές δεν έχουν καμιά σχέση με τις σημερινές, ούτε από άποψη μορφής ούτε από γεωγραφική θέση. Ο γνωστός μας Σαρωνικός Κόλπος την εποχή αυτή απλούστατα δεν υπήρχε.

Την εποχή αυτή λοιπόν η Πελοπόννησος ήταν ενωμένη με τη Αττική, αφού τα νησιά Αγκίστρι, Αίγινα, Κυρά, Διάποροι, Λαγούσες, Σαλαμίνα, Φλέβες, το νησί του Πατρόκλου, αλλά και η Μακρόνησος αποτελούσαν μια ενιαία ξηρά που ήταν ενωμένα με την Αττική. Τα σημερινά νησιά του Σαρωνικού αποτελούσαν τμήματα μιας γέφυρας ξηράς, του *Παλαιοϊσθμού της Αίγινας*, ενώ μεταξύ αυτής της γέφυρας και της Πελοποννήσου, εκεί που σήμερα εκτείνεται ο Κόλπος των Κεγχρεών και ο Κόλπος της Επιδαύρου, υπήρχε μια λίμνη, η *Παλαιολίμνη της Τροιζηνίας*.

Σημειωτέον ότι την εποχή αυτή, όπως φαίνεται στην Εικ.12, ο Κορινθιακός Κόλπος ήταν κι αυτός λίμνη, ενώ ο Νότιος Ευβοϊκός ήταν μια μεγάλη πεδιάδα που ένωνε την Ανατολική Αττική με την Νότιο Εύβοια.

- Μια σχετικά μικρή λίμνη πρέπει να είχε σχηματιστεί επίσης εκεί περίπου που σήμερα εκτείνεται ο Κόλπος της Ελευσίνας, την οποία έχουμε ονομάσει *Κυχρεία*.
- Την εποχή αυτή επομένως, ο παλαιολιθικός άνθρωπος μπορούσε να περάσει περπατώντας από την περιοχή της Αττικής στην σημερινή Πελοπόννησο και επίσης από την Αττική στην Εύβοια.

- Όλα τα σημερινά νησιά του Σαρωνικού συνεπώς δημιουργήθηκαν μετά το 18.000 πριν από σήμερα και φυσικά όχι όλα μαζί.
- Το *12.000 π.α.σ.* η στάθμη της θάλασσας βρισκόταν περίπου 70 m. χαμηλότερα, ενώ *το 10.000 π.α.σ.* περίπου 30 - 40 m χαμηλότερα.

Την εποχή αυτή ο Πόρος και η Δοκός ήσαν ενωμένα ακόμα με την Πελοπόννησο, ενώ η Σαλαμίνα και οι Φλέβες ήσαν ενωμένες με την Αττική. Απεναντίας, η Αίγινα, το Αγκίστρι και οι νησίδες Υψηλή και Λαγούσες αποτελούσαν ενιαίο νησί, την *Παλαιο-Αίγινα ή Πρωτο-Αίγινα*.

- *Μεταξύ 10.000 - 7.000 π.α.σ.* περίπου η θάλασσα συνεχίζει ν' ανεβαίνει με ην ίδια ταχύτητα, ενώ γύρω στο 7.000 π.α.σ. η στάθμη της πρέπει να βρισκόταν γύρω στα 10 m. βαθύτερα απ΄ ό,τι σήμερα.
- Η διαμόρφωση της σημερινής μορφής ακτών του Σαρωνικού οπότε και αποσπάστηκε η Σαλαμίνα από την Αττική, πρέπει να έγινε γύρω στο 6.000 π.α.σ., τότε δηλ. που αρχίζει και το *κλιματικό optimum του Ολοκαίνου*, που διήρκεσε, σύμφωνα με τις απόψεις των περισσότερων ερευνητών, μέχρι το 4.000 π.α.σ. περίπου, δηλ. μέχρι το 2.000 π.Χ. Την περίοδο αυτή, τόσο η μέση θερμοκρασία όσο και οι βροχοπτώσεις πρέπει να ήσαν υψηλότερες από τις σημερινές.

Στις Εικ.12a και 12b φαίνεται η μορφή που πρέπει να είχαν οι ακτογραμμές στον Αργοσαρωνικό, στο Κεντρικό και Νότιο Αιγαίο, καθώς και στον Κορινθιακό κατά το 18.000 π.α.σ. και το 12.000 π.α.σ.

Μόλις όμως άρχισε να ανέρχεται η στάθμη της θάλασσας τα πάντα αρχίζουν να αλλάζουν και βαθμιαία οι παλαιολιθικές αρχικά, και στη συνέχεια οι μεσολιθικές και νεολιθικές κοινωνίες που ζούσαν σε αυτήν την περιοχή αναγκάστηκαν να ζουν συνεχώς κάτω από το φάσμα του κατακλυσμού, να ζουν συνεχώς υπό καθεστώς ανασφάλειας, αφού χρόνο με το χρόνο η θάλασσα κατάκλυζε την ξηρά, με συνέπεια την καταστροφή των υγροβιοτόπων, των παράκτιων πηγών κλπ. Η συνεχής ξηρά που έβλεπαν μπροστά τους εδώ και χιλιάδες χρόνια, καθ' όλη την παγετώδη περίοδο, ήτοι από το 70.000 μέχρι το 18.000 π.α.σ., μέσα σε λίγα χρόνια μεταβάλλετο σε νησιά, αφού ένα μεγάλο τμήμα της κατακλύστηκε από τη θάλασσα. Αυτά όλα συνεχίστηκαν μέχρι και το 6.000 πριν από σήμερα, οπότε η στάθμη της θάλασσας σταματάει να ανέρχεται και σχεδόν σταθεροποιείται.

Η κατάσταση αυτή, πέραν των άλλων, παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον για την αρχαιολογική έρευνα, επειδή οι προϊστορικοί κάτοικοι των παράκτιων περιοχών του Περιαιγαιακού χώρου, αλλά και των νησιών και ιδιαίτερα οι κάτοικοι της ανώτερης παλαιολιθικής, της μεσολιθικής και της πρώιμης νεολιθικής εποχής, δεν πρέπει να κατοικούσαν τις ίδιες περιοχές που κατοίκησαν μετά το 6.000 πριν από σήμερα, αλλά κατοικούσαν κυρίως τις περιοχές αυτές που κατακλύστηκαν από τη θάλασσα κατά την άνοδο της στάθμης της, εξαιτίας της τήξης των παγετώνων. Όσοι επομένως από τους προϊστορικούς ανθρώπους κατοικούσαν σε καρστικά σπήλαια, ή κοντά σε πηγές, ή σε υγροβιότοπους της εποχής εκείνης, που βρίσκονταν 120-150 m. χαμηλότερα από την σημερινή στάθμη της θάλασσας, σήμερα έχουν κατακλυστεί από αυτή. Αυτός είναι ίσως και ο λόγος για τον οποίο, στην Αττική για παράδειγμα, δεν βρίσκουμε παλαιολιθικούς οικισμούς, ενώ οι νεολιθικοί είναι σχετικά λίγοι σε σχέση με άλλες περιοχές, παρά το γεγονός ότι το κλίμα ήταν εξίσου ευνοϊκό, αν όχι ευνοϊκότερο, από εκείνο άλλων περιοχών του Ελλαδικού χώρου, κατά την ίδια εποχή.

Γύρω στο 6.000 π.α.σ. το κλίμα, όπως ελέχθη, σταθεροποιείται συγκριτικά με τις προηγούμενες εποχές, παρά ταύτα όμως παρατηρούνται συνεχώς μικρομεταβολές.

Έκτοτε λοιπόν το παράκτιο τοπίο μεταβάλλεται κυρίως:

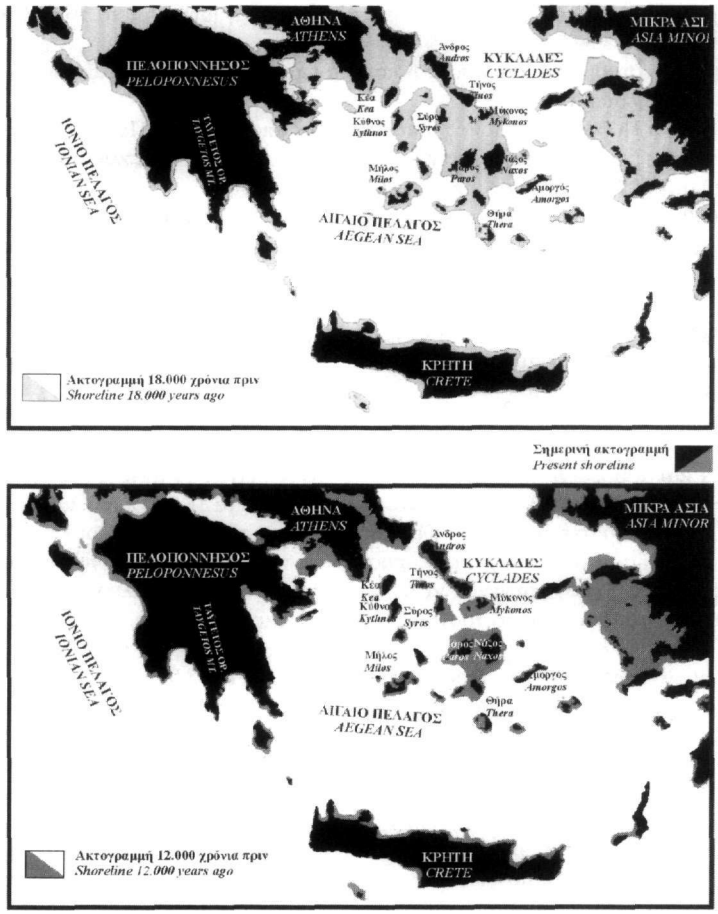
(i) *από απότομες κατακόρυφες κινήσεις* που συνδέονται με σεισμούς και που είναι είτε ανοδικού (Εικ. 10) είτε καθοδικού χαρακτήρα, π.χ. Κεγχρεές (Εικ.9)
(ii) από συνεχούς χαρακτήρα κατακόρυφες και
(iii) από κλιματοευστατικού χαρακτήρα κινήσεις, που συνδέονται με μικρές κλιματικές μεταβολές, όπως τη γνωστή θερμή περίοδο που παρατηρήθηκε κατά το Μεσαίωνα, ή την μικρή παγετώδη περίοδο (little ice age) που παρατηρήθηκε στη Γη μεταξύ 14^{ου} και 19^{ου} αιώνα μ.Χ.

Την περίοδο του κλιματικού optimum (βλ. Εικ.4) πρέπει να συνέβησαν και οι γνωστοί κατακλυσμοί που αναφέρονται στις μυθολογίες διαφόρων λαών, όπως ο πολύ γνωστός Κατακλυσμός του Νώε, οι γνωστοί Κατακλυσμοί του Δευκαλίωνα και του Ωγύγη που αναφέρονται στην Ελληνική μυθολογία, ο Κατακλυσμός του Βιρακότσα (Νότια Αμερική), ο Κατακλυσμός του Σιουσούρντα από τη Μεσοποταμία κ.α.

Στο συμπέρασμα αυτό καταλήγουμε επειδή οι διάφορες απόψεις σχετικά με την χρονολογία της εποχής που πρέπει να έγινε ο Κατακλυσμός του Νώε (Πίνακας 1) συμπίπτουν με αυτή την περίοδο.

(a)

(b)



Εικ.12: Η μορφή των ακτογραμμών του Αργοσαρωνικού, Κεντρικού και Νότιου Αιγαίου και Κορινθιακού γύρω a) στο 18.000 B.P. και b) γύρω στο 12.000 B.P.
Fig.12: The shorelines of Saronic gulf, Central and Southern Aegean and Korithian gulf around a) 18.000 B.P and b) 12.000 B.P.

Πίνακας 1: Χρονολογήσεις του Κατακλυσμού του Νώε σύμφωνα με διάφορες απόψεις και πηγές
Table 1: Different datings of Noah's Flood according to various authors

Εβραϊκή Μασόρα	*2.105 π.Χ.*
Θόρα	*2.288 π.Χ.*
Αρχιεπίσκοπος Usher και Αγγλική Βίβλος	*2.348 π.Χ.*
Playfair	*2.352 π.Χ.*
Clinton	*2.482 π.Χ.*
Πεντάτευχος	*2.998 π.Χ.*
Flavius Josephus	*3.146 π.Χ .*
Dr. Hales	*3.155 π.Χ.*
Septuaginta	*3.246 π.Χ.*
Ορθόδοξη Εκκλησία	*3.305 π.Χ.*

4.3. Περιαιγαιακός χώρος και οι Θεοί των Ελλήνων

Ο *άνθρωπος* λοιπόν, που κατοικούσε στη περιοχή αυτή κατά την ύστερη *Παλαιολιθική εποχή* και ολόκληρη την *Μεσολιθική και Νεολιθική*, με άλλα λόγια ο άνθρωπος της *προϊστορικής εποχής*, υπήρξε μάρτυρας όλων αυτών των φυσικογεωγραφικών και γεωλογικών μεταβολών και καταστροφών, όπως είναι η ηφαιστειακή δραστηριότητα, οι σεισμοί που πολλές φορές συνοδεύονται και από *παλιρροιακά κύματα* (τσουνάμι) κλπ.

Κυρίως όμως υπήρξε μάρτυρας όλων των *κατακόρυφων μεταβολών της στάθμης της θάλασσας*, που είχαν σαν τελικό αποτέλεσμα την *ολοκληρωτική κατάκλυση μεγάλων τμημάτων της ξηράς* και την βαθμιαία μετατροπή της σε πολλά μικρότερα ή και μεγαλύτερα νησιά.

Μέσα λοιπόν σ' ένα τέτοιο *φυσικογεωλογικό σκηνικό*, με όλες αυτές τις δραματικές αλλαγές, βλέποντας κάθε χρόνο την θάλασσα ν' ανεβαίνει κατά μέσο όρο από 1 εώς4 cm, ενώ για ορισμένες περιόδους ή άνοδος αυτή πρέπει να ήταν ακόμα μεγαλύτερη και να του κατακλύζει χρόνο με το χρόνο όλο και περισσότερο τη γη που ζούσε και κινείτο, ο *αδύναμος*, ο *φοβισμένος*, ο *τρομοκρατημένος προϊστορικός άνθρωπος*, που έβλεπε τη γη να βουλιάζει κάτω από τα πόδια του, ενώ συγχρόνως βίωνε και τους σεισμούς του χώρου, ήθελε να κρατηθεί από κάπου για να επιβιώσει, ήθελε να βρει κάποιον να τον παρακαλέσει να τον βοηθήσει από τα άγρια στοιχεία της φύσης, που μέχρι πριν λίγα χρόνια δεν είχε βιώσει, ούτε αυτός ούτε οι πρόγονοί του, αφού οι ακτές δεν άλλαζαν θέση και η θάλασσα δεν φούσκωνε, οι κατακλυσμοί και οι πλημμύρες δεν είχαν αυτή την ένταση.

Γιατί άραγε θα πρέπει η συμπεριφορά του προϊστορικού ανθρώπου και ιδιαίτερα του παλαιολιθικού και του νεολιθικού να διαφέρει από την συμπεριφορά του νεότερου ή ακόμη και αυτού του σύγχρονου ανθρώπου της μεταβιομηχανικής εποχής;

Αν κάποιος αμφιβάλλει δεν έχει παρά να επισκεφθεί τα παρεκκλήσια που βρίσκονται συνήθως στα διάφορα νοσοκομεία της πατρίδας μας, αλλά και σ' ολόκληρη την χριστιανική Ευρώπη, για να δει τα τάματα που έχουν αφιερώσει στους διάφορους αγίους για να μεσιτεύσουν στο Θεό για τη σωτηρία των ανθρώπων τους.

Αν σήμερα λοιπόν ο άνθρωπος της μεταβιομηχανικής εποχής νιώθει αδύναμος μπροστά στη φύση όταν αγριεύει και προσπαθεί να δώσει απάντηση στα υπαρξιακά του προβλήματα, γίνεται κατανοητό γιατί ο άνθρωπος της παλαιολιθικής, της μεσολιθικής, αλλ΄ ακόμα και της νεολιθικής εποχής προσπαθεί να δώσει απάντηση στα μεγάλα ερωτηματικά που τον βασανίζουν και που έχουν σχέση με την ίδια του την ύπαρξη, αλλά και τον περιβάλλοντα χώρο με τον οποίο συνδέεται άμεσα αυτή η ύπαρξή του, που αλλάζει συνεχώς και μάλιστα με ταχύτητες ιλιγγιώδεις.

- *Ποιος είμαι; Από πού ήρθα; Πού πάω; Τι θα γίνω αύριο;*

Αυτά είναι ορισμένα από τα πολλά βασικά υπαρξιακά ερωτήματα που τον βασανίζουν. Και παράλληλα ακολουθεί πλήθος άλλων ερωτηματικών όπως:

- *Ποιος έφτιαξε όλα αυτά που βλέπω γύρω μου;*
- *Ποιος έφτιαξε τον ουρανό και τ' άστρα;*
- *Ποιος έφτιαξε τα βουνά, ποιος την θάλασσα;*
- *Ποιος κάνει την Γη να τρέμει; Ποιος είναι αυτός που ανεβάζει την στάθμη της θάλασσας που κατακλύζει τη Γη μου;*
- *Ποιος είναι αυτός ο φωτεινός δίσκος που όταν ανεβαίνει στον ουρανό μας φωτίζει κι όταν κατεβαίνει και φεύγει γίνεται σκοτάδι;*
- *Κλπ., κλπ.*

Μέσα λοιπόν σ΄αυτό το σκηνικό των συγκλονιστικών μεταβολών, που άλλες εξελίσσονται με εξαιρετική ταχύτητα και σε ελάχιστο χρόνο, όπως γίνεται σε μία καταιγίδα, ή σχεδόν ακαριαία, όπως γίνεται στην περίπτωση ενός σεισμού ή ενός κεραυνού, υπάρχουν και άλλες μεταβολές, που εξελίσσονται αργά αλλά σταθερά, όπως η συνεχής ανύψωση της στάθμης της θάλασσας, ο άνθρωπος της πολύ παλαιάς αυτής εποχής, ο παλαιολιθικός άνθρωπος δημιουργεί την τρίτη γενιά των θεών του, που προέρχονται από το ζευγάρωμα *της Γαίας, της Μεγάλης Μάνας* των πάντων, με τον *Ουρανό*. Έτσι, γεννιώνται οι *Τιτάνες*, οι *Γίγαντες*, οι *Εκατόγχειρες*, οι *Κύκλωπες*. Όλα αυτά τα όντα της Ελληνικής Μυθολογίας πιστεύουμε ότι αντιπροσωπεύουν τις ποικίλες καταστροφικές φυσικές δυνάμεις της περιόδου που ο άνθρωπος ήταν αδύναμος να τις αντιμετωπίσει, όλες αυτές τις δυνάμεις που του ήταν άγνωστες πριν το 18.000 π.α.σ. Η περίοδος αυτή πρέπει να αντιστοιχεί στο χρονικό διάστημα μεταξύ 18000 και 12500 π.α.σ. περίπου, την περίοδο δηλαδή από τότε που αρχίζει η αύξηση της παγκόσμιας θερμοκρασίας μέχρι και την περίοδο της Younger Dryas.

Γιατί όμως όλοι αυτοί οι θεοί ή τα υπερφυσικά όντα να προέρχονται από την Γαία και τον Ουρανό, και όχι από άλλους θεούς; Μα τα πάντα εξελίσσονται στον ουρανό, πάνω στη Γη και στο εσωτερικό της. Η Γη είναι αυτή που τρέμει. Η γη μουγκρίζει όταν τρέμει. Από τα σωθικά της Γης βγαίνει η ηφαιστειακή λάβα. Από τον Ουρανό έρχεται η κατακλυσμιαία βροχή. Εκεί, πάνω, πλανιέται ο Ήλιος, εκεί αναπτύσσονται οι ανεμοστρόβι-

λοι και οι καταιγίδες, οι αστραπές και οι βροντές.

Και είναι βέβαιο ότι όλα αυτά τα φαινόμενα ήσαν πολύ πιο βίαια απ΄ ό,τι σήμερα στο Αιγαίο.

Ένας κοινός άνθρωπος είναι αδύνατον να προκαλέσει τέτοια φαινόμενα. Μόνο ένα υπερφυσικό ον θα μπορούσε να προκαλέσει κάτι τέτοιο, ένας Γίγαντας ή ένας Τιτάνας.

Οι *γίγαντες*, σύμφωνα με την *Ελληνική Μυθολογία «... έπνεαν πυρ από το στόμα τους», «... έκραζαν αγριότατα ...», «ακόντιζαν δε στους ουρανούς πέτρες και δέντρα αναμμένα...».*

Τι άλλο λοιπόν, μπορεί να αντιπροσωπεύουν οι γίγαντες παρά ηφαίστεια; Αν συμβαίνει αυτό, πού αλλού μπορεί να υπάρχουν και να δραστηριοποιούνται οι γίγαντες παρά μόνον σε περιοχές που παρουσιάζουν ηφαιστειακή δραστηριότητα, όπως είναι το Ελληνικό ηφαιστειακό τόξο του Αιγαίου και το αντίστοιχο της Ιταλίας;

Και θα ρωτήσει κάποιος, ίσως, «...καλά, υπάρχουν αποδεικτικά στοιχεία για όλα αυτά;» Και βέβαια υπάρχουν. Δεν έχει κανείς παρά να επισκεφτεί τη λεκάνη της Μεγαλόπολης ή της Πτολεμαΐδας, δεν έχει παρά να επισκεφτεί την περιοχή των Γρεβενών, για να δει τεράστια σε μέγεθος οστά που μοιάζουν τόσο πολύ με ανθρώπινα. Σήμερα βέβαια γνωρίζουμε ότι τα συγκεκριμένα οστά, δεν ανήκουν στους Γίγαντες, αλλά σε προβοσκιδωτά. Όμως, ποιος θα μπορούσε να πείσει τον άνθρωπο της εποχής εκείνης, ότι δεν ανήκουν σ΄ έναν υπερφυσικό άνθρωπο ή έναν γίγαντα;

Αυτά όλα λοιπόν είναι οι φυσικές καταστροφικές δυνάμεις, που όχι μόνον τον ταλαιπωρούν και καταστρέφουν τον ζωτικό του χώρο, και τον βίο του, αλλά πολλές φορές του αφαιρούν και την ίδια του τη ζωή.

Μέσα όμως σ' αυτό το σκηνικό των καταστροφικών φυσικογεωλογικών αλλαγών, ο άνω - παλαιολιθικός άνθρωπος του ευρύτερου Ελλαδικού χώρου έχει ανάγκη να δημιουργήσει άλλους θεούς που θα τον βοηθήσουν. Έτσι δημιουργεί την 4η γενιά θεών, από το ζευγάρωμα ενός *Τιτάνα* του *Κρόνου* και μιας *Τιτανίδας της Ρέας*.

Στην 4η αυτή γενιά ανήκουν ορισμένοι από τους μεγάλους Θεούς, τους πιο γνωστούς του 12θεου, όπως η *Δήμητρα*, η *Εστία*, η *Ήρα*, ο *Άδης*, ο *Ποσειδών* και ο *Ζευς*.

Λόγω χρόνου δεν θα προχωρήσουμε στην ανάλυση της σχέσης του κάθε θεού του αρχαιοελληνικού Πανθέου, με το φυσικογεωλογικό γίγνεσθαι των διαφόρων προϊστορικών περιόδων. Θα περιοριστούμε μόνον στο *θεό Ποσειδώνα*, που η φαντασία του πολύ μεταγενέστερου καλλιτέχνη, τον θέλει ωραίο, ανδροπρεπή και δυνατό, έτσι όπως ταιριάζει σ' έναν μεγάλο θεό, που κυριαρχεί σ' ό,τι γίνεται στη θάλασσα, στα ρεύματα, στις ακτές και στον πυθμένα, αλλά και στις διεργασίες του εσωτερικού της γης. Έναν θεό κατ΄ εικόνα και ομοίωση του ίδιου, με την τέλεια διάπλαση, όπως πρέπει να είναι ένας θεός. Έτσι ανάλογα με την περίπτωση τον χαρακτηρίζει *γαιήοχο, ενάλιο, ενοσίγαιο, επάκταιο, πελάγιο, επιλίμνιο, θαλάσσιο, ίσθμιο, πόρθμιο, μύχιο, σεισίχθονα* κλπ., του χτίζει Ναούς, όπως τον Ναό του Ποσειδώνα στο Σούνιο, το Ναό του Ποσειδώνα στον Πόρο, στην Τροιζηνία, στον Ισθμό και σε πολλά άλλα σημεία, και του αφιερώνει ολόκληρες περιοχές, όπως την Ποσειδωνία στον Ισθμό, ακόμα και εκτός Ελλάδας.

Όλοι αυτοί οι επιθετικοί προσδιορισμοί απεικονίζουν δραστηριότητες του θεού Ποσειδώνα που συνδέονται άμεσα με το γεωδυναμικό καθεστώς και τις φυσικογεωλογικές μεταβολές του Αργοσαρωνικού Κόλπου και του Κορινθιακού, αλλά και του Αιγαίου Πελάγους, σε μεγαλύτερη κλίμακα.

Γαιήοχος και *σεισίχθων* αποκαλείται αφού έχει να αντιμετωπίσει τους σεισμούς, που συνδέονται με την περιοχή. Είναι γνωστό ότι η περιοχή του Ισθμού είναι από τις πλέον σεισμογόνες και σεισμόπληκτες περιοχές, εξ ου και *ίσθμιος*.

Ισθμοί και πορθμοί (*πόρθμιος, μύχιος*) όμως δημιουργούνται συνεχώς εξαιτίας της κλιματοευστατικής ανόδου της θάλασσας, καθ' όλη την περίοδο από το 18.000 μέχρι και το 6.000 π.α.σ.

Όλα αυτά συνδέονται με την θάλασσα, γι΄ αυτό χαρακτηρίζεται και ως *θαλάσσιος* και *ενάλιος*, αλλά και με τις ακτές, εξ΄ ου και *επάκταιος* και βέβαια οι μεταβολές της στάθμης της θάλασσας απομονώνουν σε διάφορες περιόδους και για μεγάλα χρονικά διαστήματα μικρότερης κλίμακας τεκτονικά βυθίσματα από την θάλασσα μετατρέποντας τα σε *λίμνες*, εξ' ου και *επιλίμνιος*. Μία τέτοια λίμνη, όπως αναφέρθηκε ήδη, πρέπει να υπήρχε μεταξύ της γέφυρας ξηράς Αίγινας-Μεθάνων και της ακτής της Πελοποννήσου (Τροιζηνίας), ίσως καθ' όλη την περίοδο του Αν. Πλειστοκαίνου μέχρι και το 15-16.000 π.α.σ. περίπου. Μια άλλη λίμνη πρέπει να αποτελούσε και ο Κορινθιακός, αφού πρέπει να είχε αποκοπεί η επικοινωνία με τον Πατραϊκό Κόλπο, τουλάχιστον μέχρι το 6-7.000 π.Χ. Εξάλλου, μια σχετικά μικρότερη λίμνη πρέπει να υπήρχε και στην περιοχή που σήμερα καταλαμβάνει ο Κόλπος της Ελευσίνας, η *Κυχρεία λίμνη*, ενώ άλλες, μικρότερες υπήρξαν και στο τμήμα μεταξύ αυτής και της Τροιζηνίας, που όπως ανέβαινε η στάθμη της θάλασσας χάνονταν, ενώ σε άλλες περιοχές δημιουργούνταν νέες.

Έτσι πιστεύουμε ότι ο *Αιγαιακός χώρος* και οι περιοχές που τον περιβάλλουν είναι *ο ευνοημένος, φυσικογεωγραφικά και γεωλογικά*, χώρος, είναι *ο ευλογημένος τόπος, είναι ο θεογεννήτορας τόπος*, που έπαιξε καθοριστικό ρόλο στην ανάπτυξη ενός από τους υψηλότερους πολιτισμούς που κατόρθωσε να δημιουργήσει ο *Homo*

sapiens μέχρι σήμερα, αυτός που λέγεται *αρχαιοελληνικός πολιτισμός*.

Ψεύτικους και ανήθικους χαρακτηρίζουν πολλοί τους θεούς των αρχαίων Ελλήνων. Για μένα πάντως ο Ποσειδώνας αλλά και οι άλλοι θεοί δεν είναι ψεύτικοι. Και δεν μπορεί να είναι ψεύτικοι αφού είναι γέννημα θρέμμα του αληθινού φυσικογεωλογικού γίγνεσθαι του ευρύτερου χώρου του Αιγαίου. Και φυσικά δεν μπορεί να έχουν έλθει από αλλού παρά μόνον από το Αιγαίο και τον Περιαιγαιακό χώρο, γιατί πουθενά αλλού δεν παρατηρούνται όλες αυτές οι σύνθετες φυσικογεωγραφικές και γεωδυναμικές αλλαγές στον ευρύτερο χώρο της Ανατολικής Μεσογείου και της Μεσοποταμίας. Και επομένως είναι γηγενείς, όπως και οι άλλοι θεοί της 4ης γενιάς.

Και βεβαίως δεν είναι ανήθικοι, ούτε ο Ποσειδώνας, ούτε οι άλλοι θεοί των αρχαίων Ελλήνων, γιατί δεν είναι δυνατόν, ένας λαός που δημιούργησε έναν πολιτισμό ήθους να πιστεύει σε ανήθικους θεούς.

5. ΠΕΡΙΑΙΓΑΙΑΚΟΣ ΧΩΡΟΣ ΚΑΙ ΠΟΛΙΤΕΥΜΑ ΤΩΝ ΕΛΛΗΝΩΝ

Μέσα σ' ένα φυσικογεωγραφικό χώρο με:

ένα κλίμα που έχει εξασφαλίσει στον προϊστορικό άνθρωπο τα βασικά είδη διατροφής του, είτε την περίοδο που ήταν τροφοσυλλέκτης, είτε αφότου έγινε τροφοπαραγωγός, και μάλιστα χωρίς ιδιαίτερη προσπάθεια, κάτι που σημαίνει ότι τού αφήνει ελεύθερο χρόνο.

Μέσα σ' ένα φυσικογεωγραφικό χώρο με:

ένα κλίμα που του επιτρέπει, και γιατί όχι του επιβάλλει, να κινείται συνεχώς έξω στον ελεύθερο χώρο και επομένως του επιτρέπει να συναντά και να συναναστρέφεται άλλους ανθρώπους, που κι αυτοί έχουν ελεύθερο χρόνο, για να σταθεί στην μικρή του κοινωνία θα πρέπει να μάθει να συζητάει, θα πρέπει να μάθει να επιχειρηματολογεί, να αντικρούει, να συμφωνεί ή να διαφωνεί με τον συνομιλητή του, έναν συνομιλητή που θα τον συναντήσει και πάλι, και αύριο και μεθαύριο και όλο τον χρόνο και όλη του τη ζωή, αφού η ηλιοφάνεια είναι η μεγαλύτερη σχεδόν σ' ολόκληρο τον κόσμο, αφού η μέση ετήσια θερμοκρασία του επιτρέπει να ζει και να κινείται τη μεγαλύτερη διάρκεια του έτους έξω στο ύπαιθρο, αφού οι τυφώνες είναι άγνωστο φαινόμενο στην Ανατολική Μεσόγειο και ιδιαίτερα στο Αιγαίο και στον Περιαιγαιακό χώρο.

Συνύπαρξη και *συμβίωση* όμως με πολλούς ανθρώπους σημαίνει *αμοιβαία κατανόηση*, σημαίνει *εξωστρέφεια*, σημαίνει *διάλογο*, σημαίνει δηλ. λόγο και αντίλογο, σημαίνει συναίνεση των ανθρώπων, σημαίνει ήθη, κανόνες, σημαίνει νόμους που διέπουν τις σχέσεις των ανθρώπων, σημαίνει τελικά ανάγκη για δημοκρατία.

Σημαίνει όμως και *οργάνωση* για την αντιμετώπιση των εχθρών της άλλης ομάδας, σημαίνει συνένωση των ομοίων, αυτών που ζουν στο ίδιο φυσικογεωγραφικό σύστημα με τα ίδια προβλήματα.

Σημαίνει όλοι αυτοί που ζουν στην ίδια λεκάνη, στην ίδια πεδιάδα, αυτοί δηλαδή που ζουν στον ίδιο ενεργό μορφονεοτεκτονικό βύθισμα, που χωρίζεται από βουνά, από ένα σύνθετο ενεργό μορφονεοτεκτονικό κέρας δηλαδή, σημαίνει ομάδες που τα σύνορά τους τα έχει φτιάξει η ίδια η φύση με τις φυσικογεωλογικές διεργασίες της νεοτεκτονικής περιόδου και κυρίως των τελευταίων 500 – 600 χιλ. ετών. Σημαίνει Μεγαρείς και Κορίνθιοι που χωρίζονται από τα Γεράνεια Όρη, σημαίνει Αργείοι, σημαίνει Λάκωνες και Μεσσήνιοι που χωρίζονται από τον Ταϋγετο, σημαίνει Θεσσαλοί, Θηβαίοι κλπ.

Η ελληνική Μυθολογία όμως δεν έχει τέλος, ενώ εγώ πρέπει να τελειώσω κάπου εδώ. Ελπίζω ότι μέσα σε αυτή τη λίγη ώρα κατάφερα να δείξω, αν μη τι άλλο, ότι πρέπει να υπάρχει άμεση σχέση μεταξύ της φυσικογεωλογικής εξέλιξης του ευρύτερου Ελλαδικού χώρου και του πρώιμου προϊστορικού αρχαιοελληνικού πολιτισμού και ότι οι θεοί των αρχαίων ελλήνων πρέπει να είναι γέννημα θρέμμα αυτού του τόπου και δεν μπορεί να έχουν εισαχθεί από κάπου αλλού.

Εμείς οι νεώτεροι Έλληνες, όπως αναφέραμε, τους ωραίους αυτούς θεούς, τη Γαία μας και τον Ουρανό μας, τον Ποσειδώνα της Μαντίνειας, του Πόρου και του Ισθμού και τους άλλους θεούς, όχι μόνον τους έχουμε απαρνηθεί και τους έχουμε ξεχάσει, αλλά τους χαρακτηρίζουμε ψεύτικους και ανήθικους.

Τι κρίμα!

Σας ευχαριστώ.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

ALLEN H., 1990: A postglacial record from the Kopais basin, Greece.- In*: Man's Role in the Shaping of the Eastern Mediterranean Landscape*, Ed. Bottema, G. Entjes-Nieborg and W. Van Zeist. Balkema, Rotterdam.

BERGER A., 1988*:* Milankowitch theory and climate.- *Review of Geophysics*, 26(4), pp. 624-657.

CHRISTARAS B., MARIOLAKOS I., FOUNTOULIS I., ATHANASIAS S. & DIMITRIOU A., 1997: Geotechnical input for the protection of some Macedonian tombs in Northern Greece. *In Proceed. of IV th Intern. Symposium on the conservation of monuments in the Mediterranean basin*, (Rhodes, 6-11 May, 1997), v.1, pp. 125-132.

CURTIUS E., 1892: Die Deichbauten der Minyer.- *Sitzungsbericht der Berliner Akademie der Wissensch., Philosophisch-Historische Klasse*, V. 55, pp. 1181-1193.

ΓΡΑΜΜΕΝΟΣ Δ., 1997: Νεολιθική Μακεδονία.- *Υπουργείο Πολιτισμού ΤΑΠ*, 283 σελ., Αθήνα.

DAWSON A.G., 1992: Ice Age Earth: Late Quaternary Geology and Climate.- *Routledge*, 293 p, London.

DUFF D., 1993: Holme's principles of physical Geology - *Chapman & Hall*, 791 p.

ΔΙΟΔΩΡΟΣ ΣΙΚΕΛΙΩΤΗΣ, 1997: Βιβλιοθήκης Ιστορικής, Βίβλος Πέμπτη.- Οι Έλληνες, *Κάκτος*, Τ. 405, Αθήνα.

ΘΕΟΧΑΡΗΣ Δ., 1993: Νεολιθικός Πολιτισμός.- *Μορφ. Ιδρ. Εθν. Τραπέζης*, 193 σελ.

FAIRBRIDGE R.W., 1983: Isostasy and Eustasy.- In D.E. Smith and A.G.Dawson (eds): *Shorelines and Isostasy*, pp. 3-28, Academic Press, London.

GREENBERG GARY, 1996: Το Μυστήριο του Μωϋσή. Ο μύθος της Βίβλου.- *Εκδόσεις Ενάλιος* (Μεταφρ. Δ. Μήλα), σελ. 543, Αθήνα 1999 (The Moses Mystery / The Bible Myth.- *Citadel Press Book/Carol Publishing Group,* 1996).

GUIOT J., PONS A., BEAULIEU L. & REILLE M., 1989: A 140.000 year continental climate reconstruction from two European pollen records.- *Nature*, 338, pp. 309-13.

JACOBSEN T., 1976: 17.000 Years of Greek Prehistory.- *Scientific American*, 234 (1976).

JINSUN JI., NICOLE PETIT-MAIRE & ZHONGWEI YAN., 1993: The last 1000 Years climatic change in arid Asia and Africa.- *Global and Planetary Change*, 7, pp. 203-210.

IMBRIE J. & IMBRIE K.P, 1979: Ice Ages: solving the mystery.- *Macmillan*, 229 p., London.

ISAR A. S. & BRUINS H.J., 1983: Special climatological conditions in the desserts of Sinai and the Negev during the latest Pleistocene.- Paleo 3, *Elsevier Science Publishers*, 43, pp. 63-72, Amsterdam.

KAKRIDIS J., 1986: Greek Mythology. - *Ekdotiki Athinon, v. 4* (in greek).

KENNEY I., 1935: The ancient drainage of the Kopais.- *Annals of Archeology and Anthropology*, University of Liverpool, v. 22, pp. 63-72.

KNAUSS J., 1984: Die Wasserbauten der Minyer in der Kopais - Die aelteste Flussregulierung Europas (Kopais 1).- *Wasserbau und Wasserwirtschaft*, Nr. 50. Technische Universitaet Muenchen.

KNAUSS J., 1987: Die Melioration des Kopaisbeckens durch die Minyer im 2 Jt. v. Chr. - Wasserbau und Siedlungsbedingungen im Altertum (Kopais 2). - *Wasserbau und Wasserwirtschaft*, Nr. 57. Technische Universitaet Muenchen.

KNAUSS J., 1996: Argolische Studien: Alte Strassen - Alte Wasserbauten.- *Wasserbau und Wasserwirtschaft*, - Nr. 77, Technische Universitaet Muenchen.

ΚΟΪΔΑΚΗ Κ., (Μητροπολίτου Κίτρους), 1939: Γεωλογία και Αγία Γραφή.- *Έκδοση εφημερίδος «Μακεδονικός Αγών»*, Κατερίνη.

KOKKOROS P êáé KANELLIS A., 1960: Decouverte d' un crane d' homme paleolithique dans la peninsule Chalcidique.- *L' Anthropologie*, 64.

ΚΟΜΜΗΤΑ ΣΤΕΦΑΝΟΥ, 1827: Ελληνική Μυθολογία.- *Έκδοση ΕΚΑΤΗ (Επανεκτύπωση)*, 594 σελ., Αθήνα 1996.

KRAFT J.C. et al., 1977: Palaeogeographic reconstructions of coastal Aegean archaeological sites.- *Science*, 195, pp. 941-7.

KRAFT J. C. et al., 1985: Geological studies of coastal change applied to archaeological settings.- In: *Archaeological Geology*, Ed. G. RAPP and J.A.GIFFORD, Yale University Press.

KRAFT, J. C., RAPP, G., SZEMLER, G.J., TZIAVOS, C., and KASE, E.W., 1987: The Pass at Thermopylae, Greece: *Jour. of Field Archaeology*, v. 14, pp. 181-198.

LEHMANN H., 1937: Landeskunde der Ebene von Argos und ihrer Randgebiete (Argolis I).- *Deutsches Archaeol. Inst.*, Athen.

ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ Η., 1975: Σκέψεις και απόψεις προβλημάτων της γεωλογικής και τεκτονικής δομής της Πελοποννήσου – *Ann. Geol. Pays Hellen.*, XXVII, pp.215-313.

MARIOLAKOS I. & STIROS S., 1987: Quaternary deformation of the Isthmus and Gulf of Corinthos (Greece) - *Geology, 15:* pp. 225-8

ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ Η., ΛΕΚΚΑΣ Σ., ΔΑΝΑΜΟΣ Γ., ΛΟΓΟΣ Ε. & ΦΟΥΝΤΟΥΛΗΣ Ι., 1991: Γεωλογικές, Νεοτεκτονικές και Γεωτεχνικές συνθήκες στον αρχαιολογικό χώρο του Μυστρά (Ν. Πελοπόννησος) – *1ο Συνέδριο Γεωλογία και Περιβάλλον*, Πάτρα, (υπό εκτύπωση).

MARIOLAKOS I., LOGOS E., LOZIOS S. & NASOPOULOU S., 1991: Technicogeological observations in the ancient Delphi area (Greece) – In *"Natural hazards and engineering geology. Prevention and control of landslides and other mass movements"*. Eds.: Almeida – Texeira M.E., Fantechi R., Oliveira R., Gomes Coelho A., *Commiss. of the Europ. Commun.*, pp.273-283.

MARIOLAKOS I., FOUNTOULIS I. & KRANIS H., 1997: Introduction to the Geology of Sterea Hellas, Hellenic Territory: Current geodynamic regime, Neoteconics of Corinthiakos Gulf, Delphi, Minyan Ancient Flood Prevention works. In: *Boat and field trip guide of the 7th International Symposium Engineering Geology and the Environment IAEG* (Editors: I. Mariolakos and Fountoulis, Geology and Tectonics, P. Marinos, G. Tsiambaos and M. Kakavas: Engineering Geology and Geotechnical Engineering, Hydrogeology), 60 p.

ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ Η., ΛΕΚΚΑΣ Σ., ΑΛΕΞΟΠΟΥΛΟΣ Α., ΦΟΥΝΤΟΥΛΗΣ Ι. & ΔΑΝΑΜΟΣ Γ., 1998: Γεωλογικές, νεοτεκτονικές και γεωτεχνικές συνθήκες στον αρχαιολογικό χώρο του κάστρου Παλαιόχωρας Κυθήρων – *Πρακτικά 8ου Συνεδρίου της Ελλ. Γεωλ. Ετ.*, Μαϊος 1998, Πάτρα, *Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Ετ.*, XXXII/4, σελ. 121-129.

MARIOLAKOS I., 1998: The geomythological geotope of Lerni Springs (Argolis, Greece) – *Geologica Balcanica*, 28, 3-4, pp.101-108.

ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ Η., 1999: Συμβολή των γεωτόπων στην ιστορία και την περιβαλλοντική ευαισθητοποίηση. *Τριήμερο για τη Διατήρηση της Γεωλογικής-Γεωμορφολογικής Κληρονομιάς, Σύρος, 12-14 Ιουλίου 1996, ΙΓΜΕ*, σελ. 45-59.

ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ Η., 1999: Το Νερό, ο Άνθρωπος και ο Ελληνικός Πολιτισμός – Πρακτικά Συμποσίου «*Το Αθάνατο Νερό*», 18-21 Νοεμβρίου 1999, *Ευρωπαϊκές Ημέρες Πολιτιστικής Κληρονομιάς*, Αθήνα (*υπό εκτύπωση*).

ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ Η., ΧΡΗΣΤΑΡΑΣ Β., ΦΟΥΝΤΟΥΛΗΣ Ι, ΔΗΜΗΤΡΙΟΥ Α., ΑΘΑΝΑΣΙΑΣ Σ., ΛΕΜΟΝΗ Ε. & ΧΑΤΖΗΑΓΓΕΛΗ Μ., 1999: Προτεινόμενες διαδικασίες αποστράγγισης των Μακεδονικών Τάφων στα Λευκάδια Ν. Ημαθίας, *5ο Υδρογεωλογικό Συνέδριο Ελληνικής Επιτροπής Υδρογεωλογίας της Ελλην. Γεωλ. Ετ.*, Λευκωσία (*υπό εκτύπωση*).

ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ Η. & ΘΕΟΧΑΡΗΣ Δ., 2001: Μετατοπίσεις των ακτογραμμών στο Σαρωνικό κατά τα τελευταία 18.000 χρόνια και η Κυχρεία Παλαιολίμνη, *Πρακτικά 9ου Συνεδρίου της Ελλ. Γεωλ. Ετ.*, Σεπτέμβριος 2001, Αθήνα, *Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Ετ.*, XXXIV/1, σελ. 405-413.

ΜΑΡΙΟΛΟΠΟΥΛΟΣ Η, 1938: Το κλίμα της Ελλάδος, 370 σ., Αθήνα

MARTINSON D., PISIAS N.G., HAYS J.D., IMBRIE J., MOORE T.C., SHACKLETON H.J. & JR., 1987: Age dating and the orbital theory of the Ice Ages: development of a high-resolution 0-300.000-year chronostratigraphy.- *Quaternary Research*, 27, pp. 1-29.

MILANKOWITCH M., 1941: Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf dem Eiszeitenproblem.- *Royal Serbian Sciences, Spec. Publ. 132, Section of Mathematical and Natural Sciences*, v. 33, 633 p., Belgrade.

MILOJCIC V., BOESSNECK J., JUNG D. & SCHNEIDER H., 1965: Palaeolithikum um Larissa in Thessalien.- *B.A.M., I.*, Bonn.

ΜΙΝΟΥ – ΜΙΝΟΠΟΥΛΟΥ Δ., 2000: Η Ανάδυση ενός Πολιτισμού μέσα από ένα Ηφαίστειο. – *Γεωτουριστικά – Γεωπολιτιστικά Μονοπάτια και Γεωμυθότοποι, ΓΕΩΤΕΕ,* Αθήνα, 1-4 Ιουνίου 2000 (*υπό εκτύπωση*).

MOERNER N.- A., 1971: Eustatic changes during the last 20.000 years and a method of separating the isostatic and eustatic factors in an uplifted area.- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *19*, pp. 63-65.

MOERNER N.- A., 1976: Eustasy and geoid.- *Journal of Geology*, *88*, pp. 123-151.

MOERNER N.A., 1976: Eustasy and geoid changes.- *Journal of Geology*, 84, pp. 123-152.

NEEV D., & EMERY K.O., 1995: The Destruction of Sodom, Gomorrah and Jericho. Geological, Climatological and Archaeological Background.- *Oxford University Press*, 175 p., N. York.

OTA Y., 1987: Sea-level changes during the Holocene: the Northwest Pacific.- In R.Y.N. Devoy (Eds): *Sea Surface Studies – A Global View*, pp. 348-374, Room Helm. Ltd, London.

PAEPE R., 1986: Landscape changes in Greece as a result of changing climate during the Quaternary.- In: *Desertification in Europe,* Eds.: R. FAÍTECHI and N. MARGARIS, D. Riedl Pub. Co.

PAEPE R., HATZIOTIS M.E., THOREZ J., OVERLOOP v. E. & DEMAREE G.,1982: Climatic indexes on the basis of sedimentation parameters in geological and archaeological sections.-*Palaeoclimatic Research and Models,* Eds.: A. GHAZI, EEC, pp. 129-138.

PAEPE R. and MARIOLAKOS I., 1984: Paleoclimatic reconstruction in Belgium and in Greece based on Quaternary lithostratigraphic sequences.- *Proc. E.C. Climatology Programe Symposium,* Sophia Antipolis, France, 2-5 October 1984.

PAEPE R., & OVERLOOP v.E., 1989: River and soils cyclicities interfering with sea level changes.- In: *Greenhouse Effect, Sea Level and Drought*, Eds.: R. PAEPE, et al., NATO ASI Series, Series C, V. 325, pp. 253-280.

ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΥ – ΒΡΥΩΝΗ Κ., 1990: Γεωμορφολογική μελέτη της περιοχής Κωπαΐδας, *Διδακτορική Διατριβή, Γεωλογικό Τμήμα Παν/μίου Αθηνών*, 140 σελ., Αθήνα.

PHILIPPSON A., 1892: Der Peloponnes.- Berlin.

PIRAZZOLI P.A., 1986: The early byzantine tectonic paroxysm. - *Z. Geomorph. N.F., Suppl.,* 62, pp.31-49, Berlin.

PIRAZZOLI P.A., 1987: Sea-level changes in the Mediterranean.- In M.Y.TOOLEY and I. SHENNAN (eds). *Sea Level Changes*, pp. 152-181, Basil Blackwell, Oxford.

POPE K. & VAN ANDEL, Tj. H., 1984: Late Quaternary alluviation's and soil formation in the southern Argolid: its history, causes and archaeological implications.- *Journal of Archaeological Science, 11*, pp. 281-306.

POUQUEVILLE F.-C.-H.-L.-, 1820: Voyage dans la Grèce.- Peloponnes. (Greek translation N. Molfeta), 478 p., Athens, 1997.

RANKE-GRAVES R. von, 1955: Griechische Mythologie. Quellen und Deutung, *Rowolts Deutsche Enzyclopadie*, 2, pp. 80 - 116.

RAPP G. & GIFFORD J.A., 1982: Troy. The Archaeological Geology.- *Supplementary Monograph* 4, *University of Cincinnati*, Princeton University Press.

RYAN W., & PITMAN W., 1999: Noah's flood. The new scientific discoveries about the event that changed history.- *Simon & Schuster*, 337 p., Sydney.

ROBERTS N., 1989: The Holocene: An Environmental History.- *Basil Blackwell*, 227 p., Oxford.

SCHNEIDER H., 1968: Zur quartargeologischen Etwicklungsgeschichte Thessaliens (Griechenland), *Beitr.Ur-u. Fruhgesch. Archaol. d. Mittelmerr. - Kulturraumes (BAM)*, 6,. Bonn.

SCHWARZBACH M., 1974: Das Klima der Vorzeit: Eine Einfuhrung in die Palaoklimatologie.- *Ferd. Enke Verlag*, 380 p., Stuttgart.

ΣΠΥΡΟΠΟΥΛΟΣ Θ., 1973: Εισαγωγή εις την μελέτην του Κωπαϊδικού χώρου.- *ΑΑΑ*, 6, 201 σελ.

ΣΠΥΡΟΠΟΥΛΟΣ Π., 1997: Χρονικό των σεισμών της Ελλάδος από την αρχαιότητα μέχρι σήμερα – Εκδ. Δωδώνη, 453 σελ.

STRUCK A., 1912: Zur Landeskunde von Griechenland, Frankfurt a.IQ.

TZIAVOS C., 1977: Sedimentology, Ecology, and Paleogeography of the Sperchios Valley and Maliakos Gulf, Greece, *Ms. Thesis, University of Delaware*, 119 p.

TZIAVOS C., ANAGNOSTOU C., and PAVLAKIS P., 1986. Search for Archaeological Sites in the Strymon delta (Greece), utilizing Geological and Geophycical Methods, *Intern. Symposium on Archaeometry*, Athens.

THIEDE J., 1974: A Glacial Mediterranean – *Nature, 276*, pp. 680-683.

VAN ANDEL T.H., 1998: Middle and upper Paleolithic environments and the calibration of ^{14}C dates beyond 10.000 BP.- *ANTIQUITY, 72*, pp. 26-33.

VITA-FINZI C., 1969: The Mediterranean Valleys.- *Cambridge University Press.*

ΧΡΗΣΤΑΡΑΣ Β., ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ Η., ΦΟΥΝΤΟΥΛΗΣ Ι., ΑΘΑΝΑΣΙΑΣ Σ. & ΔΗΜΗΤΡΙΟΥ Α., 1998: Γεωπεριβαλλοντικές επιδράσεις στους Μακεδονικούς Τάφους των Λευκαδιών Ν. Ημαθίας – *Πρακτικά Συνεδρίου «Τεχνολογία Περιβάλλοντος για τον 21ο αιώνα»*, ΤΕΕ, Ι, σελ. 359-366, Θεσ/νίκη.

YONEKURA K. & OTA Y., 1986: Sea-level changes and tectonics in the Late Quaternary.- *Recent Progress of Natural Sciences in Japan, 11, Quaternary Research*, Science Council of Japan, pp. 16-34.

ZANGGER E., 1991: Prehistoric Coastal Environments in Greece: The vanished Landscapes of Dimini Bay and Lake Lerna.- *J. Field A., 18* (1991) pp. 1-15.

ZANGGER E., 1993: The Geoarchaeology of the Argolida (Argolis II) - *Deutsches Archaeol. Inst.* Athen.

ZERVAS S., 1965: Hydrogeological study of the water resources of Argolis plain – *Hellenic Ministry of Agriculture, Athens,* (Report in greek).

ΠΡΟΣΚΕΚΛΗΜΕΝΕΣ ΘΕΜΑΤΙΚΕΣ ΟΜΙΛΙΕΣ
KEYNOTE LECTURES

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/6, 2089-2098, 2002 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/6, 2089-2098, 2002
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

Η ΣΤΡΩΜΑΤΟ-ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΟΥ ΕΛΛΑΔΙΚΟΥ ΧΩΡΟΥ. Η ΠΟΛΥΠΛΟΚΟΤΗΤΑ ΤΟΥ ΚΑΙ Η ΑΝΑΓΚΗ ΤΗΣ ΠΕΡΑΙΤΕΡΩ ΓΕΩΛΟΓΙΚΗΣ ΔΙΕΡΕΥΝΗΣΗΣ ΤΟΥ*

Γ. ΚΑΤΣΙΚΑΤΣΟΣ[1]

ΣΥΝΟΨΗ

Στην παρούσα εισήγησή μου δίνεται πολύ περιληπτικά η στρωματο-τεκτονική εξέλιξη του ελλαδικού χώρου κατά τη διάρκεια του αλπικού ορογενετικού κύκλου και της μεταλπικής και προαλπικής περιόδου, από την οποία προκύπτει αβίαστα η μεγάλη πολυπλοκότητα της δομής του χώρου αυτού. Στη συνέχεια εξετάζεται η πορεία της βασικής γεωλογικής έρευνας υποδομής στη χώρα μας, η οποία σήμερα υστερεί αδικαιολόγητα, ιδιαίτερα στον τομέα εκπόνησης μελετών και εκτέλεσης έργων Εφαρμοσμένης Γεωλογίας και τεχνικών έργων. Στο τέλος γίνονται προτάσεις για την αντιμετώπιση της απαράδεκτης αυτής κατάστασης.

ABSTRACT

In this communication, we present briefly the stratigraphic and tectonic evolution of the hellenic region during the alpine orogenetic cycle and also during the metapline and prealpine periods. From this discussion easily understands the great structural complication of this area. Afterwards we examine the progress of the basic geological research in our country which unfortynately is inexcusably in a quite low level, for the time being, especially regarding the section of Applied Geology. Finally, we submit specific proposals for the confrontation of this unacceptable situation.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Πρόθεση μου στην εισήγησή μου αυτή είναι να δείξω πρώτα τη μεγάλη στρωματο-τεκτονική πολυπλοκότητα του ελλαδικού χώρου και στη συνέχεια να προτείνω την περαιτέρω γεωλογική διερεύνηση του χώρου αυτού και ιδιαίτερα την περαιτέρω βασική γεωλογική έρευνα υποδομής, η οποία στη χώρα μας υστερεί αδικαιολόγητα.

2. Η ΣΤΡΩΜΑΤΟ-ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΟΥ ΕΛΛΑΔΙΚΟΥ ΧΩΡΟΥ

Η πολυπλοκότητα της γεωλογικής δομής του ελλαδικού χώρου προκύπτει αβίαστα παρακολουθώντας τη στρωματο-τεκτονική εξέλιξη του χώρου αυτού στο διάβα των γεωλογικών περιόδων. Θα αρχίσω με τα στρωματο-τεκτονικά συμβάντα που έλαβαν χώρα κατά τη διάρκεια του αλπικού ορογενετικού κύκλου, δηλαδή κατά το διάστημα από το Μέσο – Ανώτερο Ιουρασικό έως το Κατώτερο – Μέσο Μειόκαινο (Σχ. 1) και στη συνέχεια θα αναφερθώ στα συμβάντα της μεταλπικής και προαλπικής περιόδου.

2.1 Κατά τον Αλπικό ορογενετικό κύκλο

- Κατά το Μέσο – Ανώτερο Ιουρασικό (πριν από 180 – 170 Myr περίπου): Κατά την περίοδο αυτή, ο χώρος, στον οποίο αργότερα θα διαμορφωθούν οι Εσωτερικές γεωτεκτονικές ζώνες, καταλαμβανόταν από υποθαλάσσια υβώματα, εναλλασσόμενα με θαλάσσιες λεκάνες, με ωκεάνιο ή με λεπτυσμένο ηπειρωτικό φλοιό.

Υπήρχαν: Το μεγάλο Πελαγονικό ύβωμα, που πλαισιωνόταν από δυο μεγάλους ωκεανούς, τον ωκεανό της Αλμωπίας, που βρισκόταν ανατολικά του υβώματος αυτού και το Μαλιακό ωκεανό, που βρισκόταν δυτικά του. Επίσης, ανατολικότερα βρισκόταν το σχετικά μικρό υποθαλάσσιο ύβωμα του Πάικου, στο οποίο λάμβανε χώρα νηριτική ιζηματογένη, αλλά και ηφαιστειότητα ηφαιστειακού τόξου, λόγω της διάρρηξης του ωκεάνιου φλοιού του ωκεανού της Αλπωπίας και της κατείσδυσης του προς τα ανατολικά κάτω από την περιοχή του υβώματος αυτού. Επίσης, ακόμα ανατολικότερα, στο χώρο μεταξύ του υβώματος του Πάικου και της Σερβομα-

* THE STRATIGRAPHIC AND TECTONIC EVOLUTION OF HELLENIC REGION. THE COMPLICATION OF IT AND THE NECESSITY OF ITS FURTHER GEOLOGICAL RESEARCH.

[1] τ. Καθηγητής Γεωλογικού Τμήματος Παν/μίου Πάτρας. Υμηττου 59, 15561 Χολαργός.

κεδονικής μάζας, στον οποίο αργότερα θα διαμορφωθεί η άλλοτε ζώνη της Παιονίας, απαντώνται διάφορες μικρές οφιολιθικές λεκάνες, όπως είναι οι λεκάνες: Θεσσαλονικής – Μεταμόρφωσης, Κασσάνδρας – Σιθωνίας, Βαφιοχωρίου – Κάστρου, Ωραιοκάστρου και Γευγελής, των οποίων ο σχηματισμός οφείλεται κυρίως στην καταβύθιση – «κλείσιμο», που λάμβανε χώρα στον ωκεανό της Αλπωπίας.

Δυτικά του Πελαγονικού υβώματος και του Μαλιακού ωκεανού εκτεινόταν ο χώρος στον οποίο αργότερα θα διαφορφωθούν οι Εξωτερικές γεωτεκτονικές ζώνες του ελλαδικού χώρου, των οποίων οι σχηματισμοί δέχθηκαν μόνο τον ορογενετικό τεκτονισμό του Τριγογενούς, σε αντίθεση με τις Εσωτερικές που δέχθηκαν και τον ορογενετικό τεκτονισμό του Ανώτερου Ιουρασικού – Κατώτερου Κρητιδικού. Στο χώρο αυτόν έχουν ήδη διαμορφωθεί διάφορα επιμήκη υποθαλάσσια υβώματα, τα οποία εναλλάσσονται με σχετικά βαθιές θαλάσσιες λεκάνες με λεπτυσμένο ηπειρωτικό φλοιό και με ποικίλη ιζηματογένεση, λόγω των ποικίλων παλαιογεωγραφικών συνθηκών του χώρου αυτού. Τα υβώματα και οι λεκάνες αυτές, από τα ανατολικά προς τα δυτικά ήταν: Η θαλάσσια λεκάνη Βαρδουσίων – Επιδαύρου, η οποία βόρεια της εγκάρσιας διάρρηξης του Σπερχειού εξελίχτηκε σε πραγματικό ωκεανό με ωκεάνιο φλοιό, που είναι ο Μαλιακός ωκεανός, το υποθαλάσσιο ύβωμα Κόζιακα – Τρίλοφου – Πεντεορίων – Γερανείων – Τραπεζώνας, η μεγάλη επιμήκης λεκάνη της Πίνδου, το ύβωμα Γαβρόβου – Τρίπολης, η Ιόνια λεκάνη και το Προαπούλιο – Απούλιο ύβωμα. Υπήρχε ακόμα το ύβωμα της ζώνης του Παρνασσού, το οποίο περιορίζεται μεταξύ των εγκάρσιων διαρρήξεων του Σπερχειού και της Κορίνθου και κατά την περίοδο του Μέσου – Ανώτερου Ιουρασικού αποτελεί τμήμα του Πελαγονικού υβώματος.

- Ανώτερο Ιουρασικό (πριν από το Τιθώνιο). Ορογενετική φάση JE1[2]

(πριν από 150 –140 Myr): Κατά την περίοδο αυτήν είχαμε την έντονη πτύχωση – χέρσευση του χώρου των Εσωτερικών ζωνών και το «κλείσιμο» του ωκεανού της Αλμωπίας και των μικρών αφιολιθικών λεκανών της περιοχής Παιονίας με την ορογενετική φάση JE1. Το «κλείσιμο» του ωκεανού της Αλπωπίας είχε ως αποτέλεσμα την εκβολή μεγάλων οφιολιθικών μαζών από αυτόν και την τεκτονική τους τοποθέτηση, με τη μορφή ενός μεγάλου οφιολιθικού καλύμματος, που συνοδευόταν και από ιζήματα βαθιάς θάλασσας, πάνω στο Πελαγονικό ύβωμα, με ώθηση προς τα ΝΔ/κά, καθώς επίσης τη μεταμόρφωση της βάσης του καλύμματος αυτού σε συνθήκες πρασινοσχιστολιθικής φάσης, μέσων πιέσεων και μέσων έως χαμηλών θερμοκρασιών. Επίσης, με το «κλείσιμο» των μικρών λεκανών με ωκεάνιο φλοιό της περιοχής Παιονίας είχαμε την εκβολή μικρών σχετικά οφιολιθικών μαζών με μορφή τεκτονικών λεπίων μεγάλης κλίσης.

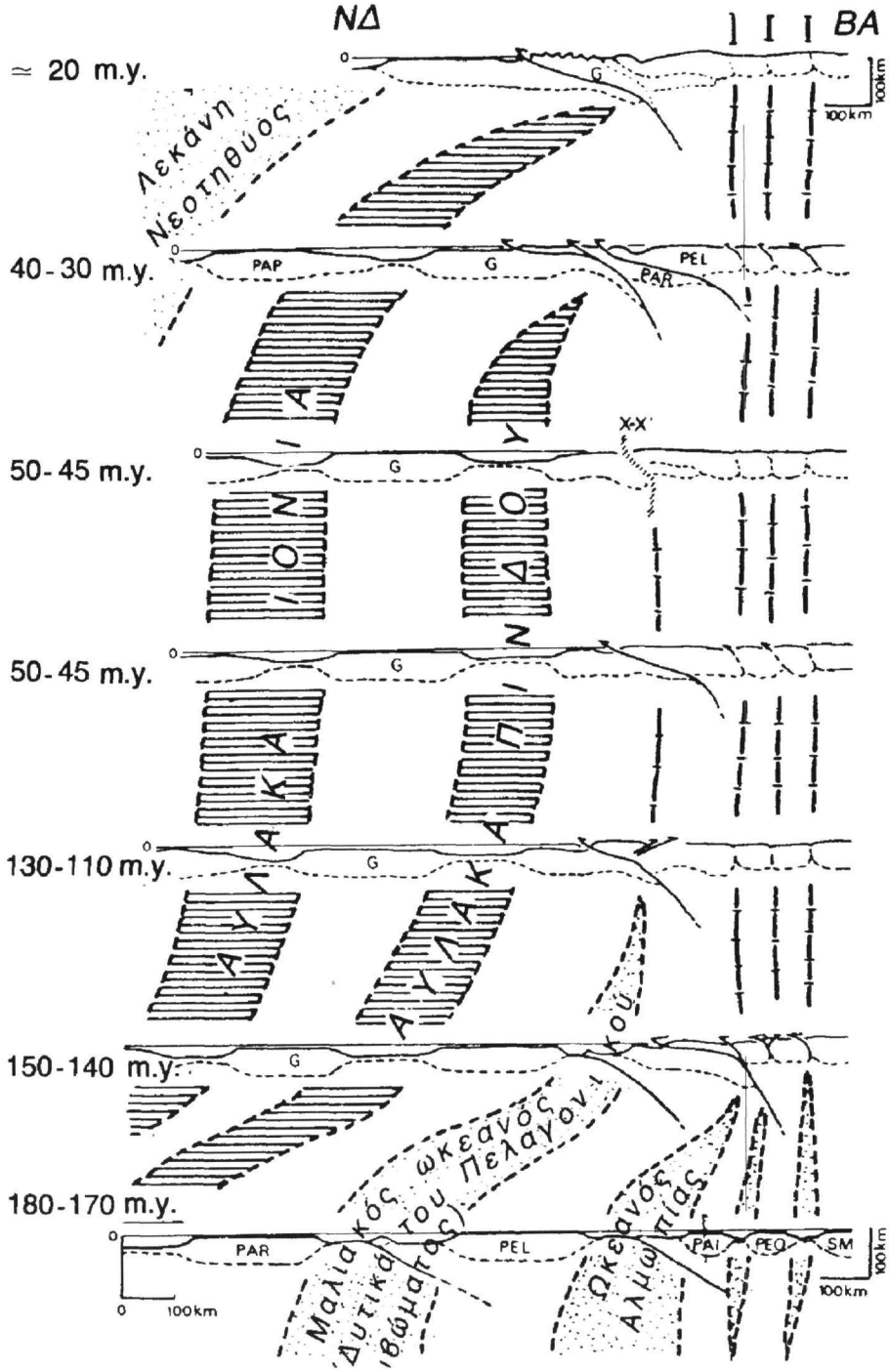
Το δυτικό τμήμα του Πελαγονικού υβώματος δεν καλύφθηκε από το προς τα ΝΔ/κά προωθηθέν οφιολιθικό κάλυμμα του ωκεανού της Αλμωπίας, δέχθηκε όμως αδρομερή κλαστικά υλικά στις περιοχές που βρισκόταν κοντά στο μέτωπο του καλύμματος αυτού και λεπτομερή λατεριτικά υλικά στις απομακρυσμένες από αυτό περιοχές, τα οποία, αφού παγιδεύτηκαν, εξελίχθηκαν στη συνέχεια στα βωξιτικά κοιτάσματα του πρώτου βωξιτικού ορίζοντα, ο οποίος εκτός από το Πελαγονικό ύβωμα, εμφανίζεται επίσης και στο ύβωμα της ζώνης Παρνασσού, γεγονός που συνηγορεί υπέρ της άποψης της άμεσης σχέσης των δυο αυτών υβωμάτων κατά την περίοδο αυτή.

Επίσης κατά την περίοδο αυτή, η έκταση του Μαλιακού ωκεανού, που βρίσκεται δυτικά του Πελαγονικού υβώματος μικραίνει, λόγω της καταβύθισης (subduction) που συντελείται σ' αυτόν, με κλίση ΑΝΑ/κή έως Α/κή, ενώ δυτικότερα ο χώρος των Εξωτερικών γεωτεκτονικών ζωνών θαλασσεύει και λαμβάνει χώρα μια ποικίλης σύστασης ιζηματογένεση, ανάλογη με τις συνθήκες του παλαιογεωγραφικού χώρου όπου αυτή συντελείται (Σχ. 1).

- Τέλος Ανώτερου Ιουρασικού – Κατώτερου Κρητιδικού. Ορογενετική φάση JE2. Πρώιμο στάδιο.(πριν από 130 – 110 Myr): Κατά την περίοδο αυτή ο χώρος των Εσωτερικών γεωτεκτονικών ζωνών, που νωρίτερα είχε τεκτονιστεί με την ορογενετική φάση JE1, υφίσταται έντονη διάβρωση. Από το μεγάλο οφιολιθικό κάλυμμα που είχε τοποθετηθεί πάνω στο Πελαγονικό ύβωμα, μικρά σχετικά τμήματα του έχουν διατηρηθεί (ένα τέτοιο τμήμα είναι η οφιολιθική μάζα του Βούρινου, η οποία σαφώς υπόκειται ανθρακικών σχηματισμών του Τιθωνίου), ενώ στην περιοχή του Μαλιακού ωκεανού συνεχίζεται η καταβύθιση με κλίση ανατολική και δημιουργεί ηφαιστειότητα νησιωτικού τόξου στην περιοχής της ζώνης της Αλμωπίας. Τέλος στο ύψος της Εύβοιας, στην περιοχή της καταβύθισης του Μαλιακού ωκεανού, δημιουργήθηκαν μεγάλες συγκεντρώσεις ολισθοστρωμάτων, κυρίως οφιολιθικών, τα οποία στη συνέχεια, προοδευτικά παρασύρθηκαν στη ζώνη καταβύθισης του Μαλιακού ωκεανού, όπου αυτά μεταμορφώθηκαν σε συνθήκες HP – LT, στη φάση των κυανοσχιστολίθων.

- Τέλος Ανώτερου Ιουρασικού – Αρχές Κατώτερου Κρητιδικού. Ορογενετική φάση JE2. Τελικό στάδιο. (πριν από 130 – 110 Myr): Κατά την περίοδο αυτή «κλείνει» ο Μαλιακός ωκεανός, ενώ τα περιθώρια του

[2] Οι γεωτεκτονικές φάσεις JE1, JE2, CT1, CT2, CT3 και CT4 (βλ. παρακάτω) καθορίστηκαν για πρώτη φορά από τους J. Mercier & P. Vergily (1972, 1976).



Σχ. 1. παλαιογεωγραφική εξέλιξη του ελλαδικού χώρου (κυρίως της Ηπειρωτικής Ελλάδας) από το Ιουρασικό έως το Μέσο Μειόκαινο. (Κατά P. Vergely, 1984).

Υπόμνημα: Οι περιοχές με κοκκίδες παριστάνουν λεκάνες με ωκεάνιο φλοιό, από τις οποίες αργότερα θα "εκβληθούν" οφιόλιθοι, ενώ οι περιοχές με οριζόντια γράμμωση περιστάνουν λεκάνες με ηπειρωτικό λεπτυσμένο φλοιό.

πτυχώθηκαν και χέρσευσαν και τοπικά παραμορφώθηκαν κατά την καταβύθισή τους, όπως είναι η μεταμορφωμένη Ενότητα Στύρων-Όχης της Νότιας Εύβοιας. Το δυτικό περιθώριο του Πελαγονικού υβώματος, το οποίο επίσης τεκτονίστηκε, καλύφθηκε απο τεκτονικά καλύμματα, ιζημάτων βαθιάς (κυρίως) θάλασσας, που στο σύνολο τους αποτελούν τους σχηματισμούς της Μαλιακής ζώνης, και οφιολίθων του Μαλιακού ωκεανού, με ώθηση προς τα ΑΒΑ/κά έως ΒΑ/κά.

Ακόμα, η ορογενετική αυτή φάση (η JE2) παραμόρφωσε και όλους τους σχηματισμούς τους ευρισκόμενους ανατολικά του Πελαγονικού υβώματος μέχρι και της ζώνης του Πάικου, οι οποίοι είχαν ήδη παραμορφωθεί και νωρίτερα με τη φάση JE1.

Αποτέλεσμα της φάσης αυτής είναι το χώρισμα του υβώματος της ζώνης Παρνασσού από το Πελαγονικό ύβωμα και η δημιουργία στα δυτικά της περιοχής, που πτυχώθηκε και χέρσευσε, μιας σχετικά στενής θαλάσσιας αύλακας, της Βοιωτικής, η οποία δέχτηκε υλικά διάβρωσης των Εσωτερικών ζωνών, από τα οποία σχηματίστηκε αργότερα ο Βοιωτικός φλύσχης της Βοιωτικής ζώνης. Υλικά διάβρωσης των Εσωτερικών ζωνών, διαμέσου διαύλων, που υπήρχαν μεταξύ των υποθαλάσσιων υβωμάτων, έφθασαν ακόμα δυτικότερα, στην αύλακα της Πίνδου και σχημάτισαν τους σχηματισμούς του «πρώτου φλύσχη» της ζώνης αυτής.

Τέλος, κατά τη διάρκεια της ορογενετικής αυτής φάσης, δυτικότερα, στο χώρο των Εξωτερικών γεωτεκτονικών ζωνών, ο οποίος θαλασσεύει, επικρατουν οι ίδιες με τις νωρίτερα συνθήκες ιζηματογένεσης.

- Κρητιδικό: Η περίοδος αυτή είναι περίοδος σχετικής τεκτονικής ηρεμίας στο χώρο των Εσωτερικών ζωνών, ενώ ο χώρος των Εξωτερικών ζωνών θαλασσεύει και συντελείται σ' αυτόν ιζηματογένεση ανάλογη με τις παλαιογεωγραφικές συνθήκες που επικρατούν στα υποθαλάσσια υβώματα και τις θαλάσσιες αύλακες που απαντώνται σ' αυτόν.

Κατά το Άπτιο – Κενομάνιο έχουμε βύθιση της πελαγονικής χέρσου και γενικότερα του εσωτερικού χώρου και επίκλυση τους από τη θάλασσα (κατά το Κενομάνιο κυρίως). Όμως, προϊόντα διάβρωσης τους εξακολουθούν να δέχονται η Βοιωτική αύλακα και σε μικρότερο βαθμό η αύλακα της Πίνδου, ενώ στη δυτικότερα ευρισκόμενη Ιόνια αύλακα συνεχίζεται η απόθεση των Ασβεστόλιθων της Βίγλας. Το γεγονός αυτό μας επιτρέπει να υποθέσουμε ότι η αύλακα της Πίνδου και η Βοιωτική αύλακα ενεργούσαν κατά την περίοδο αυτήν ως αποδέκτες - «φράγματα» των προερχόμενων από τα ανατολικά κλαστικών υλικών, τα οποία, όπως έχει ήδη αναφερθεί, στη μέν Βοιωτική αποτέλεσαν τους σχηματισμούς του Βοιωτικού φλύσχη στη δε αύλακα της Πίνδου τους σχηματισμούς του «πρώτου φλύσχη» της ζώνης αυτής.

Τέλος, κατά την περίοδο αυτή, στο χώρο των Εσωτερικών ζωνών λαμβάνουν χώρα μεγάλες οριζόντιες διαρρήξεις, με γενική διεύθυνση ΒΒΔ/κή – ΝΝΑ/κή, όπως είναι αυτή του Κλισοχωρίου, στο κεντρικό τμήμα της ζώνης της Αλμωπίας, η οποία είχε ως αποτέλεσμα τη δημιουργία ενός τεκτονικού μείγματος πετρωμάτων (melange), μεγάλης έκτασης.

- Παλαιόκαινο – Κατώτερο-Μέσο Ηώκαινο. Έναρξη της ορογένεσης του Τριτογενούς. Τεκτονική φάση CT1. (πριν από 50 – 45 Myr): Έπειτα από μια περίοδο σχετικής τεκτονικής ηρεμίας, που διήρκησε το μεγαλύτερο μέρος του Κρητιδικού, ο χώρος των Εσωτερικών ζωνών πτυχώθηκε ξανά, κατά το Παλαιόκαινο (έναρξη) και κυρίως κατά το Κατώτερο-Μέσο Ηώκαινο, με την τεκτονική φάση CT1, που είχε ώθηση προς τα ΝΔ/κά έως ΝΝΔ/κά, με τελικό αποτέλεσμα την ολοκληρωτική ανάδυση – χέρσευση του χώρου αυτού.

Ακριβέστερα, κατά την τεκτονική αυτή φάση, στο ανατολικό τμήμα του χώρου των Εσωτερικών ζωνών δημιουργήθηκαν μικρές σχετικά λεπιώσεις και πτυχές, κατά κανόνα συμμεταμορφικές. Αντίθετα, το δυτικό τμήμα του χώρου αυτού και κυρίως η περιοχή της «ουλής» του Μαλιακού ωκεανού τεκτονίζονται εντονότατα, με αποτέλεσμα την επώθηση των Εσωτερικών ζωνών προς τα δυτικά. Επίσης, οι Ενότητες Όχης – Στύρων – Αμπελακίων, που νωρίτερα με την τεκτονική φάση JE2 είχαν έλθει κάτω από την επωθημένη Πελαγονική ζώνη, επωθούνται και πάλι, προς τα δυτικά αυτή τη φορά.

Γενικά, κατά την πρώτη φάση τεκτονισμού του Τριτογενούς, τη CT1, οι κύριες εφαπτομενικές κινήσεις έλαβαν χώρα στα όρια των Εσωτερικών και των Εξωτερικών ζωνών, δηλαδή στο χώρο που νωρίτερα τεκτονίσθηκε με την τεκτονική φάση JE2, που είχε ως αποτέλεσμα το «κλείσιμο» του Μαλιακού ωκεανού κατά το τέλος του Ανώτερου Ιουρασικού – αρχές Κατώτερου Κρητιδικού.

Αποτέλεσμα της τεκτονικής αυτής φάσης είναι επίσης η συγκέντρωση τεράστιων ποσοτήτων κλαστικών υλικών διάβρωσης στην Πινδική αύλακα και στο υποθαλάσσιο ύβωμα του Παρνασσού, λόγω της χέρσευσης – διάβρωσης των Εσωτερικών ζωνών. Αυτά θα αποτελέσουν τα υλικά των σχηματισμών του τυπικού φλύσχη των ζωνών Πίνδου και Παρνασσού. Την ίδια περίοδο, δυτικότερα, στις ζώνες: Γαβρόβου – Τρίπολης, Ιόνια και Προαπούλια συνεχίζεται η ασβεστολιθική ιζηματογένεση.

- Μέσο Ηώκαινο. Η «εγκάρσια» τεκτονική φάση CT2. (πριν 45 Myr περίπου): Με τη φάση αυτή τεκτονίζεται η μεταξύ των ζωνών Παρνασσού και Πάικου περιοχή, κυρίως με τεκτονικές δομές λεπιώσεων και εφιππεύσεων, των οποίων η διεύθυνση είναι Β 60^0 – 70^0 και η ώθηση νότια έως ΝΝΑ/κά. Στον ελλαδικό χώρο οι

δομές αυτές παρατηρούνται από τη Νότια Εύβοια έως και τα παλαιά γιουγκοσλαβικά σύνορα, ενώ το δυτικό όριο της τεκτονισμένης περιοχής με τη φάση αυτή συμπίπτει με μια μεγάλη τεκτονική γραμμή, η οποία σχεδόν ταυτίζεται με το όριο των Εσωτερικών και Εξωτερικών ζωνών.

- Ανώτερο Ηώκαινο – Κατώτερο Ολιγόκαινο. Η Διναρική τεκτονική φάση CT3. (πριν 40 – 30 Myr): Κατά τη φάση αυτή πτυχώνεται και χερσεύει ολόκληρος ο ανατολικά της ζώνης Γαβρόβου – Τρίπολης χώρος, ενώ δυτικότερα κλαστικά υλικά φλύσχη γεμίζουν την Ιόνια αύλακα και καλύπτουν το ύβωμα Γαβρόβου – Τρίπολης.

Στη συνέχεια το ανατολικό τμήμα της ζώνης Γαβρόβου – Τρίπολης βρίσκεται κάτω από το προς τα δυτικά επωθούμενο πινδικό κάλυμμα και τους σχηματισμούς των Εσωτερικών ζωνών. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα, αργότερα, έπειτα από την έντονη διάβρωση της εσωτερικής περιοχής, να δημιουργηθούν στο χώρο των Εσωτερικών ζωνών διάφορα τεκτονικά παράθυρα.

Η γενική διεύθυνση των τεκτονικών δομών που προκάλεσε η φάση CT3 είναι ΒΔ/κή – ΝΑ/κή έως ΒΒΔ/κή – ΝΝΑ/κή. Τη διεύθυνση αυτή, που γενικά συμπίπτει με τη διεύθυνση των Εξωτερικών Ελληνίδων, ο J. Aubouin την ονόμασε Διναρική και την τεκτονική φάση που την προκάλεσε, δηλαδή τη φάση CT3, Διναρική τεκτονική φάση.

Οι ανατολικές Εξωτερικές ζώνες και κυρίως η Πινδική παραμορφώθηκαν σε «φυλλοειδή» καλύμματα ή σε λέπια και πτυχές με ώθηση προς τα δυτικά. Αντίθετα, η Πελαγονική ζώνη αντέδρασε με τρόπο συμπαγή. Η παραμόρφωση στη ζώνη αυτή αρχίζει με ένα μέγιστο, που συμπίπτει με το μέτωπο της επώθησης της ζώνης αυτής και μειώνεται πολύ γρήγορα προς τα ανατολικά. Στη συνέχεια, ο βαθμός της παραμόρφωσης αυξάνεται και πάλι, αλλά με μικρότερη ένταση, προς την περιοχή των ζωνών του Αξιού και τη δυτική παρυφή της Σερβομακεδονικής μάζας, η οποία λεπιώνεται επίσης σημαντικά.

Παράλληλα με το σχηματισμό της Πινδικής κορδιλλιέρας, που τελικά σχηματίστηκε κατά την τεκτονική αυτή φάση, δημιουργήθηκε στην περιοχή της Πελαγονικής ζώνης μια μεγάλη μολασσική λεκάνη, η Μεσοελληνική, που δέχτηκε κλαστικά υλικά διάβρωσης, τόσο από την Πινδική όσο και την Πελαγονική κορδιλλιέρα.

- Μέσο – Ανώτερο Ολιγόκαινο. Τα τελευταία τεκτονικά συμβάντα της Διναρικής τεκτονικής φάσης CT3. (πριν 20 Myr περίπου): Κατά την περίοδο αυτή γίνεται καθολικός τεκτονισμός της ζώνης Γαβρόβου – Τρίπολης και πάνω σ' αυτήν τερματίζει την προώθηση του το πινδικό κάλυμμα. Επίσης, γίνεται έναρξη τεκτονισμού της Ιόνιας ζώνης, της οποίας ο ηπειρωτικός φλοίος είχε λεπτυνθεί αρκετά και το εσωτερικό της τμήμα βυθίζεται κάτω από τη ζώνη Γαβρόβου – Τρίπολης, που είχε ήδη τεκτονισθεί και «μπλοκαριστεί».

Στο χώρο των Εσωτερικών ζωνών, κατά τη φάση αυτή, δημιουργήθηκαν πολλές μεγάλες αναθολώσεις, με διεύθυνση ΒΒΔ/κή – ΝΝΔ/κή, η διάβρωση των οποίων είχε ως αποτέλεσμα τη δημιουργία των τεκτονικών παραθύρων: του Ολύμπου – Όσσας, της Κρανιάς – Ελασσόνας, του Αλμυροπόταμου – Αττικής και άλλων, στα οποία αποκαλύπτονται σειρές σχηματισμών της ζώνης Γαβρόβου – Τρίπολης.

Τέλος, η Μεσοελληνική αύλακα, κατά την περίοδο αυτή, συνεχίζει να βυθίζεται και να δέχεται μεγάλες ποσότητες μολασσικών ιζημάτων.

- Κατώτερο – Μέσο και Ανώτερο Μειόκαινο. Τελικός τεκτονισμός των Εξωτερικών ζωνών. Τεκτονική φάση CT4. (πριν 15 Myr περίπου): Κατά τη φάση αυτή η Εξωτερική Ιόνια ζώνη πτυχώνεται, λεπιώνεται και επωθείται πάνω στην ανατολική παρυφή του Απούλιου υβώματος, που είναι η ζώνη Παξών. Στη Ζάκυνθο και την Κεφαλλονιά, πάνω σε μεσσήνιους σχηματισμούς της ζώνης Παξών, έχουμε επωθημένους τριαδικούς σχηματισμούς της Ιόνιας ζώνης. Επίσης, κατά τη φάση αυτή, οι ζώνες: Εσωτερική Ιόνια και Γαβρόβου – Τρίπολης υφίστανται μικρές παραμορφώσεις με ώθηση προς τα ανατολικά.

Τέλος, την ίδια περίοδο, η Μεσοελληνική αύλακα μικραίνει σε διαστάσεις και τείνει να εξαφανιστεί.

Κατά την άποψη μας, και μόνο με την παραπάνω, πολύ σύντομη, παρουσίαση των φάσεων εξέλιξης του ελλαδικού χώρου κατά την περίοδο του αλπικού ορογενετικού κύκλου προκύπτει αβίαστα η μεγάλη στρωματοτεκτονική πολυπλοκότητα του χώρου αυτού. Οι τριαδικοί έως και μεσομειοκαινικής ηλικίας αλπικοί σχηματισμοί που έχουν διαρθωθεί σε διάφορες γεωτεκτονικές ζώνες, δηλαδή σε μεγάλες γεωλογικές ενότητες που η κάθε μια από αυτές έχει τους δικούς της παλαιογεωγραφικούς, ιζηματολογικούς και τεκτονικούς χαρακτήρες, έχουν υποστεί κατά τη διάρκεια της μακράς αυτής αλπικής περιόδου μια πολυσύνθετη στρωματο-τεκτονική διαδικασία. Αποτέλεσμά της διαδικασίας αυτής είναι η μεγάλη πολυπλοκότητα των αλπικών σχηματισμών, τόσο στις μεγάλες όσο και στις μικρές δομές τους. Άμεσο επακόλουθο είναι η μεγάλη δυσκολία στη διερεύνησή τους, η οποία εντείνεται ακόμα περισσότερο με τη συχνή επικάλυψη τους από μεταλπικούς σχηματισμούς, οι οποίοι σχολιάζονται στη συνέχεια.

2.2 Κατά τη Μεταλπική περίοδο

Οι μεταλπικοί σχηματισμοί καταλαμβάνουν ένα σημαντικό τμήμα του ελλαδικού χώρου. Απαντώνται ως μολασσικοί και ως νεογενείς – τεταρτογενείς και χαρακτηρίζονται από μια γρήγορη λιθολογική εναλλαγή, τόσο κατά την οριζόντια εξάπλωσή τους όσο και κατά την κατακόρυφο. Συχνή είναι επίσης σ'αυτούς η εναλλαγή των φάσεων απόθεσής τους. Η χερσαία φάση μπορεί να διαδέχεται τη λιμναία ή τη θαλάσσια και αντίθετα και μάλιστα αυτό να επαναλαμβάνεται στην ίδια περιοχή πολλές φορές.

Η γεωδυναμική εξέλιξη του ελλαδικού χώρου κατά το Νεογενές – Τεταρτογενές οφείλεται κυρίως στη σύγκρουση της Αφρικανικής και της Ευρασιατικής πλάκας, που είχε ως αποτέλεσμα τη δημιουργία συμπιεστικών τάσεων στην περιοχή της Προχώρας και εφελκυστικών στην εσωτερική περιοχή. Άμεση συνέπεια των τάσεων αυτών ήταν η πολλαπλή διάρρηξη του ελλαδικού χώρου, με ανάστροφα ρήγματα στον εξωτερικό χώρο και κανονικά ρήγματα, τεκτονικές τάφρους και τεκτονικά κέρατα στον εσωτερικό.

Αποτέλεσμα της σύγκρουσης - κατείσδυσης της Αφρικανικής πλάκας κάτω από την Ευρασιατική είναι επίσης η δημιουργία ενός ασβεσταλκαλικής σύστασης μαγματισμού, ο οποίος αφ' ενός μεν αποτελεί το ηφαιστειακό τόξο του Νότιου Αιγαίου, αφ' ετέρου δε εμφανίζεται στην περιοχή της Ανατολικής Μακεδονίας – Θράκης (του Ηωκαίνου – Ολιγοκαίνου), στο Κεντρικό – Βόρειο Αιγαίο (του Κατώτερου Μειοκαίνου) και στην περιοχή του Κεντρικού Αιγαίου (του Ανώτερου Μειοκαίνου).

Το ίδιο γεωδυναμικό καθεστώς επικρατεί και σήμερα στον αιγαιακό και γενικότερα ελλαδικό χώρο. Σ' αυτό, εκτός από τη σύγκρουση των δυο πλακών, συμβάλλει και η προς τα δυτικά ώθηση της Μικρασιατικής μικροπλάκας, η οποία με τη σειρά της συμπιέζει την αιγαιακή και γενικότερα τον ελλαδικό χώρο.

Έτσι, εκτός από τη δυσκολία που προκαλούν οι μεταλπικοί σχηματισμοί στη διερεύνηση των αλπικών, όπως αναφέρθηκε παραπάνω, και οι ίδιοι παρουσιάζουν πολλές δυσκολίες στη λιθολογική ανάλυσή τους, λόγω της πολυφασικής εξέλιξής τους.

2.3 Κατά την Προαλπική περίοδο

Η πολύπλοκη στρωματο-τεκτονική εικόνα του ελλαδικού χώρου συμπληρώνεται και με την παρουσία των νεοπαλαιοζωικών κλαστικών κυρίως σχηματισμών, τα υλικά των οποίων είναι υλικά διάβρωσης των Ερκύνιων οροσειρών, που είχαν σχηματισθεί νωρίτερα με την Ερκύνια ορογένεση. Τα υλικά αυτά δέχτηκε μια μικρού βάθους, αλλά εκτεταμένη, νεοπαλαιοζωική θάλασσα, η οποία, σε πολλές περιοχές, εξακολούθησε να δέχεται κλαστικά ιζήματα και κατά το Κατώτερο Τριαδικό. Στη συνέχεια, η θάλασσα αυτή βαθαίνει και διευρύνεται και γίνεται δέκτης μιας έντονης υποθαλάσσιας βασικής ηφαιστειότητας, που είναι αποτέλεσμα της διάρρηξης ή μέχρι τότε ενιαίας λιθοσφαιρικής πλάκας σε δυο, στην Ευρασιατική και την Αφρικανική.

2.4 Μεταμόρφωση

Την πολυπλοκότητα της στρωματο-τεκτονικής δομής του ελλαδικού χώρου συμπληρώνει επίσης η εκτεταμένη μεταμόρφωση των προαλπικών σχηματισμών, η οποία πολλές φορές είναι πολυφασική. Ακριβέστερα, όλοι οι προανωπαλαιοζωικοί σχηματισμοί του ελλαδικού χώρου, με εξαίρεση μόνο τους σιλούριους – δεβόνιους σχηματισμούς της Κω, είναι μεταμορφωμένοι. Επιπλέον, η μεταμόρφωση, που σε πολλές περιπτώσεις έχει θίξει μαζί με προαλπικούς σχηματισμούς και αλπικούς, όχι μόνο καθιστά δύσκολη τη διαπίστωση της ηλικίας τους, αλλά πολλές φορές κάνει και αδύνατη τη διάκριση μεταξύ προαλπικών και αλπικών μεταμορφωμένων σχηματισμών.

3. Η ΒΑΣΙΚΗ ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΕΡΕΥΝΑ ΥΠΟΔΟΜΗΣ ΣΤΗ ΧΩΡΑ ΜΑΣ

Έπειτα από τα παραπάνω εκτεθέντα συνάγεται, χωρίς αμφιβολία, ότι η στρωματο-τεκτονική δομή της χώρας μας είναι πολύ πολύπλοκη και ότι, ως εκ τούτου, είναι φυσικό να παρουσιάζει πολλές δυσκολίες στη γεωλογική διερεύνησή της. Παράλληλα, όμως, πρέπει να σημειώσουμε ότι λόγω της πολυπλοκότητας αυτής, η Γεωλογία του ελλαδικού χώρου είναι πολύ ενδιαφέρουσα. Δεν είναι τυχαίο ότι πολλοί ξένοι ερευνητές ήλθαν κατά καιρούς στη χώρα μας για να εργασθούν, συμβάλλοντας και αυτοί σημαντικά στην προώθηση της γεωλογικής έρευνας του τόπου μας. Όμως, παρ' όλα αυτά, νομίζω ότι η γεωλογική έρευνα της χώρας μας δεν είναι ικανοποιητική και για την προώθησή της χρειάζεται περισσότερη επιστημονική εργασία. Ιδιαίτερα δεν είναι ικανοποιητικό το επίπεδο της βασικής έρευνας υποδομής, η οποία όχι μόνο υστερεί, αλλά και βρίσκεται σήμερα σε μια χωρίς προηγούμενο στασιμότητα.

Και όμως κανείς δε διαφωνεί ότι για την κατασκευή των μεγάλων αλλά και μικρών τεχνικών έργων και για την αξιοποίηση των φυσικών πλουτοπαραγωγικών πηγών απαραίτητη προϋπόθεση είναι η μελέτη των γεωλο-

γικών συνθηκών του υπεδάφους της περιοχής των συγκεκριμένων αυτών έργων. Η κατασκευή ενός φράγματος, η χάραξη ή η μετατόπιση ενός δρόμου, η υδρογεωλογική μελέτη μιας περιοχής, η εκτροπή ενός ποταμού κ.τ.λ. είναι έργα Εφαρμοσμένης Γεωλογίας μεγάλης σημασίας για την ανάπτυξη ενός τόπου και η βασική γεωλογική έρευνα υποδομής της περιοχής εκτέλεσής τους παίζει κύριο και αναντικατάστατο ρόλο. Με ένα πραγματικά καλό γεωλογικό υπόβαθρο, δοσμένο σε κατάλληλη κλίμακα, το νερό ή το μετάλλευμα καθώς και κάθε άλλη χρήσιμη πρώτη ύλη που εγκλείεται στις υπό έρευνα περιοχές θα εντοπιστεί και θα αξιοποιηθεί ευκολότερα και κατά συνέπεια οικονομικότερα. Επίσης, με τη βοήθεια ενός τέτοιου υποβάθρου, οι αρνητικές επιπτώσεις στο περιβάλλον από τις δραστηριότητες του ανθρώπου είναι βέβαιο ότι θα αντιμετωπιστούν γρηγορότερα και αποτελεσματικότερα.

Είναι λοιπόν απαραίτητη προϋπόθεση για την επιτυχία των τεχνικών έργων και των έργων Εφαρμοσμένης Γεωλογίας η καλή γνώση του γεωλογικού υποβάθρου των περιοχών εκτέλεσης των έργων αυτών. Και το ζητούμενο είναι πως αποκτάται η καλή αυτή γνώση. Κατά τη γνώμη μας, ο καλύτερος τρόπος για την απόκτηση της γνώσης αυτής είναι η εκπόνηση μιας ολοκληρωμένης γεωλογικής μελέτης υποδομής ολόκληρου του ελλαδικού χώρου, με στόχο τη δημιουργία μιας βάσης γεωλογικών δεδομένων υποδομής για όλη τη χώρα, σε κάθε γωνιά της οποίας, σήμερα, εκτελούνται τεχνικά έργα και έργα Εφαρμοσμένης Γεωλογίας, κόστους πολλών δισεκατομμυρίων δραχμών ετησίως. (Ας σκεφτούμε μόνο το νερό που παντού όλοι το αναζητούν εναγωνίως).

Βασική γεωλογική έρευνα υποδομής, λοιπόν, για όλη τη χώρα και όχι έρευνα περιοχών για κάθε έργο Εφαρμοσμένης Γεωλογίας χωριστά. Διότι μια τέτοια έρευνα μεμονωμένων περιοχών, γεωλογικά ασύνδετων μεταξύ τους, θα είναι οπωσδήποτε ελλιπής από πλευράς γεωλογικών στοιχείων. Επιπλέον, η αποσπασματική αυτή έρευνα είναι ασύμφορη οικονομικά, επειδή η ίδια περιοχή θα μελετηθεί από πλευράς γεωλογικής υποδομής περισσότερες από μια φορά, όταν διαφορετικές μελέτες ή έργα Εφαρμοσμένης Γεωλογίας θα εκτελεσθούν στην ίδια περιοχή, από διαφορετικούς Φορείς.

Ακόμα είναι βέβαιο ότι οι Φορείς εκπόνησης μελετών και κατασκευής έργων Εφαρμοσμένης Γεωλογίας δε διαθέτουν όλοι τους πάντοτε ειδικούς γεωλόγους για τη συγκέντρωση των απαραίτητων γεωλογικών στοιχείων υποδομής. Σήμερα τη συγκέντρωση των πολυποίκιλων και συγχρόνως πολύτιμων αυτών γεωλογικών στοιχείων υποδομής πραγματοποιούν οι γεωλόγοι – χαρτογράφοι (οι οποίοι διαθέτουν ένα ευρύ φάσμα ειδικών γνώσεων Γενικής Γεωλογίας και Τεκτονικής, καθώς και μεγάλη πείρα υπαίθρου, με αυτό που ονομάζουμε γεωλογική χαρτογράφηση και εκπόνηση γεωλογικών χαρτών.

Υπενθυμίζω ότι ένας γεωλογικός χάρτης μιας περιοχής είναι η απεικόνιση σε τοπογραφικό υπόβαθρο όλων των γεωλογικών σχηματισμών που εμφανίζονται στην περιοχή αυτή. Ακριβέστερα είναι η συγκέντρωση, πάνω σε κατάλληλο τοπογραφικό χάρτη, ενός μεγάλου αριθμού στοιχείων που έχουν σχέση με: τη λιθολογία, τη στρωματογραφική επαλληλία των γεωλογικών σχηματισμών της περιοχής, την τεκτονική δομή της, τη μεταμόρφωση και το μαγματισμό. Επίσης, στοιχεία που είναι χρήσιμα για την αντιμετώπιση των καταστροφικών γεωλογικών φαινομένων, την έρευνα – αξιοποίηση του ορυκτού πλούτου και των υπόγειων και επιφανειακών νερών και γενικότερα για κάθε μελέτη και κατασκευή έργων Εφαρμοσμένης Γεωλογίας και τεχνικών έργων.

Ως γνωστόν, η εκπόνηση των γεωλογικών χαρτών της χώρας μας γίνεται από το Ινστιτούτο Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών (Ι.Γ.Μ.Ε.) και ειδικότερα από τη Διεύθυνση Γενικής Γεωλογίας και Γεωλογικών Χαρτογραφήσεων, η οποία μέχρι σήμερα έχει ολοκληρώσει τη γεωλογική χαρτογράφηση της χώρας μας, σε κλίμακα 1:50.000. Από τα 338 τοπογραφικά φύλλα που καλύπτουν τον ελλαδικό χώρο, έχουν εκτυπωθεί τα 320, ενώ η εκτύπωση των υπόλοιπων 18 καθυστερεί λόγω έλλειψης χρημάτων. Για την ιστορία αναφέρουμε ότι στο τεράστιο αυτό έργο της γεωλογικής χαρτογράφησης της χώρας μας, που άρχισε το 1952 από το τότε Ι.Γ.Ε.Υ., τα πρώτα χρόνια, συνέβαλαν και γεωλόγοι άλλων Υπηρεσιακών Μονάδων του Ι.Γ.Μ.Ε. καθώς και ξένοι γεωλόγοι που εργάστηκαν στη χώρα μας.

Η περάτωση της γεωλογικής χαρτογράφησης της Ελλάδας, σε κλίμακα 1:50.000 είναι ένας σημαντικός σταθμός για τις Γεωεπιστήμες στη χώρα μας. Το γεωλογικό αυτό υπόβαθρο συνέβαλε μέχρι σήμερα ουσιαστικά και θα συμβάλλει και στο μέλλον στη γεωεπιστημονική έρευνα και, ειδικότερα, στην καλύτερη γνώση της πολύπλοκης δομής του ελλαδικού χώρου καθώς και στην εκτέλεση τεχνικών έργων και έργων Εφαρμοσμένης Γεωλογίας. Επίσης η γεωλογική αυτή χαρτογράφηση αποτέλεσε τη βάση για την εκπόνηση μια σειράς άλλων χαρτών, απαραίτητων στην γεωεπιστημονική έρευνα, όπως είναι: ο τεκτονικός, ο σεισμοτεκτονικός, ο υδρογεωλογικός, ο κοιτασματολογικός καθώς επίσης οι δύο εκδόσεις του γεωλογικού χάρτη της Ελλάδας, κλίμακας 1:500.000.

Πραγματικά, η εκτελεσθείσα γεωλογική χαρτογράφηση του ελλαδικού χώρου, σε κλίμακα 1:50.000, είναι ένα τεράστιο έργο γεωλογικής έρευνας. Όμως, αυτό παρουσιάζει πολλές και σοβαρές ελλείψεις. Αυτό συμβαίνει όχι μόνο λόγω της μικρής σχετικά κλίμακας των χαρτών αυτών, αλλά κυρίως επειδή πολλοί από τους χάρτες αυτούς χαρτογραφήθηκαν σε εποχές με πολύ αντίξοες συνθήκες, όπως ήταν η έλλειψη δρόμων προσπε-

λασης, η απουσία αεροφωτογραφιών και δορυφορικών εικόνων καθώς και οι τότε διαφορετικές από τις σημερινές αντιλήψεις για τη γεωλογία της χώρας μας. Είναι λοιπόν επιτακτική ανάγκη πολλά από τα τότε χαρτογραφηθέντα φύλλα να αναθεωρηθούν και να συμπληρωθούν.

Παλαιότερα η Διοίκηση του Ι.Γ.Μ.Ε. είχε προγραμματίσει την αναθεώρηση των χαρτών αυτών. Όμως, γρήγορα η προσπάθεια αυτή εγκαταλείφθηκε για λόγους που μόνο η ίδια γνωρίζει. Κατά τη γνώμη μας, η προσπάθεια αυτή έπρεπε να συνεχιστεί, όποτε, αν αυτό είχε γίνει, σήμερα ένα μεγάλο τμήμα της χώρας μας θα είχε ένα πολύ καλύτερο γεωλογικό υπόβαθρο, που τόσο απαραίτητο είναι.

Επίσης, παλαιότερα, η Διοίκηση του Ι.Γ.Μ.Ε. είχε προγραμματίσει τη γεωλογική χαρτογράφηση σε κλίμακα 1:25.000, περιοχών με ιδιαίτερο υδρογεωλογικό, κοιτασματο λογικό, γεωτεχνικό κ.τ.λ. ενδιαφέρον. Μάλιστα είχε αρχίσει την υλοποίηση του προγράμματος αυτού. Και πάλι όμως, η προσπάθεια αυτή εγκαταλείφθηκε, αν και υπήρχαν όλες οι προϋποθέσεις για τη συνέχισή της, τόσο από πλευράς μέσων όσο και από πλευράς Προσωπικού.

Δεν είναι όμως μόνο η εγκατάληψη των δυο αυτών κύριων έργων γεωλογικής χαρτογράφησης από το Ι.Γ.Μ.Ε., του μοναδικού αυτού Φορέα της χώρας μας για την υλοποίηση τέτοιων προγραμμάτων βασικής γεωλογικής έρευνας υποδομής, αλλά παράλληλα και ο «παροπλισμός» των γεωλόγων – χαρτογράφων του Φορέα αυτού. Η Διεύθυνση Γενικής Γεωλογίας και Γεωλογικών Χαρτογραφήσεων του Ι.Γ.Μ.Ε. έχει σχεδόν διαλυθεί. Οι γεωλόγοι – χαρτογράφοι, οι ειδικοί γεωλόγοι της Διεύθυνσης αυτής για γεωλογικές χαρτογραφήσεις, που τώρα είναι ελάχιστοι, υποαπασχολούνται. Για τη Διεύθυνση αυτή τα τελευταία 10 περίπου χρόνια δεν έχει γίνει σχεδόν καμία χρηματοδότηση. Έτσι, οι γεωλόγοι αυτοί μένουν στα γραφεία τους, αναμένοντας τη συνταξιοδότησή τους.

Φαίνεται, όμως, ότι ο παροπλισμός των γεωλόγων – χαρτογράφων και, κατά συνέπεια, η ολοσχερής διακοπή κάθε προσπάθειας περαιτέρω γεωλογικής χαρτογράφησης στη χώρα μας είναι προγραμματισμένη. Αυτό πιθανόν συμβαίνει επειδή οι υψηλά ιστάμενοι ίσως πιστεύουν ότι για την εκτέλεση μελετών και έργων Εφαρμοσμένης Γεωλογίας και τεχνικών έργων δε χρειάζονται γεωλογικοί χάρτες ή ότι οι υπάρχοντες είναι αρκετοί για τις μελέτες και τα έργα αυτά. Γι' αυτήν την απαράδεκτη κατάσταση φταίμε όλοι μας. Φτάνε οι γεωλόγοι και γενικότερα οι γεωεπιστήμονες της χώρας μας, η Ένωση Ελλήνων Γεωλόγων, η Ελληνική Γεωλογική Εταιρία, οι Πανεπιστημιακοί δάσκαλοι, οι σύμβουλοι των αρμόδιων Υπουργείων για αυτά τα θέματα, οι ιθύνοντες του Ι.Γ.Μ.Ε., αλλά και το επιστημονικό του Προσωπικό. Όλοι φταίμε, ο καθένας με το δικό του ποσοστό. Όμως, το μεγαλύτερο ποσοστό το έχει το αρμόδιο Υπουργείο, το οποίο βασιζόμενο στις αρνητικές εισηγήσεις των συμβούλων του και, κυρίως, αποβλέποντας στις κακώς εννοούμενες οικονομίες, υιοθετεί τις γνωστές πολιτικές των περικοπών.

Σήμερα, η αναγκαιότητα των γεωλογικών χαρτών κατάλληλης κλίμακας των περιοχών εκτέλεσης έργων Εφαρμοσμένης Γεωλογίας, δυστυχώς, έχει ατονήσει και ακόμα σε ορισμένες περιπτώσεις έχει εκλείψει παντελώς. Δεν είναι λίγες οι περιπτώσεις που έργα Εφαρμοσμένης Γεωλογίας εκτελούνται χωρίς κατάλληλο γεωλογικό υπόβαθρο, δηλαδή χωρίς γεωλογικό χάρτη της περιοχής, κατάλληλης κλίμακας. Και τούτο διότι όλοι εμείς δεν μπορέσαμε να πείσουμε τους εμπλεκόμενους σε θέματα Εφαρμοσμένης Γεωλογίας και τεχνικών έργων, ότι για την επιτυχία κάθε έργου των τομέων αυτών απαραίτητη προϋπόθεση είναι η καλή γνώση του γεωλογικού υποβάθρου, η οποία μόνο με τη γεωλογική χαρτογράφηση της περιοχής εκτέλεσης του συγκεκριμένου έργου, σε κατάλληλη κλίμακα, είναι δυνατόν να αποκτηθεί.

Επίσης, δεν είναι λίγες οι περιπτώσεις που κατά την εκπόνηση μελετών και την εκτέλεση έργων Εφαρμοσμένης Γεωλογίας δεν γίνεται αξιοποίηση των υπαρχόντων γεωλογικών χαρτών κλίμακας 1:50.000. Γι' αυτό έχουμε αποτυχημένα έργα και ανορθόδοξες μελέτες Εφαρμοσμένης Γεωλογίας, που δεν κολακεύουν κανέναν.

Θα αναφέρω τρία τέτοια χαρακτηριστικά παραδείγματα τέτοιων έργων και τούτο όχι επειδή θέλω να σταθώ στην παρελθοντολογία, αλλά επειδή πιστεύω ότι με τον τρόπο αυτό συμβάλλω στον τερματισμό της απαράδεκτης αυτής κατάστασης.

Παράδειγμα 1^{ο}. Η περίπτωση της κατολίσθησης της Μαλακάσας:

Η μεγάλη αυτή κατολίσθηση που έλαβε χώρα προ μερικών ετών είχε τεράστιες καταστροφικές επιπτώσεις στο τμήμα της εθνικής οδού Αθηνών – Θεσσαλονίκης της περιοχής αυτής καθώς και στη διερχόμενη από εκεί σιδηροδρομική γραμμή. Η αποκατάσταση των ζημιών αυτών στοίχισε μέχρι τώρα πολλά δισεκατομμύρια δραχμές στο Ελληνικό Δημόσιο, χωρίς να είναι βέβαιο ότι δε θα υπάρξει επανεμφάνιση του καταστροφικού αυτού φαινομένου στην ίδια περιοχή. Και όμως η μεγάλη αυτή δαπάνη και οι πολλές άλλες αρνητικές επιπτώσεις θα μπορούσαν να αποφευχθούν αν, πριν από την κατασκευή της οδικής αυτής αρτηρίας και της σιδηροδρομικής γραμμής, τα αρμόδια Υπουργεία (Υ.ΠΕ.ΧΩ.Δ.Ε. και Μεταφορών) είχαν αναθέσει στο Ι.Γ.Μ.Ε. την εκπόνηση μιας λεπτομερούς γεωλογικής χαρτογράφησης της περιοχής. Η χαρτογράφηση αυτή θα έδινε με

ακρίβεια το πραγματικό γεωλογικό υπόβαθρο της περιοχής, οπότε, τόσο η χάραξη του άξονα της εθνικής οδού όσο και η τοποθέτηση της σιδηροδρομικής γραμμής θα γινόταν με ασφάλεια. Δυστυχώς, μια τέτοια ανάθεση δεν έγινε στο Ι.Γ.Μ.Ε., με αποτέλεσμα τα αναφερθέντα παραπάνω καταστροφικά φαινόμενα, με τις τεράστιες οικονομικές επιπτώσεις.

Παράδειγμα 2^{0}. Η ύδρευση της Κύμης:

Άλλο παράδειγμα προς αποφυγή. Πρόκειται για την ύδρευση της Κύμης, Ευβοίας και των πέριξ αυτής οικισμών. Η εκπονηθείσα μελέτη προβλέπει τη λήψη νερού από την περιοχή της Σέττας, δηλαδή από απόσταση 25 και πλέον χιλιομέτρων. Είναι ογκοδέστατη και προβλέπει το καθετί. Δεν περιλαμβάνει όμως ούτε μια σελίδα για τη γεωλογία της περίοχής. Γίνεται σκέψη, λόγω έλλειψης δρόμων προσπέλασης και του απόκρημνου της περιοχής, η μεταφορά των σωλήνων να γίνει με ελικόπτερο. Το έργο τελείωνει και γίνονται τα καθιερωμένα εγκαίνια με κάθε επισημότητα. Και ενώ όλα πάνε κατ' ευχήν και όλοι πιστεύουν ότι έχει δοθεί λύση στο οξύ πρόβλημα της περιοχής, ξαφνικά, έπειτα από μικρό χρονικό διάστημα, το υδραγωγείο της Κύμης είναι και πάλι χωρίς νερό και τούτο διότι η παροχή της ληφθείσας πηγής είναι τώρα μηδενική ή σχεδόν μηδενική. Τότε καλούνται οι γεωλόγοι, οι οποίοι εύκολα διαπιστώνουν ότι το νερό της ληφθείσας πηγής δεν είναι νερό των ασβεστολίθων από τους οποίους αυτό εκρέει, αλλά επιφανειακό νερό που κατεισδύει σ' αυτούς και επανεμφανίζεται στο σημείο εκροής της πηγής. Έτσι, όταν οι κάτοικοι της Σέττας άρχισαν να χρησιμοποιούν το επιφανειακό νερό για πότισμα, πριν την κατείσδυσή του στους εν λόγω ασβεστόλιθους, η παροχή της πηγής μηδενίστηκε. Αυτό είχε ως αποτέλεσμα η Κύμη και οι πέριξ οικισμοί να έχουν και πάλι οξύ πρόβλημα ύδρευσης. Και να σκεφτεί κανείς ότι η μετάβαση ενός γεωλόγου στην περιοχή, για μερικές ημέρες, με βεβαιότητα θα συντελούσε στην αποφυγή του άσκοπου και πολυδάπανου αυτού έργου.

Παράδειγμα 3^{0}. Η περιοχή του Απολιθωμένου Δάσους της Λέσβου:

Για το Απολιθωμένο Δάσος της Λέσβου, για αυτό το πραγματικά πολύ αξιόλογο μνημείο της φύσης, μέχρι σήμερα, έχουν γίνει πάρα πολλά: Ομιλίες, ενημερωτικά φυλλάδια, άρθρα στον Τύπο, επιστημονικές ανακοινώσεις για την παλαιοχλωρίδα, σεμινάρια, συνέδρια, ξεναγήσεις, αποκαλύψεις απολιθωμένων κορμών, διάνοιξη μονοπατιών προσπέλασης για να φθάνουν οι επισκέπτες στις θέσεις των κορμών, ένα όμορφο Τουριστικό Περίπτερο και κοντά στο χωριό του Σιγρίου ένα καταπληκτικό Κτίριο – Μουσείο που φιλοξενεί απολιθωμένους κορμούς και άλλα απολιθωμένα στοιχεία του Δάσους. Εκείνο, όμως, που δεν έγινε, ενώ θα έπρεπε να είχε γίνει πριν από όλα τα παραπάνω, είναι μια καλή γεωλογική χαρτογράφηση της περιοχής, σε κατάλληλη κλίμακα, π.χ. σε κλίμακα 1:5.000 και στις πολύ ενδιαφέρουσες περιοχές από πλευράς παρουσίας απολιθωμένων δένδρων, σε κλίμακα 1:1.000.

Πρόσφατα πληροφορηθήκαμε ότι από τη Διεύθυνση του Απολιθωμένου Δάσους έγινε ανάθεση σε Μελετητή να μελετήσει τη γεωλογία της περιοχής του Δάσους. Κάλιο αργά παρά ποτέ. Θέλω να πιστεύω ότι η μελέτη αυτή θα περιλάβει και τη γεωλογική χαρτογράφηση της περιοχής σε κατάλληλη κλίμακα. Και θα ήμουν πολύ ευτυχής, αν με τη γεωλογική αυτή χαρτογράφηση αποδειχθεί αληθές αυτό που με μορφή προφορικής ανακοίνωσης έκανα γνωστό σε πολυπληθή ομάδα γεωλόγων (που μαζί είχαμε λάβει μέρος σε επιστημονική εκδρομή στην περιοχή του Δάσους). Αυτό που είπα τότε ήταν ότι τουλάχιστον στην περιοχή του Περιπτέρου υπάρχουν δυο απολιθωματοφόροι ορίζοντες με μεγάλους απολιθωμένους κορμούς δένδρων. Τότε, επίσης είχα προτείνει τη λεπτομερή γεωλογική χαρτογράφηση της περιοχής η οποία, αν γινόταν από την αρχή, η γεωλογική έρευνα της περιοχής, με βεβαιότητα, θα προχωρούσε γρηγορότερα και θα είχε καλύτερα αποτελέσματα, ιδιαίτερα στην προσπάθεια εντοπισμού θέσεων με ιδιαίτερο ενδιαφέρον από πλευράς παρουσίας απολιθωμένων δένδρων, καθώς και στην προσπάθεια αποκάλυψης μεγάλων απολιθωμένων κορμών με τη βοήθεια κατάλληλων γεωφυσικών μεθόδων.

Δεν είναι όμως μόνο οι παραπάνω περιπτώσεις μελετών και έργων Εφαρμοσμένης Γεωλογίας που εκτελούνται χωρίς την απαραίτητη καλή γνώση του γεωλογικού υποβάθρου τους. Είναι επίσης και πάμπολλες άλλες περιπτώσεις μελετών και έργων που βασίζονται σε ελλιπείς γεωλογικούς χάρτες και πρέπει να καταβληθεί κάθε δυνατή προσπάθεια για να σταματήσει η απαράδεκτη αυτή κατάσταση.

4. ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ

Για την αντιμετώπιση όλων αυτών «των κακώς εχόντων» στον πολύπλοκο από πλευράς στρωματο-τεκτονικής δομής ελλαδικό χώρο κατά την εκπόνηση μελετών και την εκτέλεση έργων Εφαρμοσμένης Γεωλογίας και τεχνικών έργων, προτείνονται τα παρακάτω:

1^{0}. Αυστηρή εφαρμογή όλων των υπαρχόντων νόμων και αποφάσεων, των σχετικών με την υποχρέωση εκπόνησης μελέτης του γεωλογικού υποβάθρου πριν από κάθε έργο Εφαρμοσμένης Γεωλογίας. Στην περίπτωση δε που δεν υπάρχουν τέτοιοι νόμοι, να θεσπιστούν νέοι το συντομότερο δυνατόν, με πρόβλεψη να γίνονται σεβαστοί από όλους.

2^{0}. Δημιουργία στο Ι.Γ.Μ.Ε. μιας βάσης γεωλογικών δεδομένων υποδομής για ολόκληρο τον ελλαδικό χώρο, στην οποία θα έχουν εύκολη πρόσβαση όλοι οι χρήστες. Η βάση αυτή αρχικά θα περιλάβει όλα τα γεωλογικά στοιχεία των γεωλογικών χαρτών που έχουν προκύψει από τη γεωλογική χαρτογράφηση της Ελλάδας σε κλίμακα 1:50.000. Στη συνέχεια, στη βάση αυτή θα ενσωματωθούν και τα γεωλογικά στοιχεία, τα οποία θα προέλθουν από τις νέες γεωλογικές χαρτογραφήσεις του ελλαδικού χώρου, οι οποίες πρέπει να γίνουν οπωσδήποτε. Αυτές είναι:

α. Η αναθεώρηση – συμπλήρωση των γεωλογικών φύλλων, κλίμακας 1:50.000, που χαρτογραφήθηκαν τα πρώτα χρόνια του τότε Ι.Γ.Ε.Υ. και παρουσιάζουν, όπως έχει αναφερθεί, πολλές ελλείψεις. Βελτιώσεις - συμπληρώσεις πρέπει να γίνουν και σε πολλά άλλα φύλλα χαρτών της κλίμακας αυτής, επειδή έχουν προκύψει πολλά νέα στοιχεία σχετικά με τη γεωλογία της περιοχής που αυτά καλύπτουν.

β. Η γεωλογική χαρτογράφηση της χώρας σε κλίμακα 1:25.000, αρχίζοντας από τις περιοχές με ιδιαίτερο γεωλογικό, κοιτασματολογικό, υδρογεωλογικό, γεωτεχνικό κ.τ.λ. ενδιαφέρον ή ακόμα με ιδιαίτερα περιβαλλοντικά προβλήματα, που έχουν σχέση με τη γεωλογία των περιοχών αυτών.

Οι γεωλογικοί αυτοί χάρτες θα βασίζονται στους εκπονηθέντες σε κλίμακα 1:50.000 και, εκτός από τα γεωλογικά στοιχεία, θα περιέχουν και στοιχεία υδρολογικού - υδρογεωλογικού, κοιτασματολογικού κ.τ.λ. ενδιαφέροντος, τα οποία ο γεωλόγος – χαρτογράφος θα συλλέγει κατά την εργασία υπαίθρου.

Επίσης, οι χάρτες αυτοί θα συνοδεύονται οπωσδήποτε από ένα εκτεταμένο επεξηγηματικό φυλλάδιο, στο οποίο θα αναλύεται η γεωλογική δομή των περιοχής του χάρτη και θα δίνονται όλα τα γεωλογικά στοιχεία, ώστε οι γεωλογικοί αυτοί χάρτες να είναι η βάση κάθε γεωλογικής έρευνας και έργου Εφαρμοσμένης Γεωλογίας και τεχνικού έργου.

3^{0}. Όλοι οι Γεωλογικοί Φορείς και ιδιαίτερα η Ελληνική Γεωλογική Εταιρία να καταβάλλουν κάθε δυνατή προσπάθεια για την υλοποίηση των παραπάνω. Αυτό θα είναι μια πολύ μεγάλη προσφορά όχι μόνο στις γεωεπιστήμες της χώρας μας αλλά και στην Εθνική μας Οικονομία.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

AUBOUIN, J. 1959. *Contribution à l'étude de la Grèce septentrionale: les confins de l'Epire et de la Thessalie.* Thèse, sciences, Univ. Paris, 1958 et Ann. géol. Pays hellén., 10, 1-525, Athènes.

FERRIÈRE, J. 1982. *Paléogéographies et tectoniques superposées dans les Hellénides internes au niveau de l'Othrys et du Pelion (Grèce).* Thèse, sciences, Univ. Lille, 1982 et Soc. géol. Nord. Publ., n^{0} 8, 970p., Lille.

FLEURY, J.J. 1980. *Les zones de Gavrovo – Tripolitza et du Pinde – Olonos (Grèce continentale et Péloponnèse du Nord). Evolution d' une plateforme et d'un bassin dans leur cadre alpin.* Soc. géol. Nord. Publ., n^{0} 4, 651p., Lille.

Ι.Γ.Μ.Ε. 1955-1992. *Γεωλογικοί Χάρτες της Ελλάδας, κλίμακας 1:50.000,* Αθήνα.

JACOBSHAGEN, V. 1986. *Geologie von Griechenland,* 363 S., Berlin, Stuttgart (Gebróder Borntraeger).

ΚΑΤΣΙΚΑΤΣΟΣ, Γ. 1992. *Γεωλογία της Ελλάδας,* 451 σελ., Αθήνα.

MERCIER, J.L. 1973. *Étude géologique des zones internes des Hellénides en Macédoine centrale (Grèce).* Thèse, sciences, Univ. Paris, 1966 et Ann. géol. Pays hellén., 20 (1968), 1-792, Athènes.

VERGÉLY, P. 1984. *Tectonique des ophiolites dans les Hellénides internes (déformations, métamorphismes, et phénomènes sédimentaires). Conséquences sur l'évolution des régions téthysiennes occidentales.* Thèse, sciences, Univ. Paris Sud, 649p., Orsay.

ΣΗΜΕΙΩΣΗ ΤΗΣ ΟΡΓΑΝΩΤΙΚΗΣ ΕΠΙΤΡΟΠΗΣ ΤΟΥ 9^{ΟΥ} ΣΥΝΕΔΡΙΟΥ ΤΗΣ ΕΓΕ

Ο καθηγητής Γ. Κατσικάτσος προσεκλήθη από την Οργανωτική Επιτροπή να παρουσιάσει επιστημονική θεματική ομιλία στην Ενότητα «Γενική Γεωλογία – Τεκτονική». Ο κ. Κατσικάτσος με την εργασία που παρουσίασε προφορικά και δημοσιεύεται σ' αυτο τον τόμο, προχώρησε σε κρίσεις και σχόλια με τα οποία η Οργανωτική Επιτροπή ασφαλώς δεν συμφωνεί. Όλοι γνωρίζουμε σήμερα ότι η περιγραφόμενη κατάσταση από τον κ. Κατσικάτσο, ως προς την συμβολή της γεωλογίας στην ανάπτυξη του τόπου, δεν έχει καμμία σχέση με την πραγματικότητα.

Η Οργανωτική Επιτροπή λυπάται επίσης για το ύφος του κειμένου, και δεν συμμερίζεται την απαισιοδοξία που το διακατέχει. Ευτυχώς, αντιθέτως, τα συμπεράσματα και τα μηνύματα που άφησε το Συνέδριο είναι απολύτως αισιόδοξα και η Οργανωτική Επιτροπή είναι ιδιαιτέρως ικανοποιημένη για την ενθάρρυνση που αυτά προσφέρουν στους νέους γεωλόγους.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/6, 2099-2112 , 2002 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/6, 2099-2112 , 2002
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

THE PAIKON MASSIF REVISITED, COMMENTS ON THE LATE CRETACEOUS - PALEOGENE GEODYNAMICS OF THE AXIOS-VARDAR ZONE. HOW MANY JURASSIC OPHIOLITIC BASINS ? (HELLENIDES, MACEDONIA, GREECE)

J. L. MERCIER[1] AND P. VERGELY[2]

ABSTRACT

In the Axios-Vardar zone, the Paikon massif has been revisited. To the west, it is composed of a pile-up of SW dipping slices. These have been thrust toward the NNE while the Almopias zone was folding with a SSW vergence. Subsequently thrusting with a SW vergence occurred on the eastern flank of the Paikon massif and in the Almopias zone. These tectonic events took place during the Paleocene - early Eocene and during the upper Eocene - lower Oligocene respectively. During the late Cretaceous, the Almopias zone was a trough whose floor was a late jurassic ophiolitic sheet. It was located between the Paikon carbonate platform and the Pelagonian platform. This analysis leads to the conclusion that the ophiolites were already located in the Almopias zone before the late Cretaceous and even before the upper Jurassic-lower Cretaceous. It is concluded that during the Jurassic the Almopias zone was an oceanic crust basin, the Paikon zone an island arc and the Peonias zone a back-arc basin. This analysis is a first step which is necessary to precise the geodynamic significance of the Axios-Vardar zone as a whole during the Triassic - Jurassic taking into account the stratigraphic, paleogeographic and structural data and the location in space and time of the magmatic and metamorphic belts.

KEY WORDS : stratigraphy, paleogeography, tectonics, geodynamics, ophiolitic basins, late Cretaceous, Paleogene, Axios-Vardar zone, Macedonia, Greece

1. INTRODUCTION

In the internal (eastern) Hellenides the Axios-Vardar zone, defined by F. Kossmat (1924), is divided into three zones (Mercier, 1968) from east to west : the Peonias, Paikon and Almopias zones (fig. 1A). Ophiolitic rocks outcrop in the Peonias and Almopias zones. To the east, the ophiolites of the Evzoni-Guevgueli massif with underlying units of sedimentary and volcanic formations are thrust westward on the Paikon massif. To the west the ophiolites are thrust westward onto the Pelagonian zone (Osswald, 1931, Mercier et al., 1975). The Paikon massif and the Malarupa-Tzena massif (fig. 1A) have been considered (Kossmat, 1924, Osswald, 1931, 1938) as a large bulge in the core of which the crystalline basement outcrops. Then, J. Mercier (1968) has considered that this Paikon zone was a volcanic shelf separating two ophiolitic basins during the Jurassic. Subsequently, it has been suggested (Mercier et al., 1975) that the Almopias basin might be an oceanic basin separated from an eastern Peonias back-arc basin by a Paikon island-arc.

Since these already ancient works a lot of researches have been conducted on the Axios-Vardar zone. In such a short paper we cannot review all these works, therefore we only discuss the always debated problem, is there a single oceanic crust basin or several ones in the Axios-Vardar zone. Examinating the structure of the Paikon massif we have recently revisited. The complex structure of the Paikon massif is an important question because it concerns the geodynamic significance of the Almopias zone during the late Cretaceous-Paleogene and the origin of the ophiolites which outcrop there. Thus, it is a first step which is necessary to put constraints on the Triassic-early Cretaceous paleogeography of the Axios-Vardar zone and the position in space of the ophiolitic basins. This can be also enlightened by recent detailed analyses of Triassic to Early Cretaceous sedimentary formations and igneous rocks which have brought new informations on the Triassic-Jurassic paleogeography of this zone. Moreover studies of the syn-metamorphic deformations particularly in the Serbo-Macedonian massif and along its western border («the Circum Rhodope zone») have renewed the ideas on the significance of the Serbo-Macedonian massif and on the possible origin of the ophiolites which outcrop along there.

---

* Η ΜΑΖΑ ΤΟΥ ΠΑΪΚΟΥ, ΣΧΟΛΙΑ ΓΙΑ ΤΗΝ ΓΕΩΔΥΝΑΜΙΚΗ ΤΗΣ ΖΩΝΗΣ ΤΟΥ ΑΞΙΟΥ ΚΑΤΑ ΤΟ ΑΝΩ ΚΡΗΤΙΔΙΚΟ - ΠΑΛΑΙΟΓΕΝΕΣ. ΠΟΣΕΣ ΙΟΥΡΑΣΙΚΕΣ ΟΦΙΟΛΙΘΙΚΕΣ ΛΕΚΑΝΕΣ (ΕΛΛΗΝΙΔΕΣ, ΜΑΚΕΔΟΝΙΑ, ΕΛΛΑΣ)

[1] Emeritus Professor, [2] University of Paris-Sud, UMR ORSAYTERRE, Bâtiment 504, 91 405 ORSAY France ; email : vergely@geol.u-psud.fr

2. STRUCTURE OF THE PAIKON MASSIF

Based on findings of Rudists in marbles underlying the Evzoni-Guevgueli ophiolites, Godfriaux and Ricou (1991) have drastically reinterpreted the structure of the Paikon massif proposed by Mercier (1968) and Vergely (1984). They have proposed that it is a complex tectonic window composed of five superimposed thrust sheets, from top to bottom (fig. 2B) : (1) the Malarupa-Tzena massif considered as a tectonic klippe belonging to an uppermost sheet of Serbo-Macedonian origin ; (2) an ophiolitic sheet which groups together the ophiolites of the Peonias and Almopias zones ; (3) a Pelagonian sheet which groups together the eastern and western parts of the Paikon massif. Subsequently, Ricou and Godfriaux (1995) have sugested that, in the core of the Paikon massif, this sheet pile-up rests upon lower units equivalent to those observed in and around the Olympos window (fig. 1B). These are a unit (4) (Mercier's 1968 Livadia fm.) considered as an equivalent of the Ambalakia metabasalt sheet which overthrusts a lowermost window (5) in the Gandatch massif which would belong to the Olympos zone.

We have already shown the impossibility of such a structural model (Mercier and Vergely, 1995 ; Vergely and Mercier, 2000 ; fig. 2A). Therefore, here we only summarize our argumentation, the reader may find more detailed data in the above papers.

- (1) The Malarupa-Tzena massif dips under the Evzoni-Guevgueli ophiolites (fig. 1A) as it has been undoubtedly demonstrated by Kossmat (1924). This is also undoubtedly seen on Kossmat's (1924) 1:500 000 map, on Osswald's (1931) 1:300 000 geological map of Greek Macedonia, and on Polic et al's (1952) 1:50 000 geological map of Demir Kapija. Therefore, the Malarupa-Tzena massif cannot be a tectonic klippe thrust over an ophiolitic sheet.

- (2) The ophiolitic sheet according to Godfriaux and Ricou (1991) overthrusts the Paikon massif from east to west subsequent to the deposition of its late Cretaceous limestone cover.

On the Pelagonian zone (Mercier et al., 1987) the ophiolites overthrust a marble substatum of Triassic- ? Jurassic age. Limestones of late Santonian-early Campanian age (~83 My) and clastic limestones and conglomerates of Vraconian age (~100 My) transgressively overlap both the ophiolites and their substratum sealing the thrust. In the western units of the Almopias zone, the ophiolites (serpentinites) were already emplaced before the activity of large faults which controlled the sedimentation on both the Pelagonian and western Almopias zones during the late Cretaceous. South of the WNW-ESE striking Nission fault (fig. 1A) the base of the late Cretaceous deposits which lie transgressively on the ophiolites are of late Santonian - early Campanian age (~83 My) on the Pelagonian zone and of Turonian-Campanian age (90 to 80 My) in the western Almopias zone while they are respectively of late Maestrichtian (~65 My) and of late Aptian-Albian (~110 My) age north of the fault (Mercier, 1968). Therefore, the ophiolites of the Pelagonian and western Almopias zones where already located there before the late Aptian-Albian (~110 My) to the Vraconian (~100 My) and cannot have been thrust from east to west above the late Cretaceous limestones of the Paikon massif whose uppermost levels contain a *Globotruncana* fauna of late Maestrichtian age (~65 My) (Mercier, 1968).

The eastern Almopias units (Mavrolakkos - Krania units, fig. 1A) comprise radiolarites, lavas, diabases and clastic deposits of Triassic and of late Jurassic - Hauterivian ages (Staos et al., 1990 ; Sharp and Robertson, 1994). The eastern Almopias ophiolites are thrust onto the Maestrichtian limestones of the Paikon massif (Godfriaux and Ricou, 1991). According to Godfriaux and Ricou, the vergence of the eastern Almopias ophiolites, considered as the base of the ophiolitic sheet, is toward the west, according to Sharp and Roberston (1992), Brown and Robertson (1994), the vergence is top-to-the-NE to ENE. Indeed, below the lavas, we have observed ramps in the Paikon Cretaceous limestones, shear planes between the limestones and the underlaying late Cretaceous flysch and shear planes in the flysch which really demonstrate a NE vergence (points 17, 18, 19 on fig. 3) of the eastern Almopias ophiolites (Vergely and Mercier, 2000). Moreover radiolarites, tuffites and lava of eastern Almopias ophiolite characters outcrop below the late Cretaceous limestones of the upper slices of the western Paikon (east of Smolika Tchouka on fig. 3, M. Bonneau and J. Ferriere's pers. communication). They are located at the base of a slice thrust toward the NE although field analysis have shown that they are also affected probably subsequently by reverse faults with a western vergence. This outcrop implies that the eastern ophiolites were already located in the Almopias zone when the Paikon late Cretaceous carbonate platform has transgressively covered them. In summary, stratigraphic, paleogeographic and structural data made impossible the overthrusting of a large (Peonias plus Almopias) ophiolitic sheet from East to West above the Paikon zone subsequent to the Maestrichtian.

- (3) The Pelagonian sheet described by Godfriaux and Ricou (1991) in the Paikon massif comprises a volcanic formation which groups together Mercier's (1968) spilite-keratophyre fm. of western Paikon and rhyolitic

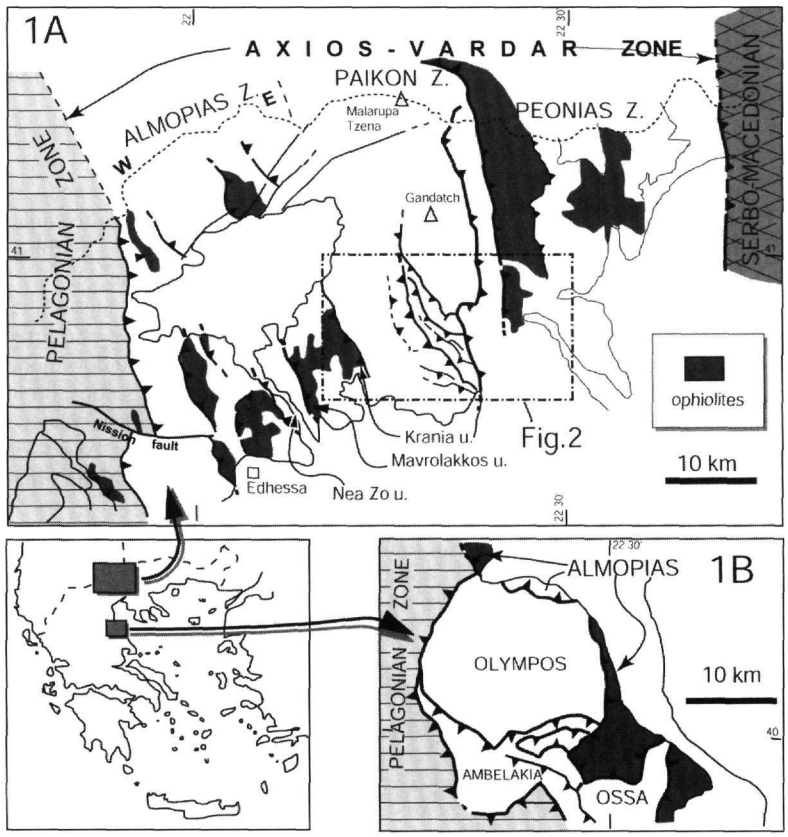


Fig. 1A : Structural schematic map of the Axios Vardar zone ; B : Structural sketch of the Olympos window and the metabasalt Ambelakia sheet.

Kastaneri fm. of eastern Paikon both covered by marbles and limestones of late Jurassic and late Cretaceous age. The Kastaneri metarhyolites are considered from regional reasons as equivalent of the Permian rhyolites of the Pelagonian zone. The thrust is supposed to have a vergence toward the west and the thrust line is described as surrounding a lower window (fig. 2 in Godfriaux and Ricou, 1991). Indeed the western Paikon is constituted by a pile-up of S to SW dipping tectonic slices and the eastern Paikon by two sheets (the lower Kastaneri and upper Evzoni-Guevgueli sheets, fig. 3). Detailed mapping of the 1:50 000 Jannitsa sheet (Vergely and Mercier, 2000 ; Mercier et al., 2001) demonstrates that the Kastaneri sheet is thrust onto the western slices of the western Paikon (fig. 1A and 3). The vergence of the slices of the western Paikon is toward the NNE to NE (fig.3) ; this has been defined using about one hundred of kinematics markers (fig. 4) such as asymetric folds, striated shear planes (C), relations between shear (C) and cleavage (S1) planes or between cleavage (S1) and bedding (So) planes. At pt 22 on fig. 3A, the strike of the Kastaneri thrust is orthogonal to the strike of the W. Paikon lower slice whose Cretaceous marbles (Bonneau et al., 1994) are overturned toward the west below the thrust. This and overturned folds (pt 23, fig. 3) affecting the limestones of the Kastaneri fm. along the thrust demonstrate a top-to-the west vergence of the eastern Paikon sheets. Therefore there is no continuity between the eastern and western flanks of the Paikon massif. This agrees with petrological data which lead to separate the potassic metarhyolites of the eastern Paikon from the keratophyres of the western Paikon which are persodic metarhyolites to metadacites (Mercier, 1968). From a geochimical point of view the former have calcalcaline or anatectic characters of intracontinental areas whereas the latter show intraoceanic island arc affinities (Bıbien et al., 1987, 1994). Hypovolcanic granitic small bodies are observed in the Kastaneri fm. particularly around the Kastaneri village (Davis et al., 1988). They have the same geochimical characters as the rhyolites and tuffites (Bıbien et al., 1994). Toward the south these tuffites and rhyolitic pyroclastites are interbedded at a scale of some tens of centimeters with limestones containing a microflora and microfauna of late Jurassic age (Mercier, 1968) exclud-

ing that they belong to the Pelagonian Permian rhyolites. Thus, the eastern and western Paikon are formed by tectonic units having opposite vergence (Sharp and Robertson, 1992). Yet, these vergences are neither in the same direction nor of the same age. The NNE to NE vergence of the western Paikon slices is previous to the SW vergence of the eastern Paikon sheets.

- (4) and (5) The lowermost units. We have mapped again the thick bedded white marbles of the Gandatch massif supposed to be of Triassic age and being the antiforme core of a tectonic window (5) of Olympian affinity (fig. 1B) below a metabasalt (Livadia fm.) sheet (4) of Ambelakia sheet affinity (Ricou and Godfriaux, 1995). Mapping has shown that indeed the marbles of the Gandatch massif do not appear as a tectonic window but as a synform which lies upon the Livadia fm. and its metabasalts. We propose that these marbles are the lateral equivalent of the late Cretaceous Rudist bearing marbles of the Gola Tchouka fm (fig. 5).

As a conclusion, findings of fossils of late Jurassic and late Cretaceous age in marbles of the Paikon massif (Godfriaux and Ricou, 1991 ; Bonneau et al., 1994 ; Vergely and Mercier, 2000) have permitted to revisit this massif and to propose a new structural model (fig. 2A). Yet, the multiple tectonic window model (fig. 2B) as a consequence of thrusts having a western vergence and subsequent to the late Cretaceous, do not resist to detailed mapping, kinematic analysis, petrological and geochimical data and stratigraphical review. This is of first interest because this imposes strong constraints on the geodynamic significance of the Axios-Vardar zone during the late Cretaceous-Paleogene that we now attempt to examine. In particular, this implies that the ophiolites were already located in the Almopias zone before the late Cretaceous.

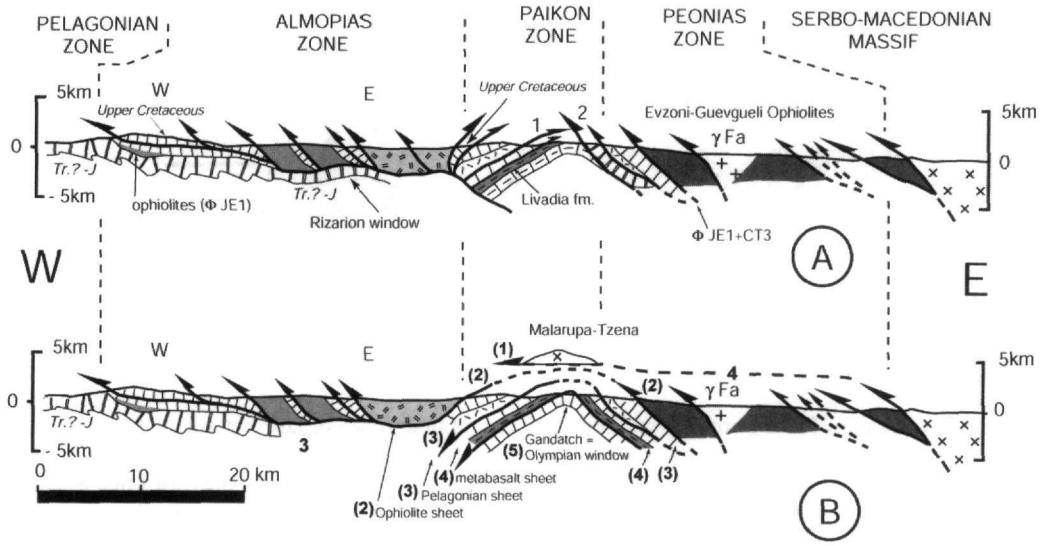


Fig. 2. Schematic cross-section of the Axios-Vardar zone. A : drawn from Vergely (1984), modified ; B : Schematic sketch of Ricou and Godfriaux's (1995) multiple tectonic window model.

3. GEODYNAMICS OF THE AXIOS-VARDAR ZONE DURING THE LATE CRETACEOUS - PALEOGENE

3.1. Paleogeographic sketch of the Axios-Vardar zone

During the late Cretaceous, the Almopias zone was a trough located between two platforms, the Paikon carbonate platform to the east and the Pelagonian platform to the west.

- The Paikon platform. Transgression of the sea began during the late Albian (~105 My) (fig. 5). A thick Rudist bearing carbonate platform unconformably covered either a conglomeratic formation of early Cretaceous age or a late Jurassic - lower Cretaceous limestone formation (the Khromni fm.). This attests a tectonic activity between the early Cretaceous and the Albian. Sedimentological analyses (Brown and Robertson, 1994) have shown that these carbonate deposits are characterized by shallow-water, neritic facies exhibiting periodic emergences. These gradually pass upward to deeper-water, pelagic, *Globotruncana* bearing limestones of Turonian to Maestrichtian age. These and clastic deposits interbedded with Turonian radiolarites (Brown and Robertson, 1994) or pelagic Campanian limestones (Mercier, 1968) indicate a rapid deepening of the platform related to extensional tectonics ; this is supported by normal, probably synsedimentary, faults we have observed on the

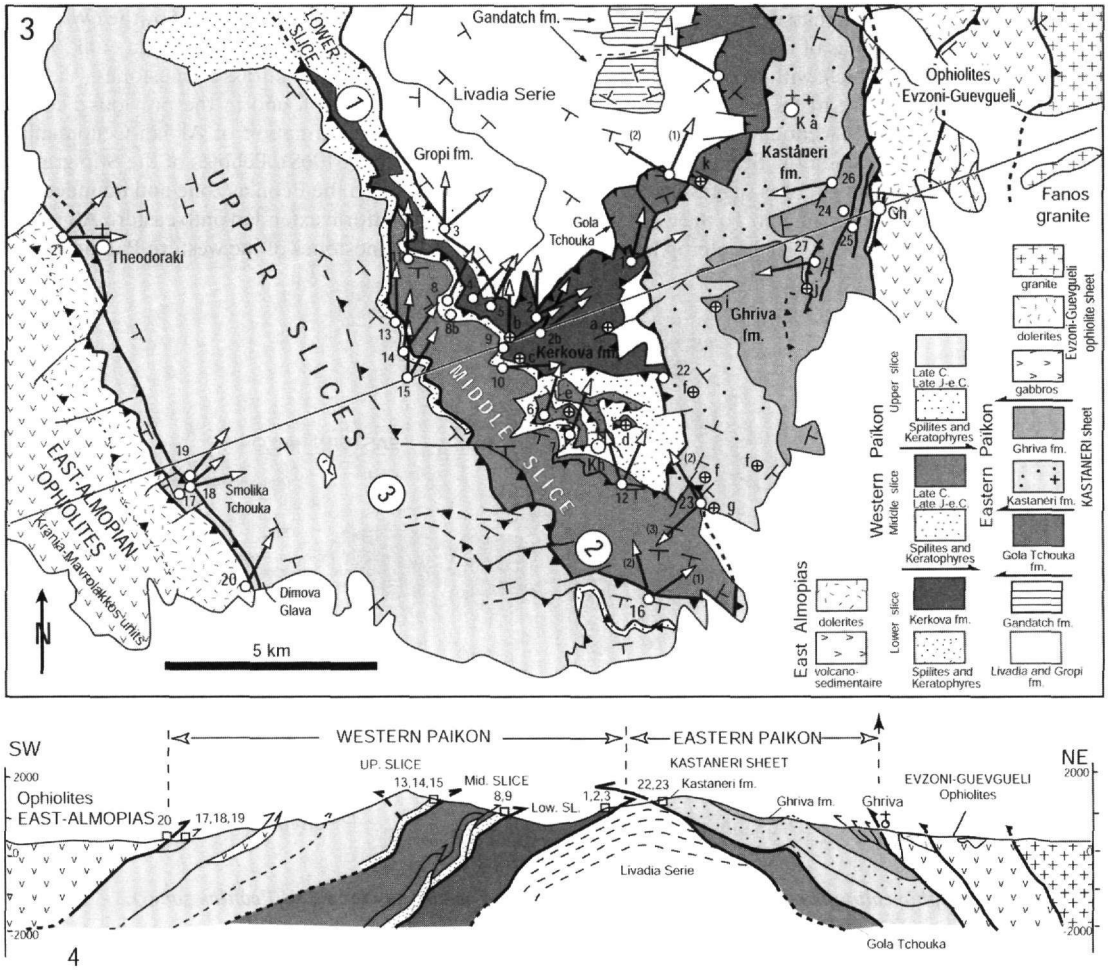


Fig. 3 A. Schematic map of the southern part of the Paikon massif. B. Schematic geological cross-section of the Paikon massif.

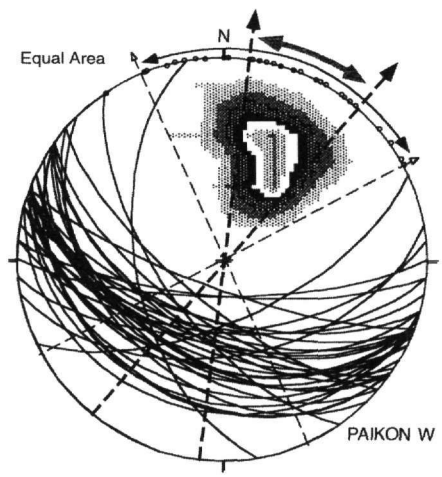


Fig. 4 : Stereographic projection of the bedding planes (So), shear planes (C) and cleavages planes (S1) whose relations show a top-to-the NNE vergence of the western Paikon slices (Equal area, lower hemisphere projection).

western flank of the Paikon massif. This carbonate platform extended eastward as shown (fig. 5) by the *Orbitolina* and Rudist bearing marbles of the central Paikon and by the *Orbitolina* bearing marbles (Bonneau et al., 1994) of the Kastaneri sheet which, with a coarse breccia at the base, score and rest upon Jurassic limestones (Vergely and Mercier, 2000). More to the east, one late Cretaceous outcrop has been found in the previous Federal Yougoslav Republic of Macedonia. There, a conglomeratic, shallow-water formation of Albian-Cenomanian age rests transgressively upon the Stip granite (Markovitch, 1954 in Mercier, 1968). Pebbles of the Stip granite and of Serbo-Macedonian gneisses suggest that a shallow-sea locally covered the Peonias zone and bounded the emerged Serbo-Macedonian massif. To the west, the Paikon carbonate platform extended onto eastern Almopias Jurassic radiolarites and lavas which outcrop below the late Cretaceous limestones of the western Paikon massif (fig. 3 and 5, see § 2).

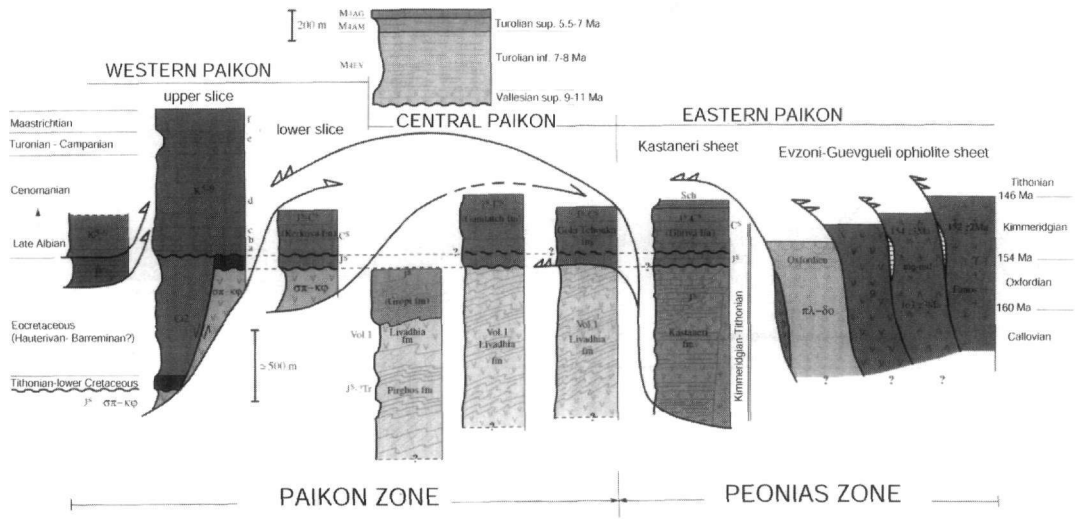


Fig. 5 : Stratigraphic columns of the tectonic units in the Paikon massif (Paikon and Peonias zones).

- The Pelagonian platform. The Pelagonian massif emerged subsequently to the late Jurassic - early Cretaceous. The transgressive sea spread over the eastern Pelagonian border during the Vraconian (100 My) (Mercier et al., 1987) or earlier during the Albian (105 My) at some places (Brunn, 1982). A thick shallow-water clastic limestone and conglomeratic formation deposited. Where it rests upon the ophiolites a nickeliferous laterite bed is sometimes observed at its base. The conglomerates contain pebbles of serpentinites and of Pelagonian marbles which demonstrate a deep erosion of the ophiolitic sheet thrust onto the Pelagonian zone during the late Jurassic. A second step of the sea transgression occurred during the late Santonian - early Campanian. It is marked by an accumulation of reworked Rudists laying on an erosional surface which scores the late Cretaceous conglomeratic formation, the ophiolites and the underlying marbles. It passes upward to a thick carbonate formation which essentially consists of Rudist bearing limestones but with a level of pelagic *Globotruncana* bearing limestones of Campanian age (Mercier, 1968). These latter with the transgressive overlap of the sea upon the Pelagonian massif as late as the late Maestrichtian suggest some episodes of deepening of the platform. This is possibly related to extensional tectonics suggested by the synsedimentary activity of large normal faults affecting the Pelagonian and Western Almopias zones as discussed above (§ 2.). The carbonate sedimentation ended during the upper Maestrichtian, with pelagic *Globotruncana* bearing limestones then a thick clastic flysch began to deposit onto the Pelagonian zone.

- The Almopias trough. In the Almopias zone, the late Cretaceous transgression started during the late Aptian - early Albian (~110 My) (Mercier, 1968). In the western Almopias (Kerassia unit, fig. 6) it is marked by shallow-water, neritic, reddish, *Orbitolina* and *Nerinea* bearing limestones of late Aptian - Albian age. Sedimentological analyses in the Loutra Aridhea unit (Galeos et al., 1994), north of the Kerassia unit, have shown that these reddish limestones have been deposited in a near-shore shallow shelf environment with intermittent subaerial exposures. A period of tectonic activity between the early Cretaceous and the late Aptian -

Albian is evidenced in the Almopias units (phase JE2, Vergely, 1984) and in the Paikon zone (see above). In the Kerassia unit the neritic *Orbitolina* and *Nerinea* bearing limestones of late Aptian, Albian and Cenomanian age pass upward to *Globotruncana* bearing pelagic and clastic limestones of Coniacian-Santonian age which attest of a deepening of the western slope of the Almopias trough along the Pelagonian platform. These pelagic limestones are covered by Rudist bearing limestones of late Campanian - Maestrichtian age. This carbonate sedimentation ended with the deposit of a thick clastic flysch formation whose base is of upper Maestrichtian age.

Locally (Kedronas unit, fig. 6) a thick conglomeratic formation deposited on the Almopias western slope. It contains pebbles of micaschistes, cipolins, marbles and gabbros and large marble olistholites reworked from the Pelagonian zone. This conglomeratic formation and clastic limestones are of late Turonian (?) to Santonian age ; they indicate a tectonic activity in and along the eastern border of the Pelagonian platform contemporaneous with the deepening of the western Almopias slope. This may be related to the synsedimentary probably extensional faulting of Turonian (?) - Campanian age we have already mentioned in the Pelagonian and Paikon platform. The Rudist bearing limestone formation of late Campanian - Maestrichtian age which covers the conglomeratic formation in the Kedronas unit (fig. 6) becomes thinner (~80 m to 0 m) eastward (Mercier, 1968). This indicates that the western slope of the Almopias trough became deeper eastward. This is confirmed by a pelagic sedimentation in the median part (Nea Zoi unit) of the Almopias zone during the Cenomanian attested by *Globotruncana* and *Rotalipora* bearing pelagic limestones interbedded with some beds of brown radiolarites.

More to the east, no late Cretaceous deposits are known covering the late Jurassic - early Cretaceous formations (Staos et al., 1990) of the eastern Almopias zone (Mavrolakkos - Krania units). Yet we have shown that the late Cretaceous Paikon platform has extended to the west onto radiolarites and lavas of eastern Almopias characters. We suggest that the Paikon carbonate platform has extended onto these eastern Almopias units and that subsequently, the late Cretaceous limestones have been eroded. In any case, any eastern slope of the Almopias trough toward the Paikon platform is evidenced by deposits of late Cretaceous age. Thus, a major thrust does exist between the deeper part of the Almopias trough in the Nea Zoi unit and the eastern Almopias Mavrolakkos - Krania units.

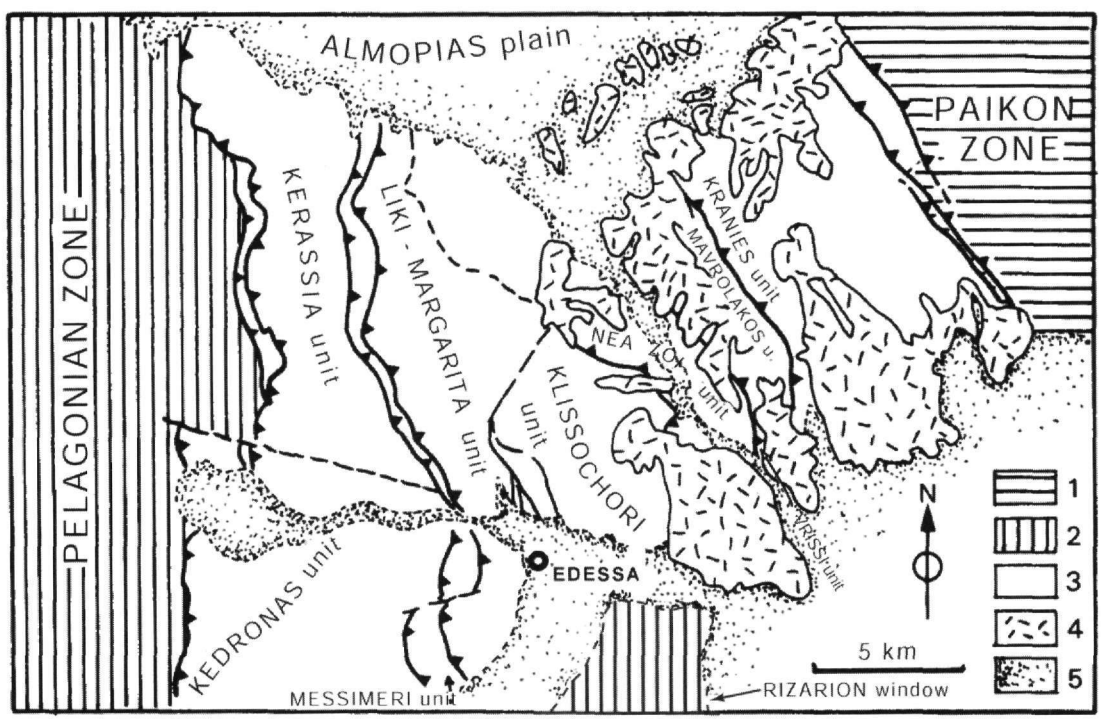


Fig. 6 : Schematic sketch of the structural units of the Almopias zone quoted in the text and of the Pelagonian marbles outcroping in the Rizarion tectonic window.

3.2. Tectonic evolution of the Axios-Vardar zone during the late Cretaceous-Paleogene

- Thrusting and Folding in the Axios-Vardar zone subsequent to the late Cretaceous - Paleogene

We first analyze the folds and thrusts which affect the late Cretaceous formations in the Pelagonian, Almopias and Paikon zones. These allow us to define the characteristics of the deformations subsequent to the upper Maestrichtian. Then, we compare them with the deformations in the Peonias zone and the western border of the Serbo-Macedonian massif where few outcrops of late Cretaceous - Paleogene deposits have been described.

· The Almopias and Pelagonian zones. Several NNW-SSE striking slices form the structural pattern of the Almopias zone (fig. 6). The median and western slices with a sole of serpentinites at their base, are thrust westward ; the westernmost slices (Kerassia, Kedronas, and more to the south the Vermion sheet, Braud, 1967) are thrust onto the Pelagonian upper Maestrichtian - (?) Paleocene flysch. Near Rizarion southeast of Edhessa (fig. 6), a formation of foliated marbles interbedded with white-mica calcschists and siliceous schists outcrops among the median Almopias slices. To the south (Brunn, 1982), these marbles are covered by serpentinites ; marbles and serpentinites are thrust southwestward onto the late Cretaceous Almopias formations. This marble and schist fm. appears to be the equivalent of the Triassic - (?) Jurassic marbles of the Pelagonian zone overthrust by the ophiolitic sheet during the late Jurassic (see Vergely, 1984). This suggests that the late Cretaceous Almopias formations deposited upon a Pelagonian substratum already covered by the ophiolitic sheet. Subsequently to the late Cretaceous, these are deformed together and the Almopias slices detached from their Pelagonian substratum along the ophiolite (serpentinite) level. The major thrust is located east of the Rizarion Pelagonian window between the Nea Zoi slice and the eastern Almopias slices as said above (§ 3).

Analysis of the deformations in the upper Maestrichtian - (?) Paleocene flysch of the Almopias and Pelagonian zones demonstrates three successive tectonic events (Vergely, 1984). Small similar folds (B1) several 10 cm -in- size, exhibing a flow cleavage (S1) affect the flysch formation of the Almopias slices (Kerassia and Margarita - Liki, fig. 6) and of the Pelagonian zone. These folds strike WNW-ESE and have a top-to-the SSW vergence. Deformation occurred under regional metamorphic conditions of low grade greenschist facies (quartz-albite-sericite-chlorite-epidote-stilpnomelane-actinote) (Braud, 1967, Mercier, 1968, Vergely, 1984) ; it is followed by a static recristallisation (calcite-quartz-albite-stilpnomelane) which is previous to the subsequent event. Nearly isopach folds (B2), some meters -in- size, with small drag folds refold the previous ones (B1) and the flow cleavage (S1). They exhibit a strain-slip cleavage (S2) parallel to the fold axial plane They strike N 70 to 80° E and do not exhibit a constant vergence. Thrusting of the slices as shown by mapping (fig. 6) is subsequent to the two previous events. The strike of the slices is NW-SE to NNW-SSE and their vergence is top -to- the SW to WSW.

· The Paikon zone. We have already described the structural pattern of the Paikon zone (§ 2, fig. 3). It results in a pile-up of S to SW dipping slices. The degree of cristallinity in the late Cretaceous carbonate formations increases from the top to the bottom. In the lower slices, the late Cretaceous Rudist bearing marbles exhibit a flow cleavage (S1) marked by the orientation of calcite and chlorite nearly parallel to the bedding plane ; relationships between the flow cleavage (S1) and shear planes (C) demonstrate a NNE vergence (fig. 4) This ductile deformation may evoluate in time to a ductile-brittle deformation having the same vergence. In the upper slices deformation is brittle. At pt. 16 (fig. 3) an upper slice overthrust the middle slice ; analysis of the kinematics of the fault shows two successive motions. The first one results from a reverse motion with a top -to- the NE vergence (arrow 1, pt 16) and a second one results from a dextral-strike slip motion due to a NNW-SSE shortening (arrow 2, pt 16).

· The Peonias zone. The structural pattern of the Peonias zone shown by geological mapping is constituted by NW-SE striking slices thrust westward as it has been already described for its western part constituted by the Kastaneri and Evzoni-Guevgueli units (§ 1, fig. 3). Thus, here we only present the successive deformations which affect the late Jurassic and the late Cretaceous formations of these units (Vergely, 1984 ; Vergely and Mercier, 2000).

The Kastaneri sheet is thrust westward onto the tectonic slices of the western Paikon whose vergence is toward the NE to NNE (see § 2). The late Jurassic limestones at the base of the Kastaneri sheet are folded. A weak flow-cleavage is marked by the orientation of white micas, quartz and calcite ; relations between this cleavage (S1) and the bedding planes (S0) show a top -to- the NNW vergence (arrow 2, pt 23, fig. 3). A similar cleavage and vergence is observed in the lower Cretaceous flysch below the thrust. This flow-cleavage (S1) is deformed by folds (B2) several 10 m -in- size having a strain-slip cleavage (S2) parallel to the axial planes. These folds strike N 120-140°E and their vergence is top -to- the SW (arrow 3, pt 23, fig. 3). The Evzoni-Guevgueli ophiolitic sheet, with a sole of amphibolites, is thrust onto the late Cretaceous limestones of the Kastaneri sheet

(fig. 3). The mylonitic synmetamorphic deformations affecting the sole of amphibolites are considered as previous to the late Cretaceous and related to the late Jurassic obduction of the ophiolites (Vergely, 1984).

In the median part of the Peonias zone late Lutetian - early Priabonian (~40 My) neritic limestones rest unconformably with a high angle (~50°) discordance onto the Jurassic to early Cretaceous formations of the Peonias slices (Mercier, 1968). Thus, these have been thrust before the late Lutetian - early Priabonian, during the tectonic events either of early Cretaceous age or subsequently to the late Cretaceous. More to the north in the previous F. Y. R. of Macedonia, the gneisses and serpentinites of the Serta region are thrust onto the molassic deposits of the «Vardar molassic trough» of Priabonian to early Oligocene age (~34-36 My) (Mercier, 1968) attesting that thrusting in the Axios-Vardar zone has continued until the early Oligocene.

Thus, analyses of the successive deformations which affect the late Cretaceous - Paleogene deposits of the Axios-Vardar zone have shown three successive tectonic events we have conveniently named CT1, CT2, CT3 (Mercier and Vergely, 1972 ; Vergely, 1984) ; these might be successive events of a continuous deformation. The events CT1 and CT2 are essentially characterized by folding and the event CT3 by brittle deformation resulting in thrusting. During the CT1 folding event a regional metamorphism of low grade greenschist facies affects the Almopias and Paikon zones. In the Almopias zone the vergence of the folds striking N 110-120° E is toward the SSW while the vergence of the slices in the Paikon zone is toward the NNE to NE, i.e in the opposite sense (fig. 2 A). We suggest that these opposite vergences may have been controlled by the opposite dips of synsedimentary normal faults on the western and eastern margins of the late Cretaceous Almopias trough. During the CT3 event, the late Cretaceous and the late Jurassic - early Cretaceous deposits of the Almopias zone are thrust westward and are detached from their Pelagonian substratum along the serpentinite level of the late Jurassic ophiolitic sheet. Paleogeographic arguments (§ 3.1) and the occurrence of Pelagonian marbles (Rizarion window, fig. 6) in the median Almopias units lead us to locate a major thrust between the Nea Zoi unit and the Mavrolakkos-Krania units. This should be the major thrust between respectively the Almopias trough with its Pelagonian substratum and the Paikon platform we suppose to have extended onto the eastern Almopias units. This major thrust could be inherited from a Jurassic subduction zone which have led to the late Jurassic obduction of the ophiolitic sheet onto the Pelagonian zone.

In the eastern Paikon, thrusting of the western Peonias sheets, appears to have begun during the CT2 event with a NNW vergence, eventually earlier during the CT1 event. Thrusting has continued (CT3 event) and the Kastaneri sheet southwestward overthrust the western Paikon slices.

· Age of the tectonic events subsequent to the late Cretaceous - Paleogene in the Axios-Vardar zone

The above tectonic events are subsequent to the flysch fm. of the Pelagonian and Almopias zones whose base contains a *Globotruncana* fauna of upper Maestrichtian age (~67-65 My). The event CT1 occurred under a regional low-grade greenschist metamorphism. The late Lutetian - Priabonian molassic formation of the «Vardar molassic trough» (Mercier, 1968) is free from any metamorphism. This suggests that the event CT1 is previous to the late Lutetian (~40 My). This is supported by some stratigraphic data in the previous F. Y. R. of Macedonia (Mercier, 1968 and ref therein). In the Tikvech basin, Priabonian molassic deposits unconformably rest upon metamorphic folded formations north of the Tzena massif (fig. 1A). West of the town Titov-Veles, in the lower course of the Babuna river, a coarse conglomerate unconformably rest upon a weakly metamorphosed, folded flysch of late Senonian age. This conglomerate passes upward to limestones and breccia with some marl levels bearing a *Globorotalia* fauna of lower Oligocene age (Bizon et al, 1966). Thus the first event CT1, possibly CT2, took place between about 65 and 40 My. Some radiometric data (see Mercier, 1968) coherent with the stratigraphic data have been obtained : 63 My (Rb/Sr method) for a white-mica quartzite of the Loutra Aridhea unit of the western Almopias zone, 40 My (K/Ar method) for a white mica micaschist of the Malarupa-Tzena massif and 43 My (39Ar/40 Ar method) for a chlorite bearing marble of the Livadia fm of the Paikon massif (P. Monnié, unpubl. data). The event CT3 is characterized by brittle deformation. In the previous F. Y. R. of Macedonia thrusts have been reactivated and affect the late Lutetian - Priabonian formations of the «Vardar molassic trough». We have suggested an upper Priabonian - lower Oligocene age (~34 My) for this event (Mercier, 1968). Westward thrusting of the Pelagonian crustal sheet, as defined by Mountrakis (1986), upon the Olympos zone occurred also during the Eocene (Godfriaux, 1968). Around the Olympos window a blueschist facies metamorphism is dated at 53-61 My (40 Ar/39 Ar method) and the authors date the thrusting of the blueschists onto the Olympos zone at 36-40 My (Shermer et al., 1990).

- The western border of the Serbo-Macedonian massif (the «circum Rhodope zone»)

Thrusting of the Serbo-Macedonian massif and of the Circum Rhodope zone subsequent to the late Cretaceous is observed at two places. In the F. Y. R. of Macedonia, west of Sopur, Serbo-Macedonian gneisses are thrust westward onto an Albian-Cenomanian formation (see § 3.1). South of the Doirani lake (Maltzakis et al.,

1993), the Permian - lower Triassic volcanic formation of the internal zone of the Circum-Rhodope is thrust westward onto rhyolites interbedded with cinerous tuffs bearing sporo-pollinic association of late Eocene - early Oligocene age.

South of Thessalonique, a complex pile-up of metasedimentary and metavolcanic units of Permian-lower Triassic to Jurassic age associated with cristalline and serpentinites slices is thrust westward. A synmetamorphic deformation affects slices of metalavas and metagabbros below the Thessalonique ophiolites. Syntectonic cristallisations characterized a HP-LT epidote-blueschist facies which is followed by post-tectonic cristallisations of quartz, lawsonite, stilpnomelane (Vergely, 1984). Above the ophiolites the Livadi epidote - blueschist facies (Michard et al., 1994) demonstrates a prograde HP-LT metamorphism (7-8 Kbar, 300-400°c). Analyses of the successive deformations (Vergely, 1984) suggest that this is the first, major penetrative deformation characterized by folds with flow cleavage and shear deformation resulting in mylonites having a SW vergence. A second tectonic event is characterized by folds several -100 m- in size having a strain-slip cleavage ; they strike WNW-ESE and have a SSW vergence. Subsequent deformations are brittle and associated with thrusts having a SW vergence.

The scarcity of deposits of late Cretaceous - Paleogene age makes difficult to date the successive deformations. The first event of HP-LT synmetamorphic deformation is reported to the late Jurassic (Vergely, 1984 ; Michard et al., 1994). The second event (Vergely, 1984) is probably equivalent to the deformation synchronous with a low grade greenschist facies metamorphism which affects a clastic formation passing upward to *Pseudocyclammina* bearing limestones of late Jurassic - early Cretaceous age (Ricou, 1965) which rests transgressively upon the Monopygadion granite, south of Thessalonique. This is possibly related to the CT1 event described above and the subsequent thrusts to the CT3 event.

4. CONCLUDING REMARKS : HOW MANY JURASSIC OCEANIC CRUST BASINS IN THE AXIOS-VARDAR ZONE ?

The most important conclusion resulting from the revision of the Paikon massif is that the ophiolites were already located in the Almopias zone before the late Cretaceous and even before the upper Jurassic - lower Cretaceous (Mercier et al., 1987 ; Galeos et al., 1994). May have they been thrust westward above the Paikon from the Peonias ophiolitic massifs during the late Jurassic ? A radiolarian fauna of Oxfordian age (» 152-144 My) has been recognized in the volcanic part of the Evzoni-Guevgueli ophiolitic complex (Danelian et al., 1996) and diorites (fig. 5) associated with this ophiolitic complex (Bebien, 1982) have been dated at 163 $\pm$ 3 My and 154 $\pm$ My (K/Ar method, Spray et al., 1984) i.e. of Bathonian-Callovian (160-154 My) age according to the I.U.G.S. 1989 time scale. They are intruded by the Fanos granitic massif dated at 153 $\pm$ 2 My (K/Ar and Rb/Sr methods, Borsi et al., 1966 ; Spray et al., 1984 ; Danalian et al., 1996). These ophiolites emerged and have been eroded before the Portlandien (135-140 My) (Mercier, 1968 ; Karras, in Maltzakis et al., 1993) before the late Kimmeridgian according to Staos (1993). Thus, the obduction of the Evzoni-Guevgueli ophiolites occurred during the late Jurassic phase JE 1 (Vergely, 1984) around the Oxfordian - Kimmeridgian limit. As the Evzoni-Guevgueli ophiolites, the spilitic-keratophyric volcanic formation (fig. 5) of the Paikon zone emerged, has been eroded and transgressively covered by Portlandian-Berriasian limestones ; yet no remnants of an ophiolitic sheet outcrop there. Moreover, the rhyolitic volcanic Kastaneri fm (fig. 5) of Kimmeridgian - Portlandian age outcrops in the eastern Paikon and again no ophiolitic remnants outcrop there. Thus, it appears really improbable, if not impossible, that an ophiolitic sheet, at least 5-10 km thick, may have thrust above the Paikon zone during the Kimmeridgian. In other words, it appears that an ophiolitic (oceanic) crust basin was located in the Almopias zone during the Jurassic.

New stratigraphical data (Staos et al., 1990) have shown that the Almopias trough initiated as soon as the Triassic period with pure radiolarite deposits followed by abyssal tholeite lavas and breccias interbedded with radiolarites and pelites of Callovian-Kimmeridgian age.

It has been suggested that the Paikon was an island arc and the Peonias zone a marginal basin (Mercier et al., 1975, Vergely, 1984, Bebien et al., 1987, Asvesta and Dimitriadis, 1992, Ferriere and Stais, 1995). This is supported by geochimical studies (Bebien et al., 1987, 1994). The spilitic-keratophyric and Livadia fm (fig. 5) consist of typical island arc tholeites and dacites. More to the east, the Kastaneri rhyolitic fm has rather characteristics of either calc-alkaline or anatectic rocks similar to those of the Fanos granite (see below).

The Peonias ophiolitic complex formed in a marginal basin probably within a transcurrent zone (Bebien, 1992, Vergely, 1984, Bebien et al., 1987). Their association with granites and migmatites suggests that they formed in a continental setting (Bebien, 1982, Zachariadou and Dimitriadis, 1994). They have geochemical

characters of abyssal or island arc tholeites (Bebien et al., 1987 and ref. therein, Michard et al., 1998). New stratigraphical data (Ferriere and Staos, 1995) show that rifting of the carbonate platform began in the Ladinian-Carnian (235-220 My) period and was followed by basic flows (Mercier, 1968) of Ladinian - late Triassic age. Expansion resulting in the formation of the ophiolitic complex has began at least during the Mid-Jurassic (172 $\pm$ 5 My, Kreuzer in Mussalam and Jung, 1986) and continued during the Callovian (163-154 My, Spray et al., 1984), - Oxfordian (Danelian et al., 1986). The ductile extension resulting in partial melting of the continental crust ceased by the Oxfordian (Zachariadou and Dimitriadis, 1994) as suggested by the 153 and 157 $\pm$ 5 My age of the Piyi and Karathodoro migmatites respectively (Rb/Sr method, Borsi et al., 1986). The obduction of the ophiolites of the Peonias on the Paikon arc and of Almopias zone on the Pelagonian platform occurred before the Portlandian (Mercier et al., 1975, fig. 2B1 ; Pichon et al., 1975 ; Galeos et al., 1994).

The Serbo-Macedonian massif has been considered as a continental basement (Kockel and Mollat, 1977), as the eastern marge of the Peonias zone (Mercier, 1968). But recent studies has completely renewed the ideas on this massif. Indeed the Rhodopian and Serbo-Macedonian massifs are a pile-up of continental nappes thrust toward the West (Papanikolaou and Panagopoulos, 1981 ; Burg et al., 1995 ; Mposkos et al., 1994 and ref. therein). An early HP-LT metamorphism documented by eclogitic relics has been evidenced (Liati, 1986 ; Mposkos, 1989). It is reported to an eohellenic event (Liati and Mposkos, 1990). The Circum Rhodope nappes overlie the Rhodopian domain (Papanikolaou, 1981, Mposkos, 1989), there a low grade HP-LT metamorphism (Mussalam and Jung, 1986, Michard et al., 1994) has been also reported to an eohellenic event due to an arc-continent collision (Michard et al., 1998). It has been suggested that the meta-ophiolites (included meta-ultrabasites, Mposkos et al., 1994) associated with Rhodopian and Circum Rhodopian continental nappes may have their homeland east of the Serbo-Macedonian massif. In the Hellenides this topics is the most important challenge in the next years. A single ophiolitic suture is not a necessity. Several ophiolitic belts of different ages have been evidenced elsewhere as in Iran and Tibet.

REFERENCES

ASVESTA, A.& DIMITRIADIS, S. 1992. Sedimentation and magmatism related to the opening of a Mesozoic oceanic basin in the Axios (Vardar) zone. 6th Congr. geol. Soc. Greece, Athens, 10-11.

BEBIEN, J., 1982. L'association ignée de Guevgueli (Macédoine grecque), expression d'un magmatisme ophiolitique dans une déchirure continentale. Unpblished Thèse Doctorat d'Etat, University of Nancy (France), 470 pp.

BEBIEN, J., BAROZ, F., CAPREDI, S. & VENTURELLI, G. 1987. Magmatismes basiques associés à l'ouverture d'un bassin marginal dans les Hellénides internes au Jurassique. Ophioliti 12(1), 53-70.

BEBIEN, J., PLATEVOET, B., & MERCIER, J. 1994. Geodynamic significance of the Paikon massif in the Hellenides : contribution of the volcanic rocks studies. Bull. geol. Soc. of Greece, XXX/1, 63-67.

BIZON, G., IVANOV, T., MERCIER, J. & PENDJERKOVSKI, J. 1966. Découverte d'une microfaune d'âge oligocène inférieur dans le Paléogène du sillon du Vardar (cours inférieur de la Babuna, Macédoine yougoslave). Congr. des géol. yougosl. Ohrid 1966, Stampa geokarta, Beograd, 2, 142-147.

BONNEAU, M., GODFRIAUX, I., MOULAS, I., FOURCADE, E. & MASSE, J. P., 1994. Stratigraphie et structure de la bordure orientale de la double fenêtre du Païkon (Macédoine, Grèce). Bull. geol. Soc. Greece, XXX/1, 105-114.

BORSI, S., FERRARA, G., MERCIER, J. 1966. Mesure d'âge par la méthode Rb/Sr des granites filoniens de Karathodoro (zones internes des Hellénides, Macédoine centrale, Grèce). Congr. des geol. yougosl. Ohrid 1966, Stampa geokarta, Beograd, 2, 5-10.

BRAUD, J., 1967. Stratigraphie, tectonique, métamorphisme et ophiolites dans le Vermion septentrional (Macédoine, Grèce). Unpublished thèse 3e cycle, University of Paris, 213 pp.

BRUNN, J. H., 1982. Geological map of Greece, Veroia sheet, scale 1:50 000, I.G.M.E., Athens.

BROWN, S. & ROBERTSON, A. 1994. New structural evidence from the Mesozoic - early Tertiary Paikon unit, Northern Greece, Bull. geol. Soc. of Greece, XXX/1, 159-170.

BURG, J. P., GODFRIAUX, I. & RICOU, L. E. 1995. Extension of the Mesozoic Rhodope thrust in the Verstikos-Kerdilion Massifs (Northern Greece). C. R. Ac. Sci. Paris, 320, II, 889-896.

DANALIAN, T., ROBERTSON, A. H. R. & DIMITRIADIS, S. 1996. Age and significance of radiolarian sediments within basic extrusives of the marginal basin Guevgueli Ophiolites (northern Greece). Geol. Mag., 133 (2), 127-136.

DAVIS, E., HATZIKIRIOU, A., PAVLOPOULOS, A., TSAGALIDIS, A. & GRAPTZO, F. 1988. Recherches sur les roches volcaniques de Kastanéri et leur signification métallogénique. Unpublished report, I.G.M.E., Athens (in Greek).

FERRIERE, J. & STAIS, A. 1995. Nouvelle interprétation de la suture téthysienne vardarienne d'après l'analyse des séries de Péonias (Vardar oriental, Hellénides internes. Bull. Soc. géol. France, 166/4, 327-339.

GALEOS, A., POMONI-PAPAIONNAOU, F., TSAILA-MONOPOLIS, S., TURNSEK, D. & IOAKIM, CHR. 1994. Upper Jurassic-lower Cretaceous «Molassic type» sedimentation in the western part of Almopia subzone, Loutra Aridhea unit (Northern, Greece). Bull. geol. Soc. of Greece, XXX/1, 171-192.

GODFRIAUX, I. 1968. Etude géologique de la région de l'Olympe (Grèce). Ann. géol. Pays Hell., 19, 281 pp.

GODFRIAUX, I. & RICOU, L. E. 1991. Le Païkon, une fenêtre tectonique dans les Hellénides internes (Macédoine, Grèce). C. R. Acad. Sci., Paris, 313, II, 1479-1484.

KOCKEL, F. & MOLLAT, H. 1977. Erläuterungen zur geologischen Karte der Kalkidiki und angrenzender Gebiete 1/100.000 (Nordgriechenland). Bund. Geowiss. Rohst., Hannover, 119 p.

KOSSMAT, F. 1924. Geologie der Zentralen Balkanhalbinsel. Die Kriegsschauplätze 1914-1918, Geologisch dargestellt, Borntraeger, Berlin, 12, 198 p.

LIATI, A. 1986. Regional metamorphism and overprinting contact metamorphism of the Rhodope zone near Xanthi (N. Greece). Diss. Technic University of Braunschweig, 186 pp.

LIATI, A. & MPOSKOS, E. 1990. Evolution of the eclogites in the Rhodope zone of northern Greece, Lithos, 25, 89-99.

MALTZAKIS, F., KOCKEL, F., IONNIDES, K. & MERCIER, J. L. 1993. Geological map of Greece, Evzoni sheet, scale 1:50 000, I.G.M.E., Athens.

MERCIER, J. L., 1968. Etude géologique des zones internes des Hellénides en Macédoine centrale (Grèce). Thèse doc. d'Etat, Université de Paris, 1966 and Ann. géol. Pays Hellén., 20, 792 pp.

MERCIER, J. L. & VERGELY, P. 1972. Le mélanges ophiolitiques de Macédoine (Grèce) : décrochements d'âge anté-Crétacé supérieur. Z. Deutsch. geol. Ges., Hannover, 123, 469-489.

MERCIER, J. L. & VERGELY, P. 1995. Le massif du Païkon est-il une fenêtre tectonique dans la zone de l'Axios-Vardar (Macédoine, Grèce) ? C. R. Ac. Sci., Paris, 320, II, 765-772.

MERCIER, J. L., VERGELY, P. & BEBIEN, J. 1975. Les ophiolites helléniques obductées au Jurassique supérieur sont-elles des vestiges d'un Océan téthysien ou d'une mer marginale péri-européenne ? C. R. somm. Soc. géol. France, 4, 108-112.

MERCIER, J. L., VERGELY, P. & GALEOS, A. 1987. Geological map of Greece, sheet Arnissa, 1;50 000 scale. I.G.M.E., Athens.

MERCIER, J. L., VERGELY, P., BEBIEN, J. & SIMEAKIS, K. 2001. Geological map of Greece, sheet Jannitsa, scale 1:50 000, I.G.M.E., Athens (in print).

MICHARD, A., GOFFE, B., LIATI, A. & MOUNTRAKIS, D. 1994. Découverte du faciès schiste bleu dans les nappes du Circum Rhodope : un élément d'une ceinture HP-BT éohellénique en Grèce septentrionale ? C. R. Acad. Sci. Paris, 318, II, 1535-1542.

MICHARD, A., FEINBERG, H. & MONTIGNY, R. 1998. Supra-ophiolitic formations from the Thessaloniki nappe (Greece), and associated magmatism : an intra-oceanic subduction predates the Vardar obduction. C. R. Acad. Sci., Paris, 327, 493-499.

MOUNTRAKIS, D. 1986. The pelagonian zone in Greece : a polyphase deformed fragment of the Cimmerian continent and its role in the geotectonic evolution of the Eastern Mediterranean. J. Geol., 94, 335-347.

MPOSKOS, E. 1989. High-pressure metamorphism in gneisses and pelitic schists in East Rhodope zone (N. Greece). Mineral. Petrol., 41, 337-351.

MPOSKOS, E., PERDIKATZIS, V., ILIADIS, A. 1994. Petrology of metamorphic ultrabasic rocks in the upper tectonic unit of Eastern Rhodope. A contribution to the metamorphic evolution of the Rhodope zone (N. Greece). Bull. geol. Soc. of Greece, XXX/1, 241-254 (In Greek, English abstract).

MUSSALLAM, K. & JUNG, D. 1986. Petrology and geotectonic significance of sialic rocks preceding ophiolites in the eastern Vardar zone, Greece. Tschermaks Min. Petr. Mitt., 35, 217-242.

OSSWALD, K. 1931. Geologische Ubersicht Karte von Griech-Makedonien (Blatt I u. II) 1:300 000 Griech. Geolog. Landesanstalt, Athens.

OSSWALD, K. 1938. Geologische Geschichte von Griechisch - Nord Makedonien. Denksch. der Geol. Landesanstalt von Griechenland, 3, Athens.

PAPANIKOLAOU, D. J. 1981. Some problems concerning correlations within the metamorphic belts of the Pelagonian and the Rhodope. IGCP Project 5, Newsletter 3, 119-123.

PAPANIKOLAOU, D. J. & PANAGOPOULOS, A. 1981. Observations on the structural style of S. Rhodope. I.G.C.P. N22, Sofia, Geol. Balcanica, 11, 12-22.

PICHON, J. F. & LYS, M. 1976. Sur l'existence d'une série du Jurassique supérieur à Crétacé inférieur surmontant les ophiolites, dans les collines de Krapa (Massif du Vourinos, Grèce). C. R. Acad. Sci., Paris, 282, D, 523-526.

POLIC, A., JENKO, K. & JOLIC, D. 1952. Bericht über die geologische Kartierung im weiteren Gebiet von Demir Kapija. Bull. Inst. geol. Rep. Macedoine, Skopje, 3, 3-22.

RICOU, L. E. 1965. Contribution à l'étude géologique de la bordure sud-ouest du Massif Serbo-Macédonien aux environs de Thessalonique, Thèse 3e cycle, Université de Paris, 121 pp.

RICOU, L. E. & GODFRIAUX, I. 1995. Mise au point sur la fenêtre multiple du Païkon et la strucsture du Vardar en Grèce. C. R. Acad. Sci. Paris, 321, IIa, 601-608.

SHARP, I. & ROBERTSON A. 1992. Evidence for Turonian Rift related extensional subsidence and Tertiary backthrusting : the Almopias and Paikon isopic zones, northern Greece. 6th Congr. geol. Soc. Greece, Athens, 107-108.

SHARP, I. & ROBERTSON, A. 1994. Late Jurassic - lower Cretaceous oceanic crust and sediment of eastern Almopias zone, NW Macedonia (Greece) ; implications for the evolution of the eastern «internal» Hellenides. Bull. geol Soc. of Greece, XXX/1, 47-61.

SHERMER, E. R., LUX, D. R. & BURCHFIELD, B. C. 1990. Temperature-time history of subducted continental crust, Mt Olympos region, Greece. Tectonics, 9, 1165-1195.

SPRAY, J. G., BEBIEN, J., REX, D. C. & RODDICK, J. C. 1984. Age constraints on the igneous and metamorphic evolution of the Hellenic-Dinaric ophiolites. In : DIXON, J. E. & ROBERTSON, A. H. F. (Eds.), The geological evolution of the Eastern Mediterranean. Geol. Soc. London Spec. Publ., 17, 619-627.

STAIS, A. 1993. Evolution geodynamique des bassins mésozoïques vardariens : domaines de Péonias et d'Almopias (Hellénides internes, Macédoine centrale, Grèce). Thèse 3e cycle, Université de Lille, France, 247 pp.

STAIS, A., FERRIERE, J., CARIDROIT, M., DE WEVER, P., CLEMENT, B. & BERTRAND, J. 1980. Données nouvelles sur l'histoire anté-obduction (Trias - Jurassique) du domaine d'Almopias (Macédoine, Grèce). C. R. Acad. Sci., Paris, 310, 1475-1480.

VERGELY, P. 1984. Tectonique des Ophiolites dans les Hellénides internes (déformations, métamorphismes et phénomènes sédimentaires). Conséquence sur l'évolution des régions téthysiennes occidentales. Thèse doc. d'Etat, Université Paris XI-Orsay, 661 pp.

VERGELY, P. & MERCIER, J. L. 2000. Données nouvelles sur les chevauchements d'âge post-Crétacé supérieur dans le massif du Païkon (zone de l'Axios-Vardar, Macédoine, Grèce) : un nouveau modèle structural. C. R. Acad. Sci. Paris, 330, 555-561.

ZACHARIADOU, S. & DIMITRIADIS, S. 1994. Crustal extension and partial melting possibly related to the opening of a marginal basin. The pelitic migmatites of Piyi and Karathodoro, Macedonia, Greece. Bull. geol. Soc. of Greece, XXX/1, 271-284.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/6, 2113-2126, 2002 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/6, 2113-2126, 2002
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΟΥ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΟΡΟΓΕΝΟΥΣ. ΓΕΩΜΕΤΡΙΑ ΚΑΙ ΚΙΝΗΜΑΤΙΚΗ ΤΗΣ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗΣ*

Δ. ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ[1]

ΣΥΝΟΨΗ

Το Ελληνικό ορογενές είναι σύνθετο από τρεις ορογενετικές λωρίδες: 1) Την Κιμμερική ορογενετική λωρίδα που είναι η εσωτερικότερη και διαμορφώθηκε πριν το Άνω Ιουρασικό από τις κινήσεις των Κιμμερικών μικροπλακών και τη συγκόλησή τους στην Ευρασία, 2) Την Αλπική ορογενετική λωρίδα που διαμορφώθηκε την περίοδο Κρητιδικού-Παλαιογενούς από την κίνηση της Απουλίας μικροπλάκας, τη σύνθλιψη του ωκεανού της Νέο-Τηθύος και την ενσωμάτωσή της στην ενιαία πλάκα Κιμμερικής-Ευρασίας, 3) την Μεσογειακή ορογενετική λωρίδα που διαμορφώθηκε το Μειόκαινο-Πλειόκαινο από τη συνεχιζόμενη υποβύθιση της Μεσογειακής πλάκας κάτω από την εννιαία Αλπική-Κιμμερική-Ευρασιατική πλάκα και εντοπίζεται στο Εξωτερικό Τμήμα του Ελληνικού Ορογενετικού τόξου με τα μεγάλα τεκτονικά παράθυρα της Κρήτης και της Νότιας Πελοποννήσου. Η τεκτονική ανάλυση και οι μελέτες της γεωμετρίας και της κινηματικής των παραμορφώσεων οδηγούν στο συμπέρασμα ότι υπάρχει μια συνεχής μετανάστευση του τεκτονισμού προς τα Εξωτερικά του Ελληνικού Τόξου με τις διαδοχικές φάσεις συμπίεσης-εφελκυσμού, την κατάρρευση του διογκωμένου φλοιού και την αποκάλυψη βαθύτερων τμημάτων του φλοιού ως τεκτονικών παραθύρων.

ABSTRACT

The Hellenic orogen consists of three orogenic belts: 1) the Cimmerian orogenic belt, including Rhodopian, Serbomacedonian, Circum Rhodope, Axios and Pelagonian zones, is the internal belt which has been created in pre-Late Jurassic times as a result of the northward drift of Cimmerian contrinental fragments from Gondwana towards Eurasia. Ophiolites from small ocean basins were mainly emplaced onto the Cimmerian continental margins in Middle Jurassic. 2) the Alpine orogenic belt, including External Hellenides and Pindos-Subpelagonian ophiolites and oceanic sediments (Neo-Tethyan), which has been created in Cretaceous-Paleogene times after the subduction of the Neotethyan oceanic crust beneath the Cimmerian-Eurasian plate and the collision of the Apulian microplate to the later, 3) the Mesogean orogenic belt along the External Hellenic orogenic arc as a result of the Mesogean-African underplate beneath the unique Alpine-Cimmerian-Eurasian plate in Miocen-Pliocene times and the exhumation of the Cretan-Southern Peloponesus tectonic windows. Structural analysis and detailed studies of the geometry and kinematics suggest that during Alpine-Mesogean orogenic process a SW-ward migration of successive complessional and extensional tectonic events took place resulted of successive subductions. Thus, crustal thickening produced by compressional tectonics in each area was followed by an extensional exhumation of underplate rocks as tectonic windows.

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: Ορογενετική εξέλιξη, Κιμμερική, Αλπική, Μεσογειακή Ορογενετικές ζώνες. Γεωμετρία, Κινηματική, συμπιεστική, εφελκυστική τεκτονική.

KEY WOOD: Orogenic evolution, Cimmerian, Alpine, Mesogean orogenic belts. Geometry, Kinematics, compressional, extensional tectonics.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Το Ελληνικό Ορογενές τμήμα το μεγάλου Αλπικού Ορογενούς όπως αυτό αναφέρεται ιστορικά (Brunn 1956, Aubouin 1959, Dercourt 1964, Mercier 1968, Godfriaux 1968, Kockel & Mollat 1976) από την εποχή του Αλπικού γεωσυγκλίνου και αποτελούμενο από τις γνωστές Γεωλογικές ζώνες, σήμερα έχει αποδειχθεί και γίνεται γενικά αποδεκτό ότι αποτελεί ένα σύνθετο ορογενετικό οικοδόμημα που δημιουργήθηκε κατά την εξέλιξη σε διάφορες γεωλογικούς περιόδους και η οριστική του συγκρότηση ολοκληρώθηκε με αλλεπάλληλες τεκτονικές διεργασίες στις περιόδους αυτές.

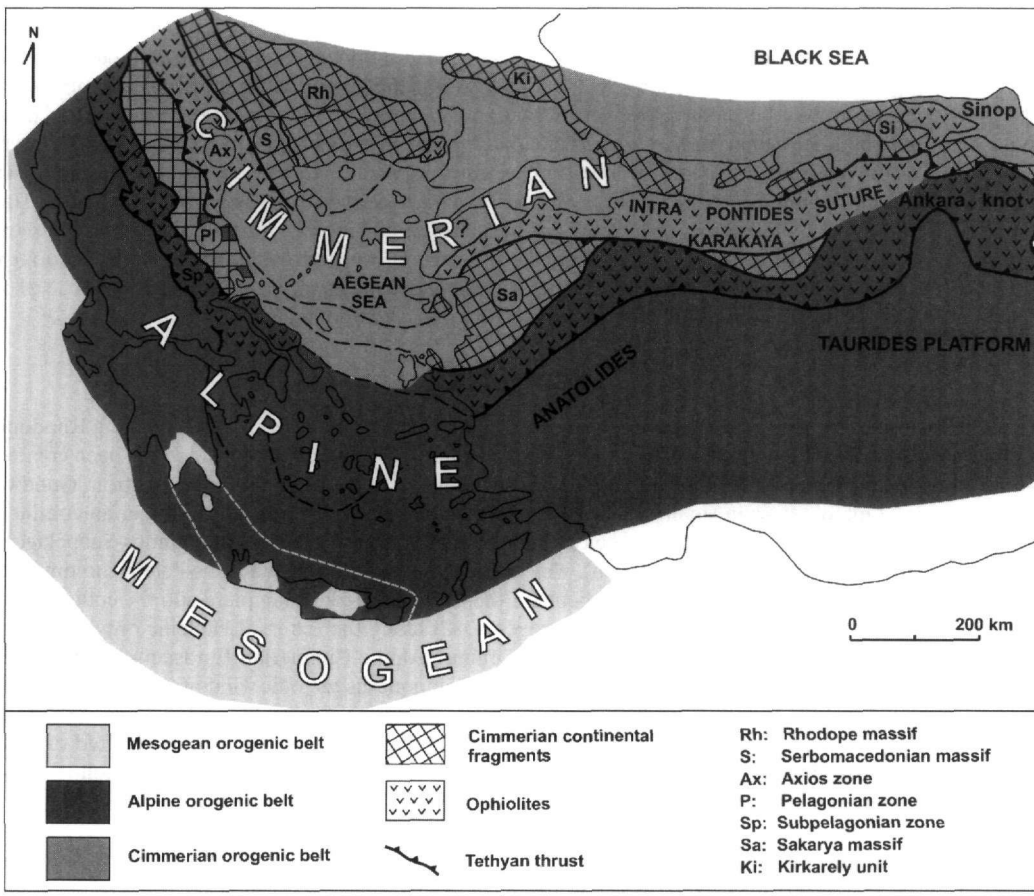
* TECTONIC EVOLUTION OF THE HELLENIC OROGEN. GEOMETRY AND KINEMATICS OF THE DEFORMATION

[1] Καθηγητής Α.Π.Θ.. 54006 - Θεσσαλονίκη

Στη συνέχεια θα αναλυθεί το σύνθετο Ελληνικό ορογενές με βάση τη γενικότερα επικρατούσα σήμερα επιστημονική άποψη, αλλά λαμβάνοντας υπ΄ όψη και τις διαφορετικές γνώμες που έχουν εκφρασθεί τα τελευταία χρόνια για τη γεωδυναμική εξέλιξη του Αιγαίου και γενικότερα της Ανατολικής Μεσογείου (Mercier et al 1975, Jacobshagen et al 1978, Mountrakis 1982, 1983, 1984, Papanikolaou 1984, Sengφr et 1984, Godfriaux & Ricou 1991, Bebien et al 1994, Ferriere & Stais 1995, Vavasis et al 2000, Vergely and Mercier 2000).

2. ΤΟ ΣΥΝΘΕΤΟ ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΟΡΟΓΕΝΕΣ

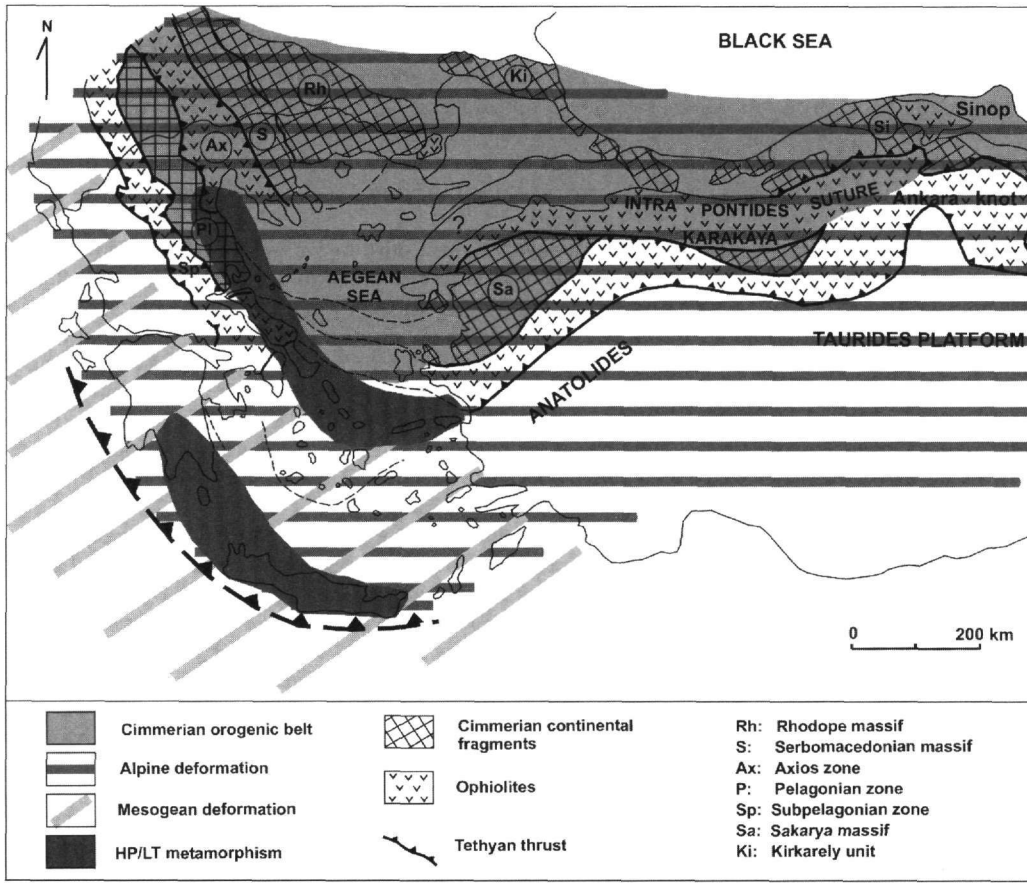
Σήμερα γίνεται γενικότερα αποδεκτό ότι το Ελληνικό Ορογενές συγκροτείται από την Κιμμερική Ορογενετική Λωρίδα στα εσωτερικά του τόξου, την Αλπική Ορογενετική Λωρίδα και την πιο εξωτερική Μεσογειακή Ορογενετική Λωρίδα. (σχ. 1).



Σχ. 1. Χάρτης που δείχνει τις τρεις ορογενετικές λωρίδες του Ελληνικού Ορογενούς και την επέκτασή τους στο χώρο της Μικράς Ασίας. Η κατανομή των Κιμμερικών ηπειρωτικών τεμαχών και των οφειολιθικών συρραφών βασίζεται στις εργασίες Mountrakis 1986, 1994.

Fig. 1. Structural sketch-map showing the three orogenic belts of the Hellenic Orogen and their extension to the Minor Asia region. Cimmerian continental fragments and ophiolitic sutures after Mountrakis 1986 and 1994.

Η Κιμμερική Ορογενετική Λωρίδα διαμορφώθηκε πριν το Άνω Ιουρασικό από τις κινήσεις της Κιμμερικής ηπειρωτικής πλάκας (ή των επιμέρους Κιμμερικών μικροπλακών), τη σύγκλιση και την ενσωμάτωσή τους στην Ευρασιατική πλάκα (Μουντράκης 1994), την σύνθλιψη και καταστροφή του ωκεάνιου φλοιού των λεκανών του παλιού ωκεανού της Τηθύος, διεργασίες που οδήγησαν στον πρώτο εμφανή έντονο τεκτονισμό των πετρωμάτων. Οριστικοποιήθηκε επομένως η ηπειρωτική σύγκρουση και συγκόλληση των Κιμμερικών ηπειρωτικών τεμαχών σε μια ενιαία πλέον Κιμμερική-Ευρασιατική ηπειρωτική πλάκα (Mountrakis 1983, 1986, 1994,



Σχ. 2. Τεκτονικό σκαρίφημα που δείχνει το χώρο εξάπλωσης της τεκτονικής δράσης κάθε μιας από τις τρεις ορογενετικές περιόδους και την επικάλυψη των παραμορφώσεων της μιας επί της άλλης.
Fig. 2. Structural sketch-map showing the area covered by the orogenic process of each orogenic belt and the deformation overprint of each one to the other.

Robertson and Dixon 1984, Sengφr 1984, Robertson et al 1996). Όλες αυτές οι τεκτονικές διεργασίες ολοκληρώθηκαν πριν το Άνω Ιουρασικό με τη δημιουργία της **Κιμμερικής** ορογενετικής λωρίδας (ή **Κιμμερικής Ελλάδας**) που περιλαμβάνει τα παλιά ηπειρωτικά τεμάχη των ζωνών Πελαγονικής, Ροδόπης, Σερβομακεδονικής και τα αντίστοιχα ιζηματογενή καλύμματα αυτών και βέβαια αντίστοιχα ηπειρωτικά τμήματα στην Μ. Ασία (Ποντίδες, Sakarya, Kircarli κ.ά.), καθώς και τις ενδιάμεσες ζώνες των ωκεανίων πετρωμάτων ή ηπειρωτικών περιθωρίων (ζώνες Αξιού, Περιροδοπικής, Intrapondides κ.ά.).

Η Αλπική Ορογενετική Λωρίδα διαμορφώθηκε γενικά την περίοδο Κρητιδικού-Παλαιογενούς από την κίνηση της Απουλίας ηπειρωτικής μικροπλάκας και την ενσωμάτωσή της στην Κιμμερική-Ευρασιατική ήπειρο που είχε διαμορφωθεί πριν το Άνω Ιουρασικό. Όλες οι τεκτονικές διεργασίες που έλαβαν χώρο στο Κρητιδικό-Παλαιογενές με τη σύγκλιση Απουλίας-Κιμμερικής, την καταστροφή του ενδιάμεσου ωκεανού της Νεοτηθύος, την τοποθέτηση των οφειολίθων και την τελική ηπειρωτική σύγκρουση των πλακών συνιστούν την Αλπική Ορογενετική διεργασία που κατέληξε στη συγκόλληση της Απουλίας στην ενιαία πλέον Αλπική-Κιμμερική-Ευρασιατική ηπειρωτική πλάκα. Δημιουργήθηκε έτσι στην Ελλάδα μια νέα Ορογενετική Λωρίδα η Αλπική, η οποία περιλαμβάνει τα ωκεάνια πετρώματα της Νέο-Τηθύος (ζώνες Πίνδου-Υποπελαγονικής) που διέφυγαν την υποβύθισή τους κάτω από την Κιμμερική-Ευρασιατική πλάκα, καθώς και τα ανθρακικά πετρώματα ηπειρωτικής πλατφόρμας της Απουλίας ή ηπειρωτικού περιθωρίου ηλικίας Μεσοζωϊκού-Παλαιογενούς (Εξωτερικές Ελληνίδες ζώνες Γαβρόβου-Ιονίου-Προαπουλίας).

Η νεότερη Μεσογειακή Ορογενετική Λωρίδα που εντοπίζεται στο Εξωτερικό Τμήμα του Ελληνικού Ο-

ρογενετικού Τόξου, στις περιοχές Νότιας Πελοποννήσου και Κρήτης, διαμορφώθηκε την περίοδο Μειοκαίνου-Πλειοκαίνου από τη συνεχιζόμενη υποβύθιση της Μεσογειακής-Αφρικανικής πλάκας κάτω από την ενιαία Αλπική-Κιμμερική-Ευρασιατική πλάκα που είχε διαμορφωθεί προηγουμένως, και την ισχυρή τεκτονική παραμόρφωση που προκάλεσε στο Εξωτερικό Τμήμα του Αλπικού Ορογενετικού Τόξου με την ανύψωση και εκταφή στις περιοχές αυτές τμημάτων της υποβυθιζόμενης πλάκας υπό μορφή τεκτονικών παράθυρων.

Αυτά τα τεκτονικά παράθυρα και τα περιβάλλοντα πετρώματα που υποστήκαν την ισχυρή Μεσογειακή παραμόρφωση και ανύψωση αποτελούν τη Μεσογειακή Ορογενετική Λωρίδα που συμπληρώνει το Ελληνικό Ορογενές.

Καθοριστικό οδηγό στη διατύπωση αυτού του σχήματος της σύνθετης ορογένεσης του ελληνικού χώρου, αποτελούν οι δυο ζώνες μεταμόρφωσης υψηλής πίεσης/χαμηλής θερμοκρασίας (HP/LT) που τοποθετούνται σχεδόν παράλληλα (σχ. 2). Η 1η πρώτη ηλικίας 45 Ma (Ηωκαίνου), περιλαμβάνει τους γνωστούς γλαυκοφανιτικούς σχιστόλιθους που παρατηρούνται στα τεκτονικά παράθυρα κάτω από την Πελαγονική ζώνη (παράθυρα Ολύμπου, Ριζωμάτων, Κρανιάς, Όσσας, Πηλίου), στη Νότια Εύβοια, τις Κυκλάδες και τη Σάμο σχηματίζοντας ένα σαφές τόξο υψηλής πίεσης-χαμηλής θερμοκρασίας μεταμόρφωσης (Durr et al 1978, Blake et al 1981, Altherr et al 1982, Schermer 1990). Η 2η ηλικίας 25 Ma (Άνω Ολιγοκαίνου-Μειοκαίνου) παρατηρείται στα τεκτονικά παράθυρα της Κρήτης και της Νότιας Πελοποννήσου σχηματίζοντας ένα δεύτερο νεότερο εξωτερικό τόξο υψηλής πίεσης μεταμόρφωσης (Seidel et al 1982). Οι συνθήκες πίεσης και των δύο ζωνών ήταν 10-12 kb και υποδηλώνουν περιοχές σύγκλισης λιθοσφαιρικών πλακών και υποβύθισης.

Η διάκριση των τριών λωρίδων του Ελληνικού ορογενούς δεν σημαίνει βέβαια ότι η αντίστοιχη ορογένεση περιορίσθηκε μόνο στη συγκεκριμένη ορογενετική λωρίδα. Η Αλπική ορογένεση Κρητιδικού-Παλαιογενούς εκτός από την Αλπική λωρίδα επέδρασε σχεδόν καθολικά και σε ολόκληρη την περιοχή της Κιμμερικής Ελλάδας που είχε σχηματισθεί προηγουμένως (πριν το Άνω Ιουρασικό) προκαλώντας έντονες Αλπικές παραμορφώσεις. Επίσης η νεότερη Μεσογειακή ορογένεση δεν επέδρασε μόνο στο εξωτερικό μέρος της Αλπικής Ορογενετικής λωρίδας αλλά σε ολόκληρη την έκταση αυτής. Υπάρχει επομένως πλήρης επικάλυψη των τεκτονικών παραμορφώσεων των τριών ορογενετικών δράσεων όπως παραστατικά δείχνεται στο σχήμα 2.

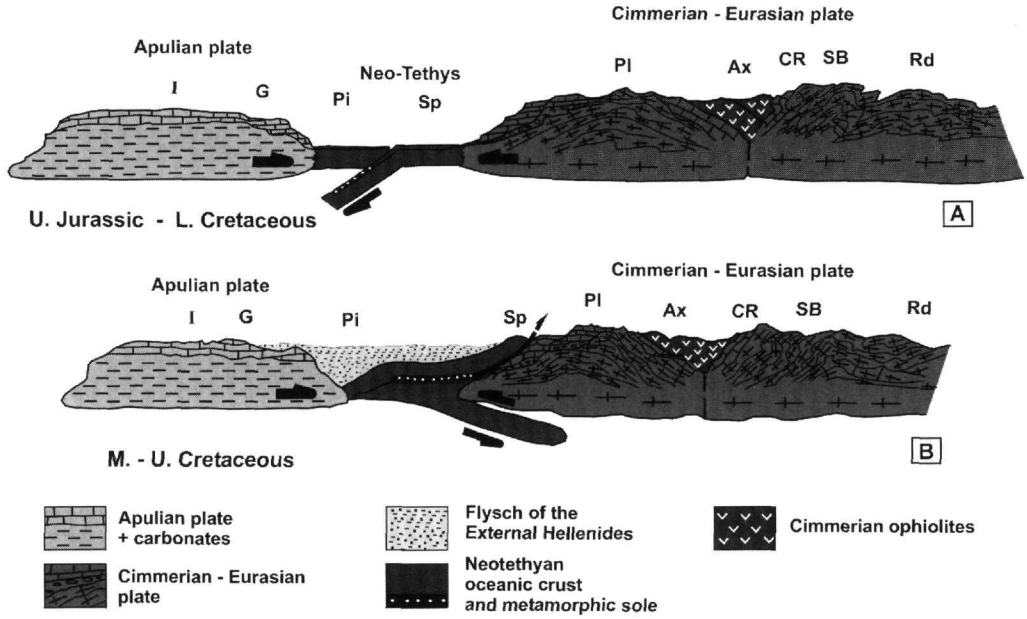
Θα εξετάσουμε στη συνέχεια αναλυτικά τις γεωδυναμικές κινήσεις που οδήγησαν στον τεκτονισμό κάθε μιας ορογενετικής λωρίδας χωριστά.

3. Η ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗ ΣΤΗΝ ΚΙΜΜΕΡΙΚΗ ΟΡΟΓΕΝΕΤΙΚΗ ΛΩΡΙΔΑ

Τα αποτελέσματα της Κιμμερικής ορογένεσης δεν είναι βέβαια εντυπωσιακά ορατά από την άποψη των μεγάλων δομών, διότι είναι οι παλιότερες και προφανώς έχουν αλλοιωθεί από τις μεταγενέστερες Αλπικές παραμορφώσεις οι οποίες εκτός από την Αλπική Ελλάδα έχουν επιδράσει και στον Κιμμερικό χώρο (Εσωτερικές Ελληνίδες και Ενδοχώρα) όπως θα εξηγηθεί στη συνέχεια. Αυτές οι Αλπικές παραμορφώσεις δεσπόζουν φυσικά ως νεότερες και στην Κιμμερική Ελλάδα.

Γενικά οι τεκτονικές δομές που παρατηρούνται σήμερα στον Κιμμερικό χώρο είναι σύνθετες από τις παραμορφώσεις που έγιναν σε διάφορες ορογενετικές περιόδους. Συγκεκριμένα αποτελούνται από:

1) Τις κληρονομούμενες παλιές (παλαιοζωϊκές) παραμορφώσεις που είχαν τα ηπειρωτικά τεμάχη τα οποία συνθέτουν σήμερα τον Κιμμερικό χώρο. Παλιές συμμεταμορφικές ισοκλινείς πτυχές των κρυσταλλοσχιστωδών πετρωμάτων και ειδικότερα αυτές που εντοπίσθηκαν μέσα σε σχιστολιθικά πετρώματα που αφομοιώθηκαν και βρίσκονται εγκλωβισμένα μέσα σε Άνω Παλαιοζωϊκούς γρανίτες (Μουντράκης 1983).
2) Τις παραμορφώσεις που προκλήθηκαν κατά τη σύγκλιση των Κιμμερικών τεμαχών με την Ευρασία στη διάρκεια Τριαδικού-Ιουρασικού και την τελική ηπειρωτική σύγκρουσή τους που δημιούργησε την ενιαία πλάκα Κιμμερικής-Ευρασίας. Πολλές έρευνες έχουν γίνει για να διαπιστωθούν οι παλιές αυτές Κιμμερικές δομές, η γεωμετρία τους και ενδεχόμενα η κινητική τους με όχι πολύ πλούσια αποτελέσματα. Κυρίως στη μελέτη των πτυχών επικεντρώθηκαν οι έρευνες, ιδιαίτερα σ΄ αυτές που πιθανόν συνδέονται με την υποβύθιση του παλιού ωκεάνιου φλοιού της ζώνης Αξιού, την τοποθέτηση των οφειολίθων πάνω στα τότε Κιμμερικά ηπειρωτικά περιθώρια και την τελική Ιουρασική σύγκρουση. Διαπιστώθηκαν πτυχές ισοκλινείς με άξονες ΒΔ-ΝΑ και απόκλιση προς ΝΔ, κυρίως στο χώρο της Πελαγονικής, συνδεδεμένες με την παλιά τοποθέτηση των οφειολίθων της ζώνης Αξιού πάνω στην Πελαγονική. Διαπιστώθηκε η συμμεταμορφική ανάπτυξη αυτών των πτυχών με μια προ-αλπική (προ Κρητιδική) μεταμόρφωση αμφιβολιτικής έως κάτω πρασινοσχιστολιθικής φάσης (Vergely 1984, Mountrakis 1986, Michard et al 1994, 1998).
3) Τις Αλπικές παραμορφώσεις, κυρίως εφελκυστικές πλαστικές δομές που προκλήθηκαν αργότερα στον Κιμμερικό χώρο από την επίδραση της σύγκλισης της Απουλίας μικροπλάκας με την Εννιαία Κιμμερική-Ευρασιατική πλάκα και τη διαδικασία υποβύθισης του ωκεανού της Νέο-Τηθύος κάτω από το Κιμμερικό παρα-



Σχ. 3. Σχηματικές τομές που αναπαριστούν τη γεωδυναμική εξέλιξη των Ελληνίδων κατά τη διάρκεια της πρώτης περιόδου της Αλπικής ορογένεσης. Δείχνονται επίσης η ενδοωκεάνια υποβύθιση της Νέο-Τηθύος που οδηγεί στο σχηματισμό της μεταμορφικής σόλας, η υποβύθιση του ωκεάνιου φλοιού κάτω από την ενιαία Κιμμερική-Ευρασιατική ηπειρωτική πλάκα και η τεκτονική τοποθέτηση των οφειολίθων στο Κιμμερικό (Πελαγονικό) ηπειρωτικό περιθώριο.

Fig. 3. Cross-sections showing plate motion reconstruction of the Hellenides during the first period of the Alpine orogenic process. The Neo-Tethyan intraoceanic subduction producing the metamorphic sole, the subduction of the oceanic crust beneath the Cimmerian-Eurasian plate and the obduction of the ophiolites onto the Cimmerian (Pelagonian) continental margin are also shown.

μορφώσιμο περιθώριο της Ευρασίας. Αυτές οι αλπικές διεργασίες προκάλεσαν ισχυρές παραμορφώσεις στην Κιμμερική Ελλάδα και είναι αυτές σήμερα που δεσπόζουν αφού υπερκάλυψαν τις παλιότερες (Papanikolaou and Panagopoulos 1981, Kilias and Mountrakis 1990, Ricou et al 1998, Liati and Gebauer 1999, Mposkos and Krohe 2000).

Συμπερασματικά πρέπει να τονισθεί ότι γενικά οι μελέτες της γεωμετρίας των παλιών πτυχών της Κιμμερικής παραμόρφωσης δεν κατέληξαν σε σαφείς και πειστικές απαντήσεις για την κινηματική εξέλιξη των Κιμμερικών τεμαχών και του τελικού Κιμμερικού ορογενούς. Υπάρχει βέβαια ένας επίμονος προσανατολισμός των Ιουρασικών πτυχών στη ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση αξόνων γενικά στις Εσωτερικές ζώνες (Πελαγονική, Αξιού, Περιροδοπική) δεν μπορεί όμως να διαπιστωθεί αν αυτό είναι το πρωτογενές αποτέλεσμα της τότε παραμόρφωσης ή είναι η επανατοποθέτηση των δομών από τις μεταγενέστερες Αλπικές επιδράσεις.

Έτσι δεν υπάρχει ένα σαφές συμπέρασμα για την κίνηση των μικροπλακών που οδήγησαν στη συγκρότηση του Κιμμερικού Ορογενούς.

4. ΓΕΩΔΥΝΑΜΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΚΑΙ ΤΕΚΤΟΝΙΣΜΟΣ ΣΤΗΝ ΑΛΠΙΚΗ ΟΡΟΓΕΝΕΤΙΚΗ ΛΩΡΙΔΑ

Αντίθετα αρκετά σαφείς φαίνονται οι αλπικές κινήσεις και παραμορφώσεις που διαμόρφωσαν το αλπικό ορογενές. Αυτή η **Αλπική Τεκτονική** περιλαμβάνει δυο περιόδους τεκτονικών συμβάντων και διεργασιών μια (Α) περίοδο γενικά στο Κρητιδικό και μια (Β) περίοδο στο Ηώκαινο-Ολιγόκαινο. Υπήρχαν βέβαια και τα ενδιάμεσα στάδια αφού η τεκτονική εξέλιξη δεν διακόπηκε αλλά ήταν συνεχής από την αρχική σύγκλιση της Απουλίας μικροπλάκας με την ενιαία πλέον Κιμμερική-Ευρασιατική Πλάκα, τη συμπίεση του ενδιάμεσου ωκεανού της Νέας Τηθύος, την ωκεάνια διάρρηξη και ενδοωκεάνια υποβύθιση (subduction) που εξελίχθηκε στη συνέχεια σε υποβύθιση του ωκεάνιου φλοιού κάτω από την Κιμμερική-Ευρασιατική πλάκα και την τελική τοποθέτηση των οφειολίθων (Pe-Piper & Piper 1990, Jones and Robertson 1991, Robertson et al 1991).

Επιγραμματικά τα γεωδυναμικά συμβάντα και τα παραμορφωτικά επεισόδια της Αλπικής ορογένεσης μπορούν να συνοψισθούν στα παρακάτω:

(Α) Περίοδος Αλπικής Ορογένεσης (σχ. 3). Στο Άνω Ιουρασικό με την ενδοωκεάνια υποβύθιση προς τα Δυτικά δημιουργήθηκαν συνθήκες μεταμόρφωσης των ωκεάνιων ιζημάτων και πετρωμάτων του ωκεάνιου φλοιού. Η μεταμόρφωση ήταν φάσης πρασινοσχιστολιθικής ή και HP/LT. Σχηματίσθηκε έτσι η μεταμορφική σόλα (metamorphic sole) αποτελούμενη κυρίως από μεταιζήματα (μετα-πελίτες, φυλλίτες, σχιστόλιθους, μάρμαρα κλπ) και μεταβασίτες-αμφιβολίτες (Jones & Robertson 1991).

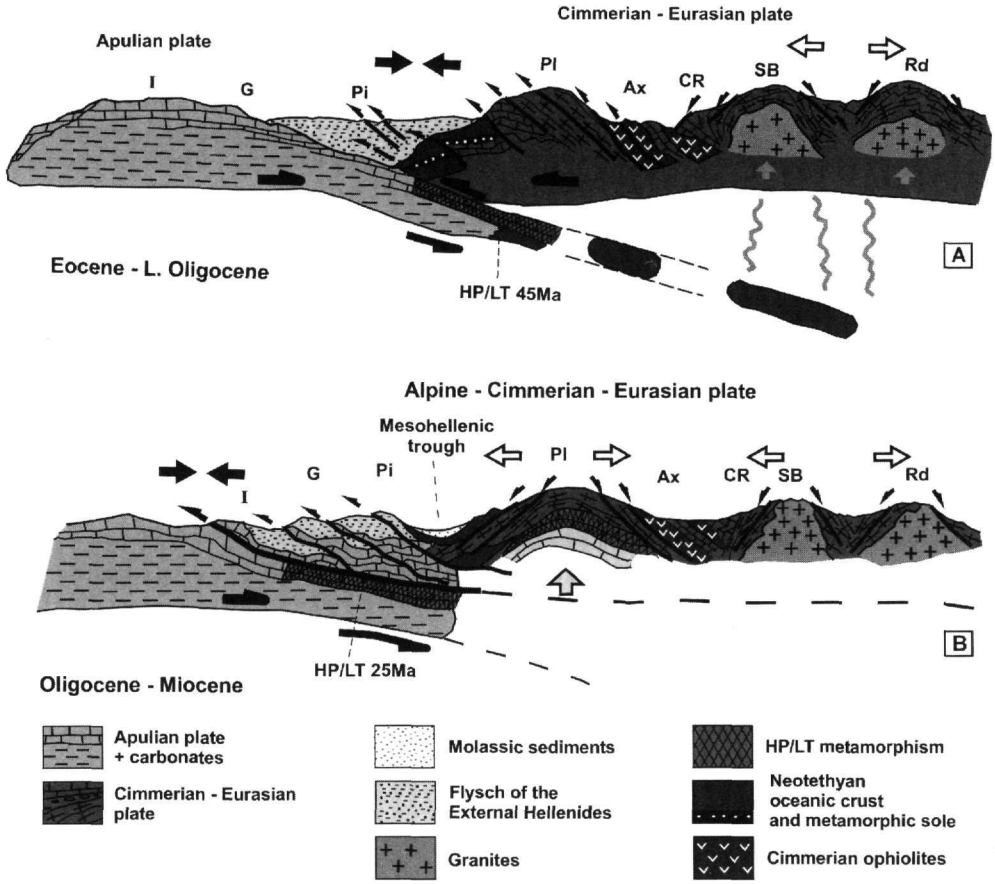
Στη συνέχεια οι συνθήκες σύνθλιψης του ωκεανού της Νέο-Τηθύος μεταβλήθηκαν με αποτέλεσμα στο Κάτω Κρητιδικό η υποβύθιση του ωκεάνιου φλοιού να πραγματοποιηθεί κάτω από την Κιμμερική-Ευρασία και να εξελιχθεί σε τεκτονική τοποθέτηση (obduction) του ωκεάνιου φλοιού (οφειολίθων) πάνω στο Κιμμερικό παραμορφώσιμο ηπειρωτικό περιθώριο της ενιαίας πλάκας που στην Ελλάδα αντιπροσωπεύεται από την Πελαγονική ζώνη. Η Αλπική ορογένεση και επομένως ο Αλπικός Τεκτονισμός αρχίζει από αυτή την περίοδο του Κάτω Κρητιδικού με την τοποθέτηση των οφειολίθων στο Δυτικό Πελαγονικό περιθώριο και την αντίστοιχη παραμόρφωση του περιθωρίου. Πτύχωση των Τριαδικο-Ιουρασικών ασβεστολίθων του περιθωρίου και των ιζημάτων του Κάτω Κρητιδικού που παρατηρούνται στο Βούρινο συμπτυχωμένα με τους οφειολίθους είναι τα αποτελέσματα αυτής της πρώτης αλπικής περιόδου. Γεωμετρία και νίνηση πτυχών έχει καταγραφεί προς τα ανατολικά από πολλούς ερευνητές στις περιοχές Καστοριάς, Βούρινου, Θεσσαλίας, Όθρυς (Mountrakis 1982, Vergely 1984, Robertson et al 1991). Ταυτόχρονη ανάπτυξη της πρώτης αλπικής μεταμόρφωσης, πρασινοσχιστολιθικής-αμφιβολιτικής φάσης και της κύριας σχιστότητας στα κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα της Πελαγονικής ζώνης και στους Τριδικο-Ιουρασικούς ασβεστόλιθους.

(Β) Περίοδος Αλπικής Ορογένεσης (σχ. 4). Στο Ηώκαινο συντελέσθηκε η τελική ηπειρωτική σύγκρουση μεταξύ Απουλίας μικροπλάκας και Κιμμερικού ηπειρωτικού περιθωρίου. Προκλήθηκε κλείσιμο του ωκεανού της Νέο-Τηθύος που είχε παραμείνει ανοικτός μετά την υποβύθιση και την τοποθέτηση των οφειολίθων. Συνεχίσθηκε και ολοκληρώθηκε η απόθεση του Φλύσχη της Πίνδου. Ακολούθησε στο τέλος Ηωκαίνου-Ολιγόκαινο η λεπίωσή του λόγω της ηπειρωτικής σύγκρουσης, χωρίς πλέον τη συμμετοχή του ωκεάνιου φλοιού (οφειολίθων) δεδομένου ότι η διαδικασία υποβύθισης καταστροφής και τοποθέτησης των οφειολίθων είχε συμπληρωθεί από το Κρητιδικό. Είχε μόνο απομείνει ένα θερμό αποκομμένο βυθιζόμενο τμήμα της ωκεάνιας πλάκας (slab), ενώ συνεχιζόταν η ιζηματογένεση του φλύσχη της Πίνδου μεταξύ τελικού Κρητιδικού-Ηωκαίνου στο υπόλειμμα της θάλασσας της Νέο-Τηθύος.

Καθώς η ισχυρότερη Κιμμερική-Ευρασιατική ηπειρωτική πλάκα συγκρούεται με την ασθενέστερη Απουλία μικροπλάκα την υπερκαλύπτει και την ωθεί σε υποβύθισή της. Η ισχυρή συμπίεση στο χώρο της σύγκλισης των πλακών δημιούργησε την παραμόρφωση, πτύχωση και λεπίωση των πετρωμάτων των Εσωτερικών ζωνών και του φλύσχη Πίνδου. Έτσι προκλήθηκε αναστροφή των σχηματισμών στην Πελαγονική ζώνη (ιδίως στο Δυτικό περιθώριό της) όσο και στη ζώνη Αξιού καθώς και εντυπωσιακή απόκλιση των λεπίων όλων των ζωνών προς τα Δυτικά (Μουντράκης 1983, Kilias and Mountrakis 1984, 1987). Αυτή η συμπιεστική τεκτονική προκάλεσε τη συσσώρευση των τεκτονικών καλυμμάτων και λεπίων στο εξωτερικό τόξο της Κιμμερικής-Ευρασιατικής πλάκας (Πελαγονική) κι έτσι την πάχυνση του φλοιού από την επαύξηση λόγω συσσώρευσης. Αυτή η διόγκωση του φλοιού θα οδηγήσει αργότερα στην κατάρρευση.

Η υποβύθιση (underplate) της Απουλίας κάτω από το Κιμμερικό περιθώριο προκάλεσε τη μεταμόρφωση HP/LT των υπολειμματικών ιζημάτων του ωκεανού και των ιζημάτων της Απουλίας που βρίσκονταν στο τμήμα της που συμπαρασύρθηκε στην υποβύθιση κάτω από την προωθούμενη προς τα έξω Κιμμερική-Ευρασιατική πλάκα. Η μεταμόρφωση HP/LT που συνοδεύεται και από πτύχωση ισοκλινή, θα εκταφεί αργότερα κατά την εφελκυστική τεκτονική και θα αποκαλυφθεί ως η ζώνη HP/LT των 45 Ma στις περιοχές Όλυμπου, Όσσας, Πηλίου, Κυκλάδων (Schermer 1990, Kilias et al 1991, 1995).

Ταυτόχρονα πιο εσωτερικά στην Ενδοχώρα (Ροδόπη και Σερβομακεδονική) λόγω της συνεχιζόμενης σε βάθος ύπαρξης των συνθηκών υποβύθισης, με το αποκομμένο τμήμα της ωκεάνιας πλάκας που απόμεινε να προκαλεί θέρμανση και την προς τα έξω επέκταση της επάνω πλάκας Κιμμερικής-Ευρασιατικής, δημιουργήθηκαν συνθήκες εφελκυσμού και λέπτυνσης του φλοιού που έλαβε χώρα σε συνθήκες πλαστικές σε βάθος και θραυστικές στην επιφάνεια. Λόγω του εφελκυσμού προκλήθηκε ανύψωση (uplifting) και αναθόλωση του φλοιού με ταυτόχρονη μαγματική άνοδο που δημιούργησε θαλάμους μάγματος στα κατώτερα στρώματα του φλοιού Σερβομακεδονικής και Ροδόπης και στη συνέχεια ανήλθαν ακόμη υψηλότερα δημιουργώντας τα μεγάλα και μικρά γρανιτικά σώματα ηλικίας Ηωκαίνου και νεώτερης, μέσα στα μεταμορφωμένα πετρώματα (Dinter 1998, Kilias & Mountrakis 1998, Kilias et al 1999). Στη συνέχεια θα περιγραφεί πιο αναλυτικά αυτή η παραμόρφωση.



Σχ. 4. Σχηματικές τομές που αναπαριστούν τη γεωδυναμική εξέλιξη των Ελληνίδων στη δεύτερη περίοδο της Αλπικής ορογένεσης. Δείχνονται οι κινήσεις των λιθοσφαιρικών πλακών, η υποβύθιση του ωκεανού της Νέο-Τηθύος κάτω από την ενιαία ηπειρωτική πλάκα, η συμπιεστική τεκτονική παραμόρφωση-λεπίωση και η πάχυνση του φλοιού στη θέση σύγκλισης, καθώς και η εφελκυστική τεκτονική στο εσωτερικό της ηπείρου και η επακόλουθη λέπτυνση του φλοιού, ανύψωση, εκταφή τμημάτων της κάτω πλάκας και η μαγματική άνοδος.
Fig. 4. Geodynamic reconstruction of the Hellenides during the second period of the Alpine orogenic process. It shows plate motion, the subduction of the oceanic crust, the compressional tectonics causing stacking of the nappes and crustal thickening along the plate convergence as well as the intraplate extensional tectonics causing thinning of the crust, uplift and exhumation of the lower plate rocks and the plouton emplacement.

Μετά το κλείσιμο και των υπολειμμάτων του ωκεανού της Νέο-Τηθύος στο Ηώκαινο και την τελική ηπειρωτική σύγκρουση, συνεχίσθηκε στο Ολιγόκαινο-Κατώτερο Μειόκαινο (σχ. 4Β) η επέκταση της ενιαίας Κιμμερικής Ευρασιατικής πλάκας, μαζί με τα ενσωματωμένα λέπια των ιζημάτων του ωκεανού που διέφυγαν την υποβύθιση, και τα λέπια του φλύσχη της Πίνδου, πάνω στην υποβυθιζόμενη ηπειρωτική πλάκα, με υπολείμματα ωκεάνιου φλοιού, μετατοπίζοντας τη θέση σύγκλισης πιο εξωτερικά. Έτσι παρατηρείται μετατόπιση της ζώνης συμπίεσης στην περιοχή Ιονίου ζώνης και πιο εξωτερικά, όπου αναπτύσσεται ένα νέο πρίσμα επαύξησης μια νέα ορογενετική ζώνη με συσσώρευση νέων τεκτονικών καλυμμάτων και λεπίων, πάχυνση του φλοιού και δημιουργία πολλών συμπιεστικών μικροδομών ηλικίας Ολιγοκαίνου – Κατωτέρου Μειοκαίνου.

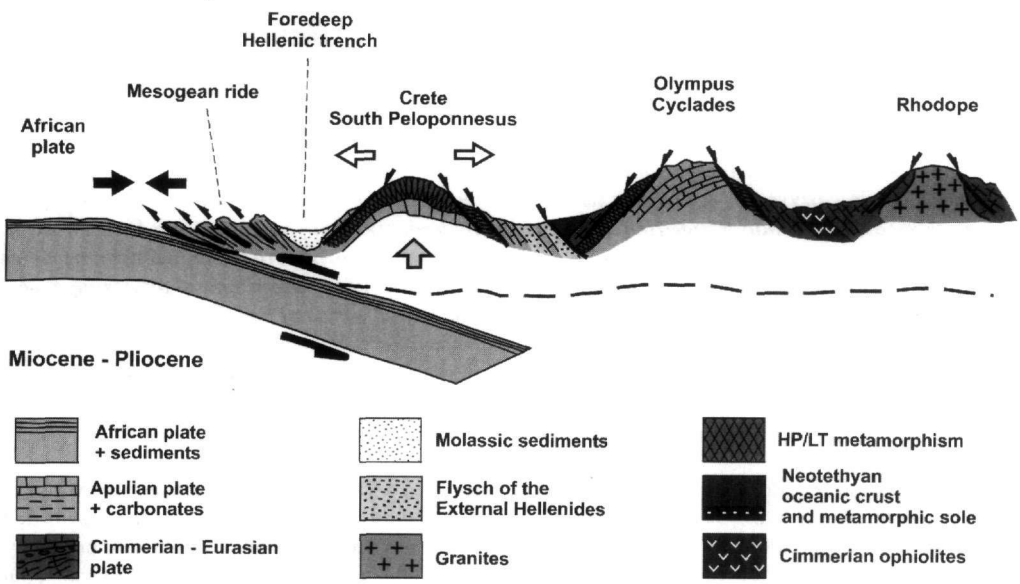
Ταυτόχρονα πιο εσωτερικά στον παλιό χώρο σύγκλισης-συμπίεσης-επαύξησης του φλοιού κατά το Ηώκαινο, δηλαδή στο χώρο της Πελαγονικής ζώνης, αναπτύσσονται πλέον εφελκυστικές τάσεις από την επέκταση του ηπειρωτικού φλοιού και συνθήκες κατάρρευσης με ρήγματα αποκόλλησης κανονικά μικρής γωνίας κλίσης που απορρίπτουν τα συσσωρευμένα τεκτονικά καλύμματα, δημιουργούν συνθήκες ανύψωσης - αναθό-

λωσης της παλιάς Απουλίας πλάκας που ήταν θαμμένη κάτω από τα κιμμερικά - πελαγονικά πετρώματα. Αυτή η διαδικασία αργότερα (Μειόκαινο-Πλειόκαινο) με τη βοήθεια και της διάβρωσης θα οδηγήσει στην εκταφή - αποκάλυψη των τεκτονικών παράθυρων που αποτελούνται από τα πετρώματα HP/LT μεταμόρφωσης δηλαδή των παλιών ωκεάνιων ιζημάτων (σειρά Αμπελάκια-Όσσα-Πήλιο-Κυκλάδες) και των υποκείμενων ανθρακικών (Kilias and Mountrakis 1984, 1987, Avigad et al 1992, Jolivet et al 1992, Kilias et al 1995, 1999). Βέβαια στις συνθήκες σύγκλισης που δημιουργήθηκαν και την προχώρηση της υποβύθισης της Απουλίας, αναπτύσσονται συνθήκες HP/LT μεταμόρφωσης στα υποβυθιζόμενα ιζήματα της πλάκας (ανάλογα της Ιονίου ζώνης) που θα αποτελέσουν αργότερα τη 2η ζώνη HP/LT των 25 Ma μεταξύ Νότιας Πελοποννήσου-Κρήτης.

5. ΜΕΣΟΓΕΙΑΚΗ ΟΡΟΓΕΝΕΤΙΚΗ ΛΩΡΙΔΑ. ΓΕΩΔΥΝΑΜΙΚΗ ΚΑΙ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗ

Την περίοδο Μειοκαίνου-Πλειοκαίνου η σύγκλιση των λιθοσφαιρικών πλακών μετατοπίσθηκε ακόμη πιο εξωτερικά (νοτιότερα) στην περιοχή νότια της Κρήτης και νοτιοδυτικά της Πελοποννήσου. Μετατοπίσθηκαν επομένως νότια, έξω από το χώρο του Ελληνικού τόξου και οι συνθήκες συμπίεσης, πτυχώνοντας και λεπιώνοντας τα ιζήματα της Μεσογείου. Άρχισε δηλαδή η δημιουργία της Μεσογειακής Ράχης που αργότερα (σήμερα-μέλλον) θα εξελιχθεί σε νέο πρίσμα επαύξησης-πάχυνσης του φλοιού (σχ. 5).

Ταυτόχρονα στο Μειόκαινο-Πλειόκαινο η περιοχή του προηγούμενου πρίσματος επαύξησης (Κρήτη και Νότια Πελοπόννησος) που είχε δημιουργηθεί από τη συμπίεση του Ολιγοκαίνου, υφίσταται πλέον την εφελκυστική τεκτονική, την ανύψωση – αναθόλωση και την κατάρρευση του παχυμένου ηπειρωτικού φλοιού. Τα αποτελέσματα αυτά της εφελκυστικής τεκτονικής Μειοκαίνου-Πλειοκαίνου οδηγούν στην εκταφή της κάτω πλάκας. Έτσι η ζώνη HP/LT ηλικίας 25 Ma που είχε δημιουργηθεί από την προηγούμενη συμπίεση, όπως και τα κάτω απ΄ αυτή ανθρακικά ιζήματα, αποκαλύπτονται υπό μορφή νέων τεκτονικών παράθυρων στην Πελοπόννησο και στην Κρήτη. Ο Πάρνων και ο Ταϋγετος είναι τα δυο μεγάλα τεκτονικά παράθυρα της Πελοποννήσου ενώ στην Κρήτη ο Ψηλορείτης και τα Λευκά Όρη, τα δυο μεγαλύτερα βουνά της νήσου, είναι δυο σπουδαία παράθυρα των πλακωδών ασβεστολίθων και των φυλλιτών (HP/LT) της κάτω πλάκας, ενώ πολλά άλλα μικρότερα όμοια παράθυρα ή ημιπαράθυρα αποκαλύπτονται διάσπαρτα σε όλη την έκταση της Κρήτης (Fasoulas et al 1994, Kilias et al 1994).



Σχ. 5. Αναπαράσταση της γεωδυναμικής εξέλιξης των Ελληνίδων κατά τη Μεσογειακή ορογένεση. Δείχνονται η μετανάστευση της συμπιεστικής παραμόρφωσης στη Μεσογειακή ράχη Νότια της Κρήτης, η εφελκυστική τεκτονική στο εσωτερικό των Ελληνίδων που προκαλεί ανύψωση, αναθόλωση και εκταφή των τεκτονικών παράθυρων.

Fig. 5. Geodynamic reconstruction of the Hellenides during the Mesogean orogenic process, showing the migration of the compressional deformation to the Mesogean ridge, the extensional tectonics in the Hellenides causing the uplift and exhumation of the tectonic windows.

Η εφελκυστική αυτή τεκτονική Μειοκαίνου-Πλειοκαίνου, που θεωρείται ότι συνεχίζεται μέχρι σήμερα, αποτέλεσμα της υποβύθισης της Μεσογειακής πλάκας κάτω από το Αιγαίο, με τα τεκτονικά παράθυρα που δημιούργησε και την εφελκυστική παραμόρφωση που προκάλεσε στα γύρω από τα παράθυρα πετρώματα, συνιστούν τη Μεσογειακή ορογένεση που φυσικά συνεχίζεται.

Με τη δημιουργία της Μεσογειακής ορογενετικής λωρίδας στο εξωτερικό τμήμα του Ελληνικού τόξου συμπληρώθηκε το σύνθετο πλέον Ελληνικό ορογενές αποτελούμενο από τρεις διακριτές ορογενετικές λωρίδες: την Κιμμερική, την Αλπική και τη Μεσογειακή από τα εσωτερικά προς τα εξωτερικά του Ελληνικού Τόξου. Το τελευταίο πήρε την οριστική του μορφή από τη συνεχιζόμενη ενεργή αμφιθεατρική βύθιση της Αφρικανικής πλάκας κάτω από το Αιγαίο και τη διαφυγή-επέκταση προς τα ΝΔ του φλοιού του Αιγαίου που συνιστά το παραμορφώσιμο ηπειρωτικό περιθώριο της σύγχρονης-σύνθετης Ευρασιατικής πλάκας.

6. Η ΜΕΤΑΝΑΣΤΕΥΣΗ ΤΟΥ ΤΕΚΤΟΝΙΣΜΟΥ ΣΤΟ ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΟΡΟΓΕΝΕΣ

Από όσα αναφέρθηκαν προηγουμένως προκύπτει ότι από το Κρητιδικό, οπότε άρχισε η Αλπική ορογενετική δράση, παρατηρείται μια συνεχής μετανάστευση της ορογένεσης προς τα εξωτερικά τμήματα (Δυτικά, Νοτιοδυτικά) του Ελληνικού Ορογενούς. Η σύγκλιση των λιθοσφαιρικών πλακών συνεχώς μετατοπίζεται προς τα έξω. Επομένως μετατοπίζεται προς τα έξω η συμπιεστική τεκτονική ενώ εσωτερικά ασκείται εφελκυστική τεκτονική που οδηγεί σε εκταφή τμήματος της Κάτω πλάκας. Δηλαδή η μετανάστευση προς τα έξω της εκταφής ακολούθησε τη μετανάστευση της συμπίεσης που εκφράζεται με τις δύο ζώνες HP/LT. Κάθε φορά η συμπίεση ακολουθείτο από τον εφελκυσμό. Τα βαθύτερα τμήματα φλοιού εκθάβονταν και παραμορφώνονταν εφελκυστικά, ενώ ταυτόχρονα μπροστά στο μέτωπο της σύγκλισης των πλακών άλλα τμήματα του φλοιού συμπιέζονταν και συσσωρεύονταν ως τεκτονικά λέπια, παχύνοντας το φλοιό στο πρίσμα επαύξησης για να ακολουθήσει η κατάρρευση και αυτών αργότερα.

Η σχηματική απεικόνιση της μετανάστευσης του ορογενούς προς τα έξω δίδεται στο σκαρίφημα του σχήματος 6 στο οποίο δείχνεται ακόμη η σταδιακή μετανάστευση προς τα έξω του πλουτωνισμού και της επακόλουθης ηφαιστειακής δράσης (Fytikas et al 1984) από το Ηώκαινο μέχρι σήμερα.

7. Η ΓΕΩΜΕΤΡΙΑ ΚΑΙ ΚΙΝΗΜΑΤΙΚΗ ΤΗΣ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗΣ

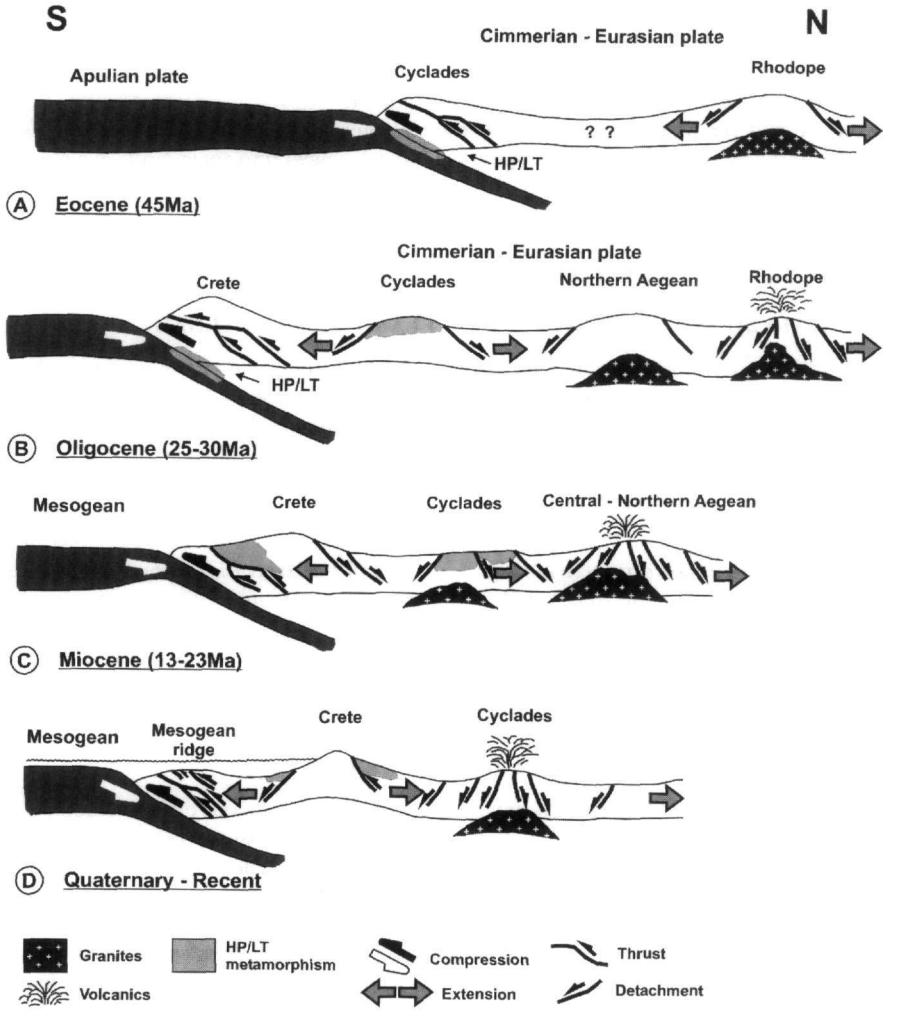
Η γεωμετρία και ορισμένα δεδομένα της κινηματικής της παραμόρφωσης στην Κιμμερική ορογένεση αναφέρθηκαν ήδη προηγουμένως και χαρακτηρίσθηκαν ως ανεπαρκή για τον καθορισμό των κινήσεων των πλακών. Για την Αλπική ορογένεση τα δεδομένα που υπάρχουν από τις μέχρι τώρα έρευνες είναι πλήρη για ορισμένες περιοχές της Ελλάδας και ενδεικτικά για τις υπόλοιπες. Θα αναφερθούμε στη συνέχεια πολύ συνοπτικά σ΄ αυτά τα δεδομένα και τα συμπεράσματά τους.

Για το χώρο Ροδόπης και Σεβομακεδονικής της Κιμμερικής Ελλάδας διαπιστώθηκε ότι σε όλη τη διάρκεια της Αλπικής ορογένεσης, δηλαδή Κρητιδικό-Ηώκαινο-Ολιγόκαινο-Μειόκαινο, βρισκόταν υπό την επίδραση εφελκυστικών τάσεων και το μεταμορφωμένο οικοδόμημα τους υφίστατο συνεχείς εφελκυστικές αναθολώσεις και εκταφές των βαθύτερων οριζόντων (Sokoutis et al 1993, Wawrzenitz et al 1995, Kilias & Mountrakis 1998, Warzenitz and Krohe 1998).

Η εκταφή άρχισε το Ηώκαινο στη Σερβομακεδονική και την ενότητα Σιδηρόνερου της Ροδόπης συνεχίσθηκε στο Ολιγόκαινο-Μειόκαινο στην Ενότητα Παγγαίου ενώ ακόμη αργότερα συνεχίσθηκε στο χώρο της Πελαγονικής (παράθυρα Ολύμπου-Όσσας) και των Κυκλάδων και στο Μ. Μειόκαινο στην Κρήτη.

Στη Σερβομακεδονική διαπιστώθηκαν (Kilias et al 1999) δύο αλπικά εφελκυστικά γεγονότα: το 1ο ηλικίας Κρητιδικού, συμμεταμορφικό ως προς την αμφιβολιτική μεταμόρφωση, με εφελκυσμό διεύθυνσης ΑΒΑ-ΔΝΔ, διατμητική κίνηση συνήθως προς Α και σπανιότερα προς Δ, δημιουργία πλαστικών δομών και γράμμωση έκτασης ίδιας διεύθυνσης, το 2ο ηλικίας Ηωκαίνου, εφελκυστικό γεγονός σε συνθήκες πλαστικές σε βάθος που εξελίσσεται σε θραυστικές στην επιφάνεια με ρήγματα κανονικά που δημιουργούν τις λεκάνες με αντίστοιχα ιζήματα. Η διεύθυνση του εφελκυσμού είναι ΒΑ-ΝΔ, παραπλήσια με του προηγούμενου γεγονότος, με κίνηση προς ΒΑ και ΝΔ που προκαλεί συνεχή αναθόλωση. Ο τεκτονισμός είναι συμμεταμορφικός με την πρασινοσχιστολιθική ανάδρομη μεταμόρφωση.

Στη Ροδόπη η διεύθυνση του εφελκυσμού είναι σταθερά ΒΑ-ΝΔ με κίνηση σαφή προς ΝΔ, γεγονός που διαπιστώθηκε από πλήθος κριτηρίων διάτμησης, όπως ορυκτολογική γράμμωση έκτασης, διατμητικές ζώνες, S-C υφές κλπ., τα οποία δείχνουν και τις πλαστικές συνθήκες της παραμόρφωσης (Kilias & Mountrakis 1990, Sokoutis et al 1993, Burg et al 1995). Το εφελκυστικό αυτό γεγονός στη Ροδόπη ήταν συνεχές από το Ηώκανο μέχρι το Μειόκαινο. Η εκταφή της ενότητας Σιδηρόνερου έγινε το Ηώκαινο, ενώ η ενότητα Παγγαίου ήταν μέχρι το Μειόκαινο σε ανυψωτική διαδικασία αλλά θαμμένη κάτω από το Σιδηρόνερο και τη Σερβο-



Σχ. 6. Σχηματική αναπαράσταση των σταδίων της γεωδυναμικής εξέλιξης των Ελληνίδων στη διάρκεια της Αλπικής και Μεσογειακής ορογένεσης, στην οποία δείχνεται η προς τα ΝΔ μετανάστευση του τεκτονισμού (περιγραφή στην παράγραφο 6 του κειμένου).

Fig. 6. Shematic reconstruction of the geodynamic evolution stages of Hellenides during Alpine and Mesogean orogenic processes, showing the SW-ward migration of deformation (further description in chapter 6 of text).

μακεδονική και υφίστατο την πρασινοσχιστολική μεταμόρφωση Ολιγοκαίνου (Mposkos & Wawrzenitz 1995, Liati and Gebauer 1999) συνοδευόμενη από τη διατμητική πλαστική εφελκυστική του παραμόρφωση προς τα ΝΔ και ταυτόχρονη αναθόλωση για να αποκαλυφθεί αργότερα (Μ. Μειόκαινο) ως τεκτονικό παράθυρο (core complex) με συνθήκες θραυστικές.

Οι γρανίτες διείσδυσαν το Ηώκαινο-Ολιγόκαινο-Μειόκαινο στη Σερβομακεδονική και Ροδόπη ως αποτέλεσμα της θέρμανσης του φλοιού από την υποβύθιση της Νέο-Τηθύος κάτω από την Κιμμερική – Ευρασιατική πλάκα. Κατά τη διείσδυση τους σχημάτισαν συντεκτονικά διαπυρικά σώματα σε σχέση με την κύρια πλαστική εφελκυστική παραμόρφωση που ασκείτο εκείνες τις περιόδους στο φλοιό της ενότητας του Παγγαίου. Έτσι οι γρανίτες στην ενότητα αυτή χαρακτηρίζονται από μυλονιτική υφή με κίνηση προς ΝΔ. Αντίθετα οι γρανίτες στην ενότητα του Σιδηρόνερου είναι τελικές διεισδύσεις χωρίς πλαστική παραμόρφωση γιατί η ενότητα αυτή είχε ανυψωθεί και εκταφεί νωρίς το Ηώκαινο. (Kilias & Mountrakis 1998, Kilias et al 1999).

Η εφελκυστική κίνηση προς τα ΝΔ την αλπική περίοδο Ηωκαίνου-Ολιγοκαίνου ήταν σταθερή σε

ολόκληρο σχεδόν τον Εσωτερικό Ελληνικό χώρο, όπως δείχνουν όλες οι έρευνες που έγιναν σε πολλές περιοχές. Βεβαιώθηκε στη Ροδόπη και Σερβομακεδονική από πλήθος εργασιών (Kilias & Mountrakis 1990, Sokoutis et al 1993, Dinter 1998, Burg et al 1995, Wawrzenitz et al 1995) όπως προαναφέρθηκε. Διαπιστώνεται στην ευρύτερη ζώνη Αξιού από έρευνες που βρίσκονται ακόμη σε εξέλιξη. Διαπιστώθηκαν στο χώρο των τεκτονικών παράθυρων και των λεπίων της Πελαγονικής επίσης από πλήθος εργασιών (Kilias et al 1991, 1995, 1999, Sfeikos et al 1991, Godfriaux & Ricou 1991, Doutsos et al 1993, Schremer et al 1993) καθώς και στους οφειόλιθους Βουρίνου-Πίνδου όπου η εφελκυστική αυτή τεκτονική Ηωκαίνου-Ολιγοκαίνου καθορίσθηκε ως η υπεύθυνη για τη δημιουργία της Μεσοελληνικής αύλακας (Mountrakis et al 1993, Doutsos et al 1994).

Στο χώρο των Κυκλάδων η εφελκυστική τεκτονική Ολιγοκαίνου-Μειοκαίνου έχει περίπου την ίδια ΒΑ-ΝΔ διεύθυνση αλλά με κίνηση προς τα ΒΑ (Avicad et al 1992, Gautier and Brun 1994, Jolivet et al 1994). Τέλος στην Κρήτη ο εφελκυσμός Μειοκαίνου-Πλειοκαίνου ασκείται καθαρά σε διεύθυνση Β-Ν με συμμετρική κίνηση (Fasoulas et al 1994, Kilias et al 1994).

Αυτή η σταδιακή μεταβολή στη διεύθυνση εφελκυσμού από ΒΑ-ΝΔ στην ηπειρωτική Ελλάδα σε Β-Ν στην Κρήτη ακολουθώντας την εξέλιξη Ηωκαίνου-Ολιγοκαίνου-Μειοκαίνου-Πλειοκαίνου προφανώς οφείλεται στη σταδιακή επέκταση του ηπειρωτικού φλοιού στο παραμορφώσιμο ηπειρωτικό περιθώριο του Αιγαίου, που οδηγείται σε μια διαφυγή προς τα ΝΔ και βαθμιαία προς Νότο από την πίεση που ασκεί από το Μειόκαινο η ηπειρωτική περιοχή της Μικράς Ασίας.

8. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Σύμφωνα με όσα εκτέθηκαν παραπάνω το Ελληνικό Ορογενές είναι σύνθετο από τρεις ορογενετικές λωρίδες: την Κιμμερική, την Αλπική και τη Μεσογειακή που διαμορφώθηκαν αντίστοιχα πριν το Άνω Ιουραισκό η πρώτη, το Κρητιδικο-Παλαιογενές η δεύτερη και το Μειόκαινο-Πλειόκαινο η τρίτη.

Σε όλη τη διάρκεια της Αλπικής και Μεσογειακής ορογένεσης, δηλαδή από το Κρητιδικό μέχρι το Πλειόκαινο αλλά και μέχρι σήμερα, παρατηρείται μια συνεχής μετανάστευση του τεκτονισμού προς τα εξωτερικά του Ελληνικού τόξου με τις διαδοχικές συμπιέσεις των πετρωμάτων που ακολουθούνται κατά ζώνη από την εφελκυστική τεκτονική, την κατάρρευση του φλοιού και την αποκάλυψη τεκτονικών παράθυρων των βαθύτερων τμημάτων του φλοιού.

Η μελέτη αυτής της συνεχόμενης και εναλασσόμενης τεκτονικής διεργασίας οδηγεί στο γενικό συμπέρασμα ότι από την πρώτη περίοδο της Αλπικής ορογένεσης (Κρητιδικό) μέχρι σήμερα όλη η Ελληνική Ενδοχώρα ήταν σε εφελκυσμό και αναθόλωση με ιδιαίτερη ένταση τη δεύτερη Αλπική περίοδο (Ηώκαινο-Ολιγόκαινο). Η συμπιεστική τεκτονική που την περίοδο Ηωκαίνου κυριαρχούσε στο χώρο των Εσωτερικών Ελληνίδων (Περιροδοπική, Αξιού, Πελαγονική, Υποπελαγονική) αντικαθίσταται στις ζώνες αυτές σταδιακά το Ολιγόκαινο-Μέσο Μειόκαινο από εφελκυσμό, ενώ η συμπίεση μεταναστεύει στις Εξωτερικές Ελληνίδες για να αντικατασταθεί στο Μειόκαινο-Πλειόκαινο και εκεί από εφελκυσμό.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

AUBOUIN, J. (1959): Contribution a l' étude geologique de la Grece septentri-onal: les confines de l' Epire et de la Thessalie. Ann. Geol. Pays Hell., 10, 1-525.

ALTHERR, R., KREUZER, H., WENDT, I., LENZ, H., WAGNER, G.A., KELLER, J. HARRE, W. & HOHNDORF, A. (1982) A Late Oligocene/Early Miocene high temperature belt in the Attic-Cycladic crystalline complex (SE Pelagonian, Greece). Geol. Jb., E23, 97-164.

AVIGAD, D., MATHHEWS, A., EVANS, B.W. & GARFUNKEL, Z. (1992). Cooling during the exhumation of a blueschist terrane: Sifnos (Cyclades, Greece). European Journal of Mineralogy, 4, 619-634.

BEBIEN, J., PLATEVOET, B., & MERCIER, J. (1994). Geodynamic significance of the Paikon massif in the Hellenides : contribution of the volcanic rocks studies. Bull. Geol. Soc. Greece, 30, 63-67.

BURG, J.P., GODFRIAUX, I. & RICOU, L.E. 1995. Extension of the Mesozoic Rhodope thrust in the Vertiskos-Kerdilion Massifs (Northern Greece). C.R.Ac.Sci. Paris, 320, II, 889-896.

BLAKE, M.C., JR., BONNEAU, M., GEYSSANT, J., KIENAST, J.R., LEPVRIER, G., MALUSKI, H. & PAPANIKOLAOU, D. (1981). A geologic reconnaissance of the cycladic blueschist belt, Greece. Geological Society of America, 92, 247-254.

BRUNN, J. (1956): Étude géologique du Pinde septentrional et de la Macédoine occindentalé". Ann. Géol. Pays Hellén. 7, 1-358.

DERCOURT, J. 1964. Contribution à l' étude géologique d' un secteur du péloponnèse septentrional. Ann. Gèol Pays Hell. 15, 1-418.

DINTERN, D.A., 1998. Late Cenozoic extension of the Alpine collisional orogen, northeastern Greece: origin of the north Aegean basin. Geol. Soc. Am. Bull., 110, 1208-1230.

DOUTSOS, T., KOUKOUVELAS, I. ZELILIDIS, A. & KONTOPOULOS, N. 1994. Intracontinental wedging and post-orogenic collapse in the Mesohellenic Trough. Geologische Rundschau 83, 275-75.

DOUTSOS, T., PIPER, G., BORONKAY, K. & KOUKOUVELAS, I. 1993. Kinematics of the Central Hellenides. Tectonics 12, 936-53.

DURR, St., ALTHERR, R., KELLER, J., OKRUSCH, M. & SEIDEL, E. (1978). The Median Aegean Crustalline Belt: stratigraphy, structure, metamorphism, magmatism. In: Alps, Apennines, Hellenides (eds Closs, H., Roeder, D.H. & Schmidt, K), 455-477. Schweizerbart, Stuttgart.

FASSULAS, C., KILIAS, A. & MOUNTRAKIS, D. (1994). Postnappe stacking extension and exhumation of high-pressure/low-temperature rocks in the island of Crete, Greece. Tectonics, 13, 127-138.

FERRIERE, J. & STAIS, A. 1995. Nouvelle interpretation de la suture téthysienne vardarienne d' après l' analyse des séries de Péonias (Vardar oriental, Hellénides internes. Bull. Soc. Géol. France, 166/4, 327-339.

FYTIKAS, M. INNOCENTI, F., MANETTI, P., MAZZUOLI, R., PECCERILLO, A., & VILLARI, L. (1985). Tertiary to Quaternary Evolution of Volcanism in the Aegean Region. Journal Geolog. Society (London), Sp. Publ., 17, 687-699.

GAUTIER, P. & BRUN, J.P. (1994): Ductile Crust exhumation and extensional detachments in the central Aegean (Cyclades and Evia Islands). Geodinamica Acta. 7, 57-85.

GODFRIAUX, I. (1968). Étude geologique de la region de l' Olympe (Grèce). Ann. Geol. Pays Hell., 19, 1-280.

GODFRIAUX, I. & RICOU, L.E. (1991). Le Paikon, une fenêtre tectonique dans les Hellénides internes (Macédoine, Grèce). C.R. Acad. Sci. Paris, 313, II, 1479-1484.

GODFRIAUX, I. & RICOU, L.E. (1991). Direction et sens de transport associes au charriage synmetamorphique sur l' Olympe. Bull. Geol. Soc. Greece, 25, 207-229.

JACOBSHAGEN V. DURR S. KOCKEL F. KOPP KO. KOWALCZYK G. BERCKHEMER H., BUTTNER D (1978). Structure and geodynamic evolution of the Aegean region. In: Closs H. Roeder D. Schmidt K (eds) Alps. Apennines. Hellenides, Schweizerbart, Stuttgart, 537-564.

JOLIVET, L., DANIEL., J.M., TRUFFERT, C. & COFFE, B. 1994. Exhumation of deep crustal metamorphic rocks and crustal extension in arc and back-arc regions. Lithos 33, 3-30.

JONES G. & ROBERTSON A.H.F. (1991). Tectonostratigraphy and evolution of the Mesozoic Pindos ophiolite and related units, northwestern Greece. Journal of Geol. Soc. London, 148, 267-288.

KILIAS, A., & MOUNTRAKIS, D. (1984). Das Rhizomata-Fenster im nordostlichen Pieria-Gebirge. Neue Daten zur geologischen Grenze der Pelagonischen und der Axios-Zone in Griechenland, N.Jb. Geol., Palaont. Mh., 4, 248-256.

KILIAS, A & MOUNTRAKIS, D. (1987). Zum tectonischen bau der zentral-pelagonischen zone (Kamvounia-Gebirge). Z. Dt Geol. Ges., 138, 211-237.

KILIAS, A. & MOUNTRAKIS D. (1990): Kinematics of the crystalline sequences in the western Rhodope massif.- Geol. Rhodop., 2, 100-116.

KILIAS A., FRISCH W., RATSCHBACHER L. & SFEIKOS A. (1991): Structural evolution and P/T metamorphic conditions of blue schists of E. Thessaly (Greece)-Bull. Geol. Soc. Greece, 25, 81-99.

KILIAS, A., FASSOULAS, C., & MOUNTRAKIS, D. (1994). Tertiary extension of continental crust and uplift of Psiloritis metamorphic core complex in the central part of the Hellenic arc (Crete, Greece. Geol. Rdsch., 83, 417-430.

KILIAS A., FALALAKIS G., NASTOS G., & MOUNTRAKIS D. (1995): Tertiary extensional exhumation of the HP/LT Makrynitsa metamorphic core complexes in Pelion Mountain (Eastern Greece).- XV Carpatho-Balkan Congress. Geol. Soc. Greece, Sp. Publ. 4, 48-52.

KILIAS A., & MOUNTRAKIS, D. (1998): Tertiary extension of the Rhodope massif associated with granite emplacement (Northern Greece). Acta Vulcanologi-ca, 10, 331-337.

KILIAS, A., FALALAKIS, G. & MOUNTRAKIS, D. (1999): Cretaceous-Tertiary structures and kinematics of the Serbomacedonian metamorphic rocks and their relation to the exhumation of the Hellenic Hinterland (Macedonia, Greece). Int. Journ. Earth Sciences, 88, 513-531.

KOCKEL, F. MOLAT, H. (1976). Untersuchungen an der Magnesitvererzungen in der westlichen Chalkidiki (N. Griechenland). Geol. Jahrb. 16, 29-57.

LIATI, A. & GEBAUER, D., (1999): Constraining the prograde and retrograde P-T-t path of Eocene HP rocks by SHRIMP dating of different zircon domains: inferred rates of heating, burial, cooling and exhumation for central Rhodope, northern Greece. Contrib. Mineral. Petrol. 135, 340-354.

MERCIER, J. (1968). Etude géologique des zones Internes des Hellénides en Macédoine centrale (Grèce). Ann. Geol. Pays Hellén., 20, 1-792.

MERCIER, J., VERGELY, P. & BEBIEN, J. (1975). Les ophiolites helléniques obductées au Jurassique supérieur sont-elles de vestiges d' un Océan téthysien ou d' une mer marginale péri-européenne ? C.R. somm. Soc. Geol.. France, 4, 108-112.

MICHARD, A., GOFFE, B., LIATI, A. & MOUNTRAKIS, D. 1994. Découverte du facieès schiste bleu dans les nappes du Circum Rhodope: un element d' une ceinture HP-BT éohellénique en Grèce septentrionale? C.R. Acad. Sci. Paris, 318, II, 1535-1542.

MICHARD, A., FEINBERG, H. & MONTIGNY, R. (1998). Supra-ophiolitic formations from the Thessaloniki nappe (Greece), and associated magmatism: an intra-oceanic subduction predates the Vardar obduction. C.R. Acad. Sci., Paris, 327, 493-499.

MOUNTRAKIS, D. (1982). Emplacement of the Kastoria ophiolite on the western edge of the Internal Hellenides. Ofioliti, 7, N. 2/3, 397-406.

ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ, Δ. (1983). Η γεωλογική δομή της Βόρειας Πελαγονικής ζώνης και η γεωτεκτονική εξέλιξη των Εσωτερικών Ελληνίδων. Πραγματεία για Υφηγεσία, Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης 289 p.

MOUNTRAKIS, D. (1984). Structural evolution of the Pelagonian zone in Northwestern Macedonia. Journal of Geol. Society London, sp. Publ. 17, 581-590.

MOUNTRAKIS, D. (1986). The Pelagonian zone in Greece. A polyphase-deformed fragment of the Cimmerian continent and its role in the geotectonic evolution of the Eastern Mediterranean. Journal of Geology, 94, 335-347.

MOUNTRAKIS, D., KILIAS, A., ZOUROS, N. (1993). Kinematic analysis and Tertiary evolution of the Pindos-Vourinos ophiolites (Epirus-Western Macedonia, Greece). Bull. Geol. Soc. Greece, 28, 111-124.

ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ, Δ. (1994). Εισαγωγή στη Γεωλογία της Μακεδονίας και της Θράκης. Απόψεις για τη γεωτεκτονική εξέλιξη της Ελληνικής ενδοχώρας και των Εσωτερικών Ελληνίδων. Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Ετ., 30, 31-46.

MPOSKOS, E. & WAWRZENITZ, N., (1995). Metapegmatites and pegmatites bracketing the time of HP-metamorphism in polymetamorphic rocks of the E-Rhodope, N. Greece: Petrological and geochronological constraints. Geol. Soc. Greece. Special Publ. 4/2, 602-608.

MPOSKOS, E. & KROHE, A., (2000). Petrological and structural evolution of continental high pressure (HP) metamorphic rocks in the Alpine Rhodope Domain (N. Greece). In: Panayides, I., Xenophontos, C. and Malpas, J., (eds), Proc. 3rd Int. Conf. Geol. E. Mediterranean, Nicosia, Cyprus, 221-232.

PAPANIKOLAOU, D. & PANAGOPOULOS, A. (1981). Observations on the structural style of Southern Rhodope, Geol. Balkanica, 11, 13-22.

PAPANIKOLAOU, D. (1984). The three metamorphic belts of the Hellenides: a review and a kinematic interpretation. Journal of Geol. Society London, sp. Publ., 17, 551-561.

PE-PIPER, G. & PIPER, D.W.,J. (1990). Early oceanic subduction-related volcanic rock. Pindos Basin.- Greece. Tectonophysics. 192, 273-292.

RICOU, L.E., BURG, J.P., GODFRIAUX, I. & IVANOV, Z., (1998). Rhodope and Vardari the metamorphic and the olistostromic paired belts related to the Cretaceous subduction under Europe. Geodinamica Acta, 11, 285-309.

ROBERTSON A.H.F., & DIXON J. (1984). Introduction: aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean. J. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 17, 1-74.

ROBERTSON, A.H.F., CLIFT, P.D., DEGNAN, P.J. & JONES, G. 91991). Tectonic evolution of the Mesozoic-Cenozoic Pindos ocean: Greece. Bull. Geol. Soc. Greece, 25, 55-64.

ROBERTSON A.H.F., DIXON J.E., BROWN S., Col. Ins A., MORRIS A., PICKETT E., SHARP I. USTAOMER T. (1996). Alternative tectonic models for the Late Paleozoic-Early Tertiary development of Tethys in the Eastern Mediterranean region. Geol. Soc. London Sp. Publ. 105, 239-263.

SCHERMER, E. (1990): Mechanisms of blueschist creation and preservation in an A-type subduction zone, Mount Olympos region, Greece. Geology, 18, 1130-1133.

SCHERMER ER. (1993). Geometry and kinematics of continental basement deformation during the Alpine orogeny. Mt. Olympos region. Greece. . Struct. Geol. 15;571-591.

SEIDEL, E., KREUZER H., HARRE W. (1982). A Late Oligocene/Early Miocene high pressure belt in the External Hellenides. Geol. Jahrb E23: 165-206.

SENGOR AMC, YILMAZ, Y., SUNGURLU O. (1984). Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: nature and evolution of the western termination of Paleo-Tethys. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 17: 77-112.

SFEIKOS, A., BOHRINGER, CH., FISCH W., KILIAS A., & RATSTHBAHER, L. (1991). Kinematics of Pelagonian Nappes in the Kranea area, North Thessaly, Greece. Bull. Geol. Soc. Greece. 25, 101-115.

SOKOUTIS, D., BRUN J., VAN DEN DRIESSCHE & PAVLIDES S. (1993). A major Oligo-Miocene detachment in southern Rhodope controlling north Aegean extension.- J. Geol. Soc. London, 150, 243-246.

VAVASSIS, I. DE BONO, A., STAMPFLI, G. GIORGIS, D., VALLOTON, A. & AMELIN, Y. (2000) U-Pb and Ar-Ar geochronological data from the Pelagonian basement in Evia (Greeece): geodynamic implications for the evolution of Paleotethys. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 80, 21-43.

VERGELY, P. (1984). Tectonique des ophiolites dans les Hellenides internes. (deformations, metamorphismes et phenomenes sedimentaires). Consequences sur l' evolution des regions Tethysiennes Occidentales. These Doct. D' Etat. Paris-sud., 661 p.

VERGELY, P. & MERCIER, J. (2000). Donnees nouvelles sur les chevauchements d' age post-Cretace superier dans le massif du Paikon (zone de L' Axios-Vardar, Macedoine, Grece); un nouveau modele structural. C. R. Acad. Sci. Paris, 330, 555-561.

WAWRENITZ, N., BAUMANN, A. & NOULLAU G. (1995): Miocene uplift of mid-crustal rocks in the Rhodope metamorphic core complex, caused by late Alpine extension of previously thickened crust (Thassos island, Pangeon complex, northern Greece).- Bull. Geol. Soc. Greece, 30: 147-157.

WAWRENITZ, N. & KROHE, A., (1998). Exhumation and doming of the Thasos metamorphic core complex (S. Rhodope, Greece): Structural and geochronological constraints. Tectonophysics, 285, 301-332.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/6, 2127-2132, 2002 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/6, 2127-2132, 2002
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

MAGMATIC EMPLACEMENT OF NORTHWESTERN GREECE OPHIOLITES

J. H. BRUNN, I. ARGYRIADIS, J. BRAUD

ABSTRACT

New field observations reinforce the interpretation that was admitted from 1956 to 1970 according to which the ophiolites of Northwestern Greece were generated and emplaced as a massive submarine flow of mantelic magma which had risen through the opening of an orogenic rift. As it opened, the still narrow rift left out submarin tuffs and lavas (pillows) which have been found in different places under the basal peridotites of ophiolitic suits.

RESUME

Des nouvelles observations de terrain confirment et renforcent l'interprétation qui avait été généralement acceptée entre 1956 et 1970 selon laquelle les ophiolites du NW de la Grèce ont été engendrées et mises en place sous la forme d'une émission massive et sous-marine de magma mantélique monté à la faveur de l'ouverture d'un rift orogénique (différent des rifts océaniques). A son début, cette ouverture encore modeste a projeté dans la mer des matériaux de volcanisme explosif et des laves que l'on retrouve sous la forme de tuffs et de pillow-lavas en plusieurs endroits sous les péridotites de base des séries ophiolitiques. La haute température de cette mise en place est prouvée par le métamorphisme de contact atteignant le faciès amphibolite.

INTRODUCTION

The ophiolites of NW Greece provide a lot of varied and constraining informations concerning their generation and mode of emplacement. Following two field trips that we made during the summers of 2000 and 2001 we found new confirmation of the interpretation proposed by one of us (BRUNN 1940 a&b, 1950, 1956, 1960) and generaly accepted until 1970, (cf. biblio. AUBOUIN, MAXWELL, MERCIER, MOORES) according to which theese ophiolites were generated and emplaced as a massive submarine flow of mantelic magma that had reached the sea floor owing to the opening of an orogenic rift (more sudden, wider and shorter in time than oceanic rifts) that occured during the middle Lias.

Following the plate tectonic or «global» theory, the hypothesis of a rigid «plate tectonic emplacement of upper mantel peridotites along continental edges» was introduced by R.G.Coleman (1971) under the name of «obduction». It specified that the «obducted plate» was a «cold slab» of oceanic crust and mantel. In support of this, he quoted the old idea that ultrabasic rocks do not induce thermic matamorphism at their contact. This was proved wrong for, from 1973 onwards, thermal metamorphism reaching the amphibolite facies was found under basal peridotites of ophiolites in many places. Then, other models were put forward keeping the word «obduction» but admitting that the base of the obducted slabs were at temperatures as high a 120O° C and pressures as low as 2Kb (DEWEY and SHACKELTON 1984).

Yet all these models inspired by «global tectonics» imply a mechanical contact of abnormal superposition between ophiolitic masses and their substratum. This does not seem to correspond to the facts we observed in the field. We essentially focused our attention on the visible base of the ophiolites and the nature of their contact with their basement.

A. CROSS SECTION OF THE VALLEY OF THE ALIAKMON RIVER AT THE SOUTHERN END OF THE VOURINOS-FLAMBOURON PERIDOTITIC RANGE.

Owing to a large transverse accident, the Aliakmon river coming from the NW turns here towards the ENE. It is bordered to the S by the northern slopes of the Mount Vounassa which are covered by triassic limestones dipping 60° NNW while the pre-triasic metamorphic formations outcrop on the southern flank of the mountain. The northern side of the valley initially steep becomes milder when it reaches the peridotites of Mount Flambouron.

The cross sections are south-north. The lower part of the cross section is observable on the western end of the Mount Vounassa along the road from Dheskati to Peliouria. Above the metamorphic formations are found discontinuous patches of red conglomerats similar to those that were ascribed to the Permian by Kossmat (1924) in southern Yougoslavia and then comprises, upwards, quarzites, thin plated nodular,gray, yellow and violet limestones, a facies that recalls the Anisian of the eastern Alpes, then, alternating quartzites and gray thin platted limestones at last violet, brown or green cherts.

The rest of the section is observable slightly to the E on the southern slope of the Aliakmon valley, half way between the Zabordas Monastery to the E and that of Panaghia-Tourniki to the W. It shows from S to N (fig. 1):

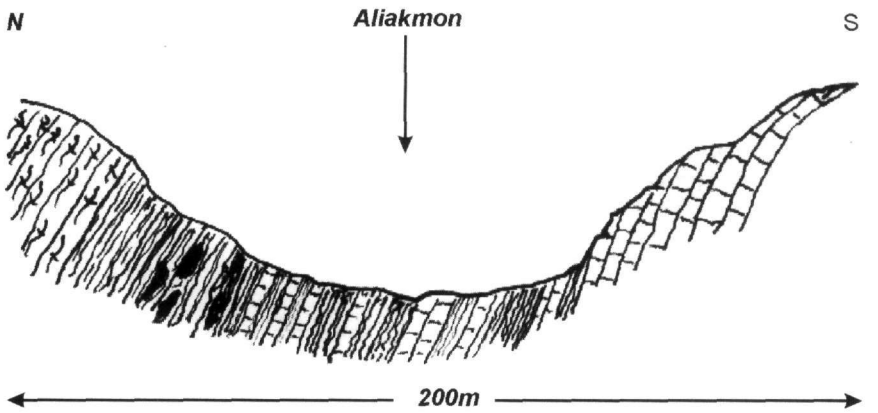


Figure 1. Cross section, Aliakmon valley



***1** : serpentinized peridotites **2** : amphibolites **3** : tuffs and pillow lavas **4** : calcshists, radiolarian cherts and tuffs*
***5** : thin bedded marbles, calcschists and tuffaceous cherts **6** : marbles (triassic)*

- Thick-bedded Vounassa marmorian limestones with dark colored weathering. The top of the formation has been dated as Norian by Conodonta (Mavridis 1980) while similar limestones above Siatista (35 km. north) were dated in there middle part as Ladinian by Diplopora (Teutloporella sp.,BRUNN 1956)
- Marmorian limestones in thinner beds (about 10 cm.) with gray green intercalations of tuffs
- Few meters of marmorian limestones
- Elliptic bodies of very dark green to black vitreous lavas intercalated in marmorian limestones
- Metamorphic calcschists intercalated with volcanic tuffs, both over 20 m.thick
- Tuffs and pillow-lavas over a few tens of meters thick, passing progressively to:
- Layered amphibolites forming the cliff on the left bank. The metamophism of these amphibolites was dated by Spray and Roddick (1980) to be - 170, -180 MA through $^{40}Ar/^{39}Ar$.
- The serpentinised peridotites of the Flambouron.

This succession is similar to that described by BRUNN (1956) & PICHON (1985). They are undeniably

normal and show no trace of thrusting. They show, towards the top, the gradual invasion of the sedimentary environment by volcanic material and a certain deepening of the sea (thinner and siliceous beds). Then volcanic environment prevales, carbonate deposites disapear and everything indicates the impending major magmatic event. This announced event is the arrival of the ophiolitic mass. Its high temperature is prooved by the presence of amphibolites, its magmatic condition by the absence of thrusting markers.

B. THE NORTHERN VOURINOS CONCEPTION

We cannot leave this area without recalling the superb cross-section of the North Vourinos, south of Paleocastro (fig. 2). Looking south, it shows on left (east) to right (west):

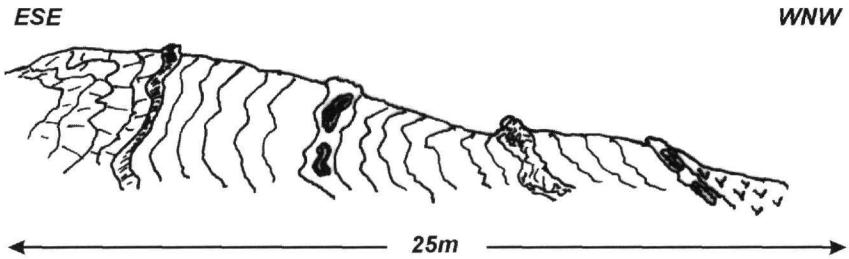


Figure 2. Cross section by Ag. Dimitrios

- the triassic limestones subvertical, dipping west
- the schists, former tuffites corresponding to a gorge
- the peridotites of the Vourinos (1866 m) ; faintly layered and vertical:serpentinized dunite, harzburgite with chromite deposits, lherzolite, etc., pyroxenite
- In the east-west valley of the Aliakmon, layered gabbros, first with dark olivine and instatite beds and bitownite rich layers, then augite rich and endesine rich layers. The layering is subvertical, parallel to that of the triassic limestones. This conformity prooves that the magma settled on the horizonntal sea floor and that the differenciation and layering occured within the magma chamber
- Non layered gabbro-diorites and quartz-diorites showing that the top of the chamber was enriched in water; under the dolerites, angular blocs of the latter have fallen into the water-rich magma, forming a «magmatic breccia» (Brunn, 1956, Plate XVII, fig. 3)
- Dolerites and basalt under the villages of Asprokambo and Langadakia



Figure 3. The Aliakmon valley cross section



Figure 4. Ag. Dimitrios cross section : pillow lava

- Thin cherts and pelagic limestones of jurassic age (*Calpionella*)
- Transgressive, slightly discomformable Upper cretaceous micrites.



Figure 5. Panorama of the Vourinos and Krapa hills (view towards the South).

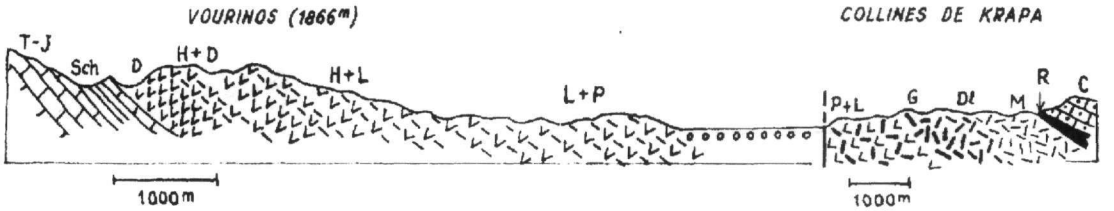


Figure 6. Explanatory profile of the view (scale distorted by perspective).
***T-J** : limestones (Trias, Jurassic) ; **Sch** : intercalations of schists and cherts in the top of limestones*
***D** : dunites ; **H** : harzburgites ; **L** : lherzolites ; **P** : pyroxenites ; **G** : gabbros ; **Dl** : dolerites ; **M** : microlitic rocks ;*
***R** : radiolarites ; **C** : cretaceous limestones.*

D. CROSS SECTION OF AG. DIMITRIOS.

Of course our next aim was to extend the upper observations and verify if these observable facts could be seen elsewhere. Far more to the E, on the western side of the Mount Vermion, a transverse sinkline above the village of Ag. Dimitrios exposes the base of the serpentinous ophiolites in contact with the marble of their bedrocks. The cross-section is made over the village, on the road leading to the monastery of Ag. Ioannis Vazelonos, 1000m high. This cross-section is oriented E-W and the layers are exposed with a nearly vertical dip from E to W, that is to say upwards and we can see:

- Fine layered marbles
- Schisteous tuffs
- Pillows lavas with magnificent «pillows» (about 1,5m thick)
- Schisteous tuffs
- New flow of pillow-lavas
- Serpentineous tuffs
- At last, the serpentineous ophiolitic mass.

Here also the base contact of the ophiolites is normal, stratigraphic and their arrival is announced by a striking volcanic environment. The ophiolitic suite is much thinner than in the Vourinos.

C. CROSS-SECTION OF MILIA

The ophiolites forming the summits of the northern Pindos are thrust SW over the eocene flysch of the Pindos zone which is itself thrust over the eo-oligocene flysch of the Tymphe-Gavrovo zone (BRUNN 1956). Within the nappe the Pindos flysch appears under the ophiolites in techtonic windows. The remarquable thing is

that the ophiolites have been thrust with their normal base at least pro parte as we have noticed it in our last field observation.

The village of Milia (ENE of Metsovon) lies on a half-window of Flysch appearing from under the thrust ophiolites. The flysch-ophiolites contact is borded from place to place by huge «thrust slices» of limestones, the most important of which is the so-called «Petra tou Lykou» as big as a great building in which one of us (BRUNN 1956) had found *Halobia radiata GEMM.* from the upper Triassic period (determination from C.RENZ). These «thrust slices» were said to have been tectonically dragged, in a certain desorder, by the ophiolitic overthrust. But, this time, as we were particularly focused on these sites, we noticed that they form in fact a coherent zone, stratigraphically located along the old road to Metsovon, from Milia to Politses. Some local cross-sections, nearly identical, confirm by their systematic disposition this point of view. The best and clearest one is found south uphill to Milia at the dump of the village. In contact with striped amphibolites forming the base of the ophiolitic mass, we can see series of red schists and radiolarian cherts with intercalations of typical well preserved «pillow-lavas» with strips (metric) of pink and white lithographic limestones full of «filaments», probably sections of very fine tests of Halobia or Daonella from the Triassic period.

E. CONCLUSIONS

A detailed and longstanding cartographic work should be started to understand and describe the disposition of this zone. But we can already formulate some conclusions which support a more synthetic view of the structure of the Hellenides and more generally speaking, of the Alpino-Mediterranean Range which is not that of «classic» models of the so-called «global tectonic».

- The superposition of the NW Greek ophiolites on their immediate substratum is normal and not tectonic.
- This substratum is a part of the thrust nappe of the Pindos.
- The ophiolites which appear to the NE of the Meso-hellenic trench are part of the normal mesozooc cover of the inframesozoic and usualy metamorphic formations of the «Pelagonian basement» (*sensu* F. Kossmat,1924).
- Apart from the Vourinos, other ophiolitic outcrops can be found in the Pelagonian Zone (Monts Askion et Vermion). They ly also on Triassic limestones, which are sometimes metamorphic, often through a layer of schists, former tuffites and lavas ; they are less important and thinner than those of the Vourinos, partly owing to erosion, partly because they were initially less important and their differentiation less advanced : the bottom of the sea was probably uneven and not flat as are the abyssal oceanic plains.

Finally, these observated facts should lead to reconsider the hypothesis of a unique «Tethysian Ocean» the bottom of which would have been inserted by «obduction» in the alpino-mediterranean range : more probable, owing to the field observations we have made, is the opening, during or after the Triassic age, of several rift-like trenches through which flowded ultrabasic magmatic masses from which are issued the alpine ophiolites.

REFERENCES

ARGYRIADIS I. 1975. Mésogée permienne, chaîne hercynienne et cassure téthysienne. Bull. Soc. Géol. Fr., (7), p. 56-67.

ARGYRIADIS I. AND FOURQUIN CL. 1987. La structure du complexe de nappes rhodopien en Grèce : une fenêtre hellénique africaine sous les Balkans. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 305, Série II, p. 727-732.

AUBOUIN J. 1965. Geosynclines, Elsevier ed., Amsterdam.

BORTOLOTTI V., DALPIAZ G.V. and PASSERINI P. 1969. Ricerchesulle ofioliti delle catene alpine 5. Nuove osservazioni sul massiccio del vourinos (Grecia). Bol. Soc. Geol. Ital. 88 (1969), p. 35 – 45, 5 fig.

BRAUD J. and BRUNN J.H. 1972. Présence de quartz-kératophyres et de brèches éruptives dans les roches vertes des unités almopiennes occidentales du Vermion (Grèce). C.R. somm. Soc.Géol. Fr., 1972, fasc. 1 (7/2) p. 29-30.

BRUNN J.H. 1940 a. Sur les roches basiques du Pinde et de la Macédoine occidentale, C.R. Ac. Sc. 210, p 109-111.

BRUNN J.H. 1940 b. Conditions de gisement des roches basiques en Macédoine occidentale.C.R. Ac. Sc. 210, p 735-738.

BRUNN J.H. 1952. Les éruptions ophiolitiques dans le NW de la Grèce et leurs rapports avec l'orogenèse. 19 ème congrès géol. Int.17, 19-27.

BRUNN J.H. 1956. Contribution à l'étude géologique du Pinde septentrional et de la Macédoine occidentale. Ann. Géol. Pays Hellen. vol. 7, 410p.

BRUNN J.H. 1960. Mise en place et différenciation de l'association pluto-volcanique du cortège ophiolitique. Rev. Géogr. phys. Géol. dyn., Sér. 2,3 : 115-132.

COLEMAN R.G. 1971. Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges. J. Geophys. Res. 76:1212-1222.

DEWEY J.F. and SHACKLETON R.M. 1984. A model for the evolution of the Grampian tract in the early Caledonides and Appalachians. Nature, 312 : 115-121.

KOBER L. 1915. Alpen und Dinariden. Geol. Rdsch. 5, 175-204, Leipzig 1915.

KOSSMAT F. 1924. Geologie der zentralen Balkanhalbinsel. Mit einer Uebersicht des dinarischen Gebirgsbaus. Die Kriegsschauplätze 1914-1918 geologisch dargestellt. Heft 12. Berlin, Borntraeger.

KOSMAT F. 1937. Der ophiolitische Magmagürtel in den Kettengebirgen des mediterranen Systems. Sitzung. Preuss. Akad. Wiss. 23, p. 308 – 325.

MAVRIDIS A. 1980. A propos de l'âge de mise en place tectonique du cortège ophiolitique du Vourinos (Grèce), in : A. Panayiotou (Ed.) Intern. Ophiolite Symp. Cyprus 1979, p. 349-350.

MAXWELL J.C. and AZZAROLI A. 1962. Submarine extrusion of ultramafic magma (abstract). Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 73 : 203-204.

MERCIER J. 1968. Etude géologique des zones internes des Hellénides en Macédoine centrale (Grèce). Ann. Géol. Pays Helléniques. 20 : 596p.

MOORES E.M. 1969. Petrology and structure of the Vourinos ophiolite complex of Nothern Greece. Geol. oc. amer., Spec. Paper, 118, 74p.

RENZ C. Die Tektonik der griechischen Gebirge. Mém. Acad. Ath. 8, p. 1 – 171.

SPRAY G. and RODDICK J.C. 1980. Petrology and $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology of some Hellenic cub-ophiolitique metamorphic rocks. Contrib. Mineral. Petrol., 72:43-55.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/6, 2133-2140, 2002 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/6, 2133-2140, 2002
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

ΦΥΣΙΚΗ ΓΕΩΓΡΑΦΙΑ-ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ. ΕΝΑΣ ΚΑΤ' ΕΞΟΧΗΝ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΙΚΟΣ ΕΠΙΣΤΗΜΟΝΙΚΟΣ ΚΛΑΔΟΣ ΣΕ ΑΝΑΖΗΤΗΣΗ ΝΕΩΝ ΡΟΛΩΝ ΚΑΙ ΠΕΔΙΩΝ ΕΦΑΡΜΟΓΗΣ*

Α. Α. ΨΙΛΟΒΙΚΟΣ[1]

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Το ενεργειακό δυναμικό το οποίο βρίσκεται εγκλωβισμένο στο εσωτερικό της γης είναι ο ρυθμιστής των ενδογενών διεργασιών. Αυτές εκφράζονται με ποικιλία φαινομένων όπως είναι ο μαγματισμός, η ηφαιστειότητα, οι κινήσεις των λιθοσφαιρικών πλακών, οι κατακόρυφες κινήσεις τμημάτων του φλοιού, η σεισμικότητα κ.α. Αποτέλεσμα των ενδογενών διεργασιών είναι η παραγωγή ποικίλων μορφών επιφανειακού αναγλύφου στην επιφάνεια της Γης.

Το ενεργειακό δυναμικό το οποίο βρίσκεται στο κέντρο του ηλιακού μας συστήματος, στον Ήλιο, είναι ο ρυθμιστής των εξωγενών διεργασιών. Η ενέργεια η οποία εισάγεται στο χώρο της ατμόσφαιρας, της υδρόσφαιρας, της βιόσφαιρας και της λιθόσφαιρας, προκαλεί σημαντικές αλλαγές στη συμπεριφορά τους, με ένα κοινό σκοπό. Να καταστρέψει τις προεξέχουσες μορφές του επιφανειακού αναγλύφου (ταπείνωση) και να μεταφέρει τα υλικά της καταστροφής στα βυθίσματα, μέχρις ότου τα πληρώσει. Πρόκειται για διεργασίες απογύμνωσης οι οποίες οδηγούν στην επιπέδωση της γήινης επιφάνειας.

Από τη συνεχή αυτή πάλη μεταξύ ενδογενών και εξωγενών δυνάμεων σχηματίζονται οι ποικίλες μορφές του επιφανειακού αναγλύφου ή γεωμορφές, με τις οποίες ασχολείται η Φυσική Γεωγραφία και η Γεωμορφολογία ειδικότερα.

2. ΣΥΝΤΟΜΟ ΙΣΤΟΡΙΚΟ

Οι προσπάθειες των Φυσικογεωγράφων-Γεωμορφολόγων επικεντρώθηκαν στην έρευνα των τρόπων με τους οποίους δρουν οι ενδογενείς και οι εξωγενείς δυνάμεις, ώστε να προκύπτουν οι διάφοροι τύποι και οι μορφές του επιφανειακού αναγλύφου (γεωμορφές).

Διαμορφώθηκαν έτσι δύο βασικές αντιλήψεις υπό μορφή θεωριών:

α. Η θεωρία του Γεωγραφικού Κύκλου ή Κύκλου της Διάβρωσης από τον Davis (1909).

β. Η θεωρία της Δυναμικής Ισορροπίας του συστήματος από τον Gilbert (1880) και νεότερους ερευνητές (Strahler 1950/68, Schumm 1971 κ.α.).

Η θεωρία του Γεωγραφικού Κύκλου περιλαμβάνει μία κυκλική διαδικασία εξέλιξης του επιφανειακού αναγλύφου, η οποία είτε ολοκληρώνεται, είτε διακόπτεται ενδιαμέσως.

Η νεότητα, η ωριμότητα, το γήρας αποτελούν τα τρία βασικά στάδια εξέλιξης του κύκλου αυτού, ο οποίος αρχίζει όταν δημιουργείται νέο επιφανειακό ανάγλυφο και τελειώνει όταν το ανάγλυφο αυτό καταστραφεί (επιπέδωση).

Εξίσου ενδιαφέρουσες υπήρξαν και οι απόψεις των Penck (1924) και L.C.King (1951-61) σχετικά με την εξέλιξη των κλιτύων και το σχηματισμό επίπεδων επιφανειών κατά τις διεργασίες διαμόρφωσης του επιφανειακού αναγλύφου.

Η θεωρία της Δυναμικής Ισορροπίας του συστήματος βασίζεται στη συνεχή διεργασία των φυσικών δυνάμεων (ενδογενών και εξωγενών), οι οποίες με τη δράση και την αντίδραση δημιουργούν τις ποικίλες μορφές του επιφανειακού αναγλύφου. Επομένως, οι αλλαγές στο χρόνο είναι συνεχείς και οδηγούν κάθε φορά σε ορισμένους τύπους γεωμορφών, χωρίς να αποκλείονται και περίοδοι σταθερότητας ή ισορροπίας του συστήματος "steady state".

Εξίσου ενδιαφέρουσες υπήρξαν οι απόψεις των Tricart & Gailleux (1965) και του Tricart (1965/68) σε ζητήματα Κλιματικής Γεωμορφολογίας.

---

* **PHYSICAL GEOGRAPHY-GEOMORPHOLOGY. A SPECIAL ENVIRONMENTAL SCIENTIFIC BRANCH IN SEARCH OF NEW ROLES AND APPLICATION FIELDS.**

[1] Τομέας Φυσικής και Περιβαλλοντικής Γεωγραφίας του Τμήματος Γεωλογίας της Σχολής Θετικών Επιστημών του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης, 54006 Θεσσαλονίκη.

Όπως συνέβη με όλους τους επιστημονικούς κλάδους, η γρήγορη εξέλιξη της Φυσικής Γεωγραφίας οδήγησε σε φυγόκεντρες τάσεις τα επιμέρους αντικείμενα έρευνας, γεγονός που κατέληξε στον κατακερματισμό της στους εξής κύριους κλάδους:

Κλιματολογία
Ωκεανογραφία
Εδαφολογία
Επιφανειακή Υδρολογία
Γεωμορφολογία

Οι νέοι αυτοί κλάδοι εξελίχθησαν ως ανεξάρτητες επιστημονικές μονάδες με αυτοτέλεια, αλλά και με επικαλύψεις περιοχών κοινού ενδιαφέροντος.

Η Γεωμορφολογία υπήρξε ο κορμός της Φυσικής Γεωγραφίας και παραμένει ως ανεξάρτητος σήμερα επιστημονικός κλάδος, η βάση της μελέτης των μορφών και των διεργασιών του επιφανειακού αναγλύφου.

Εκείνο που πρέπει να επισημανθεί είναι η ταχεία ανάπτυξη των παιδιών της Φυσικής Γεωγραφίας στα μεταπολεμικά χρόνια, όχι μόνο στο θεωρητικό, αλλά κυρίως στο εφαρμοσμένο πεδίο της σύγχρονης επιστήμης και της κοινωνίας.

3. Η ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ ΚΑΙ Η ΝΕΑ ΕΠΟΧΗ

Η Γεωμορφολογία αρχικά ακολούθησε τον κλασσικό δρόμο της Φυσικής Γεωγραφίας, δηλαδή τη μελέτη των μορφών του επιφανειακού αναγλύφου ή γεωμορφών (landforms), η οποία περιελάμβανε:

Την περιγραφή τους, με όλα τα χαρακτηριστικά τους γνωρίσματα.

Τη συσχέτισή τους με τη δράση των ενδογενών και των εξωγενών δυνάμεων.

Την ερμηνεία της προέλευσης, του τρόπου σχηματισμού και της εξέλιξης αυτών.

Η μελέτη αυτή επικεντρώθηκε στο ρόλο των γεωλογικών (ενδογενών) και των κλιματικών (εξωγενών) παραγόντων, διότι έγινε φανερό από τα αρχικά της στάδια ότι αυτοί καθορίζουν σε μεγάλο βαθμό τις διεργασίες του σχηματισμού και της εξέλιξης των γεωμορφών.

Η πρόσφατη τήξη των παγετώνων του Würm και οι αλλαγές που ακολούθησαν κατά τη διάρκεια του Ολοκαίνου, έφεραν στην επιφάνεια μεγάλη ποικιλία παγετωδών μορφών στο χώρο του Β. Ημισφαιρίου της Γης. Έδωσαν, επομένως, την ευκαιρία στους γεωμορφολόγους να ασχοληθούν με τα παγετώδη και περιπαγετώδη φαινόμενα, διεργασίες και μορφές.

Αντίστοιχα ερεθίσματα δόθηκαν σε ερημικές περιοχές αιολικής δραστηριότητας ή σε παράκτιες μορφές κυματικής και ρευματικής δραστηριότητας. Το μεγάλο πλεονέκτημα των γεωμορφολόγων ήταν η αμεσότητα της παρατήρησης των φαινομένων και των γεωμορφών που δημιουργούσαν αυτές.

Με τον τρόπο αυτό η μελέτη των γεωμορφών άρχισε να αναζητά νέους δρόμους παρακολούθησης των φαινομένων, με μετρήσεις παραμέτρων, πειραματικές κατασκευές υπαίθρου και εργαστηρίου, αποτύπωση (χαρτογράφηση) των σχηματισμών και προσπάθεια κατανόησης του τρόπου και των ρυθμών εξέλιξης των φυσικών διεργασιών.

Η προσπάθεια αυτή γέννησε την Εφαρμοσμένη Γεωμορφολογία για την οποία εργάστηκαν πρωτοπόροι ερευνητές όπως οι R. Horton, L. Leopold, W. Langbein κ.α.

Η οριστική στροφή από τη Θεωρητική στην Εφαρμοσμένη Γεωμορφολογία, δηλαδή από τη μελέτη μακροχρόνιων διεργασιών εξέλιξης στη μελέτη σύγχρονων επιφανειακών διεργασιών, οφείλονταν σε τρεις (3) βασικούς λόγους:

α. Σε ερευνητικές εργασίες οι οποίες έδειξαν ότι οι σημερινές διεργασίες παράγουν σημαντικά αποτελέσματα στη φύση.

Ο Johnson (1919) έδειξε ότι στα παράκτια περιβάλλοντα η ταχύτητα των φυσικών διεργασιών ήταν πολύ μεγάλη και αντίστοιχη ήταν η ταχύτητα σχηματισμού και εξέλιξης γεωμορφών.

Ο Bagnold (1941) προσκόμισε αντίστοιχη γνώση για τις αιολικές διεργασίες και μορφές σε ερημικά περιβάλλοντα.

Οι διαπιστώσεις αυτές έδωσαν τη δυνατότητα εφαρμογής της νέας γνώσης προκειμένου να αντιμετωπιστούν φαινόμενα φυσικών καταστροφών λόγω παράκτιας ή αιολικής δράσης.

Η Γεωμορφολογία έτσι πέρασε στο στάδιο της εφαρμογής.

β.Σε ανάπτυξη νέων τεχνικών για την παρακολούθηση των φυσικών διεργασιών στο πεδίο, στο εργαστήριο, καθώς και την εφαρμογή νέων μεθόδων γεωμορφολογικής χαρτογράφησης.

Η νέα γνώση που αποκτήθηκε με τον τρόπο αυτό οδήγησε στην κατανόηση της λειτουργίας των γεωμορφολογικών συστημάτων.

Η Γεωμορφολογία έτσι πέρασε στο πεδίο της μοντελοποίησης, αν όχι στη μαθηματική τους απόλυτη έκφραση, τουλάχιστον σε ένα σύνθετο τύπο μοντέλων απόκρισης.

γ.Στις μεγάλες αλλαγές που έγιναν στον κόσμο μετά το Β΄ παγκόσμιο πόλεμο, τόσο σε πολιτικό, όσο και διοικητικό, εθνικό και οργανωτικό επίπεδο των κρατών. Στα νέα κράτη και στα νέα πολιτικά συστήματα ξεκίνησε μια προσπάθεια αξιοποίησης των φυσικών πόρων μέσω αναπτυξιακών προγραμμάτων και κατασκευής έργων. Κατά την πορεία του σχεδιασμού, αλλά κυρίως κατά την πορεία της υλοποίησης των προγραμμάτων αυτών, προέκυψαν πολλά προβλήματα, τα οποία αφορούσαν σε αστοχίες, σε καταστροφές, σε περιβαλλοντική υποβάθμιση και σε αδυναμίες λειτουργίας των αναπτυξιακών έργων. Σε πολλές περιπτώσεις τα αναπτυξιακά προγράμματα οδηγήθηκαν σε αποτυχία εφαρμογής, προκάλεσαν ληστρική εκμετάλλευση των φυσικών πόρων, κατασπατάλησαν τους οικονομικούς πόρους και οπισθοδρόμησαν τις περιοχές όπου αυτά εφαρμόστηκαν.

Στις περισσότερες περιπτώσεις αυτή η αποτυχία οφείλονταν στην έλλειψη της μελέτης των σύγχρονων φυσικών διεργασιών των περιοχών εφαρμογής και στην απουσία πρόγνωσης για τον τρόπο που αυτές θα πορευθούν στο μέλλον, μετά την εφαρμογή των προγραμμάτων.

Η Γεωμορφολογία έτσι πέρασε στο χώρο της πρόγνωσης για τον τρόπο αντίδρασης της φύσης στα ανθρώπινα έργα.

Οι τρεις αυτές περιπτώσεις εξέπεμψαν στον επιστημονικό κόσμο, στους πολιτικούς σχεδιαστές και στην κοινωνία ένα κοινό μήνυμα:

Είναι ανάγκη να προηγείται γεωμορφολογική έρευνα για τον τρόπο δράσης των φυσικών διεργασιών σε μια περιοχή προτού ακόμη σχεδιαστούν και εκτελεστούν σε αυτήν αναπτυξιακά ή άλλα έργα.

Το μήνυμα αυτό ελήφθη ήδη από όλους και αυτό προκύπτει από τις προσπάθειες των κοινοβουλίων, των διεθνών οργανισμών και των τοπικών κοινωνιών να θεσπίσουν νόμους, κανόνες, οδηγίες και τρόπους συμπεριφοράς κατά το σχεδιασμό, την εκτέλεση και τη λειτουργία αναπτυξιακών έργων, με σεβασμό στη φύση, στο περιβάλλον και στον άνθρωπο.

4. Η ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΗ ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ ΣΕ ΝΕΑ ΕΠΙΣΤΗΜΟΝΙΚΑ ΠΕΔΙΑ

Η Εφαρμοσμένη Γεωμορφολογία κινήθηκε προς τρία κύρια επιστημονικά πεδία, τα οποία όμως σχετίζονται μεταξύ τους ή παρουσιάζουν ορισμένες επικαλύψεις:

Α. Το πεδίο της έρευνας και της μελέτης των στοιχείων του Φυσικού Περιβάλλοντος.
Β. Το πεδίο της έρευνας και της μελέτης του Ανθρωπογενούς περιβάλλοντος.
Γ. Το πεδίο της διαχείρισης του Περιβάλλοντος

Είναι χρήσιμη η σύντομη ανάλυση των νέων αυτών επιστημονικών πεδίων, διότι με τον τρόπο αυτό δίνεται η δυνατότητα ενημέρωσης των νέων επιστημόνων και κατανόησης των ζητημάτων εργασίας και μελέτης που τους αφορούν.

5. ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΗ ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ ΚΑΙ ΦΥΣΙΚΟ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ

Το φυσικό Περιβάλλον περιλαμβάνει ένα γεωγραφικό χώρο ο οποίος χαρακτηρίζεται από γεωλογικά, γεωμορφολογικά και κλιματικά στοιχεία καθώς από βιοτικά στοιχεία (χλωρίδα- βλάστηση, πανίδα), διαφορετικά από αυτά των γειτονικών περιοχών.

Οι γεωμορφές (landforms) οι οποίες προκύπτουν από τη δράση φυσικών διεργασιών είναι τα πιο χαρακτηριστικά στοιχεία του φυσικού περιβάλλοντος σε μεσαία και μικρή κλίμακα.

Η οριοθέτηση ενός γεωγραφικού χώρου με βάση τις γεωμορφές του, οδήγησε στη διαμόρφωση της εύνοιας των γεωμορφολογικών συστημάτων ή συστημάτων Γης (Land – systems),όπου γεωμορφές και φυσικές διεργασίες ή και ανθρώπινες δραστηριότητες συσχετίζονται.

Η Γεωμορφολογική χαρτογράφηση ήταν αυτή που έδωσε τη δυνατότητα αποτύπωσης τω συστημάτων γης, ως περιβαλλοντικών ενοτήτων, της ταξινόμησής τους σε τύπους που παρουσιάζουν ιδιαιτερότητες στις γεωμορφές και στις διεργασίες, καθώς επίσης και της συσχέτισής τους με τα βιοτικά στοιχεία – κυρίως της βλάστησης- που τις συνοδεύουν.

Δημιουργήθηκε με τον τρόπο αυτό η έννοια του ενεργού περιβάλλοντος, αυτού δηλαδή που υπόκειται σε συνεχείς αλλαγές και διεργασίες εξέλιξης. Οι αλλαγές αυτές εντοπίζονται και χαρτογραφούνται από τους γεωμορφολόγους, ενώ η ερμηνεία των φυσικών διεργασιών διευκολύνεται από τη χαρτογράφηση των γεωμορφών.

Τα στοιχεία αυτά επιτρέπουν στους γεωμορφολόγους την πρόβλεψη για την μελλοντική πορεία των συστημάτων γης ή γεωμορφολογικών συστημάτων ή περιβαλλοντικών ενοτήτων. Αυτό γίνεται με τον εντοπισμό και την αξιολόγηση των πιθανών κινδύνων που μπορεί να προκύψουν για το περιβάλλον στο μέλλον, είτε από τη φυσική πορεία των πραγμάτων, είτε από τις ανθρώπινες επεμβάσεις σε αυτό,

Εξίσου σημαντική είναι η συμμετοχή των γεωμορφολόγων στο σχεδιασμό και στη λήψη αποφάσεων για την εκτέλεση έργων στο περιβάλλον. Η Γεωμορφολογική ανάλυση μπορεί να συμβάλλει στην αξιολόγηση της βιωσιμότητας των έργων, της απόδοσής τους, του τρόπου λειτουργίας τους, του χρόνου ζωής τους και της κοινωνικής τους αποδοχής.

Η σχετική πρόβλεψη που υπάρχει στις Μελέτες Περιβαλλοντικών Επιπτώσεων για τη γεωμορφολογική έρευνα (ΚΥΑ-ΜΠΕ) κατοχυρώνει εν μέρει το ρόλο των γεωμορφολόγων σε αυτές, αλλά είναι εξαιρετικά άτολμη. Περιορίζεται σε περιγραφές, διαπιστώσεις και συμπληρώσεις ερωτηματολογίων, εξεταστικού χαρακτήρα, χωρίς να υπεισέρχεται στην ουσία που είναι η μελέτη των σύγχρονων διεργασιών.

Ο ρόλος των γεωμορφολόγων πρέπει να είναι η ανάδειξη της σημασίας που έχουν οι σύγχρονες διεργασίες στην εκπόνηση ΜΠΕ. Επομένως πρέπει να εγκαταλείψουν τον εύκολο δρόμο που θα εκφυλίσει τη συμμετοχή τους σε αυτές και να ακολουθήσουν το δύσκολο δρόμο που θα κατοχυρώσει τη συμμετοχή τους σε αυτές. Στις ανεπτυγμένες χώρες αλλά και στους διεθνείς οργανισμούς οι γεωμορφολόγοι επέβαλαν την επιστημονική τους παρουσία, αφού δραστηριοποιήθηκαν σε όλους τους τομείς της έρευνας και της μελέτης του περιβάλλοντος, με εξαιρετικά αποτελέσματα.

6. ΑΝΘΡΩΠΟΓΕΝΗΣ ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ

Από τα πρώτα στάδια ανάπτυξης της Φυσικής Γεωγραφίας διαμορφώθηκε η αντίληψη ότι οι γεωμορφές προκύπτουν από τη δράση ενδογενών και εξωγενών δυνάμεων μεγάλης κλίμακας. Ο παράγοντας άνθρωπος θεωρήθηκε αμελητέος στο πλέγμα των γεωμορφολογικών διεργασιών.

Υπήρξαν ωστόσο ερευνητές οι οποίοι επεσήμαναν το ρόλο της ανθρώπινης δραστηριότητας στις γεωμορφολογικές διεργασίες και αλλαγές που συμβαίνουν στη φύση (Marsh. P.G, 1864 Man and Nature, Sherlock L.R. 1922 Man as Geological Agent, Bryan, K. 1925), χωρίς βέβαια να κατορθώσουν να μεταβάλλουν την επικρατούσα αντίληψη.

Η βιομηχανική και στη συνέχεια η τεχνολογική επανάσταση έδωσαν στον άνθρωπο ισχυρότατα εργαλεία και δυνατότητες επέμβασής του στο περιβάλλον και τον ανέδειξαν σε σημαντικότατο παράγοντα των διεργασιών εξέλιξης του επιφανειακού αναγλύφου.

Η πρόοδος των θεωρούμενων σήμερα ανεπτυγμένων κρατών του κόσμου βασίστηκε σε σοβαρότατες ανθρώπινες επεμβάσεις στο περιβάλλον, οι οποίες πραγματοποιήθηκαν κατά τη διάρκεια του 19ου και του 20ου αιώνα. Μπροστά στις ανθρώπινες ανάγκες, οι όποιες αρνητικές συνέπειες των επεμβάσεων αυτών ήταν αμελητέες. Επιπλέον χρειάστηκε σημαντικός χρόνος μετά τις επεμβάσεις για να εκδηλωθούν αυτές στο περιβάλλον και να αρχίσει η εφαρμογή μέτρων αποκατάστασης, προστασίας και διατήρησης αυτού. Χρειάστηκε πολύ περισσότερος χρόνος για να γίνει αντιληπτή η παγκόσμια σημασία των επεμβάσεων στο περιβάλλον και να ληφθούν αποφάσεις σε διεθνές επίπεδο (από το Ρίο στο Κυότο) για το μέλλον του πλανήτη μας.

Στην Ελλάδα χρειάστηκε σημαντικός χρόνος και επιστημονική προσπάθεια για να φανεί το μέγεθος και οι συνέπειες των επεμβάσεων του ανθρώπου στο περιβάλλον.

Μια τέτοια προσπάθεια βρίσκεται σε εξέλιξη από τη δεκαετία του 1980 στο Εργαστήριο Φυσικής Γεωγραφίας του Τμήματος Γεωλογίας του Α.Π.Θ., με αρχικό αντικείμενο τις επεμβάσεις που έγιναν σε υγροτοπικά συστήματα (λίμνες, έλη, λιμνοθάλασσες, ποταμούς, δέλτα κ.α.) της χώρας μας.

Η έρευνα έδειξε ότι οι ανθρώπινες επεμβάσεις που έγιναν σε υγροτοπικά συστήματα κατά τη διάρκεια του 20ου αιώνα, ανέτρεψαν τα περιβαλλοντικά δεδομένα και καθόρισαν τους τύπους, τους τρόπους και τους ρυθμούς των γεωμορφολογικών και λοιπών εξελίξεων στο περιβάλλον.

Συγκεκριμένα, από το 1930 μέχρι το 1980, περίοδο 50 ετών περίπου, αποξηράνθηκε και αποστραγγίστηκε το 64% της συνολικής επιφάνειας των υγροτοπικών συστημάτων της χώρας μας (Psilovikos, 1992). Οι λίμνες Κωπαϊδα, Γιαννιτσών, Αχινού, Ξυνιάδα, Κάρλα, Μαυρούδα, Λάντζα, Λεκάνης, Τάκα, Ασκουρίς και πολλές μικρότερες, οι λιμνοθάλασσες Αγουλινίτσα, Μουριά, Μελίτη,Αξιού κ.α., καθώς και μεγάλες ελώδεις εκτάσεις όλων των δελταικών σχηματισμών και εσωτερικών βυθισμάτων (Φιλίππων, Θεσσαλίας, Σαρί – Γκιόλ, Αχελώου κ.α.) της χώρας αφανίστηκαν. Μαζί με αυτές αφανίστηκαν βέβαια, και τα στοιχεία της χλωρίδας, της βλάστησης της πανίδας και του περιβάλλοντος που στήριζαν. Η κατάρρευση των οικοσυστημάτων υπήρξε πλήρης.

Για να μπορέσουν οι φυσικές διεργασίες μόνες τους να οδηγήσουν στη πλήρη πρόσχωση των υγροτοπικών συστημάτων χρειάζονται χιλιάδες, ίσως και δεκάδες χιλιάδες χρόνων δράσης και τελικά ίσως κατορθώσουν να διατηρήσουν ορισμένα στοιχεία του περιβάλλοντος σε λειτουργία. Άρα ο ρυθμός των αλλαγών που επέβαλλε ο

άνθρωπος στο περιβάλλον ήταν ταχύτατος.

Η καταστροφή όμως των υγροτοπικών συστημάτων ήταν το πρώτο στάδιο των ανθρώπινων επεμβάσεων.

Ακολούθησε το δεύτερο στάδιο με την αλλαγή των χρήσεων γης. Στις εύφορες εκτάσεις που προέκυψαν οργανώθηκαν αρδευτικά δίκτυα και δυναμικές καλλιέργειες (ρύζι, βαμβάκι, τεύτλα, καλαμπόκι κ.α.) οι οποίες δημιούργησαν μεγάλες ανάγκες υποστήριξης σε νερό, λιπάσματα και φυτοφάρμακα. Το νερό βρέθηκε σε ποτάμια και υπόγειους υδροφορείς μέχρις εξαντλήσεως (Θεσσαλία,Κωπαϊδα), ενώ οι χημικές ουσίες προκάλεσαν ρυπάνσεις στο έδαφος καθώς και στο επιφανειακό και στο υπόγειο νερό.

Με τον τρόπο αυτό ο άνθρωπος οδηγεί σε εξάντληση τους φυσικούς πόρους και υποβαθμίζει το περιβάλλον.

Υπάρχει και τρίτο στάδιο, το οποίο αφορά στην ανάπτυξη του δευτερογενούς τομέα της οικονομίας (αγροτική βιομηχανία), στη μετακίνηση πληθυσμών, στην αλλαγή των οικονομικών στοιχείων, στην ανατροπή της παράδοσης και στην καθιέρωση νέου τρόπου ζωής σε μεγάλο τμήμα της χώρας μας.

Ακριβώς προς την αντίθετη κατεύθυνση υπήρξαν οι ανθρώπινες επεμβάσεις στα ποτάμια συστήματα της Ελλάδας για την κατασκευή φραγμάτων – ταμιευτήρων νερού.

Αντιπλημμυρική προστασία, αποταμίευση νερού ($10*10^9$ m^3), παραγωγή υδροηλεκτρικής ενέργειας (12% της χώρας), άρδευση ($4 – 5 * 10^6$ στρέμματα) και ύδρευση (Αθήνα, Αγρίνιο, Καρδίτσα) εξυπηρετούνται σήμερα από ταμιευτήρες των ποταμών Αχελώου, Αλιάκμονα, Άραχθου, Λούρου, Αώου, Λάδωνα, Νέστου, Μόρνου, Στρυμόνα, Πελοπ. Πηνειού κ.α. Ήταν φυσικό, οι επεμβάσεις αυτές να αλλάξουν ριζικά τη ροή και τον τρόπο λειτουργίας των ποτάμιων αυτών συστημάτων και να τα μετατρέψουν σε πλήρως ελεγχόμενα συστήματα.

Στις παράκτιες περιοχές της Ελλάδας οι ανθρώπινες επεμβάσεις είχαν μεγάλη έκταση και δημιούργησαν πληθώρα προβλημάτων, κυρίως διάβρωσης και απομακρύνσης υλικών, με τα οποία οφείλουν να ασχοληθούν οι νεότερες γενιές των γεωμορφολόγων της χώρας.

Από τα ανωτέρω στοιχεία προκύπτει με σαφήνεια η σημασία της Ανθρωπογενούς Γεωμορφολογίας και η ανάγκη έρευνας και μελέτης του νέου πεδίου, από τους νέους επιστήμονες.

7. ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ ΚΑΙ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΙΚΗ ΔΙΑΧΕΙΡΙΣΗ

Η Εφαρμοσμένη Γεωμορφολογία στηρίχθηκε στην αντίληψη ότι οι φυσικές διεργασίες και οι γεωμορφές δεν αποτελούν αυτοσκοπό, αλλά εντάσσονται μέσα στο πλέγμα της ανθρώπινης ζωής. Όπου και όταν αυτές δρουν με καταστροφικό τρόπο για τον άνθρωπο, θα πρέπει να γίνουν επεμβάσεις αποτροπής, πρόληψης και προστασίας. Όπου και όταν αυτές δρουν με δημιουργικό τρόπο για τον άνθρωπο, θα πρέπει να γίνουν επεμβάσεις εκμετάλλευσης και αξιοποίησης.

Δημιουργήθηκε, κατ' αυτόν τον τρόπο, το πλαίσιο της Περιβαλλοντικής Διαχείρισης και με την πάροδο του χρόνου, τη συσσώρευση εμπειριών και τις οργανωμένες αντιδράσεις της κοινωνίας διαμορφώθηκε μια νέα αντίληψη, αυτή της Ορθολογικής Διαχείρισης του Περιβάλλοντος. Ο πυρήνας της αντίληψης αυτής ήταν η έννοια της αειφορίας (αεί + φέρω), η οποία εκφράστηκε και ως βιωσιμότητα, δηλαδή η διαχείριση να γίνεται κατά τέτοιο τρόπο ώστε το περιβάλλον πάντοτε να παρέχει στον άνθρωπο τα αγαθά του.

Μερίδιο στην Ορθολογική Διαχείριση του Περιβάλλοντος (ΟΔΠ) έχουν όλοι οι επιστημονικοί κλάδοι και οι κρατικοί και οι κοινωνικοί φορείς. Η συμμετοχή των γεωμορφολόγων υπήρξε άμεση από τα πρώτα στάδια της προσπάθειας αυτής, λόγω του πλεονεκτήματος που είχαν να γνωρίζουν τις παλιές, να μελετούν τις σύγχρονες και να προβλέπουν τις μελλοντικές φυσικές διεργασίες, μέσα σ' ένα διαχειριστικό σχέδιο του περιβάλλοντος.

Βέβαια, οι παράγοντες που υπεισέρχονται στη λειτουργία των γεωμορφολογικών συστημάτων είναι πολλοί και παρουσιάζουν πολυπλοκότητα, ευαισθησία, ιδιομορφίες, αβεβαιότητες, συγκλίσεις και αποκλίσεις, καθώς και προβλήματα κλίμακας και έλλειψης δεδομένων.

Την πρόγνωση και την αξιολόγηση των κινδύνων που παρουσιάζει η εφαρμογή των Σχεδίων Διαχείρισης, οι γεωμορφολόγοι την αντιμετωπίζουν με δύο τρόπους:

α. Σε περίπτωση έλλειψης χρόνου παρακολούθησης των φυσικών διεργασιών, η έμφαση δίνεται στη μελέτη των γεωμορφών, των καταστάσεων ισορροπίας τους και των υλικών απόθεσης. Αυτό μπορεί να γίνει:

Με την εφαρμογή της θεωρητικής γνώσης στο πεδίο, της περιοχής έρευνας.

Με την εφαρμογή της εργαστηριακής γνώσης και υπολογιστικών στοιχείων στις συνθήκες δράσης πεδίου, στην περιοχή έρευνας.

Με την προσομοίωση γνωστών φαινομένων και περιοχών, στην άγνωστη περιοχή έρευνας.

Με την αξιολόγηση ιστορικών στοιχείων (επαναληπτικότητα φαινομένων).

β.Σε περίπτωση ύπαρξης διαθέσιμου χρόνου για την παρακολούθηση των φυσικών διεργασιών χρησιμο-

ποιούνται :

Μέθοδοι μετρήσεων στο πεδίο με όργανα και συσκευές παρακολούθησης.
Πειραματικές προσομοιώσεις στο εργαστήριο.
Μοντελοποίηση.

Σε κάθε περίπτωση μια επιμελημένη γεωμορφολογική χαρτογράφηση μπορεί να προσφέρει πολλά στην προσπάθεια αυτή.

Είναι χρήσιμη η έστω και απλή αναφορά στις περιπτώσεις Ορθολογικής Διαχείρισης του Περιβάλλοντος, στις οποίες ο γεωμορφολόγος έχει σημαντική συμβολή:

Αποσάθρωση πετρωμάτων και λίθων.
Καρστικά φαινόμενα, επιφανειακά και υπόγεια.
Νεοτεκτονικές κινήσεις και εκδηλώσεις.
Προσχωσιγενείς αποθέσεις υλικών και ορυκτών.
Διάβρωση εδαφών.
Μεταβολές κλιτύων και κατολισθήσεις.
Ποτάμια δραστηριότητα, πλημμύρες.
Λεκάνες απορροής – υδρολογία – ιζηματομεταφορά.
Παγετώδη και περιπαγετώδη φαινόμενα.
Αιολικά φαινόμενα.
Παράκτια φαινόμενα.
Υγροτοπικά συστήματα.
Δελταϊκά συστήματα.

Στην Ελλάδα πρέπει να ξεκινήσει μια οργανωμένη προσπάθεια για τη Διαχείριση του Περιβάλλοντος από νέους επιστήμονες όλων των κλάδων, στην οποία οι γεωμορφολόγοι και γεωλόγοι έχουν σημαντικό μερίδιο. Φυσικά, τα ζητήματα της Διαχείρισης χρειάζονται ταυτόχρονη πολιτική και νομική αντιμετώπιση γιατί έχουν κοινωνικές προεκτάσεις και δυσχεραίνουν την εφαρμογή τους.

Ίσως το σύγγραμμα των R.C. Cooke and J.C. Doorncamp, 1990, Geomorphology in Environmental Management, αποτελεί το καλύτερο βοήθημα μιας τέτοιας προσπάθειας.

8. Η ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΗ ΕΡΕΥΝΑ ΚΑΙ ΟΙ ΕΦΑΡΜΟΓΕΣ ΤΗΣ

Η γεωμορφολογική έρευνα στην Ελλάδα έχει μικρή παράδοση. Υπηρετήθηκε από λίγους επιστήμονες του Ακαδημαϊκού κυρίως χώρου, στα Φυσιογνωστικά και στα Γεωλογικά Τμήματα, αλλά και σε Τμήματα Πολυτεχνικών και Γεωτεχνικών Σχολών ΑΕΙ της χώρας μας.

Ήταν επομένως αναμενόμενο να κατευθυνθεί η έρευνα αυτή στην επίλυση θεωρητικών προβλημάτων που συνδέονται με το επιφανειακό ανάγλυφο, τις γεωμορφές και τις φυσικές διαδικασίες. Στο πεδίο αυτό έχει γίνει σημαντικότατη πρόοδος, πολύ αξιόλογη για τα δεδομένα του κλάδου των Φυσικογεωγράφων και Γεωμορφολόγων.

Η γνώση αυτή που αποκτήθηκε τις προηγούμενες δεκαετίες θα πρέπει να χρησιμοποιηθεί σήμερα και στο μέλλον στα πεδία εφαρμογών. Το περιβάλλον, οι ανθρώπινες δραστηριότητες και τα ζητήματα της διαχείρισης της φύσης είναι τα πιο κρίσιμα πεδία εφαρμογών.

Για να επιτύχει μια τέτοια προσπάθεια απαιτείται στενή συνεργασία με κλάδους εφαρμογών, δηλαδή μηχανικών και γεωτεχνικών. Η συνεργασία αυτή στο εξωτερικό βρίσκεται σε υψηλό επίπεδο, αλλά στην Ελλάδα είναι σχεδόν ανύπαρκτη. Οι λόγοι είναι πολλοί, αλλά ο βασικός λόγος βρίσκεται στην αδυναμία εύρεσης κοινής γλώσσας επιστημονικής συνεννόησης. Η αδυναμία αύτή έχει τις ρίζες της στον τρόπο λειτουργίας της εκπαίδευσης στις διάφορες σχολές και τμήματα Α.Ε.Ι. και στον τρόπο άσκησης των επαγγελμάτων στη χώρα μας.

Στην προσπάθεια αυτή, ο ρόλος των Επιστημονικών Εταιριών, των Επαγγελματικών Επιμελητηρίων και των Κλαδικών Οργανώσεων πρέπει να είναι ουσιαστικός. Χρειάζονται πρωτοβουλίες για τη σύσταση ομάδων εργασίας, οι οποίες θα διαμορφώσουν το πλαίσιο συνεργασίας και θα υλοποιήσουν πιλοτικά προγράμματα συνεργασίας. Τότε θα φανεί καθαρά το μέγεθος του πολλαπλού οφέλους που θα προκύψει για την επιστήμη, για το επάγγελμα, για την κοινωνία στη χώρα μας.

Έχουν περάσει 24 χρόνια από την έκδοση της εργασίας του Γ.Μαρίνου « Η Γεωλογία εις την εκπαίδευσιν και εις το επάγγελμα», η οποία έδωσε ώθηση στην εφαρμογή της γεωλογίας στην πράξη.

Ίσως ήρθε ο καιρός να γραφεί μια αντίστοιχη εργασία με τίτλο, «Η Γεωμορφολογία στην Εκπαίδευση και στο Επάγγελμα», η οποία θα βοηθήσει να γίνει ένα νέο ξεκίνημα.

Το 9° Γεωλογικό Συνέδριο ας είναι η αφορμή μιας τέτοιας προσπάθειας, η οποία πρέπει να συνεχιστεί με το 6° Γεωγραφικό Συνέδριο, το 2002, στη Θεσσαλονίκη.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

BAGNOLD, R.A 1941. The Physics of Blown Sand and Desert Dunes. Methuen, London.

BRYAN, K. 1925. The Papago Country, Arizona, U.S. Geol. Surv. Water Supply Paper, 499.

COOKE, R.U & DOORNCAMP, J.C. 1990. Geomorphology in Environmental Management. 2nd ed. Clareten Press-Oxford, 410p.

DAVIS, W. M. 1909. Geographical Essays. Boston, Ginn (reprinted 1954, Dover)

FAIRBRIDGE R. W. (ed.) 1968. Quantitative geomorphology. Encyclopedia of Geomorphology, N.Y. 898-912.

GILBERT, G. K. 1880. Report on the Geology of the Henry Mountains, 2nd ed. Dept. of interior U.S. Washington.

HORTON, R. 1945. Erosional development of streams and their drainage basins. Bull. Geol. Soc. Am. 56, 275 – 370.

KING, L. C. 1951. South African Scenery. 2nd ed. Oliver & Boyd. Edinburgh.

1962. Morphology of the Earth. Oliver & Boyd. Edinburgh.

JOHNSON, D. W. 1919. Shore Processes and Shoreline Development. Wiley, N. Y.

LANGBEIN, W. B. 1964. Geometry of river channels. J. Hydr. Div., Am. Soc. Civil Engs. 90, 301 – 12.

LANGBEIN, W. B. & SCHUMM, S. A. 1958. Yield of sediment in relation to mean annual precipitation. Trans Am. Geophys. Union 39, 1076 – 1084.

LEOPOLD, L. B. 1973. River channel change with time: an example. Geol. Soc. Am. Bull. 1845 – 1860.

LEOPOLD, L. B. WOLMAN, M. G.& MILLER, J. P. 1964. Fluvial Processes in Geomorphology. Freeman, San Francisco U.S.

ΜΑΡΙΝΟΣ, Γ. 1977. Η Γεωλογία εις την εκπαίδευσιν και εις το επάγγελμα - Κατατοπιστική Έρευνα, σελ. 120.

MARSH, G. P. 1864. Man and Nature: or Physical Geography as modified by Human Action. Scribners, N.Y.

PENCK, W. 1924. Morphological Analysis of Landforms. Transl. In English by H. Czech & K. C. Boswell, Macmillan, London, 1953.

PSILOVIKOS, A. 1992. Prospects of wetlands and waterfall in Greece. In managing Mediterranean wetlands and their birds. Proc IWRB intern. Symposium, Febr. 1999, Grado, Italy. M. Finlayson, T. Hollis, T. Davis edit. Sp. Publ. 20 53 – 55.

SCHUMM, S. A. 1971. Fluvial Geomorphology: The historical perspective, in H. W. Shen (ed.) Fluvial Geomorphology in River Mechanics. Water Res. Publ., Fort Collins, Colo.,4.1 – 4.30.

SHERLOCK, R. l. 1922. Man as a Geographical Agent. Witherby, London.

STRAHLER, A. N. 1950. Equilibrium theory of erosional slopes approached by frequency distribution analysis. Am. J. Sci. 248, 673-696. and 800-14.

(ed.)Encyclopedia of Geomorfology. Reinhold, N.Y., 898-912

TRICART, I. & GAILLEUX, A. 1965. Introduction 'a la geomorphologie
climatic, PARIS SEDES.

TRICART, J. K. 1965-1968. Traite de Geomorphologie I-V. Paris SEDES.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/6, 2141-2148, 2002 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/6, 2141-2148, 2002
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

NEW TENDENCIES AND ADVANCES IN MODERN STRATIGRAPHICAL RESEARCH*

M.D. DERMITZAKIS[1]

1. INTRODUCTION

Stratigraphy is the key to understanding the earth, its materials, structure and past life. It encompasses everything that has happened in the history of the planet. Simply defined, stratigraphy is the study of rock units and the interpretation of rock successions as a series of events in the history of the earth. The role of the stratigrapher is to describe, order and interpret rock units in terms of events and processes, and to correlate this information in time in order to build up this record of earth history. Fundamentally, stratigraphy provides the perspective of time; a perspective which makes geology almost unique within the physical sciences.

Understanding the principles and terminology of stratigraphy is essential to geologic study of sedimentary rocks because stratigraphy provides the framework within which systematic sedimentologic studies can be carried out. It allows the geologist to bring together the details of sediment composition, texture, structure, and other features into an environmental and temporal synthesis from which we can interpret the broader aspects of Earth history.

All geologists are in some way stratigraphers, since almost all-pure geological research is an attempt to unlock the secrets of the earth. Stratigraphy provides the frame of reference which underpins this research. Applied studies also rely on stratigraphy, as, for example, it is crucial in the exploration for oil and gas reserves, and it provides a sound basis for the understanding of the properties and extent of geological units in civil engineering.

The aim of this paper is to provide reviews of some of the most important principles and practices in modern stratigraphy.

2. FROM YESTERDAY TO TOMORROW: STRATIGRAPHY AS A MODERN DISCIPLINE

Geology has a long history dating back to the Renaissance, but arguably, formal acceptance of the guiding principles of the subject – uniformitarianism, superposition and relative chronology – followed from the publication of Charles Lyell's (1797-1875) classic book *Principles of Geology* in 1830. Its publication heralded the "golden age" of geology, riding on the crest of the great wave of public enthusiasm for the natural sciences (Bowler 1992). Text and classbooks on geology proliferated, and geologists such as Lyell and his contemporaries were public figures. Examining one of these texts today, such as Lyell's own *Students' Elements of Geology* (1878) or Page's *Advanced Textbook of Geology* (1861), one is struck by a simple fact: that the study of geology was synonymous with stratigraphy.

The most important contribution from this time was the development of the Chronostratigraphical Scale, a truly international standard which provides a framework of relative time within which all rock units may be compared. The systems that make up this scale were mostly established within the first 50 years of the nineteenth century. For example, the Cambrian, Silurian, Devonian and Permian systems were all erected by Roderick Murchison and Adam Sedgwick within a period of just six years, between 1835 and 1841 (Berry 1986). The rapid development of the Chronostratigraphic Scale was made possible by refinement of the basic principles of biostratigraphy, first laid down by William Smith at the turn of the nineteenth century, and was driven by the need for tools to establish and interpret the sequence of rock units on a global scale. At the same time that the Chronostratigraphical Scale was emerging, the application of the uniformitarian principles championed by Charles Lyell and James Hutton and the development of the concept of the facies by Armanz Gressley provided the mechanism for the interpretation of rock units as the products of ancient processes.

* ΑΠΟΨΕΙΣ, ΝΕΕΣ ΤΑΣΕΙΣ ΚΑΙ ΠΡΟΟΠΤΙΚΕΣ ΤΗΣ ΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΚΗΣ ΕΡΕΥΝΑΣ ΣΤΗΝ ΕΛΛΑΔΑ

[1] Dept. of Geology, University of Athens, Panepistimiopolis 15784 Athens Greece.

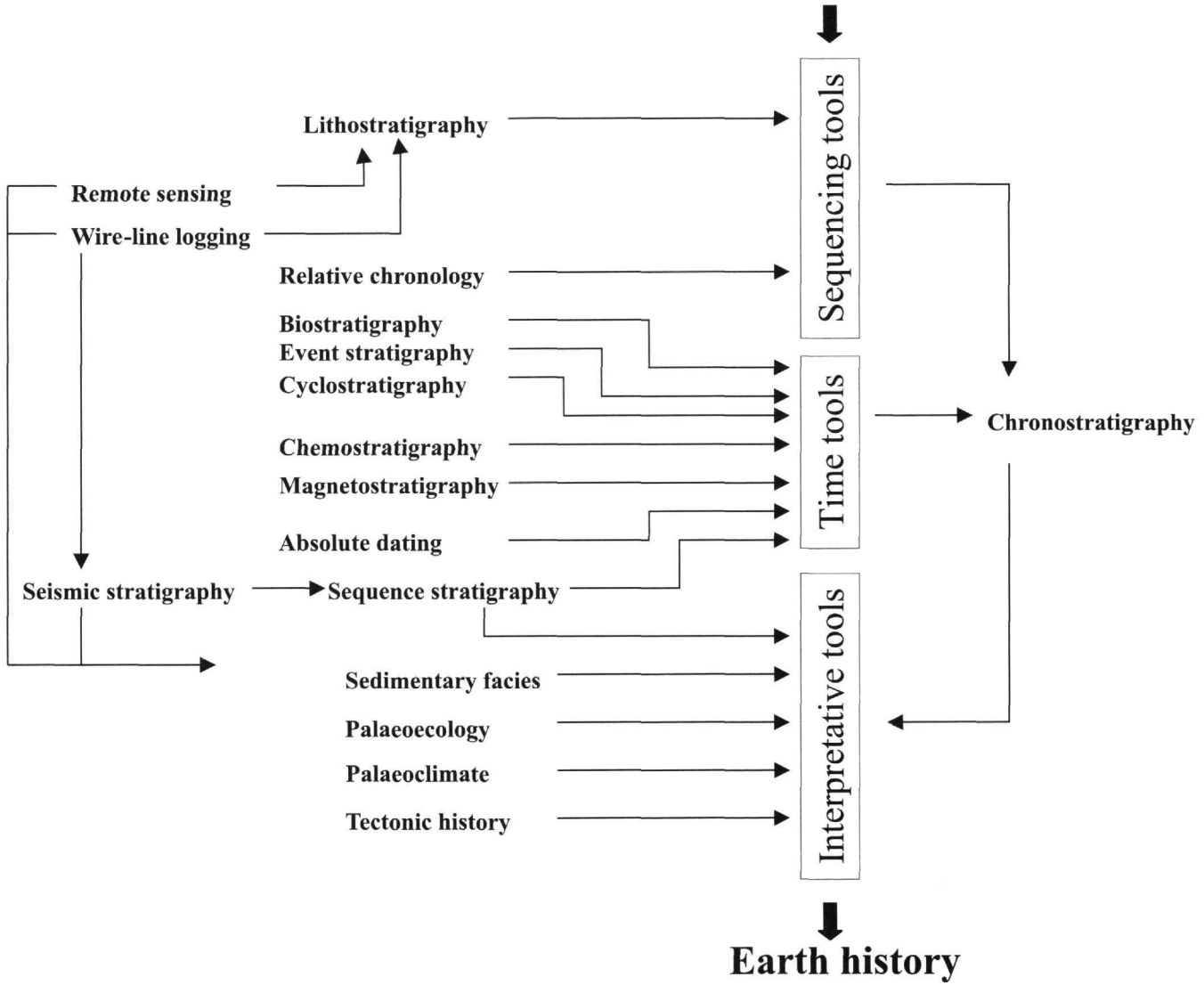
The nineteenth century was clearly a period of rapid advance not only in terms of the development of the tools of stratigraphy, but also in terms of our understanding of earth history (Bowler 1992). By the mid-twentieth century, however, stratigraphy had lost its place as the intellectual heart of geology and the subject slowly degenerated into a simple catalogue of units and names. Some of the worst and least imaginative aspects of the subject are dated from this period. The source of this decline is complex, but it primarily reflects a failure of the geological community to provide a convincing explanation for global tectonic activity. From the days of James Hutton, stratigraphers had recognized the great importance of angular unconformities as evidence of denudation of fold mountains followed by subsequent marine flooding episodes, but what created the mountains? James Hall and James Dwinght Dana in America evolved their geosynclinal theory in the mid to late nineteenth century, through the examination of the linear fold belts welded to the ancient cratonic interiors of most of the continents. Challenged only by the then bizarre notion of continental drift by Alfred Wegener in the early part of the twentieth century, there was no dynamic force in stratigraphy. There was an absence of interpretative models capable of making sense of the complex, often conflicting picture, of earth history that was emerging (Hallam 1990). Geologists retreated to their introspective studies and were content to catalogue their local successions.

Prior to the 1960s, the discipline of stratigraphy was concerned particularly with stratigraphic nomenclature; the more classical concepts of lithostratigraphic, biostratigraphic and chronostratigraphic successions in given areas; and correlation of these successions between areas. Lithostratigraphy, Biostratigraphy and Chronostratigraphy are still the backbone of Stratigraphy; however today's students must go beyond these basic principles. They must also have a thorough understanding of depositional systems and be able to apply stratigraphic and sedimentological principles to interpretation of strata within the context of global plate tectonics. This means, among other things, becoming familiar with comparatively new branches of stratigraphy that have developed since the early 1960s an new concepts and methods of studying sedimentary rocks and other rocks by remote sensing techniques have unfolded.

The discovery of sea-floor spreading through the work of scientists such as Fred Vine, Drummond Matthews and Harry Hess in the 1960s did much to revolutionize geology and to breathe new life into stratigraphy. Indeed, new techniques in the subject, particularly in the study of the record of the earth's magnetic reversals (magnetostratigraphy), led to the recognition of the alternate magnetic "strips" of the spreading ridge basalts, and the widespread acceptance of plate tectonics. The advent of the "new global tectonics", as it was then called, reinvigorated the subject of stratigraphy. Stratigraphical studies provided the means by which plate tectonic theory learned from the present day could be applied to the geological past. Perhaps the most seminal work in this respect was the stratigraphical and palaeontological studies of the North American geologist J. Tuzo Wilson, who confirmed the existence of an early Palaeozoic, proto-Atlantic ocean; the Iapetus Ocean of later authors (Wilson 1966). Placed in a plate tectonic context, this led to the concept of the Wilson Cycle, the opening and closing of ocean basins, which provides the interpretative framework so long demanded by the stratigraphical fraterntity. Gone was the need to invoke elaborate "land-bridges" in order to explain away difficult palaeogeographical and palaeobiogeographical conundrums thrown up by the stratigraphical record (e.g. Oakley & Muir-Wood 1949; Wills 1951). Stratigraphy was once again placed at the heart of geology, as it was needed to provide the framework within which to apply plate tectonics in the geological past; complex tectonic belts could be teased apart and placed into a new global tectonic setting. Furthermore, precision in relative and absolute dating of events and more detailed interpretational models were needed to meet this new challenge.

As the models of our global environment – plate tectonic, climatic and biological – have become even more sophisticated, the demand for high-resolution stratigraphical records has accelerated. In recent years there has been a rapid advance in the sophistication and resolution of stratigraphical tools (e.g. Hailwood & Kidd 1993). Cyclostratigraphy, chemostratigraphy, seismic stratigraphy, event stratigraphy and sequence stratigraphy have all been developed over the past two decades, allowing the more detailed subdivision and accurate correlation of rock successions across the globe. Application of these new concepts and techniques makes possible subdivision of stratigraphic successions into relatively small units, e.g., <1000-3000 years for Quaternary strata to 225 thousand to 2 million years for Triassic strata. Such fine-scale stratigraphic resolution in now commonly referred as high-resolution stratigraphy.

International co-operation is redefining the Chronostratigraphical Scale with greater precision, and developing globally accepted protocols for litho- and biostratigraphy (e.g. Hedberg 1976; Whittaker et al., 1991). Stratigraphy has new challenges, and needs new and refined techniques to meet these challenges. Yet the basic principles and aims of stratigraphy remain the same as they did in the early days of the subject: those of establishing the sequence of rock units and then interpreting them as events within earth history.


Lithostratigraphy
Remote sensing
Wire-line logging
Relative chronology
Biostratigraphy
Event stratigraphy
Cyclostratigraphy
Chemostratigraphy
Magnetostratigraphy
Absolute dating
Seismic stratigraphy
Sequence stratigraphy
Sedimentary facies
Palaeoecology
Palaeoclimate
Tectonic history
Sequencing tools
Time tools
Interpretative tools
Chronostratigraphy
Earth history

3. METHODS AND TECHNIQUES

As a consequence of recent advances in stratigraphy driven by increasingly more specific questions posed by the integrative models of earth history, modern stratigraphers are faced with a bewildering array of tools and techniques at their disposal. This "stratigraphical tool kit" (Doyle et al. 1994) becomes ever more complex as these ideas advance continually. Generally, however, it is possible to recognize two types of stratigraphical tool: 1. Those tools primarily involved with establishing the sequence of rock units; and 2. Those primarily involved in the interpretation of rock units as events in the development of the earth. The principal subjects, techniques or tools within the "stratigraphical tool kit" are shown in Fig. 1.

The first duty of any geologist working in an unknown area is to establish the geological sequence in that area. In order to achieve this, a set of "sequencing tools" is used (Fig. 1). This involves the observation, description and distinction of the main lithological units, through the process of *lithostratigraphy*. Lithostratigraphy recognizes basic chronology, using the principle of superposition and way-up criteria. Other methods of lithostratigraphical analysis and correlation can be achieved through electrical and magnetic properties of rocks, which may be derived from subsurface boreholes and wireline logging techniques.

Recognition of lithostratigraphical units is usually carried out by all field geologists and usually leads to the development of a geological map, but today, the lithostratigraphical exploration of large tracts of impenetrable or inhospitable terrain may be successfully carried out using remote sensing techniques which serve as valuable sequencing tools within the stratigraphical repertoire.

The initial recognition of lithostratigraphical units and the determination of their relative chronology are insufficient for correlation with either other units in adjacent regions, or with the Global Chronostratigraphical Scale. Traditionally, *biostratigraphy* has provided the basis for most correlations, and is still the most important method of correlation with the Global Standard Stratigraphy.

Modern biostratigraphy relies intimately on a biological understanding of fossils. Although quantitative studies are becoming increasingly common, most biostratigraphy still relies simply on presence/absence data for particular fossil taxa.

Recently, however, a raft of new techniques has helped refine correlations where recourse to fossils is difficult because of preservational or environmental conditions. These include the recognition of *depositional event horizons*, rhythmic *Milankovitch cycles*, and the use of *stable isotopes* from carbonate and other sedimentary rock sequences. *Seismic* and *sequence stratigraphies* are concerned with the correlation of geometrical packages of sediments, initially from seismic sections, but now commonly using onshore rock successions. These correlation tools also provide an extremely important mechanism for the interpretation of the development of sedimentary basins, and in the analysis of basin fill, and provide a crossover into interpretation tools.

Finally, *unstable isotopes* provide not only a continuously refinable method of absolute dating of the rock record through comparison of the ratio of parent to daughter nuclides, but also an efficient method in some cases of relative chronology in multiple igneous bodies and metamorphic events.

The interpretation of rock units as the products of events in earth history is an extremely important part of stratigraphy, and it forms the basis for our understanding of the global environment through time. As such, it is reliant upon the recognition of chronology, because it is important to be able to observe geological units in a series of equivalent time-slices. Interpretation of the ancient environments in each time-slice, and through each time-slice in a succession, is reliant upon facies analysis; that is, the interpretation of the sum total of the characteristics of a rock body in order to determine its environment of deposition. Geometry, rock type, sedimentary structure and fossils are just some of the environmental indicators which help decipher past environments. Facies analysis is therefore the most important interpretation tool. The recognition of relative changes in sea level through time is possible using basic facies analysis, and through the interpretation of the sedimentary package geometries provided by seismic and sequence-stratigraphy techniques.

Fossils provide an important interpretative tool, as, using uniformitarian principles, it is possible to reconstruct ancient ecologies and to extrapolate the ecological tolerances of living to fossil organisms. In many cases simple tasks, such as distinguishing between marine and non-marine sediments, are only actually possible through the presence/absence of marine fossils, for example.

In the framework of the International Senckenberg Conference "Paleontology in the 21st Century", September 3-9, 1997, Frankfurt, Germany, there was suggestion for a possible major palaeontological initiative, which the General Assembly put before the entire palaeontological community for discussion. This initiative is worldwide and can be compared to other larger scientific initiatives, such as the human genome and planetary flyby. It is a fact that the paleontological and stratigraphical community will launch a broad interdisciplinary and

process-oriented analysis of the interactions between life and Earth through geological time. Scientists wish to understand the patterns and process of evolution that gave rise to the biological diversity that surrounds us today. They also wish to obtain a better understanding of how past changes in the biota have resulted from and impacted on the global environment. The fact that life has been a major forcing factor in the development of the Earth system places those who have studied the geological history of life in a strong position to lead this endeavor. The initiative of the Workshop "Paleontology in the 21st Century provides the following goals as targets to be achieved by the year 2018.

Improve high-revolution geochronology based on the integration of biostratigraphy with radioisotopic dating and geophysical and astronomical data to establish the precise temporal framework necessary for historical analysis. Only with such data can scientists determine the rates and relationships of tectonic, climatic, oceanographic and biological processes.

Collaborate with the biological community in determining the evolutionary tree of all life. Paleontological data are necessary to resolve and calibrate phylogenetic trees and understand the history of ecosystems.

Move more fully toward a quantitative characterization of the history of life, drawing upon a synthesis of phylogeny and quantitative morphology for important biological groups, within a well-constrained, quantitatively-based, temporal framework.

Develop more complete and integrated paleontological, geophysical, geochemical, and geologic databases, to establish the environmental context of biological evolution during times of both stability and rapid change. This is necessary in order to understand the interactive dynamics of the biota and the physical environment. In particular, paleontologists will document the major perturbations in the history of life, establish their causes, and consider their likely effects on the biosphere were they to recur.

From the preceding develop a set of predictive rules for the biotic response to and generation of changes in the global environment".

The new research trends have already appeared in sections such as Vertebrate Paleontology and Micropaleontology, which represent the most popular biostratigraphic methods and techniques.

In particular Vertebrate Paleontology, which in the past was mainly involved with systematics, can contribute to subjects that concern mankind today, such as drastic reductions in terrestrial biodiversity as habitats are reduced or altered by human activities. The geological history of terrestrial ecosystems is an important topic for both biologists and earth scientists, who are involved with the problem of environmental fragmentation versus biodiversity. Therefore the investigation of changes in terrestrial ecosystems during the closest geological past – mainly the Neogene- a time interval that has witnessed enormous geographical and environmental changes, represents one of the main stratigraphical and paleontological research aspects, as it allows us to understand the past floral an faunal change by reference to present day ecosystems.

Ongoing research on the marine record aims at the modeling of marine environmental/depositional systems. However modeling of terrestrial paleoenvironments, which is a prerequisite to understand the total earth system, lags behind other studies, showing no recent advances in high resolution chronology, and paleogeographic reconstructions. For these reasons the scientific community turns now to examine terrestrial ecosystems in the framework of a new generation of spatial and temporal reconstructions, and in particular to study the temporal and spatial paleoecological patterns of mammal communities in the context of ranked changes in paleogeography and paleoenvironments/paleoclimate inferred from non-mammal terrestrial and marine evidence. These studies will lead to a better understanding of the dynamics and sensitivity of terrestrial ecosystems and the dynamics of mammal biodiversity in terms of the response to locally, regionally or globally-induced environmental perturbations. The intergration of data and interpretations from the terrestrial and marine records is expected to result to the understanding of the episodes of major biotic change during the Neogene in order to put geological and paleontological constraints on the modeling and prediction of ecosystem change, collapse and recovery.

Within a multidisciplinary context accurate dating and high-resolution correlations between terrestrial and marine sequences, and within well-resolved time-stratigraphic, biogeographic and environmental frameworks it will become feasible to address in detail the kind of basic ecological questions that cannot be answered by studying the living world owing to the lack of temporal depth (Brown, 1995).

On the other hand Micropaleontology –which represents the backbone of biostratigraphical analyses focuses evidently to environmental studies contributing to the effort of synthesizing the knowledge gained from field studies into a set of models that reflect our understanding of the ocean carbon cycle.

The ocean and the atmosphere are tightly linked in the global climate system, and any changes in either can affect the other. Scientists are studying the cycling of carbon in the ocean to understand the natural processes

that control the size and distribution of the ocean carbon reservoir. They also observe the effects that human activities are having on these processes, such as the increase in CO2 in the atmosphere, which is contributing to rising temperatures. Our ability to predict and perhaps to alter the course of climate change requires a detailed understanding of the ways in which carbon in the ocean is transformed, transported, recycled or buried in the sediments of the sea floor. One route that carbon takes into the deep ocean is via what scientists call the "biological pump". This pathway begins as Phytoplankton, the single-celled organisms that form the base of the oceanic food web, take up CO2 and nutrients through the process of photosynthesis and form organic matter.

Consequently research trends focus mainly on phytoplankton and in particular on calcareous nannoplankton – which is one of the most abundant groups of extant phytoplankton.

Therefore the increase interest of micropaleontological studies in nannoplankton paleoecology and paleoceanography has been paralleled by a renaissance of studies of extant nannoplankton, with an increase focus on ecological aspects (Young et al., 2000).

4. NEW TENDENCIES IN STRATIGRAPHY

Cyclostratigraphy is a new subdiscipline of stratigraphy that deals with the identification, characterization and correlation of cyclic (periodic or near-periodic) variations in the stratigraphic record and, in particular, with their application in geochronology by improving the resolution of time-stratigraphic frameworks.

It is mainly restricted to the study of the sedimentary record produced by climatic cycles of regular frequency, tens to hundreds of thousand years in duration, which are generated by variations in the earth's orbit and are known as Milankovitch Cycles. Cycles driven by global climate have the most use in stratigraphical correlation. Cyclostratigraphy is concerned particularly with these cycles and the precise identification of their frequency. This has enabled geologists to develop an orbital timescale graduated in tens or hundreds of thousands of years for parts of the geological column. Cyclostratigraphy also investigates the frequently complex way in which orbital cycles have influenced earth's climate, oceans and ice caps, and attempts to interpret how the cycles seen in the stratigraphical record have formed.

The subject is a young one: the term cyclostratigraphy is less than 10 years old, and was first used at a meeting in Perugia in Italy in 1988. However, the idea that orbital cycles might affect the earth's climate was suggested first by Croll (1875), and their potential use in developing geological timescales was discussed in an extraordinarily prescient paper by Gilbert (1895), who identified bedding cycles in the Cretaceous and interpreted them as the product of orbital forcing.

It was a Serbian mathematician, Milutin Milankovitch, who calculated the orbital variations accurately for the first time, and showed quantitatively how these determined the amount of solar radiation reaching the earth (Milankovitch 1941). He proposed that these orbital cycles were responsible for climatic changes leading to ice ages. His work was not treated seriously at the time, because the changes in solar energy he calculated seemed much too small to have caused glacial and interglacial periods.

Milankovitch cycles remained unproven in the stratigraphical record until 1976, when Hays et al. (1976) demonstrated regular cyclicity of 100Ka, 41Ka, 23Ka and 19Ka in oxygen isotope and other data, in deep sea cores covering the last 500Ka. The periodicity exactly matched major orbital cycle frequencies previously calculated by Milankovitch and demonstrated that orbital cycles acted as a pacemaker to the ice ages. This work led to the establishment of an orbital timescale, which now extends back 20Ma to the base of the Miocene (e.g. Shackleton et al. 1995).

Identification of orbital cycle frequencies in older sediments has not enjoyed such dramatic success. This is probably because the signal is blurred by the numerous other time-dependent variables which affect sedimentation, such as rapidly changing accumulation rates and hidden hiatuses (Schwarzacher 1993).

Sequence stratigraphy is presently regarded as one of the most important unifying concepts in sedimentary geology. It seeks to explain the depositional patterns of sediments on a basinal scale, with reference to changing sea level and tectonic subsidence.

Although it has been greeted as a totally new approach to the description and correlation of bodies of rock, sequence stratigraphy does have a past. From the time of James Hutton, unconformities have been used to separate major rock units; in some cases, the differences between rocks on either side of the unconformities have been so profound, that they have been used as the division between systems.

Sequence Stratigraphy grew from seismic stratigraphy and was almost entirely the product of a small team

working at the Exxon Production Research Company, under the leadership of Peter Vail.

Sequence Stratigraphy has fundamentally changed the way in which we interpret the stratigraphical record. The main strengths of the model are its ability to explain the depositional patterns of sediments on a basinal scale with reference to changing sea level, subsidence and sediment supply, and to provide a chronostratigraphical template for correlation. The key idea of the concept is the integration of information within a consistent spatial and temporal framework. Sequence Stratigraphy is a genuine evolution in geological thought, and it provides a new tool to master when using Sedimentary Geology in the petroleum exploration.

What is the foreseeable evolution? We can expect:

A rapid spread of the concepts and their application in geoscience;

A decline of the inconsistencies which result from different data types or tools;

The development of robust tools for stratigraphic modelling and automated processing;

The creation of a common reference system for the different specialist techniques of Sedimentary Geology, including Organic Geochemistry (the evaluation of source rocks and of their petroleum characteristics requires an understanding of the deposition of these rocks; this field has yet to be more fully explored);

The establishment of links between stratigraphic architecture, sedimentary facies (reservoirs, source rocks, seals), petrophysical properties, ecosystems and synsedimentary tectonics.

The integration of high-resolution sequence stratigraphy and cyclostratigraphy can lead to a better understanding of the sedimentary systems and of how they react to sea-level, hydrodynamic, climatic, physical, chemical and biological changes.

5. CONCLUSIONS

Stratigraphy is an essential and dynamic discipline in modern geology. As our understanding of global processes accelerates, there is a clear and increasing demand for high-resolution stratigraphical data. In recent years this has led to the development of a bewildering array of specialist, and increasingly sophisticated, analytical tools. Despite this, the fundamental aims of stratigraphy remain unchanged: those of establishing the sequence of rock units and then interpreting them as events in earth history.

In the new century perhaps the general trend in stratigraphic research would be combine and integrate the subdisciplines rather than subdivide and discriminate them. There may be no more need to increase new stratigraphic categories. On the contrary comprehensive of the mutual relation between the categories and precise designation of stratigraphic terminology may be more necessary.

Stratigraphers are commonly using the following phrase "past is the key for the future", in order to reinforce the importance of stratigraphy in the complex of geosciences, but during the last years, there is one more phrase appearing, which reflects the current scientific trends, "the present unlocks the past". Probably the truth is somewhere between both of them. And the science of stratigraphy is strongly called to face successfully a period of unprecedented progress as new technologies and data analytic approaches are integrated, in order to establish solutions/directions, as it enters the next millennium.

REFERENCES AND SELECTED LITERATURE

BERRY, WB.N., 1986. Growth of the prehistoric time scale based on organic evolution. Blackwell Scientific Publications, Oxford.

BOGGS, S.JR., 2001. *Principles of Sedimentology and Stratigraphy,* 3rd edition, Prentice Hall.

BOWLER, P.J., 1992. The Fontana history of the environmental sciences. Fontana Press, London.

BROWN, J.H., 1995. Macroecology. Chicago University Press, 269pp.

DOYLE, P., BENNETT, M.R. & BAXTER, A.N., 1994. *The key to earth history. An introduction to stratigraphy.* John Wiley, Chichester.

DOYLE, P. & BENNETT, M.R., 1999. Unlocking the Stratigraphical Record. Advances in Modern Stratigraphy, Wiley.

HAILWOOD, E.A., & KIDD, R.B. (eds), 1993. *High resolution stratigraphy.* Geological Society Special Publication No 70.

HALLAM, A., 1990. *Great geological controversies.* Oxford University Press, Oxford.

HEDBERG, H.D., 1976. A guide to stratigraphic classification, terminology and procedure. John Wiley & Sons, New York.

HOMEWOOD, P.W., MAURIAUD, P. & LAFONT, F., 2000. Best practices in sequence-stratigraphy – for explorationists and reservoir engineers. Elf EP-editions.

LYELL, C., 1830. *Principles of geology.* John Murray, London.

LYELL, C., 1878. *Student's elements of geology,* 3rd edition. John Murray, London.

OAKLEY, K.P. & MUIR-WOOD, H.M., 1949. *The succession of life through geological time.* British Museum (Natural History), London.

PAGE, D., 1981. *Advanced textbook of geology,* 3rd edition. William Blackwood, Edinburgh and London.

RUDWICK, M.J.S., 1985. *The great Devonian controversy.* University of Chicago Press, Chicago.

SECORD, J.A., 1986. Controversy in Victorian geology: the Cambrian –Silurian dispute. Princeton University Press, Princeton.

WHITTAKER, A., COPE, J.C.W., COWIE, J.W., GIBBONS, W., HAILWOOD, E.A., HOUSE, M.R., JENKINS, D.G., RAUSON, P.F., RUSHTON, A.W.A., SMITH, D.B., THOMAS, A.T., & WIMBLEDON, W.A., 1991. A guide to stratigraphical procedure. *Journal of the Geological Society of London,* 148, 813-824.

WILLS, L.J., 1951. Palaeogeographical atlas of the British isles and adjacent parts of Europe. Blackie, London.

WILSON, J.T., 1966. Did the Atlantic close and then re-open? *Nature,* 211, 676-681.

YOUNG, J.R., Thierstein, H.R. & A. Winter, 2000. Nannoplankton ecology and palaeoecology. Marine Micropaleontology, 39:vii-ix.

An International Senckenberg Conference "Paleontology in the 21st Century", September 3-9, 1997, Frankfurt, Reports and Recommendations,
http://www.nhm.ac.uk/hosted_sites/paleonet/paleo21/rr/intro.html.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/6, 2149-2167, 2002 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/6, 2149-2167, 2002
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

Η ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΟΥ ΘΑΛΑΣΣΙΟΥ ΠΥΘΜΕΝΑ ΚΑΙ ΤΩΝ ΥΠΟΣΤΡΩΜΑΤΩΝ ΤΟΥ ΚΑΙ ΟΙ ΣΥΓΧΡΟΝΕΣ ΕΡΕΥΝΗΤΙΚΕΣ ΤΑΣΕΙΣ (ΜΕ ΕΜΦΑΣΗ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΥΦΑΛΟΚΡΗΠΙΔΑΣ)*

Κ. ΠΕΡΙΣΟΡΑΤΗΣ[1]

ΣΥΝΟΨΗ

Η συστηματική έρευνα του θαλάσσιου πυθμένα και των υποστρωμάτων του άρχισε μόλις τον 19ο αιώνα με το ερευνητικό ταξείδι του βρετανικού σκάψους CHALLENGER αλλά αναπτύχθηκε ιδιαίτερα μετά τις πρώτες δεκαετίες του 20ου αιώνα. Η περιοχή των ελληνικών θαλασσών άρχισε να ερευνάται μετά το 1950, και μέχρι σήμερα έχει αποτελέσει αντικείμενο διεθνών ερευνητικών προγραμμάτων. Από την δεκαετία όμως του 70 και μέχρι σήμερα οι έλληνες επιστήμονες έχουν ιδιαίτερα δραστηριοποιηθεί στην έρευνα του ελληνικού θαλάσσιου πυθμένα, τόσο στις βαθειές περιοχές όσο και κυρίως στην υφαλοκρηπίδα.

Βασικός παράγων στη διαμόρφωση της υφαλοκρηπίδας είναι οι μεταβολές της στάθμης κατά το Τεταρτογενές. Ο τεκτονισμός και οι ευστατικές/ισοστατικές κινήσεις αντίθετα συμβάλλουν πολύ λιγότερο στην διαμόρφωση της μορφολογίας της υφαλοκρηπίδας. Το υφαλοόριο στις ελληνικές θάλασσες βρίσκεται σε βάθος 120μ. έως 160μ. και συνήθως καλύπτεται από υπολειμματικά ιζήματα και κατά τόπους από πρόσφατα ολοκαινικά ιζήματα κυρίως σε περιοχές δέλτα. Σε περιόδους χαμηλής στάθμης πολλοί κόλποι στο Αιγαίο και Ιόνιο Πέλαγος ήταν λίμνες ή μέρος της ξηράς. Στις περιόδους αυτές αδρομερή ιζήματα απετίθεντο στις βαθειές περιοχές. Αντίθετα σε περιόδους ανόδου της στάθμης τα αδρομερή ιζήματα αποτίθεντο στην υφαλοκρηπίδα ενώ τα λεπτόκοκκα στις βαθειές περιοχές. Οι διαδικασίες αυτές απεικονίζονται τόσο στις σεισμικές καταγραφές όσο και στα ιζηματολογικά στοιχεία.

Στα «πρακτικά» αποτελέσματα της μελέτης της υφαλοκρηπίδας συμπεριλαμβάνονται ο εντοπισμός χρησίμων ορυκτών ιζηματογενούς προελεύσεως «placers" όπως η παρουσία σπανίων γαιών στην περιοχή Λουτρά Ελευθερών-Νέας Περάμου στην Δυτ. Μακεδονία, καθώς και ο εντοπισμός και η χρήση του επικλυσιγενούς στρώματος για θεμελίωση τεχνικών έργων. Στα «θεωρητικά» αποτελέσματα της γεωλογικής μελέτης της υφαλοκρηπίδας είναι φυσικά η γεωλογική γνώση του ζωτικού αυτού για τον άνθρωπο χώρου με συγκεκριμένα παραδείγματα από την γεωαρχαιολογία και την βιογεωγραφία.

Σε ότι αφορά τις μελλοντικές ερευνητικές τάσεις της θαλάσσιας γεωλογίας, αυτές είναι:

Η ανάπτυξη βάσεων δεδομένων των στοιχείων που συλλέγονται από τις θαλάσσιες έρευνες.

Η εκτεταμένη χρήση πολυδιαυλικών ηχοβολιστικών (seabeant)

Η βελτίωση της ψηφιακής επεξεργασίας των σεισμικών καταγραφών.

Η συλλογή στοιχείων για μελέτη των μελλοντικών κλιματικών αλλαγών.

Η μελέτη των επιπτώσεων στην παράκτια ζώνη από καταστροφικά φαινόμενα.

Οι καταγραφές των παραμέτρων ιζηματογέννεσης σε πραγματικό χρόνο.

ABSTRACT

The systematic research of the sea bottom started axcually only in the 19th century with the research voyage of the British ship "CHALLENGER" but was particularly developed during the early 20th century. The Greek seas were geologically explored after 1950, with the research trip of the R/V Vema in 1954 in Korinthiakos Gulf. Since then a great number of research programs has been carried out in the Greek Seas both in the shelf and the deep sectors in which the Greek scientists have played a major role.

The major factor in shaping the todays shelf morphology is sedimentation controlled mainly by the sea level changes during Quaternary. The shelf break in the Aegean and Ionian seas lies at a depth of 120m. to 160m. and is usually covered by relict sediments and locally by holocenic sediments, particularly at the deltaic areas. In low sea level stands many of the todays gulfs were subaerically exposed or constituted lakes of variable depth with or

* THE GEOLOGICAL STUDY OF THE SEA BOTTOM AND SUBBOTTOM AND THE RECENT RESEARCH TRENDS (WITH EMPHASIS ON THE CONTINENTAL SHELF AREA)

[1] Δ/νση Γεωλογίας & Γεωλογικών Χαρτογραφήσεων, ΙΓΜΕ

without outlets toward the open sea. During these stages coarse sediments were deposited mainly beyond the shelf break. During high sea level stages the coarse sediments were deposited on the shelf and the fine grained ones surpassing the self break were deposited in the deep areas. Theses changes in sediment texture are reflected in the deep sea seismic profiles as alternating opaque-transparent layers. Although the Greek area is characterized by high seismic and tectonic activity, tectonism and eustatic/isostatic factors played a considerably minor role in shaping the shelf morphology that of sea level changes.

The study of the shelf area during the various sea level stands helped in locating occurrence of placer deposits in the Northern Aegean shelf and in recognizing the trans gressional layer as a suitable horizon for foundation of civil engineering projects. Except these, the shelf studies contributed important information to the basic geological knowledge. Examples from condribution to geoarchaeology to biogeography are cited.

Regarding the future research trends in Marine Geology, these can be:

The development of marine data (metadata) bases.

The systematic use of multibean systems.

The further development of digital processing of the seismic reflection records.

The collection of data for the anticipating future climatic changes.

The assessment of the eventual catastrophic events in the coastal zone.

The recording in real time of the active sedimentation parameters.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Οι θάλασσες και οι ωκεανοί καταλαμβάνουν το 70% της επιφάνειας της γης, και αποτελούν ένα πεδίο συνεχούς έρευνας και ανακαλύψεων. Το υγρό στοιχείο ήταν πάντοτε μια περιοχή έλξης αλλά και φόβου για τον άνθρωπο, που προσπαθώντας να ερευνήσει την θαλάσσια μάζα άργησε πολύ να μελετήσει τον θαλάσσιο πυθμένα και τα υποστρώματά του. Και αυτό παρά το γεγονός ότι η παράκτια ζώνη απετέλεσε από την αρχή περιοχή έντονης ανθρώπινης δραστηριότητας. Εάν στα παραπάνω προστεθούν και τα γεγονότα των ακραίων καιρικών φαινομένων, που αποκτούν ιδιαίτερη ένταση στο θαλάσσιο χώρο, καθώς και τις ανόδου της στάθμης της θάλασσας, που θα εντυπωσίασε τον προϊστορικό άνθρωπο, γίνεται εύκολα αντιληπτό γιατί άργησε τόσο να αρχίσει η μελέτη του θαλάσσιου πυθμένα σε σχέση με αυτήν της ξηράς. Έτσι η ανθρώπινη φαντασία έκανε τον υγρό θαλάσσιο χώρο κατοικία θεών, δρακόντων και περίεργων ζώων απ' αυτόν όμως απουσίαζε ο πυθμένας και τα υποστρώματά του. Μετά μικρή απόσταση από την ακτή, όπου η άμεση οπτική παρατήρηση του πυθμένα αντικαθίστατο από την βυθομέτρηση με βολίδα, το βάθος αυξανόταν τόσο ώστε πλέον η «βόλισις» δεν ήταν εφικτή και η θάλασσα εθεωρείτο απύθμενη.

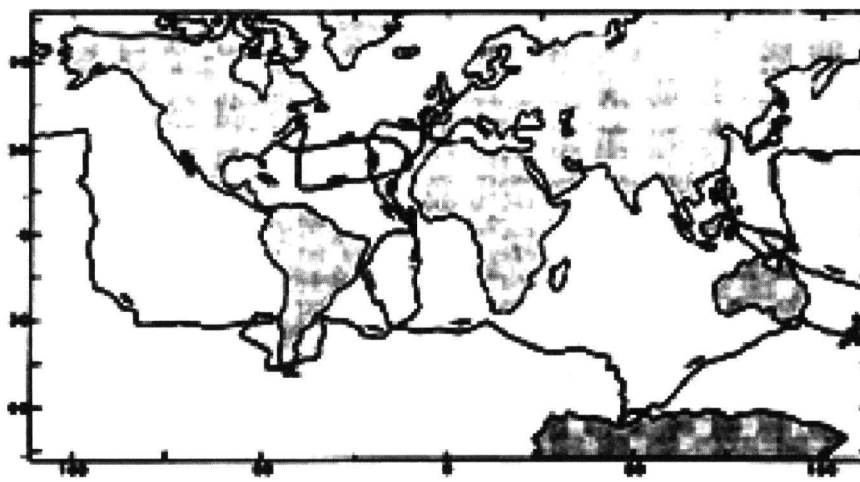
Οι πρώτες παρατηρήσεις που αφορούσαν τη φύση του θαλάσσιου πυθμένα έγιναν από τους αρχαίους Έλληνες. Πιο χαρακτηριστική ήταν η αναφορά του Ηροδότου ότι σε απόσταση μιας ημέρας ταξίδι από τις ακτές της Αιγύπτου, τα ιζήματα του πυθμένα είναι όμοια με τα ιζήματα του Νείλου, όπως παρατήρησε από την σύσταση των ιζημάτων που κάλυψαν την βολίδα βαθυμέτρησης. Εκτιμήσεις βάθους αναφέρονται επίσης από τον Αριστοτέλη στην Μαύρη θάλασσα, τον Στράβωνα, τον Πλίνιο τον Πρεσβύτερο, τον Φαβιανό, αλλά και στην Καινή Διαθήκη. Προφανώς οι βολιδομετρήσεις αφορούσαν παράκτιες περιοχές προσέγγισης πλοίων, έτσι ώστε να εξεταστεί η δυνατότητα αγκυροβόλησης.

Από τις πρώτες έρευνες έγινε σαφές ότι η συστηματική γεωλογική μελέτη του πυθμένα και των υποστρωμάτων του μπορεί να γίνει αποτελεσματικά με δύο προϋποθέσεις. Η πρώτη είναι ότι απαιτείται ομαδική εργασία τόσο για την συλλογή όσο και για την εκτίμηση των στοιχείων, γιατί οι παρατηρήσεις είναι έμμεσες και χρειάζεται και επιστημονικό και τεχνικό προσωπικό. Η δεύτερη προϋπόθεση είναι ότι ο γεωεπιστήμονας που θα μελετήσει τις ιδιότητες του θαλάσσιου πυθμένα, πέραν της δικής του εξειδίκευσης θα πρέπει να έχει και ικανοποιητική σφαιρική γνώση και των άλλων γεωλογικών πεδίων έτσι ώστε να μπορεί να κάνει ερμηνεία των δεδομένων, γιατί π.χ. από μια καταγραφή σεισμικής ανακλάσεως προκύπτουν ερμηνείες για την ιζηματολογία, την στρωματογραφία, την τεκτονική και την γεωλογική εξέλιξη miaw περιοχής. Αυτονόητο είναι ότι απαιτείται και η χρήση ενός κατάλληλα εξοπλισμένου σκάφους. Έτσι η έρευνα του πυθμένα των θαλασσών αποτελεί αντικείμενο ομάδας εργασίας, ενώ είναι σύνηθες το φαινόμενο ο μελετητής του θαλάσσιου πυθμένα να εκπονεί εργασίες ποικίλου γεωλογικού αντικειμένου, κάτι όχι τόσο σύνηθες στην γεωλογική μελέτη της ξηράς.

Από όλο το θαλάσσιο χώρο ιδιαίτερα σημαντική φυσικά είναι η περιοχή της παράκτιας ζώνης και της υφαλοκρηπίδας που ήταν πάντοτε μεγάλης σπουδαιότητας για τον άνθρωπο και τις δραστηριότητές του. Σήμερα το 70% του πληθυσμού της γης ζει και εργάζεται σε απόσταση 60 χμ. από την σημερινή ακτογραμμή, ενώ για μελέτη ολοκληρωτικής διαχείρισης ως παράκτια ζώνη θεωρείται συνήθως ως παράκτια η έκταση μεταξύ των υψομέτρων +30μ. και –30μ.

2. Η ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΓΕΩΛΟΓΙΚΗΣ ΕΡΕΥΝΑΣ

Η πρώτη «συστηματική» έρευνα που αποτέλεσε σταθμό στην μελέτη του ωκεάνιου πυθμένα, και μάλιστα σε παγκόσμιο επίπεδο, ήταν το ταξίδι γύρω από την υδρόσφαιρα του βρετανικού σκάφους Challenger (Σχ.1, Seibold and Berger, 1982) που διήρκεσε τρία χρόνια (1872- 1876). Στο ταξίδι αυτό η έρευνα ήταν κυρίως βιολογική όμως πραγματοποιούνταν βυθομετρήσεις και συλλογή δειγμάτων ιζημάτων. Αν και δεν επέβαινε γεωλόγος στο σκάφος, τα δείγματα μελετήθηκαν από τον γεωλόγο A.F. Renard που διέκρινε ιζήματα υφαλοκρηπίδας και βαθιών περιοχών, έχοντας υπόψη του βέβαια τις ανάλογες απόψεις του J. Hutton και του A.L. Lavoisier για τα θαλάσσια ιζήματα της ξηράς που είχαν προηγηθεί.

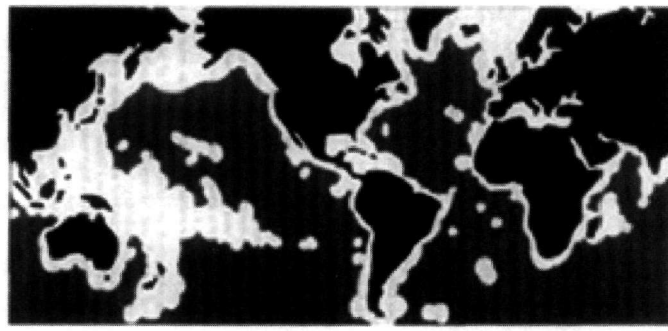


Σχ. 1: Χάρτης διαδρομής του σκάφους HMS Challenger 1872-6.
Fig. 1: Map of the route of the ship HMS Challenger 1872-6.

Κατά τις πρώτες δεκαετίες του 20ου αιώνα άρχισαν να πραγματοποιούνται οι μεγάλοι ωκεανογραφικοί πλόες εξοπλισμένων Ω/Κ σκαφών όπως του γερμανικού "METEOR" (1925-1927) και του Σουηδικού «Αλμπατρός» (1947- 48), που εξερεύνησαν μεγάλες εκτάσεις των ωκεανών.

Στην Μεσόγειο συστηματικές έρευνες είχαν γίνει πριν τον 2ο Παγκόσμιο Πόλεμο από Ολλανδικά, Γαλλικά και Ιταλικά υποβρύχια που πραγματοποίησαν μετρήσεις βαρύτητας. Στην Ελλάδα μετρήσεις βάθους και φυσικοχημικών ιδιοτήτων της θαλάσσιας στήλης άρχισαν από το Πολεμικό Ναυτικό από το 1906, το οποίο εκτύπωσε και τον πρώτο υδρογραφικό χάρτη το 1908.

Κατά τη διάρκεια του 2ου Παγκοσμίου Πολέμου η ανάγκη εντοπισμού των εχθρικών υποβρυχίων έδωσε ιδιαίτερη και σημαντική ώθηση στην ανάπτυξη των ηχοβολιστικών συσκευών. Ταυτόχρονα έγινε σαφής και η σημασία του εύρους των χωρικών υδάτων. Το αρχικό όριο των 3 μιλίων, που ήταν η απόσταση ασφάλειας για από θαλάσσης βομβαρδισμό, επεκτάθηκε στα 6 μίλια και στην συνέχεια στα 12, με την άνοδο του βελησνεκούς. Σήμερα με την ανακάλυψη των πλουτοπαραγωγικών πηγών του θαλάσσιου πυθμένα, που ξεκίνησε με την ανακάλυψη των κοιτασμάτων πετρελαίου, και στην συνέχεια των κονδύλων μαγγανίου και των υδροθερμικών κοιτασμάτων στις μεσοωκεάνιες ράχεις, έχει γίνει αποδεκτή η έννοια της Αποκλειστικής Οικονομικής ζώνης (Σχ.2, Cronan, 1982). Έτσι, κάθε παράκτιο κράτος διεκδικεί θαλάσσια έκταση 200μιλίων από την ακτογραμμή του.



Σχ. 2: Αποκλειστική Οικονομική Ζώνη.
Fig. 2: Exclusive Economic Zone.

Οι αλλαγές αυτές στο νομικό καθεστώς των θαλασσών είχαν συνέπειες και στην έρευνα του θαλάσσιου πυθμένα, γιατί πλέον απαιτείται συναίνεση του παράκτιου κράτους για την πραγματοποίηση των ερευνών. Βέβαια η νομοθεσία προβλέπει την ελεύθερη χορήγηση άδειας, για επιστημονικές έρευνες, όμως η διάκριση επιστημονικής- εφαρμοσμένης έρευνας είναι δύσκολη και αρκετές φορές χρησιμοποιείται μονομερώς προς όφελος του παράκτιου κράτους.

Στην Ελληνική επικράτεια υπάρχουν 9.835 νησιά, νησίδες και βραχονησίδες, και 161 δίαυλοι και στενά. Το συνολικό ανάπτυγμα ακτογραμμής της χώρας είναι 18.400Km ενώ η έκτασης της αποκλειστικής οικονομικής ζώνης είναι υπερδιπλάσια της Ηπειρωτικής. Έτσι οι ελληνικές θάλασσες με τον ευρύτατο διαμελισμό των ακτών και την πολυμορφία της μορφολογίας του πυθμένα έλκυσαν και ελκύουν την προσοχή και την περιέργεια των επιστημόνων. Από την πρώτη ερευνητική διαδρομή στον Κορινθιακό Κόλπο του Αμερικανικού ερευνητικού σκάφους VEMA το 1954, ερευνητικά σκάφη κυρίως από Γαλλία, Αγγλία, Ιταλία, Γερμανία, Ολλανδία και ΗΠΑ, επισκέφτηκαν επανειλημμένα τον ελληνικό θαλάσσιο χώρο, με αποκορύφωμα την πραγματοποίηση των γεωτρήσεων νότια του ηφαιστειακού τόξου από το σκάφος "GLOMAR CHALLENGER" το 1976, στο πλαίσιο του προγράμματος Deep Sea Drilling Project (DSDP).

Από ελληνικής πλευράς πρωτοπόρος βέβαια στην μελέτη του πυθμένα ήταν η ΥΥ/ΓΕΝ (Υδρογραφική Υπηρεσία) που εκτός από τις μελέτες της θαλάσσιας στήλης έπαιρνε δείγματα και πυρήνες των ιζημάτων του πυθμένα. Η έρευνα ήταν προσαρμοσμένη, όπως ήταν φυσικό, στις ανάγκες του Πολεμικού Ναυτικού. Σταθμός ήταν η ίδρυση του ΙΩΚΑΕ (Ινστιτούτο Ωκεανογραφίας και Αλιευτικών Ερευνών) 1968, πρόδρομου του ΕΚΘΕ, που κυρίως από το 1974-75 άρχισε να ασχολείται και με τη Θαλάσσια Γεωλογία. Διεύθυνση Θαλάσσιας Γεωλογίας προβλεπόταν και το 1972 στο οργανόγραμμα του ΕΘΙΓΜΕ, πρόδρομο του ΙΓΜΕ, η σχετική όμως δραστηριότητα άρχισε και εδώ το 1975. Έτσι, ουσιαστικά από το 1976, ξεκίνησε από τα δύο αυτά ερευνητικά Ινστιτούτα, η συστηματική γεωλογική έρευνα του ελληνικού θαλάσσιου πυθμένα αποκλειστικά από έλληνες επιστήμονες. Έκτοτε έχουν αυξηθεί εντυπωσιακά τόσο τα Ινστιτούτα και οι επιστήμονες που ασχολούνται στην Ελλάδα με την μελέτη του θαλάσσιου πυθμένα (Πανεπιστήμιο Πάτρας, ΙΘΑΒΙΚ, ΕΜΠ, Πανεπιστήμια Θεσσαλονίκης, Αθηνών, Πανεπιστήμιο Αιγαίου και Θεσσαλίας). Ακόμη δημιουργήθηκε το 1986 το μεταπτυχιακό τμήμα Ωκεανογραφίας στο Πανεπιστήμιο Αθηνών και πρόσφατα έγινε τμήμα Θαλασσίων Επιστημών στη Μυτιλήνη. Ιδιαίτερα σημαντική ήταν και η μετεξέλιξη του ΙΩΚΑΕ σε ΕΚΘΕ και η μέχρι τώρα δραστηριότητά του που ενισχύθηκε αποφασιστικά με την παράλληλη απόκτηση του Ω/Κ σκάφους ΑΙΓΑΙΟ. Αλλωστε η αναγκαιότητα απόκτησης κατάλληλου ερευνητικού σκάφους ήταν από την αρχή πασιφανής και οι αρχικές πρωτοβουλίες και επικοινωνίες με την ΥΥ και το ΙΩΚΑΕ, είχαν αναληφθεί από τον τότε Δ/ντή του ΙΓΜΕ δρ. Ι. Μπορνόβα το 1977. Σήμερα έλληνες επιστήμονες στον θαλάσσιο χώρο πρωταγωνιστούν στην μελέτη του θαλάσσιου πυθμένα της χώρας όπως και στην γεωλογική μελέτη της ξηράς.

Κάνοντας μια αναδρομή στα τελευταία 30 περίπου έτη μπορούμε να πούμε ότι διακρίνουμε σε αδρές γραμμές τρεις περιόδους θαλάσσιας ερευνητικής δραστηριότητας, ανάλογα με το κύριο αντικείμενο της έρευνας. Στη πρώτη περίοδο, μέχρι τα τέλη της 10ετίας του 70, οι έρευνες ήταν κυρίως αναγνωριστικές βαθυμετρικές με δειγματοληψίες και πυρηνοληψίες καθώς και χρήση μικρής έως μεσαίας περατότητας οργάνων σεισμικής ανακλάσεως. Ακολούθησε μια περίοδος εντατικής έρευνας της βαθύτερης δομής των ελληνικών θαλασσών μέχρι το τέλος της δεκαετίας του 80, και κυρίως στην ελληνική τάφρο και την Μεσογειακή ράχη. Ήταν άλλωστε η περίοδος της ανάπτυξης και καθιέρωσης της θεωρίας των λιθοσφαιρικών πλακών στην περιοχή μας. Τέλος, κατά την τελευταία δεκαετία, οι έρευνες, υπό την επίδραση προφανώς της θεωρίας του φαινομένου του θερμο-

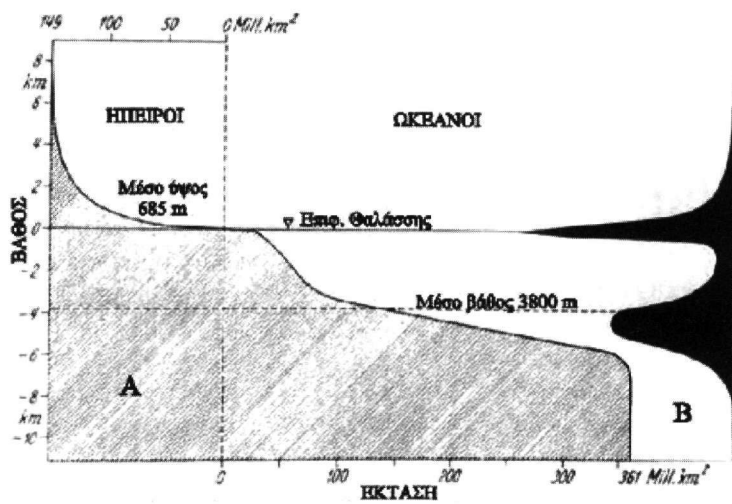
κηπίου και της προστασίας του περιβάλλοντος, εστιάστηκαν και πάλι στα ανώτερα στρώματα των ιζημάτων του πυθμένα με στόχο τη μελέτη των κλιματικών συνθηκών κυρίως κατά το Ανώτερο Πλειστόκαινο και τη σύνδεσή τους με τις αναμενόμενες κλιματικές αλλαγές. Έτσι μπορεί να λεχθεί ότι σήμερα υπάρχουν λίγες περιοχές παγκοσμίως που έχουν τόσο λεπτομερώς μελετηθεί όπως π.χ. ο Κορινθιακός Κόλπος, το Ηφαιστειακό Τόξο του Αιγαίου και η Ελληνική Τάφρος.

Όλες αυτές οι θαλάσσιες γεωλογικές έρευνες έχουν οδηγήσει σε διατύπωση εντυπωσιακών θεωριών από πολλούς επιστήμονες για την γεωλογική εξέλιξη του ευρύτερου Αιγαιακού χώρου όπως οι Le Pichon, Angelier, Λυμπέρης, Mr Kenzie, Mascle, Μακρής, για να αναφερθούν μερικοί. Άλλωστε ο γεωλογικός χώρος της Ελλάδας αποτελεί κλειδί για την κατανόηση της γεωλογίας της Ανατολικής Μεσογείου, αλλά και της ευρύτερης περιοχής, αφού η Αιγαιακή πλάκα παρεμβάλλεται μεταξύ της Αφρικανικής, της Ασιατικής και της Ευρωπαϊκής. Οι θεωρίες αυτές είναι λίγο πολύ γνωστές και έτσι η παρούσα εργασία θα εστιαστεί κυρίως στην συμβολή των ερευνητικών δραστηριοτήτων των τελευταίων 30 ετών στην γνώση της πρόσφατης γεωλογικής εξέλιξης κυρίως της Ελληνικής υφαλοκρηπίδας αλλά και στην σημασία των αποτελεσμάτων αυτών για πεδία όπως οι ορυκτοί πόροι, (εκτός υδρογονανθράκων), τα τεχνικά έργα, η αρχαιολογική έρευνα και η βιολογία. Στο τέλος παρατίθενται και μερικές σκέψεις πάνω σε μελλοντικούς τρόπους έρευνας του θαλάσσιου χώρου.

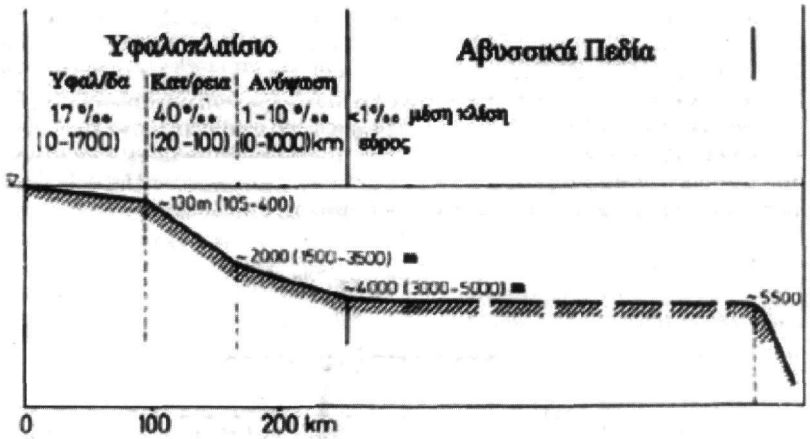
3. ΟΙ ΜΕΤΑΒΟΛΕΣ ΤΗΣ ΣΤΑΘΜΗΣ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΑΣ ΚΑΙ ΟΙ ΙΖΗΜΑΤΟΓΕΝΕΙΣ ΔΙΑΔΙΚΑΣΙΕΣ. ΟΙ ΣΥΝΕΠΕΙΕΣ ΣΤΟΝ ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΧΩΡΟ.

Η έννοια της υφαλοκρηπίδας.

Μια στατιστική μελέτη της κατανομής της μορφολογίας της γεώσφαιρας (Σχ. 3) δείχνει ότι αυτή παρουσιάζει μια διμερή κατανομή με μέγιστη συχνότητα υψόμετρου στην ξηρά τα 685μ. και βάθους πυθμένα στη θάλασσα τα 3.800 μ (Van Andel, 1985). Αυτό απεικονίζει στην πραγματικότητα το διφυές του γήινου φλοιού, δηλαδή τον Ηπειρωτικό και τον Ωκεάνιο (Σχ.4). Στον ηπειρωτικό φλοιό και στην παρακείμενη ωκεάνια έκταση διαμορφώνεται η υφαλοκρηπίδα δηλαδή η υποθαλάσσια έκταση του πυθμένα από την ακτογραμμή μέχρι το υφαλόρριο που εντοπίζεται σε μέσο βάθος 130μ. έως 180μ., Στη συνέχεια ακολουθεί η ηπειρωτική κατωφέρεια και η ηπειρωτική ανύψωση και μετά οι βαθειές περιοχές με τα αβυσσικά πεδία τις μεσοωκεάνιες τάφρους και ράχεις (Boillot,1981, Σχ. 4).



Σχ. 3: Α Κατανομή αναγλύφου, ξηράς και πυθμένα. Β Κατανομή συχνότητας αναγλύφου.
Fig. 3: A Depth distribution of ocean floor and land elevation. B Frequency distribution of elevations.

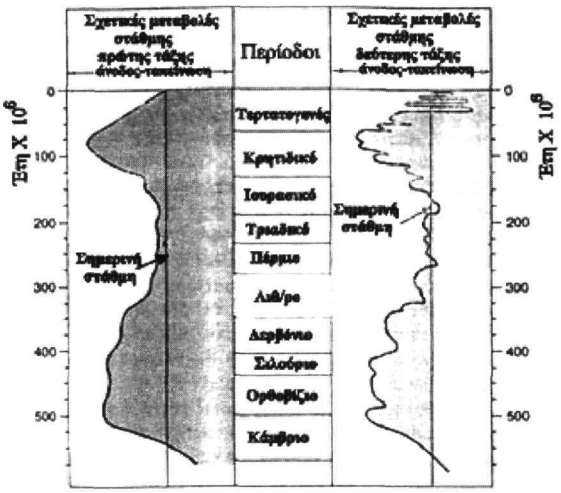


Σχ.4: Μορφολογία θαλάσ-σιου πυθμένα.
Fig.4: Sea floor morphology.

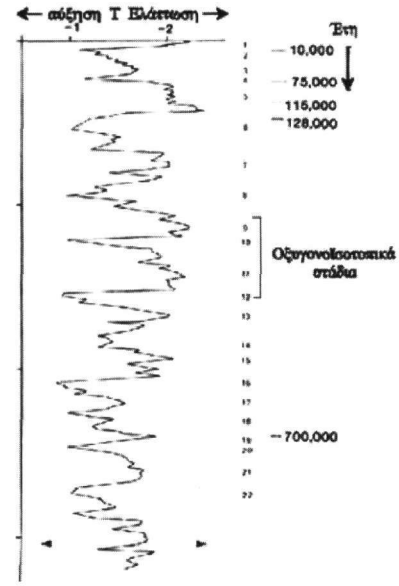
Από άποψη ιζηματογενών διεργασιών επομένως, η περιοχή της υφαλοκρηπίδας, είναι περιοχή προσχώσεων, διαβρώσεων, αποσφηνώσεων και σε μικρότερο βαθμό κατολισθήσεων και ερπυσμού. Μετά το υφαλοόριο αντίθετα επικρατούν οι συνθήκες καθίζησης και μαζικών μετακινήσεων των ιζημάτων, λόγω υπερφόρτισης, και εν συνεχεία πυροδότησης κυρίως με την σεισμική δράση (Hag, 1991).

Για τον γεωλόγο το πραγματικό όριο ξηράς- θαλάσσης δεν είναι η σημερινή ακτογραμμή, αλλά το υφαλοόριο. Και αυτό γιατί η περιοχή της υφαλοκρηπίδας αποτέλεσε, κατά τις προηγούμενες παγετώδεις περιόδους, ξηρά λόγω της ταπείνωσης της στάθμης της θάλασσας κατά 120-130μ. περίπου. Άλλωστε το υφαλοόριο αποτελεί ένα «πρώτης τάξης» μορφολογικό στοιχείο του γήινου ανάγλυφου (Vanney and Stanley, 1983) και προσδιορίζεται από μια απότομη μεταβολή του βάθους, με παγκόσμιο μέσο βάθος 132μ. μέση απόσταση από την ακτή 75km και μπορεί να ακολουθηθεί σε μια συνεχή διαδρομή 300.000 χμ. περίπου στο υφαλοπλαίσιο των ωκεάνιων περιοχών.

Η σημερινή διαμόρφωση του γήινου φλοιού είναι φυσικό αποτέλεσμα των γεωλογικών διεργασιών κατά την διάρκεια των γεωλογικών αιώνων, οπότε έχει εκτιμηθεί ότι η θαλάσσια στάθμη ήταν χαμηλότερη από την σημερινή κατά 150 έως 270μ (Leinfelder and Seyfried, 1993). Κατά την γεωλογική ιστορία διακρίνονται έως τάξη μεγέθους χρονικής διάρκειας, οκτώ (8) ιζηματογενείς «κύκλοι» (Σχ. 5,6) που σχετίζονται με την μεταβολή της στάθμης της θάλασσας. Η πρώτη τάξη διάρκειας των 10^8 (100 εκ) ετών αφορά τους γεωλογικούς αιώνες όπως π.χ. το μεσοζωικό ή το κατώτερο παλαιοζωικό, η δεύτερη τάξη των 10^7 (10 εκ) ετών αφορά τις γεωλογικές περιόδους, η τρίτη των 10^6 (1 εκ) ετών αφορά στις γεωλογικές διαπλάσεις, η τέταρτη των 10^5 (100.000) ετών αφορά τις γεωλογικές βαθμίδες και ιδιαίτερα τις παγετώδεις – μεσοπαγετώδεις βαθμίδες και η πέμπτη τάξη των 10^4 (10.000) ετών αφορά τις επί μέρους μεταβολές της στάθμης εντός των βαθμίδων. Σήμερα έχουν αναλυτικά μελετηθεί οι δύο τελευταίες τάξεις των 100.000 και 10.000 ετών.



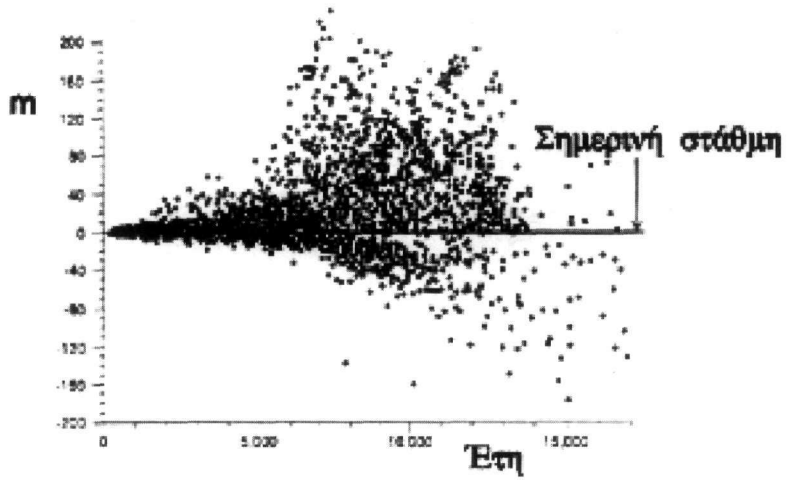
Σχ. 5: Κύριες μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης (πρώτης και δεύτερης τάξης) κατά το Φανεροζωικό.
Fig. 5: Major sea level fluctuations (first and second order) for the Phanerozoic.



Σχ. 6: Μεταβολές της αναλογίας O^{16} / O^{18} στα κελύφη των τρηματοφόρων κατά τα τελευταία 700.000 έτη.
Fig. 6: Changes in the O^{16} / O^{18} content in the foraminiferal shells during the last 700.000 yr.

Ένα από τα δυσκολότερα προβλήματα της θαλάσσιας γεωλογίας ήταν ο προσδιορισμός των προηγούμενων θέσεων της στάθμης της θάλασσας (Stanley, 1995), και αυτό γιατί οι μεταγενέστερες προσχωσιγενείς ή διαβρωσιγενείς διαδικασίες εμπόδιζαν τον αξιόπιστο εντοπισμό παλαιών θέσεων της στάθμης (Σχ.7 Στοιχεία μέχρι το 1968). Ομως οι επίπονες και συστηματικές μελέτες των τριών τελευταίων δεκαετιών, μας έχουν δόσει μια σαφή και αντικειμενική εικόνα της μεταβολής της στάθμης κατά τα τελευταία 500.000 έτη, με βάση τα ισότοπα οξυγόνου 0^{16} /0^{18} στα κελύφη των θαλάσσιων τρηματοφόρων και των κοραλλιών. Ιδιαίτερα αξιόπιστα είναι τα στοιχεία και οι χρονολογήσεις για τα τελευταία 150.000 έτη (Chappel and Shackleton, 1986), (Σχ.8) και ακόμα περισσότερο για τα τελευταία 20.000 έτη. Έτσι έγινε σαφές ότι η πτώση της στάθμης της θάλασσας κατά περίπου 120 έως 130 μ. ήταν γεγονός κατά την διάρκεια των παγετωδών περιόδων, με ενδιάμεσες μεταβολές κατά τις μεσοπαγετώδεις. Με αυτά τα στοιχεία μπορούμε πλέον να μελετήσουμε την εξέλιξη κάθε υφαλοκρηπιδικής περιοχής, λαμβάνοντας φυσικά υπόψη και τους τοπικούς παράγοντες γεωλογικής διαμόρφωσης (τεκτονική, προσφορά ιζημάτων κ.λ.π.) και συσχετίζοντας κάθε χρονικό διάστημα ανύψωσης ή ταπείνωσης της στάθμης με τα αντίστοιχα οξυγονοϊσοτοπικά στάδια (σχ. 8).

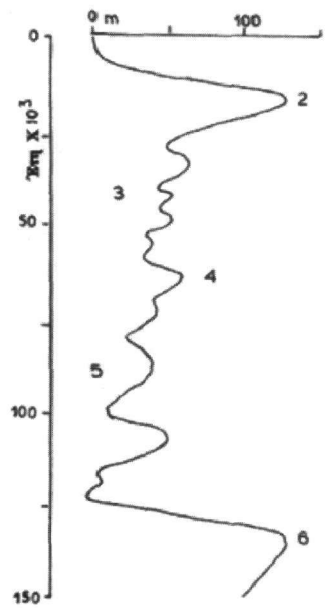
Με βάση λοιπόν τα παραπάνω, προ 20.000 και προ 150.000 ετών περίπου, η στάθμη της θάλασσας ήταν κατά 120 έως 125μ. περίπου χαμηλώτερα. Στο μεταξύ τους διάστημα το βάθος ήταν 40-70μ. κάτω από το σημερινό. Τέλος, μετά την τελευταία ταπείνωση της στάθμης προ 20.000 ετών, άρχισε η άνοδος προ 16.000 ετών περίπου και η οποία έγινε με ιδιαίτερα ταχείς ρυθμούς μέχρι τα 7000 έτη περίπου πριν από σήμερα.



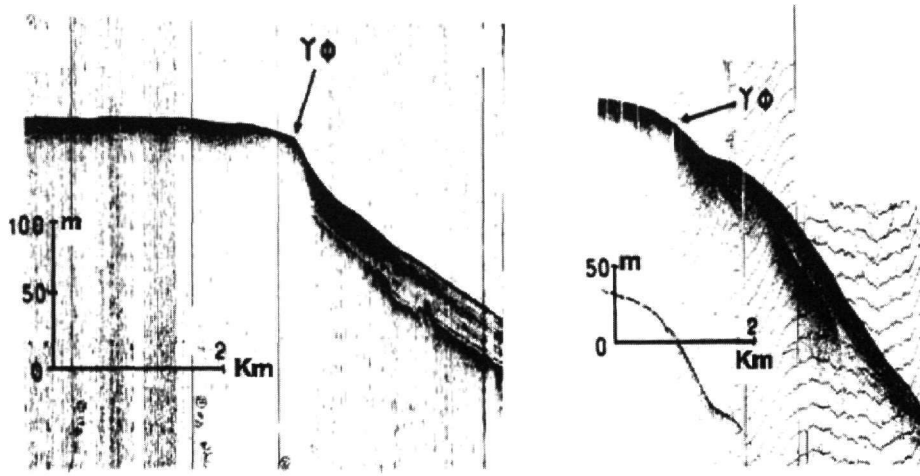
Σχ. 7: Θέση των χρονολογημένων θαλασσίων δειγμάτων ιζημάτων, ηλικίας έως 17.000 ετών, σε σχέση με τη σημερινή στάθμη της θάλασσας.
Fig. 7: Samples dated for the past ´17.000 years and their elevations plotted above and below present sea level.

Η μορφολογία της παράκτιας ζώνης και της υφαλοκρηπίδας στις ελληνικές θάλασσες.

Οι παραθαλάσσιες περιοχές της Ελλάδας είναι στην πλειοψηφία τους ορεινής διαμόρφωσης, με πρανή που έχουν μεγάλη κλίση προς τη θάλασσα, λόγω των Αλπικών διεργασιών και της μετα- Αλπικής τεκτονικής ρηγμάτωσης. Έτσι ρηξιγενή υβώματα και κοιλάδες εναλλάσσονται, ενώ η παράκτια ζώνη είναι συνήθως στενή και βραχώδης. Οι ποταμοί που τις διαρρέουν είναι συνήθως μικροί χείμαροι που αποθέτουν στις κοιλάδες αδρομερή γεωγενή υλικά. Σχετικά εκτεταμένα αλουβιακά πεδία τεταρτογενούς ηλικίας έχουν σχηματιστεί κυρίως στη Βόρεια Ελλάδα από τους μεγάλους ποταμούς Εβρο, Νέστο, Στρυμώνα, Αξιό και Αλιάκμωνα και μικρότερης έκτασης στο ΒΑ Ιόνιο πέλαγος στις ακτές της Ηπείρου. Στις περιοχές αυτές έχουν αποτεθεί σε μεγάλα πάχη πλειο- τεταρτογενή ιζήματα. Η μορφολογία αυτή έχει φυσική προέκταση και στον παρακείμενο θαλάσσιο πυθμένα με τον σχηματισμό της υφαλοκρηπίδας. Ετσι στο Β. Αιγαίο η εκτεταμένη υφαλοκρηπίδα έχει ομαλή μορφολογία και ευδιάκριτο υφαλοόριο σε βάθος μεταξύ των 120 και 140μ. (Σχ.9). Κάπως εκτεταμένη υφαλοκρηπίδα σχηματίζεται επίσης στο Ανατολικό Αιγαίο μεταξύ των νήσων Λήμνου, Δωδεκανήσου και της Μικράς Ασίας, καθώς και σε μερικά τμήματα της Δυτικής Ελλάδας. Στο Ιόνιο Πέλαγος το υφαλοόριο απαντάται συνήθως σε βάθος από 140 έως 160 μ.



Σχ. 8: Καμπύλη μεταβολής της στάθμης κατά τα τελευταία 150.000 έτη. Οι αριθμοί αντιστοιχούν σε οξυγονοϊσοπικά στάδια.
Fig. 8: Sea level curve for the last 150.000 yr. The numbers correspond to oxygen isotopic stages.

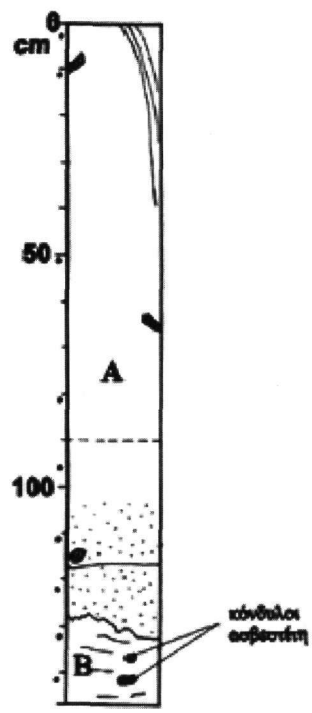


Σχ. 9: Θέση υφαλορίου (ΥΦ) στο Β. Αιγαίο.
Fig. 9: Shelf break location (ΥΦ) in the N. Aegean.

Στοιχεία ευστατικής μεταβολής της στάθμης κατά τα τελευταία 20.000 έτη στον Ελληνικό χώρο.

Στην περιοχή των ελληνικών θαλασσών δεν υπάρχουν ραδιοχρονολογήσεις προηγουμένων θέσεων της θαλάσσιας στάθμης εκτός από στοιχεία που αφορούν τα τελευταία 3000 έως 6000 έτη που έγιναν για αρχαιολογικές κυρίως έρευνες. Όπως είναι γνωστό όμως στο διάστημα αυτό η θέση της θαλάσσιας στάθμης είχε σταθεροποιηθεί και έτσι οι μετρήσεις αυτές απεικονίζουν κυρίως την δράση του τοπικού τεκτονισμού σε κάθε περιοχή, για την συγκεκριμένη περίοδο.

Έτσι οι ενδείξεις προηγουμένων επιπέδων χαμηλής στάθμης για την περιοχή μας είναι έμμεσες, δηλαδή στοιχεία ιζηματολογικά, σεισμικών διασκοπίσεων, τεκτονισμού και γεωαρχαιολογίας, που συνδυάζονται με την γνωστή καμπύλη της παγκόσμιας ευστατικής μεταβολής της στάθμης της θάλασσας.



Σε ότι αφορά τα **ιζηματολογικά στοιχεία**, είναι γνωστό ότι τα ιζήματα που καλύπτουν τον σημερινό πυθμένα κατατάσσονται σε διάφορες κατηγορίες ανάλογα με τον τρόπο και τον χρόνο απόθεσής τους. Αυτό οφείλεται στο ότι ο ταχύς ρυθμός της επίκλυσης δεν επέτρεψε την κάλυψη όλων των παλαιοτέρων ιζημάτων με λεπτομερέστερα ολοκαινικά με αποτέλεσμα την σαφή αντιστροφή του μέσου μεγέθους. Έτσι σε πολλές περιοχές του Βορείου και Δυτικού Αιγαίου η περιοχή κοντά στο σημερινό υφαλοόριο συνδέεται με παρουσία πολύ καλώς διαβαθμισμένης χονδρόκοκκης άμμου και με κανονική κατά Gauss καμπύλη κατανομής. Ολα αυτά είναι χαρακτηριστικά έντονης κυματικής δράσης, δηλαδή υποδηλώνουν παρουσία παλαιάς ακτής, ενώ στο εσωτερικό της υφαλοκρηπίδας προτερικά λεπτόκοκκα ιζήματα δείχνουν την επικράτηση των κανονικών θαλάσσιων συνθηκών ιζηματογένεσης.

Σχ. 10: Πυρήνας από τον κόλπο Καβάλας που περιέχει τον εδαφικό ορίζοντα b(B) υποκείμενο των θαλασσίων ιζημάτων (A).
Fig. 10: Core relieved from the Gulf of Kavala containing the soil horizon b (B) underlying the marine sediments (A).

Χαρακτηριστικό είναι ότι σε δύο τουλάχιστον περιοχές του Αιγαίου, στον κόλπο της Καβάλας (Σχ.,10) και στον Ν. Ευβοϊκό, πυρήνες που λήφθηκαν στην υφαλοκρηπίδα περιείχαν κάτω από το ολοκαινικό θαλάσσιο ίζημα, ορίζοντες χερσαίας ιζηματογένεσης (εδαφικός ορίζων β) (Perissoratis and V. Andel, 1988). Η επαφή μεταξύ των δύο ιζηματογενών οριζόντων βοήθησε στην ακριβή χαρτογράφηση και γνώση της επιφάνειας προέλασης της θάλασσας κατά την επίκλυση.

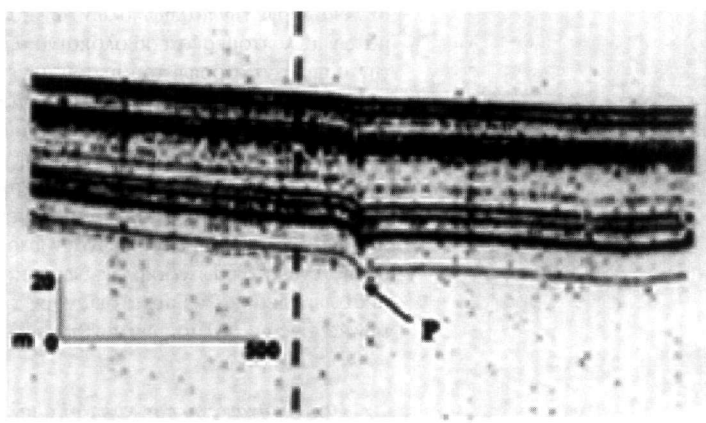
Οι **σεισμικές καταγραφές**, κυρίως σε συνδυασμό με τα παραπάνω ιζηματολογικά στοιχεία έδωσαν μια σαφή εικόνα του στρωματογραφικού πακέτου των ιζημάτων που αποτέθηκαν κατά την τελευταία επίκληση. Προς την πλευρά του σημερινού υφαλοορίου τα ιζήματα αυτά απουσιάζουν ή αποτελούν ένα λεπτό στρώμα πάχους 1 έως 2 μέτρων, επικαθήμενα σε σκληρό υπόστρωμα και αυξανόμενο σε πάχος σε περιοχές παλαιοκοιτών ποταμών. Είναι ενδιαφέρον εδώ να σημειωθεί ότι οι μεγάλοι ποταμοί αποθέτουν το ιζηματογενές φορτίο τους κυρίως στα αλουβιακά πεδία της ξηράς και έτσι προσφέρουν μικρές σχετικά ποσότητες στην διαμόρφωση της σημερινής υφαλοκρηπίδας. Αντίθετα, μικροί χείμαρροι, που διαρρέουν απότομου ανάγλυφου νεογενή-τεταρτογενή ιζήματα, μεταφέρουν μεγάλες ποσότητες υλικού στην παράκτια ζώνη, μεταβάλλοντας σημαντικά την παράκτια μορφολογία. Από τα πιο σημαντικά όμως μορφολογικά χαρακτηριστικά της σημερινής υφαλοκρηπίδας είναι η παρουσία προ- ολοκαινικών εξαρμάτων που έχουν διαπιστωθεί στην εσωτερική υφαλοκρηπίδα με αποτέλεσμα σε περιόδους χαμηλής στάθμης τη δημιουργία λιμνών.

Μετά το υφαλοόριο η ιζηματογένεση είναι συνεχής και εμφανίζεται στις σεισμικές καταγραφές ως εναλλαγή πακέτων διαφανών και αδιαφανών οριζόντων που αντιστοιχούν σε περιόδους υψηλής και χαμηλής στάθμης της θάλασσας (Σχ. 11), και που είναι δυνατόν να συσχετισθούν με τα διάφορα οξυγονο-ισοτοπικά στάδια.

Ο τεκτονισμός στην θαλάσσια περιοχή μπορεί να προσδιοριστεί και ποσοτικά, με την μέτρηση της συνιζηματογενούς μετατόπισης των οριζόντων. Οι τιμές που έχουν βρεθεί κυμαίνονται από 0.1 έως 1 mm/έτος, (Σχ. 12), ενώ η συνήθης τιμή είναι μικρότερη των 0,5mm/έτος. Επομένως η συμβολή της τεκτονικής στη διαμόρφωση της υφαλοκρηπίδας είναι μικρή συγκρινόμενη με την ταχύτητα της ανόδου της στάθμης που είναι, από 8 έως 37mm/έτος (Bard et.al. 1989). Βέβαια, κατά το τελευταίο στάδιο της επίκλυσης, μετά τα 8.000 έτη, η μέση ταχύτητα ανόδου της στάθμης ήταν μόλις 2 mm/έτος και επομένως στο διάστημα αυτό οι ρόλοι της ιζηματογένεσης και της τεκτονικής είναι σημαντικότεροι.

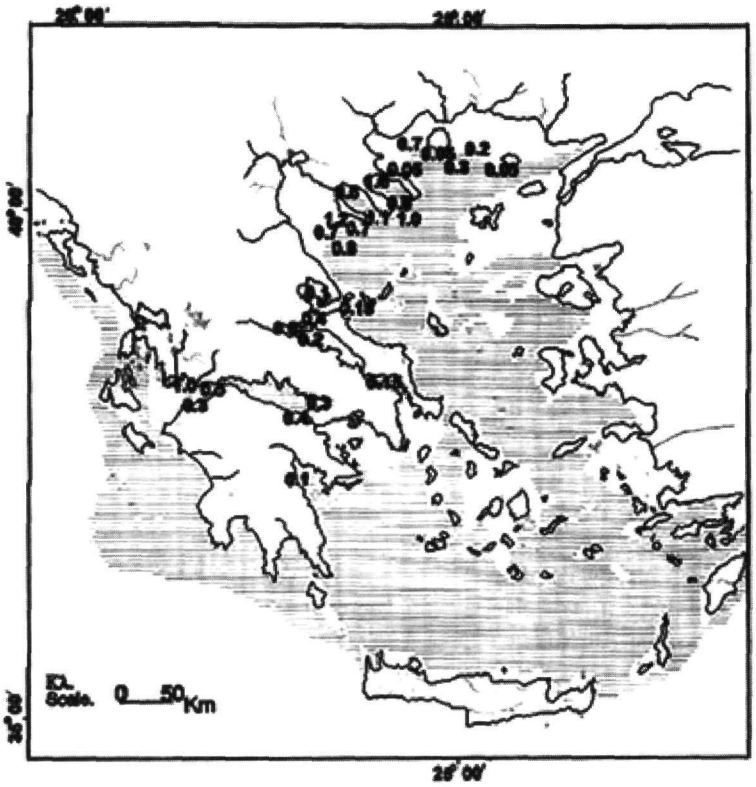
Συναφής με τον τεκτονισμό είναι και η συμβολή **των ευστατικών και ισοστατικών κινήσεων** του φλοιού στην περιοχή μας, λόγω της τήξης των παγετώνων. Όμως η συμβολή του παράγοντα αυτού είναι επίσης μικρή, της τάξης των μερικών μέτρων κατά τα τελευταία 18.000 έτη, συγκρινόμενη με την συνολική άνοδο της στάθμης κατά το διάστημα αυτό.

Τέλος, σημαντικά στοιχεία για προηγούμενες θέσεις, της θαλάσσιας στάθμης κατά την τελευταία περίοδο, δίνουν και οι **αρχαιολογικές έρευνες**. Υπάρχουν ιστορικές μαρτυρίες που αναφέρονται σε παράκτιες πόλεις και λιμάνια, που σήμερα είναι εντός της ξηράς. Αυτές οι μαρτυρίες όμως έχουν έντονο τον τοπικό χαρακτήρα. Μερικές θέσεις έχουν μελετηθεί και από την άποψη της γεωαρχαιολογίας, ιδιαίτερα για το διάστημα μετά την πρώιμη ελλαδική περίοδο (προ 5000 ετών) για την οποία υπάρχουν και οι περισσότερες ιστορικές μαρτυρίες.



Σχ. 11: Εναλλαγή διαφανών και αδιαφανών στρωμάτων ιζημάτων στην τάφρο του Β. Αιγαίου. P: Συνιζηματογενής τεκτονισμός.

Fig. 11: Alternating transparent and opaque layerw the N. Aegean Trough. P: Synsedimentary tectonism.



Σχ. 12: Ταχύτητες τεκτονικής καθίζησης (σε mm / έτος) στο Αιγαίο και Ιόνιο Πέλαγος. Με γραμμοσκίαση οι περιοχές βάθους >200 m.
Fig. 12: Rates of subsidence (in mm/yr) in the Aegean and Ionian seas. Shaded are the areas with depth >200 m.

Η μορφολογία της ελληνικής υφαλοκρηπίδας και οι ιζηματογενείς διαδικασίες κατά το Ανωτ. Πλειστόκαινο –Ολόκαινο.

Για τις ανάγκες της παρούσας μελέτης χρησιμοποιείται η παγκόσμια καμπύλη των Fairbanks(1989) και Bard et al (1989) που αφορά το διάστημα προ 20.000 έως 7.000 ετών. Σύμφωνα με τις μελέτες αυτές μετά τα 20.000 έτη η στάθμη άρχισε να ανέρχεται με ταχύτητα περίπου 0,5 εκ/έτος, με ένα αυξανόμενο ρυθμό από τα 16.000 έως τα 8.000 έτη που έφθανε τα 37mm/έτος, ενώ σε δύο διαστήματα μεταξύ 11.500 και 10.000 ετών καθώς και μετά τα 8.000 έτη ο ρυθμός ανόδου είχε μια σημαντική επιβράδυνση, με ταχύτητα περίπου 2mm/έτος.

Παλαιοντολογική εικόνα κατά τα τελευταία 20.000 έτη.

Στην ευστατική καμπύλη της μεταβολής της στάθμης (Σχ. 8,13) μπορούμε να διακρίνουμε τρεις φάσεις: την πρώτη στα 20.000 έτη, όταν η στάθμη ήταν στο κατώτατο σημείο της, την δεύτερη στα 11.000 έτη, όταν υπήρξε μια μικρή υστέρηση στην ανοδό της στάθμης και την τρίτη στα 8.000 έτη όταν η στάθμη πλησίασε την σημερινή της θέση. Η εικόνα της περιοχής μας, στα 20.000 έτη με την στάθμη στα 120m., στα 11.000 έτη με την στάθμη στα 60m., και στα 8000 έτη με την στάθμη στα 15 m ήταν η ακόλουθη με βάση τα σημερινά στοιχεία:

Κατά το Ανώτατο Πλειστόκαινο (Σχ.14) στην περιοχή του Ιονίου, η Κέρκυρα ήταν συνδεδεμένη με την Ήπειρο ενώ μια λίμνη σχηματιζόταν μεταξύ τους με πιθανή νότια έξοδο προς το Ιόνιο.

Στην δυτική Στερεά Ελλάδα η ακτογραμμή ήταν περίπου 10χλμ δυτικότερα της σημερινής, ενώ πιο εκτεταμένη υφαλοκρηπίδα υπήρχε δυτικά του σημερινού Πατραϊκού. Οι περισσότερες νήσοι συνδέονταν με τις μικρές νησίδες και ήταν μερικές ενωμένες και με την απέναντι ξηρά. Στον Κορινθιακό υπήρχε μια λίμνη βάθους περίπου 750μ. και μια αβαθέστερη στον Αμβρακικό (περίπου 25μ.) Δυτικά της Πελοποννήσου η ακτογραμμή ήταν 5 έως 8χμ δυτικότερα της σημερινής, ενώ στο Ναυαρίνο ο σημερινός πυθμένας του κόλπου ήταν ξηρά που διαρρεόταν από την συμβολή των χειμάρρων με έξοδο προς νότο.

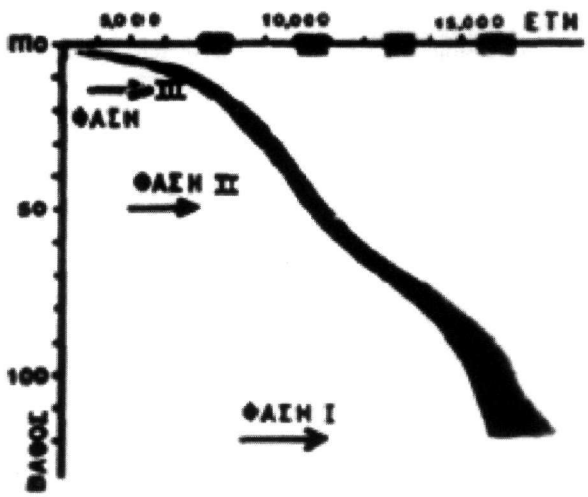
Στη περιοχή του Αιγαίου, στο βόρειο τμήμα υπήρχαν στην θέση της σημερινής υφαλοκρηπίδας εκτεταμένα αλλουβιακά πεδία, με την ακτογραμμή σε απόσταση 20 έως 30km νοτιώτερα, διαρρεόμενα από ποταμούς που είχαν ακολουθήσει διαφορετική πορεία από την σημερινή. Ο Νέστος και ο Στρυμόνας ενώνονταν δυτικά της Θάσου πριν εκβάλλουν στη θάλασσα.Η Θάσος και η Σαμοθράκη αποτελούσαν ορεινούς όγκους ύψους 1225μ. και 1731μ. αντίστοιχα, σε ένα εκτεταμένο πλατώ από την Ιερισσό μέχρι την Αλεξανδρούπολη. Μερικές λίμνες με διέξοδο σε περιόδους υπερπλήρωσης σχηματίζονταν στους σημερινούς κόλπους Ιερισσού, Στρυμωνικού και Αλεξανδρούπολης. Στη χερσόνησο της Χαλκιδικής η τότε ακτογραμμή ήταν συνήθως σε μικρή απόσταση από την σημερινή (< 3χμ) ενώ στον Θερμαϊκό Κόλπο υπήρχε επίσης ένα εκτεταμένο αλλουβιακό πλατώ που διαρρεόταν από την προέκταση των ποταμών Αξιού, Αλιάκμονα και Πηνειού, για την ακριβή κοίτη των οποίων δεν υπάρχουν ακόμη στοιχεία.

Στο δυτικό Αιγαίο οι κόλποι Παγασητικός Β.και Ν. Ευβοϊκός και Σαρωνικός ήταν τμήματα ξηράς με σχηματισμό στο εσωτερικό τους μικρών η μεγαλύτερων λιμνών βάθους μερικών έως 300 μ. Στο νότιο Αιγαίο όμως λόγω της απότομης μορφολογίας, η ακτογραμμή ήταν κοντά στην σημερινή εκτός από μεμονωμένες περιοχές όπως στον Σαρωνικό και τον Αργολικό Κόλπο, όπου η θάλασσα ήταν σε απόσταση έως 15 χλμ. περίπου από την σημερινή θέση της.

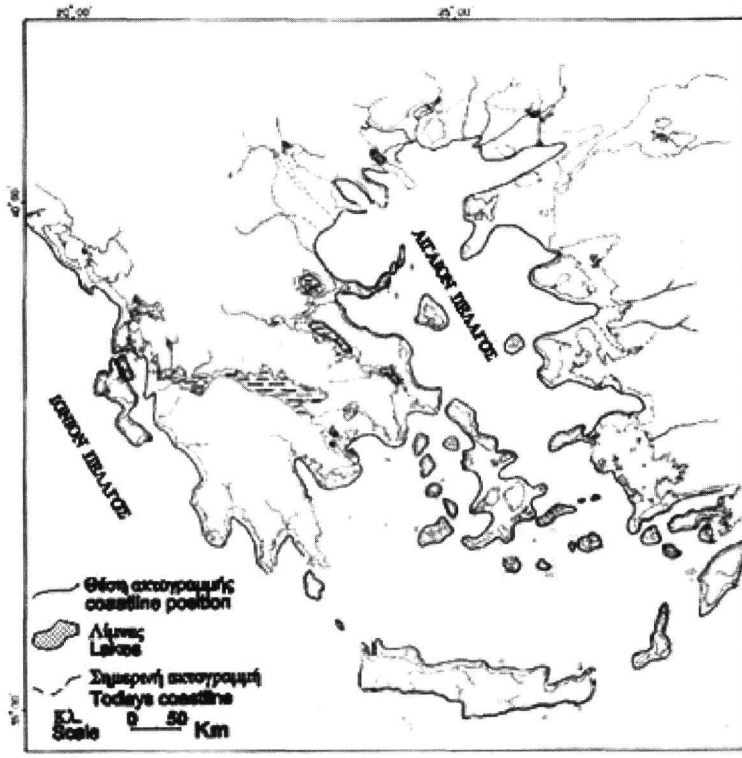
Στο Κεντρικό Αιγαίο, οι Βόρειες Σποράδες ήταν ενωμένες με την Στερεά Ελλάδα ενώ νοτιότερα οι Κυκλάδες συνδέονταν μεταξύ τους σχηματίζοντας μια εκτεταμένη ξηρά, μερικά χιλιόμετρα από την ηπειρωτική χώρα. Κάπως εκτεταμένα πεδία είχαν σχηματιστεί στους κόλπους της Κρήτης. Στο Ανατολικό Αιγαίο ο Βόσπορος είχε αποκοπεί από το Αιγαίο, ενώ αλουβιακά πεδία διακοπτόμενα από θαλάσσιες αύλακες ήταν σχηματισμένα στην Λήμνο, Χίο και στα Δωδεκάνησα που ήταν συνδεδεμένα με την ξηρά και διαρρέονταν από τους ποταμούς της Μικράς Ασίας.

Κατά την διάρκεια της χαμηλής στάθμης της θάλασσας τα ιζήματα μεταφέρονταν μετά το σημερινό υφαλοόριο και αποτέθηκαν αδρομερέστερα με τη μορφή πρισματικών προδελταϊκών αποθέσεων και τα λεπτομερέστερα προς τις βαθύτερες περιοχές με τη δράση των ρευμάτων και των μαζικών μετακινήσεων όπου σχημάτισαν επάλληλα στρώματα. Ετσι σχηματίστηκε στην σημερινή ιζηματογενή στήλη το ανώτερο πακέτο των αδιαφανών οριζόντων που αντιστοιχεί στο οξυγονοϊσοτοπικό στάδιο 2.

Στα 11.000 έτη, (Σχ. 15) στο όριο Πλειστόκαινου- Ολοκαίνου το επίπεδο της θάλασσας ήταν περίπου 60μ. κάτω από το σημερινό, και ήδη σημαντικές αλλαγές είχαν επέλθει στην παράκτια μορφολογία. Στην περιοχή του Ιονίου, η Κέρκυρα ήταν ενωμένη με την Ήπειρο με μια στενή γέφυρα ξηράς, ενώ στο νότιο τμήμα είχε αποκατασταθεί η επικοινωνία με την θάλασσα. Ο Αμβρακικός κόλπος ακόμη αποτελούσε λίμνη, ενώ νοτιότερα μερικές μόνο νήσοι ήταν ενωμένες με την ξηρά. Ο Κορινθιακός ήταν επίσης λίμνη αλλά με σημαντική είσοδο θαλάσσιου νερού σε περιόδους υψηλού κυματισμού, γιατί το στενό Ρίου Αντιρρίου είχε επίσης βάθος περίπου στα 60μ. Δυτικά της Πελοποννήσου, η ακτογραμμή ήταν σε απόσταση μικρότερη από μερικές εκατοντάδες μέτρα από την σημερινή, ενώ ο όρμος του Ναυαρίνου ήταν στο μεγαλύτερο μέρος του τμήμα της ξηράς.



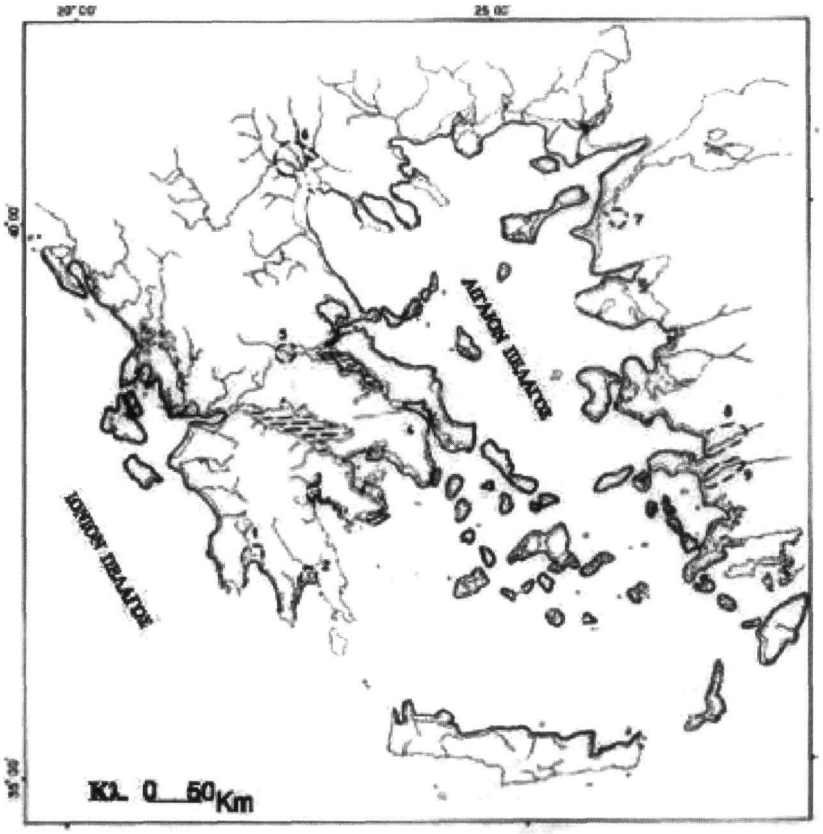
Σχ. 13: Καμπύλη μεταβολής της στάθμης κατά τα τελευταία 16.000 έτη.
Fig. 13: Sea level curve for the last 16.000 yr.



Σχ. 14: Μορφολογία παράκτιων περιοχών κατά το Ανωτ. Πλειστόκαινο (προ 20.000 ετών περίπου).
Fig. 14: Morphology of coastal areas during. Uppermost Pleistocene (about 20.000 yr ago).

Στο Βόρειο Αιγαίο, τμήμα της σημερινής υφαλοκρηπίδας ήταν ακάλυπτο από θάλασσα. Η Σαμοθράκη ήταν χωρισμένη από την Θράκη με ένα μικρό θαλάσσιο δίαυλο ενώ η Θάσος ήταν ακόμα ενωμένη με την Μακεδονία. Οι υπόλοιπες λίμνες που είχαν σχηματιστεί στο Βόρειο και Δυτικό Αιγαίο είχαν επικλυσθεί από θάλασσα, εκτός από τον Βόρειο και πιθανώς τον Νότιο Ευβοϊκό, όπου η κατάσταση ήταν ίδια με του Κορινθιακού Κόλπου, γιατί η είσοδος επικοινωνίας με την ανοικτή θάλασσα και στους δύο κόλπους είχε βάθος περίπου 60m. Στο υπόλοιπο Αιγαίο οι νήσοι είχαν αποκοπεί από την ξηρά καθώς και μεταξύ τους. Γέφυρες ξηράς όμως ακόμη υπήρχαν μεταξύ της Κεντρικής Ελλάδας και του δυτικού τμήματος των Βόρειων Σποράδων και μερικών νήσων του Αιγαίου και της Μικράς Ασίας. Τέλος οι Κυκλάδες σχημάτιζαν ακόμη μια μικρή κεντρική περιοχή ξηράς μεγαλύτερης σε έκταση της σημερινής.

Στα 8.000 έτη, στο Κατώτερο Ολόκαινο, το επίπεδο της θάλασσας ήταν περίπου 15μ. χαμηλώτερα και επομένως, λόγω της απότομης μορφολογίας των περισσοτέρων παράκτιων περιοχών της Ελλάδας, η θέση της ακτογραμμής ήταν πολύ κοντά στη σημερινή. Όμως στα αλουβιακά πεδία την χρονική αυτή περίοδο η κατάσταση ήταν σημαντικά διαφορετική από την σημερινή (Kraft et al., 1977). Οι σχετικές μελέτες έχουν δείξει ότι στις περιοχές αυτές υπάρχουν υφάλμυρα και θαλάσσια ιζήματα κάτω ολοκαινικής ή παλαιότερης ηλικίας πάνω στα οποία έχουν αποτεθεί μεταγενέστερα γεωγενή ιζήματα δεκάδων μέτρων πάχους. Αυτό δείχνει ότι κατά την ολοκλήρωση της επίκλυσης η θάλασσα εισέβαλε αρχικά στα εσωτερικά των αλουβιακών πεδίων και των κόλπων, σε αρκετές περιοχές (Σχ. 15, αρ.1-9) σε σημαντική απόσταση στα ανάντη της σημερινής ακτογραμμής. Σταδιακά όμως η προσφορά και απόθεση γεωγενών ιζημάτων από τους ποταμούς και τους χειμμάρους αύξησε την ξηρά σε βάρος της θάλασσας και η ακτογραμμή πήρε την σημερινή της μορφή. Οι περιοχές αυτές ήταν, σύμφωνα με ιστορικές μαρτυρίες, θέσεις σημαντικών ανθρωπίνων δραστηριοτήτων (Σχ.15, αρ. 6), όπως η Πέλλα που πριν από 3.500 έτη ήταν λιμάνι, σε απόσταση 35 χλμ στα ανάντη της σημερινής ακτογραμμής και θέα οι Θερμοπύλες (Σχ.15, αρ.5) που ήταν παραθαλάσσια προ 3.000 ετών. Επίσης διάφορες άλλες πόλεις στην Υστεροελλαδική ή την Κλασσική εποχή ήταν παράκτικες σε σημαντική απόσταση εντός της σημερινής ξηράς όπως η Τίρυνθα, ο Μαραθώνας, η Τροία, η Εφεσος και η Μίλητος (Σχ. 15, αρ. 1-4 και 7-9 αντίστοιχα. Kraft et. al., 1977, 1988).



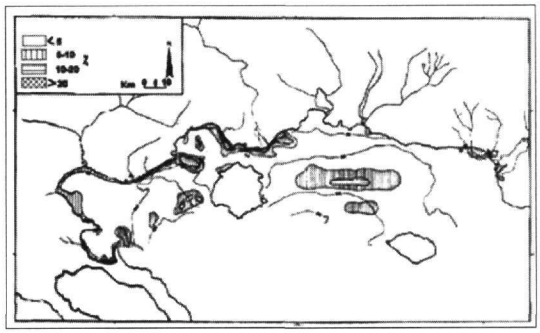
Σχ. 15: Μορφολογία παρακτίων περιοχών κατά την έναρξη του Ολοκαίνου (προ 11000 ετών περίπου). Με διακεκομένη γραμμή και αριθμούς σημειώνονται οι αρχαιολογικές θέσεις που ήταν παραθαλάσσιες. Υπόλοιπα σύμβολα όπως στο προηγούμενο σχήμα.
Fig. 15: Morphology of coastal areas at the beginning of the Holocene (about 11000 yr ago). With dashed line and numbers are depicted the archaeological sites that were maritime. Other symbols as in the previous figure.

Κατά τη διάρκεια της ολοκαινικής επίκλυσης τα αδρομερή χεωγενή ιζήματα μεταφερόμενα από τα ρεύματα αποτίθενται και εξακολουθούν να αποτίθενται όπως φαίνεται στις σεισμικές καταγραφές, στην σημερινή υφαλοκρηπίδα. Μεγάλες ποσότητες λεπτόκοκκων ιζημάτων όμως μεταφερόμενα εν αιωρήσει μετά το υφαλοόριο, αποθέτονται στην κατωφέρεια και σχηματίζουν τον διαφανή οριζοντα που αντιστοιχεί οξυγονο-ισοτοπικό στο στάδιο 1 και ο οποίος επικάθησε στο πακέτο των αδιαφανών (αδρομερών σχηματισμών) που αντιστοιχούν στο οξυγονο-ισοτοπικό του στάδιο 2. Εδώ θα πρέπει να τονισθεί ότι κατά την διάρκεια της επικλυσιγενούς διαδικασίας η συνεχής υποχώρηση της ακτογραμμής είχε σαν αποτέλεσμα και τη δημιουργία του επικλυσιγενούς στρώματος που αποτελείται απο αδρομερές χεωγενές υλικό (άμμοι, χαλικες, κροκάλες). Το στρώμα αυτό λόγω του ότι είναι αδρομερέστερο των υποκειμένων και υπερκειμένων στρωμάτων έχει σαφώς διαφορετική συμπεριφορά στα ακουστικά κύματα και έτσι αναγνωρίζεται σαφέστατα στις σεισμικές καταγραφές ανακλάσεως.

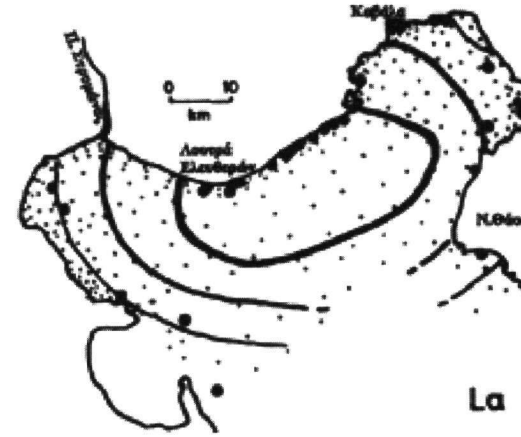
Παρακάτω θα εξετασθεί η σημασία της γνώσης της γεωλογίας της υφαλοκρηπίδας κυρίως για την ανεύρεση ιζηματογενών κοιτασμάτων, την κατασκευή τεχνικών έργων, καθώς και για την αρχαιολογία ή ακόμη και για την βιογεωγραφία.

4. ΕΝΤΟΠΙΣΜΟΣ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΩΝ PLACERS

Οπως είναι γνωστό τα ιζηματογενή κοιτάσματα προσχωσιγενούς διαδικασίας στην περιοχή της υφαλοκρηπίδας, αποτελούνται κυρίως από αδρανή υλικά και από συγκεντρώσεις χρησίμων βαρέων ορυκτών, ενώ στην περιοχή της κατωφέρειας και των αβυσσικών πεδίων έχουμε, από τον συνδυασμό χημικής ιζηματογένεσης και



Σχ. 16: Κατανομή των βαρέων ορυκτών στην υφαλοκρηπίδα του Β. Αιγαίου.
Fig.16: Heavy mineral distribution in the northern Aegean shelf.



Σχ. 17: Κατανομή Λανθανίου στην παράκτια περιοχή Ιερισσού - Καβάλλας
Fig. 17: Lanthanum distribution in the coastal Ierissos-Kavalla area.

βιογενούς δράσης, τον σχηματισμό φωσφοριτών, τη δημιουργία κονδύλων μαγγανίου, επιχρισμάτων κοβαλτίου στα υποθαλάσσια όρη και πολυμεταλλικών θειικών ενώσεων από υδροθερμική δράση στις υποθαλάσσιες ράχεις. Όλα αυτά τα είδη κοιτασμάτων απαντούν στην Αποκλειστική Οικονομική Ζώνη των διαφόρων κρατών αλλά η εξόρυξή τους είναι φυσικά συνάρτηση των οικονομοτεχνικών παραμέτρων. Τις τελευταίες δεκαετίες, μία νέα πιθανή πηγή ενέργειας έχει εντοπιστεί στα θαλάσσια ιζήματα, οι υδρίτες, πού είναι κρυσταλλικές ενώσεις που περιέχουν μεθάνιο. Χαρακτηρίζονται συνήθως από την παρουσία στις σεισμικές καταγραφές ενός ορίζοντα που ονομάζεται BSR (Bottom Stimulating Reflector), που ορίζει και την βάση των υδριτών. Η στρωματογραφική εικόνα στις περιοχές των υδριτών είναι (από τον θαλάσσιο πυθμένα προς τα κάτω) θαλάσσια ιζήματα (συνήθως πηλός/άργιλλος), υδρίτες και πάλι θαλάσσιο ίζημα με παρουσία ελεύθερου μεθανίου. Τα σημαντικότερα πεδία όπου έχουν εντοπισθεί υδρίτες είναι στον δυτικό Ατλαντικό, τον Βόρειο και Νότιο Παγωμένο ωκεανό, και στον Ανατολικό και στον Βορειοδυτικό Ειρηνικό ωκεανό. Στην Ανατολική Μεσόγειο ενδείξεις υδριτών υπάρχουν στην κεντρική Μεσογειακή Ράχη, νότια της Κρήτης και στα όρη του Αναξίμανδρου, ανατολικά της Ρόδου σε βάθη 2.000μ. περίπου (Περισοράτης κ.α., 2000).

Στην περιοχή των ελληνικών θαλασσών τα ιζήματα έχουν υψηλό ποσοστό λεπτοκόκκων συστατικών και έτσι δεν διαπιστώθηκαν σημαντικές εκμεταλλεύσιμες αποθέσεις αδρανών υλικών, επειδή ο σχηματισμός των κοιτασμάτων αυτών απαιτεί μεγάλες ποσότητες αδρομερών υλικών σε εκτεταμένη υφαλοκρηπίδα έτσι ώστε στην συνέχεια να υφίστανται διαβάθμιση και επανακατανομή. Επίσης δεν υπάρχουν οι κατάλληλες συνθήκες για τις άλλες κατηγορίες ιζηματογενών κοιτασμάτων που απαντούν στις βαθιές περιοχές. Η σχετική έρευνα λοιπόν προσανατολίστηκε μόνο στην ενδεχόμενη παρουσία κοιτασμάτων βαρέων ορυκτών, δηλαδή με ειδικό βάρος μεγαλύτερο του 2,5. Άλλωστε τα κοιτάσματα αυτά καθώς και εκείνα των αδρανών είναι τα μόνα που σε παγκόσμια κλίμακα έχουν υποστεί και υφίστανται ακόμη οικονομική εκμετάλλευση.

Για την δημιουργία των κοιτασμάτων βαρέων ορυκτών (placers), χρειάζονται τρεις προϋποθέσεις, η παρουσία κοιτασμάτων στην παρακείμενη ξηρά, η ύπαρξη ενός εκτεταμένου υδρογραφικού δικτύου και τέλος μια ανεπτυγμένη υφαλοκρηπίδα με έντονη κυματική δράση. Έτσι τα προϊόντα διάβρωσης των κοιτασμάτων μεταφέρονται με το υδρογραφικό δίκτυο προς την υφαλοκρηπίδα όπου υφίστανται την διαβαθμιστική δράση του κυματισμού και των ρευμάτων. Εκεί διαχωρίζονται τα βαρέα και τα ελαφρά ορυκτά και επομένως οι περιοχές συγκέντρωσης των βαρέων θα είναι οι παράκτιες ζώνες, σημερινές ή παλαιότερες καθώς και οι κοίτες ποταμών, εκεί δηλαδή που η διαβαθμιστική ενέργεια του υδάτινου παράγοντα ήταν εντονότερη και διαρκέστερη.

Στις ελληνικές θάλασσες, η περιοχή που συνδυάζει τις τρεις παραπάνω προϋποθέσεις είναι η υφαλοκρηπίδα του Βορείου Αιγαίου όπου έγινε εκτεταμένη γεωλογική μελέτη κατά τα έτη 1983 έως 1986 συνδυαζόμενη με γεωχημικές αναλύσεις των δειγμάτων. Θα πρέπει να σημειωθεί εδώ ότι σε μερικές θέσεις της σημερινής παράκτιας ζώνης είχαν αναφερθεί συγκεντρώσεις βαρέων ορυκτών και από προηγούμενους έλληνες ερευνητές, ενώ μια εκτεταμένη μελέτη όλης της χερσαίας περιοχής, από Αλεξανδρούπολη έως Ιερισσό είχε γίνει από το ΙΓΜΕ το 1978.

Με την ανάλυση λοιπόν των δειγμάτων (Σχ.16) (Perissoratis et.al., 1988), συγκεντρώσεις βαρέων ορυκτών εντοπίσθηκαν στην περιοχή του υφαλοορίου σε βάθη 100- 120 μ., η διαμόρφωση του οποίου σχετίζεται και με την τελευταία ταπείνωση της στάθμης της θάλασσας, στην κεντρική υφαλοκρηπίδα μεταξύ των σημερινών βαθών 60-70μ., περιοχή που σχετίζεται με την περίοδο της «καθυστέρησης» της επίκλισης, στις περιοχές παλαιών κοιτών και τέλος την σημερινή παράκτια ζώνη. Στις περιοχές αυτές εντοπίσθηκαν συγκεντρώσεις, κυρίως γρανάτη, επίδοτου, αμφιβόλων και πυροξένων, μαγνητίτη, ιλμενίτη, ζιρκονίου, ρουτιλίου. Από όλες αυτές τις εμφανίσεις αξιοσημείωτη και πιθανώς εκμεταλλεύσιμη είναι η παρουσία σπανίων γαιών στο ιζηματογενές παράκτιο πρίσμα της περιοχής από Λουτρά Ελευθερών μέχρι νέα Πέραμο, στην Κεντρική Μακεδονία (Σχ, 17, Moorby, et al., 1990).

5. ΕΚΤΕΛΕΣΗ ΤΕΧΝΙΚΩΝ ΕΡΓΩΝ

Όπως προαναφέρθηκε η περιοχή της υφαλοκρηπίδας, είναι το πεδίο όπου εκτελούνται τα περισσότερα τεχνικά έργα στον θαλάσσιο χώρο, όπως κατασκευή λιμένων, υποθαλάσσιων αγωγών, σηράγγων, γεφυρών, τοποθέτηση καλωδίων κ.α. Για την επιτυχή πραγματοποίηση των έργων αυτών απαιτείται η γνώση των τεχνικών χαρακτηριστικών του πυθμένα και των υποστρωμάτων του και κυρίως η παρουσία και ο εντοπισμός ενός στρώματος υψηλής αντοχής για την θεμελίωση του έργου (Perissoratis et. al., 1997).

Ενα τέτοιο στρώμα αποτελεί ο επικλυσιγενής ολοκαινικός ορίζοντας, γιατί ως αδρομερέστερο και συνεκτικότερο στρώμα από τα υποκείμενα και τα υπερκείμενα παρουσιάζει υψηλότερη αντοχή στην διατμητική τάση. Αυτά τα χαρακτηριστικά διαπιστώθηκαν π.χ. κατά την εκπόνηση της γεωλογικής μελέτης γιά την κατασκευή του λιμένα του Αιγίου. Η γεωλογική μελέτη που έγινε στον όρμο του Αιγίου έδειξε ότι το επικλυσιγενές στρώμα βρίσκεται σε βάθος από 5 έως 30μ, κάτω από τον πυθμένα, ενώ οι γεωτεχνικές μετρήσεις έδειξαν ότι ενώ τα ανώτερα και κατώτερα του επικλυσιγενούς ορίζοντα στρώματα είχαν αντοχή στην διατμητική τάση μερικά SPD/ min, ενώ στον ορίζοντα η αντίστοιχη τιμή ήταν έως 50 SPD/ min (Σχ.18). Σε ένα άλλο έργο, αυτό της ζεύξης του Μαλλιακού Κόλπου, η αναγνώριση και η λεπτομερής χαρτογράφηση του ορίζοντα αυτού επίσης βοήθησε αποτελεσματικά στην αξιολόγηση της τεκτονικής συμπεριφοράς των υποστρωμάτων του πυθμένα, και στον υπολογισμό της επιτρεπτής φόρτισης των θεμελιώσεων.

Θα πρέπει να σημειωθεί σχετικά ότι παρ όλο που η σημασία των υποθαλάσσιων γεωλογικών ερευνών, όπως και των αντιστοίχων μελετών στη ξηρά, έχει αποδειχθεί αναγκαία για την σωστή πραγματοποίηση των διαφόρων έργων, είναι γεγονός ότι μόλις πρόσφατα αναγνωρίστηκε κάπως αυτό από τους άλλους παράγοντες των έργων. Αυτό οφειλόταν στο ότι ο μηχανικός, συνήθως, συμβουλεύεται τον γεωλόγο όταν το έργο παρουσιάσει προβλήματα και όχι πριν την εκτέλεση, όπως απαιτείται, για να προληφθούν προβλήματα αλλά και να προταθούν λύσεις που ενδεχόμενα θα προκύψουν. Θα πρέπει, επίσης, να γίνει κατανοητό ότι τα γεωλογικά προβλήματα και τα γεωλογικά πλαίσια κάθε περιοχής είναι ιδιάζοντα και δεν επαναλαμβάνονται τα ίδια σε κάθε περίπτωση, παρ' όλο που οι βασικές γεωλογικές γνώσεις που εφαρμόζονται είναι οι ίδιες.

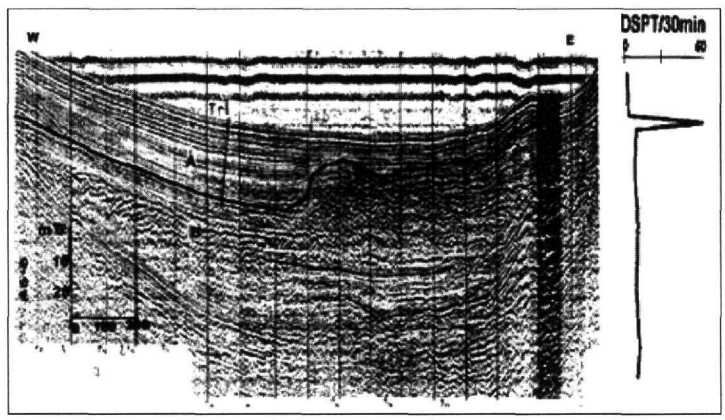
6. ΑΡΧΑΙΟΛΟΓΙΑ ΚΑΙ ΒΙΟΓΕΩΓΡΑΦΙΑ

Κατά τη διάρκεια της τελευταίας ταπείνωσης της στάθμης της θάλασσας ως προέκτασης των σημερινών παράκτιων εκτάσεων των αλουβιακών πεδίων υπήρχαν σημαντικές πεδιάδες ομαλής μορφολογίας, ενώ υπήρχαν πολυάριθμες πηγές και μικροί όρμοι, δηλαδή περιοχές εύκολης διάβασης και ευνοϊκών συνθηκών διαβίωσης για τον άνθρωπο- κυνηγό, για τον εντοπισμό θηραμάτων. Μια τέτοια περιοχή ξηράς ήταν π.χ. η έκταση από την Αργολίδα μέχρι την Αττική και φυσικά απο την Ιερισσό μέχρι την Αλεξανδρούπολη. Επίσης σημερινές λωρίδες θάλασσας ήταν τότε γέφυρες ξηράς μεταξύ των νήσων αλλά και μεταξύ νήσων και ηπείρου ενώ ποταμοί που σήμερα εκβάλλουν σε απόσταση αρκετών δεκάδων χιλιομέτρων, είχαν τότε κοινή κοίτη. Ετσι και αν υπήρχαν μικρές λωρίδες θαλάσσης μεταξύ τμημάτων ξηράς φαίνεται οτι αυτές δεν αποτελούσαν εμπόδιο για την μετάβαση του ανθρώπου σε κοντινές νήσους. Ολες αυτές οι συνθήκες βοηθούσαν τον προϊστορικό άνθρωπο να μετακινείται από περιοχή σε περιοχή, τόσο για την συλλογή της τροφής του όσο και για την προμήθεια των απαραίτητων εργαλείων. Το ίδιο συνέβαινε και στις διάφορες βιοκοινωνίες που είχαν πρόσβαση σε περιοχές που σήμερα είναι απομονωμένες, λόγω της παρουσίας της θάλασσας. Είναι σαφής λοιπόν η σημασία της γνώσης της παλαιογεωγραφίας της υφαλοκρηπίδας, όπως προκύπτει από τις μελέτες θαλάσσιας γεωλογίας, για τις συνθήκες ζωής και τις συνήθειες του προϊστορικού ανθρώπινου πληθυσμού, όπως και για άλλες επιστήμες που μελετούν τις βιοκοινωνίες του Ανωτέρω Πλειστοκαίνου – Κατωτέρου Ολοκαίνου. Σχετικά παρατίθενται δύο παραδείγματα, ένα από την περιοχή της Αργολίδας και ένα από την περιοχή της Ανατολικής Μακεδονίας..

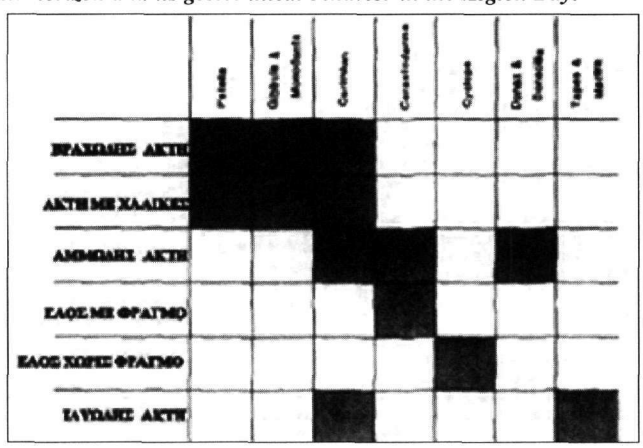
Στην Αργολίδα υπάρχει μια από τις σημαντικότερες προϊστορικές θέσεις ανθρώπινης διαβίωσης, το παράκτιο σπήλαιο της Φράγχθης, όπου έχει διαπιστωθεί η συνεχής ανθρώπινη παρουσία και δραστηριότητα κατά

το διάστημα τουλάχιστον των τελευταίων 20.000 ετών. Για το διάστημα αυτό υπάρχει μια συνεχής καταγραφή των διαφόρων αντικειμένων που ή χρησιμοποίησε ή εγκατέλειψε μετά την χρήση τους ο άνθρωπος σε κάθε χρονική περίοδο. Διαπιστώθηκε λοιπόν ότι προ 11.000 ετών γινόταν χρήση του οψιδιανού, ενός ορυκτού που βρίσκεται μόνο στη Μήλο. Η εξήγηση που γίνεται είναι ότι πριν από 12.000-13.000 έτη, όταν η στάθμη της θάλασσας ήταν περίπου 100μ. κάτω από την σημερινή, η θαλάσσια απόσταση από την Μήλο, ή το συγκρότημα των Κυκλάδων, ήταν μικρή και επομένως ήταν εύκολο για τον άνθρωπο για να μεταβεί εκεί και να πάρει το πολύτιμο γι' αυτόν εργαλείο. Στην ίδια περιοχή έγινε μια λεπτομερής γεωμορφολογική μελέτη της παρακείμενης υφαλοκρηπιδικής έκτασης με χρήση οργάνου σεισμικής ανάκλασης υψηλής διακριτικότητας (Van Andel, 1984). Αποτέλεσμα της μελέτης ήταν η κατάρτιση χαρτών παλαιομορφολογίας των τότε ακτών κατά διαφορετικά χρονικά στάδια, πριν και κατά την ολοκαινική επίκλιση. Ταυτόχρονα έγινε και μελέτη της αλλαγής των ανθρώπινων συνηθειών διατροφής, (Shackleton and Van Andel, 1986), όπως απεικονίζονται από την ταξινόμηση των κελυφών των μαλακίων που άφησε ως απορρίματα ο ένοικος των σπηλαίων της Φράγχθης στα χρονικά αυτά στάδια(Σχ. 19). Οι αλλαγές στην διατροφή των προγόνων μας εξηγήθηκε εντυπωσιακά από την σύνδεση της παράκτιας μορφολογίας και των ειδών των μαλακίων που ενδημούσαν στην παρακείμενη του σπηλαίου περιοχή, σε κάθε χρονική περίοδο, και τα οποία συνέλλεγε για την διατροφή του ο άνθρωπος.

Στην Ανατολική Μακεδονία, βιολογικές μελέτες έδειξαν ότι στους ποταμούς Νέστο και Στρυμόνα ενδημεί σήμερα ένα είδος ιχθυοκοινωνίας με τα ίδια χαρακτηριστικά γενετικής δομής του πληθυσμού, κάτι που προϋποθέτει επικοινωνία μεταξύ τους και που δεν μπορούσε να εξηγηθεί από τους βιολόγους, λόγω της σημερινής απόστασης των δύο ποταμών (J.Durant, προσ.επικ.). Η σύμπτωση αυτή εξηγήθηκε από το γεγονός ότι οι ποταμοί Νέστος και Στρυμόνας είχαν κατά το Ανώτατο Πλειστόκαινο και το Κατώτερο Ολόκαινο κοινή κοίτη και εκβολή δυτικά της Θάσου



Σχ. 18: Ο επικλυσιγενής ορίζων και η γεωτεχνική συμπεριφορά του, στον κόλπο του Αιγίου.
Fig. 18: The transgressiv horizon and its geotechnical behavior in the Aegion Bay.



Σχ. 19: Συσχέτιση μορφο-λογίας ακτών και είδους μαλακίων που βρέθηκαν στο σπήλαιο της Φράχθης.
Fig. 19: Correlation of coastal morphology and mollusk assemblages found at Franchthi cave.

7. ΣΗΜΕΡΙΝΕΣ ΤΑΣΕΙΣ ΚΑΙ ΜΕΛΛΟΝΤΙΚΕΣ ΠΡΟΟΠΤΙΚΕΣ

Τα τελευταία έτη, και κυρίως μετά την ανάπτυξη της θεωρίας περί αερίων θερμοκηπίου, ανόδου της στάθμης της θάλασσας και αειφόρου ανάπτυξης του περιβάλλοντος της παράκτιας ζώνης, η σημερινή θαλάσσια έρευνα του θαλάσσιου πυθμένα έχει εντοπιστεί στα ανώτερα υποστρώματά του και στην υπερκείμενη θαλάσσια στήλη. Κύριο αντικείμενο της έρευνας είναι η μελέτη των προηγούμενων κλιματικών συνθηκών κατά τις τελευταίες χιλιετίες και η προσπάθεια εντοπισμού της ανθρωπογενούς επίδρασης στο περιβάλλον μετά την βιομηχανική επανάσταση των αρχών του αιώνα. Ακόμα έχει διαπιστωθεί ότι είναι ιδιαίτερα χρήσιμο να γίνει γνωστή η ακριβής μορφολογία του πυθμένα σε όλα τα βάθη στις τρεις διαστάσεις του κάτι αντίστοιχο με τις αεροφωτογραφίες της ξηράς. Υπάρχει, επίσης, η ανάγκη της ταξιθέτησης των στοιχείων που έχουν συλλεχθεί στον θαλάσσιο χώρο και που είναι όχι μόνο πολυάριθμα αλλά και διαφορετικής αξιοπιστίας. Τέλος, ο ωκεάνιος πυθμένας αποτελεί πεδίο αυξανόμενης και πολλαπλής χρήσης και επομένως είναι απαραίτητη η γνώση των χαρακτηριστικών του για την διευθέτηση συγκρουόμενων δραστηριοτήτων.

Με βάση τις πιο πάνω παρατηρήσεις οι μελλοντικές επιστημονικές γεωλογικές έρευνες φαίνεται ότι θα περιλαμβάνουν τα παρακάτω πεδία

1. Περαιτέρω ανάπτυξη και εμπλουτισμό των βάσεων δεδομένων των δειγμάτων και των πυρήνων των θαλάσσιων ιζημάτων. Ήδη υπάρχει η Ευρωπαϊκή βάση δεδομένων EU-SEASED που έγινε με συντονιστή το ΙΓΜΕ (Perissoratis, C., 2000) και η αμερικανική βάση δεδομένων στο Internet οι οποίες συνδέονται. Επίσης η Ευρωπαϊκή Ένωση θα χρηματοδοτήσει τα επόμενα τρία έτη, την ανάπτυξη της βάσης δεδομένων για σεισμικές διασκοπήσεις με το πρόγραμμα EUROSEISMICS.Οι βάσεις αυτές θα περιλαμβάνουν τα επόμενα έτη και στοιχεία από άλλες χώρες έτσι ώστε να είναι γνωστή η έκταση το είδος και η αξιοπιστία των στοιχείων αυτών σε παγκόσμιο επίπεδο.
2. Η εκτεταμένη χρήση πολυδιαυλικών ηχοβολιστών (Seabeam) Τα όργανα αυτά έχουν αναπτυχθεί εντυπωσιακά τα τελευταία έτη και οι ψηφιακές καταγραφές τους, εκτός της ακριβούς τρισδιάστατης μορφολογίας του πυθμένα, παρέχουν και πληροφορίες για την σύσταση των ιζημάτων του. Η σημερινή τεχνολογία παρέχει την δυνατότητα της καταγραφής με τα όργανα αυτά της μορφολογίας ανεξαρτήτως βάθους θαλάσσης, με υψηλή πιστότητα μέχρι το βάθος των 3.000m. Τα στοιχεία αυτά σε συνδυασμό με την ακρίβεια προσανατολισμού και την τελειοποίηση των μονάδων εκπομπής, λήψης, και επεξεργασίας των στοιχείων, κάνουν την χρήση του οργάνου απαραίτητη προϋπόθεση για τον σχεδιασμό και την εκτέλεση περαιτέρω ερευνών. Έτσι μετακινήσεις ιζημάτων και υπολειμματικών μορφολογικών χαρακτηριστικών, θέσεις ρηγμάτων και πτυχών, περιοχές απόθεσης κατολισθήσεων αλλά και πληροφορίες για τις βιογενείς δραστηριότητες είναι τα κυριότερα στοιχεία που δίνονται από την χρήση του οργάνου αυτού. Είναι ιδιαίτερα σημαντικό ότι στο ερευνητικό σκάφος «ΑΙΓΑΙΟ» του ΕΚΘΕ έχει πρόσφατα εγκατασταθεί παρόμοια συσκευή.
3. Η βελτίωση της ψηφιακής επεξεργασίας των σεισμικών καταγραφών ανακλάσεως που έχει σημειωθεί τα τελευταία έτη, και που αναμένεται να τελειοποιηθεί με την παράλληλη χρήση GIS, θα βοηθήσει στην τρισδιάστατη απεικόνιση των βαθύτερων οριζόντων κάτω από τον πυθμένα. Έτσι η βαθύτερη δομή του ανωτέρου τμήματος του φλοιού της γης θα γίνει προσιτή και σαφέστερη στους ερευνητές.
4. Η μελέτη των παρελθόντων κλιματικών συνθηκών και των επιπτώσεων των αναμενόμενων αλλαγών. Ο στόχος αυτής της δραστηριότητας θα απαιτήσει λεπτομερή στρωματογραφική ανάλυση των ανωτέρων υποστρωμάτων του πυθμένα καθώς και μελέτη των ιζημάτων για την αρκιβή εικόνα της στρωματογραφίας. Τα στοιχεία που θα απαιτηθούν θα αφορούν σεισμικές διασκοπήσεις υψηλής ακριβείας και διακριτικής ικανότητας καθώς και γεωτρήσεις κυρίως σε περιοχές δέλτα.
5. Μελέτη των επιπτώσεων στην παράκτια ζώνη από καταστροφικά φαινόμενα. Η ενδεχόμενη άνοδος της θάλασσας κατά 60 εκ. τα επόμενα 100 έτη, η δημιουργία τσουνάμι, και η διάχυση φορτίων πετρελαίου από θαλάσσια ατυχήματα, προσβάλλουν άμεσα την παράκτια ζώνη. Επομένως θα πρέπει οι σχετικές επιπτώσεις να μελετηθούν έτσι ώστε να προταθούν τα κατάλληλα μέτρα.
6. Καταγραφές των συνθηκών ιζηματογένεσης σε πραγματικό χρόνο. Ο θαλάσσιος πυθμένας είναι μια περιοχή συνεχών μεταβολών από ενδογενείς και εξωγενείς παράγοντες. Έτσι στοιχεία για πίεση των πόρων των ιζημάτων, την μικροσεισμικότητα, τις μαζικές μετακινήσεις και τον ερπυσμό, την υδροθερμική δράση, τον ρυθμό ιζηματαπόθεσης αποτελούν πολύ χρήσιμα στοιχεία. Τα παραπάνω είναι ιδιαίτερα σημαντικά για περιοχές έντονης τεκτονικής δράσης όπως η δική μας. Ομως τα σχετικά προγράμματα απαιτούν υψηλά κονδύλια και χρειάζεται διεθνής συνεργασία για την υλοποίησή τους.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

BARD, E., FAIRBANKS, R., ARNOLD, M., MAURICE, P., DURRAT, J., MOYES, J., AND DUPLESSY, J.C., (1989). Sea level estimates during the last deglaciation based on S180 and AMS C14 Ages Measured in Globigerina bulloides. Quaternary Research, v. 31, p. 381-391.

BOILLOT, G., 1981: Geology of the continental margins. Longman, London and N. York, 115p.

CHAPPELL, J. AND SHACKLETON, N.J. (1986). Oxygen isotopes and sea level. Nature v. 323, p. 137-140.

CRONAN, D.S., 1992: Marine Minerals in Exclusive Economic Zones, Chapman and Hall, London, 209 p.

FAIRBANKS, R.G., 1989: A 17.000 yr-old glacioerustatic sea level record: Influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep ocean circulation. Nature v.3 42, p. 637-642.

KRAFT, J.C., ASCHENBRENNER, S.E., AND RAPP, G., 1977. Paleogeographic reconstructions of coastal Aegean Archaeological sites, Science, v.195, p.941-947.

KRAFT, J. AND RAPP, R.G., 1988: Geological reconstruction of ancient coastal landforms in Greece with predictions of future coastal changes. In: Engineering Geology and the Environment (ed. Marinos, G., Koukis, G., Tsiambaos, G., and Stournaras editors), Balkema, Rotterdam, V.II, p. 1545-1556.

LEINFELDER, R., AND SEYFRIED, H., 1993: Sea level change: A philosophical approach. Sedim V.82, p159-172

MOORBY , S.A., CRONAN , D.S., PERISSORATIS , C., AND SAKELLARIADOU , F., 1990: A statistical amalysis of geochemical data in regard to Placer Mineral Exploration in the Northern Aegean Sea. Marine Mining, v.8 , p.439 - 456.

PERISSORATIS, C., ZACHARAKI, P., ZIMIANITIS, E., AND GAZETAS, G., (1997). Contribution of marine geology to engineering projects: Maliakos submerged tunnel and Aegion harbour. In:Engineering Geology and the Environment (ed. Marinos, Koukis, Tsiambaos and Stournaras), Balkema, Rotterdam, VIII, p. 2845-2850.

PERISSORATIS, C., AND VAN ANDEL, TJ.H., (1988). Late Pleistocene unconformity in the Gulf of Kavalla, northern Aegean, Greece. Marine Geology, v. 81, p. 53-61.

PERISSORATIS, C., MOORBY, S.A., ANGELOPOULOS, I.,CRONAN, D., PAPAVASILIOU C., KONISPOLIATIS, N.M., SAKELLARIADOU, F., AND MITROPOULOS, D., 1988.: Mineral Concentrations in the Recent Sediments off Eastern Macedonia, Northern Greece.Geological and Geochemical Considerations. In: Mineral Dep.within the Eur.Comm., Boissonas and P. Omenetto eds.,Springer Verlang Berlin, Heidelberg, p.530-552.

PERISSORATIS, C., AND VAN ANDEL, TJ.H., (1991). Sea level changes and tectonics in the Quaternary extensional basin of South Euvoikos Gulf, Greece. Terra Nova, v. 3, p. 294-302.

PERISSORATIS C. 2000: an internet database of metadata on sea floor sediment samples held at european institutes: european commission, dgxii, science, res. And devel. Project information booklet, 26p. Edit. Inst. Geoll. Min. Expl. Athens, Greece.

SEIBOLD, E., AND BERGER, W.it., 1982: The sea floor, Springer- Verlang, Berlin, Heidelberg, New York, p. 288.

SHACKLETON, J.C., AND VAN ANDEL, TJ, H., 1986: Prehistoric shore Environments, shellfish availability and shellfish at Franchthi, Greece Geoarch. v.1, N.2, p. 127-143

STANLEY, D.J, 1995: A global spa level curve for the late Quaternary: the impossible dream? Mar. Geol. V.125, p.1-6

VAN ANDEL, TJ,H. 1984: High resolution reflection profiles for the reconstruction of postglacial transgressive shorelines. An example from Greece : Quat. Res, v. 22, p.31-45

VAN ANDEL, TJ.H., 1985: New views on an old planet. Cambridge University Press, London, New Yourk, 324p.

VANNEY, J.R., AND STANLEY, D.J. 1983: Shelfbreak physiography: an overview SEPM, Sp.Publ. No 33, p.1-24

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/6, 2169-2188, 2002 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/6, 2169-2188, 2002
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

PETROLOGY OF THE ULTRA-HIGH PRESSURE METAMORPHIC KIMI COMPLEX IN RHODOPE (N.E. GREECE): A NEW INSIGHT INTO THE ALPINE GEODYNAMIC EVOLUTION OF THE RHODOPE

E.MPOSKOS[1]

ABSTRACT

Structural, petrological and geochronological work has revealed that the Rhodope metamorphic province is a synmetamorphic nappe-system of Alpine age. The Kimi complex representing the uppermost entity underwent UHP metamorphism in Lower Cretaceous (≥119 Ma). Diamond inclusions in garnet porphyroblasts, exsolutions of quartz rods and rutile needles in garnet from Grt-Ky-Bt-gneisses constrain pressures >4 GPa (probably ~7 GPa) and temperatures >1000 ^{0}C, indicating subduction of continental crust into the asthenospheric mantle.

The garnet-spinel peridotite of the Kimi area represents a segment of upwelling asthenosphere reequilibrated into the lithospheric mantle wedge at ~2.5 GPa and 1235 ^{0}C. The spinel-garnet clinopyroxenites, associated with the peridotite, represent HP mantle cumulates crystallized from a melt at similar P-T conditions (i.e. P~2.4 GPa, T~1200°C). Decompression and cooling took place in the mantle wedge within the Cr-Spinel peridotite field up to ~1.8 GPa and 900 ^{0}C. Subsequent isobaric cooling crossed the stability field of garnet peridotite. At this stage, the peridotite was tectonically emplaced into the educted underlying continental crust. Three stages of exhumation of the crustal assemblage occurred in the Kimi Complex. The first stage, from the maximum depth of ~200-220 Km to ~60 Km (P~1.6 GPa, T~800 ^{0}C), is characterized by slow cooling rates, indicating rapid exhumation. The second stage, from ~60 Km to ~38 Km (P~1.05 GPa, T~640^{0}C), is indicated by cooling at slow rates and is characterized by hydration and annealing reequilibration/recrystallization processes. The third stage of exhumation started between 73 and 65 Ma and is characterized by rapid uplift, continuous influx of water, intrusion of muscovite pegmatites at ~20 Km depth, and finally by rapid cooling at shallow levels. The Kimi Complex reached the surface before 48-42 Ma.

1. INTRODUCTION

The discovery of coesite (Smith 1984) and microdiamonds (Sobolev and Shatsky, 1990) in ultra-high pressure (UHP) crustal rocks has revolutionized our understanding of continental collision zones and mantle dynamics attending subduction. The realization that segments of continental and oceanic crust have returned to the surface from depths of 100 km or more, is in itself, remarkable. UHP rocks record a complete geodynamic pathway and represent constraints for testing hypotheses of crust/mantle interactions, and mechanisms combining subduction and tectonic exhumation.

Liou et al. (1998) defined UHP metamorphism as mineralogical and structural readjustment of supracrustal rocks and associated ultramafic slices at pressures greater than ~2.5 GPa (~80-90 Km). In cases of appropriate bulk chemistry, metamorphism at great depths produces coesite, microdiamond, and/or other characteristic UHP minerals.

Coesite is known from at least 10 genetically distinct orogenic belts (Liou et al., 1998). It is most often found in eclogite blocks or layers within the continental rocks, as inclusions within other minerals, or as a rare intergranular phase, but it also occurs as inclusions in zircons within the continental rocks themselves. Diamond is reported as included phase in graphitic biotite schists and gneisses and dolomitic marbles from four orogenic belts including the Kokchetav terrane in Kazakhstan (Sobolev and Shatsky, 1990). Dabie Shan-Sulu UHP terrane China (Xu et al., 1992), the Western Gneiss Region of Norway (Dobrzhinestkaya et al., 1995) and the Saxonian Erzgebirge in Germany (Massonne, 1998). The new discovery of diamond inclusions in garnet porphyroblasts from pelitic gneisses from the Rhodope metamorphic province (RMP), N.E. Greece, (Mposkos et al., 2001,

* ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑ ΤΩΝ ΥΠΕΡΥΨΗΛΩΝ ΠΙΕΣΕΩΝ ΤΟΥ ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΜΕΝΟΥ ΣΥΜΠΛΕΓΜΑΤΟΣ ΤΗΣ ΚΥΜΗΣ (ΡΟΔΟΠΗ, ΒΑ ΕΛΛΑΔΑ). ΝΕΕΣ ΑΠΟΨΕΙΣ ΕΠΙ ΤΗΣ ΑΛΠΙΚΗΣ ΓΕΩΔΥΝΑΜΙΚΗΣ ΕΞΕΛΙΞΗΣ ΤΗΣ ΡΟΔΟΠΗΣ.

[1] Dr. Mposkos, National Technical University of Athens, Department of Mining and Metallurgical Engineering, Section of Geological Sciences, 9 Heroon Polytechniou, 15780, Zografou, Athens, Greece, e-mail: mposkos@metal.ntua.gr

Mposkos & Kostopoulos, 2001) makes the latter the fifth known diamond bearing UHP metamorphic belt of the world. Moreover, graphitised diamonds are reported from amphibolitized eclogite, tectonically intruded into the Circum Rhodope zone south of Thessaloniki in Central Macedonia (Kostopoulos et. al., 2000).

Temperatures of eclogites during UHP metamorphism, assessed mostly via Fe-Mg exchange between garnet and clinopyroxene or phengite, range from ~700°C to 900°C. At these temperatures, the presence of diamond constrains the minimum metamorphic pressure to >3.5-4.0 GPa, corresponding to depths of ~110-130 Km (Liou et al., 1998).

Garnet-bearing ultramafic rocks (GBU) are volumetrically minor components in many HP/UHP terranes of orogenic belts but they represent valuable witnesses of geodynamic processes. They occur as few to numerous lensoid masses, normally within the continental HP/UHP rocks. GBU consist of a variety of rock types, predominantly garnet peridotites, which are commonly cut by veins of garnet pyroxenite and in some cases by eclogite. The peridotites are interpreted as residual mantle material from which basaltic melts were extracted (Brueckner & Medaris, 2000). The pyroxenites and eclogites are believed in many cases to be high-pressure crystal cumulates from melts that invaded the peridotites while deep in the mantle (Becker, 1996). In general the GBU lenses in gneiss terranes record the emplacement of mantle material into the continental crust and reveal the composition of the upper mantle and the nature of mantle/crust interaction processes. Two main hypotheses, both involving continent-continent collision, have been proposed to explain the occurrence of GBU in such crustal sequences: (1) GBU were tectonically emplaced from the mantle wedge into thickened crust ("mantle" peridotite) and (2) GBU were produced by prograde HP/UHP metamorphism of peridotites or their serpentinized equivalents which previously had been emplaced into the crust ("crustal" peridotite, Brueckner & Medaris, 2000).

The Rhodope metamorphic province is the only known Alpine UHP terrane in East Mediterranean and offers a unique opportunity to investigate UHP metamorphic processes and related mantle/crust interactions.

In this article are presented: i) the recently discovered UHP indicators from crustal rocks of the Alpine UHP metamorphic Kimi Complex in Rhodope, ii) the mantle derived garnet-spinel peridotites and garnet clinopyroxenites, tectonically emplaced into the crustal assemblage, and iii) their common exhumation history to the surface. P-T-t exhumation trajectories are constructed based on mineral assemblages, textural relations, and mineral chemistry of appropriate rock types and the available geochronological data. Based on the petrological data it will be demonstrated that the ultramafic rocks are tectonically emplaced into the Kimi UHP crustal assemblage from the overlaying mantle wedge during exhumation.

2. GEOLOGICAL BACKGROUND AND FIELD RELATIONS

The Rhodope metamorphic province (RMP) is one of the major geotectonic units of northern Greece. It has been traditionally viewed as a stable continental block, consolidated in Precambrian to Palaeozoic times. Recent structural and petrological work has nevertheless shown the RMP in fact to be a complex of Alpine synmetamorphic nappe complexes characterized by south - to southwestward stacking and associated with both coeval and subsequent extension in an Alpine active margin setting (Ricou et al., 1988; Wawrzenitz & Krohe 1998; Dinter, 1998, Barr et al., 1999; Mposkos & Krohe, 2000).

Mposkos and Krohe (2000) and Krohe and Mposkos (2001) have further subdivided the RMP into discrete entities on the basis of calculated metamorphic P-T paths and exhumation age criteria for the various metamorphic rocks. Thus, the earliest exhumed and structurally uppermost entity is the Kimi Complex (65-48 Ma), followed by the Sidironeron (Central Rhodope) and Kechros (East Rhodope) Complexes (42-30 Ma) and then by the Pangaeon Complex (26-8 Ma), which also forms the well-defined Rhodope metamorphic core complex. In terms of metamorphic P-T paths the major difference between the structurally lower complexes (i.e. Pangaeon, lower Sidironeron [Albite-Gneiss Series] and Kechros) and the overlying (upper Sidironeron and Kimi) is that in the latter prograde assemblages developed at T>550°C, whereas in the former they developed at T<550°C. Available peak pressure estimates range from ca 0.9GPa for Pangaeon, to about 1.5 for Kechros and 1.9 GPa for upper Sidironeron. The new discovery of multicrystalline polygonal quartz aggregates (MPQ), pseudomorphic after coesite in eclogitic garnet, minute carbon cubes and octahedra (diamonds) included in garnet porphyroblasts, and especially of rods (or needles) of silica, rutile and apatite exsolved inside sodic garnet porphyroblasts from Grt-Bt-Ky-gneisses (abbreviations after Bucher and Frey, 1994), from the Kimi and a part of the upper Sidironeron complex document an UHP event for the Kimi Complex with peak pressure >4 GPa (Mposkos and Kostopoulos, 2001).

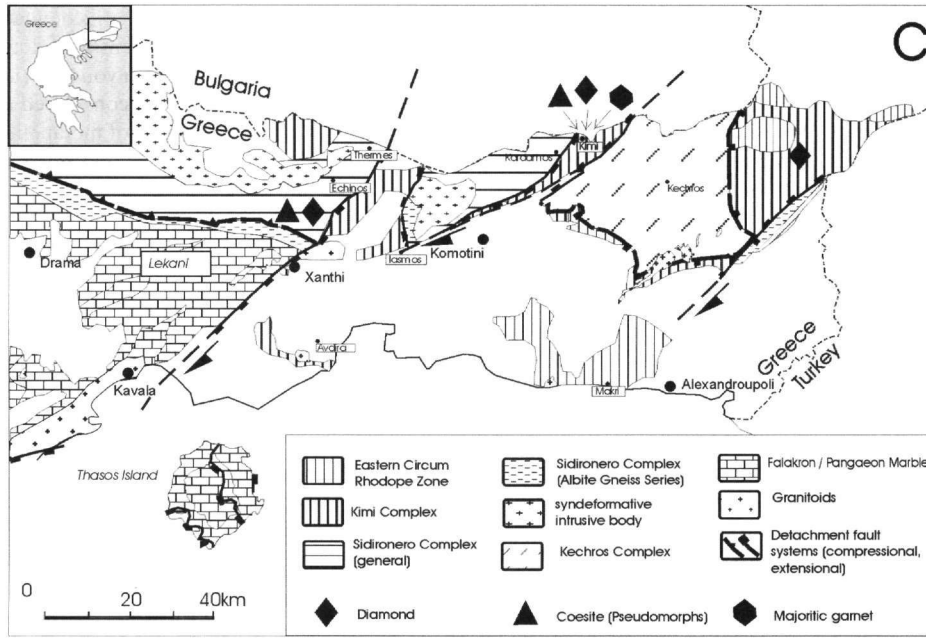


Figure 1: Geological map of central and eastern Rhodope (after Mposkos & Krohe, 2000, simplified) with locations of samples containing diamond, coesite and supersilicic garnet.

The UHP Kimi complex consists of continental crust and mantle rocks. Predominant are migmatic quartz-feldspar gneisses, kyanite-bearing pelitic gneisses and marbles that host large boudins of amphibolites, eclogite-amphibolites, tonalitic to granitic metaplutons as well as an ultramafic association mostly made up by mantle lherzolites (Mposkos, 1994). Widespread pegmatites intersect the lithological succession. An Sm-Nd garnet-clinopyroxene-whole rock age of 119 Ma from a spinel-garnet-pyroxenite, associated with the garnet-spinel peridotite, is interpreted as the age of high-P/high-T metamorphism (~1.6 GPa at ~770°C, Wawrzenitz and Mposkos, 1997). An Rb-Sr age of 65 Ma of an undeformed muscovite from a pegmatite is interpreted as crystallization (thus intrusion) age at amphibolite facies conditions rather than as cooling age (Mposkos and Wawrzenitz, 1995). Ages, constraining the peak of the UHP event are still not available from the Kimi area. SHRIMP U-Pb ages of metamorphic rims of detrital zircons from Grt-Ky-Bt-gneisses and partially amphibolitized eclogites from Central-Rhodope (Pilima and Siroco areas) are in the range 148-138 Ma (Gebauer and Liati, 1997; Liati and Gebauer, 2001). In these rocks inclusions of MPQ aggregates pseudomorphic after coesite, are found in garnets from amphibolitized eclogite as well as inclusions of microdiamonds in garnet porphyroblasts from the Grt-Ky-Bt-gneisses (Mposkos and Kostopoulos, 2001; Mposkos et al., 2001). These UHP indicators, document that the upper Sidironeron Complex (at least in the Xanthi-Pilima area) contains slices of rock associations that underwent the UHP metamorphism evident in the overlying Kimi Complex. The zircon ages of 148-138 Ma could possibly record the time of a stage of the prograde path and the peak of the UHP event, if we assume that the Sm-Nd Grt-Cpx-whole rock age of 119 Ma from the Kimi pyroxenite represents a recrystallization age of the UHP event. However, the dated detrital zircons show lead loss due to a younger metamorphic event (Liati & Gebauer, 2001). It is possible that the dated rims of the detrital zircons formed in pre-Alpine event(s) and the ages of 148-138 Ma probably have no geological significance.

Characteristically, the Kimi Complex is only a few hundreds of meters thick and tectonically sandwiched between complexes showing totally different metamorphic histories. In the hanging wall the Kimi Complex is immediately overlain by the similarly thin circum Rhodope zone (CRZ). This comprises unmetamorphosed Jurassic ophiolite sequences showing K-Ar hornblende formation ages and apatite fission track ages at ca. 150-160 Ma (Tsikouras et al., 1990; Bigazzi et al., 1989) and phyllites and marbles metamorphosed at temperatures lower than ca. 400°C (chlorite zone). Lutetian transgression at ca. 48 Ma upon both the Kimi Complex and the CRZ indicates that juxtaposition of these two complexes and denudation of the UHP Kimi Complex was before

48 Ma. This also shows that the Kimi Complex became the site of subsidence very soon after its denudation. In the footwall, the Kimi Complex is separated by Late Eocene to the Oligocene discrete extensional detachment surfaces (Krohe & Mposkos, 2001, Fig. 1) from tectonic complexes that experienced much younger (i.e. Tertiary) metamorphic histories, including Tertiary high-P metamorphism. Such complexes are considered as pieces of the Apulian plate (Mposkos and Krohe, 2000; Krohe and Mposkos, 2001). They consist of metapelites, thick marble assemblages, mafic assemblages as well as Variscan crust including orthogneisses and migmatites reworked during Alpine metamorphism.

3. PETROGRAPHY AND MINERAL CHEMISTRY

3.1. UHP indicators

In both, the Kimi and the Sidironeron Complexes, indicator minerals for UHP metamorphism occur in pelitic garnet-kyanite-staurolite-chlorite schists, garnet-kyanite-biotite gneisses and amphibolitized eclogites. In the Kimi Complex these include: (I) MPQ aggregates pseudomorphic after coesite included in garnet from amphibolitized eclogites. Strong sub-radial cracks emanate from the inclusions (Plate 1A), (II) exsolution lamellae of quartz in eclogite clinopyroxene indicating a precursor of supersilicic clinopyroxene (Plate 1B). (III) minute carbon cubes and octahedra of partially or completely graphitised diamonds included in garnet porphyroblasts (Plate 1D) from Grt-Ky-Bt-gneisses and Grt-Ky-St-Chl-schists. They were initially identified optically and subsequently verified by both EMP analysis (pure carbon) and in situ laser Raman microspectroscopy (Mposkos et al. 2001, Mposkos and Kostopoulos 2001). (IV) rods (or needles) of silica, rutile and apatite and biotite flakes exsolved inside sodic garnet porphyroblasts in Grt-Ky-Bt-gneisses (Plate 1E, F). Similar exsolution textures (i.e. clinopyroxene, rutile, and apatite exsolution rods in garnet) have been reported for eclogites from Yangkou, Sulu UHP metamorphic province in China (Ye et al., 2000). The exsolution of quartz, rutile, and apatite is taken as indicative of the existence of a garnet precursor phase richer than normal in Si, Ti and P, that is a supersilicic garnet (Collerson et al. 2000). In the Sidironeron Complex (Pilima area) indicator minerals for UHP metamorphism also comprise (I) MPQ aggregates included in garnet from amphibolitized eclogite, (II) inclusions of minute carbon cubes and octahedra in garnet from Grt-Ky-Bt-gneisses, and (III) rutile needles and biotite flakes exsolved inside garnet porphyroblasts.

The presence of MPQ aggregates as inclusions in porphyroblastic garnet from amphibolitized eclogites is attributed to the breakdown of pre-existing coesite and constrains metamorphic pressures to a minimum of 2.7-3.0 GPa at 700-1000°C (Hemingway et al. 1998). The exsolution lamellae of quartz in eclogitic clinopyroxene are also indicative of ultrahigh-pressure metamorphism. Moreover, the mere presence of diamonds in garnet from metapelites dictates metamorphic pressures in excess of 3.5-4.5 GPa at 700-1000°C (Chatterjee et al. 1998) for the host rocks. Thus, at the first approximation, minimum depths of 85-140 Km for the subduction of the crustal protoliths of the Kimi Complex may be inferred by using only mineralogical criteria.

3.2. Ultramafic association

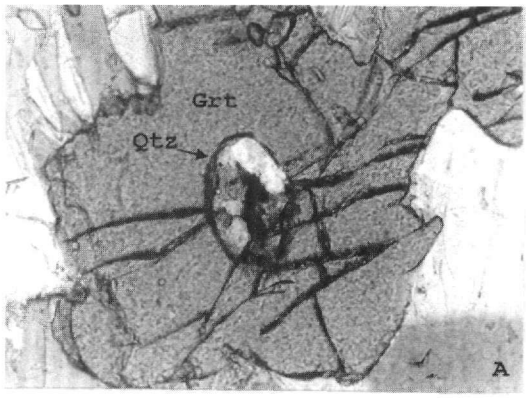
Near Kimi village (Fig.1), an ultramafic association occurs as a group of boudins that reach lengths of up to several kilometres. This association typically consists of garnet-spinel-bearing lherzolites that locally alternate with layers of spinel-garnet clinopyroxenite, garnet clinopyroxenite, olivine clinopyroxenite and clinopyroxene garnetite.

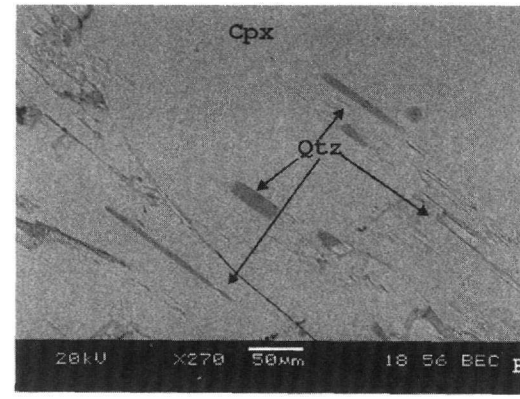
3.3. Garnet-spinel peridotite

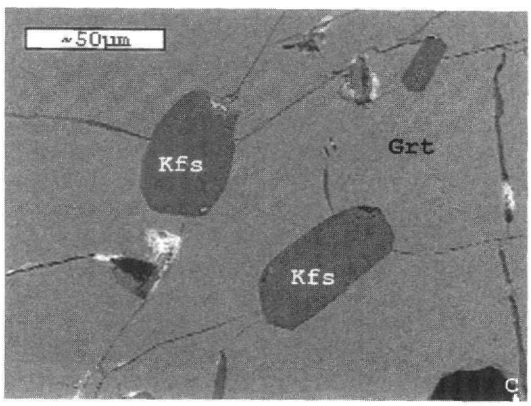
The peridotite shows macroscopically a distinct foliation, which is defined by flattening (stretching) of older clino- and orthopyroxene porphyroclastic grains and recrystallized grain aggregates; the latter formed in a post-deformational static annealing stage.

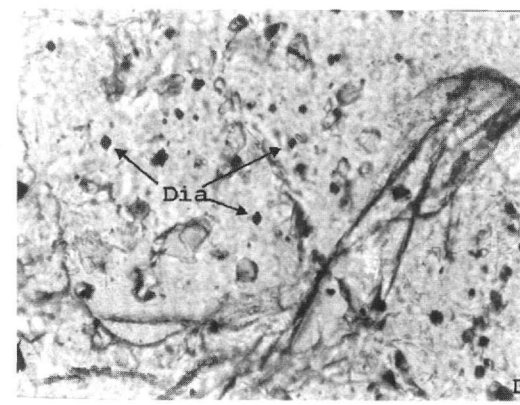
The mineral assemblage of the garnet-spinel peridotite is Ol-Opx-Cpx-Grt-Hbl-Spl (chromian). Garnet is rarely observed as inclusions in olivine, orthopyroxene, clinopyroxene and hornblende.

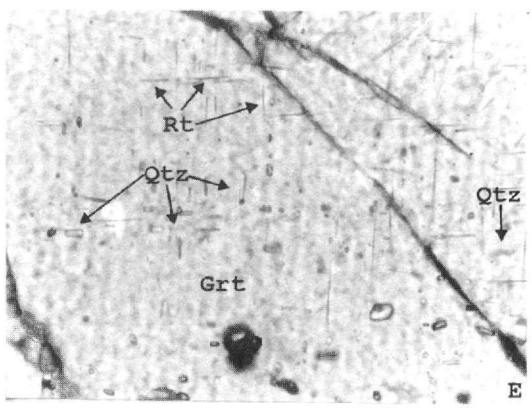
Various spinel generations can be distinguished on textural and chemical criteria. Large Cr-rich crystals show compositional zoning (Plate 2A) with decreasing Cr/(Cr+Al) ratios and increasing Mg/(Mg+Fe) ratios from the core to the rim, (Fig.2). The core (Spl1) composition with a Cr/(Cr+Al) ratio ~0.44-0.48 and a Mg/(Mg+Fe) ratio ~0.50-0.58 depicts the maximum preserved P-T conditions within the stability field of the spinel peridotite. Toward the rim the Cr/(Cr+Al) ratios successively decrease to ~.22-0.15. This is in general agreement with spinel growth at the expense of Al-bearing pyroxenes and presumably garnet with decreasing tem-











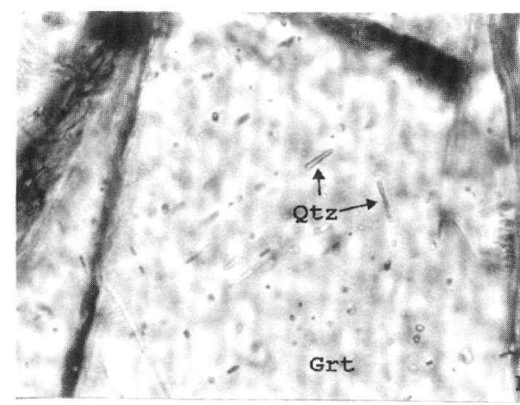


Plate 1: UHP Indicators:
A: Photomicrograph of multicrystalline polygonal quartz (MPQ) aggregates pseudomorphic after coesite, included in garnet from amphibolitized eclogite. Note the radial fracturing of the garnet host. Field of view 0.9mm, crossed polars. **B:** SEM image of exsolution lamellae of quartz in clinopyroxene from eclogite. **C:** SEM image of K-feldspar inclusions in garnet. Radial fractures of host garnet emanate from the inclusions. **D:** Photomicrograph of inclusions of graphitized microdiamonds in garnet porphyroblast from Grt-Ky-Bi gneiss and Grt-Ky-St-Chl schist. Some of the diamonds show well developed octahedral crystal faces. Field of view 0.3mm, polarizer only. **E,F:** Photomicrograph of rutile needles and quartz rods exsolved from supersilicic garnet. Note the preferred orientation of the exsolved phases in the host garnet. Grt-Bi-Ky gneiss. Field of view 0.4 mm, polarizer only.

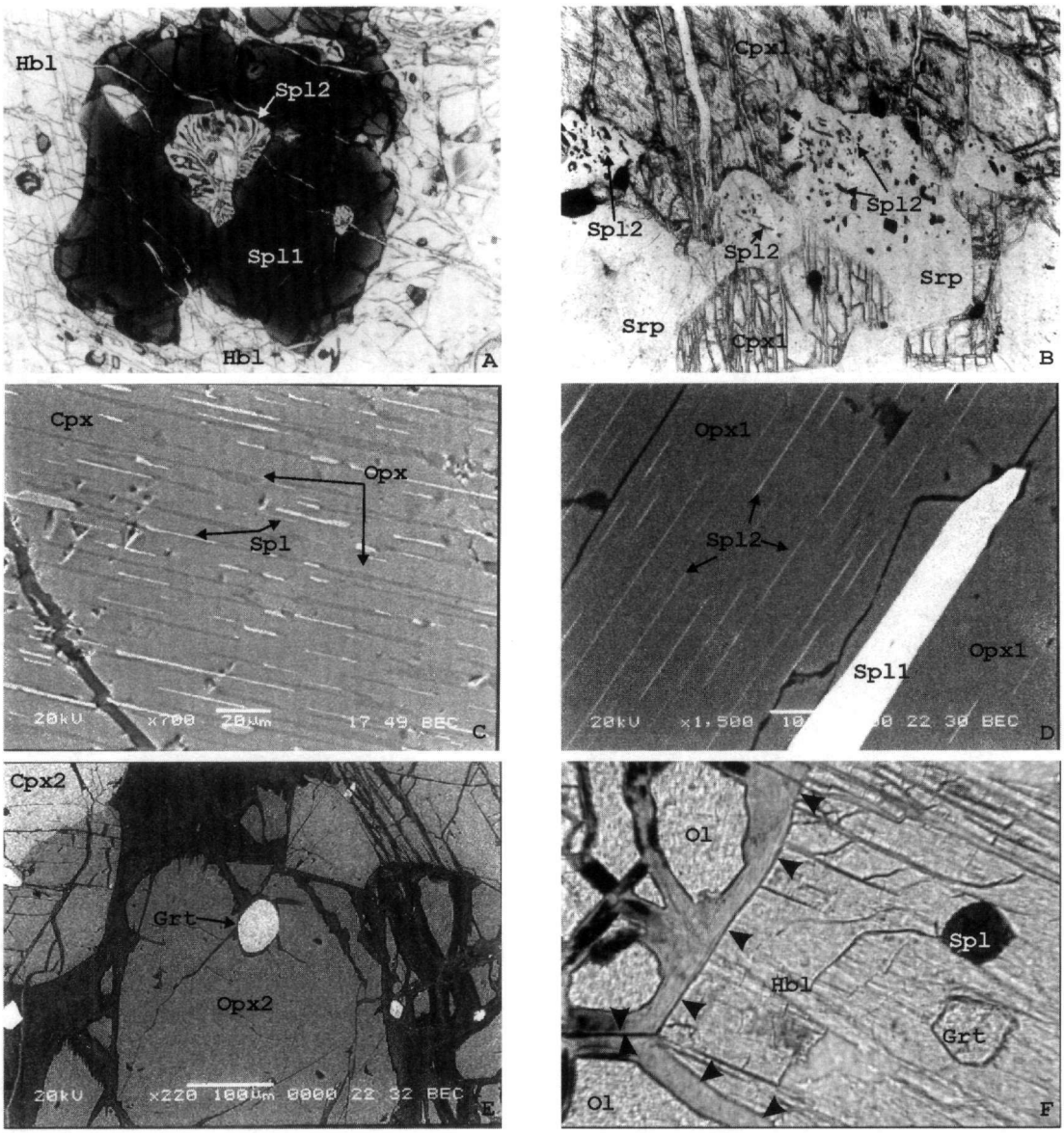


Plate 2: Garnet spinel peridotite:
A: Photomicrograph of spinel (Spl 1) showing compositional zoning (see text). Spl1 contains inclusions of spinel (Spl 2) and orthopyroxene symplectites interpreted as decomposition products of former garnet inclusions. Spl 1 is overgrown by later formed hornblende. Field of view 0.9 mm, polarizer only. **B:** Photomicrograph of serpentinized elongated grains containing vermicular inclusions of spinel (Spl 2), are interpreted as decomposition products of former garnets. Garnet was associated with a HT clinopyroxene (Cpx 1) containing exsolutions of Spl and Opx. Field of view 1.5 mm, polarizer only. **C:** SEM image of clinopyroxene (Cpx 1) containing exsolution lamellae of Spl and Opx. **D:** SEM image of orthopyroxene (Opx 1) containing two generations of spinel exsolutions. Note the thick lamella is richer in chromium than the small ones (see text). **E:** SEM image of exsolution free recrystallized orthopyroxene (Opx 2) containing a garnet inclusion. **F:** Photomicrograph of hornblende with inclusions of garnet and spinel, being in contact to olivine that has been marginally serpentinized. Straight olivine hornblende phase boundaries suggest coexistence of the two phases. Field of view 0.9 mm, polarizer only.

peratures. Small light brown spinels (Spinel 2) homogeneous in composition showing Cr/(Cr+Al) ratios ~0.12-0.15 and Mg/(Mg+Fe) ratios ɔ 0.72-0.76, indicate like the rims from the zoned spinels, formation of spinel during cooling. Spinel 1 contains symplectites of spinel, ortho- and clinopyroxene replacing pseudomorphically an aluminous phase (Plate 2A), probably garnet. Symplectitic clino - and orthopyroxene are replaced in latter stages by hornblende and serpentine respectively. As is shown in Plate 2A the symplectite (garnet pseudomorph) inclusion shows corroded edges, suggesting that spinel 1, is formed replacing the previous garnet, probably during decompression at still high pressures and temperatures. Serpentinized rounded or elongated grains containing minute vermicular spinels, [Cr/(Cr+Al) = 0.14-0.15] as those showing in the Plate 2B, are interpreted to represent previous garnets. Ortho- and clinopyroxene show Al_2O_3 contents ranging between 1.61-2.63 wt% and 0.9-2.10 wt%, respectively. Large clino- and orthopyroxene crystals (Cpx 1, Opx1) contain exsolution lamellae of ortho- and clinopyroxene respectively as well as spinel exsolutions (Plate 2C,D) consistent with decreasing diopside and Mg-Tschermak component of the original orthopyroxene and enstatite and Ca-Tschermak component of the original clinopyroxene through cooling. Two generations of spinel exsolusions are observed in orthopyroxene (Plate 2D). From older, wider spinel lamellae to younger, thiner spinel lamellae the Cr/(Cr+Al) ration decreases from 0.17-0.18 to 0.12 and the Mg/(Mg+Fe) ratio increases from 0.71 to 0.75, indicating that, in orthopyroxene, the solubility of $MgCrAlSiO_6$ component decreases faster than the solubility of the $MgAl_2SiO_6$ component, with decreasing temperature. The compositions of the spinel exsolutions in pyroxene grains and of the interstitial spinel between exsolution-free pyroxene grains correspond to those of spinel 2 (Cr/Cr+Al ratios ~0.13-0.15). Exsolved diopside in orthopyroxene is mostly replaced by later formed hornblende. Integration of the exsolved spinel in orthopyroxene and that of exsolved spinel and orthopyroxene in clinopyroxene yields an original MgAl-Ts+MgCr-Ts component of 10% in orthopyroxene and CaAl-Ts+CaCr-Ts component of ~10% (~8%CaAl-Ts and ~2% CaCr-Ts) and enstatite component of ~14%, in Clinopyroxene, respectively.

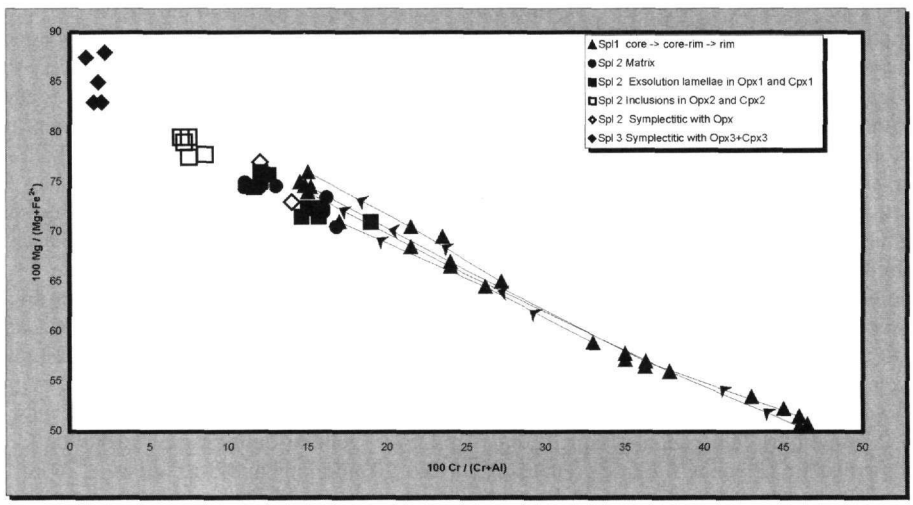


Figure 2: Chemical compositions of spinels from garnet-spinel peridotite in relation to 100Cr/(Cr+Al):100Mg/(Mg+Fe^{+2}).

Thus, an old (relict) mineral assemblage Ol1($Fo_{0.9}$) - Opx1-Cpx1-Spl1 (X_{cr}^{spl}= 0.46)-(Grt) indicates pressures of ca. 3 GPa, constrained by the continuous reaction Grt+Ol($Fo_{0.9}$)→Opx+Cpx+Spl(X_{cr}^{spl} = 0.46) for an assumed temperature of 1200°C (O' Neill, 1981). Assuming that Cpx1 was in equilibrium with the preexisting garnet, as textural relations in Plate 2B suggest, and by applying the Cr-in-Cpx barometer and enstatite-in-Cpx thermometer (Nimis and Taylor 2000), on the recalculated Cpx1 composition, a temperature of 1235 °C and a pressure of 2.6 GPa are obtained. The Spl-Opx-Cpx symplectites replacing pseudomorphically a garnet inclusion in spinel 1 (Plate 2A), suggest a previous garnet peridotite stage at pressures > 3 GPa. Because of the absence of garnet exsolutions in Opx1 and Cpx1, preserved increments of decompression and cooling occurred within the stability field of spinel peridotite up to ~1.8 GPa for an assumed temperature of ~900°C, since exsolved and interstitial spinel has a Cr/(Cr+Al) ratio ~0.10 (O'Neil, 1981). Sporadically exsolution-free recrystallized ortho- and clinopyroxene (Opx 2, Cpx2) coexisting with olivine, include an Al-rich spinel (X_{cr}^{spl} = 0.08-0.1) that

coexists with garnet ($Grs_{14}Alm_{21.5}Prp_{60}Sps_2Uvr_{2.5}$). Garnet and Al-rich spinel grains are also observed as inclusions in hornblende and olivine formed in a later stage of exhumation (Plate 2F). The five phases Opx-Cpx-Spl (X_{cr}^{spl}=0.1)-Ol ($Fo_{0.9}$)-Grt; constrain pressures ~1.6 GPa assuming temperatures of 800°C (cf. O'Neill, 1981); thus cooling occurred at still high pressures. Pressures of 1.4-1.6 GPa for a temperature of 800°C are also obtained applying the Al-in-Opx barometer of Brey and Köhler (1990) using the compositions of the exsolution free recrystallized orthopyroxene and that of garnet enclosed in the orthopyroxene (i.e. Plate 2E).

During decompression and cooling, enstatite-diopside-spinel symplectites formed between adjacent garnet (of the garnet-pyroxenite or pyroxene garnetite layers) and olivine grains of the peridotite layer, (Plate 3F) according to the reaction Grt+Ol→Opx+Cpx+Spl (Spl3). Spinel 3 shows a high Mg/(Mg+Fe) ratio of (0.82-0.88) and a low Cr_2O_3 content (X_{cr}^{spl} = 0.012) (see Fig. 2), constraining the above reaction at pressures <1.4 GPa (cf. O'Neill, 1981).

At this stage, access of water triggered a variety of hydration reactions. Garnet, clinopyroxene and spinel inclusions in hornblende (Si=6.5-6.8 atoms p.f.u.) (Plate 2F) and olivine suggest that the reactions Grt+Cpx+W→Ol+Hbl and Opx+Cpx+Spl+W→Ol+Hbl took place. It is noted that hornblende with Si content 6.5-6.8 atoms p.f.u, and associated with spinel in ultramafic rocks indicates upper amphibolite/granulite facies conditions (Evans, 1982). At lower P-T conditions hornblende+spinel are replaced by tremolite+chlorite. At still lower temperatures olivine is replaced by antigorite.

3.4. Spinel-garnet clinopyroxenite, clinopyroxene garnetite and olivine clinopyroxenite

The clinopyroxenites occur as millimetre to several centimetres thin layers within the peridotite (Plate 3A) as a result of strong flattening and shearing during HP/HT-metamorphism; locally the thickness of pyroxenites exceeds one meter. They generally show high MgO and low SiO_2 contents (SiO_2 ranges between 39-42%, Al_2O_3 12.5-14.5%, $FeO_{tot.}$ 8.2-9.5%, MgO 23-27% and CaO 12.5-14.5%), resulting in an olivine and anorthite-rich norm composition with additional diopside and Ca_2SiO_4. Some layers may contain up to 80 volume % garnet, thus characterised as clinopyroxene garnetites. They are interpreted as mantle cumulates that crystallized from melts at high pressures, and subsequently deformed and recrystallized at still high temperatures and pressures.

The spinel-garnet clinopyroxenites show the mineral assemblage Cpx+Grt+Spl+Hbl±Ol, the clinopyroxene garnetites Grt+Cpx±Hbl and the olivine clinopyroxenites Cpx+Ol. A Mg-rich ilmenite (MgO 8-8.5%) is present in all pyroxenites.

Garnet, spinel and olivine inclusions in cumulate clinopyroxene crystals suggest fractional crystallization of cumulate minerals garnet, olivine and clinopyroxene from the melt and crystallization of the original clinopyroxene in the stability field of garnet pyroxenite (Plate 3C,E).

In spinel-garnet clinopyroxenite, clinopyroxene and garnet coexist with spinel and olivine. Larger clinopyroxene grains display a compositional zoning with Al_2O_3 content decreasing from ca. 4.5 wt% Al_2O_3 in the core to ca. 2.5~3.2 wt% Al_2O_3 at the rim. If olivine is present, the core and rim Al_2O_3 contents of such clinopyroxenes are ca. 3.58 and 1.7 wt%, respectively. However, abundant exsolution lamellae of garnet (up to ~8 vol.%) and, to a lesser extent, spinel in the core of the larger Cpx grains (Plate 3B,C,D) indicate a much higher Al_2O_3 content for the original clinopyroxene (Cpx1). Two generations of garnet exsolution formed during cooling of pyroxenite (Plate 3C). Large garnet rods, up to ~300 μm long and 6-10 μm wide, represent the first generation and very thin garnet rods, ~30-60 μm long and ~2 μm wide, associated with exsolutions of spinel (Plate 3D) represent the second generation. The rims of clinopyroxene crystals are exsolution free and are in textural equilibrium with the matrix garnet and spinel grains and, also with olivine, if present. They have a similar composition with the homogeneous matrix clinopyroxenes (Cpx2), which have no garnet exsolutions. Applying clinopyroxene thermobarometry (Gasparik, 1984) in the olivine-bearing garnet clinopyroxenite, the core composition of a clinopyroxene having 7.6% Ca-Ts component (Al_2O_3 3.58%) and 14% enstatite component (Cpx1) yield minimum P-T condition of 1160°C and 2.4 GPa since orthopyroxene is not present to saturate the enstatite component in the clinopyroxene. Integration of the exsolved garnet (~5% Grt) into the clinopyroxene suggests higher temperatures (~ 1240°C) for clinopyroxene crystallization.

The composition of garnet depends on the bulk rock composition of the pyroxenites. In the olivine-free layers the composition of garnet is: Grs_{22-29}, Prp_{43-49}, Alm_{24-31}, $Sps_{0.5-1.2}$ and in the olivine bearing ones: $Grs_{17-25}Prp_{52-55}Alm_{23-27}Sps_{01}$. Rare older Grt 1 shows compositional zoning with core composition ($Grs_{25}Prp_{51.5}Alm_{22.5}Sps_{0.7}Uv_{0.7}$) and rim composition ($Grs_{18.5}Prp_{54}Alm_{26}Sps_1Uv_{0.3}$). The lower grossular and uvarovite components, the higher pyrope and almandine components, and the lower Mg/(Mg+Fe) ratio of the rim in comparison to the core

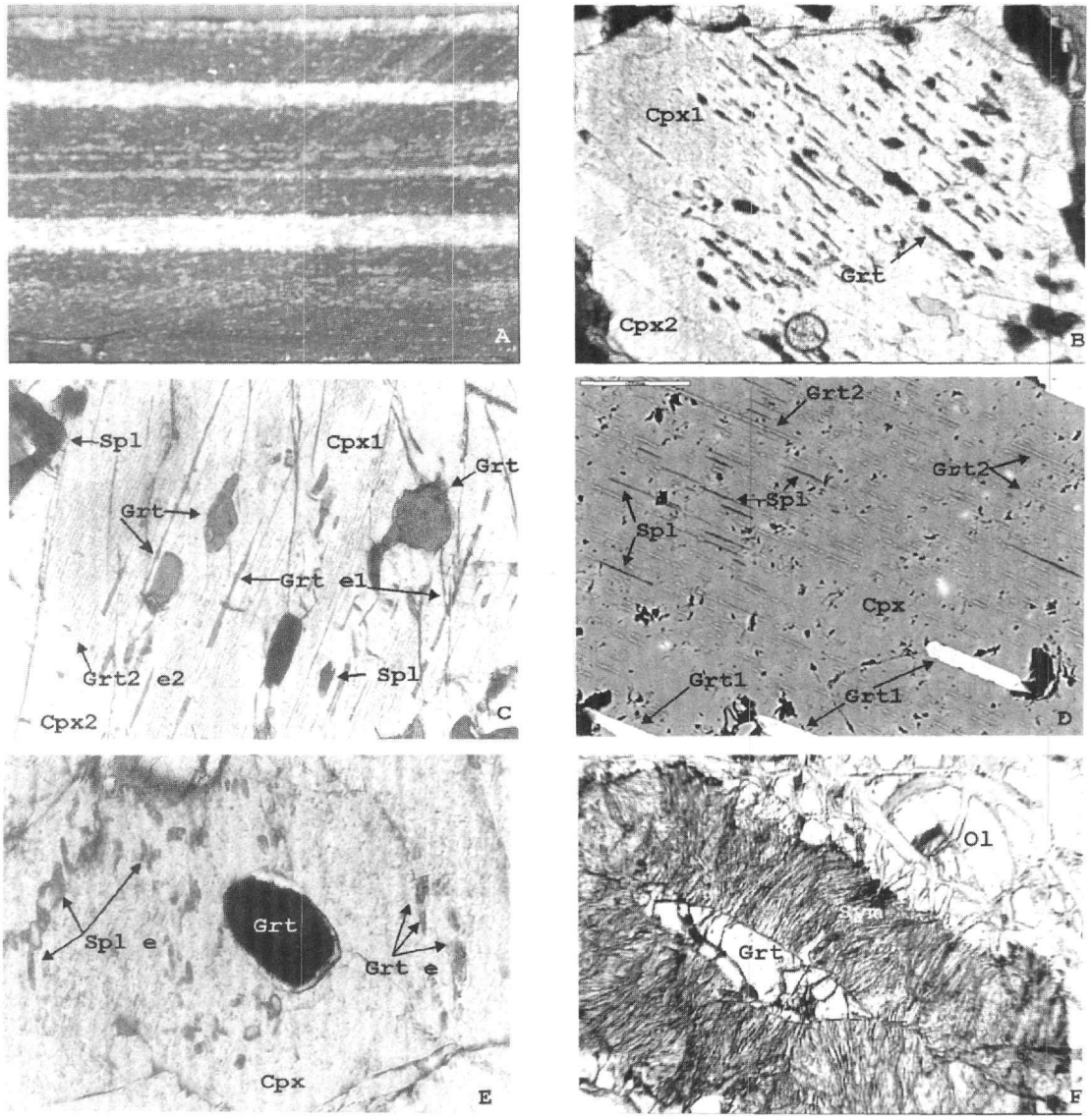


Plate 3: Spinel-garnet clinopyroxenite:
A: Layering of alternating garnet-spinel peridotite (dark) and garnet pyroxenite (light) subparallel to the HP/HT foliation and lineation. Field of view 10 cm. **B:** Photomicrograph of clinopyroxene (Cpx 1) showing exsolution lamellae of garnet in core overgrown by exsolution free new clinopyroxene (Cpx 2). Field of view 0.6 mm, crossed polars. **C:** Photomicrograph of clinopyroxene (Cpx1) with inclusions of garnet (Grt, rounded and in part elongated, corroded grains) and spinel (Spl) and exsolution lamellae of garnet. Two generations of garnet exsolutions occur; wide lamellae (Grt e1) and very thin (Grt e2). Note the exsolution free new clinopyroxene rim (Cpx 2) overgrown Cpx 1. Field of view 0.9 mm, half crossed polars. **D:** SEM image of clinopyroxene (Cpx1) containing exsolution lamellae of garnet and spinel. Two generations of garnet exsolutions occur; wide lamellae (Grt1) and very thin (Grt2). **E:** Photomicrograph of clinopyroxene (Cpx1) containing garnet inclusion (Grt). Exsolutions of spinel (Spl-e) and garnet (Grt-e), are, also, observed. Field of view 0.9 mm, polarizer only. **F:** Photomicrograph of enstatite-diopside-spinel (Spl 3) symplectites (Sym) formed as reaction products between garnet from pyroxenite layer and adjacent olivine from peridotite layer. Field of view 1.5 mm, polarizer only.

composition suggest that garnet formed during decompression and cooling (Jenkins and Newton, 1979).

Garnet exsolved from Cpx 1 has a similar composition to the matrix one ($Grs_{25}Prp_{46}Alm_{28}Sps_1$: in olivine bearing pyroxenites $Grs_{18}Prp_{54}Alm_{27}Sps_{01}$). Since garnet exsolutions are formed during a post deformational static annealing stage, as the textural relations indicate, matrix garnet, exsolution-free clinopyroxene rims and exsolution-free matrix clinopyroxene have recrystallized and equilibrated at that stage. Garnet-clinopyroxene geothermometry (Ellis & Green, 1979) between exsolved garnet-clinopyroxene host and matrix garnet-exsolution-free matrix clinopyroxene pairs yielded equilibration temperatures ranging between 750-790°C for assumed pressure of 1.5 GPa. Higher values (823°C) are obtained from Grt 1 core – Cpx 1 core composition.

3.5. Eclogites

Throughout the Kimi Complex boudins of amphibolitized eclogites ranging in size from a few dm to some tens of meters occur. According to their mineral assemblages they are characterized as common eclogites, and kyanite eclogites.

3.5.1. Common eclogites

MPQ aggregates pseudomorphic after coesite included in garnet (Plate 1A) are interpreted as UHP indicators in the common eclogites. The high-P mineral assemblage is Grt-Cpx-Qtz-Rt. Elongated garnet-clinopyroxene aggregates show a HP/HT deformation (Plate 4A). Large clinopyroxene grains (Cpx 1) show a compositional zoning with jadeite component decreasing from the core (jd_{25}) to the rim ($jd_{20\text{-}15}$), indicating an equilibration tendency of the clinopyroxene to pressure decrease. With decreasing temperature and pressure symplectites of clinopyroxene (Cpx2)-plagioclase and hornblende-plagioclase replace Cpx 1. Cpx 2 ($jd_{15\text{-}10}$), which is in equilibrium with symplectitic plagioclase ($An_{27\text{-}32}$) constrains an equilibration stage at ~ 1.2 GPa for assumed temperature of 700°C. During continuing cooling and hydration, poikiloblastic brown-green hornblende, reaching several centimeters in size, grew at the expense of garnet and clinopyroxene. This hornblende contains numerous inclusions of garnet, clinopyroxene, (with corroded edges), quartz and rutile (Plate 4B). Garnet-hornblende geothermometry (Graham and Powell, 1984) using rim compositions of garnet inclusions in hornblende yielded 670±40°C.

3.5.2. The Smigada eclogite

4Km to the W of Smigada village on the road to Kimi village, a boudin of amphibolitized garnet-rich eclogite with an exposure of ~10X20m occurs within intensely mylonitized and retrogressed gneisses. Garnet-rich and Clinopyroxene-rich layers are isoclinally folded imprinting a (U)HP deformation. Quartz-Scapolite rich pockets, veinlets or garnet-scapolite-hornblende layers with interstitially growing equigranular strain-free scapolite and hornblende grains record a post-eclogitic static annealing reequilibration stage, indicated by the presence of a sulfate rich fluid phase. A muscovite pegmatite intrudes the eclogite cutting across the eclogite foliation.

The total mineral assemblage of the amphibolitized Smigada eclogite is Grt-Cpx-Scp-Hbl-Qtz-Czo-Ky-Kfs-Ab-Pl-Rt-Ttn-Py.

Several garnet and clinopyroxene generations are present: Older garnet (1) showing larger grain size (400-600 μm) is characterized by a homogeneous composition except at the outermost rim. The core composition is Grs_{24},Alm_{47},Prp_{29}, at the rim MgO slightly decreases and CaO increases. The composition of the younger equidimensional and euhedral garnets (~200-300 μm) is similar to the rims of the older garnets (Grs_{28}, Alm_{45}, Prp_{25}, $Sps_{0.1}$). Garnet 1 contains inclusions of K-feldspar, quartz, rutile kyanite and composite grains consisting of Kfs-Ab-Qtz and Hbl+Cpx. Subradial cracks emanate from the K–feldspar inclusions into the garnet host (Plate 1C) indicating that they have formed by volume increase of the inclusions during phase transformation of a denser phase to less dense one (i.e. K-cymrite→K-feldspar+W). Garnet 2 is commonly free of inclusions.

Large clinopyroxene (Cpx 1) single grains (≥300 μm in length) and smaller (Cpx 2) grain aggregates (single grain size ~100μm) occur. Cpx 1 shows a compositional zoning with jadeite component slightly decreasing from the core ($jd_{20\text{-}25}$) to the rim ($jd_{20\text{-}15}$) that corresponds to the jadeite component of Cpx 2. Cpx 1 contains inclusions of composite grains consisting of Hbl+Kfs, Hbl+Qtz+Kfs, Kfs+Ab as well as exsolution lamellae of quartz (Plate IB). Exsolution lamellae of quartz in clinopyroxene have been identified only in clinopyroxenes from eclogites and garnet clinopyroxenites of several UHP terranes and are interpreted as exsolution products of a precursor, supersilicic clinopyroxene stabilized at UHP conditions (Liou et al. 1998). Local reaction rims of new, euhedral garnet (Grt 2, Plate 4C) around Cpx 1 indicate garnet formation at the expense of Cpx 1. Cpx 2 forms equigranular grains and is free of inclusions.

Applying the garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange geothermometer of Ellis and Green (1979) to Grt 1 core and Cpx 1 core compositions, temperatures in the range of 900-950°C are obtained for minimum pressure of 4 GPa, if we assume that the eclogite shared a common UHP metamorphism with the diamond-bearing neighboring metapelites at the peak pressure. Grt 2 and Cpx 2 compositions yielded 730-790°C for an assumed pressure of 1.5 GPa.

Influx of water and oxidized conditions triggered the formation of kelyphitic and diablastic hornblende and scapolite replacing garnet and clinopyroxene (Plate 4D). Scapolite formed aggregates of equidimensional strain free grains showing low energy grain boundary configuration (120°C triple junctions). In some leucocratic pockets of the rock, scapolite coexist with plagioclase. Scapolite is Ca-rich with 70-80% meionite component and 20-30% marialite component, whereas the coexisting plagioclase is Na-rich having an anorthite component in the range 30-35%. Garnet-hornblende geothermometry (Graham and Powell 1984), using rim composition of garnet inclusions in hornblende, yieded 650±30°C for this stage.

3.5.3. Kyanite eclogite

1 Km to the east of Kimi village (Fig. 1), in close association with major ultramafic boudins, a small boudin of a partially amphibolitized kyanite eclogite occurs showing the mineral assemblage Grt-Cpx-Pl-Hbl-Kfs-Rt-Ky-Scp- Czo. Quartz is very rare and is present only as inclusions in garnet associated with kyanite. Characteristic are elongated, sigmoidal shaped mineral domains (length to height ratio of about 10:1) mainly consisting either of Na-poor clinopyroxene (Jd_{10-15})-hornblende-plagioclase-garnet or garnet-plagioclase (±hornblende) (Plate 4E). These are interpreted as pseudomorphs after plastically deformed garnet grains.

Relict mineral assemblages linked to this early stage are rarely preserved. Within these domains relics of older garnet 1 (Grs_{17} Alm_{36} Prp_{46} Sps_{01}) includes tiny kyanite (1-5 mm) and quartz grains (Plate 4F). Thus, an older mineral assemblage is Grt-Ky-Qtz indicating P-T conditions of a prograde stage above the stability field of plagioclase.

Younger idiomorphic garnet (Grt 2) grains (Grs_{22} $Alm_{41.5}$ Prp_{35} $Sps_{01.5}$; grain diameter c. 200 μm) include larger kyanite crystals similar in size to the matrix kyanites (up to 100 μm), K-feldspar and rutile. Thus, a younger mineral assemblage is Grt 2-Cpx-Ky-Kfs-Rt-Scp possibly formed above the stability field of muscovite and quartz. Kelyphitic hornblende coronas surround clinopyroxene and garnet grains indicating hydration. At this stage plagioclase (An_{32-35}) is intergrown with clinopyroxene and hornblende. Since quartz and corundum are absent from the rock matrix, the formation of plagioclase replacing eclogitic garnet and clinopyroxene is restricted between the pressure dependent reactions Pl→Cpx+Qtz and Cpx+Ky→Pl+Co. The intersection of the above reaction curves calculated for analysed plagioclase and clinopyroxene compositions with the garnet (Grt 2)-clinopyroxene Fe-Mg equilibrium constrains the P-T conditions for the amphibolitization stage of the kyanite eclogite between 1.1 and 1.2 GPa and 700-750°C. During continued annealing, phengitic muscovite (Si=6.6 p.f.u) replaced K-feldspar and kyanite, and clinozoisite replaced garnet, kyanite and plagioclase suggesting further hydration.

3.6. Granodiorite gneisses

Large boudins of granodiorite gneisses containing numerous mafic enclaves also preserve fabrics of a high-P/high-T deformation. Elongated mafic enclaves define a distinct mesoscopic foliation and lineation (Plate 5A). The mineral assemblage of the granodiorite gneiss is Grt-Hbl-Pl(An_{30})-Qtz-Czo-Ms±Bt.

Deformation of the granodiorite gneisses at high pressures is constrained by the intrusion depths of trondhjemitic pegmatites crosscutting the foliation plane (Plate 5A). The mineral assemblage of the pegmatite is Ms±Pg-Pl-Czo-Qtz±Ky±Grt. Clinozoisite and scarce kyanite are armoured inclusions in plagioclase (An_{30}) (Plate 5B). They are interpreted to have formed by the reaction Pl→Czo+Ky+L, above the wet melting of granite minimum i.e. >1.1 GPa/670 ^{0}C (Johannes, 1985). This evidences pegmatite intrusion and thus deformation of gneisses, at pressures above 1.1 GPa. Plagioclase shows compositional zoning from An_{30} in the core to An_{15} at the rim. Local symplectitic intergrowths of plagioclase (An_{15}) with clinozoisite, muscovite and quartz (Plate 5C) indicates that the pegmatite has been completely crystallized at 1.05 GPa and 630°C (see Johannes, 1985). At the postdeformational static annealing stage hydration reactions produced in the granodiorite gneiss idiomorphic garnet and clinozoisite grains in plagiocalse and unoriented muscovite±paragonite flackes at the expense of plagioclase and K-feldspar.

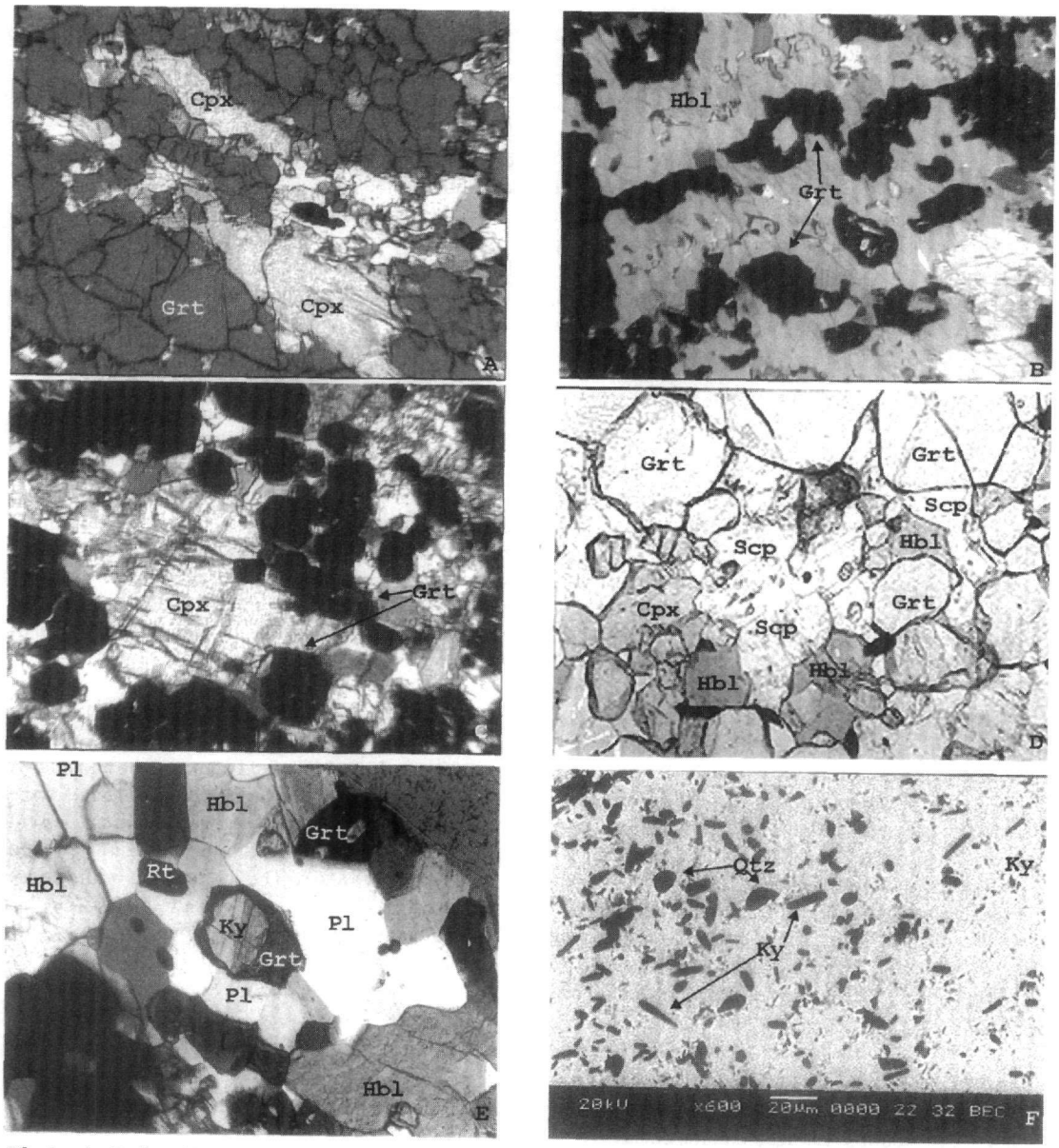


Plate 4: Eclogites:

A: Photomicrograph of syndeformational association of garnet (Grt) and clinopyroxene (Cpx). Common eclogite. Field of view 1.5mm, half crossed polars. **B:** Photomicrograph of diablastic hornblende (Hbl) overgrowing garnet layers (Grt) during the postdeformational static annealing/reequilibration stage. Common eclogite. Field of view 2.2 mm, crossed polars. **C:** Photomicrograph of idiomorphic garnets (Grt 2) overgrowing clinopyroxene (Cpx1) during the postdeformational static annealing/reequilibration stage. Smigada eclogite. Field of view 1.5mm, crossed polars. **D:** Scapolite grains (Scp) associated with hornblende (Hbl) formed at the expense of garnet and clinopyroxene. Smigada eclogite. Field of view 1.5 mm, half-crossed polars. **E:** Photomicrograph of plagioclase (Pl)-hornblende (Hbl) aggregates replacing deformed garnet porphyroblast. In the centre of the photo, garnet includes large kyanite grain (Ky). Field of view 1.5 mm, crossed polars. **F:** SEM image showing minute kyanite (Ky) and quartz (Qtz) inclusions in eclogitic garnet. Kyanite eclogite.

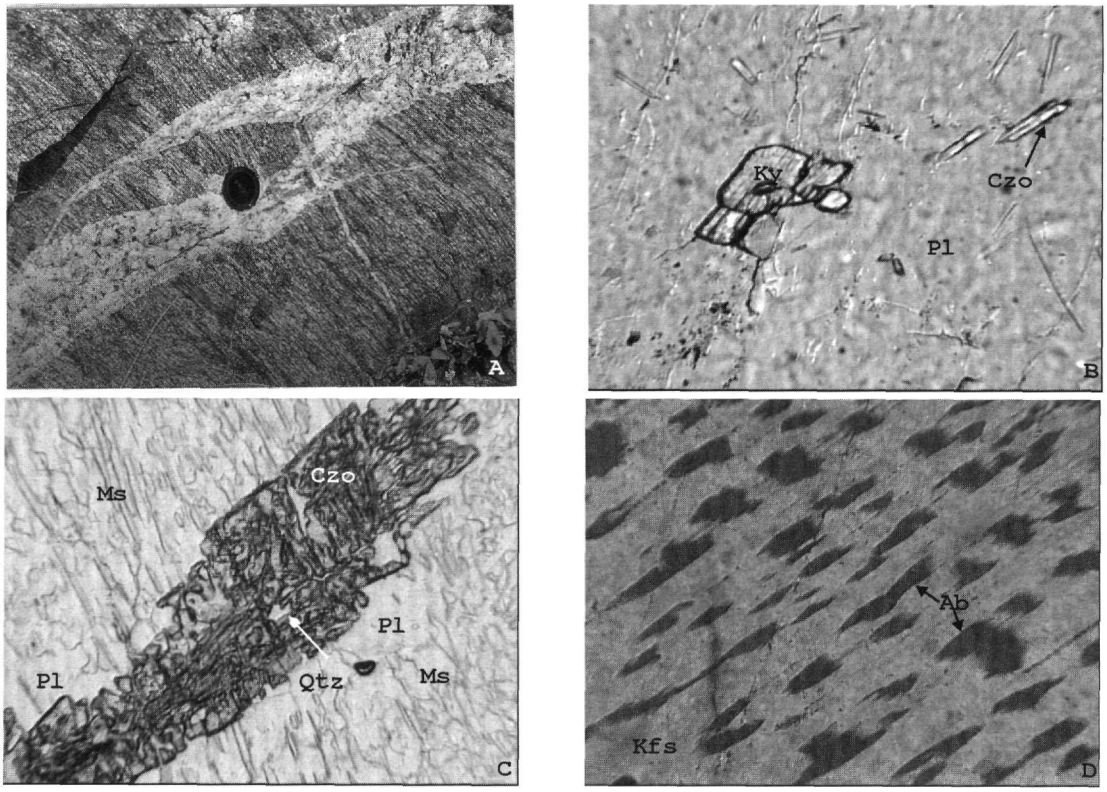


Plate 5: Granodiorite gneisses-Trondhjemitic dykes-migmatites
A: Elongated mafic enclaves in a granodiorite gneiss having long axis/short axis ratios of more than 20:1 define a HP/HT foliation/lineation. Trondhjemitic dyke intruded during the postdeformational static annealing/reequilibration stage cuts across the foliation. **B:** Photomicrograph of armored kyanite showing corroded rims included in plagioclase (An 30). Trondhjemitic dyke. Field of view 0.9 mm, polarizer only. **C:** Photomicrograph of symplectitic intergrowth of oligoclase (An 15) with muscovite and quartz. Tronthjemitic dyke. Field of view 1.5 mm, Polarizer only. **D:** Photomicrograph of K-feldspar showing perthitic exsolution in a migmatitic Grt-Bi-gneiss. Field of view 0.9 mm, crossed polars.

3.7. Quartz-feldspar gneisses and Pelitic gneisses

Most of the volume of quartz-feldspar and pelitic gneisses was affected by partial melting and preserve migmatic structures. In these rocks UHP indicator minerals are not preserved; migmatization has destroyed almost completely previous mineral assemblages. Migmatite boudins contain either phengite or biotite. The mineral assemblage of phengite migmatites is Phen-Grt-Kfs-Pl-Qtz and that of the melanocratic interlayers Bt+Grt+Kfs+Pl+Qtz, with perthitic and antiperthitic exsolutions in K-feldspar and plagioclase, respectively (Plate 5D). Some migmatite boudins consist of alternating cm thick melanocratic garnet-rich layers (>30 vol%) and leucocratic quartz-feldspar-rich layers.

These migmatites have the mineral assemblage Grt+Pl+Kfs+Qtz+Rt±Bt, indicating that migmatization occurred at P-T conditions above the dehydration melting reaction Bt+Ms+Pl+Qtz→Grt+Kfs+L (i.e. >800 ^{0}C and 1.4 GPa, Le Breton & Thompson, 1988). Garnet contains inclusions of quartz, rutile and rarely biotite. Subradial fractures emanate from quartz inclusions into the garnet host suggesting that they were former coesite. Matrix biotite replaces garnet indicating formation of biotite during cooling and hydration.

3.8. High alumina metapelites

Locally, kyanite-bearing migmatitic metapelites preserve UHP relics and mineral assemblages and textures allowing the unravelling of significant parts of the exhumation trajectory of the UHP Kimi complex. Garnet (Grt

1) and kyanite (Ky 1) porphyroblasts contain minute carbon cubes and octahedra of partially or completely graphitized diamonds (Plate 1D). Sodic garnet porphyroblasts (Mposkos and Kostopoulos 2001) contain silica and apatite rods and rutile needles (Plate 1E,F) interpreted as exsolutions from a supersilicic garnet (Collerson et al. 2000). Diamond inclusions constrain minimum pressures at 3.9 GPa for an assumed temperature of 900°C (Chatterjee et al. 1998) for the UHP stage, while the supersilicic garnet indicates pressures of ~7 GPa (Mposkos and Kostopoulos 2001).

A few sections of the exhumation path can be constrained based on the mineral compositions, mineral assemblages and textures formed in the high-alumina metapelites at any particular stages of exhumation (for mineral compositions, textures and mineral reactions in high-alumina metapelites see Mposkos and Liati, 1993).

Melt segregations formed pockets of leucosome consisting of aggregates of small unoriented muscovite and biotite flakes, kyanite rods and equidimensional strain free quartz and plagioclase grains, indicating crystallization of the melt at static conditions.

Garnet porphyroblasts (Grt 1) contain inclusions of kyanite (Ky 1), rutile, biotite (Mg/(Mg+Fe)=Mg# 0.67) and quartz. They also include aggregates consisting of biotite+plagioclase+kyanite+quartz±muscovite. Kyanite forms small unoriented rods intergrown with biotite (Ky 2). These aggregates seem to be formed as decomposition products of a previous inclusion phase (probably phengite) reacted with the garnet host.

Garnet porphyroblasts and matrix muscovite are replaced by biotite (Mg # = 0.54-0.56) and kyanite (Ky 2) according to the pressure dependent continuous reaction Grt+Ms→Bt+Ky+Qtz above the stability field of staurolite. This is associated with Fe, Ca and Mn increase and Mg decrease at the garnet rim in contact with biotite (Fig.8 in Mposkos and Liati 1993). According to Le Breton and Thomson (1988) the above reaction occurs at ~1.1 GPa for assumed temperature of 700°C. Grt-Pl-Ky-Qtz geobarometry (Koziol & Newton, 1988) and garnet-biotite geothermometry (Ferry and Spear, 1978) yielded pressure of 0.9-1.1 GPa and temperature of 700± 40°C.

Further cooling crossed the stability field of Grt-Ky-Chl (Vuichard and Ballevre, 1988) verified by garnet (Grt 2) and chlorite (Mg# 0.75) formation at the expense of kyanite (Ky 1) and biotite (Mg# 0.73).

A remarkable change in the exhumation and cooling path is imprinted by staurolite formation replacing kyanite and garnet according to the water consuming reactions Grt+Ky+W→St+Qtz and Grt+W→St+Chl+Qtz. Chlorite associated with staurolite and garnet shows lower Mg# (0.66-0.69) in comparison to that associated with garnet and kyanite (Mg# 0.75). Garnet and staurolite show a decrease in Mg# from the core (Mg# 0.26 and 0.31) to the rim (Mg # 0.22 and 0.29 respectively) consistent with staurolite growth at the expense of garnet.

Since in the high-alumina metapelites staurolite does not coexist with biotite, the exhumation trajectory of the Kimi complex passed through the Grt-St-Chl stability field, recording a stage of rapid uplift and cooling (Fig. 3).

4. DISCUSSION

UHP terranes contain coesite and in some case, microdiamonds, and thus formed at pressures ranging from c. 2.5 GPa to >4 GPa (Liou et al., 1998). These pressures cannot be achieved by simply stacking, schuppen style, slices of continental crust. Instead, crust must be subducted 100 to >140 km into the upper mantle. By this process it results in a geometry where a wedge of mantle rocks lies directly above crustal rocks. It seems likely that mantle fragments could be transferred from the hanging wall to the footwall, perhaps as slices or ductile masses (Brueckner & Medaris, 2000). Once intruded, the peridotite will share a common tectonothermal history with the host crustal rocks. At some stages, the conditions forcing the continental crust into the mantle are relaxed and the crust, with its cargo of peridotite bodies, will return towards the surface ("eduction"). Several mechanisms have been proposed to exhume deeply subducted crustal terranes (see references in Brueckner & Medaris, 2000). Many of these models postulate that the crustal slab either delaminates from its underlying mantle or breaks off from the adjacent subducted oceanic lithosphere. In either case, the buoyancy of the crustal terrane relative to the enclosing mantle causes it to return towards the surface, presumably along detachment surfaces. Break-off of oceanic slab allows asthenosphere to well up into the mantle wedge and results in the intrusion of hot spinel peridotite that formed garnet by cooling (UHT subduction peridotite according to Brueckner & Medaris, 2000). Garnet formed at the expense of spinel as a result of cooling either in the mantle during upwelling or within the subducted continental crust during intrusion or afterwards as the host slab was educted towards the surface. In the latter case, the garnet-bearing assemblages should give the same mineral ages as the host crustal rocks.

Figure 3 is a P-T–t diagram showing the exhumation paths of the crustal and mantle assemblages respectively from the UHP metamorphic Kimi complex, based on the petrological results obtained from amphibolitized

eclogites, gneisses, high-alumina metapelites and pegmatites for the crustal assemblages and the peridotites/pyroxenites for the mantle assemblages presented in the previous chapters. As it is shown in Fig. 3 the crustal and mantle assemblages followed separate exhumation paths up to a depth of about 60 Km and subsequently both assemblages shared a common thermochronological history.

The inclusions of microdiamond in garnet porphyroblasts from the pelitic gneisses evidence subduction of sedimentary material from the Kimi complex to depths higher than 130 Km (>4 GPa). Moreover, the exsolutions of silica rods in sodic garnet from the metapelites evidence subduction of the sedimentary rocks to depths of ~220 Km (~7 GPa) (see Mposkos & Kostopoulos, 2001). Available petrological data are not adequate to constrain the temperatures at the peak pressures conditions. However, the ubiquitous rutile exsolutions in garnet (titanium content in garnet is a temperature rather than pressure indicator) suggest temperatures higher than 1000 ^{0}C (Massonne, pers. comm., 2001).

Application of the Grt-Cpx Fe-Mg exchange thermometer (Ellis & Green, 1979) on eclogites using garnet core-clinopyroxene core compositions yielded a temperature range of 780-830 ^{0}C for an assumed pressure of 1.5 GPa. The same Grt-Cpx pairs yield temperatures between 945-995 ^{0}C for an assumed pressure of 7 GPa; temperatures that could be accepted as peak temperatures if we assume that exhumation occurred along the Fe-Mg exchange equilibration curve i.e. with slight temperature decrease. Mineralogical and textural data that can put constraints on the exhumation path from the maximum depth (~220 Km to ~60 Km are still lacking. The high enough temperatures that prevailed at shallow depths (~800^{0}C at 1.5GPa) and the fact that the Kimi Complex stayed for a long time at appreciable depths (see below), forming the root of an overthickened crust, lead to extensive recrystallization/reequilibration and erased almost completely the mineral assemblages, formed at the previous stages. However, the mineral assemblages Grt+Kfs+Pl+Qtz+Bt and Ms+Grt+Kfs+Pl+Qtz in the migmatitic gneisses constrain the exhumation path at some stages between the reaction curves Bt+Ms+Pl+Qtz→Grt+Kfs+L and Ms+Pl+Qtz→As+Kfs+L (i.e. between 800-850 ^{0}C for pressures 1.4-2 GPa respectively, Le Breton & Thomson, 1988, Fig. 3, Point B).

In garnet-spinel peridotite and spinel-garnet-clinopyroxenite the high Al_2O_3 content (~4.5-5.5%) in the primary clino- and orthopyroxene indicate high temperature protoliths. Temperature of 1235 ^{0}C and pressure of 2.6 GPa are calculated using the Cr-in-Cpx barometer and the En-in-Cpx thermometer (Nimis & Taylor, 2000) on the recalculated composition of a clinopyroxene containing spinel and orthopyroxene exsolutions (Plate 2C). High temperatures and pressures are also obtained (1160-1240 ^{0}C, 2.4 GPa) from the clinopyroxene composition coexisting with garnet in olivine-bearing clinopyroxenite. Such high temperatures at pressures of 2.4-2.6 GPa are not expected in an environment of a subducted plate nor at the base of the overlying lithospheric mantle wedge. The protolith of the Kimi ultramafic body represents, probably, a segment of the asthenosphere welled up into the mantle wedge as a result of break-off of the subducted oceanic slab from the continental slab carrying the Kimi crustal assemblage. The primary peridotite was possible a garnet peridotite, equilibrated at P>3 GPa (Fig. 3, point A1) as indicate the spinel 2 (X_{cr}^{spl2} = 0.14-0.15)-pyroxene symplectite inclusions in spinel 1 (X_{cr}^{spl1} = 0.40-0.46) (Plate 2A). During asthenosphere upwelling and possibly with influx of water from the subducted plate, partial melting occurred. Continuing decompression and cooling occurred within the enlarged stability field of Cr-spinel peridotite (O'Neill, 1981) as suggest the spinel exsolutions in ortho- and clinopyroxene and the successive decrease of Cr/(Cr+Al) ratio from the core to the rim in zoned Cr-spinel grains (0.46 core→0.20-0.15 rim, Fig.2). Crystallization of the melt and formation of cumulate pyroxenites occurred at high pressures (~2.4 GPa-1240 ^{0}C, Fig. 3,A3) within the stability field of garnet-pyroxenite, indicated also by the garnet inclusions in Cpx 1 (plate 3E). A subsequent increment of the exhumation path is characterized by isobaric cooling within the garnet-pyroxenite stability field as indicate the garnet exsolutions lamellae in Cpx 1 of pyroxenite (Plate 3B,C). For the garnet-spinel peridotite, this isobaric cooling occurred at the first stage within the spinel peridotite (X_{cr}^{spl} = 0.10-0.15) stability field as indicate the spinel exsolution in ortho- and clinopyroxene (Plate 2B,C) and the ubiquitous matrix spinels, and subsequently passed into the spinel-garnet peridotite stability field as indicate garnet and spinel grains (X_{cr}^{spl} = 0.08-0.14) preserved as inclusions in Opx2 (Plate 2E), hornblende (Plate 2F) and olivine associated with hornblende. Grt-Opx2 geobarometry (Brey & Koehler, 1990) yielded a mean value of 1.5 GPa for an assumed temperature of 800 ^{0}C (Fig. 3, B1). Grt-Cpx Fe-Mg exchange thermometry on Grt-Cpx pairs from the clinopyroxenites yielded equilibration temperatures of 820-825 ^{0}C for Grt(core)-Cpx(core) compositions and 750-790 ^{0}C for Grt rim-Cpx rim and for exsolved Grt-Cpx host pairs at an assumed pressure of 1.5 GPa. These P-T values approximate those obtained for migmatite formation in gneisses of the continental assemblage. They possible represent the depth (~60 Km) of intrusion of the peridotite/pyroxenite assemblage into the continental assemblage. At this stage the migmatitic gneisses presumably contained still a melt component (Fig. 3,B).

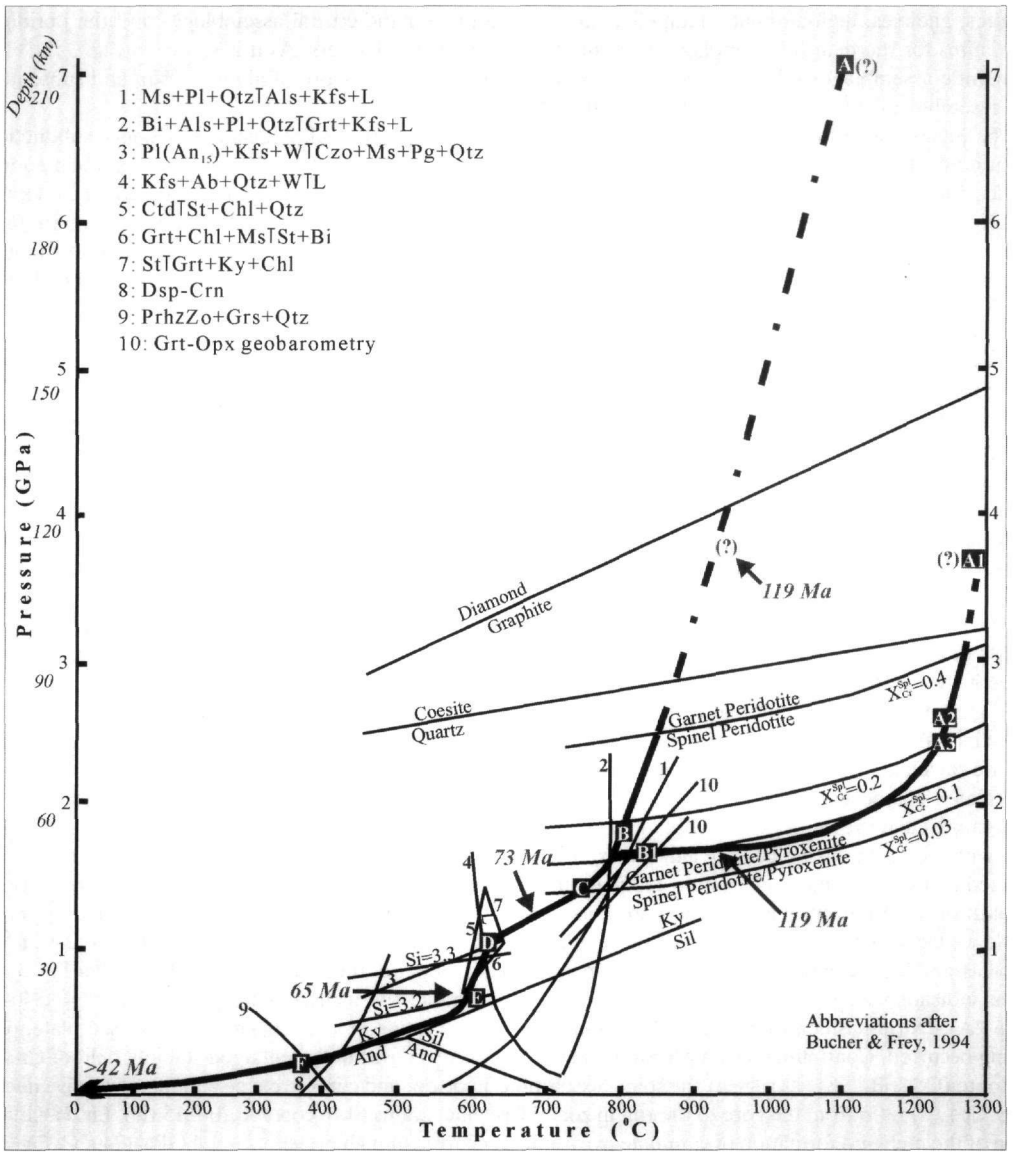


Figure 3: P-T-t diagram showing the exhumation path of the crustal assemblage (A-B), the mantle assemblage (A1-B1) and their common path of exhumation (C-F) in the UHP metamorphic Kimi Complex (eastern Rhodope).

Subsequent sections of the exhumation path are well constrained from mineral assemblages and thermobarometric calculations for the amphibolitized eclogites, the high-alumina metapelites, the trondjemitic dyke in metagranodiorite and the muscovite pegmatites. Between points C and D in figure 3 the exhumation path is characterized by hydration reactions in both the crustal and mantle assemblages indicating influx of water. In peridotite the mineral assemblage Ol+Hbl (Si=6.5-6.8 atoms p.f.u.) dominate and is formed by the reactions Grt+Cpx+W→Ol+Hbl and Opx+Cpx+Spl+W→Ol+Hbl, as indicate the garnet and spinel inclusions in hornblende (Plate 2F). In eclogites, kelyphitic and diablastic hornblende replaces garnet and clinopyroxene (Plate 4B). Garnet-hornblende thermometry (Graham & Powell, 1984) yielded temperatures 670±40 °C. The reaction Ms+Grt→Bt(X_{Mg}=0.55)+Ky(Ky2)+Qtz occurred in high-alumina metapelites above the stability field of staurolite (Mposkos & Liati, 1993). Point D records the crystallization of the trondjemitic dyke in the

metagranodiorite (Plate 5A) at 1.05 GPa and 630 ^{0}C (Johannes, 1986) determined from the textural relations and mineral assemblage Ms±Pg+Pl(An15-20)+Czo+Qtz±Ky (Plate 5B,C). The mineral assemblage Grt+St+Chl in the kyanite-bearing high-alumina metapelites constrains the exhumation path within the stability field of Grt+St+Chl confined by the reaction curves 5,6 and 7 in figure 3. Point E records the intrusion of muscovite pegmatites with muscovite having 3.2 Si atoms p.f.u. The last point F on the exhumation path records the formation of diaspore, prehnite and chlorite (corundophyllite) replacing garnet and spinel, and tremolite, chlorite and prehnite replacing clinopyroxene and hornblende along fissures in the spinel-garnet-pyroxenites (Mposkos, 1994).

Geochronological data from the UHP metamorphic Kimi Complex are still few but adequate for recording the time of the (U)HP event and parts of the exhumation path. A Sm-Nd garnet-clinopyroxene-whole rock age of 119 Ma from the spinel-garnet clinopyroxenite associated with the garnet-spinel peridotite is interpreted to record the HP/HT event (ca 1.6 GPa at 770 ^{0}C, Wawrzenitz & Mposkos, 1997). In garnet clinopyroxenite REE are fractionated predominant between garnet and clinopyroxene, whereas HREE including Sm are preferentially incorporated in garnet. If we assume that the Sm and Nd contained in garnet are inherited from a preexistent phase, this phase was also garnet crystallized from the melt at HP-HT as indicate the garnet inclusions in HT clinopyroxenes (Plate 3C,E). In this case the age of 119 Ma records no cooling stage at ~ 1.6 GPa and 770 ^{0}C but a previous stage of exhumation of the UHP event.

Gebauer & Liati (1997) and Liati & Gebauer (1999) report U-Pb SHRIMP ages from magmatic and metamorphic zircons from the Smigada eclogite of 119 Ma and 73 Ma respectively and characterized the same outcrop as grt-rich eclogite boudin. They interpret the zircon age of 119 Ma, which coincides with the Sm-Nd Grt-Cpx-whole rock age of the HP/UHT clinopyroxenite as crystallization age of the gabbroic oceanic protolith and that of 73 Ma as the age of the HP metamorphism. Liati & Gebauer (2001) have, recently, reinterpreted the age of 119 Ma, as crystallization age of magmatic zircons at UHP conditions, suggesting that the garnet-rich eclogite of Smigada represents an UHP mantle cumulate. The U-Pb zircon age of 119 Ma probably records an early stage of exkumation of the UHP event of the Kimi Complex, like the Sm-Nd Grt-Cpx-whole rock age.

The age of 73 Ma from the metamorphic zircons presumably record the time of amphibolitization of the eclogite triggered by the influx of water. Liberation of zirconium from consumed garnet and clinopyroxene formed the metamorphic zircons at ca 670±40^{0}C and 1.2-1.4 GPa.

The Rb-Sr muscovite age of 65 Ma from an undeformed muscovite pegmatite, is interpreted as crystallization (thus intrusion) age (Mposkos & Wawrzenitz, 1995) and constrains the P-T conditions of the Kimi complex at that time at 0.6 GPa (20 km) and ~600 ^{0}C. The Kimi Complex is exhumed to the earth surface before 42 Ma as indicate the transgressively overlying Lutetian/Priabonian (48-42 Ma) conglomerates.

5. CONCLUSIONS

Structural, petrological and geochronological work has shown that the RMP is a complex of Alpine synmetamorphic nappe complexes, characterized by south- to southwest stacking and associated with both coeval and subsequent extension in an Alpine active margin setting. The Kimi Complex, representing the uppermost entity underwent UHP metamorphism in Lower Cretaceous (≥119 Ma). Pressures >4 GPa (probably ~7 GPa) and temperatures >1000 ^{0}C indicate subduction of oceanic and subsequent continental crustal material into the asthenospheric mantle under the European continental plate. Break-off of the subducted slab allowed asthenosphere to well up into the overlying mantle wedge and to undergo partial melting, possibly with influx of water from the subducted plate. The upwelling peridotite reequilibrated at pressures <3 GPa into the extended stability field of Cr-Spinel peridotite. Decompression and cooling occurred within the Cr-Spinel peridotite stability field up to ~1.8 GPa and ~900 ^{0}C. Subsequent isobaric cooling crossed the stability field of garnet peridotite. At this stage peridotite intruded into the educted underlying continental crust. Exhumation of the subducted continental material was rather slow and lasted more than ~55 Ma. Three stages of exhumation occurred. The first stage from the maximum depth of ~200-220 Km to ~60 Km (P ~1.6 GPa, T ~800^{0}C) is characterized by slow cooling rates, indicating rapid exhumation. At this stage significant overprinting of the earlier UHP assemblages occurred. The second stage of exhumation from ~60 Km to ~38 km (P ~1.05 GPa, T ~640 ^{0}C) is characterized by cooling at slow exhumation rates. At this stage, mineral assemblages in megaboudins of most rock types are characterized by static annealing reequilibation/recrystallization processes. The third stage of exhumation started between 73 and 65 Ma, is characterized by rapid uplift, influx of water (possibly released from the underlying slab carrying the Sidironeron and Kechros Complexes), intrusion of muscovite pegmatites at ~20 Km depths and finally rapid cooling at shallow depths until reaching the surface before 48-42 Ma.

AKNOWLEDGMENTS

Dr. Alexander Krohe is gratefully acknowledged for endless, valuable discussion contributing significantly to the clarification of the tectonometamorphic evolution of Rhodope. Dr. D. Kostopoulos is cordially thanked for improving the style of the manuscript. Thanks should be, also, given to PhD student M. Perraki who calculated the PT conditions in peridotite applying the Cr-in-Cpx barometer and the enstatite-in-Cpx thermometer of Nimis & Taylor and Al-in-Opx barometer of Brey and Koehler and constructed the figures and the plates.

*Tables with mineral compositions from garnet-spinel peridotites, spinel-garnet pyroxenites and eclogites are available from the author upon request.

REFERENCES

BARR, S.R., TEMPERLEY, S. & TARNEY, J., 1999. Lateral growth of the continental crust through deep level subduction-accretion: a re-evaluation of central Greek Rhodope. Lithos, 46, 69-94.

BECKER, H., 1996. Geochemistry of garnet peridotite massifs from lower Austria and the composition of deep lithosphere beneath a Paleozoic convergent plate margin. Chemical Geology, 134, 49-65.

BIGAZZI, G., DEL MORO, A., INNOCENTI, G., KYRIAKOPOULOS, K., MANNETTI, P., PAPADOPOULOS, P., NORELLITI, P. & MAGGANAS, A., 1989. The magmatic intrusion complex of Petrota, Western Thrace: Age and geodynamic significance. Geologica Rhodopica V.1, 290-297.

BREY, G.P. & KÖHLER, T., 1990. Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. J.Petrol. 31, 6, 1353-1378.

BRUECKNER, H.K. & MEDARIS, L.G., 2000. A genetic model for the intrusion and evolution of mantle garnet peridotites in high-pressure and ultra-high-pressure metamorphic terranes. J.metamorphic Geol. 18, 123-133.

BUCHER, K. & FREY, M., 1994. Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer Verlag, 318 pages.

CHATTERJEE, N.D., KRÜGER, R., HALLER, G. & OLBRIGHT, W., 1998. The Bayesian approach to an internally consistent thermodynamic database: theory, database, and generation of phase diagrams. Contrib.Mineral.Petrol. 133, 149-168.

COLLERSON, K.D., HAPUGODA, S., KAMBER, B.S. & WILLIAMS, Q., 2000. Rocks from the mantle transition zone: Majorite-bearing xenoliths from Malaita, southwest Pacific. Science, 288, 1215-1223.

DINTER, D.A., 1998. Late Cenozoic extension of the Alpine collisional orogen, northeastern Greece: Origin of the north Aegean basin. Geol.Soc.Am.Bull., 110, 1208-1230.

DOBRZHINESTKAYA, L.F., EIDE, E.A., LARSEN, R.B., STURT, B.A., TRONNES, R.G., SMITH, D.C., TAYLOR, W.R. and POSUKHOVA, T.V., 1995. Microdiamond in high-grade metamorphic rocks of the western gneiss region, Norway. Geology, 23: 597-600.

ELLIS, D.S. & GREEN, D.H., 1979. An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. Contrib.Mineral.Petrol. 71, 13-22.

EVANS, B.W., 1982. Amphiboles in metamorphosed ultramafic rocks. In Reviews in mineralogy V.9B. Min.Soc.Amer. p.98-112.

FERRY, J.M. & SPEAR, F.S., 1978. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. Contrib.Mineral.Petrol. 66, 113-117.

GEBAUER, D. & LIATI, A., 1997. Geochronological evidence for mesozoic rifting and oceanisation followed by Eocene subduction in the Rhodope complex (northern Greece). Terra Nova Abstract. Suppl. 7, 10-11.

GASPARIK, T., 1984. Two-pyroxene thermobarometry with new experimental data in the system CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2. Contrib.Mineral.Petrol. 87, 87-97.

GRAHAM, C.M. & POWELL, R., 1984. A garnet-hornblende geothermometer: calibrtion, testing and application to the Pelona schists, Southern California. J.Metamorphic Geol. 2, 13-21.

HEMINGWAY, B.S., BOHLEN, S.R, HANKINS, W.B, WESTRUM, Jr E.F. & KUSKOV, O.L., 1998. Heat capacity and thermodynamic properties for coesite and jadeite, reexamination of the quartz-coesite equilibrium boudary. Am.Mineral. 83: 409-418.

JENKINS, D.M. & NEWTON, R.C., 1979. Experimental determination of the spinel peridotite to garnet peridotite inversion at 900°C and 1,000°C in the system CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2, and at 900°C with natural garnet and olivine. Contrib.Mineral.Petrol. 68, 407-419.

JOHANNES, W., 1995. The sidnificance of experimental studies for the formation of migmatites. In Ashworth (ed.) Migmatites, 36-85, Blackie, New York.

KOSTOPOULOS, D., IOANNIDIS, N. and SKLAVOUNOS, S., 2000. A new occurrence of ultrahigh-pressure

metamorphism, Central Macedonia, northern Greece: Evidence from graphitised diamonds? Int.Geol.Rev., 42, 545-554.

KOZIOL & NEYTON, 1988. Redetermination of the garnet breakdown reaction and improvement of the plagioclase-garnet-Al_2SiO_5-quartz geobarometer. Am.Mineral. 73:216-223.

KROHE, A. & MPOSKOS, E., 2001. Structural evolution and exhumation history of the Rhodope UHP-HP metamorphic province (Northern Greece). Bull. Geol.Soc.Greece (V.XXXIV, 1, 75-82).

LE BRETON, N. & THOMPSON, A., 1988. Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. Contrib. Mineral. Petrol. 99:226-237.

LIATI, A. & GEBAUER, D., 1999: Constraining the prograde and retrograde P-T-t path of Eocene HP rocks by SHRIMP dating of different zircon domains: inferred rates of heating, burial, cooling and exhumation for central Rhodope, northern Greece. Contrib. Mineral. Petrol. 135, 340-354.

LIATI, A. & GEBAUER, D., 2001. Palaeozoic as well as Mesozoic sedimentation and polymetamorphism in Central Rhodope (N. Greece) as iferred from U-Pb SHRIMP-dating of detrital zircons. EUG XI Symposium LS03, 315.

LIATI, A. & GEBAUER, D., 2001. Garnet-rich rocks recording UHP conditions in Northern Greece (Eastern Rhodope Zone). Proceedings of UHPM Workshop 2001 at Waseda University, 275-278.

LIOU, J.G., ZHANG, R.Y., ERNST, W.G., RUMBLE, D. & MARUYAMA, S., 1998. High-pressure minerals from deeply subducted metamorphic rocks. In Reviews in Mineralogy, V.37, pp.33-96.

MASSONNE, H.J., 1998. A new occurrence of microdiamonds in quartzofeldspathic rocks of the Saxonian Erzgebiege, Germany and their metamorphic evolution. In Gurney, J.J., Gurney, J.L., Pascoe, M.D. and Richardson, S.H. (eds). Proc. Viith In. Kimb.Conf. The P.H.Nixon Volume. 2, 533-539.

MPOSKOS, E., 1994. Interpretation of metamorphic paths of the lower and upper tectonic unite of Rhodope: Similarities and differences. Bull.Geol.Soc.Greece (In Greek with English abstract). V. 31/1, 255-269.

MPOSKOS, E. & LIATI, A., 1993. Metamorphic evolution of metapelites in the high-pressure terrane of the Rhodope zone, Northern Greece. Can.Mineral. 31, 401-424.

MPOSKOS, E. & WAWRZENITZ, N., 1995. Metapegmatites and pegmatites bracketing the time of HP-metamorphism in polymetamorphic rocks of the E-Rhodope, N.Greece: Petrological and geochronological constraints. Geol.Soc.Greece. Special Publ. 4/2, 602-608.

MPOSKOS, E. & KROHE, A., 2000. Petrological and structural evolution of continental high pressure (HP) metamorphic rocks in the Alpine Rhodope Domain (N.Greece). In: Panayides, I., Xenophontos, C. and Malpas, J., (eds), Proc. 3rd Int.Conf.Geol. E.Mediterranean, Nicosia, Cyprus, 221-232.

MPOSKOS, E. & KOSTOPOULOS, D., 2001. Diamond, former coesite and supersilicic garnet in metasedimentary rocks from the Greek Rhodope: a new ultrahigh - pressure metamorphic province established. LPSL, 192, 497-506

MPOSKOS, E., KOSTOPOULOS, D. & KROHE, A., 2001. Ultrahigh-pressure metamorphism from the Rhodope metamorphic province, Northern Greece: A preliminary report on a new discovery. EUG XI, Symposium, LS06, 341.

NIMIS, P. & TAYLOR, W.R., 2000. Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and enstatite-in-Cpx thermometer. Contrib. Mineral. Petrol. 139, 541-554.

O' NEILL, H., 1981. The transition between spinel lherzolite and garnet lherzolite and its use as a geobarometer. Contrib.Mineral.Petrol. 77, 185-194.

RICOU, L.E., BURG, J.P., GODFRIAUX, I. & IVANOV, Z., 1998. Rhodope and Vardar: the metamorphic and the olistostromic paired belts related to the Cretaceous subduction under Europe. Geodinamica Acta, 11, 285-309.

SOBOLEV, N.V. & SHATSKY, V.S., 1990. Diamond inclusions in garnets from metamorphic rocks. Nature 343: 742-746.

TSIKOURAS, B., PE-PIPER, G. & HATZIPANAGIOTOU, K., 1990. A new date for an ophiolite of the western margin of the Vardar Zone, Samothraki, Greece. N. Jb. Miner. Mh, 11, 512-527.

VUICHARD, J.P. & BALLEVRE, M., 1988. Garnet-chloritoid equilibria in eclogitic pelitic rocks from Sezia Zone (Western Alps): their bearing on phase relations in high pressure metapelites. J. Metamorphic Geol., 6, 135-157.

WAWRZENITZ, N. & MPOSKOS, E., 1997. First evidence for Lower Cretaceous HP/HT -metamorphism in the Eastern Rhodope, North Aegean Region, North-East Greece. Eur. J. Mineral., 9, 659-664.

WAWRZENITZ, N. & KROHE, A., 1998. Exhumation and doming of the Thasos metamorphic core complex

(S.Rhodope, Greece): Structural and geochronological constraints. Tectonophysics, 285, 301-332.
XU, S., OKAY, AI, JI, S., SENGOR, AMC, SU, W., LIU, Y & JIANG, L., 1992. Diamond from the Dabie Shan metamorphic rocks and its implication for tectonic setting. Science 256: 80-82.
YE, K., CONG, B. & YE, D., 2000. The possible subduction of continental material to depths greater than 200 Km. Nature, 407, 734-736.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/6, 2189-2190, 2002 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/6, 2189-2190, 2002
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

REMNANTS OF PRE-ALPIDIC CRYSTALLINE BASEMENT IN THE EXTERNAL HELLENIDES

E. SEIDEL[1]

The proof of pre-Alpidic basement within the Hellenides may provide important clues to the geodynamic evolution of the Aegean before the onset of the Alpidic orogenesis. For the internal zones of the Hellenides, the existence of pre-Alpidic relics is well documented. Most of the radiometric dates indicate a Hercynian stage of consolidation. The structural units of the external Hellenides are built up of sediments deposited in Mesozoic-Tertiary times. The basement of these sedimentary sequences is generally not exposed. Remnants of pre-Alpidic crystalline basement rocks were only observed on the island of Crete.

The structure of Crete is characterized by a pile of nappes consisting of rock units from different paleogeographic zones. The higher units (Uppermost Unit, Pindos Unit, Tripolitza Unit) are divided from the lower units (Phyllite-Quartzite Unit, Tripali Unit, Plattenkalk Unit) by a low-angle normal fault of pre-Serravallian age. The lower units were overprinted by blueschist-facies metamorphism in late Oligocene/early Miocene times caused by north-east dipping subduction in the Hellenic Arc which still goes on. By contrast, the higher tectonic units were not affected by this high-pressure event.

The sedimentary record within the different tectonic units of Crete goes back to the Permo-Triassic. For most of the units it is assumed that the sedimentary sequences were deposited on continental crust. During the nappe piling the sedimentary covers sheared off and left behind the basement. The whereabouts of this basement are unknown, and direct informations about the composition and age of the crust once underlying the different units are scarce.

Remnants of pre-Alpidic crystalline basement were first recognized in eastern Crete (Seidel 1978; Seidel et al. 1982). There, slices of crystalline rocks are intermingled with the Permo-Triassic volcano-sedimentary sequence of the allochthonous Phyllite-Quartzite Unit. The size of those slices may reach some kilometers in diameter. Amongst the crystalline rocks are amphibolites, micaschists and gneisses. In metapelites garnet, staurolite and kyanite were found besides muscovite, biotite and quartz. This assemblage is typical of the Barrovian-type amphibolite-facies metamorphism. The amphibolites with green hornblende and plagioclase show geochemical characteristics of tholeiitic basalts generated in an extensional tectonic environment (Franz 1992). The age of this tholeiitic magmatism, which probably took place within continental crust, is unknown. It must be older than the amphibolite-facies metamorphism. During the Tertiary high-pressure metamorphism the green hornblende in the amphibolites was partially replaced by blue amphibole.

Fragments of the crystalline rocks in Scythian sediments (Krahl et al. 1986) of the Phyllite-Quartzite Unit in eastern Crete testify to a pre-Triassic age of metamorphism. K-Ar dating on hornblendes and muscovites yielded model ages between 315 and 205 Ma (Seidel et al. 1982). The cluster of dates around 300 Ma and the few younger dates fit well with the concept of a Hercynian basement only weakly affected by the Alpidic very low-grade high P/T metamorphism.

Crystalline rocks closely resembling the Hercynian metamorphites within the Phyllite-Quarzite Unit of eastern Crete are known from the islands of Kalymnos, Leros and Lipsi in the Dodecanese far northeast of Crete. Like Crete, typical minerals in metapelites are garnet, staurolite and kyanite, and the amphibolites show geochemical characteristics of tholeiitic basalts (Franz 1992).

The crystalline rocks of the Dodecanese occur as slices at the base of a nappe. They are overlain by siliciclastic sediments of Permo-Triassic age and Jurassic-Cretaceous carbonate rocks (Dürr 1986). The siliciclastic sediments are foliated and show stretching lineation (Franz 1992).

K-Ar dating on hornblendes and muscovites from Kalymnos, Leros and Lipsi yielded model ages mainly between 320 and 230 Ma (Franz et al. in prep.). The dates of 405 and 539 Ma for two hornblendes can be disregarded because of very low potassium contents and consequently high sensitivity to excess argon. Like Crete, the dates are interpreted as Hercynian ages partially reset by a very low-grade Alpidic overprint.

*** ΥΠΟΛΕΙΜΜΑΤΙΚΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ ΠΡΟΑΛΠΙΚΟΥ ΚΡΥΣΤΑΛΛΙΚΟΥ ΥΠΟΒΑΘΡΟΥ ΣΤΙΣ ΕΞΩΤΕΡΙΚΕΣ ΕΛΛΗΝΙΔΕΣ**

[1] Prof. Universität zu Köln, Institut für Mineralogie und Geochemie, Zülpicher Straße 49b, 50674 Köln, Germany

Presumably the allochthonous slices of crystalline rocks in eastern Crete and in the Dodecanese belong to one, formerly coherent Hercynian basement complex in the southeastern Aegean.

Remnants of pre-Alpidic basement were also found in central Crete (Seidel et al. 1982; unpublished data of Seidel, Stöckhert, Theye). There, mudrocks, sandstones and conglomerates of Early Permian age (König and Kuss 1980) occur at the base of the Plattenkalk Unit which has the lowermost tectonic position in the Cretan nappe edifice. These rocks contain detrital grains of muscovite, paragonite, biotite, and plagioclase as well as pebbles of micaschists and very low-grade metamorphic rocks. Locally the siliciclastic rocks are associated with phyllites.

Two groups of white mica can be distinguished in the phyllites: coarse-grained isolated plates, often strongly deformed (mica fishes), and fine-grained evenly distributed flakes. Textural criteria indicate that the fine-grained white mica is younger than the coarse-grained. There are even differences in the chemical composition. Coarse muscovite plates have generally higher Si-contents per formula unit than fine muscovite flakes.

Two grain-size groups of white mica were also observed in sandstones and conglomerates at the base of the Plattenkalk Unit. The coarse-grained white micas are definitely clasts from an older source rock, whereas at least part of the fine-grained white mica was formed during the metamorphic overprint of the siliciclastic rocks. In their chemical composition coarse- and fine-grained muscovites correspond to those in the phyllites.

K-Ar and Ar-Ar dating on muscovites of three phyllite samples from one locality east of Galinos gave greatly differing model ages between 300 and 80 Ma. The Ar-Ar release pattern for one of the samples shows a high-temperature plateau around 300 Ma which probably records the crystallisation age of the muscovite. A later thermal overprint is obvious but badly constrained. If the phyllites represent pre-Alpidic basement rocks of the Plattenkalk Unit the dates have to be explained by a partial reset of the K-Ar systems during the Alpidic metamorphism.

This interpretation is supported by K-Ar dating on different sieve fractions of muscovite from a sandstone near Bali. The coarse sieve fraction (500-315 µm) yielded a model age of 305 Ma, the finer fractions gave 296 and 288 Ma, respectively. The date of 305 Ma is thought to be close to the formation age of the source rocks of the muscovite clasts. The younger model ages can be explained by gradual outgasing of the old muscovite or by admixture of newly formed muscovite.

The K-Ar and Ar-Ar dates indicate the exposure of Hercynian basement in the source region of the siliciclastic rocks at the base of the Plattenkalk Unit. Possibly this basement was connected with the Hercynian basement represented by the allochthonous slices in eastern Crete and the Dodecanese.

So far, there is no evidence of pre-Hercynian (Pan-African) crystalline basement in the external zones of the Hellenides.

REFERENCES

DURR S. (1986): Die Karischen Inseln zwischen Samos und Karpathos-Rhodos. In Jacobshagen V. (ed): Geologie von Griechenland. Borntraeger, Berlin, 180-187.

FRANZ L. (1992): Die polymetamorphe Entwicklung des Altkristallins auf Kreta und im Dodekanes (Griechenland). - Ferdinand Enke Verlag Stuttgart, 389 p.

FRANZ L., OKRUSCH M., SEIDEL E., KREUZER H. (in prep.): Polymetamorphic evolution of pre-Alpidic basement relics in the external Hellenides, Greece: petrology and geochronology.

KÖNIG H., KUSS S.E. (1980): Neue Daten zur Biostratigraphie des permotriadischen Autochthons der Insel Kreta (Griechenland). - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1980, 525-540.

KRAHL J., KAUFMANN G., RICHTER D., KOZUR H., MÖLLER I., FÖRSTER O., HEINRITZI F., DORNSIEPEN U. (1986): Neue Fossilfunde in der Phyllit-Gruppe Ostkretas (Griechenland). - Z. dt. geol. Ges., 137, 523-536.

SEIDEL E. (1978): Zur Petrologie der Phyllit-Quarzit-Serie Kretas. - Habil. Thesis, TU Braunschweig, 145 p.

SEIDEL E., KREUZER H., HARRE W. (1982): A late Oligocene/early Miocene high pressure belt in the external Hellenides. - Geol. Jb., E23, 165-206.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/6, 2191-2206, 2002 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/6, 2191-2206, 2002
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

GEODYNAMICS AND EVOLUTION OF THE MIOCENE MINERALISATION IN THE CYCLADIC – PELAGONIAN BELT, HELLENIDES

N. SKARPELIS[1]

ABSTRACT

The paper aims to provide a sound account of the type of Miocene mineralisations in the Cycladic – Pelagonian belt and their relationship with the geodynamic evolution of the area. Skarn and manto types, epithermal precious and base metals mineralisation, and vein magnesite in ultramafics are associated to distinct stages of the geodynamic evolution of the belt. Extensional tectonics favoured their generation. Late stages of extensional tectonics resulted in the formation of vertical to subvertical NW-SE trending fault zones, which were then used as conduits for ascending hydrothermal fluids. The relationship between the geodynamics and the metallogenetic evolution of the belt is discussed on the basis of available data on the geology of four critical areas: Tinos and Mykonos islands, Laurium and Northern Euboea.

KEY WORDS: Cyclades, Pelagonian, Laurium, Euboea, precious metals, epithermal mineralisation, Late Miocene, extension, granitoids, skarns, manto, vein magnesite

1. INTRODUCTION

The central and northern Cyclades and the island of Euboea are part of the Cycladic – Pelagonian Belt. Numerous mineral occurrences and ore deposits are localised into the belt. Several of them were exploited in ancient times (Sifnos, Laurium, Kythnos) and during the 19th and 20th centuries (Laurium, Serifos, northern Euboea). The Miocene Cycladic – Pelagonian mineralisations are part of the Tertiary - Quaternary metallogenetic province in the Aegean, which extends from the Rhodope belt to the south Aegean volcanic arc.

During the last 20 years some very important studies were published on the geodynamic evolution of the Cycladic - Pelagonian Belt, combining structural, petrologic and radiometric dating methods. The geology of individual mineralised outcrops in the Cyclades is poorly studied. Even for the famous Laurium deposit several metallogenetic models are proposed. Research work on the mineralisations in the area has been fragmental. The works on Laurium by MAPINOΣ & PETRASCHECK (1956), on Tinos by MELIDONIS (1980) and Serifos by SALEMINK (1985) are outstanding.

The present study was initiated when it was understood that many of the mineralisations are spatially associated with certain magmatic rocks and tectonic structures and temporally associated with certain stages of the geodynamic evolution of the area. It was also realised that the formation of the massive sulfide ores of Laurium and the vein-type magnesite deposits in northern Euboea, due to the generation and circulation of a substantial volume of fluids, ought to be related to some distinctive processes in the Earth's crust, bearing an important geodynamic significance.

The paper aims to provide a sound account of the type of mineralisations and their relationship with the geodynamic evolution of the area, although the lack of absolute age determination data makes this effort difficult. The study will provide the background for further research on the relationship between geodynamic evolution, generation and migration of fluids, and the genesis of - clearly distinct in time and space - mineralisations within the crust and on the near surface. So, this approach adds to the history of geodynamic evolution of the area. However, it definitely completes the scheme of metallogenetic evolution of a large part of the Aegean, during the time period from Tertiary to recent: *Oligocene porphyry Cu-Au, Fe-Cu skarns and carbonate-hosted Pb-Zn-Ag-Au replacement deposits in the Serbomacedonian and Rhodope belt* (e.g. Skouries, Madem Lakkos – Olympias, Xanthi, Maronia), *epithermal Au deposits associated with the Oligocene volcanism in Thrace* (e.g. Perama, Sappes, Agios Filippos), *Miocene epithermal - type mineralisations in the northern Aegean islands* (Lemnos, Chios, Lesbos), *epithermal - type mineralisations associated with the south Aegean volcanic arc* (Milos, Nysiros).

* ΓΕΩΔΥΝΑΜΙΚΗ ΚΑΙ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΩΝ ΜΕΙΟΚΑΙΝΙΚΩΝ ΜΕΤΑΛΛΟΦΟΡΕΙΩΝ ΣΤΟ ΧΩΡΟ ΤΩΝ ΚΥΚΛΑΔΩΝ ΚΑΙ ΤΗΣ ΠΕΛΑΓΟΝΙΚΗΣ

[1] Department of Geology, Section of Economic Geology & Geochemistry, University of Athens, Panepistimioupoli, 157 84 Zografou, Athens. e-mail: skarpelis@geol.uoa.gr

2. REGIONAL GEOLOGICAL SETTING

The Aegean region has witnessed a prolonged history of convergence and collision between the African and Eurasian plates. The stacked sequences of individual nappes and thrust sheets in the Cycladic – Pelagonian Belt can be grouped into two major tectonic units (for summaries see DURR et al., 1978; BLAKE et al., 1981; MOUNTRAKIS, 1986; KATSIKATSOS et al., 1986; SCHLIESTEDT et al., 1987; PAPANIKOLAOU, 1987; ENGEL & REISCHMANN, 1999; VAVASSIS et al., 2000; LIPS, 1998; and references quoted therein):

- The *Lower Tectonic Unit* (LTU) comprises two parts: a minor sequence of pre-Alpine crystalline basement, outcroping in Flambouron, Euboea, Paros, Antiparos, Naxos, Sikinos, Ios and Delos, and a metamorphosed sequence of Permian to Mesozoic carbonates, metasediments and metavolcanics. Metabauxites (emeries and diasporites) and metamorphosed Mn(-Fe)-rich sediments are hosted within the latter part of the Unit. Two stages of regional metamorphic events are recognised within the lower main sequence: 1. An Eocene (c. 50-40Ma) high-pressure/low-temperature metamorphism at eclogite to blueschist facies conditions and 2. An Oligocene-Miocene (25-20Ma) Barrovian-type, greenschist to amphibolite facies overprint, with local migmatization. The HP sequence is extended from Milos (KORNBROBST et al., 1979) and Thera (SKARPELIS & LIATI, 1990) to S. Euboea (BAVAY & ROMAIN-BAVAY, 1980) and the Thessaly (SCHERMER et al., 1989).
- The *Upper Tectonic Unit (UTU)*, which was not affected by the Tertiary high-pressure metamorphism, comprises a sequence of unmetamorphosed Permian to Mesozoic sediments and late Cretaceous sedimentary and igneous (including ophiolitic) rocks, metamorphosed under medium-P/high-T conditions and dismembered ophiolites. Small subeconomic chromite bodies in serpentinites, deposits of green marble, occurrences of talk and vein type magnesite deposits are associated with the UTU.

Intrusion of granitoids at shallow crustal levels caused contact metamorphism of parts of both the lower and the upper tectonic units. Dating of the granitoids indicates different magma pulses within the late Miocene.

3. THE CYCLADIC – PELAGONIAN MINERALISATIONS

Our recent studies allow a classification of the Miocene Cycladic – Pelagonian mineralisations to four major ore deposit types: Their geographical distribution is shown in Fig. 1.

- ***Skarn-type***, within the contact metamorphic aureoles of granitoids (e.g. Serifos, Thera, Laurium). They are subeconomic classified within the calcic magnetite group. The pressure (depth) of emplacement of the granitoids and the pressure and temperatures of formation of the contact metamorphic rocks are summarised in Table 1a.
- ***Manto-type***[2] (e.g. Laurium, Sifnos).
- ***Epithermal precious and base metals quartz- and barite-veins.*** They are associated with steeply dipping, brittle normal faults, which affected the metamorphic rocks, the Miocene granitoids and the Tertiary sediments. A first interpretation of the back-arc setting of the mineralisation is given by SKARPELIS & AVIGAD (2000). Deposition of the subeconomic precious- and/or base metals mineralisation in Myconos, Tinos, Antiparos, Kythnos, Andros and south Euboea island is attributed to that mineralising event. The main features of the epithermal vein type mineralisations are summarized in Table 1b.
- **Vein-type magnesite deposits within the ultramafic rocks** of Northern Euboea.

On the basis of the available data, four areas are considered as critical for the study of the relationship between the geodynamics and the metallogenetic evolution of the Cycladic – Pelagonian belt. The association of each one of the above deposit types to distinct stages of the geodynamic evolution of the Cycladic-Pelagonian Belt is evident in Tinos and Mykonos islands, in Laurium area and in Northern Euboea.

[2] We use the term "manto-type" as it was restricted by BEATY et al (1986) to denote massive sulfide ore (Ag, Pb, Zn, ±Cu) with replacement characteristics, generally stratabound, blanket to pipelike in carbonate host rocks

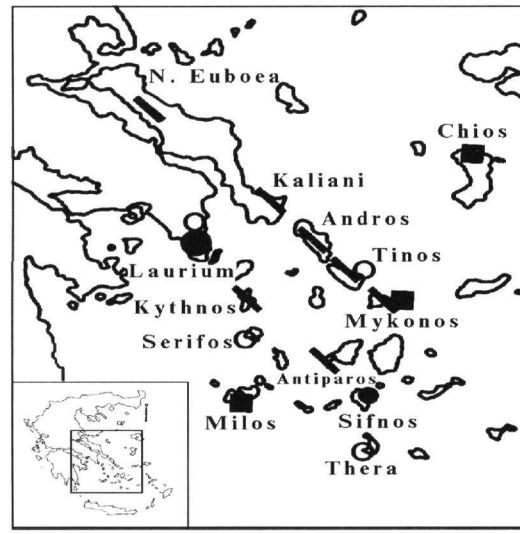


Fig.1. Geographical distribution of Miocene ore deposit types in the Cycladic – Pelagonian belt: carbonate-hosted massive sulfides (solid circle), epithermal-type (rectangular), skarns (open circle), epithermal veins (bar).

*Table 1a. Pressure of emplacement of the granitoids and pressure and temperatures of formation of contact metamorphic rocks in the Cyclades **

Table 1a. Pressure of emplacement of the granitoids and pressure and temperatures of formation of intrusives and contact metamorphic rocks in the Cyclades*

	Age	Enclaves	Granitoid	Hornfelses	Skarns
Laurium (Plaka)	~ 9Ma	n.d.	P 2.11 to 2.62 kb	T 600 – 440°C P 1 – 1.5 kb	n.d.
Tinos	~14Ma	n.d.	P 3.7 to 4.2 kb	T 660 – 475 °C P ~3 kb	T 555 °C
Serifos	~ 9Ma	P 1.0 to 2.2 kb	P 0.33 to 1.7 kb	n.d	P 1–1.5kb
Thira	~ 9Ma	not found	n.d	n.d.	n.d.

* See text for details and references; n.d. : no data

a. **<u>Tinos island</u>: From granite emplacement and skarns to mineralised ductile-brittle faults**

On Tinos the LTU comprises mainly Mesozoic sediments and volcanics metamorphosed at high pressure conditions. The sequence was subdivided roughly by means of three marble units by MELIDONIS (1980). Detailed studies on the petrology and geochronology of the HP rocks were carried out by BROECKER (1990), BROECKER et al. (1993), BROECKER & FRANZ (2000). On the basis of petrological and structural criteria the Basal unit, exposed in NE Tinos, consisting of metamorphosed carbonates and phyllites, was interpreted by AVIGAD & GARFUNKEL (1989) as a tectonically separated subunit. The UTU comprises dismembered ophiolites (meta-gabbros, serpentinised untramafics), ophicalcites, and phyllites yielding Upper Cretaceous metamorphic ages (MELIDONIS, op. cit.; KATZIR et al., 1996). The setting of the Cretaceous amphibolite facies rocks (amphibolites, gneisses and impure marbles) of the Akrotiri Unit (PATZAK et al., 1994) in relation to the other Units in Tinos is uncertain. A low-angle normal fault juxtaposed low-pressure metamorphic rocks of the UTU over blueschists and eclogites of the LTU. A detachment fault separates the Basal unit of the island from the blueschists (AVIGAD & GARFUNKEL, op. cit.). Both the LTU and the UTU were intruded by plutonic rocks. The major part of the plutonite is a monzogranite. Garnet-bearing leucogranites occur at the outer parts of the plutonic body towards the regionally metamorphosed rocks. Aplitic dykes intrude the plutonic

and the country rocks. The age of emplacement of the plutonic rocks is c. 14 Ma, as evidenced by K/Ar dating of hornblende and Rb/Sr dating of whole rock and biotite (ALTHERR et al., 1982; BROECKER & FRANZ, 1998). Fission track dating for titanite and apatite provided ages of 13.8±2.1 and 10.8±1.3Ma respectively (ALTHERR et al., op. cit.).

Using the Al-in-hornblende geobarometer, pressures between 3.7 to 4.2 kb were obtained for samples of the monzogranite. Temperatures in the contact aureole were 660°C close to the granite contact, to about 475°C in peripheral zones. The Pressure for the intrusion of the monzogranite during the thermal overprint was estimated at about 3kb (BROECKER & FRANZ, 1994).

A compressive stress regime (evidenced by structural data on parts of the monzogranite) began gradually to turn extensional (evidenced by structural data in the NE part of the plutonic body) (BORONKAY & DOUTSOS, 1994). The geochemistry of the monzogranite is indicative of an emplacement in a compressive regime, whereas the associated leucogranite bodies display geochemical insignia suggesting that the tectonic regime was evolved towards extension (MASTRAKAS & SEYMOUR, 2000).

The contact metamorphic aureole in Tinos lacks significant mineralisation. Minor scheelite mineralisation was reported by PAPASTAVROU & PARITSIS (1990). Scheelite is mainly associated with garnetites of the main skarn stage. A quartz-magnetite sample from a contact metamorphic skarn gave an oxygen isotope temperature of 555°C and calculated water composition of 9.1‰. The value of $\delta^{18}O$ from this water is consistent with a primary magmatic fluid (BROECKER et al., 1993).

Subvertical undeformed, NW-SE trending dacitic dykes (MELIDONIS, 1980), which crosscut both the upper and the lower units and penetrate the detachment, yielded an average K/Ar age of 11.5 ± 0.4 Ma (AVIGAD et al., 1998).

Two generations of mineralised veins were explored at the NE part of the island (Lardiades – Panormos) and the central west part (Apigania). They crosscut dolomitic marbles of the Basal unit, the blueschists and the detachment fault between the Basal unit and the blueschists. The thickness of individual veins is less than 0.5 m.

Table 1b. Main characteristics of epithermal Late Miocene extension veins in the Cyclades

	Mode of occurrence	Host lithology and alteration
Mykonos	- Subvertical NW-SE veins filled with barite and (ox.) sulfides, associated with extensional faults (tension gashes). - Epithermal silica cap and silica breccia with subeconomic Au. - Stockworks of barite within the molasse	The Miocene granite and the upper Unit (molasse and greenschists). Silicification – argilllic alteration of the wall rocks
Tinos	Two generations of quartz(-sulfide) veins: a. Veins formed at the ductile stage, striking E-W and b. Veins associated with NW-SE trending faults generated under brittle conditions. The veins crosscut the detachment fault between the Basal unit and the blueschists. Precious and base metals. Epithermal stage of deposition. (1,2)	Marbles of the Basal Unit Marbles of the blueschist unit Talc formation at the expense of dolomitic marble
Antiparos	Subvertical NW-SE quartz veins. Minor base metals, Ag and Au, Minor barite	Gneisses and marbles of the Marathi Unit (known from Paros) Argillic alteration of wall rocks, ankeritisation of marbles
Kythnos	- Subvertical veins of NW -SE direction. Deeply oxidised massive sulfide ore enriched in Cu. Minor barite (Thermes, Zogaki, Georgios, Lefkes). - Thick quartz veins (NW part of the island). Minor base metals and Au, minor barite.	Marbles of the blueschist unit of the island. Minor marble replacements. Ankeritization of marbles.
Andros	NW-SE striking quartz veins. Minor base metals sulfides	Blueschists overptinted by HT/LP metamorphism Silicification and argillic alteration of wallrocks
Kaliani (South Euboea)	Quartz veins striking NW -SE dipping 45-55°NE, thickness 0.1 to 1.5m. Base metals sulfides, native Au (3). Associated with faults possibly generated at the transition from the ductile to brittle stage	South Euboean blueschists (metapelites, marbles, metabasites) Sericitic alteration of the wall rocks, silicification.
1: Melidonis (1980); 2: Tombros & Seymour (1998); 3: Alexouli-Livaditi (1978)		

They are associated with faults generated at the transition from ductile to brittle deformation. The first generation of quartz veins, striking E - W, formed early at the ductile stage. A swarm of quartz - sulfides veins are roughly of the same strike (NW - SE) as the dacitic dykes of 11 ± 0.4 Ma age. The mineralisation was evolved during that transition: milky quartz deposited at the ductile stage, whereas grey quartz, sulfides and sulfosalts were deposited at NW-trending open fissures. Their complex mineralogical composition was studied by MELIDONIS (1980) and TOMBROS & SEYMOUR (1998): *quartz, pyrite, chalcopyrite, sphalerite, pyrrhotite, galena, tetrahedrite, arsenopyrite, argentite, acanthite, proustite, polybasite, electrum, rammelsbergite, cassiterite, canfieldite are the main minerals identified.* Fluid inclusion studies were performed on sphalerite and milky quartz. The first mineral to precipitate was clear quartz (220-200°C), followed by sulfides and sulfosalts deposited at temperatures between 190° to 150°C. Salinities range between 0.5 to 6.5 (average 3.5 equiv. %NaCl). The mineralisation was possibly deposited from ascending hydrothermal fluids of magmatic origin diluted by meteoric water (TOMBROS & SEYMOUR, op. cit.).

b. Laurium: From granite emplacement and skarns to polymetallic manto-type massive sulfide ore

Geology: The SE part of Attica peninsula (Lavreotiki) is characterised by a Lower Mesozoic metamorphic para-autohthonous sequence of marbles with a metaclastic horizon in between (Kaesariani schists). A Tertiary age (pre-upper Miocene) is assumed for the regional metamorphism of the system. The sequence is thrust by the allocthonous system (alternatively termed phyllite nappe). An Upper Cretaceous age is postulated for a part of the system, on the basis of fossil findings discovered in carbonate rocks by LELEU & NEUMMAN (1969). The thrust plane brings the allocthonous system in contact with various horizons of the upper marble, the Kaesariani schists or the lower marble. The mineralogy, petrochemistry and *P-T* path of metabasic rocks (prasinites) within the system were studied by BALTATZIS (1996). He concluded they range in composition from basalts to trachyandesites and experienced a progressive transformation of possibly eclogite facies rocks through epidote blueschists into greenschists. Those prasinites are part of the Cycladic blueschist unit. Neogene sediments comprise lacustrine and brackish deposits (conglomerates, sandstones, marls and minor carbonates).

Deformed granodioritic and acidic intrusives forming small sills and lacoliths are found mainly within the phyllites of the allocthonous system close to the thrust plane and along the thrust contact between the two systems. Aplitic sills were observed both within strata of the autocthon and the allocthon systems. Syntectonic deformation affected the rocks (PAPANIKOLAOU & SYSKAKIS, 1991), indicating that intrusion of magma took place since the time of final emplacement of the allocthon over the autocthon. A stock of an undeformed upper Miocene I-type granodiorite is exposed in Plaka area. An intrusion age around 10 Ma was proposed for the granodiorite on the basis of K-Ar dating of biotite (MARAKIS, 1968). A K/Ar whole rock dating indicated 8.8± 0.5 Ma (MARINOS, 1971), whereas Fission Track dating of apatite indicates a 7.3 Ma (G. WAGNER; in ALTHERR, 1981). The Laurium granodiorite correlates in age with the granitoids of the Cycladic area. It is of similar age especially with the granodiorite of Serifos (ALTHERR et al., 1982) and the granite into the prevolcanic basement of Thera (SKARPELIS et al., 1992).

Contact metamorphism: Intrusion of the Laurium granodiorite resulted to contact metamorphism of the surrounding "Kaesariani schists". The contact metamorphic aureole comprises undeformed hornfelses and calcic skarns. According to BALTATZIS (1981) the hornfelses were probably formed at temperatures between 440 – 600°C at a pressure of 1.0 to 1.5 kb. The latter estimate was based on geological assumptions by MARINOS & PETRASCHECK (1956). The pressure estimates for the intrusive rock, based on application of Al-in-hornblende empirical igneous geobarometer, are in the range 2.11 to 2.62 kb.

A magnetite–pyrrhotite skarn-type mineralization with minor scheelite was explored in Plaka area by the French mining company of Laurium (MARINOS & PETRASCHECK, 1956; LELEU et al., 1973; ECONOMOU et al., 1981). Mineralised skarns of similar type and age in the Cyclades are found in Serifos and Thera islands (SALEMINK, 1985; SKARPELIS & LIATI, 1990).

Acidic dyke rocks: Undeformed subvertical dykes of acidic rocks striking WNW-ESE to NE-SW crosscut the autochthon system and intrude strata of the allocthon close to the thrust plane. A small number of dykes crosscut the contact metamorphic rocks at Plaka. It is proved that a stage of aplite intrusion occured after the emplacement and solidification of the granodiorite pluton. The acidic rocks are hydrothermally altered and some of them are mineralized. The aplitic dykes may represent magmatic seggregations from the bulk mass of the granodioritic magma. It is worth to be mentioning that a granitic batholith existing at depth in the easternmost part of Attica, was detected by geophysical measurements carried out by MARINOS & MAKRIS (1975). Aplitic dykes cross-cut previously formed hornfelses in Serifos island as well (SALEMINK, 1985).

***Mineralisation*:** On the basis of the mode of occurrence, the mineralogy and the textural features of the ore, we may distinguish two types of mineralisation:

a. Hypogene mineralisation (protore) formed as a result of hydrothermal activity.

b. Supergene mineralisation formed due to weathering of the protore.

Mode of occurrence: The main features of the hypogene ore are summarized below, on the basis of published data by MARINOS & PETRASCHECK (1956) and unpublished data of the author. The Pb-Ag-Zn sulfide mineralisation for which Laurium is famous, bears the typical features of a manto-type ore deposit. The ore is partly conformable, partly crosscutting with respect to the marble and the "Kaesariani schists". The major part of ore bodies occur as massive replacements and linings within the marbles (Fig.2a). Individual deposits occur as irregular pods, lensoid or even grossly discordant vein-like ore bodies. The thickness of the bodies varies from a few cm to 10m. Concordant ore bodies are localised within the marbles at their immediate contact with overlying impermeable schists (Fig.2b). In a regional scale the major ore bodies are localised within marble horizons close to the contact of the "lower marble" with the overlying "Kaesariani schists". Relatively smaller ore bodies were explored within marble intercalations in the "Kaesariani schists", or close to the contact of the "upper marble" with the underlying "Kaesariani schists" and also along the thrust zone of the allocthonous system (e.g. Kato Sounio, Plaka). Of special interest is the ore deposit at Plaka, known as "Vein 80" (Fillon 80). It is an E-W striking vein of undeformed massive sulfide ore, dipping 30-45° S, which crosscuts hornfelses within the contact metamorphic aureole. It is obvious the vein has the same strike as the aplite dykes mentioned above. It was exploited along strike for more than 300m, mainly due to the high Ag content. The thickness of the ore body varies from a few cm to 3m. The ore into the "Vein 80' is rythmically banded, indicating filling of open spaces during the opening of the vein. Breccia of the country rock are cemented by sulfides and carbonates.

Wall rock alteration: The most significant alteration associated with the protore is modification of calcitic marble. Such modification ranges from isochemical recrystallization to formation of varieties of ankerite and ankeritic dolomite. Minor silicification was observed in ore bodies of Kamariza mine and also in the fluorite mines of Kato Sounio. Propylitic and sericitic alteration assemblages are observed in the hornfelses.

Mineralogy: Massive sulfide mineralisation comprises various proportions of sulfide minerals with a gangue dominated by carbonates (usually calcite), fluorite and quartz. Fluorite is the latest mineral formed, closely associated with late galena. The ore is undeformed as can be recognised both macro- and microscopically.

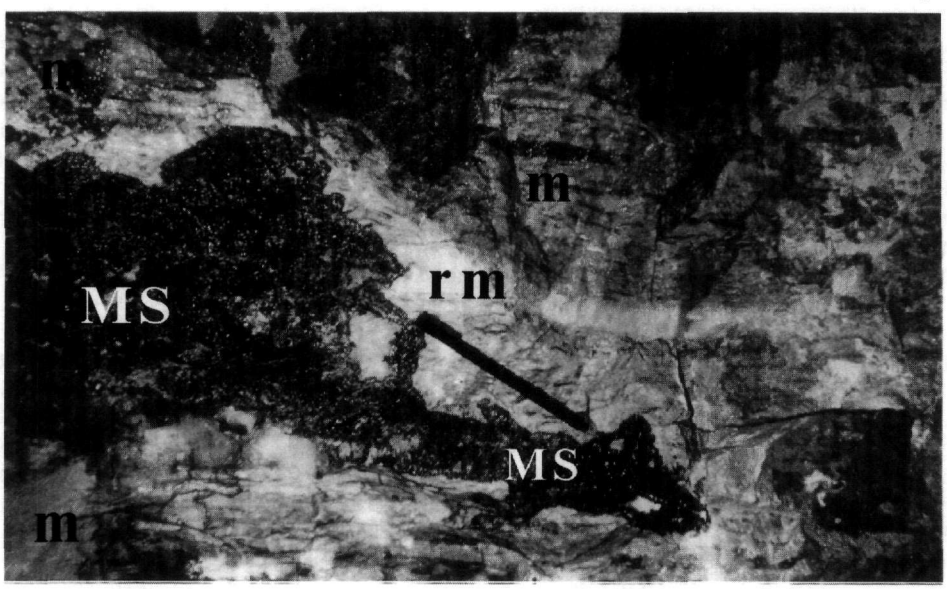


Fig. 2a. Massive sulfides (MS) replacing the lower marble (m) (Kamariza). Note recrystallisation of marble (rm) at the contact with the sulfides.

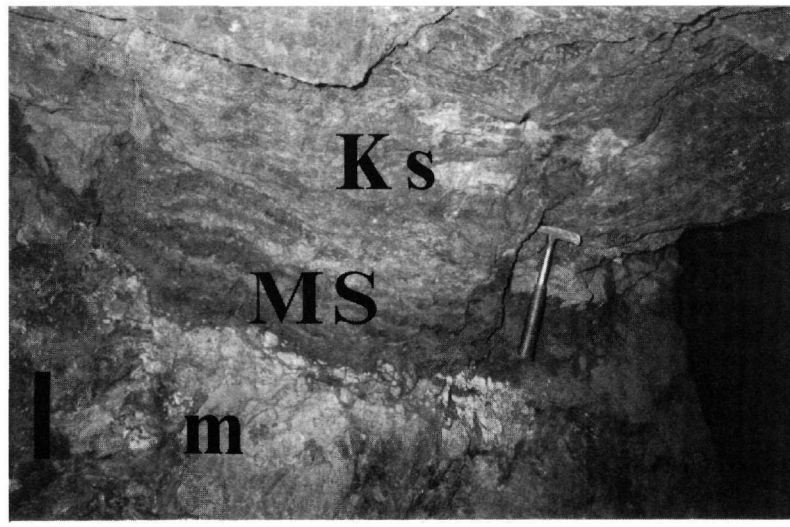


Fig. 2b. Concordant massive sulfide ore body (MS) at the contact of the lower marble (m) with overlying schists (Ks) (Kamariza). Scale bar: 15cm.

The principal sulfides are galena, sphalerite, pyrite, chalcopyrite and arsenopyrite. Numerous sulfosalts are identified. Gold contents of pure pyrite-arsenopyrite concentrates range from 0.6 to 6gr/tn. Rarely found native gold grains were formed as a result of liberation of the metal in the course of weathering of arsenopyrite. Nearly all sphalerite in the ores is the high iron variety marmatite. Based on textural relationships, a general paragenetic sequence can be summarized: Pyrite appears to be the earliest formed sulfide, followed by sphalerite, arsenopyrite, chalcopyrite, sulfosalts–galena, carbonates, fluorite and quartz. Fluid inclusion data on sphalerite (SKARPELIS & LUDERS, in prep.) indicate temperatures around 280°C. The study of the morphological and geochemical characteristics of the fluid inclusions of fluorites from a vein south of Kamariza (KALOGEROPOULOS & MITROPOULOS, 1983) indicates fluorite crystals were formed at temperatures ranging from 132 to 208° C. Salinity values range between 16 to 20wt % eq-NaCl.

Weathering of the sulfides: The massive sulfide ores of Laurium are deeply oxidised. Progressive erosion of the landscape and subsequent weathering of the protore, gave rise to supergene mineral assemblages. Two types of supergene mineralisation are distinguished:

a. *In situ residual oxidised ore*, which resulted by partial or complete weathering of the protore.

b. *Secondary ore*, deposited in vertical to subvertical fissures of marble and in open spaces (caverns), which were formed as a result of marble dissolution by descending low-pH solutions moving along joints and bedding planes. The oxidation and breakdown of sulfide minerals by groundwater caused significant change in pH-Eh environment within and underneath the ore bodies. Lowering of the pH of percolating/draining ground water caused dissolution of host calcitic marble and development of cavities. Below the ore bodies mobile elements were either temporally held in solution, or precipitate.

The ore bodies, formed by the above described process, comprise a great number of secondary euhedral to subhedral, coarse to medium grained, open space filling minerals. Weathering of sulfides continues today and downward element mobilisation is evident. Acid mine drainage is intense in several parts into the underground mines. The resulting ore bodies were mis-interpreted as karst formations. Both the hypogene sulfides and the supergene ore were exploited since ancient times, mainly for extraction of Ag, Pb, Zn and minor As, Cu, Fe. It is worth to be mentioning that on the basis of the amount of Pb produced since ancient times and the ore grade, it is concluded that the Laurium ore deposit should be considered as a giant within the class of the CHMS type ore deposits.

Remarks on the genesis of hypogene ore: There are no arguments against the model proposed by MARINOS & PETRASCHECK (1956). The replacement nature of the ore, geometry of ore bodies, wall rock alteration, mineralogy, textures and temperatures of deposition are sufficient evidences allowing classification of the Laurium mineralisation into the carbonate-hosted massive sulfide ore deposit type. A regional metal zonation is not clear in Laurium, both at the vertical and the regional scale. It is evident the Laurium massive sulfides postdate the

contact metamorphism and skarn formation around the Plaka granodiorite, since veins of massive sulfides crosscut the hornfelses and skarns (Vein 80). A close association of the massive sulfides with the aplitic dykes is evident, since both strike roughly E-W, crosscut the hornfelses and several aplites are mineralised. Geochemical work in progress will improve the genetic model.

c. Mykonos: From granite emplacement to ductile deformation, low-angle faults, brittle faults and epithermal-type mineralisation

The most significant mining activity in Mykonos - terminated in 1984 - was that of MYKOBAR Mining Co. S.A. for barite from Veins 1 to 5. Small scale sporadic exploitation of iron hydroxides was carried out during the 19th and 20th centuries to the north of Ano Mera village. Cerussite and agglesite were exploited in the hanging wall of the Vein No 1 (Old Italian Workings) and argentiferous galena ore around vein 2 at Mavro Vouno, mainly by open pit mining.

An I-type granite (lower unit) is exposed in the major part of the island, and is characterized by a low-angle NE dipping, solid state foliation which displays a downdip streching lineation. A NE directed extensional motion is indicated by kinematic analysis (FAURE & BONNEAU, 1988; LEE & LISTER, 1992). Mylonite zones were developed and low temperature mineral assemblages within cataclasites indicate these structures were formed under brittle-ductile transition. According to BORONKAY & DOUTSOS (1994) the granite in Mykonos was emplaced during ductile extension, later modified by transpression and transtension under brittle-ductile and brittle conditions. Small patches of HT/LP metamorphic rocks occur in the SW part. An allocthonous unit (upper unit) comprises Permo-Triassic carbonates (PAPASTAMATIOU, 1963), low-grade metabasites (greenschists) and molasse sediments of Oligo-Miocene age (DURR & ALTHERR, 1979). The contact between the granite and parts either of the molasse or the greenschists (Fig.3) is a low-angle normal fault inclined ~30° towards NE. In the NE-most part of the island (Cape Evros) the molasse overlies a sliver of greenschists. The granite shows increasing intensity of deformation towards the contact and its mylonitic foliation has been overprinted by cataclasis near and at the contact. K/Ar geochronology on igneous hornblendes and biotites yielded 10 and 12 Ma. Fission track thermochronology on apatites yielded ages of 10.0 to 9.5 Ma (DURR et al., 1978; ALTHERR et al., 1982), indicating that mylonitic rocks had been uplifted to shallow levels by 9.5 Ma.

In the area of Panormos bay and at cape Evros the molasse sediments dip towards the low-angle fault. The Panormos and Evros molasse comprise micro-conglomerates and fine to coarse-sandstones. The pebbles are rounded to subrounded and consist of milky quartzite, greenish cherts, quartz-mica schists, and rare phyllite, mica-schists and quartz sandstone. The dark brown colouration of the sediments is mainly due to weathering of iron-sulfides, which impregnated the porous sandstone beds or cemented micro-conglomerates. Fissure filling barite, usually forming stockworks, appears in the mollassic sediments. It is evident that open spaces along joints of the sediment acted as channels for fluid migration and mineral deposition. Barite is associated with (oxidised) pyrite, forming aggregates of platy crystals in pore spaces or in fissures. Thin quartz veins with comb texture are rarely observed.

The granite, the low angle fault and the upper unit are cut by a swarm of subvertical barite-(oxidised) sulfide veins trending 35-45°NW. Structural analysis of veins indicates they were formed along left lateral, oblique faults. Apophyses of the barite veins are common both in the footwall and the hangingwall and their thickness is minimized several meters far from the main vein. The granitic wallrocks are sericitized and the molassic sediments close to the veins are pervasively silicified. The vein mineralization is banded and consists mainly of barite and Fe-hydroxides. Patches of sulfide minerals can be found at the deepest levels of the veins. The ore comprises barite, pyrite, marcasite, arsenopyrite, chalcopyrite, galena, sulfosalts, low in Fe sphalerite, quartz and supergene minerals. Barite - sulfide ore and the pervasively silicified bedrock have very low Au concentrations

Relics of silicified molassic sediments (silica caps) are preserved on top of the Mavro Vouno hill. Dispersions of argentiferous galena, pyrite, sphalerite, chalcopyrite and sulfosalts are found within the silica cap. The veins crosscut the lower parts of the silica caps. It seems that mineralized solutions passing upwards through the barite-sulfide veins were broadly dispersed, when they entered the porous and permeable detrital molassic rocks. Major parts of the granite in the eastern part of the island are intensely silicified. Significant primary geochemical anomalies of Pb, Zn, Ag, Sb, As and Hg were identified by bedrock geochemistry in the silica cap of Mavro Vouno by LAHTI & GOVETT (1981), when they carried out an exploration programme aiming to locate sulphide concentrations at depth. Secondary processes (oxidation of sulfides) resulted to dispersion of elements in the surrounding the veins and silica caps areas by fixation to clay minerals and Fe-hydroxides.

Relics of silica breccia are localized on top of the hills in the eastern part of the island (Profitis Elias).

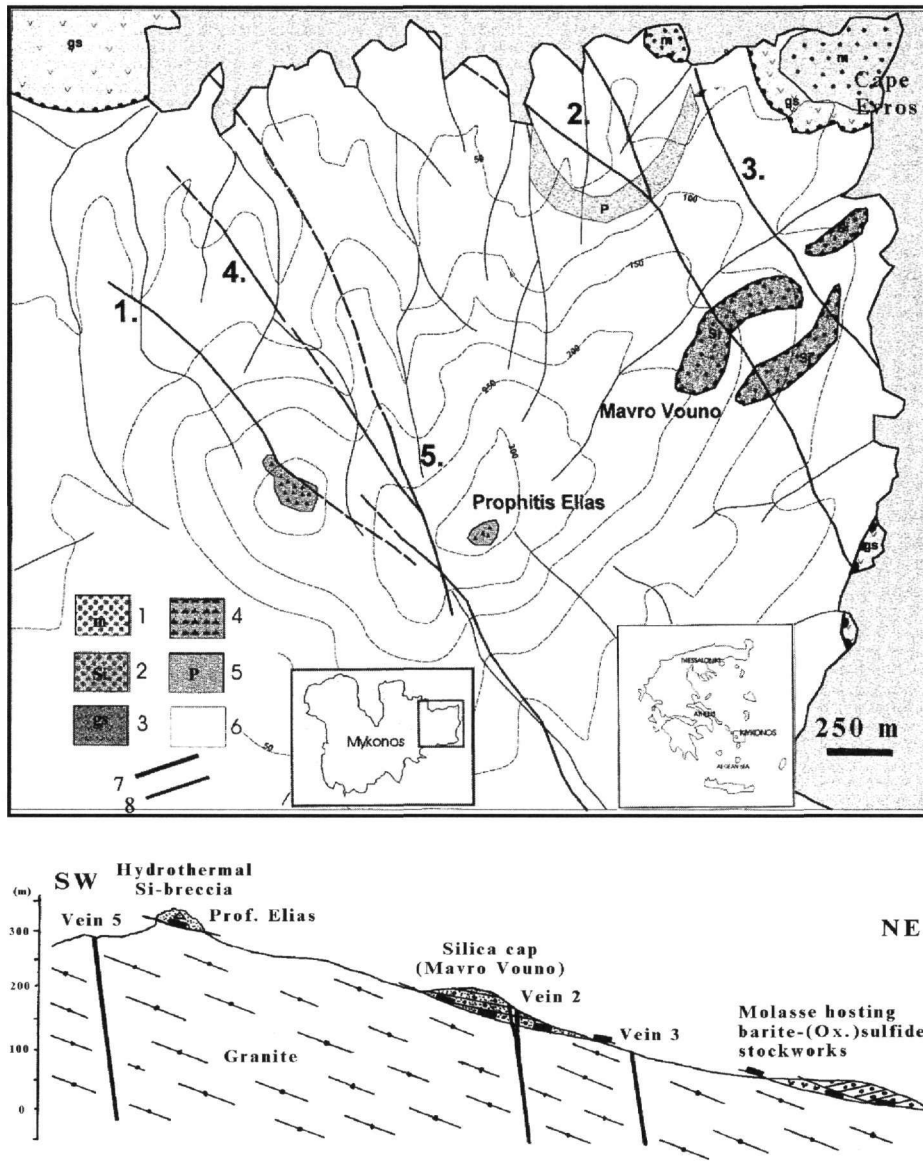


Fig. 3. Geological map and cross-section of the NE part of Mykonos island showing the lithology and the major barite-(oxidised) sulfide veins. (1. Molasse, 2. Silicified molasse, 3. Greenschists, 4. Silica breccia, 5. Poros Aegean, 6. Granite, 7. Barite veins, 8. Low angle fault.

Colloform banding, cockade, crustiform and comb textures are recognized in the matrix. The silica breccia comprise quartz, barite, pyrite, galena, sphalerite and goethite. Gold grades to 1gr/tn were detected in the silica breccia on top of the Profitis Elias hills.

A deep oxidation zone was developed, resulting in destruction of sulfide minerals. Preliminary fluid inclusion data indicate temperatures of quartz deposition in the silica breccia around 220°C. Salinities are very low (3-4 equiv. % NaCl). Evidently the silica breccia and the silica cap are remnants of a deeply eroded precious metal epithermal type system, which was active in Late Miocene.

d. Vein-type magnesite deposits in ultramafic rocks in North Euboea: a late Miocene hot spring type epithermal system?

Although, some very important studies have been published during the last 20 years on the occurrence, mineralogy, and the stable isotope geochemistry of the Greek vein type magnesite deposits in ultramafic rocks (KOCKEL & MOLLAT, 1976; BURGATH et al., 1981; DABITZIAS, 1980; 1981; LASCHEK, 1982; GARTZOS, 1986; 1990), there are still controversies regarding their genesis and the geodynamic conditions that controlled their formation. The lack of absolute age determination data for this type of mineralisation allows for the genesis problem to remain open. So far, three models have been proposed on the genesis of the magnesite deposits, each of those leading to different conclusions with respect to age and geodynamic conditions. The first model was developed by studying the Vavdos (Chalkidiki) and the northern Euboea magnesite deposits, the second by studying the Vavdos magnesite, and the third one the northern Euboea magnesite. According to those models:

a. The magnesite was formed from supergene processes at the expense of ultramafic rocks (BURGATH et al., 1981; MAKSIMOVIC & DANGIC, 1984).
b. The magnesite was deposited from ascending fluids rich in CO_2. These fluids were generated during dewatering of Mesozoic marine sedimentary rocks underlying the ultramafics (DABITZIAS, 1980).
c. Magnesite deposits were formed from low temperature fluids, which resulted after mixing of ascending CO_2 rich fluids with meteoric waters (GARTZOS, 1986; 1990) or by descending fluids, which were slightly heated at depth (LASCHEK,1982).

It is obvious that in the case of the first model, the deposits are considered to have been formed either after the emplacement of the ultramafic rocks, when they were exposed on land (shortly after the Upper Jurassic and before the transgression of the sea in the Upper Cretaceous), or after their emplacement in the present geotectonic position (within the Tertiary). In the second case the genesis of the deposits is related to the obduction of the ultramafic rocks. In the case of the third model, the setting and the similarities of the C and O isotopic composition observed between the magnesite and the present day waters of northern Euboea thermal springs, suggest relatively more recent processes.

It is known that central and northern Euboea is largely occupied by Jurassic ophiolitic rocks, mainly hartzburgite and lesser basalts. These rocks overlay a polymictic melange (the Pagondas complex), comprising Upper Triassic to Jurassic sedimentary and volcanic rocks, which was developed as an accretionary prism (ROBERTSON, 1991). The entire sequence of the ophiolitic rocks and the mélange is thrust on the Pelagonian carbonate platform. The ultramafics are covered by Pliocene terrigenous and minor marine and lacustrine sediments, and Quaternary deposits (KATSIKATSOS, 1980). The overthrust Euboea ophiolite is structurally overlain by a dismembered metamorphic sole, that provides evidence for a late Upper Jurassic emplacement age (SPRAY & RODDICK, 1980; THUIZAT et al., 1981).

The characteristics of the magnesite deposits of northern Euboea can be summarized as follows (for detailed description see the papers by LASCHEK, 1982; GARTZOS, 1986; 1990).

a. Exploration and exploitation data in the area indicate the mineralization is extended to depths of 200-300 m.
b. Magnesite is cryptocrystalline, mostly nodular, and appears as: (i) Open space fillings along joints of ultramafic rocks, forming stockworks. (ii) Veins controlled by brittle faults, indicating that magnesite was deposited during opening of the veins in an extensional geodynamic regime. (iii) Nodular forms, which resulted by replacement of ultramafic rock. Those nodules are mostly centimeter-sized and contain relictic chromite/spinel. "Cauliflower" or "botryoidal" magnesite textures are predominant in the upper parts of the deposits.
c. Magnesite predates deposition of dolomite and silica polymorphs. A vertical mineral zonation is evident: magnesite modal percentages decrease towards the surface, whereas dolomite and quartz gradually become more abundant. Vuggy silica textures are common in the uppermost parts. Brecciation of early formed magnesite and cementation by magnesite deposited at a later stage is also observed.
d. The deposits, both the stockwork type of mineralisation and the main veins, have not been deformed. Significant displacements by younger faults affecting the deposits are not observed.
e. Structural data systematically recorded from the Geroremma and Paraskevoremma deposits, prove the main veins strike N30-35°W. The veinlets of the stockwork type of mineralisation show variable trends. Vein swarms trending N30-35°W (Fig. 4) indicate clear relation to extensional tectonics. Several thick magnesite veins crosscut stockworks of magnesite. They rather postdate those stockworks and acted as feeders to relatively older (now eroded) ones at higher levels in the deposits. The orientation of the veins follows the brittle fault pattern predominating during the Late Miocene in the Cyclades and the Pelagonian.



Fig. 4. A swarm of magnesite veins striking N30-35°W within the ultramafics (Northern sector of the open pit mine Geroremma, Northern Euboea).

f. The magnesite deposits are deeply eroded. As a result, angular to subangular pebbles and cobbles of magnesite and the host rock, are incorporated within Late Miocene-Pliocene or Quaternary terrestrial sediments. However, detritus of magnesite in pre-Neogene or post-Jurassic sediments are not found.

g. Lateritisation of ultramafic rocks close to the magnesite deposits - mainly observed in the Geroremma deposit - is limited in extend, and postdates the magnesite veins. Minor Ni-rich smectites are identified, whereas complete lateritic profiles lack. It should be noted that the amount of magnesite formed by supergene processes in saprolite horisons of lateritic weathering crusts (GOLIGHTLY, 1981), is extremely small – especially when compared to the tonnage of the vein type magnesite deposits. The Cretaceous and Eocene lateritic weathering crusts in Greece and Albania are characterised by minor stockworks of calcite and dolomite within the saprolite horizon (SKARPELIS, 1997).

The carbon and oxygen isotopic ratios of magnesite were studied by LASCHEK (1982) and GARTZOS (1986, 1990). The $\delta^{13}C_{PDB}$ ratios of magnesites from the N. Euboean deposits range from –7 to –13 per mill. The oxygen isotopic ratios range from 23 to 30 per mill. These values are close to the Kraubarth-type magnesite isotopic characteristics. They indicate the magnesites were deposited from low temperature (<60°C) fluids, resulted by mixing of magnesium-bicarbonate waters with ascending CO_2 gases (GARTZOS, op.cit.) or by descending fluids which were slightly heated at depth (LASCHEK, opp. cit.). Dolomitization of the veins, extensive precipitation of quartz and alteration of the host rocks are mainly due to ascending CO_2 rich waters that followed the degassing phase.

4. DISCUSSION

The Cycladic – Pelagonian belt is the result of convergence between the African and Eurasian plates, involving subduction of both oceanic and continental crust. Numerous studies have concentrated on the petrology and geochronology of the metamorphic rocks, especially the blueschists and eclogites in the Cyclades (e.g. SCHLIESTEDT et al., 1987; WIJBRANS & McDOUGALL, 1988; OKRUSCH & BROECKER, 1990; AVIGAD et al. 1992; BROECKER, 1993). The Pressure conditions infered are in excess of 15 kbar and the temperatures between 450 and 500°C (eclogite to blueschist facies conditions). Termination of the HP metamorphism was a rather diachronous process in the Aegean (Cycladic-Pelagonian belt): before c. 54Ma in the North (Pelagonian), shifting to c. 40Ma in the Cyclades and 20Ma in Crete. The peak of HP metamorphism is interpreted as being Mid-Eocene in age (c. 40-45 Ma), although recent $^{40}Ar/^{39}Ar$ laserprobe dating of white mica fabrics, indicate that some of the reported ages do not reflect the metamorphic culmination, but rather the retrograde paths of the HP rocks (LIPS et al., 1999). The Barrovian HT/LP overprint resulted to replacement of the HP rocks at pressures between 4-7 kbar in the Cyclades, within a time span from 25-20 Ma. The end of ductile deformation in the Pelion Massif occurred at c. 15 Ma(LIPS et al., op. cit). Thus the regionally observed phase of Early Miocene extension and subsequent termination of ductile deformation appears to be roughly synchronous across the region. Back-arc extension in the Aegean region began at least in the Early Miocene. Early Miocene extensional

tectonics were superimposed on crustal material. Low-angle fault systems were developed at crustal levels and gradually exhumed to upper crustal levels and the surface. Part of the Aegean basement was exhumed during the mid-late Miocene. Detachment faulting has been accompanied by emplacement of syn-tectonic granodiorites and granites and development of contact metamorphic aureoles. Dating of the granitoids indicates different magma pulses within the late Miocene (~15 Ma to 9 Ma) (ALTHERR, 1981), with the youngest granitoids towards the W and SW parts of the belt (Laurium, Serifos, Thera). Emplacement of the granitoids took place at different depths within the Cycladic region, as it is proved by applying the Al-in-hornblende empirical igneous geobarometer. The pressure estimates of the Laurium granodiorite are in the range 2.11 to 2.62 kb, which are higher in comparison to pressure estimates for the mafic enclaves (1.0 to 2.2 kb) and the granodiorite (0.33 to 1.7 kb) for the Serifos intrusion (STOURAITI & MITROPOULOS, 1999), and lower than the Tinos monzogranite (3.7 to 4.2 kb) (BROECKER & FRANZ, 1994).

The various mineralisation types in the Cycladic and Pelagonian Belt are associated with the succesive stages of tectono-plutonic evolution of the area. The sequence of events associated with the emplacement and subsequent cooling of the Cycladic granitoids is indicative of evolution at shallow crustal levels. Contact metamorphic aureoles were formed during uplift at shallow levels in the crust relative to deeper levels of emplacement of the plutons (see Table 1b for depths of formation). The intrusive contacts are sharply discordant to bedding of neighbouring rocks. The granitoids with which skarns are associated belong to the I-type magnetite series (Laurium, Serifos, Thera, Tinos). Skarns massively replaced hornfelses, whereas a retrograde stage resulted in destruction of part of the skarn along brittle fractures, indicating strong hydrofracturing typical of skarns formed at shallow depths. The presence of acidic igneous dyke rocks along extensional faults cross-cutting previously formed hornfelses and skarns in Laurium and in Serifos, points to the existence of residual liquid granodioritic magma at relatively deeper parts. The E-W and NW-SE vein type massive sulfide mineralisation cross-cutting hornfelses and skarns in Laurium (Vein 80) and Thera respectively, indicates that intense hydrothermal activity followed the HT skarn stage.

Laurium is a region where a temporal evolution of mineralisation can be detected: emplacement of the granitic batholith and the granodiorite at shallow crustal levels was followed by contact metamorphism at shallower levels and by injection of acidic rocks along WNW-ESE to NE-SW extensional faults. Replacements of marbles by ascending hydrothermal fluids and deposition of carbonate-hosted massive sulfides accompanied skarn formation. Absolute dating of the massive sulfide mineralisation is lacking. Taking under consideration the geology of the deposit and the available radiometric data, it is reasonable to conclude that the Laurium carbonate hosted massive sulfides were formed in the latest Miocene.

Late stages of extensional tectonics resulted in the formation of vertical to subvertical fault zones, which were then used as conduits for ascending hydrothermal fluids. The main structural features of the fault controlled vein type mineralisations in the Cyclades and Pelagonian are summarised as follows:

a. The trends of brittle faults broadly cluster into two groups: a NW-SE, and a roughly E-W. Geochronological data associated with the NW-SE faults lack. Some of them should be older than the Tinos 11.5 Ma dacitic dyke rocks. On Tinos the mineralized ductile to brittle quartz veins seem to predate the dacitic dykes, being probably associated with the leucogranite. The apatite fission track ages of 10.0 and 9.5 Ma obtained from samples of the Mykonos granite by ALTHERR et al. (1982), suggest that by 9.5 Ma ductile deformation had ceased and mylonitic rocks had been uplifted to shallow levels of the crust in the footwall of the normal fault (LEE & LISTER, 1992). The dating indicates that the barite veins and the epithermal type mineralisation in the island are younger than 9.5 Ma.

The E-W trending faults associated with the acidic dykes and the "Vein 80" in Laurium postdate the contact metamorphic phaenomena, caused by the intrusion of the ~9 Ma granodiorite. A similar to the Laurium setting is reported for the (oxidised) Pb-Ag massive sulfide mineralisation on Sifnos island (e.g. Agios Sostis, Agios Silvestros) (SKARPELIS, unpubl.). These mineralisations are vein-like bodies, striking NE-SW to ENE-WSW, replacing marbles of the blueschist unit. A possibility exists that the Laurium region was under a different stress regime during the latest Miocene relative to the neighbouring Cycladic – Pelagonian "crustal block" (West Aegean Block, as defined by WALCOTT, 1998). Alternatively the Laurium dyke rocks and "Vein type" massive sulfide ore bodies are associated with the most recent (latest Miocene?) 032° extension, developed in brittle conditions.

b. They bear extensional characteristics and crosscut the lower and upper tectonic units, the granitoid rocks and the low angle faults. Palaeomagnetic studies indicate that the dacitic dykes in Tinos have experienced a 23° vertical axis clockwise rotation (AVIGAD et al., 1998). Clockwise rotations were detected in Euboea and Mykonos by KISSEL & LAJ (1988) and MORRIS & ANDERSON (1996). The present setting of the NW-SE trending

veins, which appear in a broad region extended from Antiparos to north Euboea, indicates they shared the same tectonic evolution.

The geology of the vein-type epithermal mineralisations indicates that the heat engines necessary for fluid generation should be magma bodies at depth. In the case of the remnants of the epithermal system of Mykonos it is obvious there is no link with any outcrop of volcanic rocks. It seems that mineralised hydrothermal fluids linked a deep-seated plumbing system with very shallow crustal levels and the surface (SKARPELIS & AVIGAD, 2000).

POHL (1990) after a comprehensive review of the setting, mineralogy and geochemistry of vein type magnesite deposits in ultramafic rocks, proposed a model of epithermal "hot spring" style of mineral deposition. In the case of the magnesite deposits in N. Euboea, the fluids could be driven by a heat source located at depth. It is possible that the magnesite depositing fluids were driven by volcanically induced heat flow, that was related to the Miocene or younger volcanism in the area. The exposed volcanic rocks in Euboea and the adjacent islands are Miocene to Quaternary in age (FYTIKAS et al., 1984; PE-PIPER & PIPER, 1994).

Further mineralogical and geochemical studies will extend our knowledge on the origin of fluids and the conditions of deposition of ore mineralisation, especially of the group of epithermal precious and base metals quartz- and barite-veins.

ACKNOWLEDGMENTS

The financial support of part of the research work by the University of Athens (Special Account for Research Grands) is kindly acknowledged.

REFERENCES

ALEXOULI-LIVADITI, A. (1978) Combined sulfide ores of Kallianou area, S. Euboea: geology, petrography, ore deposit geology. Thesis, Faculty of Min. & Metal. Eng., Technical University of Athens, 117 p., Athens.

ALTHERR, R. (1981) Zur Petrologie der Miozanen Granitoide der Zentral-agais (Griechenland). Dr. habil. Thesis, Univ. Braunschweig, Germany, 218p.

ALTHERR, R., KREUZER, H., WENDT, I., LENZ, H., WAGNER, G.A., KELLER, J. HARRE, W. & HOHNDORF, A. (1982) A Late Oligocene/Early Miocene high temperature belt in the Attic-Cycladic crystalline complex (SE Pelagonian, Greece). Geol. Jb., E23, 97-164.

AVIGAD, D. & GARFUNKEL, Z. (1989) Low-angle faults below and above a blueschist belt – Tinos island, Cyclades, Greece. Terra Nova 1, 182-187.

AVIGAD, D., BAER, G. & HEIMANN, A. (1998) Block rotations and continental extension in the central Aegean Sea: paleomagnetic and structural evidence from Tinos and Mykonos. E.P.S.L. 157, 23-40.

AVIGAD, D., MATTHEWS, A., EVANS, B.W. & GARFUNKEL, Z. (1992) Cooling during the exhumation of a blueschist terrane: Sifnos (Cyclades, Greece). European Journal of Mineralogy, 4, 619-634.

BALTATZIS, E. (1981) Contact metamorphism of a calc-silicate hornfels from Plaka area, Laurium, Greece. N. Jb. Miner. Mh. 11, 481-488.

BALTATZIS, E. (1996) Blueschist-to-greenschist transition and the *P-T* path of prasinites from the Lavrion area, Greece. Min. Mag., 60, 551-561.

BAVAY, Ph. & ROMAIN-BAVAY, D. (1980) L' unite de Styra – Ochi. Un ensemble metamorphique de type schistes bleus d' age alpin dans le massif d' Attique – Cyclades (Eubee du sud, Grece). These 3eme Cycle, Univ. Paris Sud, 369 p., Orsay.

BEATY, D.W., CUNNINGHAM, C.G., RYE, R.O., STEVEN, T.A. & GONZALEZ-URIEN, E. (1986) Geology and Geochemistry of the Deer Trail Pb-Zn-Ag-Au-Cu Manto Deposits, Marysvale District, West-Central Utah. Econ. Geol., 81, 1932-1952.

BLAKE, M.C., JR, BONNEAU, M., GEYSSANT, J., KIENAST, J.R., LEPVRIER, G., MALUSKI, H. & PAPANIKOLAOU, D. (1981) A geologic reconnaissance of the cycladic blueschist belt, Greece. Geological Society of America, 92, 247-254.

BORONKAY, K. & DOUTSOS, T. (1994)Transpression and transtension within different structural levels in the central Aegean region. J. Struct. Geology, 16, 1555-1573

BROECKER, M. (1990) Blueschist-to-greenschist transition in metabasites from Tinos Island, Cyclades, Greece: Compositional control or fluid infiltration? Lithos, 25, 25-39

BROECKER, M. & FRANZ, L. (1994) The Contact Aureole on Tinos (Cyclades, Greece). Part I: Field Relationships, petrography and PT Conditions. Chem. Erde 54, 262-280.

BROECKER, M. & FRANZ, L. (1998) Rb-Sr isotope studies on Tinos Island (Cyclades, Greece): additional time constrains for metamorphism, extent of infiltration-controlled overprinting and deformational activity. Geol. Mag. 135, 369-382,

BROECKER, M. & FRANZ, L. (2000) The contact aureole on Tinos (Cyclades, Greece): tourmaline-biotite geothermometry and Rb-Sr geochronoloy. Min. and Petrol., 70, 257-283.

BROECKER, M., KREUZER, A., MATTHEWS, A. & OKRUSCH, M. (1993) $^{40}Ar/^{39}Ar$ and oxygen isotope studies of polymetamorphism from Tinos Island, Cycladic blueschist belt, Greece. J. metamorphic Geol., 11, 223-240.

BURGATH, K., GRISSEMANN, C., JOHANNES, W., JUNG, D., KNOLKE, H., KOCKEL, F., MAKRIS, J., MOHR, M., MUSSALAM, K. & RASCHKA, H. (1981) On the Genesis of magnesite deposits in Northern Greece. In: Proc. UNESCO International Symposium on Metallogeny of mafic and ultramafic complexes, 3, 226-239.

DABITZIAS, S. (1980) Petrology and Genesis of the Vavdos Cryptocrystalline Magnesite Deposits, Chalkidiki Peninsula, Northern Greece. Econ. Geol., 75, 8, 1138-1151.

DABITZIAS, S. (1981) Additional evidence and a synopsis on the origin of the magnesite deposits in the Vavdos district, Northern Greece. In: Proc. UNESCO International Symposium on Metallogeny of mafic and ultramafic complexes, 3, 269-283.

DURR, S. & ALTHERR, R. (1979) Existence des klippes d' une nappe composite neogene dans l' ile de Myconos / Cyclades (Grece). Rapp. Comm. int. Mer Medit., 25/26/2a, 33-34.

DURR, St., ALTHERR, R., KELLER, J., OKRUSCH, M. & SEIDEL, E. (1978) The Median Aegean Crustalline Belt: stratigraphy, structure, metamorphism, magmatism. In: *Alps, Apennines, Hellenides* (eds Closs, H., Roeder, D.H. & Schmidt, K), 455-477. Schweizerbart, Stuttgart.

ECONOMOU, M., SKOUNAKIS, S. & PAPATHANASIOU, C. (1981) Magnetite deposits of skarn type from the Plaka area of Laurium, Greece. Chemie der Erde 40, 241-252.

ENGEL, M. & REISCHMANN, T. (1999) Geochronology of the pre-Alpine Basement in the Central Cyclades, Greece. EUG 10, Strasbourg, Abstract volume, 806.

FAURE, M. & BONNEAU, M. (1988) Donnees nouvelles sur l' extension neogene de l' Egee: la deformation ductile du granite miocene de Mykonos (Cyclades, Grece). C. R. Acad. Sci. Paris, 307, 1553-1559.

FYTIKAS, M., INNOCENTI, F., MANETTI, P., MAZZUOLI, R., PECCERILLO, A. & VILLARI, L. (1984) Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean region. In: DIXON, J.E. & ROBERTSON, A.H.F. (eds). The geological evolution of the eastern Mediterranean. Geological Society, Special Publication, 17, 687-699.

GARTZOS, E. (1986) On the genesis of cryptocrystalline magnesite deposits in the ultramafic rocks North Evia. PhD Thesis, ETH Zurich, 195 p.

GARTZOS, E. (1990) Carbon and oxygen irotope constraints on the origin of magnesite deposits, North Evia (Greece). Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 70, 67-72.

GOLIGHTLY, J.P. (1981) Nickeliferous Laterite Deposits, Economic Geology 75th Anniversary Volume, 710-735.

KALOGEROPOULOS, S. & MITROPOULOS, P. (1983) Fluid inclusion characteristics of fluorite from Laurium (Greece). Ann. Geol. Pays Hell., 31, 130-135.

KATSIKATSOS, G. (1980) Geological map, sheet LIMNI, scale 1:50.000, I.G.M.E., Athens.

KATSIKATSOS, G., MIGIROS, G., TRIANTAFYLLIS, E. & METTOS, A. (1986) Geological structure of internal Hellenides (E. Thessaly – SW Macedonia, Euboea – Attica – Northern Cyclades Islands and Lesbos). Geol. & Geoph. Res., Special Issue, I.G.M.E., 191-212, Athens.

KATZIR, Y., MATTHEWS, A., GARFUNKEL, Z. & SCHLIESTEDT, M. (1996) The tectono-metamorphic evolution of a dismembered ophiolite (Tinos, Cyclades, Greece). Geol. Mag. 133, 237-254.

KISSEL, C. & LAJ, C. (1988) The Tertiary geodynamical evolution of the Aegean Arc: a paleomagnetic reconstruction. Tectonophysics, 146, 183-201.

KOCKEL, F. & MOLLAT, H. (1976) Untersuchungen an der Magnesitvererzungen in der westlichen Chalkidiki (N. Griechenland). Geol. Jahrb. 16, 29-57.

KORNBROBST, J., KIENAST, J.R. & VILMINOT, J.-C. (1979) The high-pressure assemblages at Milos, Greece. Contrib. Mineral. Petrol., 69, 49-63.

LAHTI, H.R. & GOVETT, G.J.S. (1981) Primary and secondary halos in weathered and oxidized rocks - An exploration study from Myconos, Greece. J. Geochem. Explor., 16, 27-40.

LASCHEK, D. (1982) Geochemische- und Isotopenuntersuchungen zur Genese der Magnesitlagerstatten

Mitteleuboeas, Griechenland. Unpublished Diplomwork, Universitat Karlsruhe, 83p.
LEE, J. & LISTER, S. G. (1992) Late Miocene ductile extension and detachment faulting, Mykonos, Greece. Geology, 20, 121-124.
LELEU, M. & NEUMMAN, M. (1969) L' âge des formations d' Attique: du paleozoique au mesozoique. C. R. Ac. Sci. Paris, 268, 1361-1363.
LELEU, M., MORIKIS, A. & PICOT, P. (1973) Sur des mineralisations de type skarn au Laurium (Greece). Mineral. Deposita, 8, 259-263.
LIPS, A.L.W. (1998) Temporal constraints on the kinematics of the destabilization of an orogen; syn- to post-orogenic extensional collapse of the Northern Aegean region. PhD Thesis, University of Utrecht, Geologica Ultrajectina 167, 220p.
LIPS, A.L.W., WIJBRANS, J.R. & WHITE, S.H. (1999) New insights from $^{40}Ar/^{39}Ar$ laserprobe dating of white mica fabrics from the Pelion massif, Pelagonian Zone, Internal Hellenides, Greece: implications for the timing of metamorphic episodes and tectonic events in the Aegean region. *In: Durand, B., Jolivet, L., Horvath, F. & Seranne, M. (eds),* Geological Society, London, Special Publication No 156, 457-474.
MAKSIMOVIC, Z. & DANKIC, A. (1984) Mercury in Neogene hydrothermal systems in the Balkan Peninsula and genesis of magnesites. Proc. 6th Quadrennial IAGOD Symposium, 149-153.
MARAKIS, G. (1968) Remarks on the age of sulfide mineralisation in Cyclades area. Ann. Geol. Pays Hellen., 19, 695-700.
MARINOS, G. (1971) On radiometric dating of rocks of Greece, Ann. Geol. Pays Hellen., 23, 175-182.
MARINOS, G. & MAKRIS, J. (1975) Geological and geophysical considerations of new mining possibilities in Laurium, Greece. Ann. Geol. Pays Hellen., 27, 1-10.
MARINOS, G. & PETRASCHECK, W.E. (1956) Laurium. Geological and Geophysical Research, Institute for Geology and Subsurface Research, IV, 1, 246p.
MASTRAKAS, N. & SEYMOUR, St., K. (2000) Geochemistry of Tinos granite: A window to the Miocene microplate tectonics of the Aegean region. N. Jb. Miner. Abh. 175, 295-315
MELIDONIS, N. (1980) The geological structure and ore deposit geology of Tinos island, Cyclades, Greece. I.G.M.E., Geol. & Geoph. Res. 13, 1-80, Athens.
MORRIS, A. & ANDERSON, M. (1996) First palaeomagnetic results from the Cycladic Massif, Greece, and their implications for Miocene extension directions and tectonic models in the Aegean. E.P.S.L. 142, 397-408.
MOUNTRAKIS, D. (1986) The Pelagonian zone in Greece: a polyphase-deformed fragment of the Cimmerian Continent and its role in the geotectonic evolution of the Eastern Mediterranean. J. Geol. 94, 335-347.
OKRUSCH, M. & BROECKER, M. (1990) Eclogites associated with high-grade blueschists in the Cycladic archipelago, Greece: a review. Eutopean Journal of Mineralogy, 2, 451-478.
PAPANIKOLAOU, D. (1987) Tectonic evolution of the Cycladic blueschist belt (Aegean sea, Greece). In: *Chemical Transport in Metasomatic Processes.* Helgeson, H.C. (ed.), 429-450, Reidel Publishing Company.
PAPANIKOLAOU, D. & SYSKAKIS, D. (1991) Geometry of acid intrusives in Plaka, Laurium and relation between magmatism and deformation. Bull. Geol. Soc. Greece, 25, 1, 355-368.
PAPASTAMATIOU, I. (1963) Sur la presence des roches sedimentaires d' age pre-triassic a Myconos. C.R.Ac. Sc., 256, 5167-69, Paris.
PAPASTAVROU, S. & PARITSIS, S. (1990) Volcanic hosted W-mineralization on the island of Tinos, Cyclades, Greece. Proceedings IESCA 1990, *Savascin, M.Y. & Eronat, A.H.* (ed.) 2, 59-73.
PATZAK, M. OKRUSCH, M. & KREUZER, H. (1994) The Akrotiri Unit on the island of Tinos, Cyclades, Greece. witness to a lost terrane of late Cretaceous age. N. Jb. Geol. Palaeontol. Abh 194, 211-252.
PE-PIPER, G. & PIPER, D.J.W. (1994) Miocene magnesian andesites and dacites, Evia, Greece: adakites associated with subducting slab detachment and extension. Lithos, 31, 125-140.
POHL, W. (1990) Genesis of Magnesite Deposits – Models and Trends. Geol. Rundschau, 79, 2, 291-299.
ROBERTSON, A.H.F. (1991) Origin and emplacement of an inferred late Jurassic subduction-accretion complex, Euboea, eastern Greece. Geol. Mag. 128 (1), 27-41.
SALEMINK, J. (1985) Skarn and Ore formation at Seriphos, Greece, as a consequence of granodiorite intrusion. Geologica Untrajectina, Univ. Utrecht, No 40, 231p.
SCHLIESTEDT, M., ALTHERR, R. & MATTHEWS, A. (1987) Evolution of the cycladic crystalline complex: petrology, isotope geochemistry and geochronoloy. In: *Chemical Transport in Metasomatic Processes,* Helgeson, H.C. (ed.), 389-428, Reidel Publishing Company.
SHERMER, E., LUX, D. & BURCFEIL, B.C. (1989) Age and tectonic sugnificance of metamprphic events in the Mt. Olympos region, Greece. Bull. Geol. Soc. Greece, 28, 1, 13-27.

SKARPELIS, N. (1997) Eocene nickel laterite deposits in Greece and Albania. In: *Mineral Deposits, Papunen (ed.),* 503-506, Balkema, Rotterdam.

SKARPELIS, N. & AVIGAD, D. (2000) Mineralisation associated with back-arc extension in the central Aegean region. ABCD-GEODE 2000 Workshop, Abstracts Vol., p. 77, Borovets, Bulgaria.

SKARPELIS, N., KYRIAKOPOULOS, K. & VILLA, (1992) Occurrence and $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of a granite in Thera (Santorini, Greece). Geol. Rundschau 81, 3, 729-735.

SKARPELIS, N. & LIATI, A. (1990)The prevolcanic basement of Thera at Athinios: Metamorphism, Plutonism and Mineralisation. Proc. 3rd International Gongress "Thera and the Aegean world", *Hardy, D. A. (ed.),* The Thera Foundation, London, 2, 172-182.

SPRAY, J.G. & RODDICK, J.C (1980) Petrology and $^{40}Ar/^{39}Ar$ Geochronology of some Hellenic Sub-Ophiolite Metamorphic Rocks. Contrib. Mineral. Petrol. 72, 43-55.

STOURAITI, CH. & MITROPOULOS, P. (1999) Variation in amphibole composition from the Serifos intrusive complex (Greece), under magmatic and hydrothermal conditions. An application of hornblende geobarometry. Bull. Geol. Soc. Greece, 33, 39-50.

THUIZAT, R., WHITECHURCH, H., MONTIGNY, R. & JUTEAU, T. (1981) K-Ar dating of some infra-ophiolitic metamorphic soles from the Eastern Mediterranean: New evidence for oceanic thrustings before obduction. E.P.S.L., 52, 302-310.

TOMBROS, S. & SEYMOUR, St., K. (1998) Applied geothermometry of the hydrothermal Au-Ag vein mineralization, Apigania, Tinos. Bull. Geol. Soc. Greece, 32, 3, 165-172.

VAVASSIS, I., DE BONO, A., STAMPFLI, G.M., GIORGIS, D., VALLOTON, A. & AMELIN, Y. (2000) U-Pb and Ar-Ar geochronological data from the Pelagonian basement in Evia (Greece): geodynamic implications for the evolution of Paleotethys. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 80, 21-43.

WALCOTT, C.R. (1998) The Alpine Evolution of Thessaly (NW Greece) and late Tertiary Aegean kinematics. PhD Thesis, University of Utrecht, Geologica Ultrajectina 162, 176p.

WIJBRANS, J.R. & McDOUGALL, I. (1988) Metamorphic evolution of the Attic-Cycladic metamorphic belt on Naxos (Cyclades, Greece). J. Metam. Petrol., 6, 571-594.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/6, 2207-2217, 2002 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/6, 2207-2217, 2002
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

ΣΥΜΒΟΛΗ ΤΗΣ ΓΕΩΧΗΜΕΙΑΣ ΣΤΗΝ ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΩΝ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΙΚΩΝ ΣΥΝΘΗΚΩΝ ΣΕ ΕΔΑΦΙΚΑ ΚΑΙ ΥΔΑΤΙΚΑ ΣΥΣΤΗΜΑΤΑ ΚΑΙ ΣΤΗΝ ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΩΝ ΕΞΥΓΙΑΝΣΗΣ*

Σ. Π. ΒΑΡΝΑΒΑΣ[1]

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Κυρίαρχη εφαρμογή της γεωχημείας σήμερα αποτελεί η εκτίμηση των περιβαλλοντικών συνθηκών που επικρατούν σε διάφορα περιβάλλοντα (π.χ. εδαφικά ή υδατικά) και η εφαρμογή μεθοδολογιών εξυγίανσης τους. Για το σκοπό αυτό, εκτός από τον καθορισμό των επιπέδων και την πηγή προέλευσης των ρύπων μελετώνται οι βιογεωχημικές διεργασίες και καθορίζεται η συμπεριφορά των ρύπων σε ειδικότερα περιβάλλοντα (π.χ. ρυθμός εμπλουτισμού ή αραίωσης στο χώρο και στο χρόνο, διασπορά κ.τ.λ.). Με βάση τα αποτελέσματα γεωχημικών ερευνών εφαρμόζονται μεθοδολογίες εξυγίανσης των περιβαλλόντων και παρεμπόδισης εισόδου βλαπτικών στοιχείων στη τροφική αλυσίδα, ενώ λαμβάνονται αποφάσεις για την ορθολογική διαχείριση υγρών και στερεών αποβλήτων. Ακόμα λαμβάνονται μέτρα για την προστασία της υγείας του ανθρώπου με τον καθορισμό κριτηρίων ποιότητας του καλλιεργήσιμου εδάφους, του νερού άρδευσης και ύδρευσης, των πήλινων οικιακών σκευών κ.α.

ABSTRACT

A main present day geochemical application is the assessment of the environmental conditions prevailing in a variety of natural and anthropogenic environments and the application of remediation methodologies. For this aim geochemical studies lead to the determination of the concentration levels and the source of pollutants. In addition through biogeochemical studies the behavior of pollutants in various environments is determined (i.e. rate of enrichment or dilution in space and time, dispersion processes etc.). On the basis of the results of geochemical studies remediation methodologies and methodologies leading to prevention of toxic elements in getting into the food chain are applied while criteria are put for the quality of soils, water etc. In addition decision makers are helped to make the necessary and right decisions in the management of toxic waste.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Αν ανατρέξει κανείς στην μακραίωνη ιστορική διαδρομή της ανθρωπότητας και εντρυφήσει στον τρόπο ζωής του ανθρώπου θα διαπιστώσει με βεβαιότητα τον ύψιστο βαθμό σύνδεσης και εξάρτησής του από τη γη. Φτιαγμένος ο ίδιος με συστατικά της γης όπως τον θέλει η Αγία Γραφή αλλά και η επιστήμη όπως π.χ. το Ca, P κ.α ανέπτυξε εκτός από τις άλλες επιστήμες και την επιστήμη της Γεωχημείας.

Σήμερα που ο άνθρωπος απειλείται με αφανισμό, ως αποτέλεσμα της υπέρμετρης και αλόγιστης δράσης του πάνω στη γη που τον γέννησε και τον ανέθρεψε, καταβάλλει απεγνωσμένες προσπάθειες να αναστρέψει τις βλαπτικές έως καταστροφικές διεργασίες που ο ίδιος ξεκίνησε.

Σ' αυτή την προσπάθεια εφαρμόζει γεωχημικές γνώσεις καθώς και διεργασίες που επικρατούν στο ίδιο το γήινο περιβάλλον.

Έτσι, ενώ η Γεωχημεία αναπτύχθηκε και εφαρμόστηκε έντονα τη δεκαετία του '50 για τον εντοπισμό ορυκτών πρώτων υλών, κυρίαρχη εφαρμογή της σήμερα είναι η εκτίμηση των περιβαλλοντικών συνθηκών που επικρατούν στο φυσικό αλλά και ανθρωπογενές περιβάλλον, ενώ συμβάλλει στην ανάπτυξη μεθοδολογιών εξυγίανσης των εδαφικών και υδατικών συστημάτων και γενικά στη διαχείριση του περιβάλλοντος.

Παρατίθενται εδώ μερικά παραδείγματα των εφαρμογών αυτών, μέσα από τα οποία μπορεί να διαπιστώσει κανείς την αναγκαιότητα της αξιοποίησης και εφαρμογής των γεωχημικών γνώσεων για να μπορέσει να επιβιώσει ο άνθρωπος πάνω στη Γη και να διαβιώσει σε ένα υγιεινό περιβάλλον.

THE CONTRIBUTION OF GEOCHEMISTRY IN THE ASSESSMENT OF ENVIRONMENTAL CONDITIONS IN SOILS AND AQUATIC SYSTEMS AND IN THE APPLICATION OF REMADIATION METHODOLOGIES

*** Η εργασία αυτή αφιερώνεται στη μνήμη των δασκάλων μου που έφυγαν και ιδιαίτερα στον Αείμνηστο Καθηγητή και Ακαδημαϊκό ΑΘΑΝΑΣΙΟ ΠΑΝΑΓΟ ως ένδειξη ελάχιστης ευγνωμοσύνης.**

[1] Τμήμα Γεωλογίας, Πανεπιστήμιο Πατρών, Πάτρα 26500

2. ΧΡΗΣΙΜΟΤΗΤΑ ΓΕΩΧΗΜΙΚΩΝ ΕΡΕΥΝΩΝ

Η χρησιμότητα και αξία των γεωχημικών ερευνών και η συμβολή της γεωχημείας στην προστασία της υγείας του ανθρώπου θα γίνει περισσότερο κατανοητή αν κατανοήσουμε την επίδραση των ρύπων και ιδιαίτερα των μετάλλων στους οργανισμούς. Ιδιαίτερα, όταν αυτά συγκεντρώνονται συνεχώς σ' αυτούς, μέσω της ζωικής και φυτικής τροφής τους ή του πόσιμου νερού.

Έχει αποδειχθεί ότι στην περίπτωση έλλειψης των ουσιωδών μετάλλων, όπως π.χ. Cu, Zn οι οργανισμοί αναπτύσσονται με τη λήψη των μετάλλων αυτών. Οι συγκεντρώσεις τους μπορούν να φθάσουν σε μια άριστη τιμή, ενώ η συνεχιζόμενη λήψη μεγάλων ποσοτήτων Cu και Zn οδηγεί σε τοξικές και θανατηφόρες συγκεντρώσεις. Όταν πρόκειται για μη ουσιώδη μέταλλα, όπως π.χ. Cd, Pb οι οργανισμοί είναι ανεκτικοί σε ορισμένες συγκεντρώσεις, ενώ η υπέρβαση ορισμένων ορίων οδηγεί στη φθορά και στο θάνατό τους (Forstner and Wittman, 1983). Στην περίπτωση των φυτών η τοξικότητα των μετάλλων αποτυπώνεται στη μορφολογία τους (Καλαβρουζιώτης, 1898).

Για να μην υπερβούν οι συγκεντρώσεις των μετάλλων στο σώμα του ανθρώπου τις άριστες ή ανεκτές συγκεντρώσεις τους ο παγκόσμιος οργανισμός υγείας έχει θέσει ανώτατο όριο στην εβδομαδιαία ποσότητα μετάλλων που μπορεί να πάρει ο άνθρωπος με την τροφή και το πόσιμο νερό (πίνακας 1).

Πίν. 1. Μεγίστη επιτρεπόμενη εβδομαδιαία κατανάλωση μετάλλων από τον άνθρωπο (Παγκόσμιος Οργανισμός Υγείας, Merian, 1991).

Μέταλλο	*mg / άτομο*
Ολικός Υδράργυρος	0,3
Μεθυλικός Υδράργυρος	0,2
Μόλυβδος	3
Κάδμιο	0,4 -0,5

Έχει βρεθεί ότι η μέση ημερήσια λήψη Pb στους ενήλικες άνδρες στην Μάλτα είναι πολύ μεγαλύτερη συγκριτικά με τη μέση ημερήσια λήψη Pb σε πολλές άλλες χώρες της Ευρώπης και την Αμερική.

Αυτό είναι ενδεχόμενο να οφείλεται στα πετρώματα και εδάφη της χώρας αυτής. Επομένως η γεωχημική επιστήμη στην περίπτωση αυτή καλείται να καθορίσει τις περιοχές υψηλών συγκεντρώσεων Pb και την εφαρμογή μεθοδολογιών παρεμπόδισης της εισόδου του στην τροφική αλυσίδα.

Η αρχική συμβολή της γεωχημείας στην προστασία του περιβάλλοντος συνίσταται στον καθορισμό:

1) των επιπέδων των συγκεντρώσεων των διαφόρων στοιχείων (στα διάφορα φυσικά περιβάλλοντα.
2) των περιοχών όπου επικρατούν υψηλές συγκεντρώσεις τοξικών στοιχείων λόγω αποσάθρωσης πετρωμάτων και μεταλλευμάτων.
3) της επίδρασης της αέριας ρύπανσης στις μεταβολές των κανονικών συγκεντρώσεων στοιχείων στα εδάφη και τα φυτά.
4) των διεργασιών διάχυσης των στοιχείων στα εδάφη και εδαφικά διαλύματα διαμέσου των επιφανειακών και υπογείων νερών.
5) των χημικών χαρακτηριστικών των στερεών αποβλήτων της μεταλλευτικής και μεταλλουργικής δραστηριότητας, της διαλυτότητας των συστατικών τους, της διασποράς τους γύρω από το χώρο απόθεσης (Cannon and Anderson, 1971).

3. ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΕΣ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΙΚΗΣ ΓΕΩΧΗΜΙΚΗΣ ΕΡΕΥΝΑΣ

Η περιβαλλοντική γεωχημική έρευνα περιλαμβάνει εκτός από την ανάλυση εδαφών, ιζημάτων, νερών, σκόνης, φυτικών και ζωϊκών οργανισμών κυρίως τη μελέτη των γεωχημικών και βιογεωχημικών διεργασιών που πραγματοποιούνται στα εδαφικά και υδατικά συστήματα (Alloway,1990). Η μελέτη των διεργασιών διάχυσης, προσρόφησης, ιοντοανταλλαγής, αποδέσμευσης ιόντων, ανθιγένεσης και της διαγένεσης σε ειδικότερα περιβάλλοντα οδηγεί στην απαραίτητη τεχνογνωσία για την διαχείριση υγρών και στερεών αποβλήτων.

Για τις μελέτες αυτές δεν αρκεί ο καθορισμός της ολικής συγκέντρωσης των τοξικών στοιχείων αλλά απαιτείται επιπλέον ο καθορισμός του τρόπου ενσωμάτωσής τους στο ίζημα, το έδαφος και ο βαθμός ευκολίας αποδέσμευσης τους στο νερό της βροχής στο συγκεκριμένο χώρο. Η παρουσία του CaCO3, των πυριτικών ορυκτών, των θειικών ενώσεων, των χλωριούχων ενώσεων και εβαποριτών, παίζουν ρυθμιστικό ρόλο στην επαναενσωμάτωση των ιόντων ή την περαιτέρω διασπορά τους.

Γι' αυτό, ο προσδιορισμός των συστατικών αυτών μαζί με άλλες παραμέτρους είναι απαραίτητος.

Για αυτό το λόγο αναπτύχθηκαν γεωχημικές μέθοδοι κλασματικής χημικής ανάλυσης των εδαφών και ιζημάτων με τις οποίες καθορίζονται τα ποσοστά των στοιχείων (θρεπτικών και βλαπτικών) που είναι ενσωματωμένα στο:

- ανθρακικό κλάσμα
- οργανικό κλάσμα
- οξείδια μαγγανίου
- οξείδια σιδήρου
- αργιλοπυριτικές ενώσεις ή είναι
- θέσεις προσρόφησης.

(Varnavas, 1988; Varnavas and Cronan, 1991).

4. ΣΥΜΒΟΛΗ ΤΗΣ ΓΕΩΧΗΜΙΚΗΣ ΧΑΡΤΟΓΡΑΦΗΣΗΣ

Για τον καθορισμό των περιοχών με υψηλές συγκεντρώσεις τοξικών στοιχείων κατασκευάζονται γεωχημικοί χάρτες, η χρησιμότητα των οποίων είναι πολύπλευρη και πολύ σημαντική.

Με την ίδρυση της ερευνητικής ομάδας Εφαρμογών της Γεωχημείας (Applied Geochemistry Research Group) ως ειδικού τομέα Εφαρμογών της Γεωχημείας στο Τμήμα Γεωλογίας του Implied College of Science Technology and Medicine του Πανεπιστημίου Λονδίνου στις αρχές της δεκαετίας του 1950 από το διακεκριμένο Καθηγητή John Webb αρχίζει ουσιαστικά η έρευνα επί των εφαρμογών της γεωχημείας στην κατεύθυνση της προστασίας του περιβάλλοντος.

Η διορατικότητα του καθηγητή Webb για τις μελλοντικές εφαρμογές της γεωχημείας προς την κατεύθυνση αυτή οδηγεί στην έγκαιρη κατασκευή και δημοσίευση το 1978 με το στενό συνεργάτη του Iain Thorton και τους Thompson M., Howarth R. J. και Lowenstein P. L. του Γεωχημικού Άτλαντα της Αγγλίας και Ουαλλίας που περιλαμβάνει τους έγχρωμους γεωχημικούς χάρτες 24 στοιχείων με βάση την ανάλυση ιζημάτων ρυακιών (Webb et al., 1978).

Η χρησιμότητα του γεωχημικού άτλαντα αναγνωρίζεται αμέσως στη Μ. Βρετανία γιατί με βάση τους γεωχημικούς χάρτες λαμβάνονται μέτρα για την προστασία της φυτικής και ζωικής παραγωγής και των υδατικών συστημάτων από τα τοξικά μέταλλα και κατ' επέκταση της υγείας του ανθρώπου. Τονίζεται εδώ ότι η δημοσίευση του γεωχημικού αυτού άτλαντα αποτελεί σημαντικό ορόσημο για τη γεωχημεία.

Η παράλληλη έρευνα που γίνεται από τον I. Thorton και τον D. S. Cronan και τους συνεργάτες τους στα εδάφη και στο θαλάσσιο περιβάλλον τις τελευταίες τρεις δεκαετίες καθιστούν κατανοητή την αναγκαιότητα της αξιοποίησης των γεωχημικών αποτελεσμάτων στην ορθολογική διαχείριση του περιβάλλοντος και στην προστασία της υγείας του ανθρώπου (Thornton et al. 1986; Varnavas and Cronan 1988).

5. ΠΟΙΟΤΗΤΑ ΕΔΑΦΩΝ ΚΑΙ ΥΓΕΙΑ ΤΟΥ ΑΝΘΡΩΠΟΥ

Εμπεριστατωμένες γεωχημικές έρευνες στη μεταλλευτική περιοχή Derbyshire της Μ. Βρεττανίας έδειξαν ότι η σκόνη που κυκλοφορεί στο περιβάλλον σημαντικού αριθμού κατοίκων της περιοχής χαρακτηρίζεται από υψηλές συγκεντρώσεις Pb και Cd, ενώ υψηλές συγκεντρώσεις των μετάλλων αυτών χαρακτηρίζουν και τα εδάφη των κήπων των κατοικιών αυτών (Culbard et al. 1983).

Στις περιοχές αυτές βρέθηκε ότι η συγκέντρωση Pb στο αίμα των παιδιών αυξάνεται με την αύξηση της συγκέντρωσης μολύβδου στο έδαφος του κήπου τους και της σκόνης του σπιτιού τους. Ως πηγή εισόδου του Pb στον οργανισμό των παιδιών, στην περιοχή αυτή, θεωρείται το αναπνευστικό σύστημα με την αναπνοή της μολυβδούχου σκόνης (Barltrop et al., 1975).

Ανάλογη μελέτη που έγινε κοντά στο χωριό Shipham στο Somerset της Μεγάλης Βρετανίας περιοχή στην οποία γινόταν εκτεταμένη εξόρυξη σμισθονίτη μεταξύ 1700 και 1850 με ευρεία διασπορά Zn και Cd έδειξε ότι:

α) το Cd στο έδαφος των κήπων της περιοχής αυτής υπερέβαινε τα 60 ppm..

β) Η σκόνη των σπιτιών χαρακτηριζόταν από μέση συγκέντρωση Zn 2.300 ppm και 26 ppm. Cd.

γ) Από αναλύσεις των λαχανικών προσδιορίστηκε ότι η μέση εβδομαδιαία ποσότητα Cd που λαμβανόταν από τους κατοίκους ήταν 200 μg έναντι της μέσης εβδομαδιαίας ποσότητας που λαμβάνεται στην Μ. Βρετανία (140 μg/εβδομάδα).

δ) Από βιοχημικούς ελέγχους που έγιναν για έλεγχο της υγείας των 548 ατόμων της περιοχής και σύγκριση τους με αντίστοιχους ελέγχους 543 ατόμων από άλλη περιοχή (Control) βρέθηκαν ελάχιστες διαφορές που θα μπορούσαν να αποδοθούν στο Cd.

Αυτό αποδόθηκε σε αναστολή της δράσης του Cd από Zn και Ca που βρίσκονται στο περιβάλλον των ατόμων αυτών. Η ανασταλτική δράση του Zn είναι γνωστή και από άλλες μελέτες.

Το φαινόμενο αυτό προσδίδει ιδιαίτερη αξία στις γεωχημικές έρευνες που αφορούν τις ειδικότερες συσχετίσεις των στοιχείων που μπαίνουν στην τροφική αλυσίδα του ανθρώπου είτε μέσω των φυτών ή των θαλάσσιων οργανισμών. Ας σημειωθεί εδώ η έντονη παρουσία Ca στα ελληνικά πετρώματα.

Ο καθορισμός έντονης συσχέτισης: α) μεταξύ των συγκεντρώσεων τοξικών μετάλλων στο έδαφος και στα καλλιεργούμενα λαχανικά καθώς και β) μεταξύ των συγκεντρώσεων τοξικών μετάλλων στο έδαφος / λαχανικά και στο αίμα του ανθρώπου κατέδειξε την αναγκαιότητα άμεσης λήψης μέτρων. (Thornton and Webb, 1970; Thornton et al., 1986)

Μεθοδολογίες έρευνας που σήμερα θεωρούνται απλές και εύκολα εφαρμόσιμες λόγω της ταχύρυθμης εξέλιξης της αναλυτικής τεχνολογίας, εκεί όπου δεν εφαρμόζονται για διάγνωση του βαθμού υποβάθμισης του περιβάλλοντος και τη λήψη των κατάλληλων μέτρων, οι πληθυσμοί είναι καταδικασμένοι σε πνευματική υστέρηση και σωματικό μαρασμό. Πλείστα όσα αποτελέσματα ερευνών που έγιναν τόσο με πειραματόζωα όσο και με επιδημιολογικές μελέτες θεμελιώνουν το συμπέρασμα αυτό.

Είναι γνωστή η τοξική δράση του Cd, του Pb, Hg του Ni και πολλών άλλων μετάλλων στον άνθρωπο (Bennett, 1981; EPA, 1984; Merian, 1991; Ewers and Shlipkoter, 1991). Γίνεται εδώ αναφορά μόνο στη βλαπτική δράση του Al και Li που είναι λιγότερο γνωστές. Ως αποτέλεσμα της συσσώρευσης Al στο σώμα και ειδικότερα στον εγκέφαλο του ανθρώπου παρατηρούνται σημαντικές νευροτοξικές και άλλες επιπτώσεις π.χ. ένα είδος πάρκινσον έχει συσχετισθεί με το Al. Υπάρχουν επίσης ενδείξεις για τερατογενετική δράση του Li (Merian, 1991; Nriagu, 1984).

Εδώ πρέπει να τονισθεί η σημασία των μεταβολών των επιπέδων του pH στα εδάφη λόγω της ανθρώπινης δραστηριότητας (βιομηχανικής, μεταλλευτικής κ.α). Η δραστική μείωση του pH αυξάνει το βαθμό διαθεσιμότητας πολλών τοξικών στοιχείων.

Βλαπτική επίδραση αμιαντούχων εδαφών

Η βλαπτική δράση του αμίαντου στην υγεία του ανθρώπου μπορεί να ανιχνευθεί και να διερευνηθεί γεωχημικά. Υπολογίστηκε ότι η τροφή σε ξηρή βάση που λαμβάνεται από τα πρόβατα και από τις αγελάδες περιέχει 15% και 10% έδαφος αντίστοιχα. Οι τιμές αυτές αυξάνονται το χειμώνα λόγω προσκόλλησης του εδάφους στο χόρτο με το οποίο τρέφονται τα ζώα. Αποδείχθηκε ότι η συγκέντρωση Pb, Zn, Cu στο αίμα των αγελάδων σε μεταλλευτικές ζώνες της Μ. Βρετανίας ήταν ιδιαίτερα υψηλή. (Thornton et al., 1986). Ανάλογη αύξηση παρατηρείται επίσης εκεί όπου οι αγελάδες εκτρέφονται με χόρτο που φυτρώνει σε σερπεντινικά εδάφη. Στις περιοχές αυτές παρατηρείται ότι την ξηρή περίοδο όπου ανεμοθύελλες εισάγουν σημαντικές ποσότητες αμιαντούχου εδάφους στο χόρτο, οι συγκεντρώσεις Ni και Mn στο αίμα των αγελάδων είναι ιδιαίτερα υψηλές. Αντίθετα, το χειμώνα όπου τα ζώα εκτρέφονται με διαφορετική τροφή οι συγκεντρώσεις των μετάλλων αυτών στο αίμα τους επανέρχεται σε κανονικά επίπεδα (Shreier, 1989).

Είναι φανερό ότι η γεωγραφική έκταση καθώς και ο βαθμός βλαπτικής επίδρασης του αμίαντου στα ζώα και στον άνθρωπο σε περιοχές σημαντικής παρουσίας του, είτε λόγω βιομηχανικής ή μεταλλευτικής δραστηριότητας ή απλώς λόγω της παρουσίας του στα πετρώματα μπορεί να ανιχνευθεί και να διερευνηθεί χρησιμοποιώντας ως δείκτες το Ni και το Mn.

Επειδή το θέμα αυτό είναι ειδικού ενδιαφέροντος για την Ελλάδα και την Κύπρο, σημειώνεται εδώ ότι σε αγροτικές περιοχές των χωρών αυτών αλλά και σε άλλες χώρες με αμιαντούχο γεωλογικό υπόβαθρο έχει θεμελιωθεί η βλαπτική επίδραση του αμίαντου στον άνθρωπο. Αυτό επιβεβαιώθηκε με την ταυτοποίηση μεσοθηλιώματος και την ανεύρεση ινών αμιάντου σε πνευμονικές βιοψίες σε άτομα των αγροτικών αυτών περιοχών (Shreier, 1989).

Μεθοδολογίες εξυγίανσης αμιαντούχων εδαφών

Είναι κατανοητό ότι η εφαρμογή μεθοδολογιών εξυγίανσης των περιοχών με αμιαντούχα εδάφη προϋποθέτει εμπεριστατωμένη γεωχημική έρευνα.

Πρωταρχικός στόχος στην περίπτωση αυτή είναι η βελτίωση και σταθεροποίηση των εδαφών για να καταστεί δυνατή η ανάπτυξη και στήριξη της επιθυμητής βλάστησης. Η έλλειψη θρεπτικών στοιχείων αντιμετωπίζεται με την προσθήκη N, P, K, Ca. Ιδιαίτερη προσοχή όμως απαιτείται στην επιλογή της μορφής του Ca. Η τυχόν

περαιτέρω αύξηση του ήδη υψηλού pH που επικρατεί στο περιβάλλον του αμίαντου μπορεί να παρεμποδίσει την διαθεσιμότητα του P. Αποδείχθηκε ότι η εναπόθεση γύψου είναι αποτελεσματική στην εξυγίανση των αμιαντούχων εδαφών. Η γύψος είναι καλή πηγή Ca για την αντιμετώπιση της έλλειψης Ca και των μικρών λόγων Ca/Mg στο αμιαντούχο περιβάλλον (Meyer 1980).

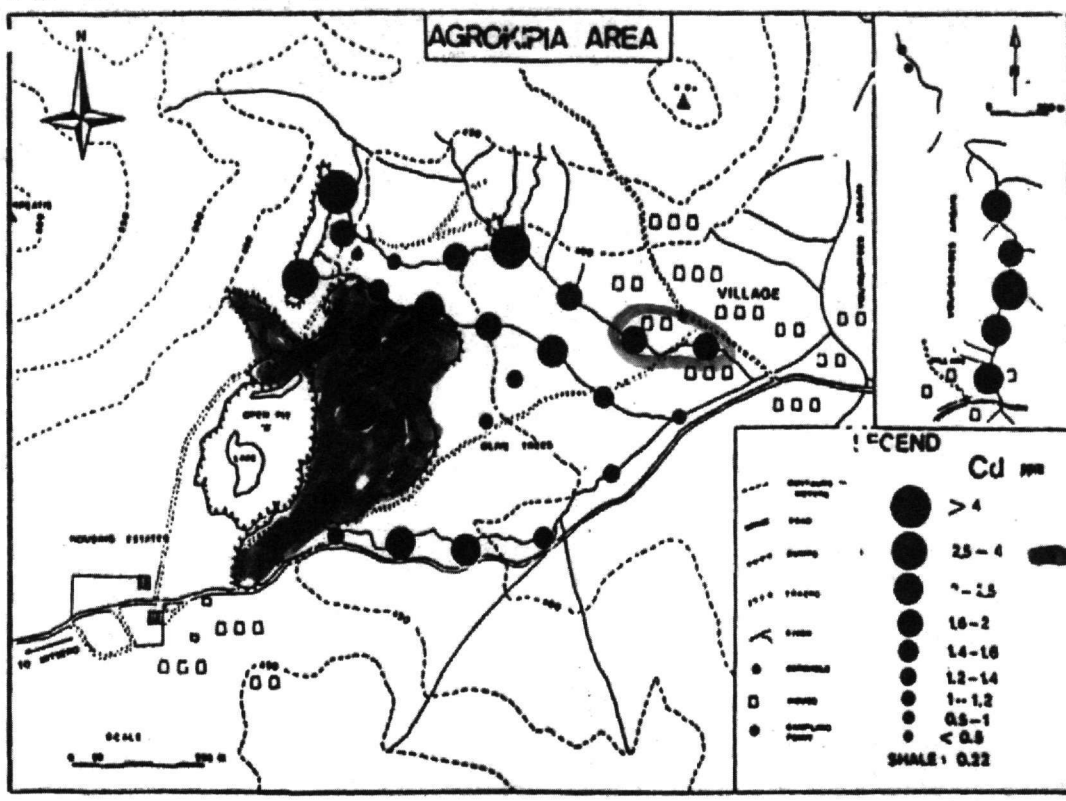
Βλαπτική επίδραση εδαφών που γειτνιάζουν σε αυτοκινητοδρόμους

Έχει αποδειχθεί ότι το χόρτο που προορίζεται για τροφή των ζώων και που καλλιεργείται σε εδάφη που βρίσκονται σε απόσταση μέχρι 50 μέτρων από το δρόμο, περιέχει 400 φορές μεγαλύτερες συγκεντρώσεις Pb από τις κανονικές συγκεντρώσεις.

Επίσης τα λαχανικά στα εδάφη αυτά περιέχουν 100 φορές περισσότερο Pb από τις κανονικές συγκεντρώσεις του Pb στα λαχανικά. Είναι αξιοσημείωτο ότι οι ποσότητες Pb που προσλαμβάνονται από τα λαχανικά που καλλιεργούνται σε ρυπασμένα εδάφη είναι κατά πολύ μεγαλύτερες στη χειμερινή παρά στην καλοκαιρινή σοδειά (Thornton et al., 1986).

Εδάφη που γειτνιάζουν με τοξικά στερεά απόβλητα μεταλλευτικής δραστηριότητας

Τα στερεά απόβλητα που προέρχονται από τη μεταλλευτική δραστηριότητα αποτελούν παγκοσμίως σημαντική πηγή προέλευσης τοξικών μετάλλων που καταλήγουν στα εδαφικά και υδατικά συστήματα (Varnavas, 1994; Varnavas et al., 1992; 1993). Είναι γνωστό ότι στην περιφέρεια του οφιολιθικού συμπλέγματος του Τροόδους στην Κύπρο υπάρχουν μεγάλες ποσότητες στερεών τοξικών αποβλήτων που προέρχονται από την μακρόχρονη μεταλλευτική δραστηριότητα.



Εικ.1 Κατανομή του καδμίου (σε ppm) στα ιζήματα της περιοχής Αγροκηπιάς, Κύπρου (Varnavas and Hatzipanayiotou, 1989).

Πρόκειται κυρίως για στερεά απόβλητα που προέρχονται από την εξόρυξη θειούχων κοιτασμάτων και είναι πλούσια σε τοξικά μέταλλα (π.χ. Cd, Pb, As κ.α).

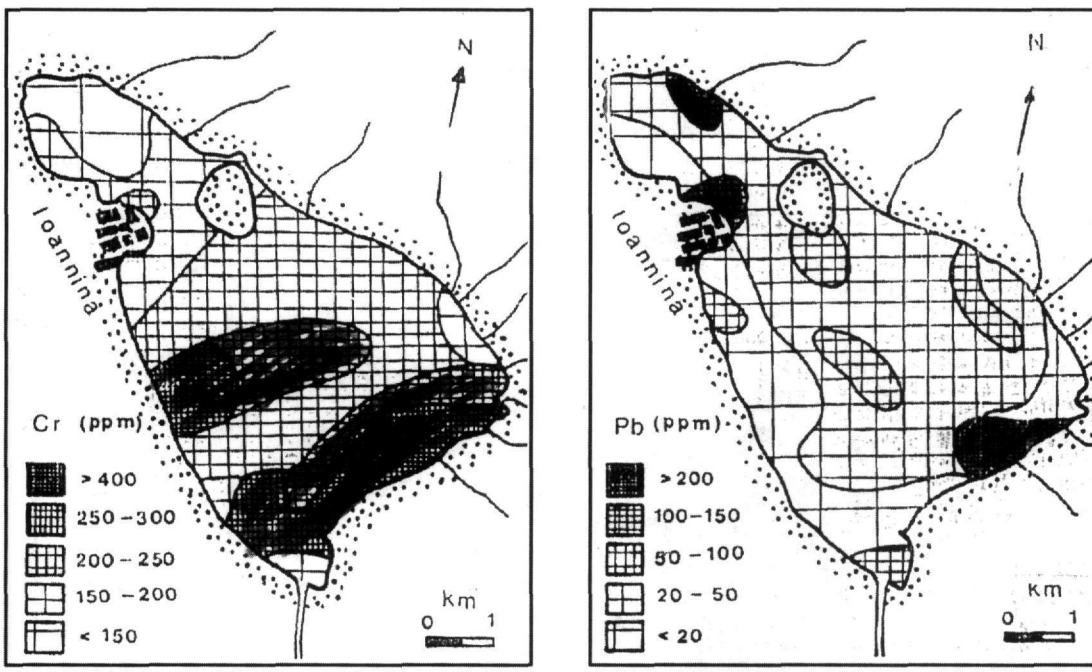
Από τη μελέτη της διασποράς τοξικών μετάλλων στα ιζήματα και εδάφη προέκυψε ότι σε γειτονικές προς

αυτά κατοικημένες περιοχές υποβαθμίζεται το περιβάλλον διαβίωσης ορισμένων πληθυσμών. Το χωριό Αγροκηπιά αποτελεί χαρακτηριστικό παράδειγμα της περίπτωσης αυτής (Εικ.1)

Η γεωμορφολογία σε συνδυασμό με τη θέση και τη φυσική κατάσταση στην οποία βρίσκονται τα τοξικά στερεά απόβλητα διευκολύνει τη μεταφορά τοξικών μετάλλων μέσω των ρυακιών και του αέρα στο χωριό (Varnavas and Hatzipanayiotou, 1989).

6. ΜΕΤΡΑ ΠΡΟΣΤΑΣΙΑΣ ΤΗΣ ΥΓΕΙΑΣ ΤΟΥ ΑΝΘΡΩΠΟΥ

Τα πιο σημαντικά μέτρα τα οποία λαμβάνονται με βάση τα αποτελέσματα των γεωχημικών ερευνών και σε συνδυασμό με άλλες μελέτες όπως π.χ. επιδημιολογικές κ.α είναι η θέσπιση κριτηρίων από διεθνείς ή Εθνικούς Οργανισμούς (π.χ. EU, WHO, EPA κ.α) για την ποιότητα των καλλιεργούμενων εδαφών, του ποσίμου νερού, του νερού άρδευσης, του εδάφους στους χώρους απόθεσης υλικών κατασκευών, του αργιλικού υλικού κατασκευής πήλινων οικιακών σκευών κ.α. (Merian, 1991; Niosh 1977).



Εικ.2 Κατανομή χρωμίου και μολύβδου στα ιζήματα της λίμνης των Ιωαννίνων (Varnavas et al., 1986)

Επειδή υπάρχει κίνδυνος αποδέσμευσης Cd από καινούργια κυρίως πήλινα οικιακά σκεύη, μερικές χώρες έχουν καθορίσει κριτήρια και ελέγχους πριν την πώλησή τους από το εργοστάσιο. Οι έλεγχοι αυτοί στηρίζονται στην έκπλυση των σκευών με οξεϊκό οξύ 3-4% σε θερμοκρασία περιβάλλοντος και στην ανάλυση του διαλύματος αυτού (Πιν. 2).

Πιν.2. Μέγιστη επιτρεπτή συγκέντρωση Καδμίου σε πήλινα οικιακά σκεύη(μετά από έκπλυση με οξικό οξύ, Merian, 1991).

Χώρα	*Μεγίστη συγκέντρωση (mg/l)*
Σουηδία	0,1
Ηνωμένο Βασίλειο	0,2 – 0,7
Ιταλία	0,5
Η.Π.Α.	0,5
Δανία	1
Νότιος Αφρική	1

Επομένως με τη γεωχημική έρευνα απαιτείται ο εντοπισμός κατάλληλης ποιότητας αργιλικών υλικών για την κατασκευή των σκευών αυτών.

Για την εξαγωγή συμπερασμάτων που αφορούν στην ποιότητα του νερού άρδευσης εκτός από το διαχρονικό έλεγχο της ποιότητας των επιφανειακών νερών που χρησιμοποιούνται οι γεωχημικοί χάρτες του πυθμένα των υδατικών συστημάτων (π.χ. λιμνών), έχουν ιδιαίτερη χρησιμότητα. Για παράδειγμα χρησιμοποιώντας τους χάρτες κατανομής των μετάλλων στα ιζήματα της λίμνης των Ιωαννίνων (Εικ. 2) μπορεί κανείς να αποφύγει κατά την υδροληψία περιοχές που είναι πλούσιες σε Cr, Pb κ.α. (Varnavas et al., 1986).

Αν λάβει κανείς υπόψη το μικρό βάθος της λίμνης και το φαινόμενο της συχνής και έντονης επαναιώρησης των ιζημάτων και την ενσωμάτωση των μετάλλων στο λεπτόκκοκο κυρίως υλικό, προκύπτει ότι στις περιοχές με υψηλές συγκεντρώσεις Pb, Cr κ.α στον πυθμένα, το νερό θα είναι επίσης συχνά εμπλουτισμένο στα μέταλλα αυτά.

7. ΘΑΛΑΣΣΙΟ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ – ΔΙΑΧΕΙΡΙΣΗ ΥΓΡΩΝ ΚΑΙ ΣΤΕΡΕΩΝ ΒΙΟΜΗΧΑΝΙΚΩΝ ΑΠΟΒΛΗΤΩΝ

Η διάθεση στερεών και υγρών βιομηχανικών αποβλήτων στο θαλάσσιο περιβάλλον προσδίδει στη θαλάσσια γεωχημική έρευνα ιδιαίτερη χρησιμότητα και αξία. Η απόρριψη των αποβλήτων στο θαλάσσιο χώρο γίνεται είτε μέσω αγωγών στον θαλάσσιο πυθμένα ή από πλοία στην επιφάνεια της θάλασσας.

Σ' όλες τις περιπτώσεις είναι απαραίτητο να προβλεφθούν εκ των προτέρων αλλά και να καθορισθούν μετά την απόρριψη :

1) Ο βαθμός και η ταχύτητα ανάμειξης και αραίωσης των συστατικών των αποβλήτων.
2) Η έκταση της υδάτινης στήλης που επηρεάζεται και για πόσο χρονικό διάστημα.
3) Ο βαθμός αλλοίωσης των χημικών συνθηκών που επικρατούν στο θαλάσσιο περιβάλλον απόθεσης.
4) Η αλλοίωση της μορφολογίας και σύστασης του πυθμένα (Voutsinou-Taliadouri and Varnavas, 1987; 1992).
5) Μετά από πόσο χρόνο θα επανέλθει το περιβάλλον στις προηγούμενες κανονικές του συνθήκες.

Ατλαντικός Ωκεανός

Δίνεται πιο κάτω χαρακτηριστικό παράδειγμα καθορισμού των περιβαλλοντικών συνθηκών που επικρατούν σε θαλάσσιο χώρο απόθεσης υγρών βιομηχανικών αποβλήτων στην επιφάνεια του Ατλαντικού Ωκεανού, νότια του Long Island των ΗΠΑ.

Στην περιοχή αυτή απορρίφθηκαν 4.10^8 litre υγρά βιομηχανικά απόβλητα από εργοστάσιο παραγωγής TiO2 με μεγάλη οξύτητα (2-4 M HCl) και με περιεκτικότητα 0.5 - 1 M Fe, εκατοντάδες ppm Cr και V, 10-100 ppm Cu, Zn, Ni και Pb και 1 ppm Cd. Η απόρριψη των αποβλήτων γινόταν με ρυθμό 7.10^4 - 12.10^4 litre/Km^2 σύμφωνα με τα κριτήρια της υπηρεσίας Προστασίας του Περιβάλλοντος (Environmental Protection Agency) των ΗΠΑ (Simpson et al., 1981).

Οι μετρήσεις και τα πειράματα που έγιναν έδειξαν ότι το pH του θαλάσσιου νερού επανήλθε πολύ γρήγορα στα κανονικά επίπεδα. Η παρουσία όμως του Fe στα απόβλητα οδηγεί στο σχηματισμό κολλοειδών Fe $(OH)_3$ τα οποία στη συνέχεια προσροφούν τον Pb. Αντίθετα ο Cu και το Cd παραμένουν ανεξάρτητα από την φάση του Fe.

Για τη διερεύνηση όλων των πιο πάνω συνθηκών χρησιμοποιήθηκε η μελέτη της διασποράς του Fe στο θαλάσσιο περιβάλλον. Βρέθηκε ότι τα απόβλητα διεσπάρησαν κατά κύριο λόγο μεταξύ της επιφάνειας και του πυκνοκλινούς, το οποίο κυμαινόταν μεταξύ 10 και 30 μ. Η παρουσία του πυκνοκλινούς μπορεί να παρεμποδίσει την διασπορά προς τα κάτω των ρύπων και να οδηγήσει στην οριζόντια διασπορά του. Νεώτερες έρευνες στην περιοχή έδειξαν ότι ο Fe βρίσκεται κατά κύριο λόγο στο ανάμεικτο στρώμα (Simpson et al., 1981).

Τονίζεται εδώ με έμφαση ότι πριν από την διάθεση υγρών ή στερεών αποβλήτων στο θαλάσσιο περιβάλλον είναι απαραίτητη η πλήρης εμπεριστατωμένη και λεπτομερής μελέτη των γεωχημικών διεργασιών που πραγματοποιούνται τόσο στην ειδικότερη θέση απόρριψης, όσο και στην ευρύτερη περιοχή. Οι γεωχημικές συνθήκες θα πρέπει να καθορισθούν διαχρονικά σε όλες τις εποχές του έτους τόσο στην υδάτινη στήλη όσο και στον πυθμένα.

Έχει παρατηρηθεί ότι στο Βενθικό στρώμα της υδάτινης στήλης σε περιοχή του ΒΑ Ατλαντικού Ωκεανού (Porcupine Abyssal Plain) παρατηρείται αύξηση της συγκέντρωσης Fe και Mn από τον πυθμένα προς τα πάνω η οποία οφείλεται σε επαναναιώρηση των ιζημάτων. Σ' αυτή συμβάλλουν σημαντικά οι οργανισμοί με την ανάδευση του ιζήματος. Το φαινόμενο αυτό ανταγωνίζεται το ρυθμό χημικής διαγένεσης (Varnavas et al., 2001).

Η γνώση του φαινομένου αυτού και η γεωγραφική έκταση όπου αυτό επικρατεί στους ωκεανούς έχει ιδιαίτερη χρησιμότητα όταν λαμβάνονται αποφάσεις για τη διάθεση στερεών αποβλήτων.

Μεσόγειος Θάλασσα

Με την εφαρμογή γεωχημικών μεθόδων καθορίστηκε ο ρυθμός εισόδου σημαντικών ρύπων στη Μεσόγειο θάλασσα καθώς και το ποσοστό των ρύπων που οφείλεται στις βασικές πηγές εισόδου :

α) τα οικιακά λύματα,

β) τα βιομηχανικά απόβλητα,

γ) τα ποτάμια.

Για το μόλυβδο βρέθηκε ότι:

Ο ρυθμός εισόδου του μολύβδου είναι πολύ μεγαλύτερος στο βόρειο παρά στο νότιο τμήμα της Μεσογείου.

Ο ρυθμός εισόδου του μολύβδου είναι γενικά μεγαλύτερος στη δυτική παρά στην ανατολική Μεσόγειο.

Το ποσοστό του μολύβδου που προέρχεται από βιομηχανικά απόβλητα είναι μεγαλύτερο στη δυτική παρά στην ανατολική Μεσόγειο.

Το ποσοστό του μολύβδου που προέρχεται από τα ποτάμια είναι μεγαλύτερο στην ανατολική παρά στη δυτική Μεσόγειο.

Γενικά η συμβολή των οικιακών αποβλήτων σε μόλυβδο είναι μικρή.

Στην ανατολική Μεσόγειο συμπεριλαμβανομένου και του Αιγαίου η συμβολή των ποταμών στην είσοδο μολύβδου στη θάλασσα είναι μεγαλύτερη συγκριτικά με τη δυτική Μεσόγειο.

Αιγαίο Πέλαγος

Το πιο πάνω συμπέρασμα επιβεβαιώνεται και από το γεωχημικό χάρτη κατανομής του Pb στο Θερμαϊκό Κόλπο από τον οποίο φαίνεται ότι οι ποταμοί που εκβάλλουν στο Θερμαϊκό αποτελούν σημαντικές πηγές Pb (Voutsinou -Taliadouri and Varnavas, 1995, εικ. 3).

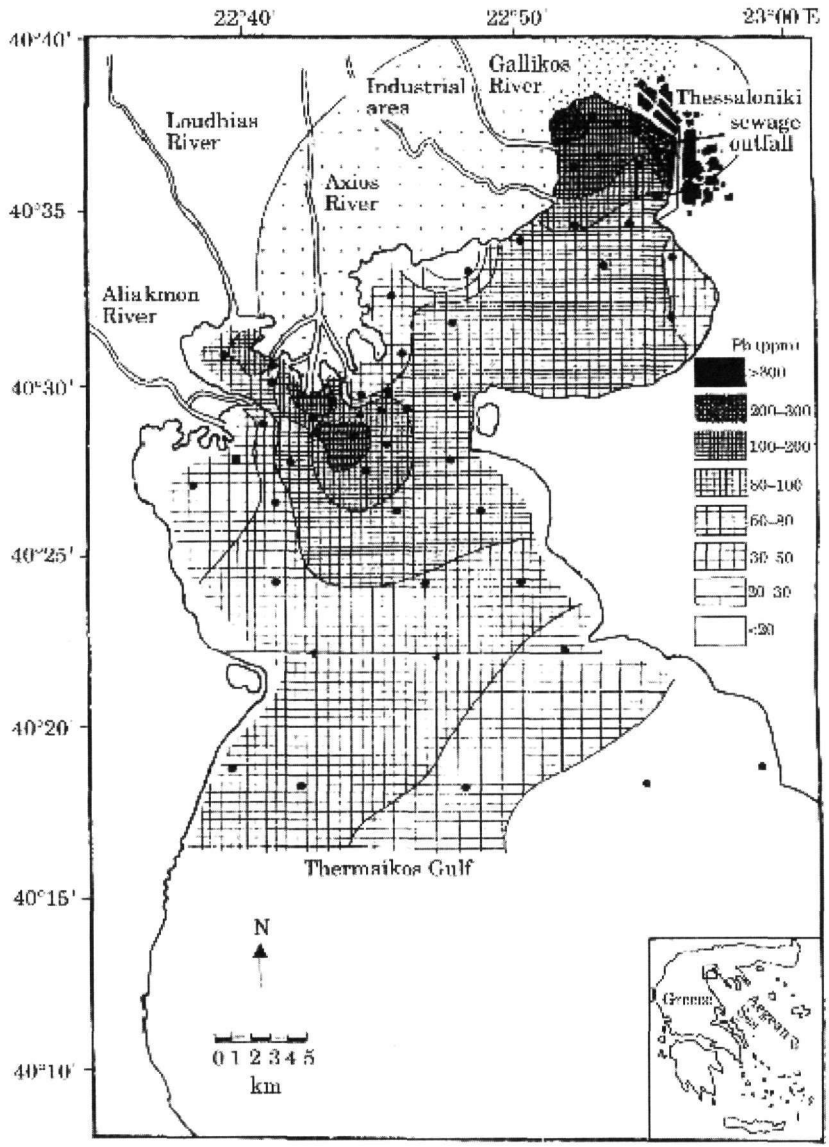
Από τη μελέτη της κατανομής ιχνοστοιχείων μεταξύ της στερεάς και διαλελυμένης φάση στα στενά Κάσου, Αντικυθήρων και στο νοτιοδυτικό Αιγαίο Πέλαγος, προέκυψε ότι σε βάθος 200 μ. οι συγκεντρώσεις του διαλελυμένου Mn αυξάνονται απότομα σε βάρος της στερεάς μορφής του. Η διερεύνηση του φαινομένου αυτού έδειξε ότι αυτό οφείλεται στη διάλυση των οξειδίων Mn που βρίσκονται στο αιωρούμενο υλικό όταν αυτά εισέρχονται στο μεταβατικό στρώμα νερού της Μεσογείου (TMW) (200 - 500 μ.) το οποίο χαρακτηρίζεται από χαμηλή περιεκτικότητα σε διαλελυμένο οξυγόνο, χαμηλή αλατότητα και υψηλή συγκέντρωση θρεπτικών αλάτων. Στις συνθήκες με χαμηλή περιεκτικότητα διαλελυμένου οξυγόνου το Mn (II) είναι σταθερό στην διαλυτή του μορφή ενώ σε περιβάλλον με υψηλή συγκέντρωση διαλελυμένου οξυγόνου η σταθερή μορφή του Mn είναι Mn (+ IV) (Voutsinou – Taliadouri et al. 1997; Νακοπούλου et al., 2001).

Η παρατήρηση του φαινομένου αυτού σε συνδυασμό με τη μεγάλη γεωγραφική έκταση του οδηγεί στο παρακάτω συμπέρασμα: Η τυχόν εναπόθεση βιομηχανικών αποβλήτων οξειδιακής μορφής στην επιφάνεια της θάλασσας με στόχο να οδηγηθούν αυτά μέσω της υδάτινης στήλης στον πυθμένα ή προερχόμενα από ενδεχόμενο ναυτικό ατύχημα, όταν αυτά φθάσουν στο Μεταβατικό Νερό της Μεσογείου (TMW) θα υποστούν σημαντικό βαθμό διάλυσης με δυσμενείς επιπτώσεις στους οργανισμούς.

Δεν αρκεί λοιπόν να καθορίσει κανείς θεωρητικά ή και πειραματικά την επίδραση του θαλάσσιου νερού στα βιομηχανικά απόβλητα πριν την απόρριψή τους, λαμβάνοντας υπόψη τα γενικά χαρακτηριστικά του θαλάσσιου νερού αλλά θα πρέπει να μελετηθεί με κάθε λεπτομέρεια όλη η υδάτινη στήλη και ο πυθμένας διαχρονικά.

Στο Νότιο Αιγαίο η εικόνα που προκύπτει από τη συνηθισμένη κατανομή του αιωρούμενου υλικού δείχνει μείωση της συγκέντρωσής του, αυξανομένου του βάθους του νερού. Σε πολλές όμως περιοχές παρατηρούνται σε ορισμένα βάθη, στα ανώτερα τμήματα της υδάτινης στήλης, έντονες κηλίδες αιωρούμενου υλικού. Η διερεύνηση αυτών έδειξε ότι πρόκειται για υλικό υδροθερμικής προέλευσης (Varnavas and Cronan, 1988; 1991; Varnavas et al., 1991; Dando et al., 1999) στο οποίο επικρατούν τα κολλοειδή υδροξείδια Fe. Οι κηλίδες διατηρούνται για μεγάλα χρονικά διαστήματα και καταλαμβάνουν μεγάλες εκτάσεις. Η υποθαλάσσια υδροθερμική δραστηριότητα αποτυπώνεται στα ιζήματα του Νότιου Αιγαίου Πελάγους (Varnavas, 1981).

Αξιοσημείωτο είναι το συμπέρασμα ότι οι κηλίδες αυτές παίζουν σημαντικό ρόλο στην οριζόντια και ευρεία διασπορά ρύπων και στην παρεμπόδιση ορισμένων συστατικών αποβλήτων να φθάσουν κατακόρυφα στον πυθμένα.



Εικ.3 Κατανομή Μολύβδου στα ιζήματα του θερμαϊκού κόλπου (Voutsinou – Taliadouri and Varnavas, 1995).

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Ευχαριστώ θερμά τους Καθηγητές μου Α. Γ. Πανάγο και D. S. Cronan που με ενέπνευσαν και με οδήγησαν στο χώρο της Γεωχημείας. Ευχαριστώ ακόμα τους συνεργάτες μου που εκπόνησαν διδακτορική διατριβή με την καθοδήγησή μου διδάκτορες Σ. Αλεξανδροπούλου, Φ. Βουτσίνου – Ταλιαδούρη, Ι. Καλαβρουζιώτη και Χ. Νακοπούλου του μεταδιδάκτορα συνεργάτη μου, Π. Αχιλλεόπουλο, καθώς και τους υποψήφιους διδάκτορες Δ. Παναγιωτάρα, Κ. Χατζηπαναγιώτου και Ε. Σκληβάγκου για τη δημιουργική, επιστημονική επικοινωνία που είχαν μαζί μου, συμπορευόμενοι στη γεωχημική έρευνα. Ευχαριστίες οφείλω επίσης στον διδάκτορα Ι. Καραντζή ο οποίος με πολλή προθυμία και επιμέλεια επεξεργάστηκε το κείμενο της εργασίας αυτής, καθώς και το Μαθηματικό Δ. Καραντζή για την προσεκτική επεξεργασία και παρουσίαση των εικόνων στον ηλεκτρονικό υπολογιστή.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

ALLOWAY, B. (1990) Heavy Metals in soils. Blackie, USA.

BARLTROP, D., STREHLOW, C.D., THORNTON, I AND WEBB, I. (1975): Postgraduate Medical I. 51, 81-804.

BENNETT B.G. (1981). Exposure of man to environment arsenic - an exosure commitment assessment. Sci. Tot. Envir. 20, 99-107.

CANNON, H.L. AND ANDERSON, B.M. (1971). In: Environmental Geochemistry in Health and Disease (Eds. H.L. , Cannon and H.C. Hopps), pp. 155-177; Geol. Soc. Am. Inc. Memoir 123, Boulder.

CULBARD, E., THORNTON, I., WATT,J.,MOORCROFT, S. AND BROOKS, K.(1983). In: Heavy Metals in the Environment: Heidelberg pp.426-429; CEP Consultants, Edinburgh.

DANDO P.R., STUBEN D., VARNAVAS S.P. (1999). Hydrothermalism in the Mediterranean Sea. *Progress in Oceanography*, 44, 333-367.

EWERS, V. AND SCHLIPKOTER, H. W. (1991) Lead. In : Metals and their compounds in the environment Merian, E. (edit) VCH, Weinhem, pp. 971 - 1014.

EPA (U.S. Environmental Protection Agency) (1984). Health assessments. Document for Chronium Final Report. Washington D.C.

FORSTNER, U. AND WITTRMANN, G.T.W. (1983): Metal pollution in the aquatic environment, Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, 486p.

ΚΑΛΑΒΡΟΥΖΙΩΤΗΣ, Ι. (1998). Διερεύνηση της συμπεριφοράς φυτών σε σχέση με τις συγκεντρώσεις μετάλλων στο έδαφος. Διδακτορική διατριβή. Τμήμα Γεωλογία, Πανεπιστήμιο Πατρών.

MERIAN E., (Edit) (1991). Metals and their compounds in the environment. VCH, Weinheim.

MEYER, E. 1980. Nutritional problems associated with the establishment of vegetation on tailings from an asbestos mine. Env. Poll. (Series A), 23, 287-298.

NAKOPOULOU, C., VOUTSINOU-TALIADOURI, F. AND VARNAVAS, S.P. (2001). Distribution and behavior of dissolved trace metals in the Cretan Sea and the Straits of the Cretan Arc, Aegean Sea. (in preparation).

NIOSH. (National Institute of Occupational Safety and Health) (1977) Criteria for recommended standards : Occupational Exposure to Inorganic nickel, pp. 1-282, U.S. Department of Health, Education and Welfare, Washington, D.C.

NRIAGU, J. O. (edit), (1984) Nickel in the environment pp. 1-833, Wiley, New York.

SHREIER, H. (1989). Asbestos in the natural environment. Elsevier, Amsterdam, 159p.

SIMPSON, D.C., O'CONNOR, TH.P., PARK, P.K. (1981). Deep ocean dumping of industrial wastes. In Marine Environmental pollution, 2. Dumping and Mining. Elsevier, Amsterdam, pp. 381-400.

THORNTON, I., ABRAHAMS, P.W., CULBARD, E., ROTHER J.A.P. AND OLSON B.H. (1986). The Interaction Between Geochemical and Pollutant Metal Sources in the Environment: Implications for the Community. In: Applied Geochemistry in the 1980s. pp.270-308.

THORNTON, I. AND WEBB, J.S. (1970). In: Trace Element Metabolism in Animals" Proc.WAAP/IBP Int. Symp. (Mills, C. F., ed.), pp. 397-407. Livingstone, London.

VARNAVAS, S.P., PANAGOS, A.G. and AGIORGITIS, G. (1986) : Anthropogenic input of heavy metals in the lake Ioannina, N.W. Greece. Source and fate of the metals. Proceedings of 2nd International Conference «Environmental Contamination» Amsterdam, pp 285-287.

VARNAVAS, S.P., (1988). Hydrothermal metallogenesis at the Wilkes Fracture Zone-East Pacific Rise Intersection. Mar. Geol., 79, 77-104.

VARNAVAS, S. P. and CRONAN, D.S. (1988) : Arsenic Antimony and bismuth in sediments and waters from the Santorini hydrothermal field. Chem. Geol., 67, pp. 295-305.

VARNAVAS, S. P. (1989).Submarine hydrothermal metallogenesis associated with the collision of two plates: The southern Aegean Sea Region. Geochim. Cosmochim. Acta 53,43-57.

VARNAVAS, S. P. AND HATZIPANAYOTOU(1989). Metal pollution in the enviroment of Agrokipia Village, Cyprus related to mining activities. Proceedings of the conference "Environmental Science and Technology, Lesvos" pp. 201-210.

VARNAVAS, S. P., & CRONAN, D. S. (1991). Hydrothermal metallogenic processes off the islands of Nisiros and Kos in the Hellenic Volcanic Arc. *Mar. Geol.*, 99, 109-133.

VARNAVAS, S. , CRONAN, D.S. and ANDERSON, R.K.(1991) : Spatial and time series analysis of Santorini hydrothermal waters in, Proc. 3rd Internat. Cong. on Thira and the Aegean World, (P. Nomikos, et al., eds), London, pp.312-324.

VARNAVAS, S., KRITSOTAKIS, K. and PANAGOS, A. (1992) : Metal Pollution offshore Hermioni, Greece, related to mining activities. Proceedings 5th International Conference on «Environmental Contamination», Morges, Switzerland, pp. 78-80.

VARNAVAS, S.P., PANAGOS, A.G., KRITSOTAKIS, K.G. (1993) : Environmental impact of mining activities on Hermion area, Greece. Environmental Contamination, J.P. Verner, (Edit), Elsevier, London, pp. 119-146.

VARNAVAS S.P. (edit.) (1994). Proceedings of sixth international Conference on environmental Contaminetion, Delfi, Greece, CEP. Consultants Ltd.

VARNAVAS S.P., PANAGIOTARAS D., WOLFF G. (2001). Biogeochemical processes at the sediment-water interface in a North Eastern Atlantic Abyssal locality [Porcupine Abyssal Plain]. Progress in Oceanography, 50, 223-243.

VOUTSINOU- TALIADOURI, F. and VARNAVAS, S.P. (1987) : Marine mineral resources in the eastern Mediterranean Sea : II An Fe-Cr-Ni deposit in the Northern Euboicos Bay, Greece. Marine Mining, 6, 259-290.

VOUTSINOU - TALIADOURI, F., VARNAVAS, S.P. (1992) : Geochemical study of sediments from northern Euboekos Bay, Greece with regard to the presence of submarine mineral deposits. Mar. Geol., 110, 93-114.

VOUTSINOU, F, TALIADOURI and VARNAVAS, S.P., (1995) : Geochemical and Sedimentological Patterns in the Thermaikos Gulf, North-west Aegean Sea, Formed from a Multisource of Elements. Estuarine, Coastal and Shelf Science 40, 295-320.

VOUTSINOU, F. - TALIADOURI, VARNAVAS, S.P., NAKOPOULOU, C., and MORIKI, A. (1997) : Dissolved Trace Elements in South Aegean Seawater. Marine Pollution Bulletin. 34, 840-844.

WEBB, J. S., THORNTON, I., THOMPSON, M., HOWARTH, R. J. AND LOWENSTEIN, P.L. (1978). "The Wolfson Geochemical Atlas of England and Wales". Clarendon Press, Oxford, 70pp.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/6, 2219-2235, 2002 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/6, 2219-2235, 2002
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

Η ΣΗΜΑΣΙΑ ΧΡΗΣΙΜΟΠΟΙΗΣΗΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΩΝ ΜΕΘΟΔΩΝ ΣΤΗ ΔΙΕΡΕΥΝΗΣΗ ΡΗΧΩΝ ΦΥΣΙΚΩΝ Ή ΤΕΧΝΗΤΩΝ ΔΟΜΩΝ*

ΤΑΞΙΑΡΧΗΣ ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΣ[1]

ΣΥΝΟΨΗ

Στην παρούσα εργασία γίνεται αναφορά στη χρησιμότητα και σπουδαιότητα χρησιμοποίησης των γεωφυσικών μεθόδων στη διερεύνηση της ρηχής υπεδαφικής δομής. Ειδικότερα, δίδεται έμφαση στους κλάδους της τεχνικής και περιβαλλοντικής γεωφυσικής, που αποτελούν επί μέρους εφαρμογές της εφαρμοσμένης γεωφυσικής έρευνας. Αρχικά αναφέρονται οι γεωφυσικές μέθοδοι που κυρίως χρησιμοποιούνται, η καταλληλότητα τους και οι δυνατότητες και περιορισμοί που διέπονται. Στη συνέχεια ορίζονται μερικές βασικές έννοιες, που πρέπει να λαμβάνονται υπόψη προκειμένου να επιτευχθεί θετική έκβαση μιας γεωφυσικής έρευνας. Τέλος, αναφέρονται τα πλεονεκτήματα και τα μειονεκτήματα των πλέον χρησιμοποιούμενων γεωφυσικών μεθόδων και δίδονται παραδείγματα μέσα από τον ελληνικό κυρίως χώρο.

ABSTRACT

In this review paper it is presented the usefulness and importance of using geophysical methods in shallow subsurface investigations. It is given emphasis on problems that can be handled by the engineering and environmental geophysics which are branches of applied geophysics. First, the geophysical methods that are mainly used are referred, their efficiency, as well as the potentialities and restrictions that they present. Next, some basic topics are defined that the geophysicist has to take into account in order to end up with positive results. Finally, the advantages and disadvantages of the most used geophysical methods are referred and some examples are given from the experience obtained by carrying out geophysical investigations in Greece.

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: Τεχνική γεωφυσική, περιβαλλοντική γεωφυσική, εφαρμοσμένη γεωφυσική, γεωφυσικές μέθοδοι, φυσικές ιδιότητες, γεωφυσικές έννοιες

KEY WORDS: Engineering geophysics, environmental geophysics, applied geophysics, geophysical methods, natural properties, geophysical parameters

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η χρησιμοποίηση γεωφυσικών μεθόδων με την εφαρμογή ειδικών τεχνικών ή διατάξεων, με στόχο τη διερεύνηση της υπεδαφικής δομής για τον εντοπισμό εκμεταλλεύσιμων κοιτασμάτων πετρελαίου, υδατικών πόρων και μεταλλευμάτων καθώς και για τον έλεγχο της στρωματογραφίας και της τεκτονικής δομής μιας περιοχής, έχει αρχίσει από τις αρχές του 20ου αιώνα. Η γεωφυσική έρευνα που ασχολείται με τη διερεύνηση του φλοιού της γης και τον εντοπισμό ρηχών δομών από πρακτικής και πολλές φορές από οικονομικής πλευράς, αποτελεί το αντικείμενο της **εφαρμοσμένης γεωφυσικής.**

Την τελευταία 10-ετία έχουν αναπτυχθεί δύο άλλοι επί μέρους κλάδοι, α) της **τεχνικής γεωφυσικής** και β) της **περιβαλλοντικής γεωφυσικής**. Σύμφωνα με τον Sheriff (1991) ο ορισμός της τεχνικής γεωφυσικής είναι η εφαρμογή γεωφυσικών μεθόδων στην έρευνα των υπεδαφικών υλικών και δομών που συμβάλλουν σημαντικά στην επίλυση γεωτεχνικών προβλημάτων. Η περιβαλλοντική γεωφυσική ορίζεται, σύμφωνα με τους Greenhouse (1991) και Steeples (1991), ως ο κλάδος που ασχολείται με την έρευνα των ρηχών φυσικο-χημικών φαινομένων, τα οποία έχουν επίδραση στη διαχείριση του άμεσου περιβάλλοντος. Η κύρια διαφορά μεταξύ της τεχνικής και περιβαλλοντικής γεωφυσικής είναι ότι η μεν πρώτη ασχολείται με δομές και τη φύση των υπεδαφικών υλικών, η δε δεύτερη μπορεί επίσης να συμπεριλάβει την χαρτογράφηση μεταβολών της αγωγιμότητας των πορικών υγρών και να καταδείξει την παρουσία μολυσμένων περιοχών μέσα στον υδροφόρο ορίζοντα. Οι χημικές επιδράσεις είναι εξ' ίσου σημαντικές όσο και τα φυσικά φαινόμενα (Reynolds, 1997). Ο όρος περιβαλ-

* THE IMPORTANCE OF USING GEOPHYSICAL METHODS IN SHALLOW INVESTIGATIONS FOR NATURAL OR ARTIFICIAL STRUCTURES.

[1] Τμήμα Γεωλογίας Εθνικού & Καποδιστριακού Παν/μιου Αθηνών, Τομέας Γεωφυσικής-Γεωθερμίας, Πανεπιστημιούπολη, Ζωγράφου, 157 84.

λοντική γεωφυσική έχει ερμηνευθεί από μερικούς ερευνητές ότι εννοεί γεωφυσικές έρευνες που έχουν διεξαχθεί με περιβαλλοντική ευαισθησία, χωρίς δηλαδή τη χρήση καταστροφικών μεθόδων, όπως π.χ. η εξασφάλιση του περιβάλλοντος στις υποθαλάσσιες σεισμικές έρευνες (Bowles, 1990), κ.λ.π.

Σύμφωνα με τα παραπάνω το ενδιαφέρον της διεθνούς επιστημονικής γεωφυσικής κοινότητας έχει επίσης εστιασθεί στην ανάπτυξη τεχνικών και διατάξεων καθώς και στη δημιουργία κατάλληλων πακέτων λογισμικού για την επεξεργασία των λαμβανομένων μετρήσεων, την ερμηνεία αυτών καθώς και την παρουσίαση των αποτελεσμάτων, για τη διερεύνηση ρηχών στόχων είτε είναι φυσικοί (π.χ. εντοπισμός εγκοίλων, προσδιορισμός αναγλύφου βραχώδους υποβάθρου, κ.α.) ή τεχνητοί (π.χ. εντοπισμός διαρροών και μολυσμένων περιοχών, κ.α.).

Η ανάγκη βελτίωσης και δημιουργίας νέων τεχνολογιών στο χώρο της γεωφυσικής προέρχεται κυρίως από τις αυξημένες απαιτήσεις των μεγάλων τεχνικών έργων, που συνίστανται είτε στη καλύτερη και ασφαλή θεμελίωση αυτών ή στην προστασία τους από επαγόμενους παράγοντες, όπως είναι η σεισμική επικινδυνότητα, ο κίνδυνος από κατολισθήσεις, η επίδραση τεχνητών εκρήξεων, κ.α. Επίσης, η ανάγκη παρακολούθησης φαινομένων μόλυνσης(π.χ. διείσδυσης θαλασσίου ύδατος σε παράκτιες περιοχές) ή διαρροών σε φράγματα και δεξαμενές, οδηγεί στην ανάπτυξη νέων τεχνικών για την καλύτερη αποτύπωση των υπεδαφικών ιδιοτήτων που επηρεάζονται περισσότερο από τη διέλευση των μολυσμένων υγρών ή την παρουσία αυτών.

Η χρησιμότητα των γεωφυσικών μεθόδων και η σπουδαιότητα τους από πρακτικής και οικονομικής πλευράς είναι σημαντική και γενικότερα συμβάλλουν στην ανάπτυξη, εφόσον χρησιμοποιούνται στη θεμελίωση μεγάλων τεχνικών έργων (π.χ. φραγμάτων, σηράγγων, γεφυρών, κ.λ.π.), στην παρακολούθηση διαρροών μεγάλων δεξαμενών υγρών (π.χ. καυσίμων, υδάτων, κ.λ.π.), την παρακολούθηση και τον έλεγχο μολυσματικών παραγόντων, όπως η διείσδυση θαλασσίου ύδατος, κ.α., τον εντοπισμό υπόγειων στοών και εγκοίλων, κ.α. Οι γεωφυσικές μέθοδοι συμβάλλουν επίσης στην ανάδειξη της ιστορικής κληρονομιάς ενός τόπου, με τον εντοπισμό θαμμένων αρχαιοτήτων χωρίς τη διενέργεια ανασκαφικών εργασίων, στον προσδιορισμό θαμμένων εκρηκτικών μηχανισμών, όπως ναρκών, όλμων, κ.α., καθώς επίσης στη δικανική έρευνα και στη μελέτη επίδρασης των ηλεκτρομαγνητικών κυρίως πεδίων στον άνθρωπο.

Στην παρούσα εργασία θεωρείται ότι η εφαρμοσμένη γεωφυσική παρέχει ένα ευρύ φάσμα πολύ χρήσιμων και αποτελεσματικών μεθόδων, που αν χρησιμοποιηθούν σωστά στις κατάλληλες περιπτώσεις, μπορούν να παράγουν πολύτιμη πληροφορία. Στόχος της παρούσας εργασίας είναι να προσπαθήσει να εξηγήσει πως η εφαρμογή των γεωφυσικών μεθόδων μπορεί να γίνει καλύτερα και αποδοτικότερα και να καταδείξει τα πλεονεκτήματα και τα μειονεκτήματα των διαφόρων τεχνικών.

2. ΓΕΩΦΥΣΙΚΕΣ ΜΕΘΟΔΟΙ - ΜΕΤΡΗΣΗ ΦΥΣΙΚΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ

Οι γεωφυσικές μέθοδοι ουσιαστικά αποκρίνονται στις φυσικές ιδιότητες του υπεδαφικού μέσου είτε είναι τεχνικο-γεωλογικής φύσης (π.χ. πέτρωμα, ίζημα, ύδωρ, πορώδες, διαπερατότητα, ρηγματώσεις, κενά, εξαλλοίωση, αποσάθρωση, κ.α.), ή φυσικές παράμετροι, όπως αγωγιμότητα, σεισμική ταχύτητα, πυκνότητα, μαγνητική επιδεκτικότητα, ελαστικές σταθερές, ηλεκτρική ειδική αντίσταση, διηλεκτρική σταθερά, ραδιενέργεια, θερμική αγωγιμότητα, κ.α.

Οι υπάρχουσες γεωφυσικές μέθοδοι και τεχνικές που χρησιμοποιούνται συνήθως στις γεωφυσικές διασκοπήσεις μπορουν να χρησιμοποιηθούν με ορισμένες τροποποιήσεις στην τεχνική και περιβαλλοντική γεωφυσική. Οι μέθοδοι αυτές είναι οι εξής:

- Βαρυτική
- Μαγνητική
- Σεισμική Διάθλαση
- Σεισμική Ανάκλαση
- DC Ηλεκτρική Ειδική Αντίσταση
- Επαγόμενη Πόλωση
- Ηλεκτρομαγνητικές
- Γεωραντάρ
- Ραδιενεργός
- Γεωθερμική
- Γεωφυσικές διαγραφίες σε γεώτρηση
- Άλλες νεώτερες μέθοδοι (NMR, SASW, κ.α.)

Η καταλληλότητα μιας γεωφυσικής τεχνικής ή ο συνδυασμός τεχνικών εξαρτάται κυρίως από τις αντιθέ-

σεις των φυσικών ιδιοτήτων που περιλαμβάνονται μεταξύ της δομής του στόχου και του περιβάλλοντος σχηματισμού, την έκταση σε βάθος του στόχου και τη φύση/πάχος του υπερκείμενου στρώματος. Γενικά, η έρευνα περισσοτέρων της μιας φυσικών ιδιοτήτων με την εφαρμογή διαφόρων γεωφυσικών μεθόδων παρέχει ένα συσχετισμό των αποτελεσμάτων και αυξάνει την αξιοπιστία της ερμηνείας τοιουτοτρόπως (Sharma 1997).

Μερικές αν όχι καμία από τις γεωφυσικές μεθόδους παρέχει μοναδική λύση σε ένα ιδιαίτερο γεωλογικό πρόβλημα. Είναι δυνατόν να ληφθεί ένας μεγάλος αριθμός γεωφυσικών λύσεων για διάφορα προβλήματα, πολλές εκ των οποίων να είναι γεωλογικά αστήρικτες. Είναι επομένως απαραίτητο να ελέγχεται πάντοτε η γεωφυσική λύση με γεωλογικά κριτήρια (Reynolds 1997).

Σε σχέση με τα προβλήματα περιβαλλοντικού κινδύνου μολυσματικών αποβλήτων και την ασφαλή διάθεση πυρηνικών και χημικών αποβλήτων, οι παρακάτω γεωφυσικές εργασίες παρουσιάζουν ιδιαίτερο ενδιαφέρον (Sharma 1997):

- Προσδιορισμός της θέσης γεωλογικών δομών (ρήγματα, ρηγματώσεις, ασθενείς ζώνες, απότομες λιθολογικές επαφές, κ.α.) κάτω και πέριξ υπαρχόντων χώρων υγειονομικής ταφής και χώρων ταφής τοξικών αποβλήτων.
- Προσδιορισμός της θέσης υδροφόρων οριζόντων και της υδραυλικής κλίσης ενεργών δομών για την ανίχνευση μολυσμένων χώρων και διαρροών στο υπέδαφος.
- Ανίχνευση και εντοπισμός θαμμένων χώρων απόθεσης τοξικών αποβλήτων.
- Διερεύνηση νέων χώρων απόθεσης αποβλήτων σε τεκτονικά/σεισμικά σταθερές περιοχές, με δομές που να προστατεύουν τα πετρώματα και τον υδροφόρο ορίζοντα από μόλυνση.

Επί πλέον υπάρχουν περιβαλλοντικά προβλήματα όπως, οι ραδιενεργές εκπομπές, η εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας, οι κατολισθήσεις και οι εδαφικές καθιζήσεις, ο εντοπισμός θαμμένων αρχαιοτήτων, κ.α., τα οποία προσεγγίζονται με γεωφυσικές μεθόδους. Στον πίνακα Ι δίδεται μια ανασκόπηση των πιο σπουδαίων στόχων της περιβαλλοντικής και της τεχνικής γεωφυσικής και οι κατάλληλες μέθοδοι ή τεχνικές που πρέπει να χρησιμοποιούνται.

Η εφαρμογή γεωφυσικών μεθόδων έχει επίσης σταθερά αυξηθεί την τελευταία δεκαετία για την επίλυση τεχνικών προβλημάτων. Οι εφαρμογές αναφέρονται σε τρεις κατηγορίες:

α) δοκιμές για τη θεμελίωση,

β) τον προσδιορισμό του υδροφόρου ορίζοντα και

γ) την ανίχνευση υπόγειων εγκαταλειμμένων μεταλλείων, θαμμένων σωλήνων και άλλων άχρηστων μεταλλικών αντικειμένων (Sharma 1997).

3. ΜΕΡΙΚΕΣ ΑΠΑΡΑΙΤΗΤΕΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΕΣ ΕΝΝΟΙΕΣ

Για την επιτυχή έκβαση μιας γεωφυσικής έρευνας απαραίτητη είναι η γνώση των παρακάτω θεμελιωδών εννοιών σύμφωνα με τους Greenhouse and Gudjurgis (1997):

- Όριο ανιχνευσιμότητας στόχου
- Δειγματοληψία μετρήσεων
- Απεικόνιση στόχου
- Ανίχνευση και ευκρίνεια (διακριτική ικανότητα στόχου)
- Βάθος διείσδυσης/έρευνας της γεωφυσικής μεθόδου
- Ακρίβεια των μετρήσεων
- Επεξεργασία των δεδομένων
- Ερμηνεία των γεωφυσικών αποτελεσμάτων

Πίνακας I

Γεωφυσική Μέθοδος	Μέτρηση Φυσικής Ιδιότητας	Εφαρμογές (βλ. αριθμούς κλειδιά παρακάτω)									
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Βαρυτική	Πυκνότητα	✓	✓	S	S	S	S	-	-	S	-
Μαγνητική	Επιδεκτικότητα	✓	✓	✓	S	-	?	-	✓	✓	-
Σεισμική διάθλαση	Ελαστικές σταθερές Πυκνότητα	✓	✓	?	✓	S	S	-	-	-	-
Σεισμική ανάκλαση	Ελαστικές σταθερές Πυκνότητα	✓	✓	?	S	S	?	-	-	-	-
Ηλεκτρική	Ειδική αντίσταση	?	?	✓	✓	✓	✓	✓	S	✓	?
SP	Διαφορές δυναμικού	-	-	✓	?	✓	?	?	?	-	-
IP	Ειδική αντίσταση Χωρητικότητα	?	?	✓	?	S	?	?	?	?	?
Ηλεκτρο μαγνητική EM	Αγωγιμότητα Αυτεπαγωγή	S	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	?
VLF	Αγωγιμότητα Αυτεπαγωγή	?	?	✓	?	S	S	S	?	?	-
Γεωραντάρ GPR	Διηλεκτρική σταθερά Αγωγιμότητα	-	-	?	✓	✓	✓	S	✓	✓	✓

✓, η πλέον κατάλληλη μέθοδος, S, δευτερεύουσα μέθοδος, ?, μέθοδος που μπορεί να χρησιμοποιηθεί με επιφύλαξη, -, ακατάλληλη μέθοδος

Εφαρμογές
1 Έρευνα υδρογονανθράκων (λιγνίτη, αερίων, πετρελαίων, κ.α)
2 Μελέτη γεωλογικών μακροδομών (περιοχές μεγαλύτερες από 100 km^2)
3 Μεταλλευτική έρευνα
4 Γεωτεχνική έρευνα
5 Υδρογεωλογικές έρευνες
6 Εντοπισμός υπόγειων στοών και εγκοίλων
7 Χαρτογράφηση διαρροών και μολυσμένων υπόγειων περιοχών
8 Εντοπισμός και καθορισμός θαμμένων μεταλλικών αντικειμένων
9 Αρχαιομετρία
10 Δικανική έρευνα

Η πιο βασική παράμετρος για τη διεξαγωγή μιας γεωφυσικής έρευνας είναι η **ανιχνευσιμότητα του στόχου.** Η ανίχνευση του στόχου απαιτεί μεγάλες αντιθέσεις στις φυσικές ιδιότητες και κατάλληλους συντελεστές στη κλίμακα και το σχήμα του στόχου με το περιβάλλον μέσο. Η ανίχνευση συνήθως καθορίζεται από ένα ελάχιστο αριθμό ιδιοτήτων του στόχου. Π.χ. ένας μολυσμένος χώρος πάχους 4 μέτρων και σε βάθος 10 μέτρων μπορεί να ανιχνευθεί με ένα EM όργανο μέτρησης της αγωγιμότητας, αλλά όχι σε βάθος 40 μέτρων.

Η επιλογή του διαστήματος **δειγματοληψίας** και η απόσταση μεταξύ των γεωφυσικών προφίλ, παίζει σπουδαίο ρόλο στην ανίχνευση του στόχου. Με τη λήψη αραιών μετρήσεων κατά μήκος τραβερσών σε μεταξύ τους απόσταση αρκετά μεγάλη, είναι δυνατόν να μη ανιχνευθεί καθόλου ο στόχος. Επίσης, η αραιή δειγματοληψία μπορεί να δημιουργήσει alias πρόβλημα σε χρονοσειρές, δηλαδή να γίνει επαναδίπλωση των συχνοτή-

των μιας κυματομορφής, με συνέπεια να μην αποτυπωθεί πλήρως. Π.χ. ένα σιδερένιο βαρέλι σε βάθος 2 μέτρων δημιουργεί μια μαγνητική ανωμαλία στην επιφάνεια του εδάφους, της οποίας το πλάτος είναι διπλάσιο του βάθους του βαρελιού. Μια δειγματοληψία των μαγνητικών μετρήσεων ανά 5 μέτρων θα αστοχούσε να ανιχνεύσει το θαμμένο βαρέλι.

Η **απεικόνιση** του στόχου χρησιμοποιείται για να περιγράψει το αποτέλεσμα της γεωφυσικής έρευνας. Με απλοποιημένες τεχνικές η απεικόνιση μπορεί να είναι ασαφής. Με άλλες τεχνικές όπως, στη σεισμική ανάκλαση, το γεωραντάρ, η απεικόνιση του στόχου είναι ορατή και μπορούν να παραχθούν και τρισδιάστατες απεικονίσεις του περιβάλλοντος αυτού όγκου.

Η ανίχνευση του στόχου είναι η μια βασική παράμετρος αλλά ενδιαφέρει επίσης η **ευκρίνεια** του. Η ανίχνευση π.χ. ενός θαμμένου βαρελιού είναι σχετικά μια εύκολη διαδικασία. Η αναγνώριση όμως ατομικών (ανεξάρτητων) βαρελιών ίσως είναι ένα δυσκολότερο πρόβλημα. Επίσης, η αναγνώριση του βάθους της οροφής και του πυθμένα ενός βαρελιού είναι ένα δύσκολο πρόβλημα. Η ευκρίνεια ή διακριτική ικανότητα ορίζεται ως η ελάχιστη απόσταση μεταξύ δύο διαφορετικών στόχων ή χαρακτηριστικών του ιδίου στόχου, κατά την οποία μπορούν ανεξάρτητα να αναγνωρισθούν με βάση μια δεδομένη γεωφυσική μέθοδο, σε μονάδες μήκους.

Η ενέργεια που χρησιμοποιείται (π.χ. DC ηλεκτρική, σεισμική και ηλεκτρομαγνητική, κ.α.) στις ενεργητικές γεωφυσικές μεθόδους, έχουν θεωρητικά άπειρο βάθος διείσδυσης. Πρακτικά όμως λόγω μετατροπής της διοχετευόμενης ενέργειας σε άλλες μορφές (θερμική, δυναμική, κ.α.), το ενεργό βάθος είναι πεπερασμένο. Ως **βάθος έρευνας** μπορεί να ορισθεί το μέγιστο βάθος ανίχνευσης ενός στόχου ενδιαφέροντος, σε ένα ορισμένο περιβάλλον και με μια δεδομένη γεωφυσική μέθοδο.

Οι γεωφυσικές μετρήσεις μπορεί να είναι πολύ **ακριβείς,** αλλά δεν μπορεί να επιτευχθεί το ίδιο για τη γεωφυσική ερμηνεία. Η αντιστροφή των γεωφυσικών δεδομένων υπό μορφή υπεδαφικής δομής, η οποία είναι υπεύθυνη για τη δημιουργία τους, δεν είναι μοναδική.

Η γεωφυσική απεικόνιση είναι το αποτέλεσμα ενός ή περισσοτέρων σταδίων **επεξεργασίας δεδομένων** των αρχικών μετρήσεων. Η επεξεργασία μπορεί να είναι ένας απλός προγραμματισμός των δεδομένων και η παρουσίαση τους ή η εφαρμογή πολύπλοκων πράξεων που στόχο έχουν την απαλλαγή τους από ανεπιθύμητο θόρυβο ή την μεγέθυνση τάσεων/γεγονότων που ενδιαφέρουν. Έτσι, αναπόφευκτα υπεισέρχεται ο υποκειμενικός παράγοντας όχι τόσο στην επεξεργασία αυτή καθ' εαυτή, αλλά στην επιλογή της μεθόδου επεξεργασίας. Η γεωφυσική επεξεργασία των δεδομένων περιλαμβάνει τις εξής κυρίως πράξεις:

- Φιλτράρισμα των δεδομένων για εξομάλυνση ή όξυνση των ανωμαλιών.
- Αντίστροφο φιλτράρισμα ή αποσυνέλιξη των δεδομένων για επαναφορά των επιδράσεων του φιλτραρίσματος που προκαλείται από τα όργανα ή τη γη αυτή καθ' εαυτή.
- Επανατοποθέτηση δεδομένων ή διαδικασία migration, κατά την οποία διορθώνονται οι αποκλίσεις της απεικόνισης του στόχου, που παράγονται από κεκλιμένες και μη επίπεδες επιφάνειες όπως, ρήγματα και αντικλινικές μορφές.
- Η διαδικασία παρεμβολής σημείων, κατά την οποία μερικές φορές ακολουθείται αυθαίρετη τεχνική για τη σύνδεση των σημείων μέτρησης.

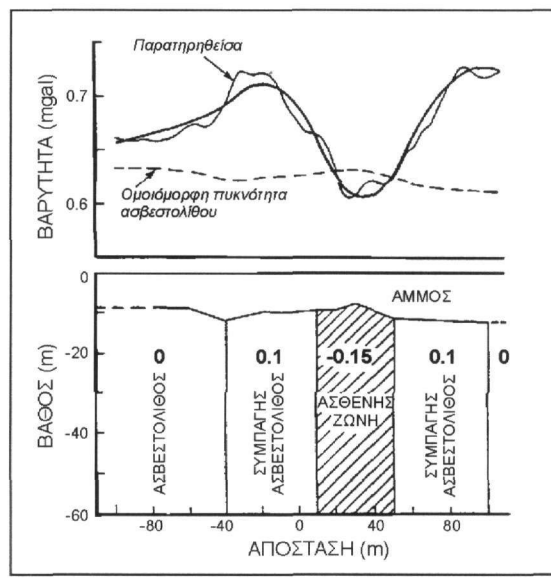
Μετά το στάδιο της επεξεργασίας ακολουθεί **η ερμηνεία** των αποτελεσμάτων. Η ερμηνεία στηρίζεται κυρίως στην εμπειρία του γεωφυσικού και ουσιαστικά επιτυγχάνεται η αντιστοίχιση των φυσικο-μαθηματικών μοντέλων που παράγονται μετά την επεξεργασία των δεδομένων, με τη γεωλογική δομή της περιοχής έρευνας. Ο υποκειμενικός παράγοντας είναι έντονος στην ερμηνεία των γεωφυσικών αποτελεσμάτων και μπορεί να διαφέρει και μεταξύ ειδικών.

4. ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΤΩΝ ΓΕΩΦΥΣΙΚΩΝ ΜΕΘΟΔΩΝ ΓΙΑ ΤΗ ΔΙΕΡΕΥΝΗΣΗ ΡΗΧΩΝ ΣΤΟΧΩΝ

Για την επιτυχή έκβαση μιας γεωφυσικής έρευνας παίζουν ρόλο πολλοί παράγοντες που ήδη έχουν αναφερθεί παραπάνω. Η επιλογή της πλέον κατάλληλης γεωφυσικής μεθόδου είναι πρωταρχικής σημασίας για την επίλυση ενός γεωτεχνικού ή περιβαλλοντικού προβλήματος. Είναι σύνηθες το φαινόμενο να υπάρχουν διαφορετικές απόψεις εφαρμογής μιας γεωφυσικής μεθόδου μεταξύ των γεωτεχνικών και των γεωφυσικών για την επίλυση ενός συγκεκριμένου γεωτεχνικού προβλήματος. Είναι απαραίτητο να διευκρινισθούν τα πλεονεκτήματα και τα μειονεκτήματα μιας εκάστης των γεωφυσικών μεθόδων, ώστε να φανεί η καταλληλότητα τους για τη διερεύνηση του συγκεκριμένου στόχου. Στις επόμενες παραγράφους θα γίνει αναφορά για κάθε μια χωριστά γεωφυσική μέθοδο που χρησιμοποιείται για τη διερεύνηση ρηχού στόχου.

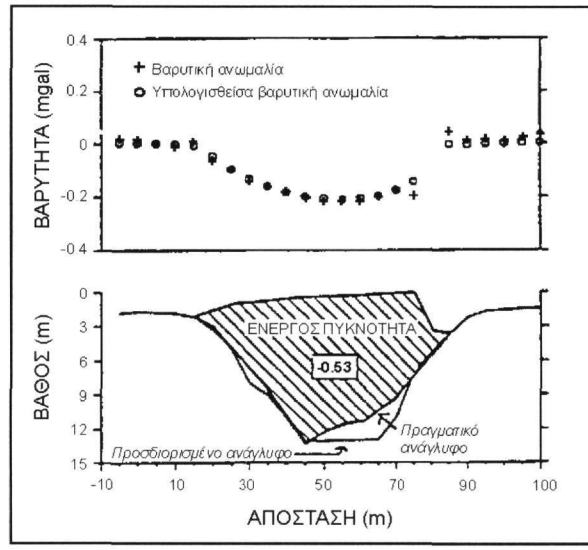
4.1 ΒΑΡΥΤΙΚΗ

Οι βαρυτικές διασκοπήσεις μετρούν βασικά πλευρικές ή κατακόρυφες μεταβολές της πυκνότητας στο υπέδαφος. Η πυκνότητα των υλικών δεν παρουσιάζει μεγάλες αντιθέσεις (συνήθη υλικά μεταξύ 1.7-2.7 gr/cm$^{3)}$, με συνέπεια πολλές φορές να μην είναι εφικτός ο διαχωρισμός της φύσης των γεωλογικών σχηματισμών που συναντώνται στην περιοχή έρευνας. Οι μετρήσεις υπαίθρου απαιτούν διορθώσεις, οι οποίες πολλές φορές είναι προσεγγιστικές και επίπονες (π.χ. τοπογραφικές). Απαιτείται μεγάλη ακρίβεια στον προσδιορισμό του υψομέτρου (μερικά mm) και στον προσδιορισμό της πυκνότητας των σχηματισμών που συνέρχονται στην περιοχή έρευνας. Όσον αφορά την ερμηνεία των βαρυτικών ανωμαλιών (ανωμαλίες Bouguer) υπάρχει το πρόβλημα της μη μοναδικής λύσης που συναντάται στα δεδομένα των δυναμικών πεδίων. Στην πράξη βέβαια βοηθούν ορισμένες γεωλογικές ή γεωφυσικές πληροφορίες άλλων μεθόδων, στην απόκτηση μιας αποδεκτής γεωλογικά λύσης. Οι βαρυτικές ανωμαλίες αντικειμένων των οποίων οι διαστάσεις είναι μικρές συγκριτικά με το βάθος που βρίσκονται, ελαττώνονται κατά 1/r^2, δηλαδή πολύ λιγότερο από τις αντίστοιχες μαγνητικές ανωμαλίες (1/r^3). Στα σχήματα 1 και 2 φαίνονται δύο εφαρμογές βαρυτικής διασκόπησης για τον εντοπισμό υδροφόρου ορίζοντα σε κατακερματισμένο ασβεστόλιθο και την απεικόνιση του πυθμένα χώρου υγειονομικής ταφής, αντίστοιχα. Η βαρυτική μέθοδος έχει χρησιμοποιηθεί με επιτυχία για τον εντοπισμό εγκοίλων σε καρστικό περιβάλλον (Barrows and Fett 1985, Butler 1984). Η βαρυτική μέθοδος μπορεί να εφαρμοσθεί σε περιβάλλον "βιομηχανικού" θορύβου, εκεί που αποκλείονται ΕΜ, ηλεκτρικές ή ακόμη σεισμικές μέθοδοι.



Σχήμα 1. Βαρυτική ανωμαλία πάνω από υδροφόρο ασβεστόλιθο σε περιοχή της Φλώριδας Αμερικής. Η χαμηλή τιμή συμπίπτει με τη θέση της κατακερματισμένης ζώνης, όπου το ύδωρ αντικαθιστά μέρος του συμπαγούς ασβεστολίθου (από Stewart and Wood 1990).

Figure 1. Gravity data over limestone aquifer, Florida. Note gravity low coinciding with fractured zone, where water replaces some small portion of the denser rock matrix (after Stewart and Wood 1990).



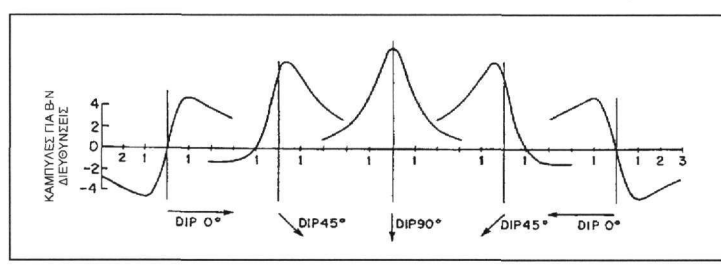
Σχήμα 2. Προσομοίωση του αναγλύφου Χ.Υ.Τ.Α. και συσχέτιση με το πραγματικό ανάγλυφο, με βάση τα δεδομένα βαρυτικής έρευνας (από Roberts et.al. 1990).

Figure 2. Forward-modelled gravity data over a landfill area (after Roberts et.al. 1990).

4.2 ΜΑΓΝΗΤΙΚΗ

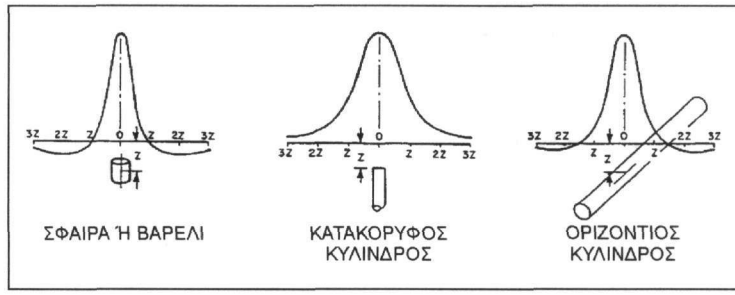
Στην περιβαλλοντική γεωφυσική η μαγνητική μέθοδος χρησιμοποιείται κυρίως για τον εντοπισμό θαμμένων μεταλλικών αντικειμένων. Χρησιμοποιείται επίσης για την εκτίμηση του πάχους του αλλουβιακού καλύμματος ή ιζηματογενών σχηματισμών πάνω από μαγνητικό 'υπόβαθρο'. Συνήθως μετρείται η συνολική ένταση του γήινου μαγνητικού πεδίου με στόχο την αναγνώριση υψηλών και χαμηλών τιμών που υποδηλώνουν την ύπαρξη σιδηρο-μαγνητικών υλικών. Επί πλέον μετρείται η κατακόρυφη βαθμίδα του μαγνητικού πεδίου με τη λήψη δύο μετρήσεων σε διαφορετικά υψόμετρα ταυτοχρόνως. Τυπικές ανωμαλίες στόχων ενδιαφέροντος (π.χ. θαμμένο μεταλλικό βαρέλι) έχουν τιμές μικρότερες από 2000 gammas.

Απαιτείται η καταγραφή της ημερήσιας πορείας του γήινου μαγνητικού πεδίου σε ένα σταθμό αναφοράς, για την εφαρμογή διορθώσεων. Συνήθως, εφαρμόζεται μια μεγάλη ποικιλία φίλτρων ή τεχνικών μεγέθυνσης του σήματος, που χρησιμοποιούνται εξ΄ίσου καλά στις μαγνητικές και βαρυτικές μετρήσεις (Broome 1991). Η μαγνητική ανωμαλία που οφείλεται στην παρουσία ενός διπολικού αντικειμένου, π.χ. ενός βαρελιού, ελαττώνεται κατά $1/r^3$. Έτσι, το πλάτος της ανωμαλίας ελαττώνεται απότομα με το βάθος και περιορίζει την ανίχνευση ενός μόνο βαρελιού στα 2 μέτρα (Hinze 1990). Οι μαγνητικές μετρήσεις επηρεάζονται από την παρουσία κτιρίων, μεταλλικών φρακτών, ηλεκτρικών γραμμών, οχημάτων και σιδηρομπετόν. Οι μαγνητικές ανωμαλίες είναι διπολικές, παρουσιάζοντας πάντοτε θετικές και αρνητικές τιμές. Στα σχήματα 3 και 4 παρουσιάζονται οι αποκρίσεις των μαγνητικών ανωμαλιών που παράγονται πάνω από ένα κεκλιμένο φύλλο (λεπτό μέταλλο), μια σφαίρα (βαρέλι), ένα κατακόρυφο και οριζόντιο κύλινδρο (μεταλλικός σωλήνας).



Σχήμα 3. Ανωμαλίες ολικής έντασης του μαγνητικού πεδίου σε Β-Ν διευθύνσεις, που προκαλούνται από κεκλιμένα φύλλα σε μαγνητική έγκλιση 75 μοιρών (από Reford 1964).

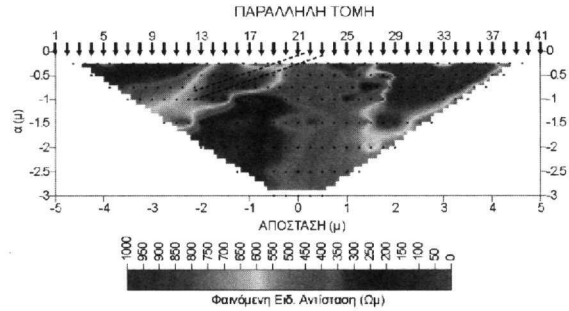
Figure 3. Total field magnetic profile along N-S traverses caused by dipping sheets at magnetic inclination 75 degrees (after Reford 1964).



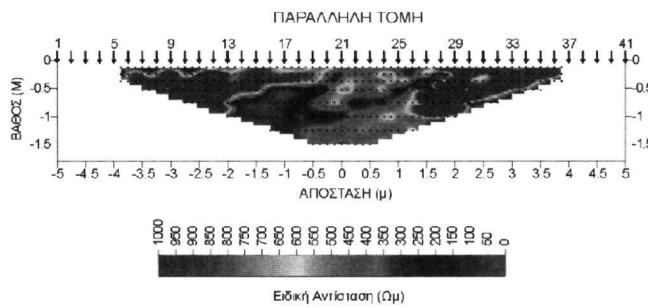
Σχήμα 4. Ανωμαλίες ολικής έντασης του μαγνητικού πεδίου που προκαλούνται από σφαίρα, κατακόρυφο και οριζόντιο κύλινδρο σε μαγνητική έγκλιση 90 μοιρών.
Figure 4. Total field magnetic profiles caused by a sphere, vertical and horizontal cylinder at magnetic inclination 90 degrees.

4.3 ΗΛΕΚΤΡΙΚΗ

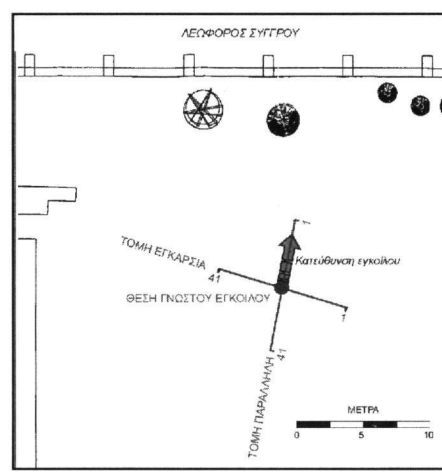
Οι ηλεκτρικές διατάξεις είναι από τις πιο παλιές γεωφυσικές τεχνικές που έχουν εφαρμοσθεί και παραμένουν χρήσιμες σήμερα όπως πριν από 50 χρόνια. Το χαμηλό κόστος και οι απλές απαιτήσεις οργάνων καθιστούν πλεονεκτικές τις ηλεκτρικές τεχνικές έναντι των άλλων γεωφυσικών μεθόδων. Η φυσική ιδιότητα που μετρείται είναι η αγωγιμότητα ή η ειδική αντίσταση των γεωλογικών σχηματισμών. Οι γεωηλεκτρικές διασκοπήσεις περιλαμβάνουν τεχνικές οριζόντιας χαρτογράφησης ή βαθοσκόπησης, ή/και τις δύο ταυτοχρόνως. Η βαθοσκόπηση ερευνά τη κατακόρυφη μεταβολή της ειδικής αντίστασης και εφαρμόζεται όπου η γεωλογία παρουσιάζει οριζόντια ή ελαφρώς κεκλιμένα στρώματα και πλευρικά ομογενείς σχηματισμούς. Οι διατάξεις που έχουν κυρίως χρησιμοποιηθεί στην υδρογεωλογία είναι η Wenner, η Schlumberger και η Dipole-dipole. Στην οριζόντια χαρτογράφηση η πλευρική κατανομή της φαινόμενης ειδικής αντίστασης εξετάζεται και απεικονίζεται σε δισδιάστατη κυρίως μορφή ως "ψευδοτομή" και στη συνέχεια προσδιορίζεται ποσοτικά η δισδιάστατη κατανομή της ειδικής αντίστασης με τη δημιουργία διαδοχικών μοντέλων, μέχρι να ληφθεί η optimum λύση μεταξύ των μετρήσεων υπαίθρου και των υπολογισθεισών τιμών φαινόμενης ειδικής αντίστασης. Οι μετρήσεις υπαίθρου επηρεάζονται από το "βιομηχανικό" θόρυβο, τη κακή επαφή των ηλεκτροδίων ρεύματος και δυναμικού με το έδαφος, κ.α. Πολλές φορές συνδυάζεται με άλλες γεωφυσικές μεθόδους όπως, ηλεκτρομαγνητικές, σεισμικές και επαγόμενης πόλωσης. Μεγάλη έμφαση έχει δοθεί σήμερα στη δισδιάστατη παρουσίαση των γεωηλεκτρικών αποτελεσμάτων για την επίλυση τόσο περιβαλλοντικών όσο και γεωτεχνικών προβλημάτων. Η ηλεκτρική μέθοδος έχει χρησιμοποιηθεί με επιτυχία στην αρχαιομετρία, στον εντοπισμό ασθενών ή ρηξιγενών ζωνών, στον εντοπισμό εγκοίλων, κ.α. Παρακάτω αναφέρεται μια πρόσφατη εφαρμογή στους στύλους του Ολυμπίου Διός, όπου χρησιμοποιήθηκε η τεχνική της γεωηλεκτρικής τομογραφίας για την ανίχνευση και εντοπισμό εγκοίλων στον αρχαιολογικό χώρο. Στο σχήμα 5α φαίνεται η "ψευδοτομή" πάνω από γνωστό έγκοιλο (σχήμα 5γ) και στο σχήμα 5β η κατανομή της ειδικής αντίστασης μετά την μονοδιάστατη αντιστροφή των μετρήσεων υπαίθρου με τη διάταξη Wenner. Στο σχήμα 6 φαίνονται δύο ανωμαλίες (>1000 Ωμ), μεταξύ των θέσεων 6-8 και 32-36 αντίστοιχα, που υποδηλώνουν είτε την ύπαρξη εγκοίλου σε μικρό βάθος ή την παρουσία σώματος υψηλής ειδικής αντίστασης, π.χ. μαρμάρου. Πράγματι εντοπίσθηκε μικρής έκτασης έγκοιλο στις θέσεις 32-36 μετά το πέρας των εργασιών υπαίθρου και την παράδοση της σχετικής μελέτης.



(α)



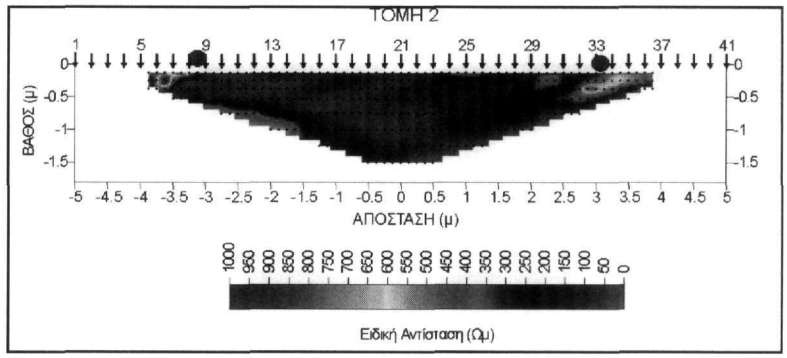
(β)



(γ)

Σχήμα 5. Απεικόνιση α)της φαινόμενης ειδικής αντίστασης (ψευδο-τομής) και β)της ψευδο-δισδιάστατης ειδικής αντίστασης (μονοδιάστατης αντιστροφής δεδομένων της διάταξης Wenner), πάνω από γνωστό κεκλιμένο έγκοιλο στον αρχαιολογικό χώρο των στύλων του Ολυμπίου Διός (γ).

Figure 5. Representation of a) apparent resistivity (pseudo-section) and b) 2-D pseudo-section of resistivity (based on 1-D inversion of Wenner data), over a known inclined cave in the archaeological area of the Olympus Zeus Columns.

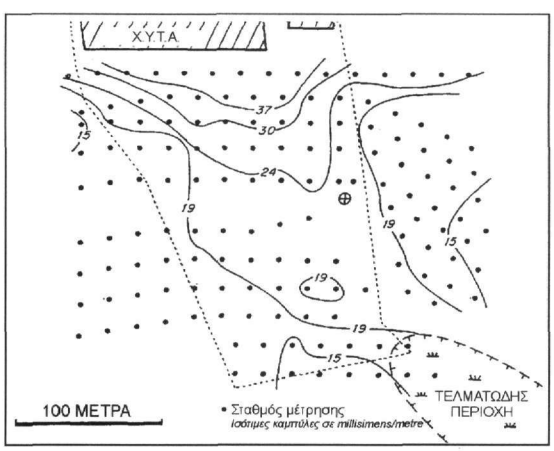


Σχήμα 6. Απεικόνιση της δισδιάστατης κατανομής της ειδικής αντίστασης κατά μήκος της γεωηλεκτρικής τομής Νο 2, εντός του αρχαιολογικού χώρου των στύλων του Ολυμπίου Διός. Η ανωμαλία με ειδική αντίσταση >1000 Ωμ υποδηλώνει τη θέση ενός εγκοίλου σε μικρό βάθος ή την παρουσία σώματος υψηλής ειδικής αντίστασης, π.χ μαρμάρου. Στις θέσεις 32-36 εντοπίσθηκε έγκοιλο σε μικρό βάθος.

Figure 6. Representation of 2-D resistivity pseudo-section along a profile in the archaeological area of the Olympus Zeus Columns. The resistivity anomaly of over 1000 Ohm.m indicates either the location of a cave in shallow depth or the presence of high resistivity body, i.e. a piece of marble. Indeed in the area between the stations 32-36 an inclined cave was detected at shallow depth.

4.4 ΗΛΕΚΤΡΟΜΑΓΝΗΤΙΚΕΣ

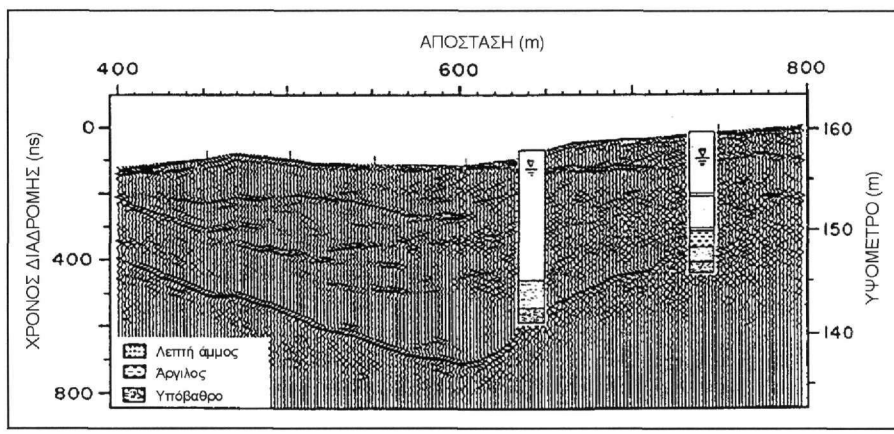
Ανάλογα με την εφαρμογή της ηλεκτρομαγνητικής μεθόδου έχουν αναπτυχθεί επί μέρους τεχνικές και όργανα που χρησιμοποιούν τις αρχές της. Ο προσδιορισμός της εδαφικής αγωγιμότητας, ο εντοπισμός θαμμένων μεταλλικών αντικειμένων, η αρχαιομετρία, η μεταλλευτική έρευνα και η έρευνα υδρογεωλογικών στόχων είναι μερικές από τις εφαρμογές της ηλεκτρομαγνητικής μεθόδου. Είναι η λιγότερη αναπτυγμένη γεωφυσική μέθοδος στην Ελλάδα. Επηρεάζεται από την παρουσία του "βιομηχανικού" θορύβου και εφαρμόζεται σε "καθαρές" ηλεκτρικά περιοχές. Οι μετρήσεις εδαφικής αγωγιμότητας γίνονται συνήθως σε κάνναβο διαστάσεων 0.5 ή 1.0 μέτρου και το όργανο (EM-31 ή EM-34 της Geonics) μετρά τις μέσες τιμές υπεδαφικών όγκων που έχουν διαστάσεις περίπου ίσες με την απόσταση μεταξύ πομπού και δέκτη. Η απόκριση των οργάνων μέτρησης της εδαφικής αγωγιμότητας εξαρτάται από τον προσανατολισμό των στόχων σε σχέση με τη διεύθυνση διεξαγωγής των μετρήσεων. Εάν ο στόχος είναι μικρότερος από την απόσταση πομπού-δέκτη η απόκριση θα είναι διπολική. Εάν ο στόχος είναι πιο αγώγιμος από το περιβάλλον πέτρωμα τότε το αποτέλεσμα θα είναι ένας αρνητικός πόλος που θα συνορεύει με δύο θετικές περιοχές. Άλλες ενδιαφέρουσες παράμετροι είναι το μέγεθος, το βάθος και ο βαθμός χημικής διάβρωσης του στόχου. Στο σχήμα 7 παρουσιάζεται μια εφαρμογή οργάνου EM-34 σε περιοχή της Βραζιλίας, όπου σκιαγραφείται η διάδοση της μόλυνσης από ένα χώρο υγειονομικής ταφής προς μια βαλτώδη περιοχή. Ως ανιχνευτής μετάλλου χρησιμοποιείται κυρίως το EM-61 της Geonics, το οποίο μπορεί ανιχνεύσει ένα δοχείο 10 lt σε ένα βάθος 3 μέτρων.



Σχήμα 7. Ένα παράδειγμα ΕΜ-34 εφαρμογής στη Βραζιλία. Εδώ παρατηρείται διάχυση των μολυσματικών παραγόντων από ένα χώρο Χ.Υ.Τ.Α. προς μια τελματώδη περιοχή, περνώντας κάτω από αγροτική κατοικία και μολύνοντας το νερό της γεώτρησης (κύκλος με σταυρό). Από Monier-Williams et.al. 1990.

Figure 7. An EM-34 survey in Brazil. Leachate from a landfill moves toward discharge in a swamp area, passing under a farmhouse and contaminating its well (crossed circle). After Monier-Williams et.al. 1990.

Σε σχέση με το μαγνητόμετρο έχει το πλεονέκτημα ότι παρουσιάζει ανωμαλία μιας πολικότητας, η οποία κεντράρεται στο στόχο. Το βάθος του στόχου υπολογίζεται ικανοποιητικά από το πλάτος της ανωμαλίας. Πλεονεκτεί δε έναντι και του γεωραντάρ διότι μπορεί να ανιχνεύσει μεταλλικά αντικείμενα σε περιβάλλοντα πλούσια σε αργιλικό υλικό. Δεν αποδίδει στην παρουσία επιφανειακού καλύμματος σιδηρομπετόν. Η τεχνική HLEM ή Slingram (οριζόντια πηνία πομπού-δέκτη), έχει κυρίως εφαρμοσθεί στη μεταλλευτική έρευνα για τον εντοπισμό κοιτασματολογικών στόχων μέχρι βάθους 100 μέτρων. Αν και δεν έχει εφαρμοσθεί ευρέως στη τεχνική και περιβαλλοντική γεωφυσική, εν τούτοις είναι μια πολλά υποσχόμενη τεχνική που μπορεί να καλύψει μεγαλύτερα βάθη από τις δύο προηγούμενες τεχνικές που αναφέρθηκαν. Ένα πολύ καλό παράδειγμα αυτής της τεχνικής αναφέρεται από τους Palacky and Stephens (1990). Υπάρχουν πολλές άλλες εφαρμογές ηλεκτρομαγνητικών τεχνικών όπως, VLF-R, TDEM (μετρήσεις στο πεδίο των χρόνων), και EM μετρήσεις από αέρος, κ.α., που στόχο έχουν τη διερεύνηση μεγαλο-δομών. Τέτοιες δομές είναι η παρουσία ρηγμάτων, υδρογεωλογικοί στόχοι μεγάλου βάθους για τον έλεγχο π.χ. της μόλυνσης του υδροφόρου ορίζοντα και γενικότερα για τον εντοπισμό υδροφόρων οριζόντων σε μεγάλες εκτάσεις. Η εφαρμογή του γεωραντάρ (GPR) είναι μια επί πλέον EM μέθοδος διασκόπησης. Αν και στηρίζεται στην εκπομπή ηλεκτρομαγνητικής ενέργειας εύρους 10 - 1000 MHz, εν τούτοις μοιάζει πολύ με τη μέθοδο της σεισμικής ανάκλασης. Το γεωραντάρ χρησιμοποιείται κυρίως στη χαρτογράφηση της υπεδαφικής στρωματογραφίας, τον εντοπισμό θαμμένων μεταλλικών και μη μεταλλικών αντικειμένων, όπως δοχείων ή βαρελιών, θεμελιώσεις κτιρίων, στην ανίχνευση ορισμένων μολυσματικών συστατικών στο ύδωρ και τον εντοπισμό της στάθμης του υδροφόρου ορίζοντα. Το βάθος έρευνας εξαρτάται από τη συχνότητα εκπομπής που προσαρτάται στο γεωραντάρ και στην εξασθένηση του σήματος που ελέγχεται από την αγωγιμότητα του μέσου. Π.χ. σε περιβάλλοντα με μικρή αγωγιμότητα το βάθος έρευνας ξεπερνά τα 20 μέτρα. Η κατακόρυφη ευκρίνεια είναι λ/4 του κυρίαρχου μήκους κύματος. Στο σχήμα 8 φαίνεται μια εφαρμογή γεωραντάρ για την απεικόνιση της στρωματογραφίας, του αναγλύφου του υποβάθρου και της στάθμης του υδροφόρου ορίζοντα.

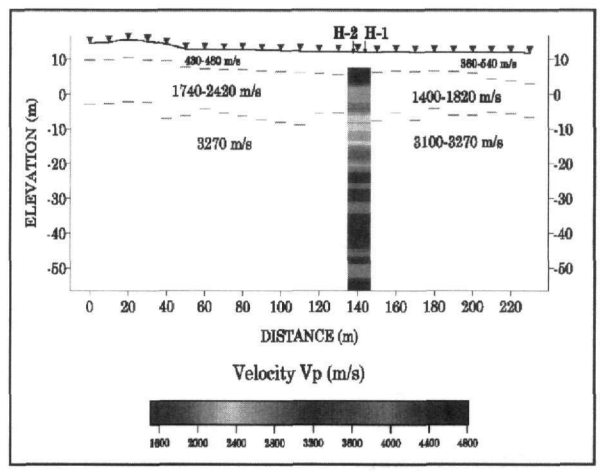


Σχήμα 8. Καταγραφή γεωραντάρ που απεικονίζει το ανάγλυφο του υποβάθρου με υπερκείμενο κάλυμμα αποτελούμενο από άργιλο και άμμο σε περιοχή του Οντάριο Καναδά (από Davis and Annan 1989).
Figure 8. Radar record showing bedrock topography and silt/sand layering in overburden, Ontario (after Davis and Annan 1989).

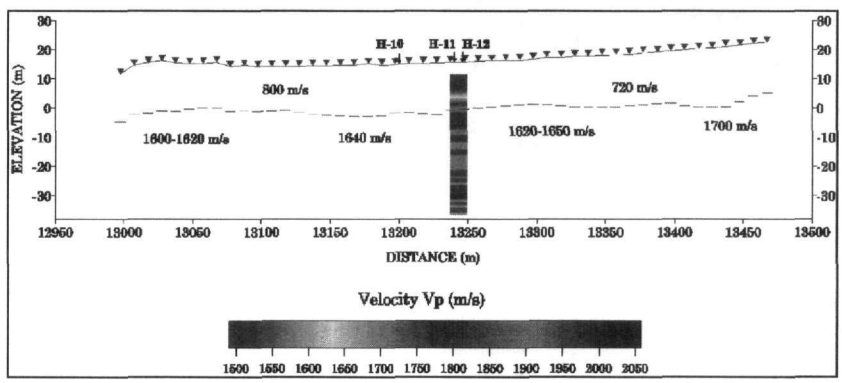
4.5 ΣΕΙΣΜΙΚΕΣ

Υπάρχουν δύο βασικές μέθοδοι σεισμικής διασκόπησης, η διάθλαση και η ανάκλαση. Τα τελευταία χρόνια έχει αναπτυχθεί η μέθοδος της σεισμικής τομογραφίας σε γεωτεχνικές εφαρμογές. Επίσης, οι σεισμικές μέθοδοι crosshole & downhole (uphole), χρησιμοποιούνται αρκετά χρόνια στη γεωτεχνική έρευνα. Στις σεισμικές μεθόδους παράγεται ενέργεια υπό μορφή P (επιμήκων) κυμάτων και S (εγκαρσίων) κυμάτων και η χρησιμότητα τους στηρίζεται στις αντιθέσεις των ακουστικών ιδιοτήτων μεταξύ των γεωλογικών υλικών. Αυξανόμενη χρήση παρατηρείται της μεθόδου SASW (Φασματική ανάλυση επιφανειακών κυμάτων), για επί τόπου μετρήσεις της κατακόρυφης κατανομής των εγκαρσίων κυμάτων, τα οποία παρουσιάζουν παραπλήσιες σεισμικές ταχύτητες με τα επιφανειακά κύματα Rayleigh. Με τη χρήση επιφανειακών κυμάτων με εύρος συχνοτήτων από μερικά Hz έως μερικές εκατοντάδες Hz, μπορεί να ληφθεί με λεπτομέρεια η κατανομή της ταχύτητας των

εγκαρσίων κυμάτων μέχρι βάθους 60 μέτρων. Η μέθοδος της σεισμικής διάθλασης «παραδοσιακά» έχει χρησιμοποιηθεί για την απεικόνιση του «υποβάθρου» κάτω από ένα επιφανειακό κάλυμμα. Η μέθοδος παρουσιάζει τους εξής περιορισμούς: α)η σεισμική ταχύτητα πρέπει να αυξάνει μετά του βάθους και β)η παρεμβολή λεπτού ή στρώματος χαμηλής ταχύτητας (αντιστροφή ταχύτητας)μεταξύ στρωμάτων υψηλότερης ταχύτητας, δεν μπορεί να ανιχνευθεί. Το βάθος έρευνας και η ευκρίνεια της μεθόδου είναι κατώτερα εκείνων της μεθόδου σεισμικής ανάκλασης. Για ρηχές διασκοπήσεις αναδεικνύεται η πλέον χρήσιμη μέθοδος ιδιαίτερα σε γεωτεχνικές εφαρμογές. Στο σχήμα 9α παρουσιάζεται μια εφαρμογή στην περιοχή του Ηρακλείου Κρήτης, που διεξήχθη στα πλαίσια της μικροζωνικής μελέτης της περιοχής. Στο σχήμα 9β απεικονίζεται μια άλλη σεισμική τομή στην ίδια περιοχή, αλλά το επιφανειακό κάλυμμα αποτελείται από λεπτές ενδιαστρώσεις αργίλων και άμμων (μη ομογενές κάλυμμα), χωρίς την παρουσία διακριτών στρωμάτων. Στην περίπτωση αυτή προσδιορίσθηκε μια μέση σεισμική ταχύτητα για το κάλυμμα και το βάθος (ανάγλυφο) του υποβάθρου με τη μέθοδο GRM, λαμβάνοντας υπόψη τη μέση αυτή ταχύτητα και τη σεισμική ταχύτητα του υποβάθρου.



(α)

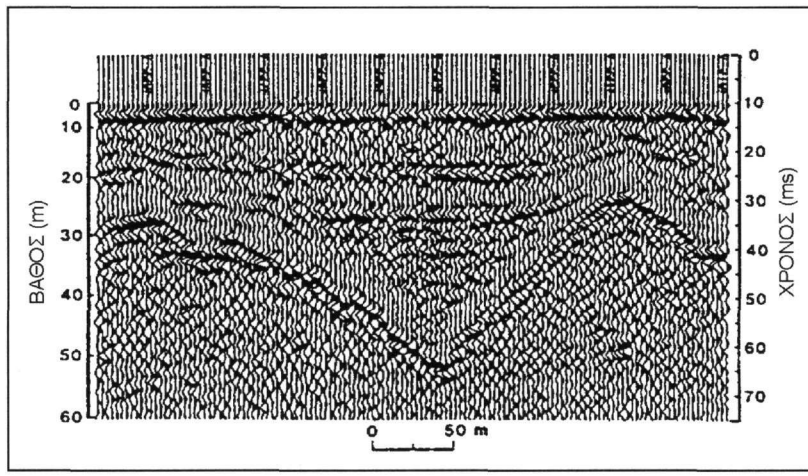


(β)

Σχήμα 9. Απεικόνιση δύο γεωσεισμικών τομών στην περιοχή Ηρακλείου Κρήτης, που δείχνουν, α) σαφή και διακριτά γεωσεισμικά στρώματα, με καλή συμφωνία των δεδομένων crosshole του ζεύγους γεωτρήσεων H1-H2 και β) τη μέση σεισμική ταχύτητα του υπερκείμενου καλύμματος (με εύρος ταχυτήτων 720-800 m/s), λόγω της παρουσίας πολλών λεπτών ενδιαστρώσεων αργίλων και άμμων.

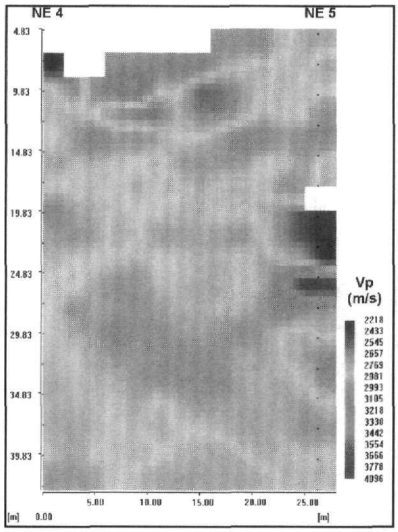
Figure 9. Representation of two seismic lines in the area of Heraklion Crete showing, a) discrete seismic layers of good fitting with the crosshole data of the borehole pair H1-H2 and b) the average seismic velocities of the overburden due to the presence of many thin inter-bedded layers of silts and sands.

Η μέθοδος της σεισμικής ανάκλασης χρησιμοποιείται κυρίως για βαθύτερους στόχους (>25 μ), όπως για τη μελέτη ιζηματογενών λεκανών, την απεικόνιση τεκτονικών χαρακτηριστικών, την υδρογεωλογία, κ.α. Η σεισμική ανάκλαση έχει χρησιμοποιηθεί με την παραγωγή κυρίως P κυμάτων για τη διερεύνηση βαθειών στόχων. Ένα παράδειγμα ρηχής διασκόπησης με τη μέθοδο σεισμικής ανάκλασης φαίνεται στο σχήμα 10.

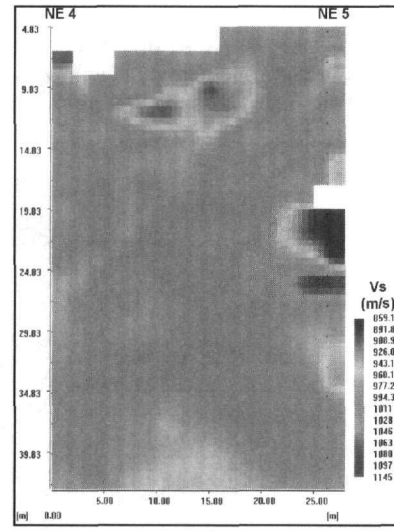


Σχήμα 10. Παράδειγμα ρηχής ανάκλασης με τη τεχνική 'optimum' απόσταση που απεικονίζει τη λεπτομερή δομή του υπερκείμενου καλύμματος σε περιοχή του Κεμπέκ (από Hunter et.al. 1989).
Figure 10. Optimum offset shallow reflection section detailing structure in the overburden at Quebec (after Hunter et.al. 1989).

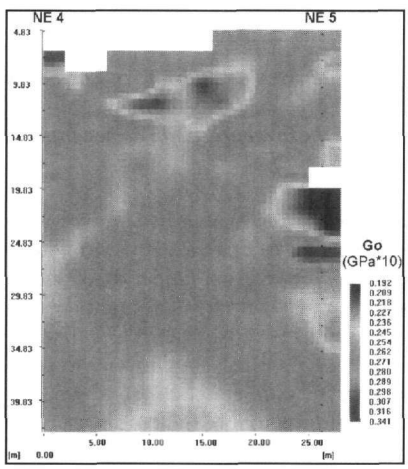
Λόγω της καλύτερης ευκρίνειας που παρουσιάζουν τα S κύματα έναντι των P κυμάτων αφενός και της μη επίδρασης αυτών από την παρουσία του υδροφόρου ορίζοντα, έχει αρχίσει τα τελευταία χρόνια η παραγωγή και εφαρμογή S κυμάτων στη μέθοδο της σεισμικής ανάκλασης. Η τεχνική της σεισμικής τομογραφίας έχει εφαρμοσθεί ανάμεσα σε ζεύγη γεωτρήσεων για το καθορισμό κυρίως των ελαστικών παραμέτρων (μέτρο ακαμψίας, μέτρο Young, λόγος Poisson)των μεταξύ αυτών χώρων. Στο σχήμα 11 απεικονίζονται τα αποτελέσματα μιας έρευνας που διεξήχθη στην περιοχή του Μετσόβου ανάμεσα σε ένα ζεύγος γεωτρήσεων για τον έλεγχο της κατάστασης του υλικού. Οι crosshole σεισμικές μετρήσεις απαιτούν την παρουσία δύο γεωτρήσεων, όπου η μια χρησιμοποιείται για την τοποθέτηση του γεωφώνου/ων και η άλλη για την τοποθέτηση της σεισμικής πηγής (σεισμικό σφυρί ή ελεύθερη πτώση της οβίδας του SPT μηχανισμού). Το ζεύγος γεωτρήσεων βρίσκεται συνήθως σε απόσταση 3-4 μέτρων. Είναι η πλέον χρησιμοποιηθείσα σεισμική μέθοδος στη γεωτεχνική έρευνα. Τα μειονεκτήματα που παρουσιάζει είναι α)η δυσκολία εφαρμογής σε βάθη μεγαλύτερα των 40 περίπου μέτρων, β)η δυσκολία αναγνώρισης της άφιξης των S κυμάτων, λόγω της μικρής απόστασης πηγής-δέκτου και της παρουσίας τυχαίου θορύβου που υπεισέρχεται και γ)η ασυνεχής λήψη των μετρήσεων (κάθε 2 ή 3 μέτρα βάθος). Στο σχήμα 12 φαίνεται μια εφαρμογή στο νοσοκομείο των Αγίων Αναργύρων, όπου διεξήχθη στα πλαίσια εκτίμησης της αναμενόμενης ισχυρής εδαφικής κίνησης στον ευρύτερο χώρο του νοσοκομείου. Οι downhole (uphole) σεισμικές μετρήσεις απαιτούν τη διάνοιξη μιας μόνο γεώτρησης, όπου τοποθετείται το γεώφωνο/α και η σεισμική πηγή βρίσκεται εκτός πλησίον (3-4 μ)της γεώτρησης. Η μέθοδος αυτή είναι πολύ χρήσιμη, αλλά χρήζει περαιτέρω ανάπτυξης. Στο σχήμα 13 απεικονίζεται μια εφαρμογή της τεχνικής downhole στην περιοχή του Μετσόβου.



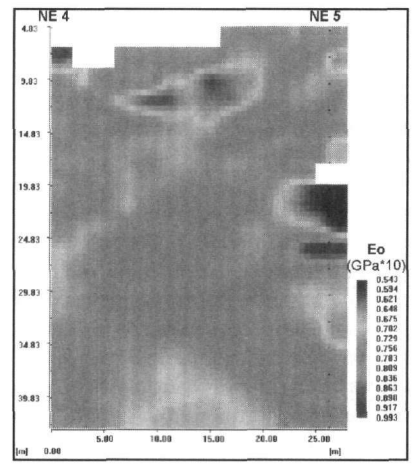
(α)



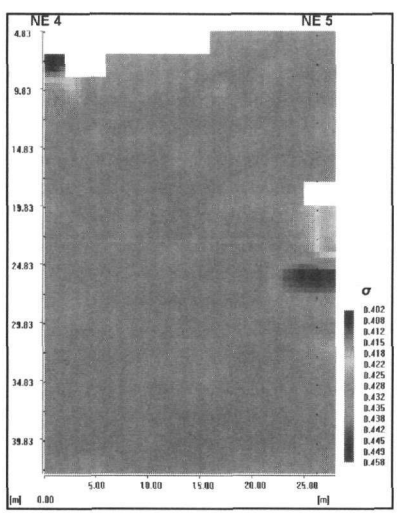
(β)



(γ)



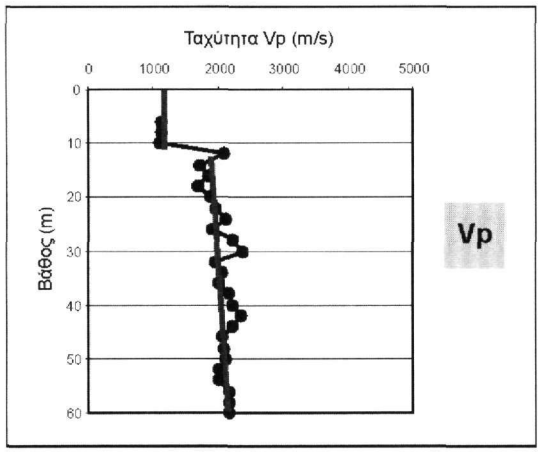
(δ)

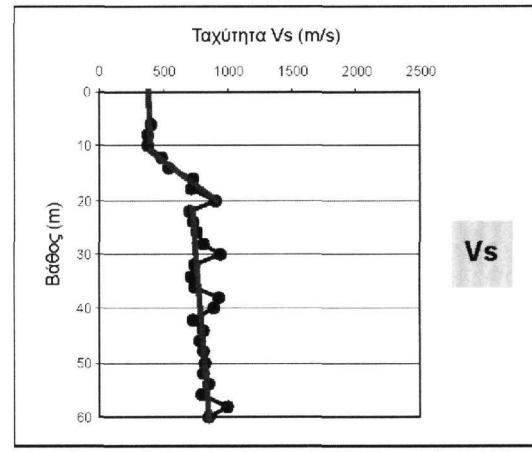


(ε)

Σχήμα 11. Απεικόνιση των αποτελεσμάτων σεισμικής τομογραφίας στην περιοχή του Μετσόβου. Παρουσιάζονται οι δισδιάστατες κατανομές α) της σεισμικής ταχύτητας Vp, β)της σεισμικής ταχύτητας Vs, γ) του μέτρου ακαμψίας Go, δ) του μέτρου Young Eo και ε) του λόγου Poisson σ. Για τον υπολογισμό των ελαστικών σταθερών χρησιμοποιήθηκε η μέση πυκνότητα 2100 Kgr/m^3.

Figure 11. Representation of seismic tomography results for the area of Metsovo. They are presented the 2-D distributions of a) seismic velocity Vp, b) seismic velocity Vs, c) the rigidity modulus Go, d) the Young modulus Eo and e) the Poisson ratio σ. An average density of 2100 Kgr/m^3.

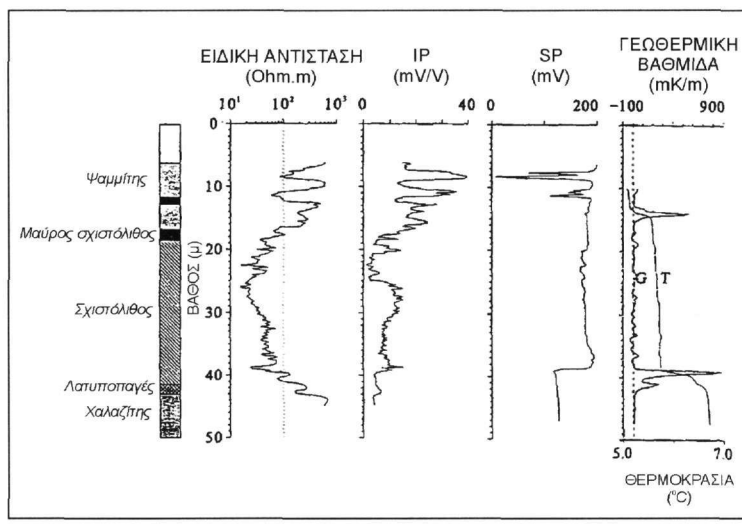




Σχήμα 12. Μια εφαρμογή δοκιμών crosshole στην περιοχή του νοσοκομείου Αγίων Αναργύρων στην Αττική.
Figure 12. An application of crosshole tests in the area of Agion Anargyron hospital in Attika.
Σχήμα 13. Μια εφαρμογή δοκιμών downhole στην περιοχή του Μετσόβου.
Figure 13. An application of downhole tests in the area of Metsovo.

4.6 ΓΕΩΦΥΣΙΚΕΣ ΔΙΑΓΡΑΦΙΕΣ ΣΕ ΓΕΩΤΡΗΣΗ

Η πλειονότητα των μεθόδων που αναφέρθηκαν προηγούμενα διεξάγονται επί της επιφανείας του εδάφους. Με ορισμένες τροποποιήσεις των μεθόδων αυτών μπορούν να ληφθούν χρήσιμα στοιχεία με την εφαρμογή τους μέσα σε γεώτρηση καθ' όλο το μήκος αυτής. Δεν έχει επίσης αναπτυχθεί αυτός ο κλάδος της εφαρμοσμένης γεωφυσικής στη χώρα μας. Ελάχιστοι φορείς (Ι.Γ.Μ.Ε., ιδιωτικές εταιρείες) έχουν τη δυνατότητα διεξαγωγής τέτοιων μετρήσεων. Στο σχήμα 14 φαίνεται μια εφαρμογή γεωφυσικών διαγραφιών μέσα σε γεώτρηση, που διεξήχθη στην περιοχή Yava από τον Mwenifumbo (1991) για περιβαλλοντικούς λόγους.



Σχήμα 14. Απεικόνιση των καταγραφών ειδικής αντίστασης, επαγόμενης πόλωσης, SP, θερμοκρασίας και θερμικής βαθμίδας, μέσα σε γεώτρηση στην περιοχή Yava. Η ανωμαλία SP και θερμοκρασίας που παρατηρείται σε βάθος περίπου 40 μέτρων, οφείλεται στη ροή ύδατος. Η επαγόμενη πόλωση διαχωρίζει τις ανωμαλίες SP που οφείλονται σε θειούχα υλικά (8-12 m), από εκείνες που οφείλονται στη ροή ύδατος και τη μεταβολή της θερμοκρασίας (από Mwenifumbo 1991).
Figure 14. Resistivity, IP, SP, temperature and temperature gradient at the Yava deposit. A temperature and SP anomaly caused by groundwater flow is indicated at approximately 40 m. The IP log distinguishes SP anomalies due to sulfides from those caused by water flow and temperature change (after Mwenifumbo 1991).

5. ΣΧΕΔΙΑΣΜΟΣ ΜΙΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ ΕΡΕΥΝΑΣ

Είναι σύνηθες το φαινόμενο η γεωφυσική να χρησιμοποιείται ως η «τελευταία» λύση. Οι μελετητές μερικές φορές αφού έχουν εξαντλήσει άλλες μεθόδους, καταφεύγουν στο γεωφυσικό για να δώσει άμεση λύση στο πρόβλημα τους και αυτοί μερικές φορές αποτυγχάνουν κάτω από το βάρος της πίεσης που υφίστανται. Η επιτυχής έκβαση μιας γεωφυσικής έρευνας στηρίζεται στο καλό σχεδιασμό και στο σαφή καθορισμό του προβλήματος ή του στόχου. Πρέπει πρώτα να απαντηθούν ερωτήματα όπως, τι ακριβώς θέλουμε να μάθουμε με την εφαρμογή της γεωφυσικής, μπορεί ο στόχος που μας ενδιαφέρει να εντοπισθεί με γεωφυσικές μεθόδους (με ποιες μεθόδους;), ποιος είναι ο σκοπός (πόση έκταση και πόσο θα στοιχίσει το έργο προκειμένου να ικανοποιηθούν οι απαιτήσεις του;) της γεωφυσικής έρευνας, ο χρόνος και η σειρά των μετρήσεων υπαίθρου, τι όρους θα περιλαμβάνει η σύμβαση; κ.α. Εάν έχει αποσαφηνισθεί ο στόχος και γενικά το αντικείμενο της έρευνας μεταξύ των ενδιαφερομένων πλευρών (μεταξύ μελετητή και γεωφυσικού), το επόμενο στάδιο είναι η επιλογή των κατάλληλων μεθόδων που πρέπει να χρησιμοποιηθούν. Ένας απλός τρόπος είναι να εξετασθούν ακραίες περιπτώσεις με τη δημιουργία μοντέλων, έτσι ώστε να εξετασθεί εκ των προτέρων η δυνατότητα χρησιμοποίησης της μιας ή της άλλης μεθόδου. Για παράδειγμα, θαμμένα βαρέλια μπορούν να θεωρηθούν ως απλά δίπολα στη μαγνητική μέθοδο, τα έγκοιλα ως σφαίρες και τα τούνελ ως κύλινδροι στη βαρυτική μέθοδο.

6. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Θεωρώντας ότι με βάση τις δυνατότητες και τους περιορισμούς των γεωφυσικών μεθόδων, την επιλογή των πιο κατάλληλων από αυτές για την επίλυση ενός συγκεκριμένου προβλήματος και την εφαρμογή των απαραίτητων τεχνικών προδιαγραφών, καταλήγουμε στα παρακάτω συμπεράσματα:

- Η εφαρμοσμένη γεωφυσική με τις μεθόδους και τις τεχνικές που χρησιμοποιεί, παρέχει ένα χρήσιμο εργαλείο για τη διερεύνηση ρηχών υπεδαφικών στόχων
- Συμβάλλει αποτελεσματικά στη μείωση των περιβαλλοντικών επιπτώσεων που προκαλούνται κυρίως από μολύνσεις/διαρροές τοξικών αποβλήτων καθώς και άλλων μολυσματικών παραγόντων
- Συμβάλλει στη μείωση του σεισμικού κινδύνου, του κινδύνου κατολίσθησης ή άλλων υπεδαφικών αστοχιών, με τον προσδιορισμό των φυσικών παραμέτρων (ελαστικών σταθερών, πορώδες, κ.α.)αφενός και της υπεδαφικής δομής της περιοχής έρευνας, αφετέρου
- Η πολυπλοκότητα των στόχων της γεωφυσικής έρευνας απαιτεί τη συνεργασία των σχετικών με το έργο ειδικοτήτων, όπως γεωλόγων, γεωτεχνικών, κ.α.
- Η εφαρμοσμένη γεωφυσική έχει μέλλον στη χώρα μας, ιδιαίτερα λόγω των μεγάλων τεχνικών έργων που έχουν δρομολογηθεί να γίνουν, αρκεί να γίνει αντιληπτό από τους σχετικούς φορείς και τους μελετητές η χρησιμότητα και η αποτελεσματικότητα της.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

BARROWS, L. and FETT, J.D. 1985. A high-precision gravity survey in the Delaware Basin of southern New Mexico. *Geophysics*, 50, 825-833.

BOWLES, L.G. 1990. The seismic fleet and the marine environment: a compatible relationship. *Geophysics: The Leading Edge*, 9, 54-56.

BROOME, J. 1991. Display and enhancement of aeromagnetic data with examples from Guysborough County, Nova Scotia, in Goodacre, A.K., Ed. Interpretation of gravity and magnetic anomalies for non-specialists. *Notes for Canadian Geophysical Union, Short Course, Geol. Surv. Canada*, 249-284.

BUTLER, D.K. 1984. Microgravimetric and gravity gradient techniques for the detection of subsurface cavities. *Geophysics*, 49, 1084-1096.

DAVIS, J.L. and ANNAN, A.P. 1989. Ground penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy. *Geophysical Prospecting*, 37, 531-551.

GREENHOUSE, J.P. 1991. Environmental geophysics: it's about time. *Geophysics: The Leading Edge*, 10, 32-34

GREENHOUSE, J. and GUDJURGIS, P. 1997. An introduction to near-surface and environmental geophysical methods and applications. *Reference Notes, 1997 SAGEEP Short Course.*

HINZE, W.J. 1990. The role of gravity and magnetic methods in engineering and environmental studies. *Geotechnical and Environmental Geophysics,* 1, 75-126.

HUNTER, J.A., PULLAN, E.E., BURNS, R.M., CAGNE, R.M. and GOOD, R.L. 1989. Applications of shallow seismic reflection method to groundwater and engineering studies. *Proc. of Exploration '87, Ontario Geologi-*

cal Survey, Special Volume 3, Ed. Garland, G.D., 704-715.

MONIER-WILLIAMS, M.E., GREENHOUSE, J.P., MENDES, J.M. and ELLERT, N. 1990. Terrain conductivity mapping with topographic corrections at three waste disposal sites in Brazil. In Ward, S.H. (ed.), *Geotechnical and Environmental Geophysics, Vol. 2: Environmental and Groundwater. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists*, 41-55.

MWENIFUMBO, C.J. 1991. Borehole geophysics in environmental applications. *Preprint, CIM Annual General Meeting, Vancouver*, April 28-May 2.

PALACKY, G.J. and STEPHENS, L.E. 1990. Mapping of quaternary sediments in northeastern Ontario using ground electromagnetic methods. *Geophysics*, 55, 1596-1604.

REFORD, M.S. 1964. Magnetic anomalies over thin sheets. Geophysics, 29, 532-536.

REYNOLDS, J.M. 1997. *An introduction to applied and environmental geophysics*. J. Wiley & Sons, 796.

ROBERTS, R.L., HINZE, W.J. and LEAP, D.I. 1990. Application of the gravity method to the investigation of a landfill in glaciated midcontinent, U.S.A. A case history. In Ward, S.H. (ed.), *Geotechnical and Environmental Geophysics, Vol. 2: Environmental and Groundwater. Investigations in Geophysics No 5, Society of Exploration Geophysicists*, 41-55.

SHARMA, P.V. 1997. *Environmental and Engineering Geophysics*. Cambridge University Press, 475.

SHERIFF, R.E. 1991. *Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics*, 3rd edn. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists.

STEEPLES, D.W. 1991. Uses and techniques of environmental geophysics. *Geophysics: The Leading Edge,* 10: 30-31.

STEWART, M. and WOOD, J. 1990. Geological and geophysical character of fracture zones in a Tertiary carbonate aquifer, Florida. In Ward, S.H. (ed.), *Geotechnical and Environmental Geophysics, Vol. 2: Investigations in Geophysics No 5. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists*, 235-243.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/6, 2237-2253, 2002 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/6, 2237-2253, 2002
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

ΕΝΕΡΓΟΣ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΤΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ ΚΑΙ ΤΩΝ ΓΥΡΩ ΠΕΡΙΟΧΩΝ*

Β. Κ. ΠΑΠΑΖΑΧΟΣ[1]

ΣΥΝΟΨΗ

Σκοπός του παρόντος άρθρου είναι η συνοπτική παρουσίαση της σημερινής επιστημονικής γνώσης πάνω στην ενεργό Τεκτονική του Αιγαίου και των γύρω περιοχών (ενεργός τεκτονική παραμόρφωση, κινήσεις λιθοσφαιρικών πλακών,κλπ.) και κυρίως η σκιαγράφηση των επιμέρους στοιχείων (μεθόδων, δεδομένων παρατήρησης, κλπ.) με τα οποία χτίστηκε η γνώση αυτή κατά τις τελευταίες τρεις δεκαετίες. Τα στοιχεία αυτά αφορούν τη χωρική κατανομή των σεισμικών εστιών, τους μηχανισμούς γένεσης των σεισμών, τη γεωφυσική δομή του φλοιού και του πάνω μανδύα, την ενεργό παραμόρφωση του φλοιού και τα σεισμικά ρήγματα. Η συνόψιση της γνώσης αυτής γίνεται και σχηματικά με την παρουσίαση ενός λιθοσφαιρικού μοντέλου του ευρύτερου χώρου της ανατολικής Μεσογείου. Αναφέρονται επίσης οι σύγχρονές απόψεις που αφορούν τα αίτια των λιθοσφαιρικών κινήσεων στο χώρο του Αιγαίου. Επισημαίνεται η συμβολή της γνώσης της ενεργού τεκτονικής του Αιγαίου στη λύση προβλημάτων άμεσης κοινωνικής σημασίας, όπως είναι η πρόγνωση των σεισμών και αναφέρεται ως παράδειγμα η συμβολή της στην μεσοπρόθεσμη πρόγνωση του πρόσφατου ισχυρού σεισμού της Σκύρου.

EXTENDED ABSTRACT

The purpose of the present article is to summarize the current scientific knowledge related to the active tectonics of the Aegean and surrounding area (active deformation, lithospheric plate-motions, etc.), as well as describe the main information (data, methods, etc.) which were used to obtain this knowledge. It is pointed out that the understanding of active tectonics has not only theoretical but also practical interest, as it contributes to the solution of problems of direct social impact such as the problem of earthquake prediction. It is shown that most of our present knowledge relies on geophysical, geological and geodetic data. Due to the fact that the Aegean exhibits a variety of geomorphological structures and on going geophysical processes, it has been one of the modern "natural laboratories" where scientists from different parts of the world are working and verify various hypotheses related to our current view of World Tectonics.

The Aegean exhibits the typical characteristics of a subduction area, such as the Hellenic Arc (a typical island arc), the Aegean Sea (a marginal sea with typical geomorphological characteristics) and the Collision Zone between the Balkan peninsula and the southwestern Adriatic. A large number of results concerning the Aegean area relies on the use of the spatial distribution of earthquake foci. Accurate data of the last two decades showed that most shallow earthquakes are generated on the shallowest part of the crust (upper 20km) and only along the southern Aegean subduction zone can their depth reach up to 60km. Papazachos and Comninakis (1969/70, 1971) were the first to determine the depth of 109 intermediate-depth events using P_cP phases and showed that their foci lied on an amphitheatrically-shaped Benioff zone, which dips from the outer arc (Hellenic Trench) towards the concave part of the Hellenic Arc. This has been confirmed by recent studies, showing that the subduction is separated in a shallower (20-100km), small-dip (~20-30°) section where the lithospheric coupling takes place and events up to M=8.0 occur, and a deeper (100-180km) part with higher dipping angle (~45°) where events up to M=7.0 occur.

Fault plane solutions which have been constructed since the 60s were used for the study of the active tectonics in the Aegean. Their use allowed the detection of reverse faulting along the Hellenic Arc (Papazachos and Delibasis 1969), the Rhodes sinistral fault (Papazachos 1961), as well as the domination of a strong ~N-S extension field throughout the whole back-arc Aegean area (McKenzie 1970, 1972, 1978). The identification of the dextral transform Cephalonia fault (Scordilis et al., 1985) was also of significant importance for the understanding of the Aegean tectonics. This understanding was enhanced by the results obtained about the geophysical

* ACTIVE TECTONICS IN THE AEGEAN AND SURROUNDIG AREA

[1] Εργαστήριο Γεωφυσικής, Τμήμα Γεωλογίας, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Τ.Κ.54006, Θεσσαλονίκη, Email: basil@lemnos.geo.auth.gr

lithospheric structure of the Aegean, using either traditional or tomographic methods. These results showed strong crustal thickness variations in agreement with isostasy, detected the presence of a high-velocity subducted slab under the Aegean, with low-velocity/low-Q material in the mantle wedge above the slab, as usually anticipated for a subduction zone.

The active deformation of the Aegean has been studied by seismological, geodetic and palaeomagnetic methods. The obtained results allowed the determination of various models describing the active crustal deformation in the Aegean area, showing a anticlockwise motion for Anatolia and a fast southwestern motion of the Aegean microplate at an average rate of ~3.5cm/yr relative to Europe. Similar studies have been performed for the subducted slab. The derivation of such models is further supported by geophysical and geological studies that led to the identification and classification of a large number of active faults, which are related to several strong shallow events in the broader Aegean area. In general, active seismic faults in the Aegean area can be separated in ten main groups, which exhibit different type of faulting.

The active deformation and faulting characteristics of the broader Aegean area is the base of the understanding of the driving mechanisms, which control the Aegean active tectonics. In general, the convergence of Africa and Eurasia is responsible for the eastern Mediterranean subduction under the Aegean. The Arabian plate pushes the Anatolia microplate towards the Aegean, thus affecting the active tectonic setting in the Northern Aegean where the dextral motion along the northern Anatolia border continues. Also, the Apulia (Adriatic) anticlockwise rotation results in convergence along the coastal Albania and NW Greece, with trust faulting. However, the main controlling force of the active tectonics in the Aegean is the fast southwest Aegean motion and its overriding of the Mediterranean lithosphere, which is responsible for the large thrust events along the Hellenic Arc, as well as for the large seismicity of the Cephalonia (dextral) and Rhodes (sinistral) faults that are the contact between the Aegean microplate and Apulia and the eastern Mediterranean (east of Rhodes) plates, respectively.

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: Ενεργός τεκτονική, κατάδυση, μηχανισμοί γένεσης σεισμών, δομή λιθόσφαιρας, ενεργός παραμόρφωση

KEYWORDS: Active tectonics, subduction, earthquake fault-plane solutions, lithospheric structure, active deformation

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

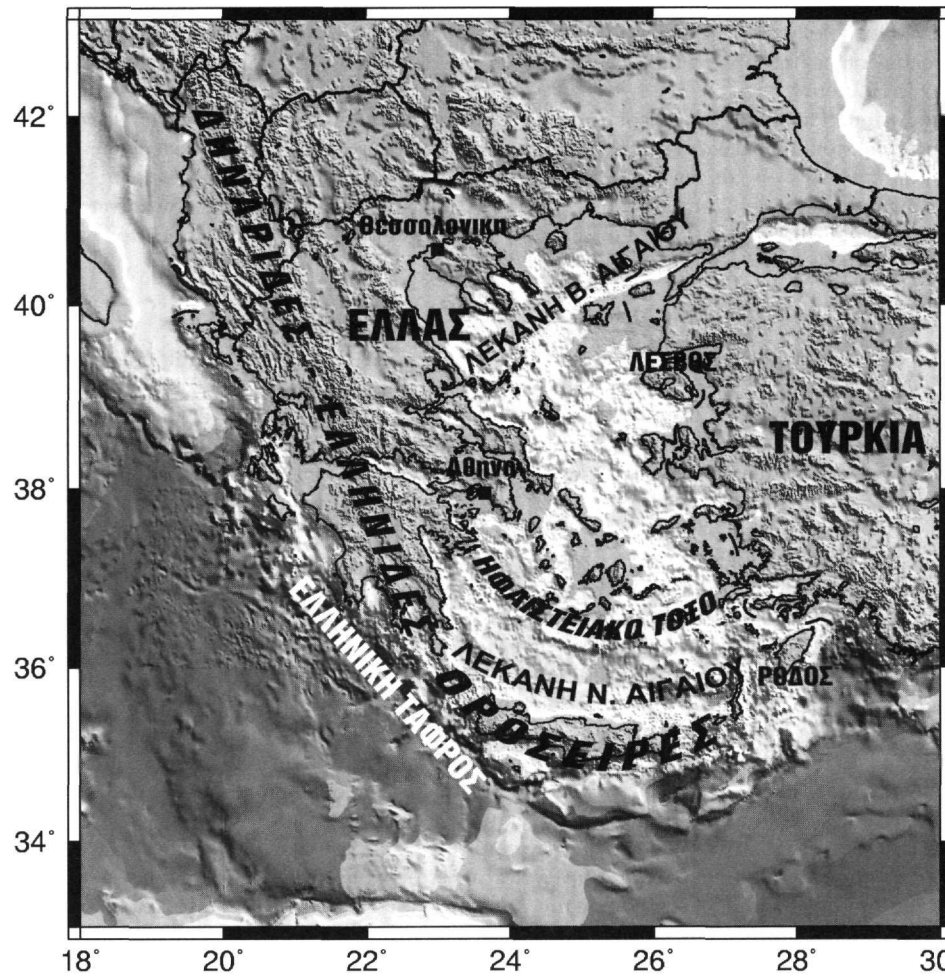
Ενεργός τεκτονική είναι η παραμόρφωση της λιθόσφαιρας της Γης που πραγματοποιείται κατά τα τελευταία δέκα περίπου εκατομμύρια χρόνια καθώς και τα άλλα γεωλογικά φαινόμενα, που άμεσα συνδέονται μ' αυτή. Η παραμόρφωση αυτή μπορεί να είναι ελαστική ή πλαστική και πολλές φορές οδηγεί στη διάρρηξη των επιφανειακών πετρωμάτων της λιθόσφαιρας. Άλλα γεωλογικά φαινόμενα τα οποία συνδέονται άμεσα με την ενεργό τεκτονική παραμόρφωση είναι η σεισμική δράση, η ηφαιστειακή δράση, οι γεωθερμικές εκδηλώσεις, η ορογένεση και τα τεκτονικής προέλευσης γεωμορφολογικα φαινόμενα (ωκεάνιες ράχες, ωκεάνιες τάφροι, ηπειρωτικές λεκάνες, κλπ.).

Οι μέθοδοι που εφαρμόζονται για τη μελέτη της ενεργού τεκτονικής μιας περιοχής μπορούν να χωρισθούν σε τρεις κατηγορίες: στις γεωφυσικές, γεωλογικές και γεωδαιτικές.

Οι γεωφυσικές μέθοδοι μελέτης της ενεργού τεκτονικής περιλαμβάνουν τον καθορισμό των ορίων των λιθοσφαιρικών πλακών με βάση τη χωρική κατανομή των σεισμικών εστιών, τον καθορισμό της διεύθυνσης κίνησης των λιθοσφαιρικών πλακών με βάση τους μηχανισμούς γένεσης των σεισμών, τον καθορισμό της ταχύτητας κίνησης των λιθοσφαιρικών πλακών και του ρυθμού της λιθοσφαιρικής παραμόρφωσης με συνδυασμό των μηχανισμών γένεσης των σεισμών και της σεισμικότητας, τον καθορισμό των ορίων των λιθοσφαιρικών πλακών με βάση τη γεωφυσική δομή (ταχύτητας και απόσβεσης των σεισμικών κυμάτων, πυκνότητας, κλπ.) και τον καθορισμό της επέκτασης του ωκεάνιου πυθμένα και της περιστροφής λιθοσφαιρικών τεμαχών με παλαιομαγνητικές τεχνικές. Το βασικό πλεονέκτημα των γεωφυσικών μεθόδων είναι ότι τα παραγόμενα δεδομένα είναι συνήθως ενόργανα (σεισμογράμματα, μαγνητικές καταγραφές, κλπ.) τα οποία επιδέχονται μαθηματική ανάλυση και δίνουν έτσι δυνατότητα συλλογής επιστημονικών πληροφοριών ακόμα και από μεγάλα βάθη μέσα στη Γη όπου βρίσκονται τα αίτια της ενεργού τεκτονικής παραμόρφωσης (άνω μανδύας, όριο πυρήνα και μανδύα).

Οι γεωλογικές μέθοδοι μελέτης της ενεργού τεκτονικής περιλαμβάνουν: τον καθορισμό των ιδιοτήτων των ζωνών διάρρηξης της λιθόσφαιρας με εντοπισμό των ενεργών ρηγμάτων στην επιφάνεια και καθορισμό των ιδιοτήτων των ρηγμάτων αυτών (είδος, προσανατολισμός, διαστάσεις, διεύθυνση ολίσθησης), τον εντοπισμό

και τον καθορισμό των ιδιοτήτων περιοχών έντονης τεκτονικής-πλαστικής παραμόρφωσης με τη χρησιμοποίηση γεωμορφολογικών δεδομένων και στοιχείων που προκύπτουν από τη στρωματογραφική διάρθρωση Νεογενών και Τεταρτογενών ιζημάτων. Το βασικό προσόν των γεωλογικών μεθόδων που εφαρμόζονται για τη μελέτη της ενεργού τεκτονικής παραμόρφωσης είναι ότι τα παραγόμενα στοιχεία είναι συνήθως αποτέλεσμα άμεσης παρατήρησης και ότι τα στοιχεία αυτά αφορούν φυσικές διαδικασίες που έλαβαν χώρα σε μεγάλα χρονικά διαστήματα κατά το παρελθόν.



Σχήμα 1. Γεωμορφολογικά και άλλα στοιχεία τεκτονικής προέλευσης στο χώρο του Αιγαίου και των γύρω περιοχών.
Figure 1. Geomorphological and geotectonic setting of the Aegean and surrounding area.

Οι γεωδαιτικές μέθοδοι μελέτης της ενεργού τεκτονικής περιλαμβάνουν τον καθορισμό του ρυθμού της λιθοσφαιρικής παραμόρφωσης με βάση τις επίγειες ή δορυφορικές (GPS, κλπ.) μετρήσεις. Το βασικό προσόν των γεωδαιτικών μεθόδων είναι ότι με αυτές μετράται άμεσα ο ρυθμός της συνολικής παραμόρφωσης (πλαστικής και ψαθυρής) της λιθόσφαιρας με σημαντική πλέον ακρίβεια, η οποία διαρκώς βελτιώνεται με το χρόνο.

Η μελέτη της ενεργού τεκτονικής έχει μακρά ιστορία. Όμως, η κύρια ανάπτυξή της πραγματοποιήθηκε στα πλαίσια της Νέας Παγκόσμιας Τεκτονικής κυρίως κατά τις τελευταίες τρεις δεκαετίες, γιατί στα πλαίσια αυτά δόθηκε η δυνατότητα συνδυασμού των αποτελεσμάτων διαφόρων μεθόδων με στόχο τον ακριβέστερο καθορισμό των ορίων των λιθοσφαιρικών πλακών, της διεύθυνσης κίνησής τους και του ρυθμού παραμόρφωσής τους.

Ο χώρος του Αιγαίου και των γύρω περιοχών, με τη μεγάλη ποικιλία γεωμορφολογικών και άλλων δομών και φυσικών διαδικασιών τεκτονικής προέλευσης, αποτέλεσε ένα από τα σημαντικότερα «φυσικά εργαστή-

ρια» όπου εργάζονται επιστήμονες από διάφορα μέρη του κόσμου για να πραγματοποιήσουν πειράματα και να ελέγξουν τις θεωρίες που συνθέτουν τη νέα παγκόσμια τεκτονική. Ο χώρος αυτός (σχ.1) περιλαμβάνει: α) το Ελληνικό Τόξο, το οποίο είναι ένα τυπικό νησιωτικό τόξο που αποτελείται από την ελληνική τάφρο (Ζάκυνθος - νότια Κρήτη - λεκάνη Ρόδου), το Ιζηματογενές Τόξο (όρη κεντρικής Πελοποννήσου – Κύθηρα – Κρήτη – Κάρπαθος - Ρόδος) και το Ηφαιστειακό Τόξο (Σουσάκι – Μέθανα – Μήλος – Σαντορίνη -Νίσυρος), β) το Αιγαίο Πέλαγος και τις γύρω περιοχές που αποτελεί τυπική περιθωριακή θάλασσα και περιλαμβάνει σημαντικές γεωμορφολογικές δομές τεκτονικής προέλευσης (λεκάνη νοτίου Αιγαίου, λεκάνη βορείου Αιγαίου και μικρές λεκάνες στη θάλασσα του Μαρμαρά) και γ) τη Ζώνη Σύγκλισης της Βαλκανικής Χερσονήσου με το Νοτιοανατολικό τμήμα της Αδριατικής (Ελληνίδες –Αλβανίδες οροσειρές, παράκτια περιοχή Αλβανίας και βορειοδυτικής Ελλάδας).

Στο παρόν άρθρο περιγράφεται η ερευνητική εργασία (επιστημονικές παρατηρήσεις, θεωρίες, αποτελέσματα) που πραγματοποιήθηκε κατά τις τελευταίες τρεις δεκαετίες και οδήγησε στη σημερινή γνώση της ενεργού τεκτονικής του Αιγαίου και των γύρω περιοχών και γίνεται συνοπτική παρουσίαση της γνώσης αυτής. Τονίζεται η σημασία της γνώσης της ενεργού τεκτονικής στη λύση προβλημάτων άμεσου κοινωνικού ενδιαφέροντος και αναφέρεται ως παράδειγμα η συμβολή της γνώσης αυτής στη μεσοπρόθεσμη πρόγνωση του ισχυρού σεισμού (M = 6.3) που έγινε στις 21 Ιουλίου 2001 ΒΔ της Σκύρου.

2. ΧΩΡΙΚΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΕΣΤΙΩΝ

Η γνώση της χωρικής κατανομής των σεισμικών εστιών σε μια περιοχή είναι εξαιρετικά χρήσιμη για τη μελέτη της ενεργού τεκτονικής της, γιατί οι σεισμικές εστίες βρίσκονται κατά κύριο λόγο σε ζώνες διάρρηξης οι οποίες καθορίζουν τα όρια των λιθοσφαιρικών πλακών. Εξαιρετικής σημασίας είναι η γνώση της χωρικής κατανομής των εστιών των σεισμών ενδιαμέσου βάθους για την κατανόηση της ενεργού τεκτονικής περιοχών σύγκλισης των λιθοσφαιρικών πλακών, όπως είναι η περιοχή του Αιγαίου, γιατί η κατανομή αυτή ορίζει την επιφάνεια σύγκλισης μιας ωκεάνιας και μιας ηπειρωτικής πλάκας και την κατεύθυνση κατάδυσης της ωκεάνιας πλάκας κάτω από την ηπειρωτική.

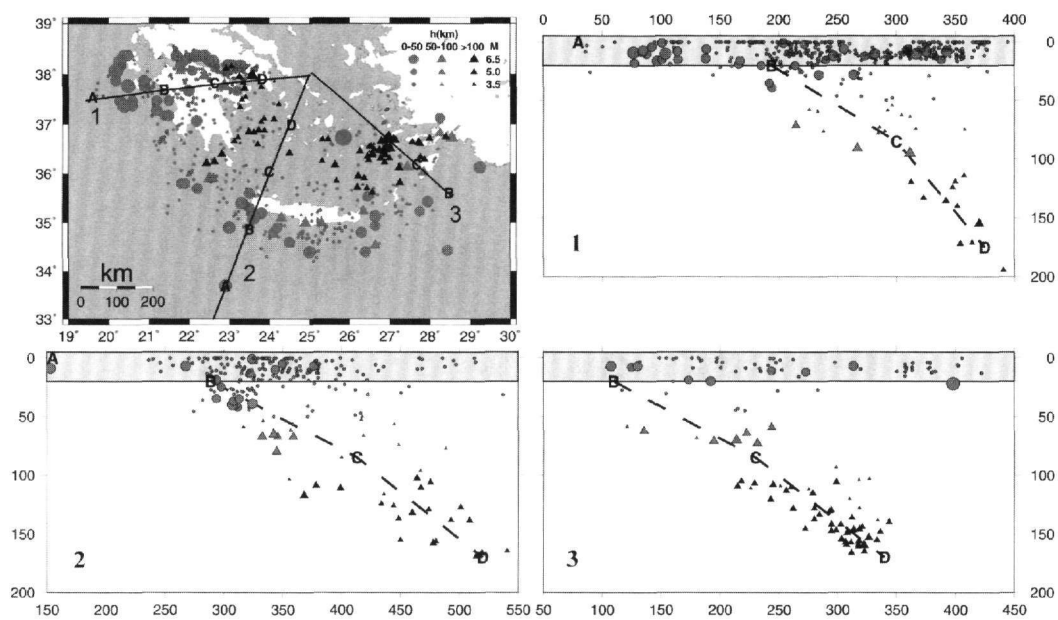
Για να μπορεί να αξιοποιηθεί πρακτικά η χωρική κατανομή των σεισμικών εστιών για το σκοπό αυτό σε περιοχές σχετικώς μικρών διαστάσεων, όπως είναι η περιοχή του Αιγαίου, όπου συμβάλουν στην ενεργό τεκτονική και οι κινήσεις και παραμορφώσεις μικροπλακών, απαιτείται ακριβής προσδιορισμός των σεισμικών εστιών (γεωγραφικές συντεταγμένες επικέντρου, εστιακό βάθος). Για το χώρο του Αιγαίου υπάρχουν ενόργανα στοιχεία από ένα σεισμολογικό σταθμό από το 1911, όταν εγκαταστάθηκε ο πρώτος αξιόπιστος σεισμογράφος (τύπου Mainka) στην Αθήνα. Το 1965 εγκαταστάθηκαν άλλοι τέσσερις σεισμολογικοί σταθμοί στην Ελλάδα (Βαλσαμάτα Κεφαλονιάς, Βάμος Κρήτης, Αρχάγγελος Ρόδου, Αγ. Παρασκευή Λέσβου). Έτσι βελτιώθηκε αισθητά ο προσδιορισμός των γεωγραφικών συντεταγμένων των επικέντρων αλλά τα σφάλματα στα εστιακά βάθη των επιφανειακών σεισμών παρέμειναν μεγάλα. Η ακρίβεια προσδιορισμού των σεισμικών εστιών βελτιώθηκε σημαντικά και έφθασε σε τέτοιο επίπεδο ώστε η χωρική κατανομή των εστιών αυτών να μπορεί να αξιοποιηθεί στη λύση γεωτεκτονικών προβλημάτων μετά την πύκνωση του σεισμολογικού δικτύου του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου του Αστεροσκοπείου Αθηνών και τη λειτουργία από την 1η Ιανουαρίου 1981 του τηλεμετρικού δικτύου του Εργαστηρίου Γεωφυσικής του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης. Έτσι, μόνο με στοιχεία των τελευταίων δύο δεκαετιών έγινε δυνατή η διαπίστωση ότι οι περισσότεροι επιφανειακοί σεισμοί γεννιούνται στο εντελώς επιφανειακό τμήμα της λιθόσφαιρας μέχρι ένα βάθος 20km (σχιζόσφαιρα) και μόνο σε περιοχές κατάδυσης, όπως είναι το κυρτό τμήμα του ελληνικού τόξου, το βάθος τους μπορεί να φθάσει τα 60km.

Οι Papazachos and Comninakis (1969/70, 1971) κατά την επεξεργασία των σεισμογραμμάτων του σταθμού Αθηνών (σεισμογράφοι Mainka, Wiechert) που οφείλονταν σε σεισμούς ενδιαμέσου βάθους της περιόδου 1911 – 1968 διέκριναν μια μικρή σεισμική κίνηση που καταγραφόταν 14min περίπου μετά την είσοδο των επιμηκών κυμάτων, P. Η σεισμική αυτή κίνηση οφείλεται στη φάση PcP η οποία εκφράζει επίμηκες κύμα το οποίο μετά τη γένεσή του στην εστία αναχωρεί προς τα κάτω και αφού ανακλαστεί στον πυρήνα (Core) της Γης επιστρέφει στην επιφάνεια της Γης όπου καταγράφεται. Η καθυστέρηση καταγραφής της φάσης PcP σε σχέση με την είσοδο των κυμάτων P ελαττώνεται με την αύξηση του εστιακού βάθους. Η ιδιότητα αυτή δίνει τη δυνατότητα υπολογισμού του εστιακού βάθους με ικανοποιητική ακρίβεια (μέθοδος Brune). Έτσι οι Παπαζάχος και Κομνηνάκης προσδιόρισαν τα εστιακά βάθη 109 σεισμών ενδιαμέσου βάθους και διαπίστωσαν ότι οι εστίες αυτές βρίσκονται σε μια αμφιθεατρική επιφάνεια (ζώνη Benioff) η οποία κλίνει από το κυρτό μέρος του Ελληνικού τόξου (Ελληνική τάφρος) προς το κοίλο μέρος του τόξου (νότιο Αιγαίο). Χάραξαν τις ισοβαθείς καμπύλες των εστιακών βαθών και διαπίστωσαν ότι η ισοβαθής των 150km συμπίπτει με το ηφαιστειακό τόξο (Σουσάκι – Μέθανα – Μήλος – Σαντορίνη – Νίσυρος), δηλαδή κάτω από το ηφαιστειακό τόξο του νοτίου

Αιγαίου η ζώνη αυτή βρίσκεται σε ένα βάθος 150km. Από αυτή την αναγνώριση και τον καθορισμό της γεωμετρίας της σεισμικής ζώνης των σεισμών ενδιαμέσου βάθους στο νότιο Αιγαίο καθώς και από ορισμένα πρόσθετα στοιχεία που αφορούν το πεδίο των τεκτονικών τάσεων, την ταχύτητα διάδοσης των σεισμικών κυμάτων και την απόσβεση των μακροσεισμικών εντάσεων προέκυψε για πρώτη φορά ο ακριβής εντοπισμός και η γεωμετρία της κατάδυσης της λιθόσφαιρας της Ανατολικής Μεσογείου κάτω από την μικροπλάκα του Αιγαίου, η οποία κατάδυση αποτελεί τη βασικότερη γεωφυσική διαδικασία απ' αυτές που καθορίζουν την ενεργό τεκτονική στον ευρύτερο χώρο του Αιγαίου. Το επιστημονικό αυτό αποτέλεσμα ανακοινώθηκε κατά τη σχετική συνεδρίαση της Διεθνούς Γεωδαιτικής και Γεωφυσικής Ένωσης που πραγματοποιήθηκε στη Μαδρίτη το Σεπτέμβριο του 1969 και διατυπώθηκε στα αντίστοιχα πρακτικά (Papazachos and Comninakis 1969/70) ως εξής:

«The epicenters of the intermediate depth shocks lie on a surface which is dipping under the island arc by a mean angle equal to 40°. The dip is not constant along the whole arc and the mean surface on which the foci lie has an amphitheatrical shape. This surface is probably the boundary of a down-going lithospheric slab which underthrusts the Greek island arc. This is supported by data of stress field, wave velocities and macroseismic intensity distribution.»

Νεώτεροι προσδιορισμοί των εστιακών βαθών των σεισμών επιβεβαίωσαν το παραπάνω αποτέλεσμα (Comninakis and Papazachos 1980) και ανέδειξαν νέες ιδιότητες της ενεργού τεκτονικής στο νότιο Αιγαίο (Papazachos et al. 2000). Στο σχήμα (2) δείχνονται τα επίκεντρα 961 επιφανειακών σεισμών (κύκλοι) και ενδιαμέσου βάθους σεισμών (τρίγωνα), οι οποίοι έγιναν στο νότιο Αιγαίο κατά την περίοδο 1956 - 1995 (πάνω αριστερά) και οι προβολές των σεισμικών εστιών των σεισμών αυτών πάνω σε κατακόρυφη τομή στο δυτικό τμήμα του Ελληνικού τόξου (πάνω δεξιά), στο κεντρικό τμήμα του τόξου (κάτω αριστερά) και στο ανατολικό τμήμα του τόξου (κάτω δεξιά). Παρατηρούμε ότι οι τρεις τομές δείχνουν ότι η ζώνη Benioff αποτελείται από το επιφανειακό τμήμα BC (20 – 100km) το οποίο κλίνει υπό γωνία 20-30° προς το Αιγαίο και το βαθύτερο τμήμα CD(100 – 180km) του οποίου η κλίση είναι 45°. Σύζεύξη μεταξύ της καταδυόμενης ωκεάνιας λιθόσφαιρας της ανατολικής Μεσογείου και της εφιππεύουσας ηπειρωτικής λιθόφαιρας του Αιγαίου πραγματοποιείται μόνο στο επιφανειακό τμήμα, BC, της ζώνης ενώ στο βαθύτερο τμήμα της, CD, η ωκεάνια λιθόσφαιρα βυθίζε-



Σχήμα 2. Κατανομή των σεισμικών επικέντρων (άνω αριστερά) επιφανειακών σεισμών (κύκλοι) και σεισμών ενδιαμέσου βάθους (τρίγωνα) στο νότιο Αιγαίο και κατακόρυφη κατανομή των εστιών τους στο δυτικό (1), κεντρικό (2) και ανατολικό (3) τμήμα του Ελληνικού τόξου (Papazachos et al 2000).

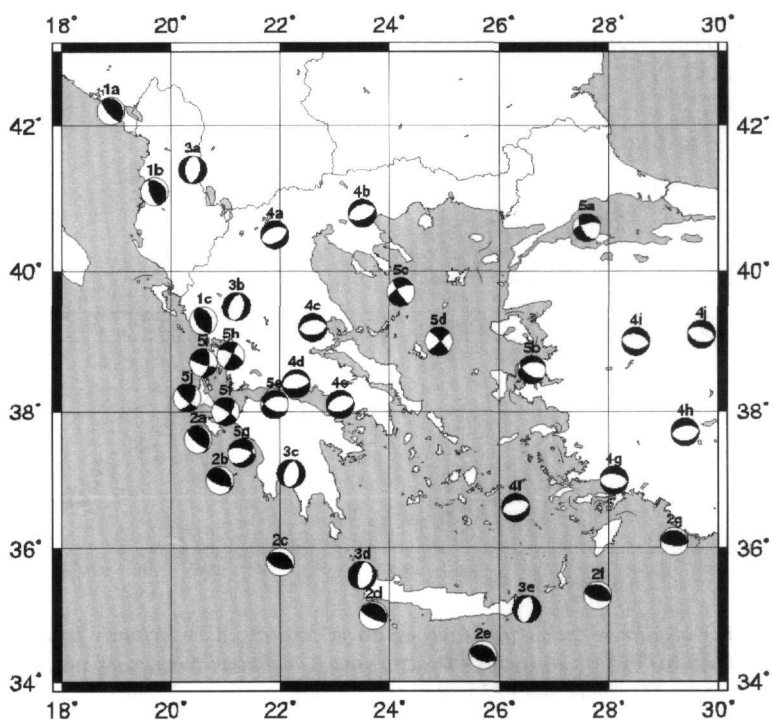
Figure 2. Distribution of the epicenters (upper left) of shallow (circles) and intermediate-depth (triangles) earthquakes in southern Aegean and vertical distribution of their foci in the western (1), central (2) and eastern (3) section of the Hellenic arc (Papazachos et al., 2000).

ται ελεύθερα. Αυτός είναι ο λόγος για τον οποίο η σεισμικότητα στο επιφανειακό τμήμα της ζώνης είναι υψηλή (σεισμοί με μέγεθος μέχρι 8.0 Ρίχτερ γεννιούνται σ' αυτό το τμήμα), ενώ στο βαθύτερο τμήμα της ζώνης η σεισμικότητα είναι σχετικώς χαμηλή (σεισμοί με μέγεθος μέχρι 7.0 Ρίχτερ γεννιούνται σ' αυτό το τμήμα). Από το σχήμα (2) προκύπτει επίσης ότι οι επιφανειακοί σεισμοί τόσο στο εσωτερικό (κοίλο) μέρος του Ελληνικού τόξου (Αιγαίο) όσο και στο εξωτερικό (κυρτό) μέρος του τόξου (Ιόνιο) γεννιούνται στο πάνω στρώμα του φλοιού (σχιζόσφαιρα) που έχει πάχος της τάξης των 20km. Είναι ενδιαφέρον να παρατηρήσουμε ότι οι εστίες των επιφανειακών σεισμών επεκτείνονται αρκετά έξω από το σημείο κατάδυσης, Β, στο δυτικό μέρος του τόξου, λίγο στο κεντρικό τμήμα του και καθόλου στο ανατολικό τμήμα του τόξου. Αυτό αποδίδεται στην εφίππευση της μικροπλάκας του Αιγαίου πάνω στη λιθόσφαιρα της ανατολικής Μεσογείου και στη γρήγορη κίνηση αυτής της μικροπλάκας κατά την νοτιοδυτική κατεύθυνση.

3. ΜΗΧΑΝΙΣΜΟΙ ΓΕΝΕΣΗΣ ΣΕΙΣΜΩΝ

Ο καθορισμός του μηχανισμού γένεσης ενός σεισμού, δηλαδή ο καθορισμός του προσανατολισμού του επιπέδου του ρήγματος (παράταξη, κλίση), της κατεύθυνσης ολίσθησης πάνω στο ρήγμα (γωνία ολίσθησης) και της διεύθυνσης των κυρίων συνιστωσών τάσης (διεύθυνση και κλίση της μέγιστης συμπίεσης και μέγιστου εφελκυσμού) γίνεται τις τελευταίες τέσσερις δεκαετίες με βάση τη φορά των πρώτων αποκλίσεων των καταγραφών των επιμηκών κυμάτων. Επίσης, κατά τις τελευταίες δύο δεκαετίες εφαρμόζεται για το σκοπό αυτό μία τεχνική η οποία βασίζεται στη μοντελοποίηση όλης ή τμήματος της καταγραφής ενός σεισμικού κύματος (π.χ. επιμήκους, εγκαρσίου, επιφανειακού) και η οποία είναι πιο αποτελεσματική ιδίως όταν το διαθέσιμο δείγμα δεδομένων δεν είναι επαρκές.

Οι πρώτες προσπάθειες καθορισμού του μηχανισμού γένεσης ισχυρών σεισμών στο χώρο του Αιγαίου έγιναν κατά το τέλος της δεκαετίας του 1950 και κατά τη δεκαετία του 1960 (Hodgson and Cook 1956, Παπαζαχος 1961) και η πρώτη στατιστική επεξεργασία των λύσεων αυτών έγινε περί το τέλος της δεκαετίας του 1960 (Papazachos and Delibasis 1969). Τα τεκτονικής σημασίας αποτελέσματα της έρευνας αυτής που επαληθεύτηκαν με νέα στοιχεία αργότερα και ισχύουν μέχρι σήμερα είναι κυρίως η διαπίστωση ότι στο ανατολικό άκρο του Ελληνικού τόξου υπάρχει μεγάλο ρήγμα με έντονη αριστερόστροφη συνιστώσα (μηχανισμός γένεσης του μεγάλου σεισμού, M = 7.2, που έγινε στις 24 Απριλίου 1957 ανατολικά της Ρόδου, (Παπαζάχος 1961) και ότι τα



Σχήμα 3. Τυπικές λύσεις μηχανισμών γένεσης επιφανειακών σεισμών στο Αιγαίο και τις γύρω περιοχές.
Figure 3. Typical fault plane solutions of shallow earthquakes in the Aegean and surrounding area.

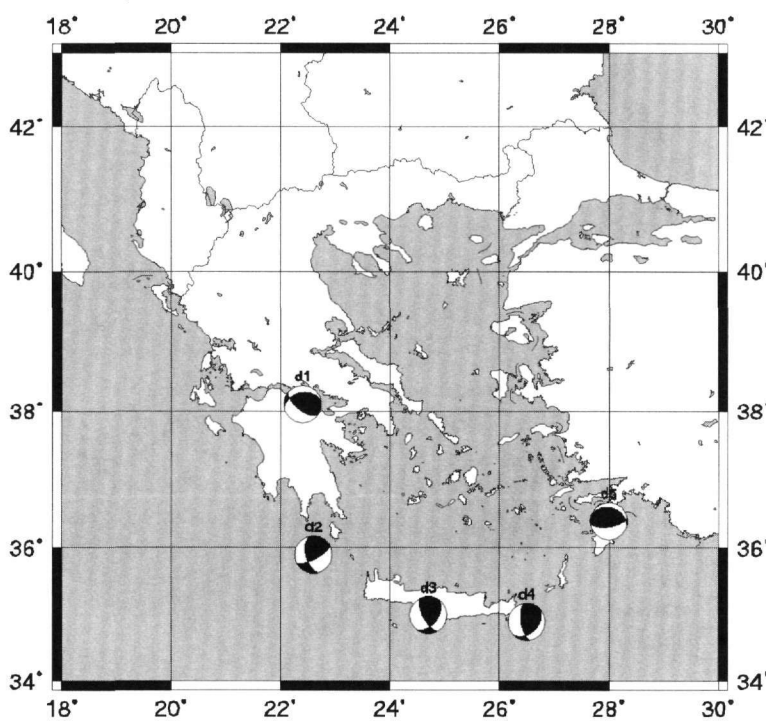
ρήγματα κατά μήκος του κυρτού μέρους του Ελληνικού τόξου (Ελληνική τάφρος) είναι ανάστροφα με καταβύθιση του ωκεάνιου τμήματος (ανατολική Μεσόγειος) κάτω από το ηπειρωτικό (Αιγαίο) τμήμα (Papazachos and Delibasis 1969).

Σημαντική βελτίωση στον καθορισμό αξιόπιστων μηχανισμών γένεσης ισχυρών σεισμών αποτέλεσε η χρήση σεισμικών καταγραφών μακράς περιόδου σεισμογράφων. Ο McKenzie (1970, 1972) με βάση τέτοιες λύσεις μηχανισμών διαπίστωσε για πρώτη φορά την ύπαρξη εφελκυστικού πεδίου με διεύθυνση βορρά – νότου στο Αιγαίο, δηλαδή ότι η λιθόσφαιρα του Αιγαίου επεκτείνεται κατά τη διεύθυνση βορρά – νότου. Με βάση τέτοιες λύσεις μηχανισμών γένεσης και τη χωρική κατανομή των σεισμικών εστιών διατύπωσε ο McKenzie (1970, 1972, 1978) την άποψη ότι η ενεργός τεκτονική του Αιγαίου καθορίζεται όχι μόνο από τις κινήσεις των μεγάλων λιθοσφαιρικών πλακών (Ευρασιατικής, Αφρικανικής) αλλά και από τις κινήσεις μικροπλακών (μικροπλάκες Αιγαίου, Ανατόλιας, Απούλιας), άποψη που γίνεται και σήμερα αποδεκτή.

Στη συνέχεια καθορίσθηκαν με μεγαλύτερη ακρίβεια οι μηχανισμοί γένεσης νεώτερων ισχυρών σεισμών αλλά και οι μηχανισμοί γένεσης μικροσεισμών (Hatzfeld et al. 1989, Λούβαρη 2000). Ενδιαφέρον συμπέρασμα τεκτονικής σημασίας που προέκυψε από τις νεώτερες λύσεις μηχανισμών γένεσης είναι το ότι ο μέγιστος εφελκυσμός κατά μήκος των Ελληνίδων – Αλβανίδων οροσειρών και στο ιζηματογενές ελληνικό τόξο (Καλαμάτα – Κύθηρα – Κρήτη – Κάρπαθος –Ρόδος) έχει διεύθυνση ανατολής – δύσης (Papazachos et al. 1984, 1998; Kiratzi et al. 1987). Εξαιρετική συμβολή στην κατανόηση της ενεργού τεκτονικής του Αιγαίου αποτελεί η αναγνώριση του δεξιόστροφου ρήγματος μετασχηματισμού δυτικά της Κεφαλονιάς (CTF-Cephalonia Transform Fault) και ο ακριβής καθορισμός των ιδιοτήτων του (γεωμετρία, κινηματική) με βάση τις λύσεις μηχανισμών γένεσης και τη χωρική κατανομή των σεισμικών εστιών (Scordilis et al., 1985, Papazachos et al. 1994).

Οι πλέον αξιόπιστες λύσεις μηχανισμών γένεσης σεισμών του Αιγαίου και των γύρω περιοχών έχουν συνοψιστεί σε δύο δημοσιεύσεις του Εργαστηρίου Γεωφυσικής του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης (Papazachos et al. 1991, 1998). Υπάρχουν σήμερα διαθέσιμες 176 αξιόπιστες λύσεις ισχυρών επιφανειακών σεισμών και 18 λύσεις ισχυρών σεισμών ενδιαμέσου βάθους.

Από τις διαθέσιμες αξιόπιστες λύσεις μηχανισμών γένεσης προσδιορίσθηκαν τυπικές λύσεις μηχανισμών γένεσης για 36 θέσεις του ελληνικού χώρου με την εφαρμογή σχετικής μεθόδου (Papazachos C. and Kiratzi 1992). Οι λύσεις αυτές παρουσιάζονται στο σχήμα (3). Παρατηρούμε ότι οι λύσεις δείχνουν ανάστροφα ρήγμα-



Σχήμα 4. Τυπικές λύσεις μηχανισμών γένεσης σεισμών ενδιαμέσου βάθους στο νότιο Αιγαίο.
Figure 4. Typical fault plane solutions of intermediate-depth earthquakes in the southern Aegean.

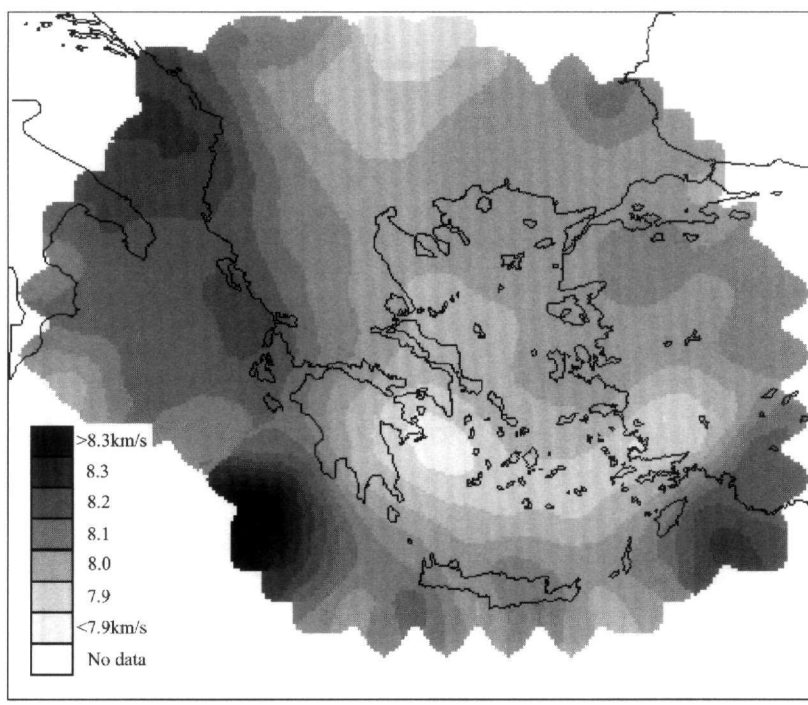
τα κατά μήκος των Αλβανικών ακτών και κατά μήκος της Ελληνικής Τάφρου, ρήγματα παράταξης στο βόρειο Αιγαίο, στη θάλασσα του Μαρμαρά και στα Ιόνια νησιά και κανονικά ρήγματα στον υπόλοιπο χώρο του Αιγαίου και των γύρω περιοχών.

Στο σχήμα (4) παρουσιάζονται πέντε τυπικές λύσεις μηχανισμών γένεσης σεισμών ενδιαμέσου βάθους. Οι λύσεις αυτές δείχνουν ότι τα ρήγματα στο πάνω τμήμα της καταδυόμενης λιθόσφαιρας είναι ρήγματα διεύθυνσης (δεξιόστροφα ή αριστερόστροφα) με ανάστροφη συνιστώσα.

4. ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ ΔΟΜΗ ΤΟΥ ΦΛΟΙΟΥ ΚΑΙ ΤΟΥ ΠΑΝΩ ΜΑΝΔΥΑ

Η γεωφυσική δομή του φλοιού και του πάνω μανδύα παρουσιάζει γεωτεκτονικό ενδιαφέρον γιατί σ' αυτά τα βάθη βρίσκονται τα αίτια των γεωδυναμικών φαινομένων (αίτια κίνησης των λιθοσφαιρικών πλακών, αίτια ηφαιστειακής δράσης, κλπ) και επειδή από τις χωρικές μεταβολές της δομής μπορούμε να καθορίσουμε τη γεωμετρία των λιθοσφαιρικών πλακών σε μεγάλα βάθη. Η δομή μπορεί να εκφρασθεί με τη χωρική μεταβολή διαφόρων παραμέτρων (πυκνότητα, μαγνητική επιδεκτικότητα, ταχύτητα διάδοσης σεισμικών κυμάτων χώρου, κλπ) και γι αυτό έχει αντίστοιχες ονομασίες (δομή πυκνότητας, κλπ). Όμως η δομή ταχύτητας (επιμηκών ή εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων) καθορίζεται ακριβέστερα σε μεγάλα βάθη και γι' αυτό αυτή παρέχει τις πιο αξιόπιστες πληροφορίες τεκτονικής σημασίας.

Οι πρώτες πληροφορίες για τη δομή ταχύτητας του φλοιού στον ευρύτερο χώρος του Αιγαίου προήλθαν από την εφαρμογή κλασσικών μεθόδων σε μερήσεις ταχυτήτων κυμάτων χώρου που οφείλονται σε σεισμούς (Papazachos et al. 1966, Payo 1967, Papazachos 1969, Panagiotopoulos and Papazachos 1985) και σε μετρήσεις ταχυτήτων κυμάτων που οφείλονται σε τεχνητές εκρήξεις (Makris 1973, 1978, Delibasis et al. 1988, Βούλγαρης 1991). Σημαντικό βήμα στην κατανόηση της δομής ταχύτητας του φλοιού αλλά και του πάνω μανδύα στο Αιγαίο και στην αξιοποίηση των σχετικών αποτελεσμάτων για τη μελέτη της ενεργού τεκτονικής του χώρου αυτού αποτέλεσε η εφαρμογή μεθόδων αντιστροφής (τομογραφία) σε κύματα χώρου (επιμήκη, εγκάρσια) και σε επιφανειακά κύματα (Spakman 1986, Drakatos and Drakopoulos 1991, Ligdas et al. 1990, Παπαζάχος Κ. 1994, Papazachos C. and Nolet 1997, Καλογεράς 1993).



Σχήμα 5. Δομή ταχύτητας (επιμηκών κυμάτων) σε βάθος 60 – 90km κάτω από την Ελλάδα και τις γύρω περιοχές (Παπαζάχος Κ. 1994).

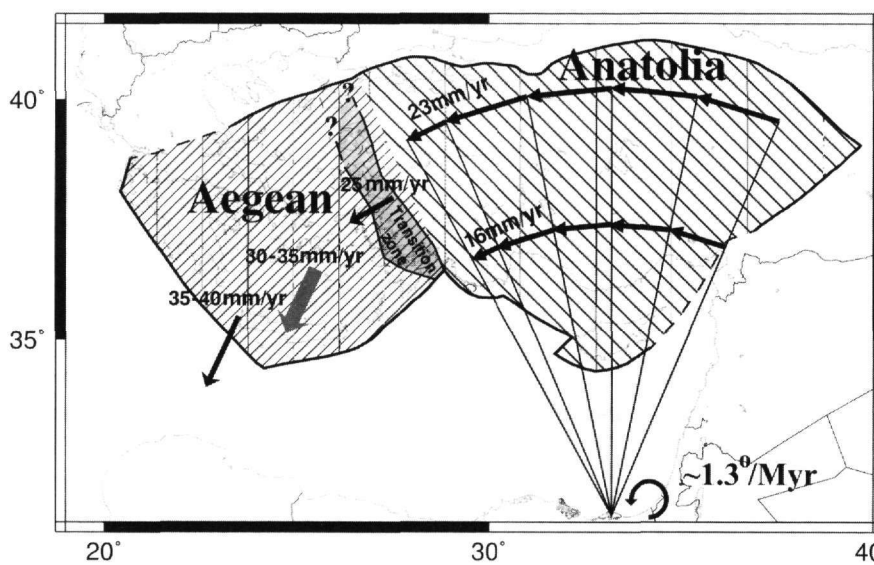
Figure 5. Velocity structure (P-waves) at the depth of 60-90km under Greece and surrounding area.

Τα σημαντικότερα αποτελέσματα τεκτονικής σημασίας που προκύπτουν από τη δομή ταχύτητας στο χώρο του Αιγαίου και ιδιαίτερα από την εφαρμογή τομογραφικών μεθόδων σε σεισμικά δεδομένα του χώρου αυτού είναι η αναγνώριση της κατάδυσης του μπροστινού τμήματος της Αφρικανικής λιθοσφαιρικής πλάκας σε μεγάλα βάθη (μέχρι 800km) κάτω από το Αιγαίο (Spakman, 1986) και η εντυπωσιακή ομοιότητα μεταξύ της επιφανειακής τεκτονικής δομής και της βαθιάς γεωφυσικής δομής (Παπαζάχος Κ. 1994, Papazachos C. et al. 1995). Το σχήμα (5) δείχνει τη γεωφυσική δομή ταχύτητας των επιμηκών κυμάτων σε βάθος 60 – 90km κάτω από την Ελλάδα και τις γύρω περιοχές. Είναι πράγματι εντυπωσιακό το πόσο χαρακτηριστικά η οριζόντια επέκταση του στρώματος χαμηλής ταχύτητας σ' αυτό το βάθος διαγράφει το παρατηρούμενο στην επιφάνεια πεδίο ηφαιστειακής και γεωθερμικής δράσης (ηφαιστειακό τόξο νοτίου Αιγαίου, κλπ) το οποίο βρίσκεται πάνω από την καταδυόμενη λιθοσφαιρική πλάκα.

Ερευνητική εργασία έχει επίσης πραγματοποιηθεί και πάνω στη δομή απόσβεσης στο Αιγαίο και τις γύρω περιοχές (Papazachos and Comninakis 1971, Delibasis 1982, Tselentis et al. 1988, Baskoutas et al. 1992, Papazachos C. 1992, Hatzidimitriou 1993). Η δομή απόσβεσης στο νότιο Αιγαίο διαγράφει σαφώς την καταδυόμενη λιθοσφαιρική πλάκα, όπου η απόσβεση των σεισμικών κυμάτων είναι μικρή (υψηλή τιμή Q) και τη ζώνη θερμού υλικού κάτω από το ηφαιστειακό τόξο όπου η απόσβεση των σεισμικών κυμάτων είναι μεγάλη (χαμηλή τιμή Q).

5. ΕΝΕΡΓΟΣ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗ ΤΟΥ ΦΛΟΙΟΥ

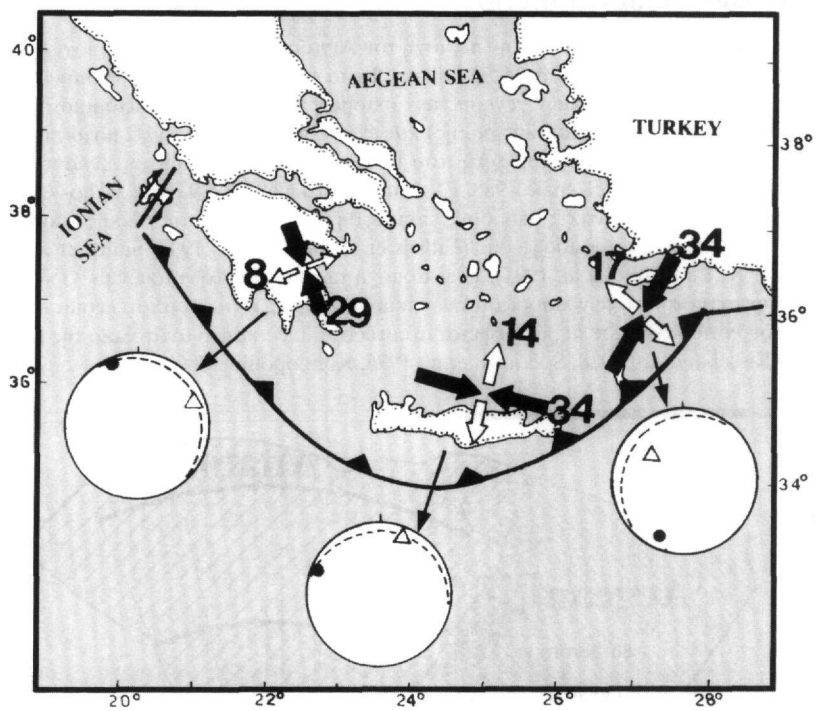
Η ενεργός παραμόρφωση του φλοιού στην περιοχή του Αιγαίου και των γύρω περιοχών έχει μελετηθεί με σεισμικές, γεωδαιτικές και παλαιομαγνητικές μεθόδους. Κατά την εφαρμογή των σεισμικών μεθόδων γίνεται συνδυασμός των διαθέσιμων μηχανισμών γένεσης των σεισμών και δεδομένων σεισμικότητας (εκφρασμένης σε μονάδες ρυθμού μεταβολής της σεισμικής ροπής) και έχουν προκύψει αποτελέσματα που αφορούν τη σεισμική (ψαθυρή) παραμόρφωση, δηλαδή αυτή που μετατρέπεται σε σεισμική ενέργεια (Tselentis and Makropoulos 1986, Jackson and McKenzie 1988, Ekstrom and England 1989, Papazachos C. and Kiratzi 1992, Papazachos C. 1999). Με τις γεωδαιτικές μεθόδους επετεύχθη ο καθορισμός της ολικής παραμόρφωσης, δηλαδή της ψαθυρής και πλαστικής παραμόρφωσης (Billiris et al. 1991, Stiros 1993, Smith et al. 1994, Oral et al. 1995, Straub et al.1997, Le Pichon et al. 1995). Η εφαρμογή των παλαιομαγνητικών μεθόδων έδωσε χρήσιμες πληροφορίες για την περιστροφή των λιθοσφαιρικών τεμαχών, όπως είναι το αποτέλεσμα ότι το δυτικό μέρος της λιθόσφαιρας του νοτίου Αιγαίου περιστρέφεται αριστερόστροφα και το ανατολικό της μέρος περιστρέφεται δεξιόστροφα (Kissel and Laj 1988, Speranza et al. 1995, Kondopoulou 2000).



Σχήμα 6. Αριστερόστροφη περιστροφή της λιθοσφαιρικής πλάκας της Ανατόλιας και νοτιοδυτική γρήγορη κίνηση της λιθόσφαιρας του Αιγαίου (Papazachos C. 1999).
Figure 6. Anticlockwise rotation of the Anatolia lithospheric plate and fast southwestern movement of the Aegean lithosphere (Papazachos C. 1999).

Το σχήμα (6) παριστάνει την παραμόρφωση του φλοιού στο χώρο του Αιγαίου όπως προέκυψε από σεισμολογικά και γεωδαιτικά στοιχεία (Papazachos C. 1999). Τα στοιχεία αυτά δείχνουν ότι η λιθοσφαιρική πλάκα της Ανατόλιας περιστρέφεται αριστερόστροφα περί ένα πόλο που βρίσκεται στη χερσόνησο του Σινά, ενώ η λιθόσφαιρα του Αιγαίου κινείται γραμμικώς κατά τη νοτιοδυτική κατεύθυνση με σχετικώς μεγάλες ταχύτητες. Οι τιμές των ταχυτήτων αυτών αυξάνονται από βορρά προς νότο με συνέπεια να επεκτείνεται η λιθόσφαιρα του Αιγαίου κατά τη διεύθυνση αυτή. Συνέπεια της κίνησης αυτής είναι και η δημιουργία του δεξιόστροφου ρήγματος μετασχηματισμού δυτικά της Κεφαλονιάς (CTF - Cephalonia Transform Fault) καθώς και του αριστερόστροφου ρήγματος μετασχηματισμού ανατολικά της Ρόδου (RTF - Rhodos Transform Fault).

Το σχήμα (7) παριστάνει την παραμόρφωση στο πάνω τμήμα της καταδυόμενης λιθόσφαιρας κάτω από το νότιο Αιγαίο (Kiratzi and Papazachos C. 1995). Τα μαύρα βέλη δείχνουν τη διεύθυνση της συμπιεστικής παραμόρφωσης, τα άσπρα βέλη τη διεύθυνση της εφελκυστικής παραμόρφωσης και οι αριθμοί τις τιμές των ρυθμών παραμόρφωσης (σε mm/yr). Οι τρεις κύκλοι παριστάνουν στερεογραφικές προβολές όπου φαίνονται οι αντίστοιχες κλίσεις της λιθοσφαιρικής κατάδυσης (στιγμένες γραμμές), οι διευθύνσεις των αξόνων μέγιστου εφελκυσμού (τρίγωνα) και μέγιστης συμπίεσης (μαύροι κύκλοι). Παρατηρούμε ότι οι μέγιστοι εφελκυσμοί έχουν την διεύθυνση κλίσης της κατάδυσης και οι μέγιστες συμπιέσεις είναι κάθετες προς την κλίση αυτή και παράλληλες προς το ελληνικό τόξο. Παρατηρούμε επίσης ότι οι τιμές της συμπιεστικής παραμόρφωσης στην καταδυόμενη λιθόσφαιρα είναι σημαντικά μεγαλύτερες από τις τιμές της εφελκυστικής παραμόρφωσης.



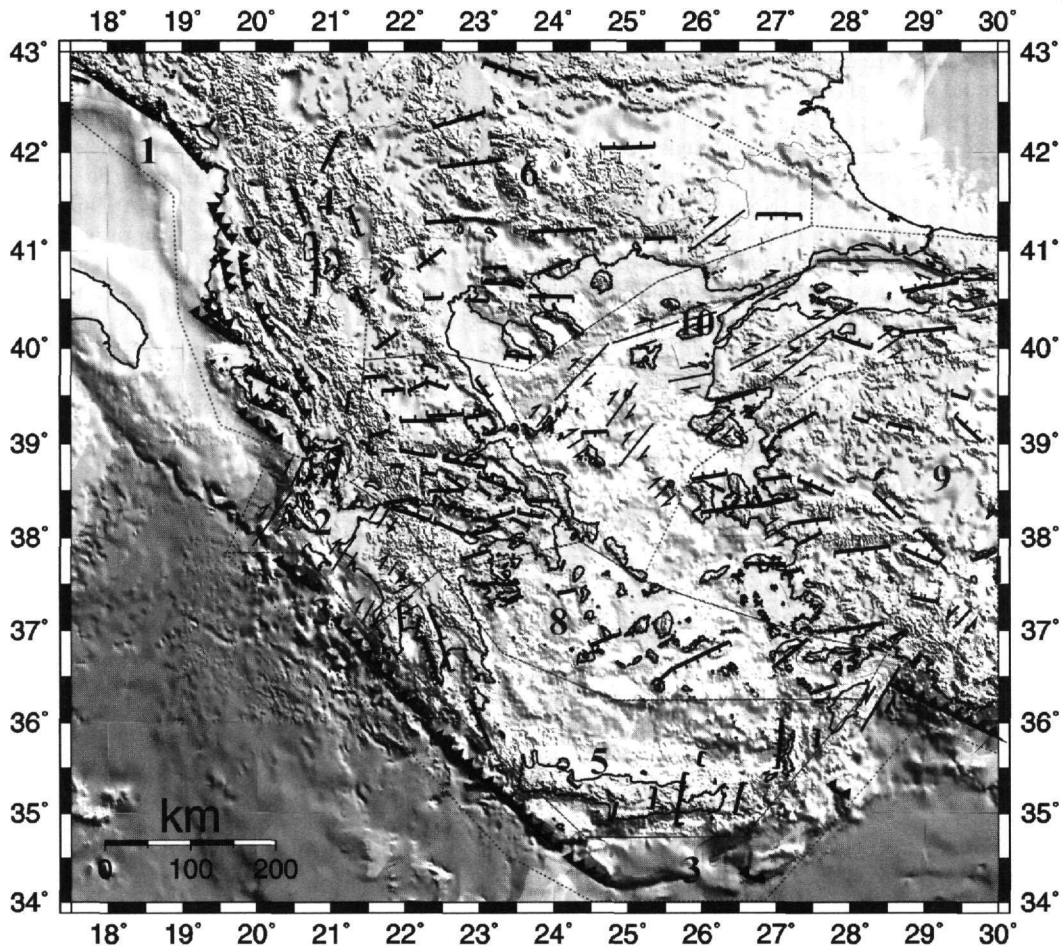
Σχήμα 7. Παραμόρφωση της βυθιζόμενης, κάτω από το νότιο Αιγαίο, λιθοσφαιρικής πλάκας (Kiratzi and Papazachos C. 1995).
Figure 7. Deformation of the subducted lithospheric plate under the southern Aegean (Kiratzi and Papazachos C. 1995).

6. ΣΕΙΣΜΙΚΑ ΡΗΓΜΑΤΑ

Ο καλύτερος τρόπος καθορισμού των σεισμικών ρηγμάτων είναι η χρήση όλων των διαθέσιμων γεωφυσικών στοιχείων (σεισμολογικών, στοιχείων γεωφυσικής διασκόπησης) και γεωλογικών στοιχείων (άμεσες γεωλογικές παρατηρήσεις, παρατηρήσεις από δορυφόρους, κλπ). Μελέτες με συνδυασμό σεισμολογικών και γεωλογικών στοιχείων έχουν πραγματοποιηθεί κατά την τελευταία εικοσαετία για τον καθορισμό των ρηγμάτων των ισχυρών επιφανειακών σεισμών που έγιναν στην Ελλάδα κατά την περίοδο αυτή με σημαντική επιτυχία (Papazachos et al. 1979, 1983, 1988). Πολύ πρόσφατα έγινε προσπάθεια εφαρμογής της μεθοδολογίας αυτής

για τον καθορισμό όλων των κυρίων ρηγμάτων των επιφανειακών σεισμών που έγιναν στο Αιγαίο και τις γύρω περιοχές (480 π.Χ. – 2001) με τη συνεργασία μιας ομάδας του Εργαστηρίου Γεωφυσικής και μιας ομάδας του Εργαστηρίου Γεωλογίας και Παλαιοντολογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης (Παπαζάχος και συνεργάτες 2001). Τα αποτελέσματα της έρευνας αυτής συνοψίζονται στο σχήμα (8). Τα ρήγματα αυτά συγκροτούν δέκα ομάδες ανάλογα με το είδος τους και το χώρο όπου βρίσκονται.

Η πρώτη ομάδα αποτελείται από τα ανάστροφα ρήματα που βρίσκονται κατά μήκος της παράκτιας περιοχής της νοτιοανατολικής Αδριατικής (δυτική Αλβανία – βορειοδυτική Ελλάδα) και έχουν παράταξη παράλληλη προς τις ακτές. Τα ρήγματα αυτά οφείλονται στο συμπιεστικό πεδίο που δημιουργείται στην περιοχή σύγκρουσης μεταξύ της Ευρασιατικής λιθοσφαιρικής πλάκας και της Απούλιας (Αδριατικής) μικροπλάκας λόγω της αριστερόστροφης περιστροφής της μικροπλάκας αυτής.



Σχήμα 8. Τα κύρια σεισμικά ρήγματα επιφανειακών σεισμών στον Ελληνικό χώρο και τις γύρω περιοχές (Παπαζάχος και συνεργάτες 2001).
Figure 8. Main seismic faults of shallow earthquakes in the Hellenic area and surrounding regions (Papazachos et al. 2001).

Η δεύτερη ομάδα συγκροτείται από δεξιόστροφα ρήγματα τα οποία δεσπόζουν στην περιοχή της Κεφαλονιάς και Λευκάδας και στην βορειοδυτική Πελοπόννησο. Τα ρήγματα αυτά και ιδιαίτερα το μεγάλο ρήγμα μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς οφείλονται κατά κύριο λόγο στην προς τα νοτιοδυτικά γρήγορη κίνηση του Αιγαίου και δευτερευόντως στην αριστερόστροφη περιστροφή της Απούλιας πλάκας (Scordilis et al. 1985, Papazachos et al. 1994).

Η τρίτη ομάδα αποτελείται από τα ανάστροφα ρήγματα κατά μήκος της Ελληνικής Τάφρου που οφείλονται στη σύγκλιση μεταξύ της Αφρικανικής και της Ευρασιατικής πλάκας (Papazachos and Delibasis 1969, McKenzie 1970) και κατά κύριο λόγο στην εφίππευση της μικροπλάκας του Αιγαίου πάνω στην Αφρικανική πλάκα (Papazachos C. 1999).

Η τέταρτη και η πέμπτη ομάδα αποτελούνται από κανονικά ρήγματα διεύθυνσης βορρά – νότου τα οποία βρίσκονται κατά μήκος της κορυφογραμμής των Αλβανίδων και της Πίνδου (τέταρτη ομάδα) και του ιζηματογενούς τμήματος του Ελληνικού Τόξου (πέμπτη ομάδα). Τα ρήγματα των δύο αυτών ομάδων συνδέονται με την ορογενετική διαδικασία που πραγματοποιείται σήμερα στις δύο αυτές περιοχές. Είναι ενδιαφέρον να παρατηρήσουμε ότι οι δύο αυτές ομάδες ρηγμάτων βρίσκονται σε δύο ζώνες παράλληλες προς τις αντίστοιχες ζώνες οριζόντιας συμπίεσης κατά μήκος των νοτιοανατολικών ακτών της Αδριατικής και της Ελληνικής Τάφρου, αντίστοιχα.

Η έκτη, έβδομη, όγδοη και ένατη ομάδα αποτελούνται από κανονικά ρήγματα με παράταξη ανατολής – δύσης (βόρεια Ελλάδα, κεντρική Ελλάδα, Ηφαιστειακό Τόξο, Μικρά Ασία). Τα ρήγματα αυτά οφείλονται στο εφελκυστικό πεδίο που δημιουγείται στη λιθόσφαιρα της μικροπλάκας του Αιγαίου λόγω της ταχύτερης προς το νότο κίνησης του μπροστινού (νότιου) τμήματος αυτής της μικροπλάκας σε σχέση με το πίσω μέρος της.

Η δέκατη ομάδα ρηγμάτων περιλαμβάνει μεγάλα δεξιόστροφα ρήγματα και μικρότερα κανονικά ρήγματα που καταλαμβάνουν τον ημιεκτατικό χώρο της τάφρου του βορείου Αιγαίου και της περιοχής της θάλασσας του Μαρμαρά. Τα δεξιόστροφα ρήγματα αυτής της ομάδας έχουν διεύθυνση ανατολής – δύσης στη θάλασσα του Μαρμαρά και οφείλονται στην προς τα δυτικά κίνηση της λιθόσφαιρας της Ανατόλιας, ενώ τα δεξιόστροφα ρήγματα στη λεκάνη του βορείου Αιγαίου έχουν νοτιοδυτική διεύθυνση και οφείλονται στην προς τα νοτιοδυτικά κίνηση της μικροπλάκας του Αιγαίου. Κάθε ένα από τα κανονικά ρήγματα αυτής της ομάδας δημιουργείται συνήθως μεταξύ δύο δεξιόστροφων ρηγμάτων και ενώνει το τέλος του ενός με την αρχή του άλλου. Για το λόγο αυτό αυτά τα κανονικά ρήγματα αποδίδονται σε εφελκυσμό που δημιουργείται μεταξύ των δύο δεξιόστροφων ρηγμάτων λόγω της αντίθετης κίνησης που πραγματοποιείται στα δύο αυτά ρήγματα (Barka and Kadinsky 1988). Η φυσική αυτή διαδικασία ονομάζεται «έλξη απομάκρυνσης» (pull apart) των δύο τεμαχών του κανονικού ρήγματος.

7. ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΤΩΝ ΚΥΡΙΩΝ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΩΝ ΤΗΣ ΕΝΕΡΓΟΥ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗΣ ΤΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ

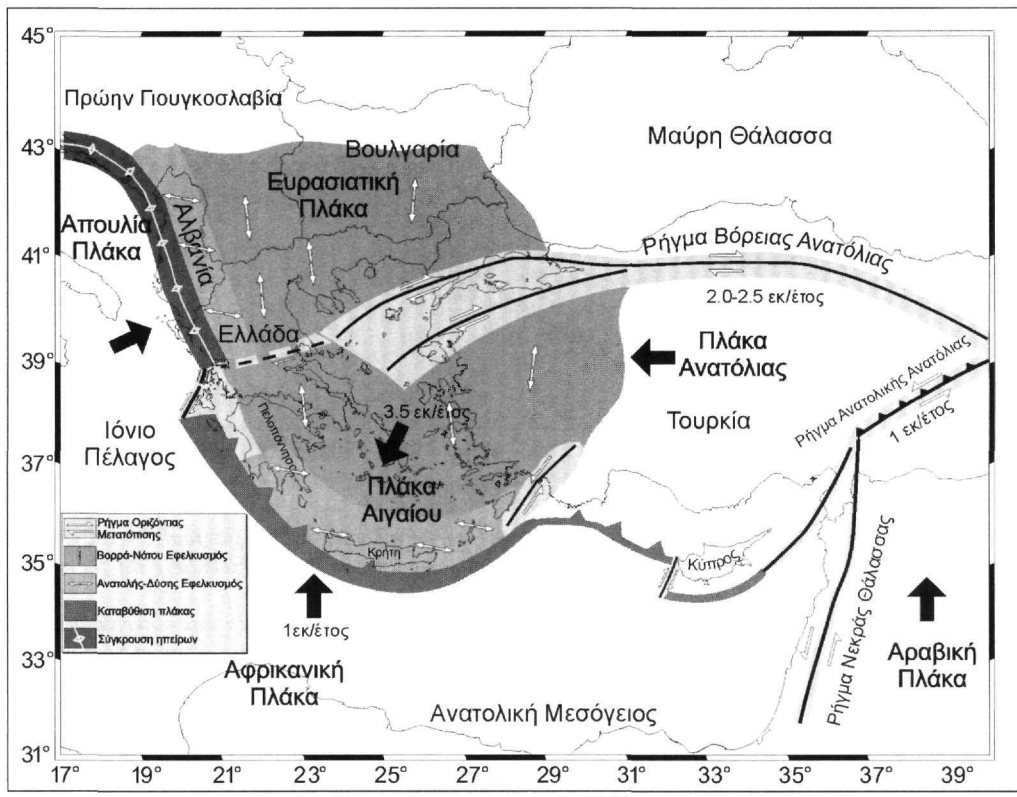
Στο σχήμα (9) παριστάνονται σχηματικά οι λιθοσφαιρικές πλάκες στην ευρύτερη περιοχή της ανατολικής Μεσογείου και οι κινήσεις τους που επηρεάζουν την ενεργό τεκτονική στο χώρο του Αιγαίου (τροποποιημένο από Papazachos et al., 1998). Αυτές είναι οι μεγάλες λιθοσφαιρικές πλάκες της Ευρασίας, της Αφρικής και της Αραβίας καθώς και οι μικροπλάκες της Ανατόλιας, του Αιγαίου και της Απούλιας.

Οι λιθοσφαιρικές πλάκες της Αφρικής και της Ευρασίας επηρεάζουν άμεσα την ενεργό τεκτονική του Αιγαίου γιατί συγκλίνουν κατά μήκος του Ελληνικού τόξου με ταχύτητα 1cm/yr. Κατά τη σύγκλιση αυτή η ωκεάνιου χαρακτήρα πλάκα της ανατολικής Μεσογείου, επειδή έχει σχετικώς μεγάλη πυκνότητα λόγω του ωκεάνιου χαρακτήρα της, βυθίζεται πλάγια (καταδύεται) κάτω από το -ηπειρωτικού χαρακτήρα- μπροστινό τμήμα της Ευρασιατικής πλάκας (Αιγαίο). Στην κατάδυση αυτή οφείλονται οι σεισμοί ενδιαμέσου βάθους στο κοίλο μέρος του τόξου (νότιο Αιγαίο) καθώς και η ηφαιστειακή δράση κατά μήκος του ηφαιστειακού τμήματος του Ελληνικού τόξου.

Η Αραβική πλάκα μόνο έμμεσα επηρεάζει την ενεργό τεκτονική στο Αιγαίο με την ώθηση (σπρώξιμο) που δίνει στη μικροπλάκα της Ανατόλιας. Η προς τα δυτικά ταχύτητα κίνησης της μικροπλάκας αυτής έχει τιμή 2.5cm/yr (δεξιόστροφη κίνηση στο ρήγμα της βόρειας Ανατόλιας). Η κίνηση αυτή της μικροπλάκας της Ανατόλιας επηρεάζει κυρίως την ενεργό τεκτονική στην περιοχής της λεκάνης του βορείου Αιγαίου όπου συνεχίζεται η δεξιόστροφη κίνηση. Άμεσα επηρεάζει την ενεργό τεκτονική της περιοχής και η αριστερόστροφη περιστροφή (αντίθετα από τη φορά κίνησης των δεικτών του ωρολογίου) της Απούλιας μικροπλάκας γιατί αυτή ασκεί συμπιεστικές δυνάμεις κατά μήκος της παράκτιας περιοχής της Αλβανίας και της βορειοδυτικής Ελλάδας.

Η κύρια, όμως, κίνηση που επηρεάζει έντονα την ενεργό τεκτονική στο χώρο του Αιγαίου είναι η προς τα νοτιοδυτικά γρήγορη κίνηση της μικροπλάκας του Αιγαίου. Κατά την κίνησή της αυτή η μικροπλάκα του Αιγαίου εφιππεύει με ταχύτητα ~3.5cm/yr πάνω στην Αφρικανική πλάκα και δεδομένου ότι η τελευταία αυτή πλάκα κινείται προς το βορρά (σε σχέση με την Ευρασία) με ταχύτητα 1cm/yr η συνολική ταχύτητα σύγκρουσης (σύγκλισης) κατά μήκος του κυρτού μέρους του Ελληνικού Τόξου (Ελληνική Τάφρος) είναι μεγάλη (~4.5cm/yr). Σ' αυτή τη σύγκρουση οφείλονται τα ανάστροφα ρήγματα στο κυρτό μέρος του τόξου και η γένεση μεγάλων επιφανειακών σεισμών σ' αυτά. Ένα από αυτά είναι το μεγάλο ρήγμα, μήκους 200km περίπου, που βρίσκεται νοτιοδυτικά της δυτικής Κρήτης (σχ. 8). Στο ρήγμα αυτό έγινε στις 31 Ιουλίου του 365 μ.Χ. ο μεγαλύτερος

γνωστός σεισμός της Μεσογείου (M = 8.3). Στη γρήγορη αυτή νοτιοδυτική κίνηση της μικροπλάκας του Αιγαίου οφείλονται το μεγάλο δεξιόστροφο ρήγμα της Κεφαλονιάς (CTF) και το μεγάλο αριστερόστροφο ρήγμα της Ρόδου (RTF). Η γρηγορότερη κίνηση του μπροστινού (νότιου) μέρους της μικροπλάκας του Αιγαίου σε σχέση προς το πίσω (βόρειο) μέρος του δημιουργεί διαφορική κίνηση μέσα στην ίδια την μικροπλάκα και τη γένεση κανονικών ρηγμάτων με παράταξη ανατολής – δύσης όπου γεννιούνται ισχυροί σεισμοί με μεγέθη μέχρι 7.5 Ρίχτερ περίπου. Η γρήγορη αυτή νοτιοδυτική κίνηση του Αιγαίου αποδίδεται στην οπισθοκύλιση (rollback) της καταδυόμενης λιθοσφαιρικής πλάκας προς τα εναπομένοντα τμήματα του ωκεάνιου φλοιού κάτω από το νότιο μέρος του Ιονίου πελάγους (LePichon and Angelier 1981, Dewey 1988).



Σχήμα 9. Κινήσεις λιθοσφαιρικών πλακών που επηρεάζουν την ενεργό τεκτονική στο Αιγαίο και τις γύρω περιοχές (Papazachos et al. 1998, διαμορφωμένο).

Figure 9. Lithospheric plate-motions which influence the active tectonics in the Aegean and surrounding region (modified from Papazachos et al. 1998).

8. ΕΝΕΡΓΟΣ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΤΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ ΚΑΙ ΠΡΟΓΝΩΣΗ ΣΕΙΣΜΩΝ

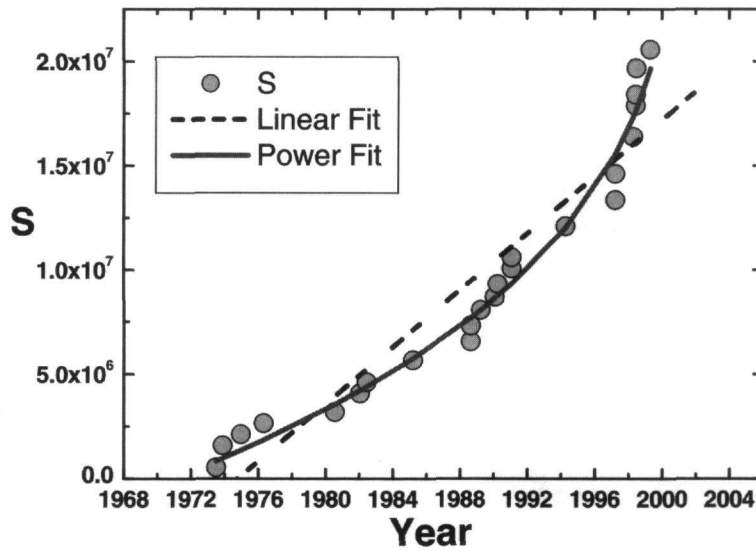
Η γνώση της ενεργού τεκτονικής του Αιγαίου έχει όχι μόνο θεωρητικό αλλά και πρακτικό ενδιαφέρον, γιατί συμβάλλει στη λύση προβλημάτων άμεσου κοινωνικού ενδιαφέροντος, όπως είναι το πρόβλημα της πρόγνωσης των σεισμών. Εδώ αναφέρουμε ένα συγκεκριμένο τέτοιο παράδειγμα που αφορά την μεσοπρόθεσμη πρόγνωση του σεισμού, ο οποίος έγινε ΒΔ της Σκύρου (39.05°N, 23.35°E, M = 6.3) στις 26 Ιουλίου 2001.

Με βάση τη γνώση της ενεργού τεκτονικής του ευρύτερου χώρου του Αιγαίου και σεισμολογικές παρατηρήσεις εκτιμήθηκε ότι αναμένεται η γένεση ισχυρών σεισμών κατά μήκος του βορείου ορίου της μικροπλάκας του Αιγαίου μετά το μεγάλο σεισμό (17.8.1999, M = 7.4) της Νικομήδειας (Papazachos et al. 2000b). Στη συνέχεια, με μέθοδο που αναπτύχθηκε πρόσφατα (Papazachos and Papazachos 2000, 2001) και αφορά την επιταχυνόμενη σεισμική παραμόρφωση του φλοιού πριν από ισχυρούς σεισμούς διαπιστώθηκε η ύπαρξη τέτοιας παραμόρφωσης (εκφρασμένης σε Joule$^{1/2}$) στο δυτικό μέρος του Β.Αιγαίου (σχ. 10).

Πραγματοποιήθηκε ειδική μελέτη στην οποία προσδιορίστηκε το επίκεντρο του αναμενόμενου κυρίου σει-

σμού (39.7°N, 23.7°E) το μέγεθός του (M = 6.0) και ο χρόνος γένεσής του (2001.1) καθώς και τα αντίστοιχα παράθυρα χώρου (<100km), μεγέθους (±0.4) και χρόνου (±1.5 έτη). Βρέθηκε επίσης ότι η πιθανότητα γένεσης του σεισμού στα παράθυρα αυτά είναι 90% ενώ η πιθανότητα τυχαίας γένεσης του σεισμού σ' αυτά τα παράθυρα είναι 11%.

Η εργασία ολοκληρώθηκε το Σεπτέμβριο του 2000 και στάλθηκε στο περιοδικό Geophysical Journal International, το οποίο την παρέλαβε στις 14 Σεπτεμβρίου 2000 και, μετά από κρίση δύο ειδικών στο αντικείμενο επιστημόνων, την έκανε δεκτή για δημοσίευση (Karakaisis et al. 2001).



Σχήμα 10. Επιταχυνόμενη αθροιστική σεισμική παραμόρφωση του φλοιού της Γης (σε Joule$^{1/2}$) που παρατηρήθηκε στο δυτικό μέρος του Β. Αιγαίου πριν από τη γένεση του σεισμού της 26ης Ιουλίου 2001 ΒΔ της Σκύρου (Karakaisis et al. 2001).

Figure 10. Accelerated cumulative seismic deformation of the crust (in Joule$^{1/2}$), which was observed at the western section of the North Aegean before the earthquake of 26th July 2001, NW of the island of Skyros (Karakaisis et al. 2001).

Από τα παραπάνω προκύπτει ότι οι βασικές παράμετροι του σεισμού της Σκύρου βρίσκονται μέσα στα παράθυρα χώρου, χρόνου και μεγέθους που είχαν καθορισθεί 10 μήνες πριν τη γένεση του σεισμού και συνεπώς η μεσοπρόθεσμη πρόγνωση του σεισμού αυτού είναι έγκυρη.

Επομένως η γνώση που αφορά την ενεργό τεκτονική του Αιγαίου πέραν του θεωρητικού της ενδιαφέροντος, έχει ήδη συμβάλλει και θα συμβάλλει και στο μέλλον στη λύση προβλημάτων άμεσης κοινωνικής σημασίας όπως είναι το πρόβλημα της πρόγνωσης των σεισμών.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

BILLIRIS, K., PARADISSIS, D., BEIS, G., ENGLAND, RP., FEATHERSTONE, W., PARSO, B., CROSS, P., RANDS, P., RAYSON, M., SELLERS, P., ASHKEMAZI, V., DAVISON, M., JACKSON, J. and AMBRASEYS, N. 1991. Geodetic determinations of tectonic deformation in central Greece from 1900 to 1988. "Nature", 350, 124 – 129.

BARKA, A. A. and KADINSKY-CADE, K. 1988. Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. "Tectonics", 7, 663 – 684.

BASKOUTAS, J. PANOPOULOS, G., DRAKOPOULOS, J. and MAKROPOULOS, K. 1992. Coda wave analysis using analog data of Athens seismological station. "Bull.Geol. Soc. Greece",28, 201-212.

ΒΟΥΛΓΑΡΗΣ, Ν. 1991. Μελέτη της δομής του φλοιού στη Δυτική Ελλάδα (Ζάκυνθος – ΒΔ Πελοπόννησος). "Διδακτ. Διατριβή, Παν. Αθηνών"

COMNINAKIS, P.E. and PAPAZACHOS, B.C.1980 Space and time distribution of the intermediate focal depth earthquakes in the Hellenic arc. "Tectonophysics", 70, 35 – 47.

DELIBASIS, N.D. 1982. Seismic wave attenuation in the upper mantle beneath the Aegean. "Pure Appl. Geophys.", 120, 820 – 839.

DELIBASIS, N., MAKRIS, J. and DRAKOPOULOS, J. 1988. Seismic investigation of the crust and the upper mantle in western Greece. "Annal. Geol. Pays Hellen.", 33, 69 – 83.

DENWEY, J.F. 1988. Extensional collapse of Orogens. "Tectonics", 7, 1123 – 1139.

DRAKATOS, G. and DRAKOPOULOS, J. 1991. 3-D velocity structure beneath the crust and upper mantle of the Aegean sea region. "Pure Appl. Geophys.", 135, 401-420.

EKSTROM, G. and ENGLAND, P. 1989. Seismic strain rates in regions of distributed continental deformation. "J. Geophys. Res.", 94, 10231-10257.

HATZFELD, D., PEDOTTI, G., HATZIDIMITRIOU, P., PANAGIOTOPOU-LOS, D., SCORDILIS, M., DRAKOPOULOS, J., MAKROPOULOS, K., DELIBASIS, N., LATOUSAKIS, J., BASKOUTAS, J. and FROGNEUX, M. 1989. The Hellenic subduction beneath the Peloponesse: first results of a microearthquake study. "Earth and Planetary Science Letters", 93, 283-291.

HATZIDIMITRIOU, P.M. 1993. Attenuation of coda waves in northern Greece. "Pure Appl. Geophys." 140, 63-78.

HODGSON and COCK. 1956. Direction of faulting in Greek earthquakes of August 9-13, 1953. "Publ. Dom. Obs.", 18, 149-167.

JACKSON, J. and McKENZI, D. 1988. Rates of active deformation in the Aegean Sea and surrounding regions. "Basin Res.", 1, 121-128.

ΚΑΛΟΓΕΡΑΣ, Ι.Σ. 1993. Συμβολή των επιφανειακών σεισμικών κυμάτων στη μελέτη του φλοιού και του πάνω μανδύα στην περιοχή της Ελλάδας. «Διδακτορική Διατριβή, Πανεπιστήμιο Αθηνών», 186 σελ.

KARAKAISIS, G. F. PAPAZACHOS, C.B., SAVAIDIS, A.S. and PAPAZACHOS, B.C. 2001. Accelerating seismic deformation in the north Aegean trough, Greece. "Geophys. J. International" (in press).

KIRATZI, A.A. and PAPAZACHOS, C. B. 1995. Active seismic deformation in the southern Aegean Benioff zone. "J. Geodynamics", 19, 65 – 78.

KIRATZI, A.A., PAPADIMITRIOU, E.E. and PAPAZACHOS, B.C. 1987. A microearthquake survey in the Steno dam site in northwestern Greece. "Annales Geophysicae", 5, 161 – 166.

KISSEL, C. and LAI, C. 1988. The Tertiary geodynamic evolution of the Aegean arc: a palaeomagnetic reconstruction. "Tectonophysics", 146, 183 – 2001.

KONDOPOULOU, D. 2000. Palaeomagnetism in Greece: Cenozoic and Mesozoic components and their geodynamic implications. "Tectonophysics", 326, 131-151.

LEPICHON, X. and ANGELIER, J. 1979. The Hellenic arc and trench sytem: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area. "Tectonophysics", 60, 1 – 42.

LEPICHON, X., CHAMOT – ROOKE, N., LALEMANT, S., NOOMEN, R. and VEIS, G. 1995. Geodetic determination of the kinematics of central Greece with repsect to Europe: Implictions for eastern Mediterranean tectonics. "J. Geophys. Res.", 100, 12675 – 12690.

LIGDAS, C. N., MAIN, I. G. and ADAMS, R.D. 1990. 3 – D structure of the lithosphere in the Aegean Sea region. "Geophys. J. Int.", 102, 219 – 229.

ΛΟΥΒΑΡΗ, Ε. 2000. Λεπτομερής σεισμοτεκτονική μελέτη του Αιγαίου και των γειτονικών περιοχών με βάση τους μηχανισμούς γένεσης των μικρών σεισμών. "Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιου Θεσσαλονίκης", 369 σελ.

MAKRIS, J. 1973. Some geophysical aspects of the evolution of Hellenides. "Bull. Geol. Soc. Greece", 10, 206 – 1973.

MAKRIS, J. 1978. The crust and upper mantle of the Aegean region from deep seismic soundings. "Tectonopysics", 46, 269 – 284.

McKENZIE, D.P. 1970. The plate tectonics of the Mediterranean region. "Nature", 226, 239 – 243.

McKENZIE, D.P. 1972. Active tectonics of the Mediterranean region. "Geophys. J. R. astr. Soc.", 30, 109 – 185.

McKENZIE, D. P. 1978. Active tectonics of the Alpine – Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions. "Geophys. J. R.astr. Soc.", 55, 217 – 254.

ORAL, M.B., REILINGER, R.E., TOKSOZ, M. N., KING, R. W., BARKA, A.A., KINIKI, J. and LENK, D. 1995. Global Positioning System offers evidence of plate motions in eastern Mediterranean. EOS, 76, 9 – 11.

PANAGIOTOPOULOS, D.G. and PAPAZACHOS, B.C. 1985. Travel times of Pn waves in the Aegean and surrounding area. "Geophys. J.R. astr. Soc.", 80, 165 – 176.

ΠΑΠΑΖΑΧΟΣ, Β.Κ. 1961. Συμβολή στην έρευνα επί του μηχανισμού γένεσης των σεισμών της Ελλάδας. «Διδακτορική Διατριβή, Πανεπιστήμιο Αθηνών», 75 σελ.

PAPAZACHOS, B.C. 1969. Phase velocities of Rayleigh waves in southeastern Europe and eastern Mediterranean sea. "Pure Appl.Geophys.", 75, 47 – 55.

PAPAZACHOS, B.C., COMNINAKIS, P. and DRAKOPOULOS, J. 1966. Preliminary results of an investigation of crustal structure in southeastern Europe. "Bull. Seism. Soc. Am.", 56, 1241 – 1268.

PAPAZACHOS, B. C. and DELIBASIS, N.D. 1969. Tectonic stress field and seismic faulting in the area of Greece. "Tectonophysics", 7, 231 – 255.

PAPAZACHOS, B.C. and COMNINAKIS, P.E. 1969/70. Geophysical features of the Greek Island Arc and Eastern Mediterranean Ridge. "Com. Ren. Des Seances de la Conference Reunie a Madrid, Sept. 1969", 16, 74 – 75.

PAPAZACHOS, B.C. and COMNINAKIS, P.E. 1971. Geophysical and tectonic features of the Aegean arc. "J. Geophys. Res.", 76, 8517 – 8533.

PAPAZACHOS, B.C., MOUNDRAKIS, D., PSILOVIKOS, A. and LEVENTAKIS, G. 1979. Surface fault traces and fault plane solutions of May – June 1978 major shocks in the Thessaloniki area. "Tectonophysics", 53, 171 – 183.

PAPAZACHOS, B.C., PANAGIOTOPOULOS, D.G., TSAPANOS, T.M., MOUNTRAKIS, D.M. and DIMOPOULOS, G. Ch. 1983. A study of the 1980 summer seismic sequence in the Magnesia region of cetral Greece. "Geophys. J. R. astr. Soc.", 75, 155 – 168.

PAPAZACHOS, B.C., KIRATZI, A.A., HATZIDIMITRIOU, P. and ROCCA, A. 1984. Seismic faults in the Aegean area. "Tectonophysics", 106, 71 – 85.

PAPAZACHOS, B.C. KIRATZI, A., KARAKOSTAS, B., PANAGIOTOPOULOS, D., SCORDILIS, E. and MOUNTRAKIS, D. 1988. Surface fault traces, fault plane solutions and spatial distribution of the aftershocks of the September 13, 1986 earthquake of Kalamata. "Pure Appl. Geophys.", 126, 55 – 68.

PAPAZACHOS, B.C. KIRATZI, A. and PAPADIMITRIOU, E. 1991. Regional focal mechanisms for earthquakes in the Aegean area. "Pure Appl. Geophys.", 136, 405 – 420.

PAPAZACHOS, B. C., KARAKAISIS, G. F. and HATZIDIMITRIOU, P.M. 1994. Further information on the transform fault of the Ionian sea. "Proc. XXIV Gen. As. Europ. Seism.Com.Athens, 19 – 24 Sept., 1994".

PAPAZACHOS, B.C., PAPADIMITRIOU, E.E., KIRATZI, A.A., PAPAZACHOS, C. B. and LOUVARI, E.K. 1988. Fault plane solutions in the Aegean and surrounding area and their tectonic implication. "Boll. Geof. Teorica Applicata", 39, 199 – 218.

PAPAZACHOS, B. and PAPAZACHOS, C. 2000. Accelerated preshock deformation of broad regions in the Aegean area. "Pure Appl. Geophys.". 157, 1663-1681.

PAPAZACHOS, B.C., KARAKOSTAS, B.G., PAPAZACHOS, C.B. and SCORDILIS, E.M. 2000a. The geometry of the Wadati – Benioff zone and lithospheric kinematics in the Hellenic arc. "Tectonophysics", 319, 275 – 300.

PAPAZACHOS, B.C., KARAKAISI, G.F., PAPAZACHOS, C.B. and SCORDILIS, E.M. 2000b. Earthquake triggering in the north and east Aegean plate boundaries due to the Anatolia westward motion. "Geophys. Res. Letters, 27, 3957 – 3960.

ΠΑΠΑΖΑΧΟΣ Β. Κ., ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ, Δ. Μ., ΠΑΠΑΖΑΧΟΣ, Κ. Β., ΤΡΑΝΟΣ, Μ. Δ., ΚΑΡΑΚΑΪΣΗΣ, Γ. Φ. και ΣΑΒΒΑΙΔΗΣ, Α.Σ. 2001. Τα ρήγματα που προκάλεσαν τους γνωστούς ισχυρούς σεισμούς στην Ελλάδα από τον 5ον αιώνα π.Χ. μέχρι σήμερα "Δεύτερο Πανελλήνιο Συνέδριο Αντισεισμικής Μηχανικής και Τεχνικής Σεισμολογίας, Θεσσαλονίκη 28 – 30 Νοεμβρίου 2001", 1, 17-26.

PAPAZACHOS, C.B. 1992. Anisotropic radiation modeling of macroseismic intensities for estimation of the attenuation structure of the upper crust in Greece. "Pure Appl. Geophys.", 138, 445-469.

ΠΑΠΑΖΑΧΟΣ, Κ.Β. 1994. Δομή του φλοιού και του πάνω μανδύα στη νοτιοανατολική Ευρώπη με αντιστροφή σεισμικών και βαρυτομετρικών δεδομένων. "Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης", 208 σελ.

PAPAZACHOS, C.B. 1999. Seismological and GPS evindence for the Aegean – Anatolia interaction. "Geophys. Res. Letters", 26, 26453 – 2656.

PAPAZACHOS, C.B., and KIRATZI, A. 1992. A formulation for reliable estimation of active crustal deformation and an application in central Greece. "Geophys. J. Int.", 111, 424 – 432.

PAPAZACHOS, C.B., HATZIDIMITRIOU, P.M., PANAGIOTOPOULOS, D.G. and TSOKAS G.N. 1995. Tomography of the crust and upper mantle in southeast Europe. "J. Geophys. Res.", 100, 12405 – 12422.

PAPAZACHOS, C.B. and NOLET, G. 1997. P and S deep velocity structure of the Hellenic area obtained by robust nonlinear inersion of travel times. "J. Geophys. Res.", 102, 8349 – 8367.

PAPAZACHOS, B.C. and PAPAZACHOS, B.C. 2001. Precursory seismic deformationin the Aegean area. "Ann.

di Geofisica" (in press)
PAYO, G. 1967. Crustal structure of the Mediterranean sea by surface waves, Part I, Group velocity. "Bull. Seism. Soc. Am.", 57, 151 – 172.
SCORDILIS, E.M., KARAKAISIS G.F., KARAKOSTAS, B.G., PANAGIOTOPOULOS, D.G., COMNINAKIS, P.E. and PAPAZACHOS, B.C. 1985. Evidence for transform faulting in the Ionian Sea. The Cephalonia island earthquake sequence of 1983. "Pure and Appl. Geophys.", 123, 388 – 397.
SMITH, D.E., KALENIEWICZ, R., ROBBINS, J.W., DUMN, P.J. and TORRENCE, M.H. 1994. Horizontal crustal motion in the central and eastern Mediterranean inferred from satelliete laser ranging measurements. "Geophys. Res. Lett.", 21, 1979 – 1982.
SPERANZA, F., ISLAMI, I., KISSEL, C., HYSENI, A. 1995. Palaeomagnetic evidence for Cenozoic clockwise rotation of the external Albanides. "Earth and Planetary Science Letters", 129, 121 – 134.
SPAKMAN, W. 1986. Subduction beneath Eurasia in connection with the Mesozoic Tethys. "Geol. Mijnb.", 65, 145 – 153.
STIROS, S. C. 1993. Kinematics and deformation in central and southwestern Greece from historical triangulation data and implication for the active tectonics of Aegean. "Tectonophysics", 220, 283-300.
STRAUB, Ch., KAHLE, H.G. and SCHIDLER 1997. GPS and geological estimates of the tectonic activity in the Marmara Sea, NW Analolia. "J. Geophys. Res.", 102, 27587 – 27601.
TSELENTIS, G.A. and MAKROPOULOS, C. 1986. Rates of crustal deformation in the gulf of Corinth (central Greece) as determined from seismicity. "Tectonophysics", 124, 55–66.
TSELENTIS, G. A., DRAKOPOULOS, J. and MAKROPOULOS, C. 1988. On the frequency dependence of Q in the Kalamata (south Greece) region as obtained from the analysis of the coda of the aftershocks of the Kalamata 1986 earthquake. "Tectonophysics", 152, 157 – 159.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/6, 2255-2262, 2002 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/6, 2255-2262, 2002
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

ΔΙΑΔΟΣΗ ΕΝΕΡΓΩΝ ΡΗΓΜΑΤΩΝ ΣΕ ΠΡΟΣΧΩΜΑΤΙΚΕΣ ΑΠΟΘΕΣΕΙΣ*

ΓΕΩΡΓΙΟΣ ΜΠΟΥΚΟΒΑΛΑΣ[1], ΔΗΜΗΤΡΙΟΣ ΛΟΥΚΙΔΗΣ[2], ΚΩΝΣΤΑΝΤΙΝΟΣ ΑΝΤΩΝΙΟΥ[3]

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Παρουσιάζονται η μεθοδολογία και προκαταρκτικά αποτελέσματα από την αναλυτική προσομοίωση της διάδοσης ενεργών διαρρήξεων δια μέσου προσχωματικών αποθέσεων που καλύπτουν το γεωλογικό υπόβαθρο. Η προσέγγιση του προβλήματος βασίζεται στην αριθμητική μέθοδο των Πεπερασμένων Διαφορών (Finite Difference Method) σε συνδυασμό με κατάλληλη προσομοίωση της διατμητικής συμπεριφοράς των αποθέσεων, της ταχύτητας της διάρρηξης και των συνοριακών συνθηκών. Τα αναλυτικά αποτελέσματα συγκρίνονται με επιτόπου παρατηρήσεις για ποιοτική και ποσοτική αξιολόγηση της μεθοδολογίας. Επιπλέον, τα αποτελέσματα παραμετρικών αναλύσεων χρησιμοποιούνται για ένα κατ'αρχήν προσδιορισμό των βασικών παραμέτρων σχεδιασμού τεχνικών έργων πλησίον του ίχνους των ρηγμάτων καθώς και του πιθανού εύρους διακύμανσης τους.

ABSTRACT

The article presents the methodology and preliminary results from analytical simulations regarding fault rupture propagation through soft soil cover. The analyses employ the Finite Difference method for the numerical solution of boundary value problems, combined with appropriately chosen constitutive model for the shearing response of the soil cover, velocity time history for the rupture and boundary conditions. Analytical predictions are compared to field observations for an overall, qualitative as well as quantitative, evaluation of the methodology. In addition, results from an extensive parametric study are used for an initial definition of the basic design parameters in the vicinity of the fault trace and their possible range of variation.

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: Ενεργά ρήγματα, προσχωματικές αποθέσεις, αντισεισμικός σχεδιασμός
KEY WORDS: Active faults, alluvial deposits, seismic design parameters

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Ο σχεδιασμός τεχνικών έργων πλησίον ενεργών ρηγμάτων, ενδεχόμενο ιδιαίτερα σύνηθες στην χώρα μας, είναι ένα από τα πλέον ακανθώδη θέματα της αντισεισμικής μηχανικής. Ενδεικτικό είναι το γεγονός ότι οι περισσότεροι αντισεισμικοί κανονισμοί, συμπεριλαμβανομένου του ΕΑΚ2000, αποφεύγουν να ορίσουν ακόμη και το εύρος της επικίνδυνης για δόμηση ζώνης εκατέρωθεν του ίχνους του ρήγματος, αλλά απαιτούν ρητά την εκτέλεση ειδικής έρευνας και μελέτης.

Οι δυσκολίες αντιμετώπισης του προβλήματος κλιμακώνονται σημαντικά όταν δεν υπάρχει άμεση εποπτεία του ίχνους του ρήγματος στο βραχώδες υπόβαθρο λόγω επικάλυψής του από προσχωματικές αποθέσεις με πάχος μερικών δεκάδων μέτρων (Σχήμα 1). Στην περίπτωση αυτή, ακόμη και όταν η θέση και τα χαρακτηριστικά του ρήγματος στο βραχώδες υπόβαθρο είναι δεδομένα, απομένει μια σειρά πρακτικών ερωτημάτων τα οποία θα πρέπει να διερευνηθούν πριν από τον σχεδιασμό των έργων. Συγκεκριμένα:

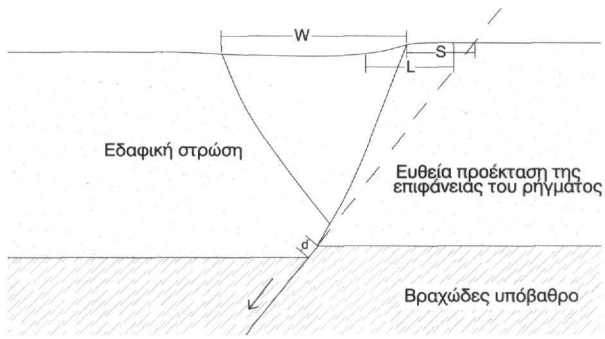
- Θα αναδυθεί η διάρρηξη στην επιφάνεια του εδάφους και που;
- Ποια θα είναι η παραμόρφωση της επιφάνειας του εδάφους και σε τι έκταση θα εκτείνεται εκατέρωθεν του ίχνους του ρήγματος;
- Θα υπάρξει τοπική ενίσχυση της σεισμικής δόνησης και πόση;

Η ακόλουθη παρουσίαση εστιάζεται στην μεθοδολογία καθώς και σε προκαταρκτικά αποτελέσματα της ερευνητικής προσπάθειας που καταβάλλεται στον Τομέα Γεωτεχνικής του Ε.Μ.Π. για αναλυτική προσέγγιση του προβλήματος. Για τον σκοπό αυτό χρησιμοποιείται η αριθμητική μέθοδος των Πεπερασμένων Διαφορών, σε συνδυασμό με κατάλληλη προσομοίωση της συμπεριφοράς του εδάφους σε διάτμηση, της χρονο-ιστορίας της διάρρηξης και των συνοριακών συνθηκών του προβλήματος. Η αξιολόγηση της ακρίβειας των αναλύσεων

* FAULT RUPTURE PROPAGATION THROUGH SOFT SOIL COVERS

[1] Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο
[2] Purdue University, USA.
[3] Πολιτικός Μηχανικός M.Sc.

βασίζεται σε ποιοτική σύγκριση με καταγεγραμμένες περιπτώσεις διαρρήξεων από την διεθνή βιβλιογραφία και σε λεπτομερή ανάλυση της καλά τεκμηριωμένης διάρρηξης του Νικομηδηνού στην λεκάνη της Βόλβης. Επιπλέον, εξάγονται προκαταρκτικά συμπεράσματα σχετικά με τις βασικές παραμέτρους σχεδιασμού των έργων στην περιοχή σεισμικών ρηγμάτων, μετά από παραμετρικές αναλύσεις για διάφορους τύπους ρήγματος και προσχωματικών αποθέσεων.



W: Εύρος graben
S: Απόκλιση του ίχνους από την ευθεία προέκταση του ρήγματος στην ελεύθερη επιφάνεια
L: Εύρος ζώνης σημαντικής παραμόρφωσης της ελεύθερης επιφάνειας.

Σχ.1. Τυπική διάρρηξη κανονικού ρήγματος σε προσχωματικές αποθέσεις και παράμετροι σχεδιασμού.

Οι αριθμητικές αναλύσεις που εκτελέσθηκαν αφορούσαν κανονικό και ανάστροφο ρήγμα. Η περίπτωση ρήγματος οριζόντιας ολίσθησης (strike-slip) παρουσιάζει θεμελιώδεις διαφορές ως προς το μηχανισμό διάρρηξης του εδάφους, οι οποίες δεν μπορούν να αντιμετωπισθούν αποτελεσματικά με την παρούσα μεθοδολογία.

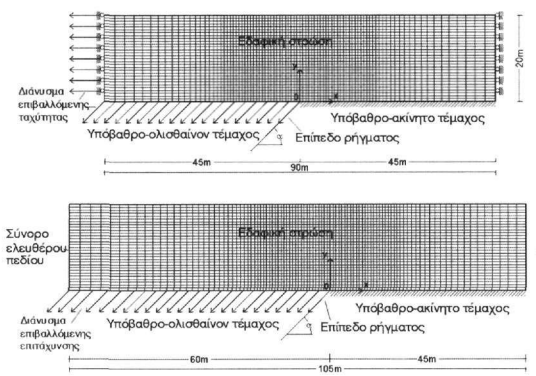
2. ΑΡΙΘΜΗΤΙΚΟ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΜΑ

Δεδομένου ότι το φαινόμενο της διάδοσης ρήγματος επηρεάζεται από την συμπεριφορά του εδάφους όχι μόνο κατά την αστοχία αλλά και μετά από αυτή, η χρήση ενός ελαστο-πλαστικού καταστατικού νόμου με χαλάρωση είναι απαραίτητη. Σύμφωνα με τον Scott (1987), παλαιότερες προσπάθειες προσομοίωσης της διάδοσης ρήγματος με την μέθοδο των πεπερασμένων στοιχείων σε συνδυασμό με καταστατικό νόμο χαλάρωσης παρουσίασαν σημαντικά προβλήματα αριθμητικής αστάθειας, τα οποία όμως αποφεύγονται αποτελεσματικά με την μέθοδο πεπερασμένων διαφορών. Κατ' επέκταση, στην παρούσα έρευνα, η αριθμητική προσομοίωση της διάδοσης ενεργού ρήγματος διαμέσου προσχωματικών αποθέσεων έγινε με την μέθοδος των *Πεπερασμένων Διαφορών* και τον κώδικα H/Y FLAC.

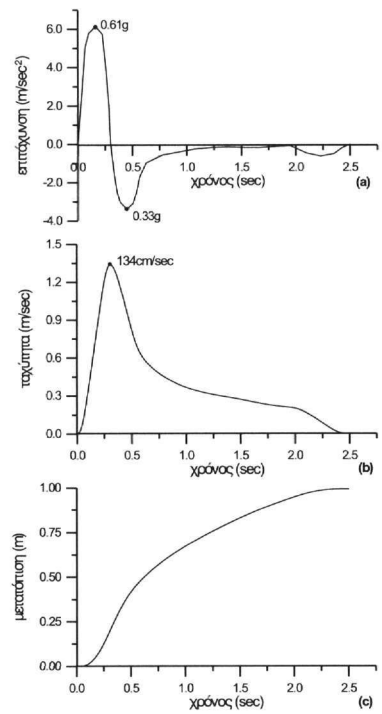
Στο Σχήμα 2 παρουσιάζεται ένα τυπικό προσομοίωμα των προσχωματικών αποθέσεων και του υποκείμενου ρήγματος, από όπου προκύπτει η λεπτομέρεια της διακριτοποίησης καθώς και οι συνοριακές συνθήκες. Σε όλες τις αναλύσεις θεωρήθηκε εδαφική απόθεση η οποία αποτελείται από ένα μόνο στρώμα. Χάριν απλότητας, η επιφάνεια του εδάφους και η δι-επιφάνεια μεταξύ εδαφικής στρώσεως και βραχώδους υποβάθρου ήταν οριζόντια. Ο λόγος του πλάτους της διατομής που εξετάσθηκε ως προς το πάχος των αποθέσεων ήταν τουλάχιστον ίσος με 4:1, έτσι ώστε να περιορισθεί στο ελάχιστο η επίδραση τον πλευρικών κατακόρυφων συνόρων κατά την ανάπτυξη διατμητικών παραμορφώσεων στην περιοχή διάδοσης της διάρρηξης.

Εκτελέστηκαν τόσο στατικές όσο και δυναμικές παραμετρικές αναλύσεις. Στις στατικές αναλύσεις, οι οποίες παρέχουν σαφέστερη εικόνα και καλύτερη κατανόηση του μηχανισμού διάδοσης της διάρρηξης, η κίνηση επιβάλλεται στους κόμβους του κάτω συνόρου ως διάνυσμα ταχύτητας παράλληλο προς το επίπεδο του ρήγματος. Αντίστοιχα, στις δυναμικές αναλύσεις η κίνηση του υποβάθρου επιβάλλεται ως διάνυσμα επιτάχυνσης. Η χρονοϊστορία της επιβαλλόμενης επιτάχυνσης του ολισθαίνοντος τεμάχους καθορίστηκε με βάση δεδομένα σχετικά με τον ρυθμό ολίσθησης του ρήγματος κατά τη διάρκεια σεισμών (Day, 1982; Beroza, 1991). Ο παλμός επιτάχυνσης καθορίστηκε έτσι ώστε να παράγει τελική μετατόπιση 1m, η οποία είναι επαρκής για να αναδυθεί η διάρρηξη στην ελεύθερη επιφάνεια. Η συνολική διάρκεια του παλμού τέθηκε T=2.5sec, με μέγιστη επιτάχυνση 0.61g και μέγιστη ταχύτητα 134cm/sec (Σχ.3). Οι παραπάνω τιμές είναι συμβατές με παρατηρήσεις υπό τους Wells and Coppersmith (1994) και Trifunac & Novicova (1995), για σεισμούς μεγέθους M=6-7.

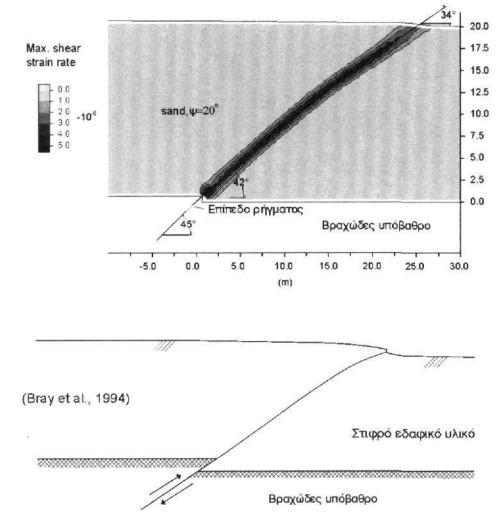
Το καταστατικό προσομοίωμα που θεωρήθηκε για τις προσχωματικές αποθέσεις είναι ελαστοπλαστικό, τύπου Mohr-Coulomb, με χαλάρωση. Η γωνία εσωτερικής τριβής θεωρήθηκε ότι μειώνεται γραμμικά ως προς την πλαστική διατμητική παραμόρφωση μετά την αστοχία, έως η πλαστική παραμόρφωση να φτάσει το 5%. Αντίστοιχα, η γωνία διαστολικότητας μειώνεται γραμμικά και μηδενίζεται για πλαστική διατμητική παραμόρφωση ίση με 5%. Η συνοχή c των προσχωματικών αποθέσεων μεταβλήθηκε γραμμικά με το βάθος z σύμφωνα με τη σχέση $c(z) = 0.7z$, αλλά παρέμεινε αμετάβλητη πριν και μετά την αστοχία. Σε όλες τις αναλύσεις, το μέτρο διάτμησης του εδάφους μεταβλήθηκε ανάλογα προς το $z^{1/2}$ ενώ ο λόγος Poisson θεωρήθηκε σταθερός και ίσος με $\nu=0.33$. Στις δυναμικές αναλύσεις θεωρήθηκε απόσβεση τύπου Rayleigh με ελάχιστη τιμή $\xi_{min}=2\%$.



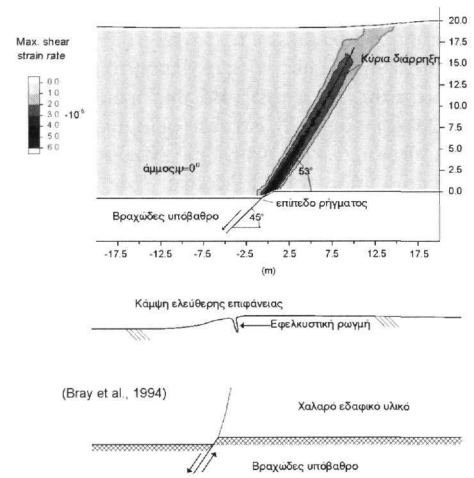
Σχ.2. Συνοριακές συνθήκες για στατικές και δυναμικές αναλύσεις κανονικού ρήγματος υποκείμενου εδαφικής στρώσεως πάχους 20m.



Σχ.3. Επιβαλλόμενη κίνηση βραχώδους υποβάθρου: (α) παλμός επιτάχυνσης (b) παλμός τα ταχύ

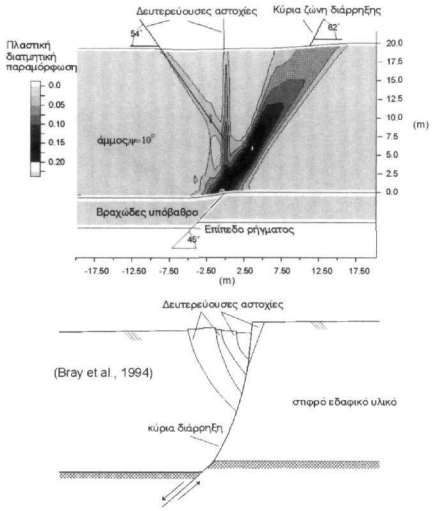


Σχ. 4 (α) Κατανομή (ρυθμού) διατμητικής παραμόρφωσης σε στρώμα πυκνής άμμου με γωνία διαστολικότητας 20° επί αναστρόφου ρήγματος με κλίση 45° (β) Αντίστοιχες παρατηρήσεις πεδίου.

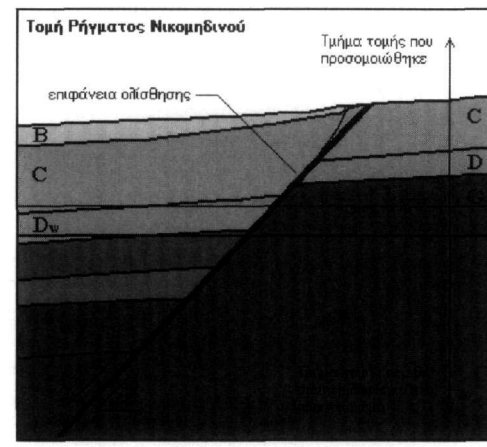


Σχ.5. (α) Κατανομή (ρυθμού) διατμητικής παραμόρφωσης σε στρώμα χαλαρής άμμου με μηδενική γωνία διαστολικότητας επί κανονικού ρήγματος με κλίση 45°. (β) Αντίστοιχες παρατηρήσεις πεδίου.

Τυπικά αποτελέσματα αναλύσεων παρουσιάζονται στο Σχήμα 4 για ανάστροφο ρήγμα καθώς και στα Σχήματα 5 και 6 για κανονικά ρήγματα με επικάλυψη χαλαρής και μέσης πυκνότητας άμμου αντίστοιχα. Σε κάθε σχήμα, οι αναλυτικές προσομοιώσεις συγκρίνονται με αντίστοιχες παρατηρήσεις πεδίου από την βιβλιογραφία (Bray et al. 1994). Η ομοιότητα μεταξύ παρατηρήσεων και αναλύσεων είναι χαρακτηριστική και υπογραμμίζει τις δυνατότητες ρεαλιστικής προσομοίωσης του προβλήματος που παρέχονται από τις σύγχρονες υπολογιστικές μεθόδους.



Σχ.6. (α) Κατανομή πλαστικής παραμόρφωσης από δυναμική ανάλυση σε στρώμα άμμου μέσης πυκνότητας με γωνία διαστολικότητας 10° επί κανονικού ρήγματος με κλίση 45°. (β) Σύγκριση με αντίστοιχες παρατηρήσεις πεδίου.



Σχ. 7. Στρωματογραφία, αριθμητικό προσομοίωμα και παράμετροι των εδαφικών σχηματισμών για την περίπτωση του ρήγματος Νικομηδινού.

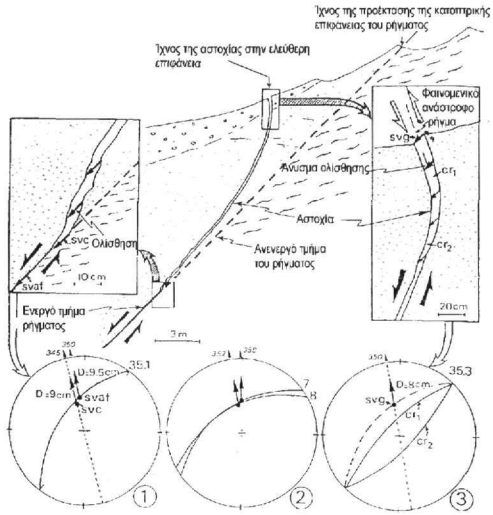
3. ΕΦΑΡΜΟΓΗ: Η ΔΙΑΡΡΗΞΗ ΤΟΥ ΡΗΓΜΑΤΟΣ ΝΙΚΟΜΗΔΙΝΟΥ

Για την ποσοτική αξιολόγηση της ακρίβειας που παρέχει η υπολογιστική προσέγγιση του προβλήματος, έγινε σύγκριση με τα δεδομένα ενός πραγματικού περιστατικού διάρρηξης του εδαφικού καλύμματος λόγω ενεργοποίησης υποκείμενου τεκτονικού ρήγματος. Μετά από εκτενή αναδρομή στην ελληνική και διεθνή βιβλιογραφία, επελέγη τελικώς προς ανάλυση το ρήγμα του Νικομηδινού (Σχ. 7, 8 και 9), ένα από τα τέσσερα κανονικά ρήγματα της λεκάνης της Βόλβης, η διάρρηξη του οποίου προκάλεσε το μεγάλο σεισμό της Θεσσαλονίκης κατά την 20η Ιουνίου 1978. Κατά το σεισμικό περιστατικό του 1978, το συγκεκριμένο ρήγμα παρουσίασε επιφανειακή εκδήλωση (κοντά στο χωριό Νικομηδινό) και η επιφάνεια ολίσθησής του κατεγράφη λεπτομερώς από τη γεωλογική ομάδα του J.L.Mercier (Mercier et al., 1983). Επίσης, η επιφανειακή του εκδήλωση βρίσκεται γεωγραφικώς πολύ κοντά στο εκτεταμένο πεδίο ερευνών του Euroseistest Project στη λεκάνη της Βόλβης, το οποίο παρείχε τα απαραίτητα γεωλογικά, γεωφυσικά και γεωτεχνικά δεδομένα για την προσομοίωση.

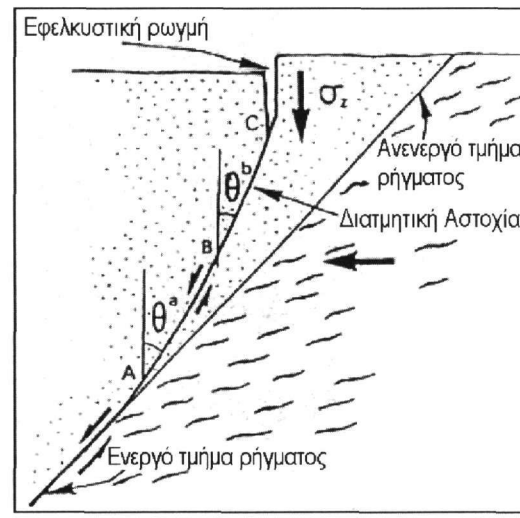
Με βάση τα δεδομένα αυτά, εκτελέσθηκαν στατικές και δυναμικές αριθμητικές αναλύσεις προσομοίωσης της εδαφικής διάρρηξης. Η διακριτοποίηση του εδαφικού καλύμματος έγινε με στρεβλό πλέγμα στο οποίο οι στήλες των στοιχείων από κατακόρυφες στα δυο άκρα γίνονται σταδιακά κεκλιμένες, μέχρι να πάρουν την κλίση των 48° ως προς την οριζόντιο στο κέντρο του προσομοιώματος. Με αυτό τον τρόπο, στην περιοχή όπου αναμενόταν να διαδοθεί η επιφάνεια ολίσθησης, τα στοιχεία είναι παραλλόγραμμου σχήματος, με τη μία τους διάσταση οριζόντια και την άλλη παράλληλη με το επίπεδο του ρήγματος. Η συγκεκριμένη διαμόρφωση του δικτύου κατάφερε να προσομοιάσει την πλάγια διεπιφάνεια των εδαφικών σχηματισμών, πράγμα απαραίτητο για την απόδοση διαφορετικών ιδιοτήτων σε αυτούς μέσα στο προσομοίωμα και να μειώσει αισθητά το εύρος των επιφανειών ολίσθησης όπως αποτυπώνονται από τον κώδικα ανάλυσης.

Για τον εντοπισμό της επιφάνειας διάρρηξης συνεκτιμήθηκαν μια ή περισσότερες μεταβλητές που σχετίζονται με την θραύση του εδαφικού υλικού και την σχετική ολίσθηση των δυο τεμαχών, με κύρια τον ρυθμό μεταβολής της διατμητικής παραμόρφωσης (Σχ. 10). Αντίστοιχα, ο μηχανισμός αστοχίας κατά μήκος της επιφάνειας θραύσης προκύπτει από τα διαγράμματα της εντατικής κατάστασης στα στοιχεία του δικτύου (Σχ. 11).

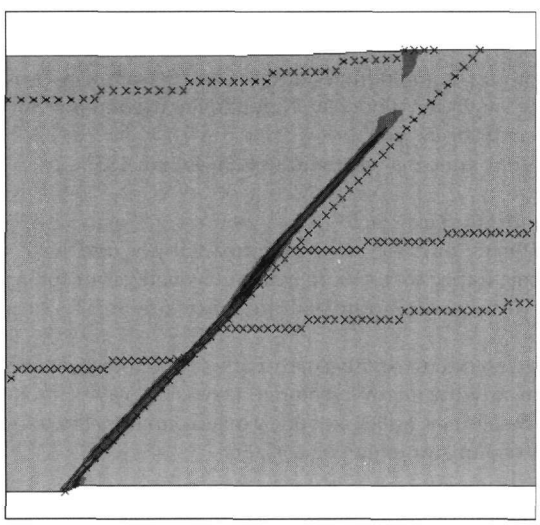
Η ομοιότητα μεταξύ της πραγματικής και της προβλεπόμενης διάδοσης της διάρρηξης, από το γεωλογικό υπόβαθρο στην επιφάνεια του εδάφους, είναι χαρακτηριστική. Αξίζει ίσως ιδιαίτερης προσοχής η προσομοίωση της εφελκυστικής ρωγμής στο ανώτερο τμήμα της διάρρηξης (Σχ. 11), η οποία ευρίσκεται σε ικανοποιητική συμφωνία με την επιτόπου αποτύπωση του ρήγματος (Σχ. 8 και 9).



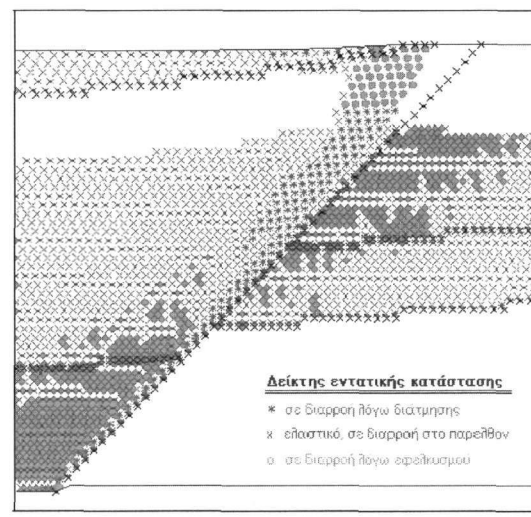
Σχ. 8. Μηχανισμός αστοχίας και γεωμετρία διάρρηξης Νικομηδηνού (από J.L.Mercier et al., 1983)



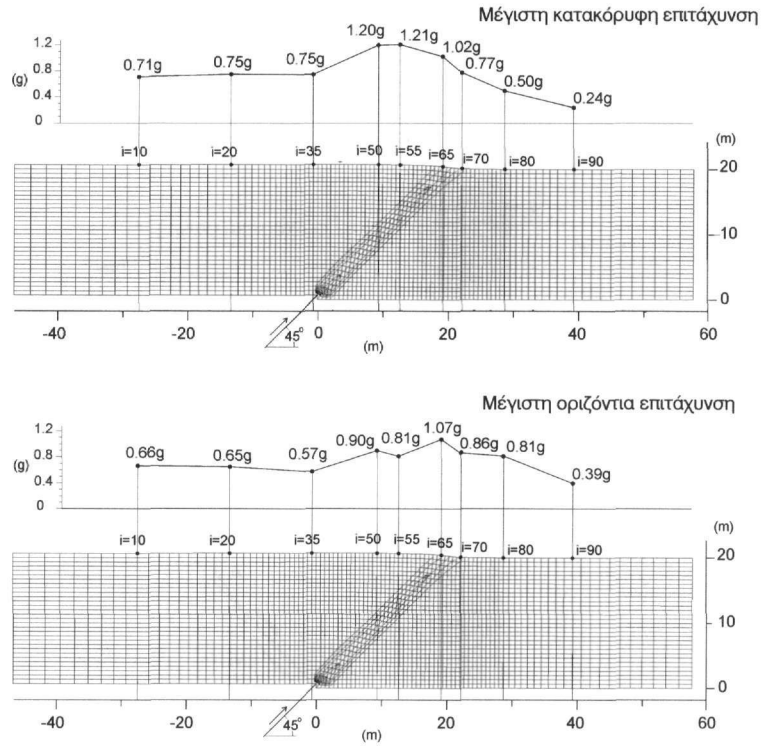
Σχ.9. Λεπτομέρεια επιφάνειας αστοχίας ρήγματος όπως αποτυπώθηκε από το J.L.Mercier.



Σχ. 10 Αποτύπωση της επιφάνειας ολίσθησης με χρήση το ρυθμού μεταβολής της διατμητικής παραμόρφωσης. Στο ανώτερο τμήμα η ασυνέχεια της καμπύλης προκύπτει εφελκυστική αντί για διατμητική αστοχία.



Σχ. 11. Ο μηχανισμός αστοχίας του ρήγματος του Νικομηδινού όπως προκύπτει από απεικόνιση της εντατικής κατάστασης



Σχ. 12 Μέγιστες επιταχύνσεις στην επιφάνεια του εδάφους από ανάλυση για άμμο με γωνία διαστολικότητας 15° επί αναστρόφου ρήγματος κλίσης 45°.

4. ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ ΑΝΤΙΣΕΙΣΜΙΚΟΥ ΣΧΕΔΙΑΣΜΟΥ

Μετά τα ενθαρρυντικά αποτελέσματα που έδωσε η ποιοτική και ποσοτική σύγκριση των θεωρητικών αναλύσεων με επιτόπου παρατηρήσεις, επιχειρήθηκε η διερεύνηση των βασικών παραμέτρων σχεδιασμού του προβλήματος με την βοήθεια μιας σειράς παραμετρικών αναλύσεων για:

- ορθά και ανάστροφα ρήγματα, με διάφορες γωνίες κλίσης προς την οριζόντια μεταξύ 45° και 135°,
- πάχη προσχωματικών αποθέσεων μεταξύ 5 και 40m,
- συνεκτικά και μη συνεκτικά εδάφη με γωνία διαστολικότητας έως και 20°.

Πιο συγκεκριμένα, για τα μη συνεκτικά εδάφη θεωρήθηκαν τιμές της γωνίας διαστολικότητας από $\psi=0°$ - 30°, ρυθμίζοντας κατάλληλα την τιμή της γωνίας εσωτερικής τριβής φ έτσι ώστε η παραμένουσα γωνία τριβής να παραμένει ίση με 30°. Για τα συνεκτικά εδάφη η μέγιστη γωνία διαστολικότητας ήταν ίση με 5° και η παραμένουσα γωνία τριβής ήταν ίση με 20°.

Στις επόμενες παραγράφους παρουσιάζονται τα κυριότερα από τα αποτελέσματα που έχουν προκύψει από τις εν λόγω παραμετρικές αναλύσεις έως σήμερα, σε σχέση πάντοτε με τον σχεδιασμό τεχνικών έργων. Επισημαίνεται βέβαια ο προκαταρκτικός χαρακτήρας των αποτελεσμάτων, καθώς και όσων συμπερασμάτων τα ακολουθούν, δεδομένου ότι η σχετική ερευνητική προσπάθεια βρίσκεται ακόμη σε εξέλιξη.

<u>*Γεωμετρία της επιφάνειας ολίσθησης.*</u>- Η ζώνη διάτμησης ξεκινά από την τομή του επιπέδου του ρήγματος με την δι-επιφάνεια εδάφους-βραχώδους υποβάθρου και διαδίδεται προς τα άνω. Όσο μεγαλύτερη είναι η αντοχή και ο λόγος K_o του εδάφους, τόσο μεγαλύτερη είναι η μετατόπιση που απαιτείται για να διαδοθεί η αστοχία μέχρι την ελεύθερη επιφάνεια. Για κανονικά ρήγματα, η απαιτούμενη μετατόπιση του υποβάθρου d_o κυμαίνεται από 1% έως 2.2% του πάχους H του εδαφικού στρώματος, ενώ για ανάστροφα ρήγματα μπορεί να φτάσει το 6.5%. Στις περιπτώσεις κανονικών ρηγμάτων, η δευτερεύουσα διάρρηξη που διαμορφώνει τον "αύλακα" (graben) φτάνει στην επιφάνεια του εδάφους μετά από μετακίνηση του υποβάθρου κατά 2.5%-3% του πάχους H.

Για να εξετασθεί η επίδραση της κλίσης του ρήγματος, εκτελέσθηκε μία ομάδα αναλύσεων για τιμές της

κλίσης από 45° (κανονικό ρήγμα) έως 135° (ανάστροφο ρήγμα) και γωνία διαστολικότητας ψ=10°. Για κανονικά ρήγματα, η ζώνη ολίσθησης αποκλίνει από την ευθεία προέκταση του επιπέδου του ρήγματος και τείνει να αυξήσει την κλίση της καθώς διαδίδεται μέσα στην εδαφική στρώση (Σχ. 6). Αντίθετα, στις περιπτώσεις ανάστροφου ρήγματος, η ζώνη ολίσθησης τείνει να μειώσει την κλίση της καθώς διαδίδεται προς την ελεύθερη επιφάνεια (Σχ. 4). Σε χαλαρή άμμο και αμμώδη ιλύ (μικρή γωνία διαστολικότητας), η ζώνη ολίσθησης δεν σχηματίζεται σαφώς σε όλο το μήκος της, με την περισσότερη διατμητική παραμόρφωση να συγκεντρώνεται κοντά στην διεπιφάνεια βράχου-εδάφους (Σχ.5). Παραπλήσια συμπεριφορά παρατηρήθηκε και στην πειραματική μελέτη των Cole and Lade (1984) και στα πραγματικά περιστατικά που περιγράφονται από τους Bray et al. (1994).

Η απόκλιση της ζώνης ολίσθησης από την προέκταση του επιπέδου του ρήγματος είναι μεγαλύτερη για ρήγματα με μικρές γωνίες κλίσης ως προς την οριζόντιο, ενώ για ρήγματα με μεγάλη κλίση η απόκλιση τείνει στο μηδέν. Η απόκλιση είναι μεγαλύτερη για έντονη διαστολικότητα. Τυπικές τιμές της απόκλισης του ίχνους του ρήγματος είναι 0.4H έως 0.65H για κανονικά ρήγματα και 0.15H έως 0.35H για ανάστροφα ρήγματα, όπου H είναι το πάχους του εδαφικού στρώματος.

Σε αναλύσεις κανονικών ρηγμάτων με γωνία κλίσης 45°, μια δευτερεύουσα διάρρηξη σχηματίζεται ή τείνει να σχηματιστεί στην αντίθετη πλευρά της κύριας διάρρηξης (Σχ.6). Μπορεί να εξαχθεί το συμπέρασμα ότι ο αύλακας σχηματίζεται όταν η γωνία κλίσης του ρήγματος είναι μικρότερη από 45°+ψ/2, όπου ψ είναι η γωνία διαστολικότητας. Αυτή η παρατήρηση είναι σύμφωνη με τα πειραματικά αποτελέσματα των Cole and Lade (1984) και Lade et al. (1984).

Αποτελέσματα από αναλύσεις για άμμο με ψ=10° και κλίση ρήγματος στο υπόβαθρο 45°, για πάχη εδαφικής στρώσεως από 5m σε 40m έδειξαν ότι η επίδραση του πάχους του εδαφικού στρώματος στην γεωμετρία της επιφάνειας ολίσθησης είναι πρακτικά αμελητέα.

Εύρος της ζώνης σημαντικής παραμόρφωσης της επιφάνειας του εδάφους.- Ως «*ζώνη σημαντικής παραμόρφωσης*» θεωρήθηκε η περιοχή εκατέρωθεν του ίχνους της κύριας διάρρηξης όπου η κλίση της επιφάνειας του εδάφους υπερβαίνει το 1/500, λαμβάνοντας υπόψη ότι αντίστοιχη διαφορική καθίζηση του εδάφους προκαλεί έντονες διατμητικές ρωγμές σε συνήθεις τοιχοποιίες. Όσο μεγαλύτερο είναι το εύρος L της ζώνης σημαντικής παραμόρφωσης, τόσο μικρότερη είναι η κάμψη της επιφάνειας του εδάφους. Το εύρος L δείχνει να είναι ανεξάρτητο από το μεγέθους της μετατόπισης του βραχώδους υποβάθρου, ενώ αντίθετα φαίνεται να επηρεάζεται από την γωνία διαστολικότητας του εδάφους. Για κανονικά ρήγματα, το L είναι της τάξεως μεγέθους του H για εδάφη με γωνία διαστολικότητας μηδέν (π.χ. χαλαρές άμμοι ή απροφόρτιστες άργιλοι), ενώ μειώνεται έως και 0.4H για εντόνως διαστολικά εδάφη (π.χ. πυκνές άμμοι ή έντονα προφορτισμένες άργιλοι). Για ανάστροφα ρήγματα, το εύρος της ζώνης σημαντικής παραμόρφωσης παίρνει διπλάσιες περίπου τιμές. Είναι επίσης αξιοσημείωτο ότι το μέγεθος της παραμόρφωσης στην επιφάνεια του εδάφους παραμένει πρακτικά αμελητέο μέχρι να αναδυθεί η διάρρηξη στην ελεύθερη επιφάνεια.

Εδαφική κίνηση κοντά στο ίχνος του ρήγματος.- Στις δυναμικές αναλύσεις για πυκνή άμμο επί αναστρόφου ρήγματος παρατηρήθηκε ότι κοντά στο ίχνος της κύριας ζώνης διάτμησης, η επιτάχυνση είναι μεγαλύτερη από αυτή που καταγράφεται μακριά από το ίχνος. Στις περιπτώσεις κανονικού ρήγματος, η παρατήρηση αυτή ισχύει για το ίχνος της δευτερεύουσα ζώνης διάτμησης. Η τοπική ενίσχυση της επιτάχυνσης στην επιφάνεια του εδάφους εκτείνεται σε μια περιοχή εύρους από 1H έως 1.3H, επί του κινούμενου πάντοτε τεμάχους του ρήγματος. Στην περίπτωση κανονικού ρήγματος, ο λόγος της μέγιστης κατακόρυφης επιτάχυνσης κοντά στο ίχνος ως προς την αντίστοιχη τιμή για το ελεύθερο πεδίο είναι 1.6, ενώ ο λόγος για την οριζόντια επιτάχυνση είναι 1.1. Για ανάστροφα ρήγματα οι αντίστοιχοι λόγοι είναι 1.7 and 1.6 (Σχ. 12). Επισημαίνεται ότι η τοπική ενίσχυση στην περίπτωση της χαλαρής αμμώδους ιλύος επί κανονικού ρήγματος είναι 1.3 για την κατακόρυφη επιτάχυνση, ενώ για την οριζόντια επιτάχυνση δεν υπάρχει ενίσχυση. Αυτό πιθανώς να οφείλεται στο γεγονός ότι αυτό το έδαφος έχει πολύ μικρή γωνίας διαστολικότητας και δεν οδηγεί στο πλήρη σχηματισμό ζώνης ολίσθησης, με αποτέλεσμα να μην εκδηλώνεται επαρκής ανάκτηση παραμόρφωσης μετά την αστοχία.

Συγκριτικά προς τα ανωτέρω αναφέρεται ότι η προγενέστερη έκδοση του Γαλλικού Αντισεισμικού Κανονισμού (PS89) απαιτούσε διπλασιασμό των επιταχύνσεων επί του κινούμενου τεμάχους, ανεξαρτήτως τύπου ρήγματος και ποιότητας εδάφους [η διάταξη αυτή έχει αφαιρεθεί από την νεότερη έκδοση του κανονισμού (PS92)].

5. ΕΠΙΛΟΓΟΣ

Από την παρουσίαση που προηγήθηκε προκύπτει ότι η αντιμετώπιση ενεργών ρηγμάτων στον σχεδιασμό και την κατασκευή τεχνικών έργων δεν πρέπει να μας δημιουργεί σήμερα αμηχανία. Αντίθετα υπάρχουν τα μέσα για ορθολογιστική εκτίμηση των βασικών παραμέτρων του προβλήματος, προς όφελος τόσον της ασφάλειας όσο και της οικονομίας των έργων. Παράλληλα όμως θα πρέπει να τονισθεί ότι το πρόβλημα είναι εξαιρετικά σύνθετο και πολύ-παραμετρικό και δεν είναι επί του παρόντος δυνατή η διατύπωση απλών-γενικών κριτηρίων, υπό μορφή διατάξεων του αντισεισμικού κανονισμού. Αντίθετα, η σχετική έρευνα να πρέπει συνεχισθεί έως το σημείο ικανοποιητικής σύγκλισης των αποτελεσμάτων από θεωρητικές προσομοιώσεις, εργαστηριακά πειράματα και επιτόπου παρατηρήσεις. Έως τότε, η ύπαρξη ενεργού τεκτονικού ρήγματος σε άμεση γειτονία με σημαντικά τουλάχιστον τεχνικά έργα θα πρέπει να αντιμετωπίζεται ως αντικείμενο ειδικής μελέτης και έρευνας όπως πολύ σωστά προβλέπουν πολλοί σύγχρονοι αντισεισμικοί κανονισμοί, συμπεριλαμβανομένου του ελληνικού (ΕΑΚ2000).

6. ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Θερμές ευχαριστίες εκφράζονται στον αείμνηστο Αν. Καθηγητή του Ε.Μ.Π. κο Δ. Παπασταματίου ο οποίος ήταν ένας από τους πρωτοπόρους στο θέμα αυτό και μοιράστηκε πρόθυμα την πλούσια εμπειρία του μαζί μας. Επίσης, ευχαριστίες εκφράζονται στην Δρ. Ρούλα Ροντογιάννη του Ινστιτούτου Γεωλογικών Μελετών Ελλάδος (ΙΓΜΕ) για τις πολύτιμες πληροφορίες που μας παρείχε σχετικά με τα αποτυπωμένα ενεργά ρήγματα στην χώρα μας, καθώς και τον Dr. Peter Cundall του Itasca Consulting Group για on-line βοήθεια στην χρήση του FLAC.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

BEROZA, G. C. [1991]. "Near Source Modeling of the Loma Prieta Earthquake. Evidence for Heterogeneous Slip and Implication for Earthquake Hazard.". Bulletin of Seismological Society of America, Vol. 81, No5, pp. 1603-1621.

BRAY, J. D., R. B. SEED, L. S.CLUFF AND H. B. SEED [1994,a]. "Earthquake Fault Rupture Propagation Through Soil". Journal of Geotechnical Engineering, ASCE, Vol. 120, No.3 , pp. 543-561.

BRAY, J. D., R. B. SEED AND H. B. SEED [1994,b]. "Analysis of Earthquake Fault propagation through Cohesive Soil". Journal of Geotechnical Engineering, ASCE, Vol. 120, No. 3 ,pp. 562-580.

COLE, D. A. JR. AND P. V. LADE [1984]. "Influence Zones in Alluvium Over Dip-Slip Faults". Journal of Geotechnical Engineering ASCE, Vol 110, No 5, pp 599-615.

DAY, M. [1982]. "Three-Dimensional Finite Difference Simulation of Fault Dynamics: Rectangular Faults with Fixed Rupture Velocity". Bulletin of Seismological Society of America, Vol. 72, pp. 705-727.

LADE, P. V. AND D. A. COLE JR. AND D. CUMMINGS [1984]. "Multiple Failure Surfaces Over Dip-Slip Faults". Journal of Geotechnical Engineering ASCE, Vol. 110, No 5, pp. 616-627.

PS 89. "Regles de construction parasismique"

SCOTT, R. F. [1987]. "Failure" . Geotechnique, Vol.37, No.4, pp. 423-466.

TRIFUNAC, M. D. AND E. I. NOVIKOVA [1995]. "Duration of Earthquake Fault Motion in California". Earthquake Engineering & Structural Dynamics, Vol. 24, pp. 781-799.

WELLS, D. L. AND K. J. COPPERSMITH [1994]. "New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement". Bulletin of Seismological Society of America, Vol. 84, No.4, pp. 974-1002.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/6, 2263-2274, 2002 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/6, 2263-2274, 2002
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

ΤΕΧΝΙΚΗ ΓΕΩΛΟΓΙΑ: ΕΞΕΛΙΞΗ ΚΑΙ ΠΡΟΟΠΤΙΚΕΣ*

Γ. ΚΟΥΚΗΣ[1]

ΣΥΝΟΨΗ

Στην παρούσα εργασία γίνεται αναφορά στην Τεχνική Γεωλογία σχετικά με τον καθορισμό του αντικειμένου, τη διαχρονική εξέλιξη, την επαγγελματική καταξίωση και κατοχύρωση, την εκπαίδευση-πρακτική άσκηση καθώς και τις υποχρεώσεις των Τεχνικών Γεωλόγων, τις αδυναμίες του κλάδου στον Ελληνικό χώρο και τις προοπτικές όπως διαγράφονται διεθνώς.

ABSTRACT

This paper refers to the following issues: the definition of Engineering Geology, diachronic development, professional practice and registration, teaching and training, responsibilities – limitations – future.

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: Τεχνική Γεωλογία, αντικείμενο, εκπαίδευση, επαγγελματική κατοχύρωση – μέλλον
KEY WORDS: Engineering Geology, definition, teaching – training, professional practice, future

1. ΟΡΙΣΜΟΣ, ΣΤΟΧΟΙ ΚΑΙ ΑΝΤΙΚΕΙΜΕΝΟ

Η Τεχνική Γεωλογία αποτελεί νέο επιστημονικό κλάδο που ουσιαστικά διαπερνά δύο σαφώς καθορισμένους χώρους, της επιστήμης-γεωλογίας και της μηχανικής. Έτσι, χρειάζεται πρωταρχικά ο σαφής καθορισμός του αντικειμένου για να υπάρχει διεθνής αποδοχή, δεδομένου ότι στις διάφορες χώρες επικρατούν διαφορετικές αντιλήψεις και υπάρχει διαφορετικό υπόβαθρο. Πιστεύεται, ότι ο ορισμός που συμφωνήθηκε από τη Διεθνή Ένωση Τεχνικής Γεωλογίας και Περιβάλλοντος (IAEG) στη Γενική Συνέλευση του Κυότο το 1992 έχει αυτή τη διεθνή αναγνώριση (IAEG, 1992).

Σύμφωνα λοιπόν με την IAEG η Τεχνική Γεωλογία αναφέρεται στην έρευνα, μελέτη και επίλυση των τεχνικών και περιβαλλοντικών προβλημάτων που μπορεί να προκύψουν ως αποτέλεσμα της αλληλεπίδρασης μεταξύ της γεωλογίας και των έργων-δραστηριοτήτων του ανθρώπου καθώς επίσης στην πρόγνωση και στην ανάπτυξη μέτρων για την αποτροπή ή αντιμετώπιση των γεωλογικών επικινδυνοτήτων.

Οι στόχοι της Ένωσης είναι να: (1) προάγει και ενθαρρύνει την εξέλιξη της τεχνικής γεωλογίας μέσω τεχνολογικών δραστηριοτήτων και έρευνας, (2) βελτιώνει τη διδασκαλία και εκπαίδευση στην Τεχνική Γεωλογία, (3) συγκεντρώνει, αξιολογεί και διαδίδει τα αποτελέσματα των τεχνικογεωλογικών δραστηριοτήτων σε διεθνή βάση.

Με βάση την Ένωση Τεχνικών Γεωλόγων των ΗΠΑ (AEG) η τεχνική γεωλογία είναι γεωλογική εργασία σχετική με τη μηχανική, τα περιβαλλοντικά θέματα και τη δημόσια υγεία, την ασφάλεια και την ευημερία. Ορίζεται ως ο κλάδος εφαρμογής γεωλογικών δεδομένων, τεχνικών και αρχών στη μελέτη αμφότερων (1) των βραχωδών και εδαφικών υλικών στη φυσική τους κατάσταση στα πλαίσια επιφανειακών και υπόγειων έργων, (2) της αλληλεπίδρασης εισαγόμενων υλικών και διεργασιών για το γεωλογικό περιβάλλον. Έτσι, γεωλογικοί παράγοντες που επηρεάζουν το σχεδιασμό, κατασκευή, λειτουργία και διατήρηση των τεχνικών έργων και την ανάπτυξη, προστασία και αντιμετώπιση υπόγειων υδατικών πόρων, αναγνωρίζονται ικανοποιητικά, ερμηνεύονται και παρουσιάζονται για χρήση στη μηχανική και σχετική πρακτική. Ο τεχνικός γεωλόγος χρησιμοποιεί εξειδικευμένη γεωλογική εκπαίδευση και εμπειρία για να προσφέρει ποσοτική γεωλογική πληροφόρηση και υποδείξεις βασισμένες τόσο στην πληροφόρηση όσο και στην κρίση.

Τα τελευταία χρόνια ο ρόλος της τεχνικής γεωλογίας στις ΗΠΑ έχει αναπτυχθεί, πέρα από την αρχική στενή σχέση με την πρακτική του πολιτικού μηχανικού, με πολλές άλλες ειδικότητες, κυρίως μηχανικών, που χρειάζονται τη γεωλογική πληροφόρηση για τη λήψη αποφάσεων. Μερικές από τις κύριες δραστηριότητες των τεχνικών γεωλόγων, σύμφωνα με την παραπάνω Ένωση, περιλαμβάνουν:

- Την έρευνα θεμελίωσης όλων των τύπων για μεγάλες κατασκευές, όπως φράγματα, γέφυρες, εγκαταστά-

* ENGINEERING GEOLOGY: DEVELOPMENT AND PERSPECTIVES

[1] Παν/μίο Πατρών, Τμήμα Γεωλογίας, Πανεπιστημιούπολη, 26500 Πάτρα

σεις παραγωγής ενέργειας, μεγάλα κτίρια και πύργους.

- Την αξιολόγηση των γεωλογικών συνθηκών κατά μήκος σηράγγων, αγωγών, διωρύγων, οδικών και σιδηροδρομικών γραμμών.
- Τη διερεύνηση και ανάπτυξη πηγών υλικών, βραχωδών και εδαφικών, για τις ανάγκες της κατασκευής.
- Την έρευνα και ανάπτυξη υπόγειων και επιφανειακών υδατικών πόρων και τη διαχείριση, προστασία και λήψη μέτρων για τα υπόγεια νερά.
- Την αξιολόγηση γεωλογικών επικινδυνοτήτων όπως κατολισθήσεις, ρήγματα και σεισμοί, διογκούμενα και καταρρέοντα εδάφη, διογκούμενο υπόβαθρο, αποκαρστωμένο πέτρωμα και ρευστοποιήσεις.
- Την αξιολόγηση γεωλογικών συνθηκών (περιλαμβανομένου και υπόγειου νερού) που επηρεάζουν την οικιστική, εμπορική και βιομηχανική χρήση και ανάπτυξη γης.
- Την ευστάθεια πρανών, υποβάθμιση υδροφόρων, στραγγιστήρια, χρήση ενεμάτων και εκσκαψιμότητα.
- Την ασφαλή διάθεση αποβλήτων στη γη.

Οι τεχνικοί γεωλόγοι συμμετέχουν στο σχεδιασμό χρήσεων γης, έρευνα επιπτώσεων στο περιβάλλον, αποκατάσταση περιοχών παλαιών μεταλλείων, σχεδιασμός μεταφοράς ξυλείας, ασφαλιστικές και δικαστικές έρευνες.

Συμπερασματικά, σύμφωνα με την παραπάνω Ένωση, η Τεχνική Γεωλογία είναι ουσιαστικά γεωλογία των ανθρώπων. Υπάρχει επειδή οι άνθρωποι επιθυμούν να μεταβάλουν το γεωλογικό περιβάλλον για δική τους χρήση και ευκολία, να ζουν σε αρμονία με αυτό ενώ μερικές φορές καταφέρνουν να έλθουν και σε αντιπαράθεση. Το κύριο αντικείμενο των τεχνικών γεωλόγων είναι να βοηθούν τους ανθρώπους για να καταλάβουν το γεωλογικό περιβάλλον, να προσαρμοσθούν σε αυτό και διορθώσουν τα γεωπεριβαλλοντικά λάθη τους.

Η τεχνική γεωλογία είναι ο πλέον απαιτητικός κλάδος των γεωεπιστημών λόγω του εύρους των γνώσεων που απαιτούνται για επιτυχή πρακτική. Οι τεχνικοί γεωλόγοι δίνουν εκτιμήσεις για τις φυσικές ιδιότητες των γεωλογικών σχηματισμών και υλικών καθώς και τις επιπτώσεις φυσικών στοιχείων σε τεχνικά έργα μέσα στο χρόνο. Επίσης συμμετέχουν στις προσπάθειες αντιμετώπισης των φυσικών επικινδυνοτήτων μέσα από το σχεδιασμό και ζωνοποίηση, καθώς και στην επιλογή της κατάλληλης θέσης για τις κατασκευές, στην ανάπτυξη μεθόδων περιορισμού της μόλυνσης και διάθεσης των αποβλήτων και σε αξιολογήσεις των διαφόρων φυσικών πόρων. Το αντικείμενο της τεχνικής γεωλογίας διευρύνεται κάθε χρόνο σε απάντηση των πιέσεων από την πληθυσμιακή έκρηξη, την εξάντληση των φυσικών πόρων, τη διαρκώς αυξανόμενη θεώρηση για την επίτευξη περιβαλλοντικού συμβιβασμού μεταξύ της κοινωνίας και γης καθώς και την αυξανόμενη κυβερνητική νομοθεσία.

Με βάση τα παραπάνω, η τεχνική γεωλογία δεν μπορεί να εκφρασθεί με μια σειρά αυστηρών οδηγιών αλλά όπως αποδόθηκε από την Kiersch (1955) ως "η τέχνη ή τεχνική χρήσης γεωλογικών στοιχείων και μεθόδων για την επίλυση προβλημάτων που είναι συμφυή με την πρακτική των μηχανικών".

Ο Hatheway (1998) εκφράζοντας το πνεύμα που επικρατεί στις ΗΠΑ, αναφέρει ότι οι τεχνικοί γεωλόγοι είναι ένας ουσιώδης εταίρος στην απόκριση της κοινωνίας να δημιουργήσει περιβαλλοντικά έργα και να διορθώσει ιστορικές περιβαλλοντικές ζημιές. Παραδοσιακά, οι τεχνικοί γεωλόγοι συγκεντρώνουν τα στοιχεία για να στηρίζουν διαβουλεύσεις σχετικά με έργα, μελέτες σκοπιμότητας, σχεδιασμό και οριστική μελέτη. Ο ρόλος μας στη νέα χιλιετία είναι να διατηρήσουμε την ικανότητα συγκέντρωσης πραγματικών υπαίθριων στοιχείων αλλά και να συνεργασθούμε σε διεπιστημονική βάση στην ανάπτυξη. Πρέπει να ενστερνισθούμε την αντίληψη σχετικά με το "Γεωλογικό μοντέλο πεδίου" που ήταν σε πλήρη άνθηση τη δεκαετία του 1990. Προς την κατεύθυνση αυτή, χρειάζεται ως τεχνικοί γεωλόγοι να χρησιμοποιήσουμε την κλασσική γεωλογική γνώση και ερμηνεία για να κάνουμε το μοντέλο όσο το δυνατό πιο προβλέψιμο και ακριβές. Τέλος τονίζει το πόσο χρήσιμοι είμαστε ως τεχνικοί γεωλόγοι και γεωλόγοι μηχανικοί στη διαδικασία αντιμετώπισης και θεραπείας των περιβαλλοντικών προβλημάτων.

Ο Magar (1998) διατυπώνοντας τις απόψεις και θέσεις στη Γερμανία μας γνωρίζει ότι η Τεχνική Γεωλογία αναφέρεται ως "εφαρμοσμένη γεωλογία", όπως η υδρογεωλογία. Αυτό όμως, κατά τη γνώμη του, δεν είναι σωστό, δεδομένου ότι ο τεχνικός γεωλόγος δεν πρέπει να έχει μόνο πολύ καλή γνώση της γεωλογίας αλλά και αντίληψη της πρακτικής των μηχανικών και των αντίστοιχων γεωτεχνικών κλάδων. Δηλαδή πέρα από την ιστορία και σύσταση των γεωλογικών ενοτήτων και κατανόηση των γεωλογικών διεργασιών πρέπει να είναι σχετικός με τις φυσικές και χημικές ιδιότητες βράχων και εδαφών και ικανός να υπολογίσει τάσεις και παραμορφώσεις, με καθαρές απαιτήσεις στην πρακτική της μηχανικής.

Αναφέροντας, τέλος, ότι οι δύο επιστήμες έχουν διαφορετική ρίζα (η Γεωλογία Ελληνική και η Μηχανική Λατινική) και φιλοσοφία θεωρεί ότι η τεχνική γεωλογία είναι σήμερα ένας ειδικός κλάδος της γεωτεχνικής και για να αντιμετωπίσουμε την πρόκληση ως τεχνικοί γεωλόγοι απαιτούνται: (1) αναμόρφωση της εκπαίδευσης, (2) πιστοποίηση της εξειδίκευσης, (3) πολυεπιστημονική συνεργασία και (4) διεθνής πρακτική.

Οι Groschic and Galos (1998) του Ινστιτούτου Τεχνικής Γεωλογίας του Τεχνικού Πανεπιστημίου της Βουδαπέστης, αναφέρονται όχι στην τεχνική γεωλογία αλλά στις αρχές και μεθόδους της γεωτεχνικής μηχανικής και τη σχέση της με το περιβάλλον. Θεωρούν τους όρους Εδαφομηχανική, Βραχομηχανική, Γεωτεχνική, Περιβαλλοντική Μηχανική ότι αντιπροσωπεύουν βασικά το αυτό πεδίο και συνήθως προφέρονται με τον όρο Γεωτεχνική. Με τον χρόνο το αντικείμενο αυτό έγινε ανεξάρτητο, αν και είναι βλαστός αμφοτέρων, της γεωλογίας και μηχανικής, και οι πατέρες ήταν ή μηχανικοί με γεωλογική εξειδίκευση ή γεωλόγοι με πρακτική μηχανική. Επισημαίνουν ότι τα επιτεύγματα του πολιτικού μηχανικού εξασφαλίζουν την ισορροπία μεταξύ της φύσης και της ανθρωπότητας. Το κλειδί των μηχανικών στο ισοζύγιο αυτό είναι η γεωτεχνική, η πρακτική και επιστήμη που περιλαμβάνει όλες τις θεωρήσεις σχετικά με τις τεχνικές πλευρές των γεωϋλικών, το φυσικό και μη γεωπεριβάλλον και τις σχετικές φυσικές διεργασίες.

Ο Read (1998) αναφέρεται μεταξύ άλλων στο χάσμα που φαίνεται να ανακύπτει μεταξύ γεωλόγων και μηχανικών που εργάζονται σε έργα ευστάθειας πρανών στην Αυστραλία. Η προσέγγιση στα προβλήματα αυτά είναι, λόγω του υπόβαθρου των χρηστών, διαφορετική που η κάθε μία έχει τα πλεονεκτήματά της και οι δύο βοηθούν στην καλύτερη γνώση των κατολισθήσεων. Δυστυχώς όμως η έλλειψη επικοινωνίας μεταξύ των δύο ομάδων και η ξεχωριστή αναφορά των αποτελεσμάτων, δεν βοηθάει τελικά την προαγωγή της επιστήμης και πολλές φορές οδηγεί σε λανθασμένες εκτιμήσεις.

Για το παραπάνω χάσμα υπάρχουν, κατά την εκτίμησή του δύο όψεις, η μία τεχνικο-κοινωνιολογική και αναφέρεται στη διαδρομή της Τεχνικής Γεωλογίας στην Αυστραλία σε σχέση με τη Γεωτεχνική Μηχανική και η άλλη τεχνική που έχει σχέση με τη διαφορετική προσέγγιση των γεωτεχνικών προβλημάτων.

2. ΔΙΑΧΡΟΝΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ

Η ιστορία αξιοσημείωτων κατασκευαστικών επιτευγμάτων είναι τόσο παλιά όσο και οι ανθρώπινες καταγραφές που άρχισαν με την εξόρυξη χαλκού στη χερσόνησο του Σινά 15.000 χρόνια πριν (Λίθινη εποχή) και τις υπόγειες διανοίξεις το 3.500 π.Χ. περίπου (Kiersch, 2001).

Αρχικά η "γεωλογική" τέχνη και γνώσεις χρησιμοποιούνταν στην αξιολόγηση φυσικών θέσεων, ό,τι δε απέμεινε από πολύ αξιόλογες κατασκευές-επιτεύγματα αποτελούν κληρονομιά αυτών των επιδεξιοτήτων. Η χρησιμοποίηση των "γεωλόγων" στην αξιολόγηση φυσικών επικινδυνοτήτων και θέσεων για κατασκευαστικές δραστηριότητες έχει μια μακρά ιστορία που δημιουργήθηκε από τις γνώσεις των προγόνων μας: Leonardo da Vinci, Henri Gautier και William Smith.

Η άποψη ότι οι γεωλογικές συνθήκες μπορεί να επηρεάσουν το σχεδιασμό και κατασκευή μεγάλης κλίμακας έργων όπως δρόμοι, διώρυγες, σήραγγες και χώροι ταμίευσης νερού αναγνωρίσθηκε κατά το 18ο αιώνα στην Ευρώπη και τον 19ο αιώνα στην Β. Αμερική. Ειδικότερα στη Βρετανία η τεχνική γεωλογία έχει τις ρίζες της στο πεδίο του πολιτικού μηχανικού. Ο William Smith υπήρξε προς την κατεύθυνση αυτή πρωτοπόρος (200 χρόνια πριν) και ο Robert Stephenson συνδύασε τη γεωλογική έρευνα με την εργασία του στην κατασκευή των σιδηροδρόμων.

Η εφαρμογή της γεωλογίας για σκοπούς μηχανικού έπαιξε μικρό ρόλο στην αρχική ιστορία και επέκταση των ΗΠΑ μέχρι τη δεκαετία του 1880. Ιστορικά οι πρώτες γεωλογικές ιδέες και αρχές που βοήθησαν τις κατασκευές τεχνικών έργων στη Β. Αμερική ήταν κυρίως λόγω των ικανοτήτων και επιστημονικών-τεχνικών προόδων Ευρωπαίων ερευνητών στο 18ο και 19ο αιώνα. Από τις αρχές του 1900 οι δραστηριότητες επαγγελματιών εφαρμοσμένης γεωλογίας ήταν σε αποδεκτό επίπεδο των αντίστοιχων της Ευρώπης.

Ο Prof. William D. Crosby από το M.I.T. έδωσε τον πρώτο συνεχή κύκλο εκπαίδευσης με διαλέξεις και σημειώσεις στη γεωλογία και μηχανική το 1893, στη συνέχεια δε (1893-1925) αποτέλεσε πρωτοπόρο επαγγελματία και σύμβουλο για τεχνικά έργα και θεωρείται "ο πατέρας της Τεχνικής Γεωλογίας στη Β. Αμερική". Ανάλογη ήταν και η συμβολή του Charles Peter Berkey στη Νέα Υόρκη, περίπου το 1895. Ο Gilbert (1884) ήταν ο πρώτος μοντέρνος γεωλόγος στη Β. Αμερική όσον αφορά στη συσχέτιση των αρχών των μαθηματικών, φυσικής και μηχανικής στην επίλυση γεωλογικών προβλημάτων.

Στις αρχές της δεκαετίας του 1930 το επάγγελμα του πολιτικού μηχανικού αναγνώρισε την ανάγκη για μεγαλύτερη γεωλογική πληροφόρηση και συμβουλές στα μεγάλα έργα. Δυστυχώς τότε η γεωλογική επιστήμη δεν ανταποκρίθηκε άμεσα στην ανάγκη του πολιτικού μηχανικού για καλύτερη γνώση των φυσικών ιδιοτήτων των βράχων και εδαφών. Αυτό είχε σαν αποτέλεσμα να αρχίσουν οι ίδιοι οι πολιτικοί μηχανικοί να παρέχουν αυτή την πληροφόρηση. Πρωτοπόρος της ομάδας των μηχανικών αυτών ήταν ο Karl Terzaghi. Εργάσθηκε στην Αμερική (1912-15) και στη συνέχεια στην Ευρώπη για να προωθήσει τα συγγενή πεδία εδαφομηχανικής και γεωλογίας για έργα πολιτικού μηχανικού. Επέστρεψε στην Αμερική ως Καθηγητής Μηχανικής Θεμελιώσεων στο Harvard (1938-1963) και υπηρέτησε ως διακεκριμένος Σύμβουλος για έργα πολιτικού μηχανικού στη Β. Αμερική. Ο Terzaghi βάσισε τις θεωρίες του για την εδαφομηχανική πάνω σε στέρεη γεωλογική γνώση (Terzaghi,

1955) και πίστευε ότι κάθε ειδικός στην εδαφομηχανική (γεωτεχνική σήμερα) θα πρέπει να είναι κατά το ήμισυ γεωλόγος. Ο συνδυασμός αυτός που αναγνώρισε δεν ακολουθήθηκε από τους διαδόχους του και αυτό αποτέλεσε μεγάλη επαγγελματική απογοήτευση (Terzaghi, 1963).

Ο Β΄ παγκόσμιος πόλεμος (1939-1945) έφερε την εφαρμοσμένη γεωλογία σε άλλο επίπεδο και οι εφαρμογές της γεωλογίας για στρατιωτικούς σκοπούς όπως αναπτύχθηκε στην Ευρώπη και το Νότιο Ειρηνικό ήταν από τις πλέον ουσιώδεις προόδους της Τεχνικής Γεωλογίας στα μέσα του 19ου αιώνα.

Η περίοδος μετά τον πόλεμο έγινε μάρτυρας της ανάπτυξης των εφαρμοσμένων γεωεπιστημών και ουσιαστικής βελτίωσης στο επαγγελματικό πεδίο της πρακτικής στην τεχνική γεωλογία. Τα νέα ενδιαφέροντα στις ΗΠΑ εστιάσθηκαν περισσότερο σε επιστημονικά θέματα που περιελάμβαναν: τις φυσικές διεργασίες, χρονολόγηση ρηγμάτων και συνοδών φαινομένων, επιπτώσεις στο περιβάλλον από τις δραστηριότητες του ανθρώπου καθώς και οι υπευθυνότητες των γεωλόγων στην προστασία της υγείας, ασφάλειας και ευημερίας του κοινού (Kiersch, 1991). Επίσης μετά τον πόλεμο οι διάφοροι κρατικοί φορείς ενεργοποιήθηκαν στην Αμερική και Ευρώπη για μια σειρά τεχνικογεωλογικών προβλημάτων και ιδιαίτερα σε σχέση με έργα οδοποιίας, προμήθειας νερού, ζωνοποίησης για αστικούς σκοπούς, έλεγχο των πλημμυρών, αναζήτησης φυσικών πόρων. Από το τέλος μάλιστα του 1960 αναπτύχθηκε η αντίληψη για την προστασία του φυσικού περιβάλλοντος και την επίδραση των προτεινόμενων τεχνικών έργων και κυρίως αυτών που συνδέονταν με τη διάθεση των αποβλήτων, πυρηνικών και μη.

Όσον αφορά στην εξέλιξη της Τεχνικής Γεωλογίας στον Ελληνικό χώρο γίνεται εκτενής αναφορά σε παλαιότερη εργασία (Κούκης, 1993). Συνοπτικά αναφέρονται τα εξής:

- Πριν τη δεκαετία του '50 υπάρχουν μεμονωμένα παραδείγματα συμμετοχής των γεωλόγων σε τεχνικογεωλογικά-γεωτεχνικά προβλήματα και κυρίως σε αυτά σχετικά με την αξιολόγηση των καταστροφικών γεωλογικών φαινομένων. Εντονότερη παρουσιάζεται η ενασχόληση με τα αντικείμενα αυτά μετά την ίδρυση της Γεωλογικής Υπηρεσίας της Ελλάδος το 1919.

- Η δεκαετία του '50 χαρακτηρίζεται για την ενεργή συμμετοχή του γεωλόγου στην αξιολόγηση των δευτερογενών αποτελεσμάτων των σεισμών και κυρίως των κατολισθητικών κινήσεων. Κύριος φορέας προς την κατεύθυνση αυτή ήταν η Γεωλογική Υπηρεσία της Ελλάδος (Ινστιτούτο Γεωλογίας και Ερευνών Υπεδάφους - ΙΓΕΥ, νυν ΙΓΜΕ).

- Στη δεκαετία του '60 άρχισε να διαγράφεται η Τεχνική Γεωλογία στην Ελλάδα με την κατασκευή των μεγάλων έργων υποδομής, κυρίως φραγμάτων και δρόμων. Η περίοδος αυτή συμπίπτει ουσιαστικά με την είσοδο του 'Ελληνα γεωλόγου στο κύκλωμα μελέτης, κατασκευής και λειτουργίας των έργων αυτών.

- Στη δεκαετία του '70 παρατηρείται δραστηριοποίηση του κράτους με τη δημιουργία διαφόρων πυρήνων σε Οργανισμούς και Υπηρεσίες ενώ παράλληλα εισάγεται η διδασκαλία του μαθήματος της Τεχνικής Γεωλογίας στα Πανεπιστήμια. Η έρευνα εστιάζεται στην καλύτερη μελέτη των κατολισθητικών φαινομένων, την αξιολόγηση των φυσικών-μηχανικών χαρακτηριστικών και της τεχνικογεωλογικής συμπεριφοράς των σχηματισμών με την εκτέλεση επί τόπου και εργαστηριακών δοκιμών, καθώς και η σύνταξη χαρτών μεγάλης κλίμακας για τις ανάγκες των έργων. Στο τέλος της δεκαετίας αυτής ιδρύεται και η Επιτροπή Τεχνικής Γεωλογίας της ΕΓΕ που παρουσιάζει έκτοτε και μέχρι σήμερα αξιόλογη δράση με διεθνείς προεκτάσεις.

- Στη δεκαετία του '80 σημειώνεται ουσιαστική πρόοδος με την ενεργότερη συμμετοχή της Τεχνικής Γεωλογίας και σε άλλους τομείς, όπως η διατήρηση και προστασία αρχαιολογικών χώρων και μνημείων, ο χωροταξικός σχεδιασμός και ανάπτυξη, η αξιολόγηση των δευτερογενών αποτελεσμάτων των σεισμών, η διάθεση των τοξικών αποβλήτων και απορριμμάτων. Γενικά με τις νέες αυτές δραστηριότητες (Χωροταξία, Περιβάλλον, Αντισεισμικός Σχεδιασμός) δημιουργούνται νέοι πυρήνες σε κεντρικό και περιφερειακό επίπεδο ενώ η έρευνα έχει ανάλογο προσανατολισμό (συστηματική ταξινόμηση και ζωνοποίηση των σχηματισμών με ποσοτικές πλέον εκτιμήσεις, αριθμητική έκφραση και στατιστική θεώρηση των γεωλογικών φαινομένων, σύνταξη χαρτών μεγάλης κλίμακας, κωδικοποίηση και αρχειοθέτηση των πληροφοριών, εισαγωγή νέων τεχνικών και μεθοδολογίας στη διερεύνηση των υπεδαφικών συνθηκών).

- Στη δεκαετία του '90 σημειώνεται ακόμα μεγαλύτερη αναγνώριση από τους αρμόδιους φορείς και συναφείς κλάδους του ρόλου της Τεχνικής Γεωλογίας και γενικότερα της διεπιστημονικής συνεργασίας στο πλαίσιο μελέτης και κατασκευής των μεγάλων τεχνικών έργων που πραγματοποιήθηκαν στη χώρα, καθώς και των επιπτώσεων στο περιβάλλον από τις διάφορες παρεμβάσεις και χρήσεις. Ερευνητικά, τα αντικείμενα της προηγούμενης δεκαετίας εξειδικεύονται ακόμα περισσότερο όσον αφορά στην ποσοτική έκφραση των στοιχείων και την περαιτέρω ανάπτυξη της γεωτεχνολογίας.

3. ΕΠΑΓΓΕΛΜΑΤΙΚΗ ΚΑΤΑΞΙΩΣΗ ΚΑΙ ΚΑΤΟΧΥΡΩΣΗ

Ο de Freitas (1994) σχετικά με την επαγγελματική κατοχύρωση αναφέρει ότι σε επίπεδο Ευρωπαϊκής Ένωσης, η Ένωση Ευρωπαίων Γεωλόγων έχει πάρει την άδεια για τη χρησιμοποίηση του τίτλου Ευρω-Γεωλόγου (Eur. Geologist) όπως ακριβώς συμβαίνει και με τους Μηχανικούς. Επί πλέον θεωρεί ότι ο χρόνος είναι κατάλληλος για τον τίτλο του Ευρω-Τεχνικού Γεωλόγου (Eur. Eng. Geologist). Επίσης δίνει σε Πίνακα την κατάσταση που επικρατεί μέχρι το 1994 όσον αφορά στην επαγγελματική κατοχύρωση της Τεχνικής Γεωλογίας. Σε καμιά χώρα, με βάση τα στοιχεία αυτά, δεν υπάρχει η δυνατότητα διαπίστευσης στην Τεχνική Γεωλογία, παρά μόνο ως γεωλόγου. Στην Αγγλία π.χ. υπάρχει η δυνατότητα εγγραφής σε επίπεδο διαπίστευσης (C. Geol.) από το 1994 κάτω από την ευθύνη της Γεωλογικής Εταιρείας. Στην Ελλάδα γίνεται αυτόματα πλέον με την απόκτηση του βασικού πτυχίου και την εγγραφή στο Γεωτεχνικό Επιμελητήριο. Στην Τουρκία υπάρχει δυνατότητα εγγραφής στο Επιμελητήριο Γεωλόγων Μηχανικών. Στις ΗΠΑ δεν υπάρχει δυνατότητα διαπίστευσης ως Τεχνικού Γεωλόγου σε εθνικό επίπεδο παρά μόνο ως γεωλόγου, σε μερικές πολιτείες δίνεται η ειδικότητα του Τεχνικού Γεωλόγου, ενώ στην Καλιφόρνια δίνονται εξετάσεις για την άδεια ασκήσεως επαγγέλματος της ειδικότητας τα τελευταία 23 χρόνια, όπως θα αναφερθεί λεπτομερέστατα παρακάτω.

Επίσης, στην εργασία αυτή δίνονται, σχετικά με την Αγγλία, οι τρόποι για την εξέλιξη γεωλόγων και Μηχανικών σε Γεωτεχνικούς ειδικούς καθώς και Συμβούλους (Geotechnical specialists και Geotechnical Advisors), όπως αυτό συμφωνήθηκε μεταξύ της Γεωλογικής Εταιρείας και του Επιμελητηρίου Πολιτικών Μηχανικών.

Τέλος, επισημαίνεται η άμεση ανάγκη για την ενεργοποίηση της I.A.E.G. σχετικά με την προώθηση της Τεχνικής Γεωλογίας ως αντικειμένου και επαγγέλματος.

Σύμφωνα με την A.E.G. ο τεχνικός γεωλόγος στις ΗΠΑ αναλαμβάνει σε συνεργασία με τον πολιτικό μηχανικό, ένα σημαντικό μερίδιο υπευθυνότητας για τη δημόσια υγεία, ασφάλεια και ευημερία στο βαθμό που τα τεχνικά έργα επηρεάζονται από γεωλογικούς παράγοντες. Το επάγγελμα του Μηχανικού έχει θεσμοθετημένη αυτή την υπευθυνότητα σε όλες τις ΗΠΑ. Παράλληλα η A.E.G. έχει δημοσιεύσει κώδικα πρακτικής για τους γεωλόγους για να βοηθήσει έτσι την επαγγελματική κατοχύρωσή τους. Επιπλέον η Ένωση προσπαθεί να διατηρεί υψηλό επαγγελματικό επίπεδο και να επισημαίνει την υπευθυνότητα του Τεχνικού Γεωλόγου απέναντι στο κοινό.

Ήδη πολλές Πολιτείες έχουν νομοθεσία σχετικά με την πρακτική της γεωλογίας, τεχνικής γεωλογίας ή γεωλογίας μηχανικού (geological engineering). Η νομοθεσία αυτή είναι ανάλογη στον τύπο με αυτή των μηχανικών. Με σκοπό την ομογενοποίηση των προσόντων για την επαγγελματική κατοχύρωση των τεχνικών γεωλόγων σε όλη την Αμερική η Ένωση προσπαθεί για την εισαγωγή νόμων σε κάθε πολιτεία που θα βασίζεται στην εκπαίδευση, στην εμπειρία και εξετάσεις καθώς και στη δημιουργία ανάλογων Επιμελητηρίων.

Για την υλοποίηση των παραπάνω αρχών και θεσμών η A.E.G. δημοσίευσε από το 1981 (δεύτερη έκδοση το 1985 και τρίτη το 1993) έναν Οδηγό επαγγελματικής πρακτικής (Professional Practice Handbook) που θίγει και θέματα επαγγελματικής δεοντολογίας σε συνδυασμό με όλα τα θέματα επαγγελματικής πρακτικής.

Στις ΗΠΑ μερικοί τεχνικοί γεωλόγοι έχουν επίσης την κατάρτιση γεωτεχνικών μηχανικών ή μηχανικών μεταλλείων. Άλλοι έχουν εξίσου καλά την κατάρτιση μηχανικών γεωφυσικής, γεωμορφολόγων, σεισμολόγων και τεκτονικών γεωλόγων. Το επάγγελμα της Τεχνικής Γεωλογίας έχει στενούς δεσμούς και συνδέσεις με αυτά τα συναφή επαγγέλματα. Για κάθε τεχνικό γεωλόγο είναι σημαντικό να εκτιμά τις προσωπικές επαγγελματικές δυνατότητες και αδυναμίες και να προσφέρει υπηρεσίες μόνο όταν αυτές συναντούν τις προδιαγραφές και της επαγγελματικής πρακτικής.

Οι Williams and Dellechaie (1994) περιγράφουν ειδικότερα την εμπειρία από την Πολιτεία της Καλιφόρνιας σχετικά με την επαγγελματική κατοχύρωση των γεωλόγων. Έτσι, η βασική άδεια άσκησης επαγγέλματος είναι αυτή της εγγραφής ως γεωλόγου ή γεωφυσικού. Κάτω από τις εγγραφές αυτές επιτρέπονται πιστοποιητικά ειδικότητας που δίνονται έπειτα από εξετάσεις, όπως θα αναφερθεί παρακάτω. Μέχρι το 1994 η μόνη ειδικότητα ήταν αυτή του τεχνικού γεωλόγου, ενώ από το 1995 δίνονται και πιστοποιητικά σχετικά με την ειδικότητα του υδρογεωλόγου, με απαραίτητη και στην περίπτωση αυτή την εγγραφή ως γεωλόγου.

Όσον αφορά στις απαιτήσεις για εγγραφή και ειδικότητα απαιτούνται κριτήρια ακαδημαϊκά, εμπειρία και γραπτές εξετάσεις. Τα πρώτα συνίστανται σε 30 ώρες το εξάμηνο, ως ελάχιστο όριο, μαθημάτων γεωλογίας σε τετραετή κύκλο σπουδών. Σχετικά με την εμπειρία ο υποψήφιος πρέπει να έχει τουλάχιστον 7 χρόνια επαγγελματικής γεωλογικής απασχόλησης που περιλαμβάνει τρία χρόνια το ελάχιστο σε γεωλογική εργασία κάτω από την εποπτεία γεωλόγου ή μηχανικού που έχει τη σχετική άδεια. Οι πανεπιστημιακές σπουδές μετρούν μέχρι 2 χρόνια (μισός χρόνος για κάθε ακαδημαϊκή χρονιά) καθώς επίσης και οι μεταπτυχιακές σπουδές. Τέλος, οι εξετάσεις γίνονται δύο φορές το χρόνο, είναι υποχρεωτικές για όλους και εξαιρούνται μόνο αυτοί που έχουν

άδεια άσκησης από άλλη Πολιτεία. Ο αριθμός των υποψηφίων για εξάσκηση από 200 το 1980 είχε αυξηθεί σε 1200 το 1990 και πολύ περισσότερους σήμερα, κυρίως λόγω μείωσης της απασχόλησης στη βιομηχανία πετρελαίων (όπου δεν ζητείται άδεια άσκησης επαγγέλματος) και τη δραματική αύξηση της απασχόλησης των γεωλόγων στο περιβάλλον (υπόγεια νερά, τοξικά απόβλητα κλπ.), κυρίως με τη μορφή του μελετητή.

Ο Magar (1998) σχετικά με τη Γερμανία αναφέρει ότι είναι απαραίτητη η εφαρμογή κριτηρίων αξιολόγησης. Σε μερικά πεδία μηχανικών π.χ. για να εργασθεί κάποιος ως ειδικός θα πρέπει να αποδείξει επαρκή εκπαίδευση και περίπου 5 χρόνια επαγγελματική εμπειρία ως εργαζόμενος. Θεωρεί μάλιστα ότι οι Εθνικές Επιτροπές θα πρέπει να εξετάσουν αυτό ως μέτρο βελτίωσης της ποιότητας στην Τεχνική Γεωλογία.

Ο Read (1998) σημειώνει ότι η Τεχνική Γεωλογία στην Αυστραλία άρχισε από τη δεκαετία του '50 με την ευκαιρία κατασκευής υδροηλεκτρικών έργων καθώς και τις ανάγκες της Γεωλογικής Υπηρεσίας της Αυστραλίας, σχετικά με την αναζήτηση και αξιοποίηση ορυκτών πόρων και την κατασκευή διάφορων τεχνικών έργων. Οι περισσότεροι των τεχνικών γεωλόγων είχαν πτυχίο γεωλογίας, απέκτησαν εμπειρία στα έργα και συμπλήρωσαν τις σπουδές τους αργότερα στη Μηχανική σε μεταπτυχιακό επίπεδο. Με την ολοκλήρωση των μεγάλων έργων στο τέλος της δεκαετίας του '80 και αρχές αυτής του '90 όλες οι θέσεις τεχνικής γεωλογίας σε κρατικές υπηρεσίες χάθηκαν και οι τεχνικοί γεωλόγοι μετακινήθηκαν ως σύμβουλοι ή στη μεταλλευτική βιομηχανία. Η έλλειψη επίσης κάθε ουσιαστικής σύνδεσης μεταξύ του Τεχνικού Επιμελητηρίου (IEAust) και της Αυστραλιακής Γεωλογικής Εταιρίας οδήγησε τους τεχνικούς γεωλόγους να εγγραφούν στην Αυστραλιακή Εταιρία Γεωμηχανικής που υπάγεται στο παραπάνω Επιμελητήριο για να εξασφαλίσουν έτσι επαγγελματική κατοχύρωση που δεν προσφέρει η Επιτροπή Τεχνικής Γεωλογίας της Αυστραλιακής Γεωλογικής Εταιρίας. Έτσι σήμερα καλούνται όλοι γεωτεχνικοί μηχανικοί. Οι νέοι στον κλάδο αυτό της γεωτεχνικής έχουν υπόβαθρο μηχανικού με ελάχιστη ή καθόλου εκπαίδευση στη γεωλογία.

Στον ευρωπαϊκό χώρο, η Ένωση Ευρωπαίων Γεωλόγων (EFG) παρουσίασε το Νοέμβριο του 2000 ένα κείμενο εργασίας "Η Τεχνική Γεωλογία στην Ευρώπη" που εκπονήθηκε από την Ομάδα Εργασίας Τεχνικής Γεωλογίας της EFG και εγκρίθηκε από το Συμβούλιο και τη Συνέλευση της EFG. Αυτό το κείμενο θα παρουσιασθεί στην Ευρωπαϊκή Επιτροπή και το Ευρωπαϊκό Κοινοβούλιο για να προωθηθεί Οδηγία σχετικά με τις γεωλογικές-γεωτεχνικές έρευνες σε δημόσια και ιδιωτικά έργα.

Ο στόχος αυτού του κειμένου είναι να αποδείξει ότι είναι απαραίτητη η συμμετοχή των (τεχνικών) γεωλόγων στα πρώτα στάδια σχεδιασμού και μελέτης των τεχνικών έργων. Επισημαίνεται επίσης ότι θα πρέπει να αποκατασταθεί καλύτερη επικοινωνία μεταξύ γεωλόγων και μηχανικών. Ιδιαίτερα τονίζεται και τεκμηριώνεται η σημασία του ρόλου της (τεχνικής) γεωλογίας σε μεγάλο αριθμό δραστηριοτήτων όπου τα έργα πολιτικού μηχανικού και η περιβαλλοντική διαχείριση επηρεάζονται από τα γεωλογικά χαρακτηριστικά (γεωλογικό μοντέλο και παράμετροι - γεωτεχνικές ιδιότητες των ενοτήτων που δομούν αυτό) της ζώνης όπου η δραστηριότητα εντοπίζεται.

Πλην όμως δεν διευκρινίζεται στο κείμενο ο ρόλος και τα προσόντα των γεωλόγων, τεχνικών γεωλόγων και γεωτεχνικών μηχανικών. Επίσης αναφέρονται και οι κανονισμοί από γεωτεχνικής πλευράς που ισχύουν στις διάφορες χώρες της Ε.Ε. καθώς και η προσπάθεια της Ε.Ε. για την καθιέρωση προς την κατεύθυνση αυτή σχετικού Ευρωκώδικα (Eurocode No 7 - Geotechnics) σχέδιο του οποίου έχει δοθεί στη δημοσιότητα και αναμένεται να ολοκληρωθεί στα επόμενα τρία χρόνια.

Στην Ελλάδα, ο ρόλος της Τεχνικής Γεωλογίας έχει αναγνωρισθεί στο ευρύ κύκλωμα μελέτης και κατασκευής των τεχνικών έργων και ζητούνται οι γνώσεις από εξειδικευμένους επιστήμονες, σε επίπεδο μελετών και συμβούλων. Προς την κατεύθυνση αυτή καθοριστικό ρόλο έπαιξε η παρουσία της Ελληνικής Επιτροπής Τεχνικής Γεωλογίας της IAEG με τις συνεχείς εκδηλώσεις, παρεμβάσεις, την επιτυχημένη παρουσία των μελών της στις μελέτες καθώς και την εισαγωγή και διδασκαλία του μαθήματος από καταξιωμένους συναδέλφους.

Πλην όμως η Τεχνική Γεωλογία δεν αποτέλεσε μέχρι σήμερα ιδιαίτερο κλάδο της Γεωλογίας με την ανάλογη νομοθετική κάλυψη και κατοχύρωση ούτε φαίνεται να προκύπτει και τέτοια διεκδίκηση από τους επαγγελματικούς κυρίως φορείς του αντικειμένου. Αντίθετα η διδασκαλία του μαθήματος στις Σχολές των Μηχανικών, η εξειδίκευση αυτών σε μεταπτυχιακό επίπεδο, η γενικότερη απαίτηση των έργων για στενή συνεργασία γεωλόγου και μηχανικού, οι αδυναμίες που παρουσιάζονται από γεωλογικής πλευράς έχουν συμβάλει σε μια προοδευτική μετακίνηση του αντικειμένου προς αυτό της Γεωτεχνικής Μηχανικής. Δεν είναι τυχαίο το γεγονός ότι και σε επίπεδο Διοίκησης έχει αρχίσει να διαμορφώνεται η αντίληψη αυτή, ενδεικτική μάλιστα είναι η τελευταία προκήρυξη του ΥΠΕΧΩΔΕ όπου εμφανίζεται ο κλάδος "Μηχανικής Γεωλογίας και Γεωτεχνικής" με βασικό πτυχίο Πολιτικού Μηχανικού.

Συμπερασματικά το αντικείμενο της Τεχνικής Γεωλογίας είναι σήμερα σε κρίσιμο σταυροδρόμι, χρειάζεται από την πλευρά μας συντονισμένη προσπάθεια μέσα από υψηλής στάθμης παρουσία στις μελέτες, ολοκλη-

ρωμένη εκπαίδευση, στενή συνεργασία με τους συναφείς κλάδους και συνεχή προβολή του ρόλου της τεχνικής γεωλογίας. Επισημαίνεται ότι η πρόσκληση-πρόκληση αυτή απευθύνεται κυρίως στις νεώτερες γενιές των Επιστημόνων για τη διατήρηση και παραπέρα εξέλιξη του αντικειμένου, που με τόσο κόπο και προσπάθεια αναδείχθηκε και αναγνωρίσθηκε σε ανεξάρτητο και με πολύ επιτυχημένη παρουσία και επαγγελματικό αντίκρισμα κλάδο σε ένα δύσκολο πράγματι περιβάλλον.

Αξίζει όμως στο σημείο αυτό να αναφερθεί η μέχρι σήμερα πρακτική στη Χώρα μας σχετικά με την επαγγελματική καταξίωση και κατοχύρωση της γεωλογίας και του γεωλόγου. Για το σκοπό αυτό κρίθηκε σκόπιμο να δοθεί η μέχρι σήμερα υπάρχουσα νομοθεσία που έχει ως εξής:

- Οδηγός για τις μελέτες Δημοσίων Έργων, Εγκύκλιοι 37/1885 και 27/1997 ΥΠΕΧΩΔΕ, ΜΕΚ για τα Δημόσια Έργα, Αθήνα 1997.

Η πρώτη εγκύκλιος αναφέρεται στην εκπόνηση μελετών δημοσίων έργων (Οδικά, Υδραυλικά, Λιμενικά, Κτιριακά) και η δεύτερη στην εκπόνηση μελετών Δημοσίων Έργων (τα ίδια όπως παραπάνω έργα) με το σύστημα δημοπράτησης έργου: Μελέτη-Κατασκευή).

- Προεδρικό Διάταγμα υπ'αριθ. 344/ΦΕΚ 297 τ. πρώτο/29.12.2000. Άσκηση του επαγγέλματος του γεωτεχνικού.
- Προεδρικό Διάταγμα υπ'αριθ. 16/ΦΕΚ 13 τ. πρώτο/14.2.1997. Επαγγελματική κατοχύρωση των πτυχιούχων των Τμημάτων Γεωλογίας των Πανεπιστημίων Αθηνών, Θεσσαλονίκης και Πατρών.
- ΦΕΚ 223 τ.δεύτερο/2.4.1993, Υπουργική Απόφαση Δ14ε/1362. Έγκριση ανάλυσης τιμών γεωλογικών εργασιών (για τη σύνταξη μελετών και στις κατασκευές Δημοσίων Έργων).
- ΦΕΚ 29 τ.δεύτερο/11.2.1986. Τεχνικές προδιαγραφές γεωλογικών εργασιών μέσα στα πλαίσια των μελετών τεχνικών έργων (Ε 104-85).

Από το 1998 το ΥΠΕΧΩΔΕ συγκρότησε επιτροπή για την "Έκδοση οδηγιών για τη σύνταξη Γεωλογικών-Γεωτεχνικών Μελετών Τεχνικών Έργων".

Με βάση το νόμο 16/77 καθορίσθηκε επίσης το πτυχίο μελετητή. Οι κατηγορίες που ενδιαφέρουν τους γεωλόγους είναι η 20 - Μελέτες και έρευνες Γεωλογικές, Υδρογεωλογικές και Γεωφυσικές και 27 - Περιβαλλοντικές μελέτες (Προεδρικό Διάταγμα 541/1978 με την υπ'αριθ. 256/98 τροποποίηση σχετικά με την κατηγορία 27).

- Υπ. Γεωργίας - Δ/νση Γεωλογίας-Υδρολογίας. Τεχνικές προδιαγραφές και Τιμολόγια για τη σύνταξη μελετών γεωλογικής-γεωτεχνικής καταλληλότητας ιδιωτικών εξωποτάμιων λιμνοδεξαμενών, στα πλαίσια του κανονισμού 2328/91 της Ευρωπαϊκής Ένωσης.
- ΦΕΚ 838 τ. τέταρτο/23.10.1998, Υπουργική Απόφαση αριθ. 26882/5769. Καθορισμός δικαιολογητικών και διαδικασίας για τη μείωση των αποστάσεων των ιδρυομένων ή επεκτεινομένων κοιμητηρίων.
- ΦΕΚ 723 τ. δεύτερο/15.7.2000, Υπουργική Απόφαση αριθ. 16374/3696. Έγκριση προδιαγραφών για την εκπόνηση μελετών γεωλογικής καταλληλότητας στις προς πολεοδόμηση περιοχές.
- Οδηγία της Ε.Ε. (2000/60) για την πολιτική επί των υδάτων.
- ΦΕΚ 209 τ. τέταρτο/9.4.2000, Υπουργική Απόφαση 9572/1845. Τεχνικές προδιαγραφές μελετών Γενικών Πολεοδομικών Σχεδίων (Γ.Π.Σ.) και Σχεδίων Οικιστικής Οργάνωσης Ανοικτής Πόλης (ΣΧΟΟΑΠ) και αμοιβές μηχανικών για την εκπόνηση μελετών.
- Διϋπουργική Απόφαση με θέμα "Ρυθμίσεις του τρόπου και της διαδικασίας εφαρμογής της παραγρ. 10 του αρθ. 3 του ν. 272/76 (όπως τροποποιήθηκε με το ν. 2702/1999) για την εγγραφή του ΙΓΜΕ και του επιστημονικού προσωπικού του στο Μητρώο Γραφείων Μελετών.

4. ΕΚΠΑΙΔΕΥΣΗ

Ο de Freitas (1994) θεωρεί ότι ο πρωταρχικός σκοπός της διδασκαλίας και της πρακτικής άσκησης (teaching and training) στην Τεχνική Γεωλογία είναι να δώσει την επιστημονική βάση για να αποκτηθούν τα προσόντα που απαιτούνται στην πρακτική της γεωτεχνικής μηχανικής. Προς την κατεύθυνση αυτή επισημαίνει το ρόλο των Παν/μίων, της Βιομηχανίας, καθώς και της I.A.E.G. Επίσης δίνει σε Πίνακα όλα τα στοιχεία σχετικά με τη διδασκαλία και την πρακτική άσκηση στην Τεχνική Γεωλογία στον κόσμο, χωρίς να περιλαμβάνονται σε αυτά δεδομένα για μαθήματα όπως η Γεωλογία για μηχανικούς. Σύμφωνα με αυτά, η Τριτοβάθμια εκπαίδευση προσφέρει στο πλαίσιο μερικών τμημάτων Γεωλογίας, Περιβαλλοντικών Επιστημών και Μηχανικής τη διδασκαλία του μαθήματος της Τεχνικής Γεωλογίας χωρίς όμως στα περισσότερα από αυτά να υπάρχει οργανωμένο πρόγραμμα πρακτικής άσκησης. Δεν φαίνεται όμως ότι λειτουργούν ανεξάρτητα τμήματα Τεχνικής Γεωλογίας, πλην ίσως ελαχίστων εξαιρέσεων που και αυτές τείνουν να εκλείψουν ή συγχωνευθούν με συναφή αντικείμενα. Αντίθετα σε μεταπτυχιακό επίπεδο (Master' s και Διδακτορικό) φαίνεται ότι Παν/μια σε πολλές χώ-

ρες έχουν εισαγάγει και προωθήσει το αντικείμενο αυτό.

Οι Rondrigues – Carvalho et al. (1994) αναφέρουν το ρόλο της Τεχνικής Γεωλογίας στην Πορτογαλία (1) από το 1964 στο πλαίσιο των τμημάτων της Εφαρμοσμένης Γεωλογίας, (2) στη συνέχεια (1981-82) στο Νέο Παν/μιο της Λισσαβόνας με το τμήμα Περιβαλλοντικής Γεωλογίας και (3) από το 1983/84 στο ίδιο Παν/μιο, Σχολή Επιστημών και Τεχνολογίας, με το τμήμα Γεωλογίας Μηχανικών (Geological Engineering) πενταετούς φοίτησης. Η απορρόφηση των φοιτητών του τελευταίου Τμήματος από τη Βιομηχανία όπου και έκαναν την πρακτική τους άσκηση, είναι πολύ ικανοποιητική.

Οι Samalikova et al. (1994), περιγράφουν τη διδασκαλία και πρακτική άσκηση της γεωλογίας – τεχνικής γεωλογίας στο Τεχνικό Παν/μιο της Brno της Τσεχίας, Σχολή Πολιτικών Μηχανικών. Αξιοσημείωτη είναι η σημασία που αποδίδουν στα αντικείμενα αυτά σε όλα τα Τσεχικά Παν/μια της χώρας αυτής, αποτελεί άλλωστε παράδοση, αν και η τεχνική γεωλογία ως αντικείμενο τμήματος ανήκει στα Παν/μια Φυσικών Επιστημών. Επίσης τονίζεται ότι από το 1990 η τεχνική γεωλογία ανήκει στο Επιμελητήριο Πολιτικών Μηχανικών και στον κλάδο της Γεωτεχνικής.

Οι Giles and Whalley (1994) αναφέρουν ότι το Τμήμα Γεωλογίας του Παν/μίου του Portsmouth προσφέρει πτυχίο (B. Sc) στην Τεχνική Γεωλογία και τα τελευταία χρόνια το Παν/μιο προσφέρει πτυχίο Μηχανικής (B. Eng.) στην Τεχνική Γεωλογία και Γεωτεχνική. Επίσης, τονίζουν τη σημασία που αποδίδουν στην άσκηση των φοιτητών στο Τμήμα Γεωλογίας με τις δραστηριότητες της τεχνικής γεωλογίας που βασίζονται στους υπολογιστές και τα αντίστοιχα προγράμματα.

Στην Ελλάδα η κατάσταση έχει ως εξής:

- Στα Τμήματα Γεωλογίας των Πανεπιστημίων, με εξαίρεση το Πανεπιστήμιο Πατρών, η εκπαίδευση στην Τεχνική Γεωλογία σε προπτυχιακό επίπεδο δεν μπορεί να θεωρηθεί ικανοποιητική, κρίνοντας αποκλειστικά και μόνο τα Προγράμματα Σπουδών (Πίνακας 1).
  Επιβάλλεται η αναβάθμιση του μαθήματος με δύο τουλάχιστον υποχρεωτικά μαθήματα κορμού καθώς και αναθεώρηση του προγράμματος σπουδών, έτσι ώστε να καλύπτεται το ευρύ φάσμα θεμάτων της Τεχνικής Γεωλογίας με απαραίτητα τα στοιχεία Γεωτεχνικής Μηχανικής. Προς την κατεύθυνση αυτή χρειάζεται η κατανόηση όλων των συναδέλφων-μελών ΔΕΠ για αναβάθμιση των κλάδων Εφαρμοσμένης Γεωλογίας, μέσω των οποίων εξυπηρετείται κυρίως η επαγγελματική διέξοδος και κατοχύρωση των νέων συναδέλφων, απαραίτητη προϋπόθεση και για την υπόσταση των ίδιων των Τμημάτων.
- Αντίθετα, τα τμήματα Μηχανικών, με ορισμένες εξαιρέσεις, διακρίνονται σε προπτυχιακό επίπεδο για την αποδοχή του ρόλου της Τεχνικής Γεωλογίας με αποτέλεσμα την ενσωμάτωση του μαθήματος στα υποχρεωτικά καθώς και σε κατ' επιλογήν υποχρεωτικά για ορισμένες κατευθύνσεις. Ειδικότερα αναφέρεται το Τμήμα Πολιτικών Μηχανικών του ΕΜΠ με δύο υποχρεωτικά μαθήματα και αναβαθμισμένο πρόγραμμα σπουδών, ενώ ανάλογη είναι η προσπάθεια στο Τμήμα Μηχανικών Μεταλλείων και Μεταλλουργών του ίδιου Ιδρύματος καθώς και στο Δημοκρίτειο Παν/μιο. Σημειώνεται μάλιστα ότι σε ορισμένα Τμήματα Μηχανικών η γεωλογική-τεχνικογεωλογική παιδεία εντάσσεται στο ευρύτερο φάσμα της Γεωτεχνικής Μηχανικής.
- Σε μεταπτυχιακό επίπεδο αποτελεί περιττή πολυτέλεια η ύπαρξη προγραμμάτων ειδίκευσης (Μ.Δ.Ε.) στην Εφαρμοσμένη Γεωλογία από κάθε τμήμα Γεωλογίας ξεχωριστά. Είναι τελείως απαραίτητη η κατάργηση αυτών και η δημιουργία ενός Διαπανεπιστημιακού Μ.Δ.Ε. στην Εφαρμοσμένη Γεωλογία (Τεχνική Γεωλογία-Υδρογεωλογία) με στοιχεία Γεωτεχνικής Μηχανικής και Γεωπεριβαλλοντολογίας. Τα ήδη λειτουργούντα τμήματα Μ.Δ.Ε. δεν έχουν καμία τύχη, είναι βέβαιη η έλλειψη κάθε χρηματοδότησης στο άμεσο μέλλον με τη μορφή αυτή και εύκολος ο ανταγωνισμός από ανάλογα Τμήματα Μηχανικών σε Διατμηματική βάση. Δεν είναι υπερβολή να λεχθεί ότι στα επόμενα χρόνια το βάρος της εφαρμοσμένης εκπαίδευσης θα μετατοπίζεται όλο και περισσότερο σε υψηλού επιπέδου και διεπιστημονικής βάσης Μ.Δ.Ε. Τα Τμήματα Γεωλογίας θα πρέπει να επιδιώξουν τις προκλήσεις αυτές, διαφορετικά είναι βέβαιο ότι το αντικείμενο της Τεχνικής Γεωλογίας θα μετατοπίζεται προοδευτικά και τελικά θα ενσωματωθεί στο ευρύτερο αντικείμενο της Γεωτεχνικής Μηχανικής, ακολουθώντας τη γενικότερη τάση που διαγράφεται στον ευρωπαϊκό και διεθνή χώρο.
- Γενικότερα, η Γεωλογία για να επιβιώσει θα πρέπει να επιδείξει πολυκλαδικότητα και διορατικότητα και να δώσει τον τύπο της εκπαίδευσης και κατάρτισης που χρειάζεται η κοινωνία. Διαφορετικά είναι βέβαιο ότι θα αποτελέσει εργαλείο για άλλες επιστήμες. Ενδεικτικά αναφέρεται ότι κανένα Γεωλογικό Τμήμα της χώρας δεν μπόρεσε να ξεπεράσει τις οποιεσδήποτε εσωτερικές αδυναμίες και να εναρμονισθεί με τις απαιτήσεις των καιρών, π.χ. να προσθέσει έστω και στον τίτλο του την περιβαλλοντική διάσταση της επιστήμης μας. Αντίθετα (1) η I.A.E.G. πολύ σωστά πρόβλεψε τη διεθνή αυτή τάση και προσέθεσε στην αρχική ονομασία το περιβάλλον (Int. Association of Engineering Geology and the Environment), (2) η Εταιρία

Πίνακας 1. Προγράμματα σπουδών στο αντικείμενο της Τεχνικής Γεωλογίας σε Ελληνικά ΑΕΙ.

ΤΜΗΜΑ	ΜΑΘΗΜΑ	ΕΞΑΜ.	ΩΡΕΣ
Γεωλογίας Π.Α	Εισαγωγή στην Εφαρμοσμένη Γεωλογία	3°	Υποχρ.(4+2)
	Μηχανική πετρωμάτων-γεωτρήσεις	6°	Επιλ. (3+2) Κατεύθυνση Δυναμικής, Τεκτονικής & Εφαρμοσμένης Γεωλογίας
	Τεχνική Γεωλογία	7°	Επιλ.(4+2) Κατεύθυνση Δυναμικής, Τεκτονικής & Εφαρμοσμένης Γεωλογίας
Γεωλογίας Π.Π	Εφαρμοσμένη Γεωλογία	3°	Υποχρ. (2+2)
	Τεχνική Γεωλογία	7°	Υποχρ. (4+2)
	Γεωλογία Τεχνικών Έργων	8°	Υποχρ.(4+2)
	Στοιχεία Γεωτεχνικής Μηχανικής	8°	Επιλ. Υποχρ.(2+2)
Γεωλογίας ΑΠΘ	Τεχνική Γεωλογία	7°	Υποχρ.(2+2)
	Τεχνική γεωτρήσεων	8°	Επιλ.(2)
	Γεωλογικές μελέτες τεχνικών έργων	8°	Επιλ. (2)
Πολιτικών Μηχανικών ΕΜΠ	Γεωλογία Μηχανικού	1°	Υποχρ.(4)
	Τεχνική Γεωλογία	6°	Υποχρ.(3)
Μηχανικών. Μεταλλείων - Μεταλλουργών Ε.Μ.Π.	Τεχνική Γεωλογία Ι	7°	Υποχρ.(2+2)
	Τεχνική Γεωλογία ΙΙ	8°	Επιλ. Υποχρ.(3+1) (Κατεύθυνση Γεωτεχνολογίας)
Πολιτικών Μηχανικών Π.Π	Γεωλογία για Πολιτικούς Μηχανικούς	2°	Υποχρ. (2+1)
Πολιτικών Μηχανικών ΑΠΘ	Τεχνική Γεωλογία Ι. Γεωλογία Έργων Πολιτικού Μηχανικού	3°	Υποχρ.
	Τεχνική Γεωλογία ΙΙ. Τεχνικές Γεωλογικές έρευνες σε έργα Πολιτικού Μηχανικού	7°	Επιλ. Υποχρ. στους Τομείς Υδραυλικής και Τεχνικής Περιβάλλοντος
	Περιβαλλοντική Τεχνική Γεωλογία	9°	
	Τεχνική Γεωλογία ΙΙΙ. Ειδικά θέματα Γεωλογίας Τεχνικών έργων	10°	
Πολιτικών Μηχανικών ΔΠΘ	Γεωλογία για Μηχανικούς	3°	Υποχρ. (2+1)
	Αρχές Τεχνικής Γεωλογίας	4°	Υποχρ. (3+1)
	Κατολισθήσεις	7°	Επιλ. Υποχρ. Κατεύθυνση Γεωτεχνικής Μηχανικής
	Τεχνική συμπεριφορά πετρωμάτων	7°	
	Εισαγωγή στα φράγματα & συνοδά έργα		Επιλ. Υποχρ. Συμμετέχουν τα Εργαστήρια του Τομέα Γεωτεχνικής Μηχανικής
	Σήραγγες και υπόγεια έργα		
	Γεωτεχνικές έρευνες & δοκιμές πεδίου		
	Γεωπεριβαλλοντική Μηχανική		
Μηχανικών Ορυκτών Πόρων Κρήτης	Τεχνική Γεωλογία–Εδαφομηχανική	5°	Υποχρ.
	Τεχνική γεωτρήσεων	8°	Υποχρ.

Μεταπτυχιακό Δίπλωμα Ειδίκευσης	
Τμήμα Πολιτικών Μηχανικών & Μηχανικών Μεταλλείων - Μεταλλουργών ΕΜΠ	Σχεδιασμός & κατασκευή υπόγειων έργων
Τμήμα Γεωλογίας Π.Π.	Εφαρμοσμένη Γεωλογία & Γεωφυσική
Τμήμα Γεωλογίας Π.Α.	Δυναμική, Τεκτονική, Εφαρμοσμένη Γεωλογία
Τμήμα Γεωλογίας ΑΠΘ	Εφαρμοσμένη και Περιβαλλοντική Γεωλογία

Γεωτεχνικής Μηχανικής στην Ελλάδα στο τελευταίο Συνέδριο (4ο Πανελλήνιο Συνέδριο Γεωτεχνικής και Γεωπεριβαλλοντικής Μηχανικής) περιέλαβε το γεωπεριβάλλον, (3) οι Οργανωτικές Επιτροπές του 8ου και 9ου Διεθνών Συνεδρίων της ΕΓΕ έδωσαν έμφαση στην περιβαλλοντική γεωλογία και ανάπτυξη αντίστοιχα, (4) το Τμήμα Πολιτικών Μηχανικών του Imperial College του Λονδίνου περιέλαβε επίσης το περιβάλλον (Dep. of Civil and Environmental Engineering) και επιπλέον υποδέχθηκε το M.Sc. στην Τεχνική Γεωλογία από το Γεωλογικό Τομέα. Οι αλλαγές αυτές σε τέτοιου επιπέδου Ινστιτούτα όπως το Imperial δεν μπορούν παρά να αποτελέσουν ορόσημο για τις μελλοντικές εξελίξεις.

5. ΥΠΟΧΡΕΩΣΕΙΣ ΤΩΝ ΤΕΧΝΙΚΩΝ ΓΕΩΛΟΓΩΝ ΚΑΙ ΑΔΥΝΑΜΙΕΣ ΤΟΥ ΚΛΑΔΟΥ ΣΤΟΝ ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΧΩΡΟ-ΠΡΟΟΠΤΙΚΕΣ

Στο πλαίσιο άσκησης του επαγγέλματος ως τεχνικοί γεωλόγοι οφείλουμε:

- Να παράγουμε εργασία ολοκληρωμένη και ακριβή, στα πλαίσια βέβαια της τρέχουσας επαγγελματικής πρακτικής.
- Να κάνουμε αυτοκριτική και αξιολόγηση όσον αφορά την τεχνική κατάρτισή μας με όρους δυνατοτήτων, εμπειρίες, εκπαίδευσης και των προοπτικών επαγγελματικής εξέλιξης.
- Να αναγνωρίζουμε τις αδυναμίες μας και αποφεύγουμε τη συμμετοχή μας σε μερικά εφαρμοσμένα πεδία ή τουλάχιστον να προσπαθούμε να βελτιώσουμε την τεχνική μας κατάρτιση όπου είναι απαραίτητο. Η κατάρτιση αυτή κερδίζεται μέσα από τη βασική εκπαίδευση, συμμετοχή σε επιστημονικές και τεχνικές συνεδρίες, προσωπική εφαρμογή των τεχνικών στην πράξη, στενή συνεργασία με περισσότερο έμπειρους συναδέλφους, παρουσίαση σε συνεργασία ή μη των αποτελεσμάτων της εργασίας μας σε περιοδικά, συνέδρια, ημερίδες.

  Γενικά τα βασικά στοιχεία επαγγελματικής προοπτικής περιλαμβάνουν: (1) γνώση των τεχνικών, (2) θεώρηση των δυνατοτήτων σχετικά με την εφαρμογή κάθε τεχνικής. Προς την κατεύθυνση αυτή απαραίτητη είναι η κατανόηση βασικών θεωριών και πρακτικών των συναφών πεδίων και κυρίως των επί μέρους κλάδων των μηχανικών, (3) ικανότητα επικοινωνίας με άλλους, (4) υπευθυνότητα και επιθυμία για τη θέσπιση χρονοδιαγραμμάτων, (5) δέσμευση για την τήρηση της σύμβασης – συμφωνίας και (6) προσπάθεια συνεχούς εκπαίδευσης – ενημέρωσης.
- Να αποφεύγουμε σύνταξη ελλιπών τεχνικών εκθέσεων, όπου δεν γίνεται λεπτομερής έλεγχος και θεώρηση των διαφόρων γεωλογικών συνθηκών σε μια συγκεκριμένη περιοχή ή ολοκληρωμένη αξιολόγηση όλων των επιπτώσεων από αντιφατικά στοιχεία. Θα πρέπει να χρησιμοποιούμε πολλαπλές υποθέσεις εργασίας για την αξιολόγηση των αιτίων σχετικά με τις συνθήκες που παρατηρούμε, βρίσκοντας έτσι αποδεκτές – λογικές προσεγγίσεις για να επιτύχουμε τους στόχους της διερεύνησης.

  Τέλος, τονίζεται ότι δεν υπάρχει απόλυτος τρόπος αποφυγής των ευθυνών, ούτε μαγικές λέξεις στη σύνταξη των τεχνικών εκθέσεων. Τις περισσότερες μάλιστα φορές, η σπουδή στη χρησιμοποίηση προσεκτικά διατυπωμένων εκθέσεων για το σκοπό αυτό δεν αποτελεί λύση.

  Ειδικότερα στο κύκλωμα μελέτης – κατασκευής για τα διάφορα τεχνικά έργα στον Ελληνικό χώρο επισημαίνονται τα εξής:
- Δεν δίνεται πάντοτε η απαραίτητη σπουδή για τη συγκέντρωση και αξιολόγηση των υπαρχόντων στοιχείων, την ερμηνεία αεροφωτογραφιών και την τεχνικογεωλογική – γεωτεχνική χαρτογράφηση. Γίνεται πολλές φορές παράθεση στοιχείων χωρίς την απαραίτητη αξιολόγηση και ερμηνεία, έτσι ώστε να αναλύονται όλες οι πιθανές λύσεις και οι επιπτώσεις για το έργο και το γεωλογικό περιβάλλον, κάτω από τις συγκεκριμένες γεωλογικές συνθήκες. Ελλείπει δηλαδή η γεωλογική εκτίμηση και η σύνθεση του γεωλογικού μοντέλου.

  Τα παραπάνω αποτελούν πολύ σημαντικά εργαλεία για τον επαγγελματία γεωλόγο-τεχνικό γεωλόγο, είναι αντικείμενα που δεν γνωρίζει ο πολιτικός μηχανικός και περιμένει από τη γεωλογική έρευνα και ιδιαίτερα στα πρώτα στάδια της μελέτης. Εάν όμως σαν τεχνικοί γεωλόγοι παραπέμπουμε για την επίλυση των διαφόρων προβλημάτων στα αποτελέσματα των γεωτρήσεων και εργαστηριακών-επί τόπου δοκιμών, χωρίς να έχει προηγηθεί η γεωλογική εκτίμηση των συνθηκών που αποτελεί το βασικό και πρωταρχικό πλαίσιο για κάθε έργο, πιστεύεται ότι το παιχνίδι έχει χαθεί υπέρ των γεωτεχνικών μηχανικών. Η γεωτρητική και λοιπές έρευνες κατευθύνονται με βάση τις εκτιμήσεις του προηγούμενου σταδίου και συμπληρώνουν – τεκμηριώνουν γενικά το γεωλογικό μοντέλο, διευκολύνοντας έτσι τη γεωτεχνική ανάλυση καθώς και τα επόμενα στάδια ενός βέλτιστου σχεδιασμού.
- Στις μελέτες των τεχνικών έργων έχει επισημανθεί από τους φορείς η ανάγκη παρουσίασης από το αναγνωριστικό ακόμη στάδιο σωστής αξιολόγησης και ερμηνείας των γεωλογικών δεδομένων. Έχουν πλέον πεισθεί οι φορείς και οι μελετητές μηχανικοί, ότι η γεωλογική πληροφόρηση αποτελεί καθοριστικό παράγο-

ντα για τη λήψη αποφάσεων στην προκαταρκτική πλέον φάση των έργων, αρκεί βέβαια τα δεδομένα να είναι ικανά και αξιόπιστα. Το στοιχείο αυτό αποτελεί πρόκληση την οποία και θα πρέπει να αποδεχθούμε, προσωπικά δε πιστεύεται ότι είναι το κλειδί για τη μελλοντική πορεία και εξέλιξη του κλάδου.

- Ο συνδυασμός γνώσεων, εμπειρίας και σωστής χρήσης των δυνατοτήτων που αναφέρθηκαν καθιστούν αδιαμφισβήτητη την παρουσία του τεχνικού γεωλόγου ως ισότιμου συνεργάτη σε θέματα σχεδιασμού και θεμελίωσης των τεχνικών έργων, τις επιπτώσεις αυτών στο περιβάλλον και τη λήψη μέτρων καθώς και στην αναγνώριση και αντιμετώπιση πιθανών επιπτώσεων από τις διάφορες φυσικές διεργασίες.

Οι προοπτικές για τον κλάδο της τεχνικής γεωλογίας διεθνώς και στην Ελλάδα διαγράφονται κυρίως στους εξής άξονες: (1) Σχεδιασμός και ανάπτυξη – Περιβάλλον–Φυσικές διεργασίες, (2) Διαχείριση επιφανειακών και υπόγειων νερών – Περιβάλλον. Η παραπάνω εκτίμηση παραπέμπει πλέον στη διαχειριστική αντίληψη και διεπιστημονική αντιμετώπιση σχετικά με τα έργα και το υδατικό δυναμικό, δεδομένου ότι οι γεωλογικές συνθήκες γίνονται ολοένα και περισσότερο δυσμενείς και το περιβάλλον εχθρικό σε άκομψες παρεμβάσεις και αλόγιστη χρήση των φυσικών πόρων.

Ειδικότερα, όσον αφορά στα τεχνικά έργα η προσοχή θα εστιάζεται πλέον στην ασφάλεια του κοινού σε σχέση με καταστροφικές φυσικές διεργασίες (σεισμοί, κατολισθήσεις, πλημμύρες, καθιζήσεις, ποτάμια και παράκτια διάβρωση, ηφαιστειακή δραστηριότητα). Στο πλαίσιο αυτό και σε διεπιστημονική πάντοτε βάση, η συμβολή της τεχνικής γεωλογίας αναμένεται πολύ σημαντική και μάλιστα καθοδηγητική όσον αφορά στην επανεκτίμηση της επικινδυνότητας από τις παραπάνω διεργασίες με βάση τεκμηριωμένα στοιχεία και όχι κάτω από την γενική αντίληψη ότι πολλές από αυτές όσο και οι αναμενόμενες επιπτώσεις, είναι σταθερά υψηλής επικινδυνότητας. Αντίθετα, θεωρείται ότι τόσο οι περισσότερες από τις παραπάνω διεργασίες καθώς και αυτές που προκαλούνται από τον άνθρωπο δεν αποτελούν δια βίου επικινδυνότητες αλλά πολύ συχνά ένα λογικό και αποδεκτό επίπεδο κινδύνου, ιδιαίτερα μάλιστα όταν τα χρόνια που έρχονται θα συγκρίνονται με άλλα μεγάλα φυσικά φαινόμενα όπως π.χ. περίοδοι ξηρασίας, θύελλες κλπ. και τα οποία δεν μπορεί να αντιμετωπισθούν με τεχνικές ή ενέργειες της γεωμηχανικής. Αυτό βέβαια δεν σημαίνει ότι υπάρχουν περιοχές που χρειάζονται ιδιαίτερη προσοχή, γενικά όμως οι προβληματικές γεωλογικά ζώνες ή πιθανές για επικινδυνότητα συνθήκες είναι δυνατόν να αντιμετωπισθούν μέσω παρεμβάσεων που μπορεί να αναβαθμίσουν την περιοχή.

Συμπερασματικά τονίζεται ότι ο ρόλος της τεχνικής γεωλογίας στο μέλλον θεωρείται ευοίωνος αρκεί να αποδεχτούμε τις προκλήσεις που αναφέρθηκαν, τη συνεργασία με τους συναφείς κλάδους, την αναβάθμιση των σπουδών, τον προσανατολισμό της πρακτικής στις παραπάνω κατευθύνσεις με κύριο άξονα όλων των δραστηριοτήτων το Περιβάλλον καθώς και την αντίληψη ότι η τεχνική γεωλογία δεν συνδέεται μόνο με τα μεγάλα τεχνικά έργα, αλλά στην ουσία υπεισέρχεται σε όλα τα έργα και σχεδιασμούς που συμβάλουν στην ανάπτυξη.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

ASSOCIATION OF ENGINEERING ECOLOGISTS, 1993. Professional Practice Handbook, Special Publication #5.

DE FREITAS, M., 1994. Keynote lecture: Teaching and training in Engineering Geology: Professional practice and registration. Proc. 7th Int. / IAEG Congress, LVII-LXXV, Balkema, Rotterdam.

EFG – Engineering Geology Group; 2000 (editors Luis Suárez and M. Regueiro). Engineering Geology in Europe.

GARTHER, J., 1994. The future of engineering geology in Canada. Proc. 7th Int. / IAEG Congress, 4869-4874, Balkema, Rotterdam.

GILES, D., WHALLEY, J., 1994. Computer-based activities in engineering geology training. Proc. 7th Int. / IAEG Congress, 4845-4851, Balkema, Rotterdam.

GRESCHIK, G., GÁLOS, M., 1998. Environmental Geotechnics – An overview. Environmental Geology, 35 (1), 28-36 (Springer-Verlag).

HATHEWAY, A.W., REEVES, G.M., 1997. Status of engineering geology in North America and Europe. Engineering Geology, 47, 191-215, Elsevier.

HATHEWAY, A., 1998. Engineering Geology and the environment. Proc 8th Int. / IAEG Congress, 2269-2277, Balkema, Rotterdam.

IAEG, 1992. Newsletter of IAEG, No 19, December 1992.

KIERSCH, G.A., 1955. Engineering geology; historical development, scope and utilization. Quarterly Colorado School of Mines, v. 5, no 3, 123 p.

KIERSCH, G., 2001. Development of engineering geology in Western United States. Engineering Geology, 59, 1-49 (Elsevier).

ΚΟΥΚΗΣ, Γ., 1993. Η Τεχνική Γεωλογία στον Ελληνικό χώρο τα τελευταία 40 χρόνια. Κατευθύνσεις στις οποίες πρέπει να ενταθεί η δραστηριότητα και η έρευνα. Ειδικές Δημοσιεύσεις της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, no 2, 271-277, Αθήνα.

KOUKIS, G., TSIAMBAOS, G., 1985. State and problems of Engineering Geology in Greece. Mineral Wealth, vol. 35, pp. 39-42.

MAGAR, K. 1998. Geoenvironmental protection today – A challenge for engineering geology. Proc. 8th Int. IAEG Congress, 2279-2284, Balkema, Rotterdam.

READ, J.R.L., 1998. Deformation of high rock slopes in open pit mines. Proc. 8th Int. / IAEG Congress, 2983-2991, Balkema, Rotterdam.

RODRIQUES-CARVALHO, J.A. et. al., 1994. Development of teaching engineering geology for undergraduate students in the New University of Lisbon. Proc. 7th Int. / IAEG Congress, 4875-4881, Balkema, Rotterdam.

SAMALIKOVA, M., et al., 1994. Teaching and training in engineering geology at Brno Technical University. Proc. 7th Int. / IAEG Congress, 4831-4840, Balkema, Rotterdam.

TERZAGHI, K., 1955. Influence of geological factors on the engineering properties of sediments. Bateman A.M. (Ed.). Economic Geology 50th Anniversary Volume. Economic Geology Publishing. Lancaster, Pennsylvania, pp. 557-618 (part 2).

TERZAGHI, K., 1963. Karl Terzaghi's last writing on soils. Engineering News Record 171 (21), 1-2.

WILLIAMS, J.W., 1994. Written examinations as a component of professional registration for geologists. The California experience. Proc. 7th Int. / IAEG Congress, 4823-4829, Balkema, Rotterdam.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/6, 2274-2302, 2002 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/6, 2274-2302, 2002
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

ΕΛΕΓΧΟΣ ΤΗΣ ΡΥΠΑΝΣΗΣ ΚΑΙ ΤΕΧΝΙΚΕΣ ΑΠΟΡΡΥΠΑΝΣΗΣ ΥΔΡΟΦΟΡΩΝ*

Γ. Α. ΚΑΛΛΕΡΓΗΣ[1]

ΣΥΝΟΨΗ

Η τρωτότητα , απέναντι σε εξωτερική ρύπανση, αξιολογείται με βάση λιθοφασικά, υδρογεωλογικά και γεωχημικά κριτήρια καθώς και με τεχνικές GIS. Όταν η ρύπανση δεν μπορεί να προληφθεί, επιβάλλεται ο περιορισμός της, με δημιουργία φραγμών, σε συνδυασμό με απομάκρυνση του ρυπασμένου νερού, ενώ ακολουθεί η απορρύπανση. Προς τούτο, ανάλογα με τη μορφή της πηγής και το είδος της ρύπανσης, έχουν αναπτυχθεί διάφορες τεχνικές, οι οποίες παρατίθενται στη παρούσα εργασία. Από τις τεχνικές αυτές η πιο αποτελεσματική, για την απορρύπανση της κορεσμένης ζώνης, είναι ο συνδυασμός άντλησης - επεξεργασίας.

ABSTRACT

The vulnerability of aquifers against external pollution,is estimated with the use of lithofasic, hydrologic and geochemical criteria and GIS technics. When pollution prevention is not feasible, its control should include containment measures against farther spread of pollutants such as installation of physical and hydraulic barriers in combination with extraction of polluted water. Based on the nature and the source of the pollution, several technics have been developed, which are discussed in the present paper. The most efficient for clean up of the saturated zone is the pump and treat technic.

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: ρύπανση, υδροφόροι, τρωτότητα, έλεγχος ρύπανσης, νιτρορρύπανση απορρύπανση

1. ΠΗΓΕΣ ΡΥΠΑΝΣΗΣ ΤΩΝ ΥΔΡΟΦΟΡΩΝ

Στον Πίνακα Ι συνοψίζονται οι πιο πιθανές πηγές ρύπανσης των υδροφόρων.

Πίνακας 1. Οι πιο πιθανές πηγές ρύπανσης των υδροφόρων.

Πηγή	Πιθανός ρύπος
Εκχύσεις στο περιβάλλον από ατυχήματα	Ανόργανες και οργανικές χημικές ενώσεις
Όξινη βροχή	Οξείδια του θείου (SO_x) και αζώτου (NO_x)
Αγροτικές δραστηριότητες	Λιπάσματα, παρασιτοκτόνα, ζιζανιοκτόν α απολυμαντικά με υποκαπνισμό
Εκτροφή ζών	Οργανικές ύλες, άζωτο, φώσφορος
Αποπαγοποίηση οδών	Χλωριούχα, νάτριο, ασβέστιο
Εκχυση αποβλήτων σε βαθιές γεωτρήσεις	Ανόργανες και οργανικές ενώσεις, ραδιενεργά υλικά
Θέσεις διάθεσης επικίνδυνων αποβλήτων	βαρέα μέταλλα, απορρυπαντικά ,καθαριστικά υγρά
Βιομηχανικοί σκουπιδότοποι	Οργανικές και ανόργανες ενώσεις
ΧΥΤΑ αστικών απορριμμάτων	Βαρέα μέταλλα, αέρια, οργανικές ενώσεις, ανόργανες ενώσεις (ασβεστίου, χλωριούχες, νατρίου)
Επιφανειακή διάθεση υγρών και ημιστερεών βιομηχανικών αποβλήτων	Οργανικές και ανόργανες, ενώσεις, βαρέα μέταλλα, μικροβιολογικοί ρύποι
Επιφανειακή διάθεση λυμάτων και ιλύος	Οργανικές και ανόργανες ενώσεις, βαρέα μέταλλα μικροβιολογικοί ρύποι κ.λ.π.
Μεταλλευτικές δραστηριότητες	Ορυκτές ενώσεις, όξινα απόβλητα
Βροχόπτωση	Χλωριόντα, θειικά, οργανικές ενώσεις κλπ.
Διείσδυση της θάλασσας (παράκτιοι υδροφόροι)	Ανόργανα άλατα
Σηπτικοί βόθροι, πεδία ή στρώματα στράγγισης	Οργανικές ύλες, άζωτο, φώσφορος, βακτήρια κλπ.
Υπόγεια αποθήκευση	Οργανικά διαλυτικά, ενώσεις απομάκρυνσης - διάλυσης λιπαντικών, προϊόντα πετρελαίου κλπ.

* POLLUTION CONTROL AND CLEAN UP TECHNICS OF CONTAMINATED AQUIFERS.

[1] Παν/μιο Πατρών, Τμήμα Γεωλογίας, Ρίο 26110 Πάτρα,E-Mail; kallergisg@hol.gr

2. ΤΡΩΤΟΤΗΤΑ ΥΠΟΓΕΙΟΥ ΝΕΡΟΥ ΑΠΕΝΑΝΤΙ ΣΕ ΕΞΩΤΕΡΙΚΗ ΡΥΠΑΝΣΗ

Τρωτότητα είναι «η τάση ή το ενδεχόμενο ένας ρύπος, μετά την εισαγωγή του σε κάποια περιοχή πάνω από τον πιο ρηχό υδροφόρο, να φτάσει σε δοσμένη θέση στο υδροφόρο σύστημα». Αυτονόητο είναι ότι με αυτόν τον ορισμό, η τρωτότητα των υπόγειων νερών αναφέρεται στη ρύπανσή τους από «μη σημειακές πηγές» ή χωρικά κατανεμημένες σημειακές πηγές ρύπανσης (π.χ. συστήματα σηπτικών βόθρων) και δεν περιλαμβάνει οποιαδήποτε μεμονωμένη σημειακή πηγή ρύπανσης (π.χ. χωματερές, υπόγειες αποθήκες υγρών καυσίμων) ή οποιαδήποτε περίπτωση εκούσιας εισαγωγής ρύπου στο υδροφόρο σύστημα (π.χ. τεχνητός εμπλουτισμός υδροφόρων) ή ακόμη είσοδο ρύπου όχι επιφανειακώς, αλλά υπογείως (π.χ. υφαλμύρινση λόγω υπεράντλησης ή κινητοποίηση ιχνοστοιχείων που βρίσκονται στα ορυκτολογικά συστατικά των πετρωμάτων).

Εξαιρετικά ανθεκτικοί (π.χ. τα παρασιτοκτόνα) ή ευκίνητοι (π.χ. νιτρικά) ρύποι μπορεί να φθάσουν στον υδροφόρο, ακόμα και μετά παρέλευση δεκαετιών.

Η αξιολόγηση της «τρωτότητας», δηλαδή μιας μη μετρήσιμης έννοιας, που απλώς εκφράζει την πιθανότητα να λάβει χώρα ρύπανση, αποτελεί πρακτικά μια πρόγνωση, όπως π.χ. η πρόγνωση του καιρού, αλλά που αφορά διαδικασίες που λαμβάνουν χώρα στο υπέδαφος και σε πολύ μεγαλύτερη χρονική κλίμακα. Οι χρησιμοποιούμενες τεχνικές αξιολόγησης της τρωτότητας ανήκουν σε μια από τις πιο κάτω τρεις κατηγορίες:

α) Μαθηματικά μοντέλα, **τα οποία χρησιμοποιούν εξισώσεις που προσεγγίζουν τη συμπεριφορά των ρύπων στο υπόγειο περιβάλλον.**

β) Τεχνική των σταθμισμένων δεικτών ή αριθμητικών βαθμολογήσεων **(weighted index-numerical score), κατά την οποία συνδυάζονται τα φυσικά χαρακτηριστικά που επηρεάζουν την «τρωτότητα».**

γ) Στατιστικές μέθοδοι, **με τις οποίες συγκρίνονται οι εξεταζόμενες περιπτώσεις, με περιοχές στις οποίες έχει λάβει χώρα ρύπανση.**

Πρέπει να σημειωθεί ότι η «τρωτότητα» **μπορεί να αναφέρεται σε συγκεκριμένο ρύπο ή συγκεκριμένη πηγή ρύπανσης ή τάξη ρύπου** («ειδική τρωτότητα»-**«specific vulnerability»**) **ή γενικώς χωρίς εξειδίκευση στα χαρακτηριστικά και τη συμπεριφορά συγκεκριμένου ρύπου** («ιδιοτρωτότητα»-**«intrinsic vulnerability»**). **Στην πράξη πάντως δεν είναι δυνατός πάντοτε ο σαφής διαχωρισμός των πιο πάνω δύο ειδών «τρωτότητας». Η διάκριση κατά συνέπεια περιοχών σε βαθμούς τρωτότητας είναι και δυσχερής και προσεγγιστική.**

Κατά τη χρησιμοποίηση χωρικών μοντέλων, έχει γίνει χρήση δύο απλών δεικτών (Rao et al, 1985): του «παράγοντα επιβράδυνσης» **(«Retardation Factor») RF και του** «παράγοντα απόσβεσης» της ρύπανσης **AF («Attenuation Factor»), ως μέτρων του δυναμικού «έκπλυσης» («leaching potential»), σε συνδυασμό με ένα γεωγραφικό σύστημα πληροφοριών (Liang-Khan, 1986).**

Ο δείκτης RF είναι ένα μέτρο του σχετικού χρόνου που χρειάζεται μια δόση ρύπου (παρασιτοκτόνου στη συγκεκριμένη περίπτωση) για να φτάσει σε ορισμένο βάθος, σε σύγκριση με μη ροφούμενο ιχνηθέτη, ενώ ο δείκτης AF είναι το κλάσμα της μάζας του πιο πάνω ρύπου, το οποίο πιθανολογείται ότι θα φτάσει στο συγκεκριμένο βάθος. Ο υπολογισμός των δεικτών αυτών μπορεί να γίνει από τις εξισώσεις:

$$AF = \exp - \left[\frac{(0{,}693 d RF \Theta)}{qt} \right] \quad \text{με } 0 \le AF \le 1 \qquad (1), \text{ όπου:}$$

d=η κατακόρυφη απόσταση που υπολογίζεται να διανυθεί

q=ο καθαρός ετήσιος εμπλουτισμός του υδροφόρου

t=ο χρόνος υποδιπλασιασμού του ρύπου (t=0,693k), όπου k= συντελεστής διάσπασης του ρύπου πρώτης τάξης και

$$RF = 1 + \frac{pC_s k}{\theta} \quad \textit{με } 1 \le RF \le \infty \qquad (2), \text{ όπου:}$$

ρ= το ειδικό βάρος του εδάφους

C_s= η περιεκτικότητα του εδάφους σε οργανικό άνθρακα

k= συντελεστής ρόφησης του ρύπου (παρασιτοκτόνο)

θ= κορεσμένο πορώδες.

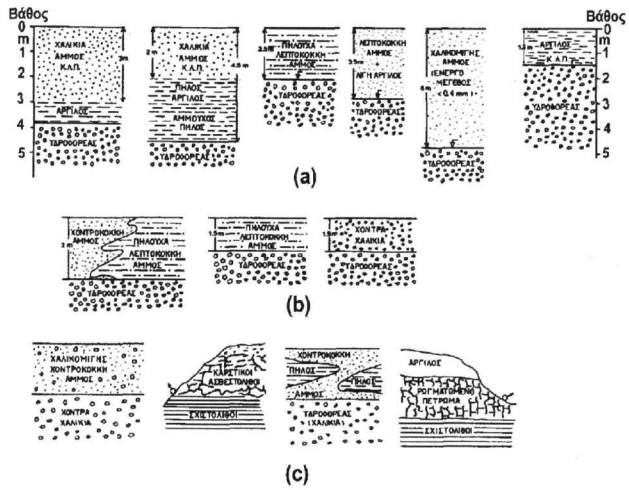
- ***Τεχνικές αξιολόγησης της τρωτότητας***

Εκτός από τα φυσικοχημικά χαρακτηριστικά των ρύπων, μεγάλη σημασία, αναφορικά με τον κίνδυνο μόλυνσης των υπόγειων νερών, έχει ο τύπος του υδροφόρου (ελεύθερος, αρτεσιανός), το πάχος, η υδροπερατότη-

τα και η κοκκομετρική σύνθεση της ακόρεστης ζώνης και η ταχύτητα ροής του υπόγειου νερού, ως αποτέλεσμα της υδροπερατότητας του υδροφόρου και του υδραυλικού φορτίου. Η ευαισθησία των υδροφόρων σε εξωτερική ρύπανση καθορίζεται από την ικανότητα **"αυτοκαθαρισμού"** τους, δηλαδή την ικανότητά τους να μην επιτρέπουν σε ρύπους, που προέρχονται από την επιφάνεια, να φθάσουν μέχρι την κορεσμένη ζώνη τους και να τη ρυπάνουν, δημιουργώντας πρακτικά ένα αποτελεσματικό "φίλτρο" ή "φραγμό" ανάμεσα στην κορεσμένη και την ακόρεστη ζώνη.

♦ ***Αξιολόγηση με βάση λιθοφασικά κριτήρια***

Γενικώς η "τρωτότητα" των υδροφόρων στη ρύπανση από επιφανειακές πηγές ρύπανσης είναι μικρή, όταν το πάχος της ακόρεστης ζώνης είναι μεγάλο και η ταχύτητα ροής του νερού μικρότερη από 3m/24ωρο. Η ικανότητα αυτοκαθαρισμού των υλικών είναι μεγαλύτερη, όσο μικρότερη είναι η κοκκομετρία και μεγαλύτερο το πάχος του υλικού. Έτσι, **μεγάλη ικανότητα** αυτοκαθαρισμού έχουν τα υλικά με κοκκομετρικό μέγεθος < 2 μ. και μέσο πάχος > 1,5 m, ή μέσο κοκκομετρικό μέγεθος μεταξύ 2 μ. και 0,4 mm και μέσο πάχος > 6 m. (εικ.1.a): **Μέτριες** είναι οι συνθήκες προστασίας (εικ. 1.b), όταν το ενεργό μέγεθος των κόκκων της ακόρεστης ζώνης είναι μικρότερο από 0,4 mm και η ταχύτητα ροής του νερού μικρότερη από 3 m/ημέρα ή ο χρόνος παραμονής του νερού στον υδροφόρο ξεπερνά τις 30 ημέρες.



Εικ. 1. Αξιολόγηση της τρωτότητας υπεδάφους απέναντι σε εξωτερική ρύπανση (Dienemann, 1956,με τροποποιήσεις)

Ανύπαρκτη, τέλος, είναι η προστασία έναντι εξωτερικών πηγών ρύπανσης (εικ.1.c), όταν τα υλικά έχουν ελάχιστη ή καθόλου ικανότητα αυτοκαθαρισμού, δηλαδή, το ενεργό μέγεθος των κόκκων της ακόρεστης ζώνης είναι μεγαλύτερο από 0,4mm και η ταχύτητα ροής του νερού μεγαλύτερη από 3 m/ημέρα ή ο χρόνος παραμονής του υπόγειου νερού στην πιο πάνω περιοχή είναι μικρότερος από 30 ημέρες. Εδώ ανήκουν οι υδροφόροι με δευτερογενές πορώδες (καρστικοί και μη) και οι υδροφόροι στους οποίους το υλικό, που φτάνει μέχρι την επιφάνεια του εδάφους, αποτελείται από χαλικομιγή χοντρόκοκκη ή μόνο χοντρόκοκκη άμμο, έστω και αν περιέχει φακούς πηλού ή αργίλου.

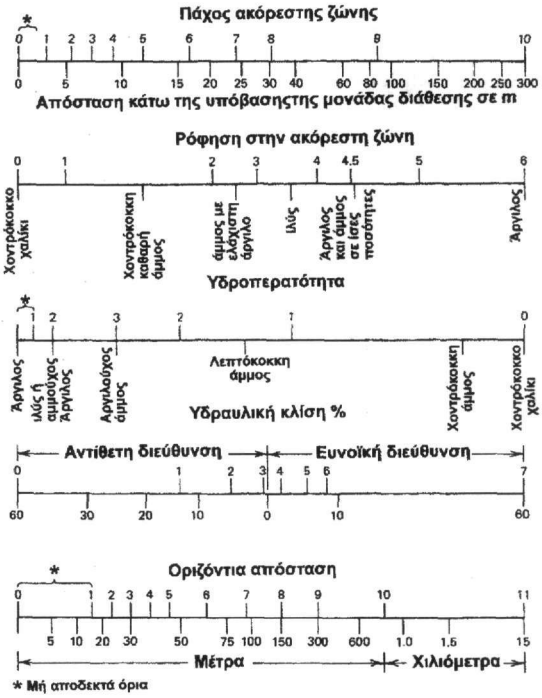
♦ ***Αξιολόγηση με βάση υδρογεωλογικά κριτήρια***

Ο LeGrand, (1964) εισήγαγε την έννοια του δυναμικού ρύπανσης των υδροφόρων, με βάση: το βάθος της κορεσμένης ζώνης, τη προσρόφηση και απορρόφηση στην ακόρεστη ζώνη, την υδροπερατότητα του υδροφόρου, την υδραυλική κλίση της πιεζομετρικής επιφάνειας και την οριζόντια απόσταση από την πηγή ρύπανσης. Σύμφωνα με το διάγραμμα LeGrand (εικ. 2.) και ανάλογα με το σύνολο της βαθμολογίας της κρινόμενης θέσης, (πίνακας ΙΙ) η τελευταία χαρακτηρίζεται ως πολύ καλά προστατευμένη δηλαδή **πολύ χαμηλής τρωτότητας**, (>12 β.), **μέτριας τρωτότητας**, (8-12 β.), **μεγάλης τρωτότητας**, (4-8 β.) και **πολύ μεγάλης τρωτότητας**, (<4 β.). Αναφορικά δε με την πιθανότητα μόλυνσης του υδροφόρου από εξωτερική πηγή ρύπανσης, σύμφωνα πάντα με το πιο πάνω διάγραμμα, αυτή θα πρέπει να θεωρείται ως **επικείμενη**, (<4 β), **πιθανή-δυνατή**, (4-8

β.), δυνατή αλλά όχι **πιθανή**, (8-12β.) και τέλος **αδύνατη**, (>12 β.)

♦ *Αξιολόγηση με βάση υδρογεωλογικά και γεωχημικά κριτήρια*

Η τεχνική αυτή βασίζεται σε στατιστική μελέτη πολλών περιπτώσεων (LeGrand, 1983) και έχει το πλεονέκτημα ότι λαμβάνονται υπόψη όχι μόνο οι υδρογεωλογικές συνθήκες και η απόσταση από την πηγή ρύπανσης, αλλά και το είδος της τελευταίας. Με τη τεχνική αυτή, είναι δυνατή η σύγκριση της τρωτότητας περισσοτέρων θέσεων και η επιλογή εκείνης, που δεν αναμένεται να ρυπάνει τον υδροφόρο, λόγω π.χ. διάθεσης απόβλητων, καθώς επίσης και η επιλογή της βέλτιστης θέσης για την δημιουργία σκουπιδότοπων, επεξεργασίας αποβλήτων και την ανάπτυξη συστημάτων σηπτικών βόθρων. Στην πρόταση αυτή του LeGrand (1983) γίνεται σαφής διαχωρισμός ανάμεσα στην περιγραφή της θέσης, τη βαθμολόγηση και την ταξινόμηση.



Εικ. 2. Διάγραμμα εκτίμησης της τρωτότητας ελεύθερων αλλουβιακών υδροφόρων (LeGrand, 1964,).

♦ *Αξιολόγηση με τεχνικές GIS*

Λαμβανομένου υπόψη, ότι η πιθανότητα να υποστεί ένας υδροφόρος ρύπανση, από εξωτερική πηγή, σε δοσμένη γεωγραφικώς θέση, εξαρτάται από έναν μεγάλο αριθμό φυσικών και περιβαλλοντικών μεταβλητών, η χρησιμοποίηση του Γεωγραφικού Συστήματος Πληροφοριών GIS, δηλαδή μιας γεωγραφικής βάσης δεδομένων, αποτελεί μια καλή λύση αξιολόγησης της τρωτότητας μιας θέσης, απέναντι σε εξωτερική ρύπανση (Evans, 1987). Οι φυσικές και περιβαλλοντικές μεταβλητές που ελέγχουν την πιθανότητα ρύπανσης ενός υδροφόρου, είναι η, υδροπερατότητα του εδάφους, το βάθος της κορεσμένης ζώνης, η χρήση γης, η φυτοκάλυψη, η πυκνότητα του συστήματος αποχέτευσης, η μεταβιβαστικότητα του υδροφόρου κ.λπ.

Με τον κατάλληλο χειρισμό και σύνθεση όλων των πληροφοριών, δημιουργείται ένα "μοντέλο πρόγνωσης", το οποίο δίνει τουλάχιστον μια ποιοτική εκτίμηση της πιθανότητας να δημιουργηθούν δυσμενείς επιπτώσεις στους υδροφόρους, για κάθε εξεταζόμενο τμήμα γης. Η πιο πάνω εκτίμηση (αξιολόγηση) παίρνει τη μορφή ενός αλγόριθμου για κάθε δεδομένο που χρησιμοποιήθηκε.

Μετά την εξαγωγή του **"δείκτη δραστικότητας"** ("drastic index", από τα αρχικά των λέξεων **D**epth to water, Net **R**echarge Per Year, **A**quifer Media, **S**oil Media, **T**opography, **I**mpact of Vadose Zone Hydraulic **C**onductivity), από το σταθμισμένο αλγεβρικό άθροισμα των μερικών γινομένων του αλγόριθμου, κάθε χαρακτηριστικού επί τον αντίστοιχο συντελεστή βαρύτητας, εξάγεται για κάθε εξεταζόμενη περιοχή ή υδρογεω-

λογικό σύστημα, το "δυναμικό ρύπανσης". Όσο υψηλότερος είναι ο "δείκτης δραστικότητας", τόσο υψηλότερο είναι το δυναμικό ρύπανσης του υδροφόρου. Με βάση τις διάφορες τιμές του "δείκτη δραστικότητας", είναι δυνατή η κατασκευή ενός ψηφιακού χάρτη, από τον οποίο είναι δυνατός ο εντοπισμός περιοχών μικρότερης ή μεγαλύτερης ευαισθησίας (τρωτότητας) στην ρύπανση των υπόγειων νερών. Ο πιο πάνω χάρτης είναι δηλαδή ένας χάρτης ρυπαντικής επικινδυνότητας (hazard assessment map) της υδρογεωλογικής λεκάνης ενός υδροφόρου συστήματος.

- ***Χάρτες τρωτότητας των υδροφόρων.***

Οι "χάρτες τρωτότητας" ("vulnerability maps") των υδροφόρων, διαφέρουν από τους υδρογεωλογικούς χάρτες, από το γεγονός ότι δεν παρουσιάζουν τα υδρογεωλογικά στοιχεία των υδροφόρων συστημάτων, αλλά τα ειδικά χαρακτηριστικά αυτών των στοιχείων, σε σχέση με την τρωτότητα του υπόγειου νερού. Ο τελικός στόχος ενός τέτοιου χάρτη είναι ο διαχωρισμός μιας περιοχής σε πολλές μονάδες, ώστε να καταδείχνεται το διαφορετικό δυναμικό ρυπαντικής επιδεκτικότητας της κάθε μονάδας. Οι χάρτες τρωτότητας είναι εξαρτημένοι από το χρόνο και γι' αυτό χρειάζονται συνεχείς αναβαθμίσεις και επικαιροποιήσεις, ώστε να προσαρμόζονται στις εκάστοτε μεταβολές του υδροφόρου συστήματος, αλλά και των ανθρώπινων παρεμβάσεων. Χάρτες τρωτότητας κατασκευάζονται κυρίως, αλλά όχι αποκλειστικά, με τη χρησιμοποίηση των διαφόρων παραμέτρων DRASTIC.

Πρακτικά ένας χάρτης τρωτότητας είναι το αποτέλεσμα της αλληλεπίθεσης πολλών επιμέρους χαρτών, που αποτελούν τα στρώματα (layers). Οι χάρτες τρωτότητας θα μπορούσαν να καταταγούν στους περιβαλλοντικούς χάρτες υπό την ευρύτερη έννοιά τους. Οι κλίμακες των χαρτών ποικίλουν ανάλογα με τη χρήση τους και κυμαίνονται από 1:5.000 μέχρι 1:1.000.000 (σπανιότερα και μέχρι 1:10.000.000).

3. ΝΙΤΡΟΡΡΥΠΑΝΣΗ ΓΕΩΡΓΙΚΗΣ ΠΡΟΕΛΕΥΣΗΣ

Έχει εκτιμηθεί, ότι, ανάλογα με το ύψος των ατμοσφαιρικών κατάκρημνισμάτων και με την παραδοχή ότι η απονίτρωση χαμηλότερα από τη ζώνη ανάπτυξης του ριζικού συστήματος είναι μηδενική, συγκέντρωση στο υπόγειο νερό NO_3-N 50 mg/l, που είναι και το όριο ποσιμότητας του νερού, αντιστοιχεί σε ποσότητα αζώτου που εφαρμόζεται κατά τη λίπανση ως εξής (Archer, 1992):

- Με ύψος βροχής 150 mm 17 kg N / εκτάριο
- Με ύψος βροχής 250 mm 28 kg N / εκτάριο
- Με ύψος βροχής 350 mm 40 kg N / εκτάριο.

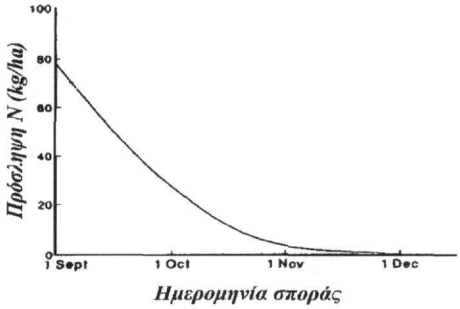
Πρακτικώς, τα πιο πάνω ύψη ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων, αντιστοιχούν στο πλεόνασμα των χειμερινών βροχοπτώσεων, μετά την εξάτμιση και την κατακράτηση κομμοστέγης.

Η γεωργία αποτελεί την κύρια πηγή της νιτρορρύπανσης των νερών, δοθέντος ότι εκτιμάται ότι το 60% του συνολικού αζώτου «μεταναστεύει» με τον ένα ή τον άλλο τρόπο στο νερό, ενώ σημαντική πηγή νιτρορρύπανσης αποτελούν και τα αστικά λύματα.

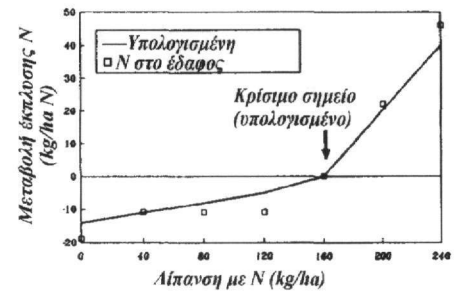
- ***Μέθοδοι υπολογισμού της έκπλυσης του αζώτου***

Η ποσότητα των νιτρικών που κατεισδύει προς την ακόρεστη και εκείθεν προς την κορεσμένη ζώνη μπορεί να υπολογιστεί με τις εξής μεθόδους:

- **"Λυσίμετρα"** συνήθως του τύπου "μονομπλόκ". Το όριο ανίχνευσης είναι ≤1 mg/l N. Συνιστώνται σε αμμούχα εδάφη με ελεύθερη απορροή. Αντίθετα, δεν αποδίδουν καλά στα αργιλούχα, λόγω των ρωγμών που σχηματίζονται σε αυτά.
- **"Κεραμικά δοχεία"** ("ceramic cup"). Είναι η πιο φτηνή μέθοδος. Πρόκειται για διάτρητα, κοίλα κεραμικά δοχεία που θάβονται σε οποιοδήποτε βάθος στο έδαφος και συνδέονται με την επιφάνεια με σωληνίσκο με τη βοήθεια του οποίου δημιουργείται υποπίεση στο εσωτερικό του δοχείου. Έτσι το υπεδαφικό νερό ρέει προς το δοχείο και από εκεί στην επιφάνεια όπου και αναλύεται. Το όριο ανίχνευσης είναι της τάξης του 1 mg/l N. Δεν συνιστάται η μέθοδος προς χρήση στους μανδύες αποσάθρωσης των ανθρακικών πετρωμάτων. Το βάθος τοποθέτησης περιορίζεται στα 65-70 cm.
- **Δειγματοληψία εδάφους.** Το όριο ανίχνευσης είναι φτωχό (>10 mg/l). Η εξαγωγή των NO_3-N και NH_4-N γίνεται συνήθως με χρησιμοποίηση 2M KCl ή 0,5M K_2SO_4.
- **Συστήματα στράγγισης μεγάλης κλίμακας.** Συνιστώνται προς χρήση στα αργιλικά εδάφη. Τοποθετούνται στραγγιστήρια (ορύγματα πληρωμένα με χαλίκια) ή πλαστικά διαφράγματα, σε βάθος 1-2 m. Είναι η ακριβέστερη αλλά και η ακριβότερη μέθοδος.



Εικ.3. Πρόσληψη αζώτου, ανάλογα με το χρόνο σποράς (Lord, 1992).

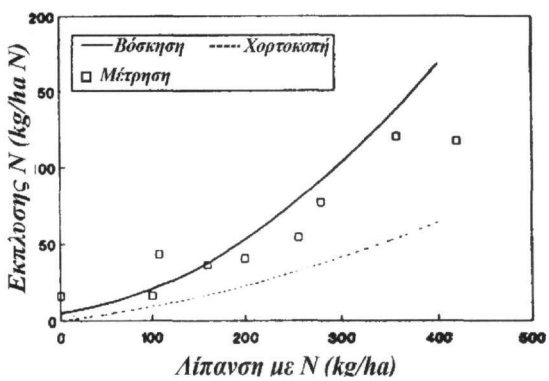


Εικ.4. Επίδραση της λίπανσης, με αζωτούχα λιπάσματα, κατά το φθινό-πωρο, στον υπολογισμό του « δυναμικού έκπλυσης» (Lord, 1992).

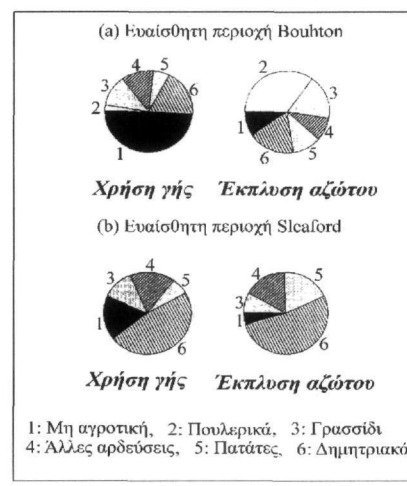
♦ ***Παράγοντες που επηρεάζουν την έκπλυση του N που περιέχεται στα λιπάσματα***

Η έκπλυση του N, από τα λιπάσματα που, χρησιμοποιούνται για τη λίπανση των καλλιεργειών, είναι συνάρτηση: (i) της περιόδου εφαρμογής της λίπανσης (εικ.3. και 4.), (ii) του είδους της φυτοκάλυψης ή φυτοκαλλιέργειας και της διαχείρισής τους (εικ.5.), (iii) της χρήσης γης (εικ.6.), (iv) της απορροής (εικ.7.), (v) του πορώδους και της υδροπερατότητας του εδάφους (εικ.8.), (vi) της μεθόδου λίπανσης, και της ποσότητας του λιπάσματος που χρησιμοποιείται κατά τη λίπανση (εικ. 4. και 5.) και (vii) της μεθόδου άρδευσης και της ποσότητας του νερού που χρησιμοποιείται στην άρδευση. **Το άζωτο από την έκπλυση των λιπασμάτων εισδύει σε μεγαλύτερο βάθος το φθινόπωρο και την άνοιξη.**

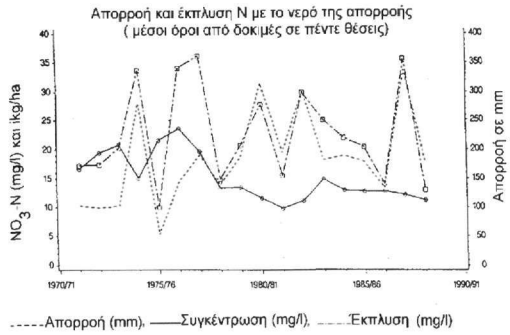
Η ποσότητα του αζώτου έκπλυσης είναι ανάλογη προς την ποσότητα του αζώτου που εφαρμόζεται (εικ. 4.). Έχει αναφερθεί, ότι όταν χρησιμοποιούνται <175 kg N/ha. Η συγκέντρωση αζώτου στο έδαφος σε βάθος περίπου 1,2 m κυμαίνεται από 1 μέχρι 9 mg/l και όταν η ποσότητα που χρησιμοποιείται είναι >175 kgN/ha. Η συγκέντρωση σε βάθος 3 m ανέρχεται σε 6-9 mg/l. Ο χρόνος εφαρμογής της λίπανσης παίζει μεγάλο ρόλο στο ρυθμό της έκπλυσης αζώτου. Θα πρέπει η λίπανση να εφαρμόζεται κατά την ανάπτυξη, ώστε να μεγιστοποιείται η χρήση του αζώτου από τα φυτά και να ελαχιστοποιείται η έκπλυση αζώτου.

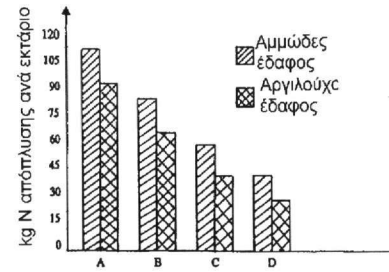


Εικ.5. Επίδραση της διαχείρισης του γρασιδιού και της λίπανσης, στο βαθμό έκπλυσης των υπολειμματικών, στο έδαφος, λιπασμάτων (Lord, 1992).



Εικ.6. Επίδραση των χρήσεων γης στην έκπλυση υπολειμματικών αζωτούχων λιπασμάτων (Lord, 1992).





Εικ.7. Μέση ετήσια συγκέντρωση νιτρικών, σε mg/l, στο νερό που απορρέει, σε σχέση με το ύψος της απορροής, σε mm και την έκπλυση αζώτου, σε kg/ha, από το νερό της απορροής (Simmelsgaard,1991).

Εικ.8. Έκπλυση αζώτου κατά την αμψισπορά: Α: χρήση κοπριάς κατά το φθινόπωρο, Β: χρήση κοπριάς κατά το ήμισυ της άνοιξης και το ήμισυ του φθινοπώρου, C: χρήση κοπριάς κατά την άνοιξη και D: χρήση λιπασμάτων την άνοιξη (Mikkelsen, 1992).

Έχει παρατηρηθεί, ότι με την αλλαγή του χρόνου λίπανσης, σε αμμούχα εδάφη, με τη χρήση κοπριάς, από το φθινόπωρο στην άνοιξη, μειώθηκε η έκπλυση αζώτου από 110 kg/ha, σε 60 kg/ha

- ***Μετασχηματισμός του αζώτου στο έδαφος***

Ανάλογα με την πηγή, το άζωτο εισέρχεται στο υπέδαφος είτε ως οργανικό είτε ως ανόργανο. Το οργανικό άζωτο προέρχεται από ενώσεις, όπως τα αμινοξέα, οι αμίνες, οι πρωτεΐνες και οι χημικές ενώσεις. Το ανόργανο άζωτο προέρχεται από το αμμώνιο, τα νιτρώδη και τα νιτρικά. Το άζωτο από τα λιπάσματα είναι ανόργανης μορφής συνήθως (NH_4^+, NO_3^-).

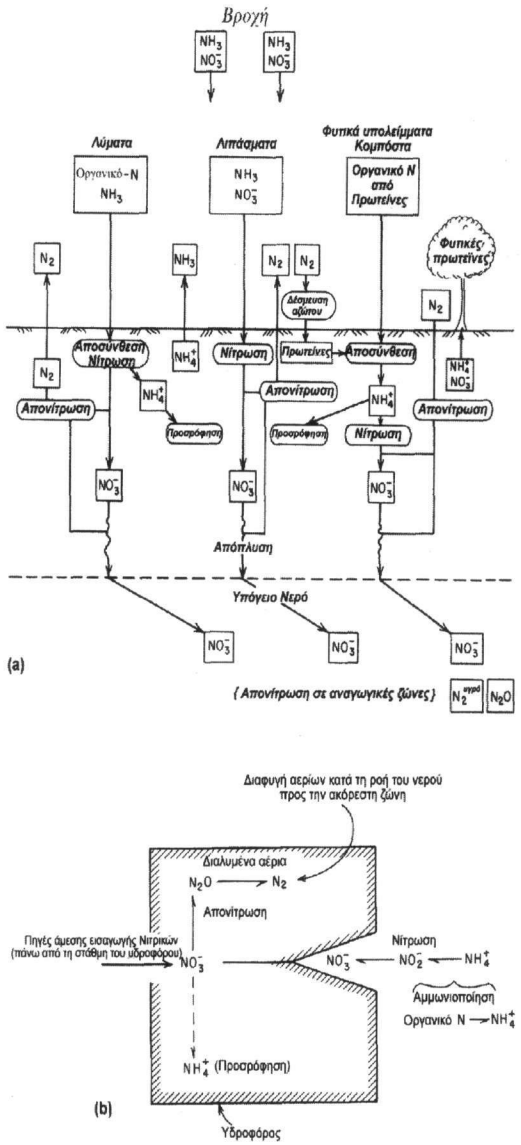
Αντίθετα το Ν από ανεπεξέργαστα ή μερικώς επεξεργασμένα λύματα και από κοπριές αποτελείται είτε από την οργανική είτε από την ανόργανη μορφή του.

Η επιφανειακή διάθεση λυμάτων και αποβλήτων, καθώς και η χρήση λιπασμάτων και κοπριάς, αποτελούν άμεσες πηγές αζώτου (εικ.9.b.). Σε άλλες όμως περιπτώσεις, τα NO_3^- προέρχονται από τη μετατροπή οργανικού αζώτου ή NH_4^+, που υπάρχουν, ή εισάγονται από τον άνθρωπο, στην εδαφική ζώνη. Έτσι, από το οργανικό άζωτο, δημιουργείται, αρχικά, με "αμμωνιοποίηση", NH_4^+ (αναγωγή) και ακολούθως, με "νίτρωση", NO_3^- (οξείδωση). Οι διαδικασίες αυτές λαβαίνουν χώρα στην ακόρεστη ζώνη, συνήθως δε στην εδαφική ζώνη, όπου αφθονούν το οξυγόνο και η οργανική ύλη, που χρειάζονται τα αζωτοβακτήρια. Στην εικ. 9.b. οι διεργασίες αυτές εμφανίζονται να λαβαίνουν χώρα έξω από τα σύνορα του υδροφόρου συστήματος. Τα NO_3^- είναι εξαιρετικά ευδιάλυτα στο νερό και βρίσκονται με ανιονική μορφή, με αποτέλεσμα να είναι εξαιρετικά ευκίνητα στο υπόγειο νερό. Κινούνται μαζί του χωρίς κανένα μετασχηματισμό και εξασθένηση. Ιδιαίτερα κινητικά είναι τα NO_3^- σε υδροφόρους πλούσιους σε οξυγόνο (επιφανειακοί υδροφόροι σε πολύ υδροπερατά υλικά ή σε διερρηγμένα πετρώματα). Μείωση του pE (Eh) στο νερό, μπορεί να προκαλέσει απονίτρωση κατά την οποία τα NO_3^- ανάγονται σε N_2O ή N_2 (εικ. 9.a). Ανάλογα με το pE τα προϊόντα της αναγωγής των NO_3^- απαντούν εν διαλύσει στο υπόγειο νερό, ως N_2O ή N_2.

Εάν το νερό κινηθεί ή βρεθεί στην ακόρεστη ζώνη, μέρος των N_2O ή N_2 μπορεί να χαθεί, με τη μορφή αερίου, στον εδαφικό αέρα. Στην εικ. 9.b παρουσιάζεται αναγωγική διεργασία, που οδηγεί τελικά στο σχηματισμό NH_4^+, πέρα από τη διαδικασία της απονίτρωσης, αν και αφορά μικρό μόνο κλάσμα των NO_3^-.

Αν το NH_4^+ σχηματισθεί στην κορεσμένη ζώνη, το μεγαλύτερο μέρος του θα προσροφηθεί στα σωματίδια αργίλου ή ιλύος. Κατά τις ιοντικές ανταλλαγές, τον κύριο ρόλο διαδραματίζει η **ικανότητα κατιοντικής ανταλλαγής** των γεωλογικών σχηματισμών, εκφρασμένη σε αριθμό χιλιοστοϊσοδύναμων κατιόντων, που μπορούν να ανταλλαγούν σε μάζα ξηρού εδάφους, βάρους 100g. Η ικανότητα κατιοντικής ανταλλαγής προσδιορίζεται εργαστηριακά. Οι μετασχηματισμοί του Ν στο υπέδαφος περιλαμβάνουν την:

- **αμμωνιοποίηση,** δηλαδή τη βιολογική μετατροπή του οργανικού Ν, σε NH_4-N,
- **νίτρωση,** δηλαδή τη βιολογική οξείδωση του NH_4-N, σε NO_3-N,
- **απονίτρωση,** δηλαδή τη βιολογική αναγωγή του NO_3-N, σε αέρια υποπροϊόντα, όπως το N_2O ή το N_2,
- **εξαέρωση** της αμμωνίας



Εικ.9. Πηγές και τρόπος εισόδου του αζώτου στο έδαφος(a) και είσοδος του αζώτου στη κορεσμένη ζώνη καθώς και οι μετασχηματισμοί που υφίσταται εκεί το άζωτο (Freeze-Cherry, 1979, με τροποποιήσεις).

Η διαδικασία μετασχηματισμού του N στο υπέδαφος περιλαμβάνει τη διάχυση **των μορφών του αμμώνιου**, τη **διάχυση των μορφών των νιτρικών** και την **μετακίνηση** οποιασδήποτε μορφής, μαζί με το νερό. Οι σχετικές αντιδράσεις είναι:

- **Εξαέρωση:** NH_3 (υγρή)+H_2O →NH_4 + OH. Σε pH >7 ευνοείται η παρουσία υγρής αμμωνίας. Σε pH ≤ 7 επικρατεί η μορφή του NH_4^+.
- **Νίτρωση:** $NH_4^+ + 1\ ½O_2 \rightarrow NO_2^- + 2H + 2H_2O$ και $NO_2^- + ½O_2 \rightarrow NO_3^-$ και από το συνδυασμό των δύο εξισώσεων: $NH_4 + 2O_2 \rightarrow NO_3^- + 2H^+ + H_2O$.
- **Απονίτρωση:** $NO_3^- \rightarrow NO_2^- \rightarrow NO^- \rightarrow N_2O^- \rightarrow N_2$

Κάτω από αναερόβιες συνθήκες και με την παρουσία οργανικού υποστρώματος, τα βακτήρια χρησιμοποιούν τα νιτρικά ως δέκτες ηλεκτρονίων. Όταν απουσιάζει το οξυγόνο, μερικοί μικροοργανισμοί οξειδώνουν το οργανικό υπόστρωμα σε CO_2 και H_2O, χρησιμοποιώντας τα νιτρικά, αντί οξυγόνου, ως δέκτη ηλεκτρονίων,

μετατρέποντας έτσι τα NO_3^- σε N_2 (αέριο), σύμφωνα με την αντίδραση: $5\,(CH_2O) + 4NO_2^- + 4H^+ \rightarrow 5CO_2 + 2N_2 + 7H_2O$.

Αντίθετα, όταν υπάρχει διαθέσιμο οξυγόνο, οι προαναφερθέντες μικροοργανισμοί οξειδώνουν το οργανικό υπόστρωμα σε CO_2 και H_2O κατά την αντίδραση: $C_6H_{12}O_6 + 6O_2 \rightarrow 6CO_2 + 6H_2O$.

Η προσρόφηση αποτελεί τον κύριο μηχανισμό αφαίρεσης από το υπέδαφος του NH_4-N. Κάτω από αναερόβιες συνθήκες, θετικά φορτισμένα ιόντα αμμωνίου (NH_4^+) προσροφώνται από αρνητικά φορτισμένα σωματίδια εδάφους. Η κατιοντική ανταλλαγή αποτελεί, επίσης, σημαντικό μηχανισμό προστασίας της κορεσμένης ζώνης από την είσοδο ιόντων NH_4^+.

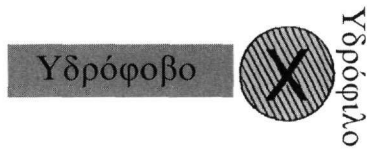
Αντίθετα, τα νιτρικά είναι πιο ευκίνητα από το NH_4^+ στο υπέδαφος. Όταν τα πρώτα φτάσουν στην κορεσμένη ζώνη, ταξιδεύουν μαζί με το υπόγειο νερό χωρίς σημαντικό μετασχηματισμό, επειδή έχουν ανιονική μορφή και είναι πολύ ευδιάλυτα. Ο μόνος τρόπος που μπορεί να αναπτυχθούν οι διαδικασίες απονίτρωσης στην κορεσμένη ζώνη, είναι η μείωση του οξειδοαναγωγικού δυναμικού του υπόγειου νερού.

4. ΕΠΙΦΑΝΕΙΟΔΡΑΣΤΙΚΕΣ ΟΥΣΙΕΣ

♦ ***Απορρυπαντικά***

Οι πρώτες επιφανειοδραστικές ουσίες είναι τα σαπούνια, που η χρήση τους είναι γνωστή από τους αρχαίους χρόνους.

Το 1946, έφτασε στο εμπόριο ένα συνθετικό υποκατάστατο των παραδοσιακών σαπουνιών, το γνωστό "tetrapropylenebenzine sulfonate" (TPS), το πρώτο ανιονικό επιφανειοδραστικό (απορρυπαντικό). Όμως το TPS, σε αντίθεση με τα παραδοσιακά σαπούνια, τα οποία εύκολα βιοδιασπώνται, είναι ανθεκτικό στη βιοδιάσπαση. Λόγω των περιβαλλοντικών του δυσμενών επιπτώσεων, το TPS αντικαταστάθηκε το 1965 από το συνθετικό απορρυπαντικό «linear alkylbenzene sulfonate» (LAS), το οποίο είναι το κύριο ανιονικό βιοδιασπώμενο επιφανειοδραστικό. Ακολούθησε μια σειρά βελτιώσεων στην παρασκευή επιφανειοδραστικών. Οι επιφανειοδραστικές ουσίες είναι «αμφίφυλα» μόρια με υδρόφοβα και υδρόφιλα τμήματα (εικ. 10.). Το υδρόφοβο τμήμα είναι συνήθως υδρογονάνθρακας, είτε αρωματικός, είτε αλιφατικός. Το υδρόφιλο υπόλοιπο μπορεί να φέρει είτε αρνητικό ηλεκτρικό φορτίο (ανιονικό επιφανειοδραστικό) είτε θετικό (κατιονικό επιφανειοδραστικό) ή ακόμα και τα δύο, θετικό και αρνητικό ηλεκτρικά φορτία (επαμφοτερίζοντα επιφανειοδραστικά), σε μερικές δε περιπτώσεις και αλυσίδα πολυοξυεθυλαινίου (ανιονικό επιφανειοδραστικό). **Οι επιφανειοδραστικές ενώσεις ουσίες έλκονται ισχυρά από τα φασικά όρια των επιφανειών.** Αυτό συνεπάγεται την ισχυρή προσρόφησή τους και μάλιστα με τη μορφή πολύπλοκων μιγμάτων, των διαφόρων τύπων επιφανειοδραστικών που κυκλοφορούν στο εμπόριο, στα αιωρούμενα υλικά των επιφανειακών νερών αλλά και στην ιλύ των αποβλήτων.



Εικ. 10. Τυπικό επιφανειοδραστικό μόριο, με ένα τμήμα του υδρόφοβο και το υπόλοιπο υδρόφιλο (G. Kloster, in M. Schwuger, ed., 1997, με τροποποιήσεις).

Πιθανές πηγές ρύπανσης του εδάφους και των υπόγειων νερών από επιφανειοδραστικές ουσίες είναι, γεωργική χρήση παρασιτοκτόνων, η χρήση ιλύος που προέρχεται από σταθμούς επεξεργασίας υγρών αποβλήτων, η επαναχρησιμοποίηση λυμάτων για άρδευση, η έλλειψη ή το ελαττωματικό δίκτυο αποχέτευσης, η υπερχείλιση των σταθμών επεξεργασίας λυμάτων που προκαλείται από τις έντονες βροχοπτώσεις, το πλύσιμο ή τη απορρύπανση του εδάφους και, τέλος, από η κατασκευή στεγανής επένδυσης στους ΧΥΤΑ.

Η διάσπαση των επιφανειοδραστικών στο έδαφος επιβραδύνεται. Η αλληλεπίδραση επιφανειοδραστικού και εδάφους, επηρεάζει το ισοζύγιο «εδαφικού νερού», τις ιδιότητες των συστατικών του εδάφους, αλλά και τη δομή του, επιπλέον δε τη δραστικότητα και την πυκνότητα των πληθυσμών των μικροοργανισμών και την ανάπτυξη των φυτών. Το τελικό αποτέλεσμα της πιο πάνω αλληλεπίδρασης είναι η απόπλυση του κολλοειδούς κλάσματος του εδάφους προς τα βαθύτερα στρώματα, μαζί με το διηθούμενο νερό.

Η έκπλυση του εδάφους με επιφανειοδραστικά, συνεπάγεται την προσρόφηση των τελευταίων και δυσχε-

ραίνεται έτσι η απορρύπανση του εδάφους, ενώ η απομάκρυνση βαρέων μετάλλων από ρυπασμένο έδαφος γίνεται αμφίβολη, ιδιαίτερα όταν πρόκειται για προσρόφηση ιονικών επιφανειοδραστικών.

Με τον ίδιο τρόπο που τα επιφανειοδραστικά καθορίζουν την κινητικότητα των περιβαλλοντικών χημικών στο έδαφος, δηλαδή των Mg^{2+} και Ca^{2+} και Pb^{2+}, στους μοντμοριλλονίτες, όπου η κινητικότητα, των πιο πάνω ιόντων, αυξάνει σημαντικά στα πρώτα στάδια άφιξης των επιφανειοδραστικών, για να μειωθεί ο ρυθμός αυτός πολύ αργότερα, μπορεί να επηρεασθεί η μεταφορά των επιφανειοδραστικών από ιόντα άλλων οργανικών ενώσεων.

Η προσρόφηση επιφανειοδραστικών σε αργιλικά υλικά, μπορεί να οδηγήσει στην ανταλλαγή τους με παρασιτοκτόνα, δηλαδή το επιφανειοδραστικό συμπεριφέρεται ως ιοντοανταλλάκτης, οι δε ποσότητες που ανταλλάσσονται αντιστοιχούν στην ικανότητα κατιοντικής ανταλλαγής.

Η ρόφηση μη ιονικών οργανικών ρύπων από τη στερεά φάση του εδάφους, είναι ελάχιστη, δοθέντος ότι η τελευταία προσροφά επιλεκτικά νερό. Η πρόσληψή τους από το έδαφος συσχετίζεται σε μεγάλο βαθμό με τη συγκέντρωση οργανικής ύλης στο έδαφος.

Από το σύνολο των επιφανειοδραστικών που χρησιμοποιούνται, το 80% είναι ανιονικά, 15% μη ιονικά και 5% κατιονικά. Από αυτά, τα πιο ανθεκτικά στο περιβάλλον είναι τα ανιονικά και είναι αναποτελεσματική ακόμα και η βιολογική τους επεξεργασία σε εξειδικευμένες εγκαταστάσεις επεξεργασίας αποβλήτων. Στις τελευταίες, το μέγιστο ποσοστό απομάκρυνσης των ανιονικών επιφανειοδραστικών δεν ξεπερνά το 25%. Η παρουσία εξάλλου επιφανειοδραστικών στα υγρά απόβλητα, μειώνει εξαιρετικά την αποτελεσματική επεξεργασία των τελευταίων, λόγω μεγαλύτερης διασποράς των αιωρούμενων στερεών, ενώ μειώνεται σημαντικά η καθίζησή τους. Παράλληλα στις δεξαμενές αερισμού μειώνεται η πρόσληψη οξυγόνου κατά 80% και πλέον από τα αφρώδη συσσωματώματα, στο στάδιο της ενεργούς ιλύος.

- ***Συνθετικοί ζεόλιθοι***

Στα μέσα της δεκαετίας του 70, οι συνθετικοί ζεόλιθοι υποκαθιστούν στην αγορά ένα σημαντικό τμήμα των ορυκτών ζεόλιθων. Οι συνθετικοί ζεόλιθοι, όπως και οι φυσικοί, είναι αργιλοπυριτικά άλατα των αλκαλικών γαιών. Οι τελευταίες αντιπροσωπεύονται από ανταλλάξιμο κατιόν συνήθως, $Να^{+}$.

Τα παραδοσιακά απορρυπαντικά περιέχουν σημαντική ποσότητα ζεολίθων, οι οποίοι παίζουν το ρόλο αδιάλυτου στο νερό ανταλλάξιμου ιόντος το οποίο υποκαθιστά το διαλυτό σύμπλεγμα τριφωσφορικού νατρίου. Η κατιοντική ανταλλαγή, ανάμεσα στους ζεόλιθους και το έδαφος, οδηγεί στην απομάκρυνση από το τελευταίο των ιόντων των αλκαλικών γαιών, το έδαφος χαλαρώνει και έτσι ξεπλένεται πιο εύκολα. Οι ζεόλιθοι περιέχονται σε υψηλές συγκεντρώσεις στην ιλύ, μετά από πρωτοβάθμια και δευτεροβάθμια επεξεργασία αποβλήτων. Η ιλύς, όταν διατεθεί στο έδαφος ή χρησιμοποιηθεί ως λίπασμα, προκαλεί εισαγωγή των ζεολίθων στο πρώτο. Οι τελευταίοι, υδρολύονται στο έδαφος ή στους υδροφόρους με αποτέλεσμα, να μην προκαλείται αξιόλογη ρύπανση, δοθέντος άλλωστε ότι ο χρόνος υποδιπλασιασμού τους είναι της τάξης των 1-2 μηνών. Το τελικό προϊόν της αποσύνθεσης των ζεόλιθων, σε υγρό περιβάλλον, είναι άμορφο, πρακτικά αδιάλυτο στο νερό, φωσφορο-αργιλο-πυριτικό ασβέστιο.

5. ΕΛΕΓΧΟΣ ΚΑΙ ΠΕΡΙΟΡΙΣΜΟΣ ΤΗΣ ΡΥΠΑΝΣΗΣ

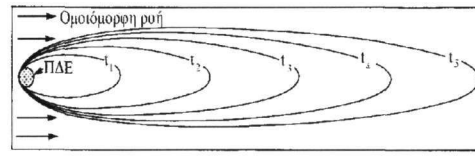
Η πρόληψη της ρύπανσης αποτελεί τον αποτελεσματικότερο και οικονομικότερο τρόπο αντιμετώπισης της ρύπανσης.

Μερικά αξιώματα που πρέπει να λαμβάνονται υπόψη κατά τη σχεδίαση της πολιτικής πρόληψης της ρύπανσης των υδροφόρων και του εδάφους είναι :

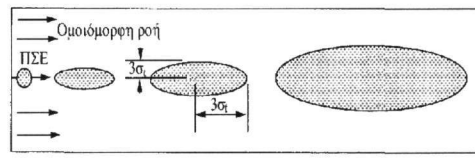
- Το χρονικό διάστημα ανάμεσα στην αρχική εκπομπή των ρύπων στο περιβάλλον και της εμφάνισης της ρύπανσης στο νερό των υδρογεωτρήσεων, μπορεί να είναι τόσο μεγάλο, ώστε να έχει προκληθεί ανεπανόρθωτη βλάβη στην υδροδότηση από το υπόγειο νερό.
- Τα βλαπτικά αποτελέσματα της ρύπανσης του υπόγειου νερού μπορεί να διαρκούν πάρα πολύ, έτσι που συχνά μεταφέρονται και στις μελλοντικές γενιές.
- Μερικά απόβλητα είναι τόσο τοξικά, ώστε ακόμα και σε πολύ μικρές συγκεντρώσεις, καμιά φορά μη ανιχνεύσιμες, προκαλούν σοβαρές βλάβες.
- Αν η λήψη διορθωτικών παρεμβάσεων αναβάλλεται μέχρι να προκύψουν χειροπιαστές αποδείξεις της πραγματικής βλάβης, θα έχει προκληθεί, κατά πάσα πιθανότητα, τόσο μεγάλη ρύπανση, ώστε η απορρύπανση θα είναι δυσχερής, δαπανηρή και βραδεία, εφόσον φυσικά είναι δυνατή.

♦ *Το «πλούμιο» ρύπανσης*

Η εκκίνηση για την κατανόηση της μεταφοράς της μάζας του ρύπου, στην κορεσμένη ζώνη, και τη διατύπωση των σχετικών εξισώσεων, είναι η βασική εξίσωση: **«εισροή ρύπου – εκροή ρύπου – μεταβολή της συγκέντρωσης ρύπου = μεταβολή της συγκέντρωσης ρύπου στο χρόνο»**, σε μονάδες μάζας και χρόνου. Οι διαδικασίες μεταφοράς της μάζας του ρύπου μπορεί να περιγραφούν από τις εξισώσεις «διάχυσης», «ρευμάτων μεταφοράς» και «διασποράς».



(a)



(b)

Εικ.11. Επέκταση ρύπανσης σε ισότροπο υδροφόρο με τη μορφή "πλούμιων" από σημειακή πηγή (a) συνεχούς (ΠΔΕ) και (b) στιγμιαίας (ΠΣΕ) εκπομπής ρύπου (Freeze-Cherry, 1979).

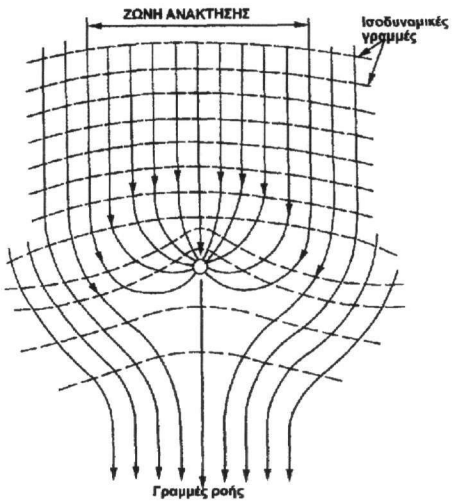
Ανάλογα με την επικρατούσα διαδικασία, διαμορφώνεται και η έκταση, η γεωμετρία και η κατανομή της συγκέντρωσης του ρύπου. Το γεωμετρικό σχήμα της ρύπανσης ονομάζεται **«πλούμιο»** (plume, εικ. 11.). Οι χημικές και βιολογικές διαδικασίες μειώνουν την έκταση του πλούμιου σε κλάσμα μόνο εκείνης που περιγράφεται από κάποια από τις προαναφερθείσες εξισώσεις μεταφοράς της μάζας.

Τα ρεύματα μεταφοράς αποτελούν την επικρατούσα διαδικασία μεταφοράς της μάζας κατά την διαμόρφωση του πλούμιου και ακολουθεί η υδροδυναμική διασπορά, με εξαίρεση τη διάδοση της ρύπανσης στις ρωγματωμένες βραχομάζες. Η έκταση της μεταφοράς των ρύπων, με τα ρεύματα μεταφοράς, ελέγχεται από την κατανομή της υδροπερατότητας και του υδραυλικού φορτίου στο χώρο και από την ύπαρξη γεωτρήσεων ή πηγαδιών άντλησης.

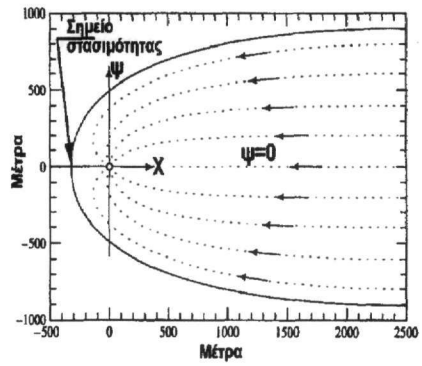
♦ *Η "ζώνη ανάκτησης"*

Για την αφαίρεση "πλούμιου" ρύπανσης από υδροφόρο, συχνά είναι απαραίτητη η κατασκευή υδρογεωτρήσεων άντλησης, κατά κανόνα κατάντη της πηγής ρύπανσης. Κάθε υδρογεώτρηση, κατά την άντλησή της, διαμορφώνει τον δικό της κώνο κατάπτωσης, που εκτείνεται στα όρια της περιμέτρου τροφοδοσίας της "ακτίνα επίδρασης".

Η περιοχή που αποστραγγίζεται κατά την άντληση του πλούμιου, είναι γνωστή ως **"capture zone"** δηλαδή **"ζώνη ανάκτησης"** ή **"απόληψης"** ή **"σύλληψης"** ή **"παγίδευσης"**. Η **"ζώνη ανάκτησης "** μιας υδρογεώτρησης, κατά συνέπεια, είναι η περιοχή που τροφοδοτεί με ρυπασμένο νερό τη συγκεκριμένη υδρογεώτρηση (εικ. 12.) και περιλαμβάνει τόσο την ανάντη όσο και την κατάντη περιοχή, που αποστραγγίζονται από την υδρογεώτρηση. Όταν ο υδροφόρος είναι επίπεδος, ομοιογενής και ισότροπος, η **"ζώνη ανάκτησης"** θα είναι κυκλική και θα αντιστοιχεί στον κώνο κατάπτωσης της υδρογεώτρησης. Όταν όμως ο υδροφόρος είναι κεκλιμένος, όπως συμβαίνει συνήθως, η «ζώνη ανάκτησης» δεν συμπίπτει με τον κώνο κατάπτωσης. Η πρώτη είναι μια επιμηκυσμένη περιοχή, η οποία εκτείνεται ελαφρώς μεν προς τα κατάντη της γεώτρησης άντλησης και σημαντικά προς τα ανάντη. Η διαμόρφωση της ζώνης ανάκτησης, ελέγχεται, από το χρόνο, που χρειάζεται το νερό για να φθάσει από την ανάντη περιοχή, στη γεώτρηση άντλησης. Μετά από ικανό χρόνο άντλησης η ζώνη ανάκτησης μπορεί να φτάσει μέχρι τα όρια του **"υπόγειου υδροκρίτη"**, στην ανάντη περιοχή. Η απόσταση, μέχρι την οποία εκτείνεται ζώνη ανάκτησης προς τα κατάντη της αντλούμενης υδρογεώτρησης, κάτω από συνθήκες μόνιμης ροής, ορίζει τον υπόγειο υδροκρίτη, η τομή του οποίου με το οριζόντιο επίπεδο, αποτελεί το **"σημείο στασιμότητας"** ("stagnation point", εικ. 13.).



Εικ.12. "Ζώνη ανάκτησης" σε κεκλιμένο υδροφόρο.



Εικ.13. "Σημείο στασιμότητας" και "ζώνη ανάκτησης" μιας υδρογεώτρησης.

Εκατέρωθεν του υδροκρίτη και του "σημείου στασιμότητας", η ροή του υπόγειου νερού κατευθύνεται κατά αντίστροφη φορά. Έχουν αναπτυχθεί αναλυτικές μέθοδοι για τον υπολογισμό της έκτασης της ζώνης ανάκτησης.

- ***Μέτρα ελέγχου και περιορισμού της ρύπανσης***

Τα μέτρα που πρέπει να λαμβάνονται, για τον έλεγχο και τον περιορισμό της ρύπανσης, εξαρτώνται, κάθε φορά, από τη φύση των ρύπων και το είδος της πηγής (στιγμιαία ή συνεχής, σημειακή ή διάχυτη κ.λπ.). Κατ'αρχήν είναι απαραίτητη η οριοθέτηση, κατά κάποιο τρόπο, της έκτασης της ρύπανσης και του μετώπου προέλασής της.

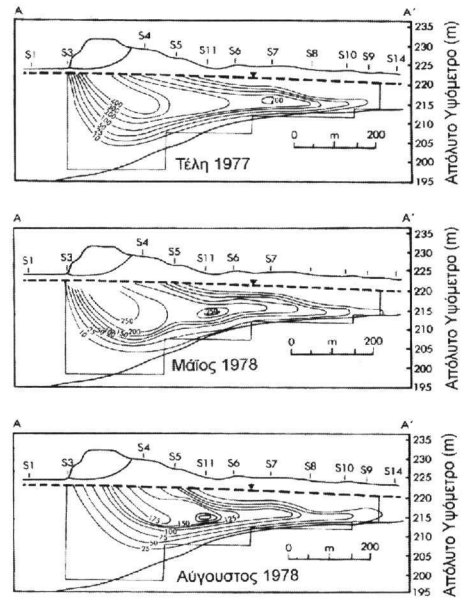
Τούτο μπορεί να γίνει με την κατάσκευή γεωτρήσεων δειγματοληψίας, σε διαφορετικά βάθη. Συνήθως, χρησιμοποιείται η συγκέντρωση χλωριόντων, για τον πιο πάνω σκοπό (εικ. 14.). Τα μέτρα που λαμβάνονται συνήθως είναι:

(α) μέτρα ελέγχου της ρύπανσης.
(β) μέτρα απορρύπανσης

Στα πρώτα ανήκει ο περιορισμός της μετανάστευσης της ρύπανσης. Στα δεύτερα ανήκουν η αφαίρεση και επεξεργασία του ρυπασμένου υπόγειου νερού. Οι πιο συνήθεις μέθοδοι περιορισμού της μετανάστευσης περιλαμβάνουν την στεγανοποίηση της επιφάνειας πιθανής εισόδου των ρύπων, την εγκατάσταση "φυσικών" φραγμών και την λειτουργία "υδραυλικών" φραγμών. Η επιφανειακή στεγανοποίηση αναφέρεται στην αδιαβροχοποίηση της επιφάνειας, ώστε να προληφθεί ή να σταματήσει η κατείσδυση και σε μερικές περιπτώσεις η διήθηση.

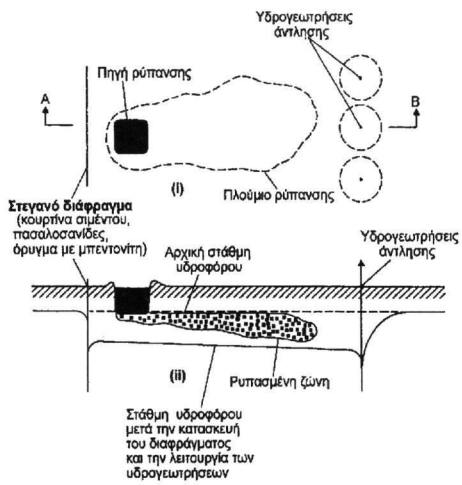
Οι φυσικοί και υδραυλικοί φραγμοί χρησιμοποιούνται για τον περιορισμό της επέκτασης της ρύπανσης (εικ. 15.) Στους φυσικούς φραγμούς υπάγονται τα στεγανά διαφράγματα, οι πασσαλοσανίδες, τα υπόγεια διαφράγματα, οι τσιμεντενέσεις, οι τάφροι συλλογής κλπ. Η αποτελεσματικότητά τους είναι καλύτερη, όταν σε σχετικά μικρό βάθος υπάρχει στεγανό στρώμα. Σε βάθη μεγαλύτερα των 40 m δεν αποδίδουν καλά αποτελέσματα. Οι "υδραυλικοί" φραγμοί δημιουργούνται με τον συνδυασμό γεωτρήσεων άντλησης και εμπλουτισμού (εικ. 16.).

Ρυπασμένες επιφανειακές και υπόγειες θέσεις μπορούν να απορρυπανθούν με την αφαίρεση του ρευστού και της λάσπης επιφανειακώς και με άντληση και εσχάρωση. Το ρυπασμένο έδαφος, στο οποίο υπάρχει πρόσβαση, πρέπει να αφαιρείται με εκσκαφή. Το ρυπασμένο υπόγειο νερό συνήθως αντλείται και στη συνέχεια υφίσταται επεξεργασία. Αντί χρησιμοποίησης γεωτρήσεων άντλησης, είναι δυνατή η αφαίρεση του υπόγειου νερού, με τη βοήθεια στραγγιστηρίων. Μετά την επεξεργασία, το νερό μπορεί να επανεισαχθεί στις γεωτρή-

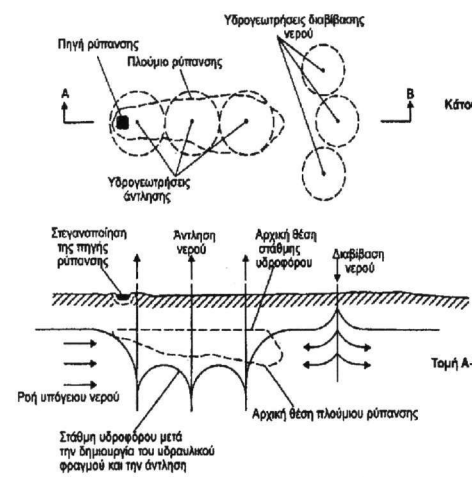


Εικ. 14. Παρακολούθηση της εξέλιξης πλούμιου χλωριόντων, που προέρχεται από το στράγγισμα ΧΥΤΑ (Waterloo Res. Inst. 1982, με τροποποιήσεις). S_1-S_{14} πιεζόμετρα.

σεις, που συνιστούν τον υδραυλικό φραγμό ή να χρησιμοποιηθεί για τεχνητό εμπλουτισμό των υδροφόρων. Σπανιότερα το επεξεργασμένο νερό απορρίπτεται σε χείμαρρους ή ποτάμια, σε προσωρινή βεβαίως βάση.



Εικ. 15. Χρησιμοποίηση φυσικών φραγμών και άντλησης, για τον έλεγχο και τον περιορισμό της επέκτασης της ρύπανσης, προερχόμενης από επιφανειακή πηγή ρύπανσης (Tchobanoglous – Schroeder, 1985, με τροποποιήσεις).



Εικ, 16. Συνδυασμός άντλησης και έκχυσης νερού, για τον έλεγχο της διάδοσης «πλούμιου» ρύπανσης, προερχόμενου από επιφανειακή διάθεση αποβλήτων (Tchobanoglous – Schroeder, 1985, με τροποποιήσεις).

6. ΑΠΟΡΡΥΠΑΝΣΗ ΥΔΡΟΦΟΡΩΝ

- ***Σχεδίαση προγραμμάτων απορρύπανσης***

Η απορρύπανση περιλαμβάνει τη «θεραπεία» και τον «καθαρισμό» του ρυπανθέντος μέσου. Η αποκατάσταση συνίσταται, γενικά, στη μείωση της ρύπανσης στα επίπεδα που θέτουν οι στόχοι του επιτόπιου καθαρι-

σμού του μέσου, δηλαδή στη διατήρηση του υπόγειου νερού, ώστε να μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τις συγκεκριμένες χρήσεις. Αν και ο στόχος της απορρύπανσης οφείλει να είναι η αποκατάσταση του μέσου στη προ της ρύπανσης κατάσταση, ο στόχος αυτός δεν είναι πάντοτε ρεαλιστικός, γιατί είναι πρακτικά αδύνατη η απομάκρυνση κάθε μορίου του ρύπου.

Οι στόχοι του καθαρισμού του εδάφους και του υδροφόρου, συνήθως, είναι διαφορετικοί και εν πάση περιπτώσει εξαρτώνται από τα σταθερότυπα που έχουν τεθεί για τη συγκεκριμένη θέση ή περίπτωση. Το έδαφος θα πρέπει να υποστεί «θεραπεία» τέτοια, ώστε να μην αποτελεί πλέον πηγή ρύπανσης του υπόγειου νερού. Αντίθετα, ο καθαρισμός του υδροφόρου (υπόγειου νερού), πρέπει να ακολουθεί τα σταθερότυπα του πόσιμου νερού.

Για το σωστό σχεδιασμό της απορρύπανσης θα πρέπει να λαμβάνονται υπόψη, ο τύπος και το πάχος της ακόρεστης και κορεσμένης ζώνης, το είδος και η συγκέντρωση του ρύπου, καθώς και η παρούσα και η μελλοντική χρήση γης. Η τεχνική απορρύπανσης που θα επιλεγεί, εξαρτάται από το είδος της ρύπανσης, τον τύπο του εδάφους και του ιζήματος, την υδρογεωλογία, το μέγεθος του προβλήματος και την οικονομική ανάλυση της περίπτωσης.

Το πρώτο βήμα για την επιλογή της τεχνικής απορρύπανσης, είναι η «επιτόπια παρακολούθηση» (site monitoring) της ρύπανσης, ώστε να στοιχειοθετηθεί η αποτελεσματικότητα της άντλησης του ρυπασμένου νερού και του "πλουμίου", αλλά και να πιστοποιηθεί ότι δεν μεταναστεύουν από τη θέση ρύπανσης άλλες ποσότητες ρύπου.

Η "επιτόπια παρακολούθηση" περιλαμβάνει και την εκτέλεση χημικών αναλύσεων νερού αλλά και αερίων. Η διάρκεια της παρακολούθησης εξαρτάται από τις υπολειμματικές συγκεντρώσεις ρύπου. Θα πρέπει να διακόπτεται η παρακολούθηση όταν δεν εντοπίζεται πια στα δείγματα ο ρύπος. Η διάρκεια αυτή, για την περίπτωση της ρύπανσης από υδρογονάνθρακες, φτάνει τα δύο χρόνια (οκτώ τριμηνιαίες δειγματοληψίες). Για σοβαρά περιστατικά βιομηχανικής ρύπανσης η παρακολούθηση συνεχίζεται για αρκετές δεκαετίες μετά την ολοκλήρωση των εργασιών απορρύπανσης (συχνά για 3 δεκαετίες).

Η διάρκεια των εργασιών απορρύπανσης μπορεί να διαρκεί περισσότερο, από όσο διαρκούν οι εργασίες διαπίστωσης του μεγέθους της ρύπανσης. Η εκσκαφή του εδάφους και η αφαίρεση του νερού, μπορεί να διαρκούν εβδομάδες έως μήνες, η αφαίρεση των αερίων του εδάφους μπορεί να διαρκεί μήνες έως χρόνια, ενώ η αφαίρεση ρύπων από το υπόγειο νερό μπορεί να διαρκεί χρόνια ή δεκαετίες.

Πρωταρχικής σημασίας, κατά την ανάπτυξη του προγράμματος απορρύπανσης, είναι ο καθορισμός του σκοπού της υδρογεωλογικής έρευνας, που θα γίνει. Μετά τον καθορισμό του σκοπού της έρευνας, θα πρέπει να γίνει αναγνώριση των υποτιθέμενων ρύπων και να καταγραφούν όλες οι παράμετροι που θα αναλυθούν. Ιδιαίτερα θα πρέπει να ληφθούν αξιόπιστες πληροφορίες για τις κυριότερες φυσικοχημικές ιδιότητες των ρύπων, οι οποίες θα πρέπει να ενσωματωθούν στο σχεδιασμό του προγράμματος απορρύπανσης. Μεταξύ αυτών των ιδιοτήτων συμπεριλαμβάνονται η φυσική κατανομή του ρύπου (π.χ. στον αέρα, στο έδαφος, στο υπόγειο και επιφανειακό νερό κ.λπ.), η χημική σύνθεση και το χημικό είδος (πτητικά ή μη πτητικά οργανικά, βαρέα μέταλλα, μη μεταλλικά ανόργανα κ.λπ.) και τέλος οι φυσικές ιδιότητες (πυκνότητα, πτητικότητα, αναφλεξιμότητα, διαβρωτικότητα, ιξώδες, ρυθμοί φυσικής αποσύνθεσης ή φυσικού μετασχηματισμού κ.λπ.).

- ***Μέθοδοι και τεχνικές απορρύπανσης***

Η ρύπανση του υπεδάφους συχνά οφείλεται σε μια σημειακή πηγή ή σε μια σειρά από σημειακές πηγές, εκπομπής ρύπων. Οι συγκεντρώσεις των ρύπων κοντά σε καθεμιά σημειακή πηγή, είναι, συνήθως, υψηλές και η αποκατάσταση, γενικά συνίσταται στην αφαίρεση του πολύ ρυπασμένου εδάφους, προκειμένου να υποστεί ξεχωριστή απορρύπανση, στη δέσμευση του ρύπου ή στη μεταφορά και διάθεση σε ασφαλή χωματερή.

Αυτή η διαδικασία, είναι το πρώτο βήμα για την πρόληψη της παραπέρα επέκτασης της ρύπανσης. Υπολείπεται όμως η απομάκρυνση των χημικών ενώσεων, που έχουν μεταφερθεί εκτός της αρχικής συγκεντρωμένης πηγής, με ρεύματα μεταφοράς, εξαέρωση και διασπορά, με συνέπεια την εκτεταμένη ρύπανση από σχετικά αραιές συγκεντρώσεις ρύπων. Η αφαίρεση του εδάφους, για την απομάκρυνση χαμηλών συγκεντρώσεων ρύπων, πρέπει να αποκλείεται, λόγω υψηλότατου κόστους και επειδή μπορεί να προκαλέσει μεγαλύτερη περιβαλλοντική βλάβη, από εκείνη που θα προέκυπτε αν έμενε στη θέση του.

Εξάλλου κάθε περίπτωση ρύπανσης έχει τις ιδιαιτερότητές της. Μια ακραία περίπτωση, όχι πάντως συνήθης, είναι εκείνη, κατά την οποία, η φυσική αφομοίωση του ρύπου μπορεί, να επιτευχθεί αποτελεσματικά από την ίδια τη φύση, λόγω υψηλής ικανότητας αυτοκαθαρισμού του υδροφόρου, όπως π.χ. η περίπτωση κηλίδας ρύπανσης από έναν μοναδικό, μη ροφούμενο ρύπο (π.χ. ακετόνη), σε σχετικά ομοιογενές πορώδες μέσο, το οποίο υπέρκειται υδροφόρου με υψηλή συγκέντρωση νιτρικών και άλλων θρεπτικών, π.χ. φωσφορικών, με

παρουσία στη στερεά φάση του υδροφόρου επαρκών θειικών.

Υπάρχουν, στην ακραία αυτή περίπτωση, όλες οι προϋποθέσεις ανάπτυξης βακτηρίων, τα οποία θα προκαλέσουν την αποσύνθεση της ακετόνης, σε τελικά ανόργανα προϊόντα, συμβατά με το περιβάλλον.

Στο άλλο όμως άκρο βρίσκεται η περίπτωση ενός ετερογενούς υδροφόρου, που αποτελείται από επάλληλα υδροπερατές και στεγανές ζώνες, αλλά και από ρωγματωμένες βραχομάζες και μεγάλες ασυνέχειες τεκτονικής προέλευσης, ο οποίος υδροφόρος ρυπαίνεται από ευδιάλυτους ρύπους, που αντέχουν στο βιολογικό μετασχηματισμό. Στην περίπτωση αυτή η απορρύπανση πρακτικά είναι αδύνατη. Η μόνη λύση είναι η πρόληψη επέκτασης της ρύπανσης.

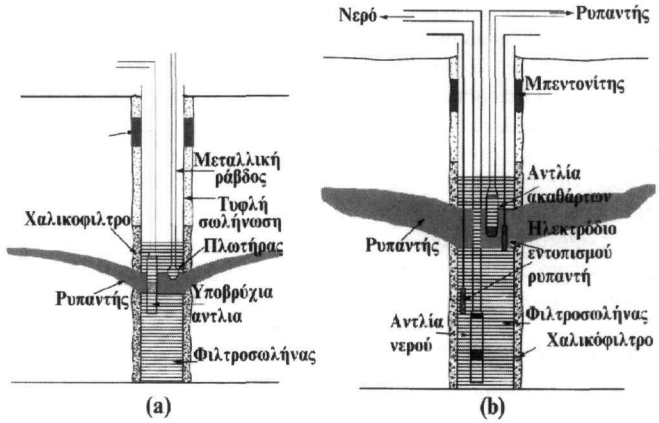
Ανάμεσα στις δύο αυτές ακραίες περιπτώσεις βρίσκονται πάρα πολλές άλλες, στις οποίες απαιτείται συνδυασμός της δράσης της ικανότητας αυτοκαθαρισμού και της ανθρώπινης παρέμβασης. Στον πίνακα ΙΙ δίνονται συνοπτικά οι κυριότερες τεχνικές αντιμετώπισης της ρύπανσης των υδροφόρων και του εδάφους.

- ***Συμβατικές τεχνικές απορρύπανσης***
- ***Μέθοδος άντλησης-επεξεργασίας***

Η μέθοδος χρησιμοποιείται είτε για την, συμπληρωματικά, πλήρη αφαίρεση ρύπων από το υπέδαφος, την απορρύπανση του υπόγειου νερού από πλούμια διαλυμένων, στο υπόγειο νερό, ρύπων, από NAPL καθώς και από τα δυο είδη ρύπανσης, είτε για τον υδραυλικό έλεγχο πλούμιου, χωρίς αφαίρεση σημαντικών ποσοτήτων νερού. Στη πρώτη περίπτωση, η απορρύπανση επιτυγχάνεται σε ορισμένο χρόνο, ενώ στη δεύτερη, το σύστημα λειτουργεί συνεχώς, προκειμένου να μην επεκταθεί η ρύπανση

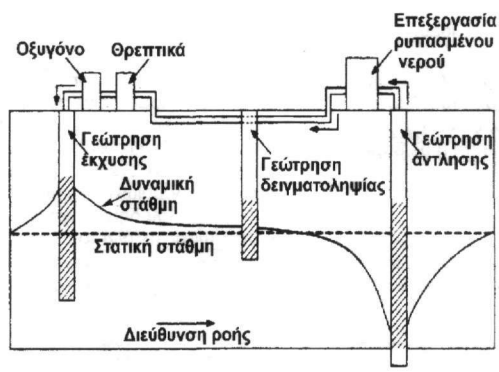
Πίνακας ΙΙ. Η σύνοψη των κυριότερων μεθόδων και τεχνικών αντιμετώπισης της ρύπανσης των υδροφόρων και του εδάφους.

α/α	Τεχνική	Στόχος-Περιγραφή
1	Έλεγχος της πηγής ρύπανσης με μείωση του όγκου του ρύπου και φυσική χημική εξουδετέρωσή του.	– Ελαχιστοποίηση ή πρόληψη της ρύπανσης των υδροφόρων. – Μείωση του όγκου του ρύπου ή εξουδετέρωση του φυσικού ή χημικού του χαρακτήρα.
2	Συστήματα υδρογεωτρήσεων: – Συστοιχίες ρηχών γεωτρήσεων (well points). – Βαθιές γεωτρήσεις – Υδραυλικός φραγμός – Σύνθετα συστήματα – Συστήματα αφαίρεσης μη αντιδρώντων ρύπων (υδρογονάνθρακες).	– Έλεγχος της υδραυλικής κλίσης και μέσω αυτής της υπόγειας ροής με άντληση ή έκχυση νερού. – Απόληψη του μολυσμένου νερού ή/και του επιπλέοντος ρύπου (υδρογονάνθρακες).
3	Συστήματα σύλληψης (interception systems): – Στραγγιστήρια (συλλεκτήρια συστήματα στραγγιδιών-στραγγιστήρια εκτόνωσης) – Τάφρος συλλογής με άντληση ή με βαρυτική ροή.	Τα συστήματα σύλληψης, είναι εκσκαφές στην κορεσμένη ζώνη, εξοπλισμένες με σωλήνα. Η εκσκαφή μπορεί να είναι ανοιχτή (interceptor trench) ή πληρωμένη με χαλίκι, πάνω από το σωλήνα (collector drain). Οι ανοιχτές εκσκαφές μπορεί να είναι ενεργές (άντληση) ή παθητικές (βαρυτική ροή). Προσομοιώνονται με συστοιχίες υδρογεωτρήσεων άντλησης, που δημιουργούν έναν εκτεταμένο κώνο κατάπτωσης σε όλο το μήκος της εκσκαφής.
4	Έλεγχος των επιφανειακών νερών (φυσική εξουδετέρωση, επένδυση, αποχέτευση και συνδυασμός).	Ελαχιστοποίηση των αφίξεων επιφανειακών νερών και της κατείσδυσης, μέσω αποχέτευσης, επένδυσης - στεγανοποίησης ή/και εξουδετέρωση του ρύπου με προσρόφηση.
5	Φραγμοί (στεγανοί): – πασσαλοσανίδες – κουρτίνες στεγανοποίησης – διαφράγματα από υδαρές υλικό.	Διοχέτευση υλικού μικρής υδροπερατότητας στο υπέδαφος, όπως πασσαλοσανίδες (άμεση στεγανοποίηση), τσιμεντενέσεις, διοχέτευση ενέματος σε πηγάδια ή τάφρους (απαιτείται περίοδος στερεοποίησης).
6	Επιτόπια επεξεργασία: – Χημική – βιολογική.	Εισαγωγή στο υπέδαφος υλικών που προκαλούν ή ενισχύουν το ρυθμό των χημικών αντιδράσεων, που ακινητοποιούν ή απομακρύνουν το ρύπου ή δημιουργούν περιβάλλον ευνοϊκό για την ανάπτυξη μικροοργανισμών, που χρησιμοποιούν τον ρύπο ως πηγή ενέργειας.
7	Επεξεργασία του υπόγειου νερού στην επιφάνεια ή στο υπέδαφος.	Αεροδιαχωρισμός οργανικών ρύπων, αεροδιασπορά, βιοαπορρύπανση, προσρόφηση από ενεργό άνθρακα. Για την αφαίρεση των μετάλλων και των ανόργανων ρύπων χρησιμοποιείται η χημική καθίζηση.



Εικ. 17 Συστήματα "άντλησης-επεξεργασίας" για την ανάκτηση NAPL.:
(a)Απλή γεώτρηση, μία αντλία, (b) απλή γεώτρηση, ζεύγος αντλιών (Domenico-Schwartz, 1998, με τροποποιήσεις).

Στη περίπτωση αυτή, όταν σταματήσει η λειτουργία των γεωτρήσεων άντλησης, η ρύπανση επανεμφανίζεται, γιατί το μεγαλύτερο μέρος του ρύπου έχει παραμείνει στο έδαφος. Ο χρόνος t που απαιτείται για την πλήρη απορρύπανση πλούμιου όγκου V, δίνεται από τη σχέση, $t = V / \sum Q_i$, όπου Q_i η παροχή άντλησης κάθε μιας γεώτρησης. Στη περίπτωση όμως ρόφησης του ρύπου από το πορώδεσμέσον η πιο πάνω εξίσωση γίνεται, $t = \frac{VR_f}{\sum Q_i}$, όπου R_f ο συντελεστής επιβράδυνσης. Ανάλογα με τη περίπτωση, μπορεί να χρησιμοποιηθούν αντλία νερού (διαλυμένος ρύπος) ή αντλία ακαθάρτων ή και πηλαντλία, ή ακόμα αντλία νερού και αντλία ακαθάρτων (εικ. 17.). Το ρυπασμένο νερό αντλείται στην επιφάνεια και ακολούθως αφαιρούνται οι ρύποι, σε κατάλληλο σύστημα επεξεργασίας, έτσι ώστε να είναι δυνατή η επανεισαγωγή του «αναγεννημένου» νερού στον υδροφόρο (εικ.18.) ή η διοχέτευσή του σε γειτονικό υδρόρευμα, ή ο ψεκασμός του εδάφους με αυτό.



Εικ. 18. Αρχή λειτουργίας κλειστού συστήματος επιτόπιας «βιοαπορρύπανσης» υδροφόρου, με επιτόπια επεξεργασία του ρυπασμένου νερού και επιστροφή του στον υδροφόρο (U.S. EPA, 1994, από Clark, 1996, με τροποποιήσεις).

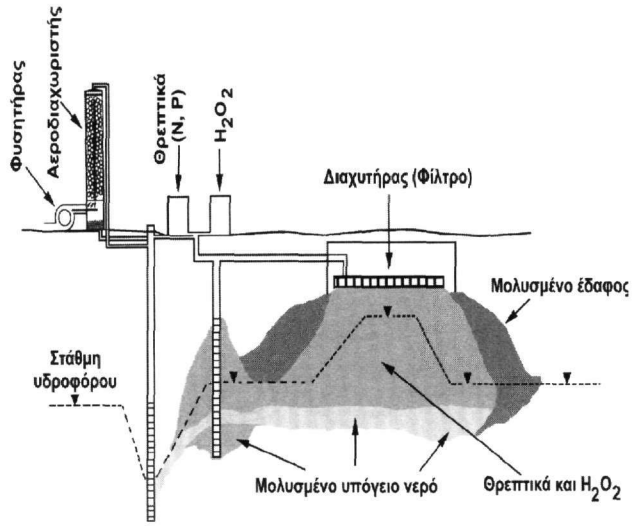
Ένα θέμα, που έχει προβληματίσει, είναι ο απαιτούμενος χρόνος για την απορρύπανση. Θα πρέπει να λαμβάνονται υπόψη για τον υπολογισμό του, το πάχος του υδροφόρου, η έκτασή του που έχει ρυπανθεί (για τον υπολογισμό του όγκου του ρυπασμένου υδροφόρου), το ενεργό πορώδες (για τον υπολογισμό του όγκου του ρυπασμένου νερού) και κατά συνέπεια και του χρόνου που απαιτείται για την αντικατάστασή του, με άντληση, καθώς και η ταχύτητα Darcy. Οι συντελεστές «υστέρησης» («επιβράδυνσης») κυμαίνονται από 1,5-2, μέχρι 10-40, ανάλογα με τη φύση του υδροφόρου και το είδος του ρύπου. Όταν ο συντελεστής υστέρησης έχει μεγάλες

τιμές, ακόμα και 100 χρόνια άντλησης δεν πρόκειται να επιφέρουν ουσιαστικό αποτέλεσμα. Η μέθοδος δίνει καλά αποτελέσματα, ως προς τη μείωση της συγκέντρωσης πτητικών οργανικών στο υπόγειο νερό, αλλά είναι λιγότερο αποτελεσματική στην απομάκρυνση διαλυμένων συστατικών.

Στην ομάδα «Άντλησης-Επεξεργασίας» εντάσσονται οι πιο κάτω τεχνικές:

(α) Άντληση και προσρόφηση από κοκκώδη ενεργό άνθρακα

Το ρυπασμένο υπόγειο νερό οδηγείται, μετά από άντλησή του, σε δοχείο (κάνιστρο) που περιέχει ενεργό άνθρακα. Συνήθως χρησιμοποιούνται περισσότερα του ενός δοχεία με ενεργό άνθρακα. Η μέθοδος είναι αποτελεσματική, κυρίως, όταν ο ρύπος είναι υγρό καύσιμο ή διαλυτικό μέσο. Τα μειονεκτήματα της μεθόδου είναι το υψηλό κόστος και η μη εκλεκτική προσροφητική ικανότητα του οργανικού άνθρακα, που έχει ως συνέπεια την προσρόφηση οποιασδήποτε διαλυμένης ουσίας π.χ. ασβεστίου, οπότε μειώνεται η αποτελεσματικότητά του.



Εικ. 19. Επιτόπια «βιοαπορρύπανση» με «αεροδιαχωρισμό» (U.S. N.R.C. 1983, με τροποποιήσεις)

(β) Αεροδιαχωρισμός (Air Stripping)

Πρόκειται για σύστημα αποτελούμενο από διαχωριστή αερίων, που μπορεί να είναι πύργος διαχωρισμού ή δοχείο αερισμού κ.λπ., στον οποίο προκαλείται εξάτμιση των διαλυμένων στο νερό πτητικών υδρογονανθράκων, σύμφωνα με το Νόμο του Henry, λόγω διαβίβασης ρεύματος αέρα, από φυσητήρα, με μεγάλη ταχύτητα (εικ. 19.). Το μειονέκτημα της μεθόδου είναι, ότι μεταφέρεται η ρύπανση στην ατμόσφαιρα.

(γ) Αεροδιασπορά (Air Sparging)

Πρόκειται για νέα σχετικώς τεχνική, που συνήθως συνδυάζεται με αερισμό του εδάφους. Η μέθοδος συνίσταται στη διαβίβαση αέρα, από αεροσυμπιεστή υψηλής απόδοσης, μέσα από πλαστικό κατακόρυφο σωλήνα, στην κορεσμένη και την ακόρεστη ζώνη (εικ. 20.). Ο ρύπος, συνήθως πτητικός υδρογονάνθρακας, εξαερώνεται και εξέρχεται στην επιφάνεια μαζί με τις φυσαλίδες του αέρα. Το πλεονέκτημα της μεθόδου είναι η ταυτόχρονη απορρύπανση κορεσμένης και ακόρεστης ζώνης.

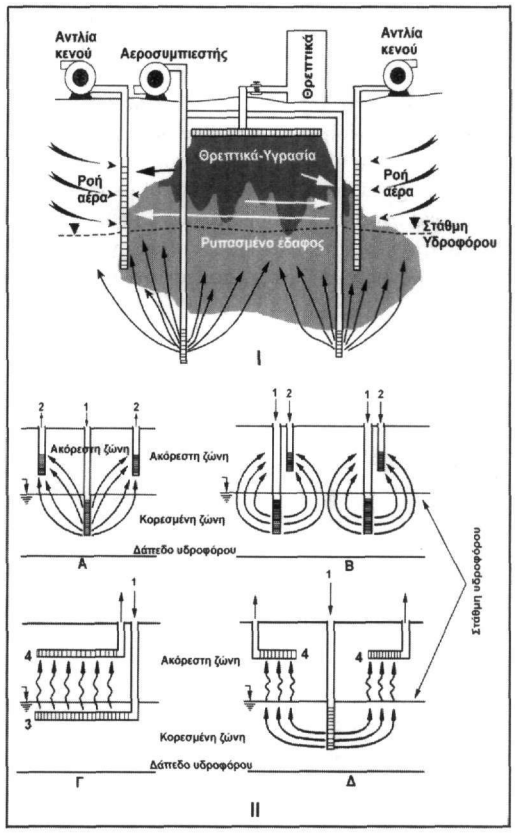
(δ)Διαχωρισμός – υδρογονανθράκων-νερού

Αν επιπλέουν υδρογονάνθρακες στην επιφάνεια του υδροφόρου (μοντέλο μηδενικής ανάμιξης), τότε τοποθετείται, είτε ζεύγος αντλιών σε υδρογεώτρηση, από την οποία αντλείται ο ρύπος, από την επιφάνεια του υδροφόρου και νερό από μεγαλύτερο βάθος, είτε μια αντλία στην επιφάνεια του υδροφόρου για την άντληση του ρύπου. Ακολούθως, τα προϊόντα της άντλησης οδηγούνται στον αεροδιαχωριστή, (Air-Stripper), αφού περάσουν προηγουμένως από διαχωριστή πετρελαίου νερού, όπου συγκρατείται ο ελεύθερος ρύπος, ο οποίος δεν πρέπει να φθάσει στον αεροδιαχωριστή .

- ***Μη συμβατικές τεχνικές απορρύπανσης.***

♦ ***Επιτόπια βιολογική απορρύπανση***

Οι περιορισμοί της συμβατικής τεχνολογίας απορρύπανσης των υδροφόρων και οι κίνδυνοι της συμβατι-



Εικ. 20. Επιτόπια «βιοαπορρύπανση», με «αεροδιασπορά».
I: Δύο αντλίες κενού κυκλοφορούν τον αέρα που διαβιβάζεται με αεροσυμπιεστή, ενώ από σύστημα διήθησης διαβιβάζονται θρεπτικά για την ανάπτυξη αερόβιων βακτηρίων (U.S. N.R.C. 1993, με τροποποιήσεις).
II: Διατάξεις αεροδιασποράς: Α. Απόμακρη διάταξη γεωτρήσεων αεροδιασποράς και άντλησης, Β. Συστοιχίες ζευγών γεωτρήσεων αεροδιασποράς και άντλησης, Γ. Αεροδιασπορά με οριζόντια έργα, Δ. Συνδυασμός οριζόντιων και κατακόρυφων έργων (U.S. EPA, από Palmer, 1996, με τροποποιήσεις).
1: γεωτρήσεις αεροδιασποράς, 2: γεωτρήσεις άντλησης, 3: οριζόντιες γεωτρήσεις αεροδιασποράς, 4: οριζόντιες γεωτρήσεις άντλησης.

κής τεχνολογίας απορρύπανσης του εδάφους, σε συνδυασμό με το υψηλό κόστος τους, οδήγησαν στην ανάπτυξη εναλλακτικών τεχνολογιών απορρύπανσης, μεταξύ των οποίων περιλαμβάνεται (εικ.19., 20. και 21.) και η **«βιολογική απορρύπανση»** ή **«βιοαπορρύπανση»** ("bioremediation"). Η επιτόπια «βιοαπορρύπανση» χρησιμοποιεί μικροοργανισμούς προκειμένου, να καταστρέψουν ή να ακινητοποιήσουν επιτόπου τους ρύπους. Η μέθοδος έχει αποδειχθεί ιδιαίτερα αποτελεσματική, για την αντιμετώπιση ορισμένων ειδών ρύπανσης, όπως π.χ. αυτή από υδρογονάνθρακες και είναι ταχύτερη, ασφαλέστερη και μικρότερου κόστους από τις συμβατικές τεχνικές απορρύπανσης.

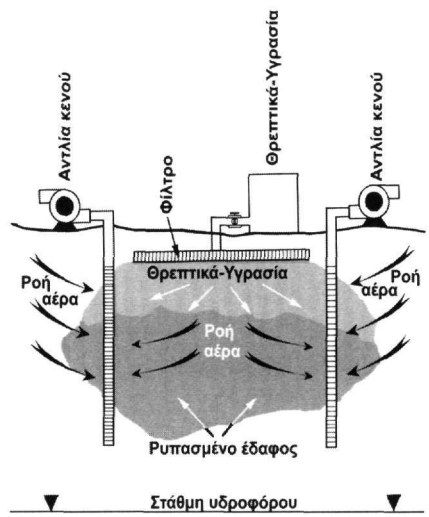
Σε λίγες μόνο περιπτώσεις, στη θέση της ρύπανσης απαντούν, σε επαρκείς ποσότητες, όλα τα απαραίτητα υλικά, που χρησιμοποιούν τα βακτήρια, ως πηγή ενέργειας και τροφή, ώστε να υποβληθούν σε «βιοαπορρύπανση», χωρίς εξωτερική παρέμβαση του ανθρώπου. Η διαδικασία αυτή είναι γνωστή ως **«ειδική βιοαπορρύπανση»** ("intrinsic bioremediation"). Πιο συχνά, όμως, η "βιοαπορρύπανση" απαιτεί την τεχνητή δημιουργία συνθηκών ή συστήματος που θα εξασφαλίσουν τα απαραίτητα υλικά, για τροφή και παροχή ενέργειας, στους μικροοργανισμούς. Η διαδικασία αυτή είναι γνωστή ως **"μηχανική βιοαπορρύπανση"** ("Engineered bioremediation"). Η τελευταία, (εικ.20. και 21.), συνίσταται, στην επιτάχυνση των επιθυμητών αντιδράσεων «βιοαπορρύπανσης», με τη διευκόλυνση ανάπτυξης περισσότερων μικροοργανισμών και με τη βελτιστοποίηση του περιβάλλοντος, στο οποίο οι μικροοργανισμοί υποχρεούνται να κάνουν τις απορρυπαντικές αντιδράσεις.

Βασικό κριτήριο για την εφαρμογή ή όχι της «βιοαπορρύπανσης» είναι το είδος του ρύπου, δηλαδή κατά πόσο ο τελευταίος είναι επιδεκτικός βιοδιάσπασης από τους μικροοργανισμούς που ενδημούν ή εισάγονται στη θέση της ρύπανσης. Τέτοιοι ρύποι είναι:

- Υδρογονάνθρακες και τα παράγωγά τους (πολυκυκλικοί αρωματικοί υδρογονάνθρακες, υγρά καύσιμα, αλκοόλες, κετόνες, εστέρες, αιθέρες).
- Αλογονωμένες αλιφατικές ενώσεις.
- Αλογονωμένες αρωματικές ενώσεις.
- Πολυχλωριωμένα διφαινύλια.
- Νιτροαρωματικές ενώσεις.
- Μέταλλα (Cr, Ca, Ni, Pb, Hg, Cd, Zn κ.ά.).

Η καταλληλότητα κάθε περίπτωσης για «βιοαπορρύπανση», δεν εξαρτάται μόνο από την ικανότητα βιοδιάσπασης του ρύπου, αλλά και από τις γεωλογικές συνθήκες της θέσης και τα χημικά της χαρακτηριστικά. Ευνοϊκές συνθήκες για την «ειδική βιοδιάσπαση» αποτελούν η σταθερή ροή του υπόγειου νερού σε όλες τις εποχές, η παρουσία ορυκτολογικών συστατικών στα πετρώματα του υδροφόρου που δεν ευνοούν τις μεταβολές του pH και οι υψηλές συγκεντρώσεις οξυγόνου, νιτρικών, θειικών ή Fe^{3+}. Ευνοϊκές συνθήκες για την «Μηχανική βιοδιάσπαση» αποτελούν η υδροπερατότητα και γενικότερα η περατότητα του υπεδάφους στα ρευστά, η ομοιογένειά του και η σχετικά χαμηλή υπολειμματική συγκέντρωση της μη υδατικής φάσης των ρύπων (<10 gr/kg στερεού).

Λόγω της επείγουσας ανάγκης για τη «βιοαπορρύπανση», είναι προτιμότερη η επιλογή της «μηχανικής» απέναντι στην «ειδική» βιοαπορρύπανση. Η πρώτη είναι πολύ ταχύτερη από τη δεύτερη. Δοθέντος ότι πολλοί υδρογονάνθρακες, ιδιαίτερα του πετρελαίου, απαιτούν οξυγόνο για την αποσύνθεσή τους, έχει δοθεί από την «μηχανική βιοδιάσπαση» έμφαση στην παροχή οξυγόνου. Αν πρόκειται για απορρύπανση εδάφους της ακόρεστης ζώνης, τότε η οξυγόνωση γίνεται με χρησιμοποίηση ζεύγους αντλιών κενού, για τη διοχέτευση αέρα (που περιέχει οξυγόνο) και φρεάτων ή γαλαριών ή τάφρων, για τη διοχέτευση υγρασίας ή/και θρεπτικών.



Εικ. 21. Επιτόπια «μηχανική βιοαπορρύπανση» ακόρεστης ζώνης. Οι αντλίες κενού κυκλοφορούν αέρα για την παροχή οξυγόνου. Η στοά (φίλτρο) διήθησης παρέχει νερό για την αναπλήρωση της υγρασίας και θρεπτικά (N, P) για την ανάπτυξη των αερόβιων βακτηρίων (U.S. N.R.C., 1993, με τροποποιήσεις).

Τα συστήματα «βιοαπορρύπανσης» του υδροφόρου, συνήθως συνίστανται από ζεύγη γεωτρήσεων έκχυσης και άντλησης, για την κυκλοφορία οξυγόνου και θρεπτικών, διαλυμένων στο νερό ή από ζεύγος αεροσυμπιεστών, για τη διοχέτευση αέρα (εικ. 21.). Η «ειδική βιοαπορρύπανση» εφαρμόζεται, όταν ο ρυθμός της φυσικής βιοδιάσπασης του ρύπου είναι ταχύτερος από τον ρυθμό μετανάστευσής του. Ο ρυθμός φυσικής βιοδιάσπασης εξαρτάται από το είδος και τη συγκέντρωση του ρύπου, το είδος και την πυκνότητα της μικροβιακής κοινότητας και από τις υδρογεωλογικές συνθήκες.

Βασικοί περιορισμοί της μεθόδου είναι η εξάντληση του οξυγόνου από τα βακτήρια και ο μικρός πληθυ-

σμός των τελευταίων, λόγω περιορισμένων ποσοτήτων θρεπτικών, χαμηλού pH ή της παρουσίας τοξικών υλικών. Κυριότερο μειονέκτημα της μεθόδου είναι η πιθανότητα απόφραξης (clogging) του υδροφόρου ή των γεωτρήσεων, λόγω συγκέντρωσης του συνόλου των μικροοργανισμών σε μία θέση. Η απόφραξη των γεωτρήσεων ή των διαχυτήρων μπορεί να προκαλέσει επιβράδυνση της «βιοαπορρύπανσης» ή περιορισμό της σε θέσεις που δε φθάνουν τα θρεπτικά. Για την αντιμετώπιση της απόφραξης χρησιμοποιούνται τα πρωτόζωα, τα οποία καταστρέφουν τα βακτήρια. Ένας άλλος τρόπος αντιμετώπισης της απόφραξης, είναι η εναλλαγή διαβίβασης θρεπτικών και υποστρώματος ή η χρησιμοποίηση ως πηγής οξυγόνου του υπεροξειδίου του υδρογόνου.

Συχνά η «βιοαπορρύπανση» συνδυάζεται με άλλες τεχνικές, ταυτόχρονα και συμπληρωματικά, όπως εκσκαφή και αφαίρεση βαριά ρυπασμένου εδάφους κοντά στην πηγή ρύπανσης και (ακολούθως) βιοαπορρύπανση. Ο συνδυασμός αυτός, ελαττώνει την πιθανότητα άμεσης ρύπανσης του υδροφόρου. Όταν κηλίδες ρύπου επιπλέουν στον υδροφόρο, προηγείται άντλησή του πριν τη βιοαπορρύπανση των υπολειμματικών υλικών. Η βιοαπορρύπανση μπορεί συχνά να ακολουθεί την επεξεργασία του υπόγειου νερού, με τη χρήση συστήματος «άντλησης-επεξεργασίας», ώστε να μειωθεί η έκταση του «πλούμιου». Συχνά, τέλος, προηγείται η «τεχνική» της «ειδικής» βιοαπορρύπανσης.

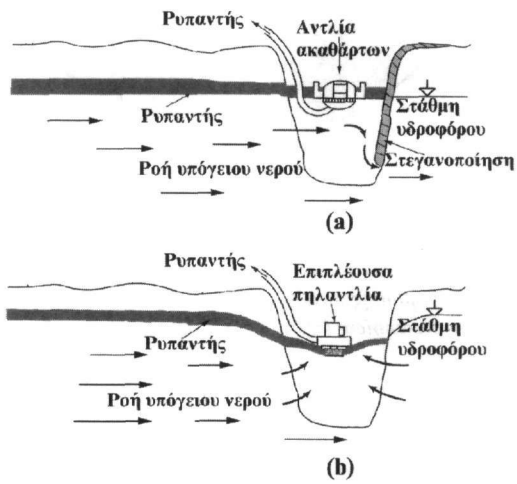
Αν και επί του παρόντος η «βιοαπορρύπανση» περιορίζεται στην απορρύπανση υδρογονανθράκων, οι μικροοργανισμοί έχουν την ικανότητα βιοδιάσπασης σχεδόν όλων των οργανικών ρύπων, αλλά και πολλών ανόργανων. Οι μικροοργανισμοί χρησιμοποιούν τους ρύπους για την ανάπτυξή τους και την αναπαραγωγή τους. Οι οργανικοί ρύποι αποτελούν για τους μικροοργανισμούς πηγή άνθρακα αλλά και ηλεκτρονίων (ενέργειας), μέσω οξειδοαναγωγικών αντιδράσεων που προκαλούνται από τους μικροοργανισμούς. Ο ρύπος παίζει το ρόλο του «δότη ηλεκτρονίων» ενώ οι μικροοργανισμοί του «δέκτη ηλεκτρονίων».

- ***Υδραυλικός κερματισμός***

Στοχεύει στην ανάπτυξη δευτερογενούς υδροπερατότητας, σε συμπαγή πετρώματα με μικρή υδροπερατότητα, τόσο στην κορεσμένη όσο και την ακόρεστη ζώνη, ώστε να διευκολυνθεί η ροή του ρευστού που χρησιμοποιείται για την απορρύπανση. Μετά τον κερματισμό, ακολουθεί κάποια από τις άλλες τεχνικές απορρύπανσης.

- ***Συστήματα παγίδευσης***

Τα «συστήματα παγίδευσης» (Interceptor Systems) χρησιμοποιούνται για ανάκτηση NAPL, από μικρό βάθος, με τη κατασκευή ανοιχτής τάφρου, στεγανοποιημένης κατάντη, ή κλειστής τάφρου ή ακόμα και στραγγιστήριου (εικ.22.). Στα συστήματα αυτά μπορεί να αντληθεί κατά κύριο λόγο NAPL και μικρή ποσότητα νερού (ανοιχτή, στεγανή ανάντη τάφρος), ή μεγάλη ποσότητα νερού μαζί με NAPL, (ανοιχτή τάφρος και έλεγχος του NAPL μέσα σ' αυτή).



Εικ. 22. Τάφροι παγίδευσης για τον έλεγχο της επέκτασης ρύπανσης από NAPL: (a) έλεγχος με στεγανοποίηση κατάντη και αντλία ακαθάρτων, (b) ανάκτηση νερού και ρύπου με επιπλέουσα πηλαντλία (Domenico-Schwartz, 1998, με τροποποιήσεις)

- ***Υδρογεωτρήσεις απορρύπανσης***

Ίσως, η πιο δημοφιλής τεχνική αφαίρεσης "πλούμιου" ρύπανσης, από ρυπασμένο υδροφόρο, είναι, η κατάσκευή ενός αριθμού υδρογεωτρήσεων άντλησης. Το μείζον όμως πρόβλημα, είναι, ο καθορισμός του αριθμού, της διάταξης και της απόστασης ανάμεσα στις υδρογεωτρήσεις απορρύπανσης. Ο καθορισμός της βέλτιστης απόστασης των υδρογεωτρήσεων, επιδρά στην αποτελεσματικότητα της απορρύπανσης ρυπανθέντος υδροφόρου. Η βέλτιστη απόσταση r, εφόσον οι υδρογεωτρήσεις απορρύπανσης, μέσω της άντλησής τους διαταχθούν γραμμικά (ευθύγραμμα), είναι συνάρτηση του κατά πόσον ο αριθμός τους είναι περιττός ή άρτιος (Ahmad 1995). Όσο αυξάνεται ο αριθμός των υδρογεωτρήσεων, πέρα από τη βέλτιστη τιμή του, το μολυσμένο νερό ρέει στο χώρο ανάμεσα στις υδρογεωτρήσεις άντλησης, χωρίς να αντλείται από τις τελευταίες. Όταν η απόσταση ανάμεσα στις υδρογεωτρήσεις μειώνεται κάτω από τη βέλτιστη τιμή, πολλές γραμμές ροής διέρχονται, χωρίς λόγο, από τις υδρογεωτρήσεις που βρίσκονται στην αρχή της ευθύγραμμης διάταξης. Μόνο η βέλτιστη διάταξη των υδρογεωτρήσεων εξασφαλίζει πλήρη άντληση του ρυπανθέντος όγκου υπόγειου νερού, δηλαδή όλες οι γραμμές ροής, που διέρχονται ανάμεσα στις θέσεις των υδρογεωτρήσεων, "συλλαμβάνονται" από αυτές. Έτσι η θέση y, αριθμού υδρογεωτρήσεων n, διατεταγμένων ευθύγραμμα και σε ίσες αποστάσεις, δίνεται από τις σχέσεις $y=nd/2$ για περιττό αριθμό υδρογεωτρήσεων και $y=(n-1)d/2$ για άρτιο αριθμό υδρογεωτρήσεων. Ο **"συντελεστής βέλτιστης απόστασης"** (Optimum well-spacing factor) d υπολογίστηκε (Ahmad, 1995) με τη βοήθεια μαθηματικών μοντέλων και με $n \leq 31$, όπως στο πίνακα ΙΙΙ, όπου n_{α} άρτιος και n_{π} περιττός αριθμός υδρογεωτρήσεων. Ακολούθως, για τον υπολογισμό της πραγματικής απόστασης r ανάμεσα στις υδρογεωτρήσεις, η τιμή του συντελεστή d πολλαπλασιάζεται με το πηλίκο Q/bv, όπου Q η παροχή άντλησης καθεμιάς γεώτρησης, b το πάχος του υδροφόρου και v η ταχύτητα Darcy. Δηλαδή, $r=d(Q/bv)$.

Από τα πιο πάνω προκύπτει, ότι η βέλτιστη απόσταση r είναι συνάρτηση του συνολικού αριθμού των υδρογεωτρήσεων, του κατά πόσον ο αριθμός αυτός είναι άρτιος ή περιττός, του πάχους του υδροφόρου b, της τοπικής ταχύτητας ροής του υπόγειου νερού και της παροχής άντλησης καθεμιάς υδρογεώτρησης. Συνιστάται ο αριθμός των υδρογεωτρήσεων να είναι άρτιος.

Πίνακας ΙΙΙ. Υπολογισμός του συντελεστή βέλτιστης απόστασης γεωτρήσεων απορρύπανσης ανάλογα με τον αριθμό τους (Ahmad, 1995).

n_{π}	3	5	7	9	11	13	15	17
d_{π}	0,4024	0,415	0,4462	0,452	0,4615	0,4659	0,4698	0,4723
d_{α}	0,3193	0,388	0,4171	0,4332	0,4439	0,4516	0,4573	0,4617
n_{α}	2	4	6	8	10	12	14	16
n_{π}	19	21	23	25	27	29	31	
d_{π}	0,4746	0,4762	0,4775	0,4787	0,4797	0,4808	0,4808	
d_{α}	0,4653	0,4682	0,4707	0,4727	0,4745	0,476	0,4765	
n_{α}	18	20	22	24	26	28	30	

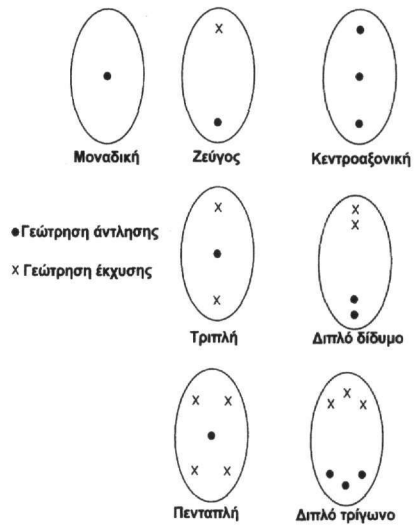
Ο συνδυασμός άντλησης-έκχυσης δίνει τα καλύτερα αποτελέσματα, ιδιαίτερα όταν οι γεωτρήσεις άντλησης-έκχυσης διατάσσονται κατάλληλα, ως προς το «πλούμιο».

Έχουν προταθεί επτά διατάξεις γεωτρήσεων (εικ. 23.), οι οποίες θεωρούνται ως πλέον αποτελεσματικές για την απορρύπανση.

Η λιγότερο αποτελεσματική λύση είναι εκείνη, που προβλέπει «μοναδική» γεώτρηση άντλησης, η οποία πάντως πρέπει να τοποθετείται στο κέντρο βάρους του «πλούμιου». Το **«ζεύγος»**, αποτελούμενο από μια γεώτρηση άντλησης και μια γεώτρηση έκχυσης, **δίνει καλύτερα αποτελέσματα, από τη χρησιμοποίηση μιας μοναδικής γεώτρησης άντλησης,** λόγω της αύξησης της υδραυλικής κλίσης προς την κατεύθυνση της γεώτρησης άντλησης. Το ζεύγος πάντως οδηγεί στην άντληση μεγαλύτερης ποσότητας νερού, με μικρότερη συγκέντρωση ρύπου, που πρέπει να υποστεί επεξεργασία. Όταν η υδραυλική κλίση είναι μεγάλη, η **«τριπλή διάταξη»** υπερέχει του ζεύγους επειδή δημιουργείται υδραυλικός φραγμός, από την κατάντη γεώτρηση έκχυσης. Αν αποτύχει άλλωστε η γεώτρηση άντλησης, η κατάντη γεώτρηση έκχυσης (εμπλουτισμού), μπορεί να την αντικαταστήσει. Η **«πενταπλή διάταξη»** χρησιμοποιείται κυρίως για την αντιμετώπιση ρύπανσης από υδρογονάνθρακες, ιδιαίτερα δε, για δευτερεύουσα αφαίρεση του ρυπασμένου νερού, μετά από κατάκλυση με νερό. Το σύστημα **«διπλού κελιού»,** «διπλό δίδυμο», αποτελούμενο από ένα εσωτερικό κελί άντλησης και ένα εξωτερι-

κό κελί έκχυσης, δημιουργεί υδραυλικό φραγμό, με αποτέλεσμα τη γρήγορη απομάκρυνση (άντληση) του «πλούμιου», ιδιαίτερα όταν το εσωτερικό κελί σχεδιάζεται αρκετά ευρύ. Η ποσότητα έκχυσης θα πρέπει να είναι μεγαλύτερη από την παροχή άντλησης. Έτσι η ποσότητα του ρυπασμένου νερού, που χρειάζεται επεξεργασία, μειώνεται. Η διάταξη αυτή περιλαμβάνει δύο γεωτρήσεις άντλησης και δύο γεωτρήσεις έκχυσης που διατάσσονται κατά μήκος γραμμής, που διχοτομεί το «πλούμιο». Η ποσότητα έκχυσης συνήθως είναι ίση με την παροχή άντλησης, πλην της περίπτωσης του διπλού κελιού. Στη **«μοναδική»** και την **«κεντροαξονική»** διάταξη δεν προβλέπεται έκχυση. Όταν η φυσική ροή στον υδροφόρο είναι μικρή, δεν είναι αποτελεσματική η διάνοιξη **«μοναδικής»** γεώτρησης άντλησης στο κατάντη όριο του «πλούμιου», διότι θα χρειαστεί πολύς χρόνος μέχρι το «πλούμιο» να φτάσει στη γεώτρηση. Αντιθέτως, όταν η φυσική ροή είναι μεγάλη, τότε η γεώτρηση άντλησης πρέπει να τοποθετείται στο κατάντη όριο του «πλούμιου».

Με τη διάταξη **«διπλού κελιού»**, ο **«χρόνος απορρύπανσης»**, δηλαδή ο χρόνος που απαιτείται μέχρι ο λόγος $C_{max}/C_{πηγής}$ - όπου C_{max} η μέγιστη συγκέντρωση ρύπου στον υδροφόρο και $C_{πηγής}$ η συγκέντρωση του ρύπου στην πηγή ρύπανσης - να γίνει <0,00005, σε ολόκληρο τον υδροφόρο, ανέρχεται σε μερικά χρόνια. Εξ ίσου σχεδόν καλά αποτελέσματα δίνει και η διάταξη **«διπλού τριγώνου»**. Οι χρόνοι απορρύπανσης στο πείραμα των Satkin-Bedient, ανάλογα με τη θέση της «μοναδικής» γεώτρησης άντλησης, ήταν της τάξης των 3,19 μέχρι και πάνω από 4 χρόνια.



Εικ.23. Διατάξεις ελέγχου και περιο-ρισμού της ρύπανσης, με γεωτρήσεις άντλησης και άντλησης – έκχυσης (Sat-king-Bedient, 1988).

Το πλεονέκτημα της μείωσης του χρόνου απορρύπανσης, με τη χρησιμοποίηση γεωτρήσεων έκχυσης, ενδεχομένως αντισταθμίζεται από την αύξηση του όγκου του νερού έκχυσης. Πάντως ο χρόνος απορρύπανσης, όταν χρησιμοποιούνται γεωτρήσεις μόνο άντλησης (**«μοναδική»** και **«κεντροαξονική»** διάταξη), είναι σημαντικά μεγαλύτερος από το χρόνο απορρύπανσης των διατάξεων που περιλαμβάνουν γεωτρήσεις άντλησης και έκχυσης, με μοναδική ίσως εξαίρεση την **«πενταπλή διάταξη»**. Δε φαίνεται πάντως να υπάρχει διαφορά στο χρόνο απορρύπανσης των διαφόρων διατάξεων που περιλαμβάνουν και έκχυση, όταν η μεταβιβαστικότητα είναι της τάξης του 10^{-4} m^2/s. Η διάταξη **«διπλού κελιού»**, επιτυγχάνει τον υψηλότερο βαθμό (99,9%) μείωσης της συγκέντρωσης του ρύπου.

Γενικώς, η αποτελεσματικότητα των διαφόρων διατάξεων εξαρτάται από τη θέση των γεωτρήσεων, την παροχή άντλησης και τέλος από τη μεταβιβαστικότητα, την υδραυλική κλίση και το συντελεστή διασποράς του υδροφόρου. Όταν όλοι οι άλλοι παράγοντες παραμένουν σταθεροί, ο χρόνος απορρύπανσης συνδέεται με αντίστροφη σχέση με την παροχή άντλησης.

Η μείωση του χρόνου απορρύπανσης, συνεπάγεται και μείωση του όγκου του νερού που χρειάζεται επεξεργασία. Όταν η υδραυλική κλίση είναι γενικώς μικρή, την καλύτερη απόδοση έχουν οι διατάξεις «τριπλή», «ζεύγος» και «διπλό κέλυφος», αλλά απαιτούν επιτόπια επεξεργασία και επανεισαγωγή. Όταν η υδραυλική κλίση είναι μεγάλη και η προκαλούμενη από την άντληση πτώση στάθμης είναι επίσης μεγάλη, την καλύτερη απόδοση έχει η «τριπλή» διάταξη. Αντιθέτως, καμία διάταξη δεν είναι αποτελεσματική, όταν η υδραυλική

κλίση και ο συντελεστής διασποράς είναι υψηλοί και η προκαλούμενη πτώση στάθμης μικρή. Η «κεντροαξονική» διάταξη είναι αποτελεσματική (μείωση $C_{max}/C_{πηγής}$ 99%), τόσο σε υψηλή όσο και σε χαμηλή υδραυλική κλίση, αλλά δημιουργείται το πρόβλημα διάθεσης του αντλούμενου νερού.

Όταν επιδιώκεται η ελαχιστοποίηση του χρόνου απορρύπανσης, θα πρέπει να συνδυάζονται η «κεντροαξονική» και η διάταξη «διπλού τριγώνου». Στις περισσότερες περιπτώσεις πάντως επαρκεί η «τριπλή» διάταξη.

- ***Απορρύπανση της ακόρεστης ζώνης***

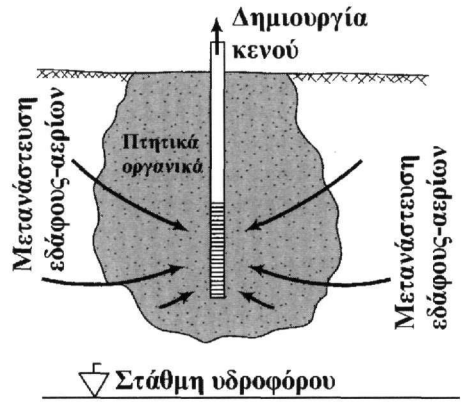
Η απορρύπανση της ακόρεστης ζώνης επιτυγχάνεται με χρησιμοποίηση μιας ή περισσότερων από τις πιο κάτω τεχνικές:

- **Απομάκρυνση «εδάφους-ατμών» (SVE method)**

Είναι η πιο αποτελεσματική τεχνική απορρύπανσης της ακόρεστης ζώνης από πτητικές οργανικές ενώσεις, όπως οι ρύποι τύπου NAPL, ή ακόμα από διαλυμένους στο εδαφικό νερό ρύπους ή από ρύπους ροφημένους στα στερεά σωματίδια της ακόρεστης ζώνης. Η τεχνική αυτή χρησιμοποιεί φυσητήρες κενού, σε συνδυασμό με γεωτρήσεις «εκτόνωσης», δηλαδή αφαίρεσης εδάφους-αερίου, ώστε να δημιουργηθεί ροή αέρα μέσω της ρυπασμένης ζώνης (Εικ. 24.). Ο ρύπος εξαερώνεται, σε συγκεντρώσεις που καθορίζονται από την πίεση των ατμών του ρύπου. Τα πτητικά που βγαίνουν από τη γεώτρηση, ακολούθως απομακρύνονται. Ο αέρας ακολούθως καθαρίζεται στην επιφάνεια με ενεργό άνθρακα ή οδηγείται σε καύση. Η θεωρητική «παροχή» απορρύπανσης, $R_{απ}$, δίνεται από τη σχέση $R_{απ}=CQ$ όπου C η συγκέντρωση του ρύπου σε αέρια φάση και Q η παροχή του αερίου.

- **Βιοαερισμός (Bioventing):**

Συνίσταται στον αερισμό της ακόρεστης ζώνης, προκειμένου να διευκολυνθεί η επιτόπια βιολογική διεργασία και να επιταχυνθεί με αυτόν τον τρόπο η βιοαπορρύπανση. Είναι η πιο φτηνή και αποτελεσματική μέθοδος απορρύπανσης της ακόρεστης ζώνης από οποιουσδήποτε οργανικούς ρύπους και διαφέρει από την μέθοδο SVE - η οποία είναι αποτελεσματική για την απορρύπανση της ακόρεστης ζώνης από οργανικές ενώσεις μικρού, κυρίως, μοριακού βάρους, με εξαέρωσή τους - στο ότι διευκολύνει τη βιοδιάσπαση αερόβια βιοδιασπόμενων οργανικών ενώσεων. Η διάταξη βιοαερισμού περιλαμβάνει την κατασκευή γεώτρησης μέσα από την οποία διαβιβάζεται αέρας σε μικρές ποσότητες (γεώτρηση αερισμού).



Εικ. 24. Δημιουργία κενού για την απομάκρυνση πτητικών οργανικών από την ακόρεστη ζώνη. Τροποποίηση σχεδίου του Schwartz (1988).

- **Έκπλυση του εδάφους**

Η αφαίρεση των ρύπων γίνεται με κατάκλυση με νερό, με παράλληλη χρήση επιφανειοδραστικών ουσιών ή με έκχυση ατμών. Τα ρευστά της έκπλυσης ακολούθως αντλούνται.

♦ **Εξαέρωση με χρήση υψίσυχνων ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων (RF method)**

Χρησιμοποιήθηκε επιτυχώς για την αφαίρεση από την ακόρεστη ζώνη πτητικών υδρογονανθράκων. Τα υψίσυχνα ηλεκτρομαγνητικά κύματα προκλήθηκαν από πηγή ισχύος 40 kw και διαβιβάζονταν στο υπέδαφος μέσω κατάλληλης διάταξης ηλεκτροδίων (τρεις σειρές από δεκατρία ηλεκτρόδια η κάθε μια), επί δώδεκα ημέρες. Η θέρμανση του υπεδάφους στους 150 °C, είχε ως αποτέλεσμα την εξαέρωση των πτητικών υδρογονανθράκων και την συλλογή τους, μέσω φραγμού υδρατμών. Στη συνέχεια, μετά από υγροποίηση, οι απομείναντες αέριοι υδρογονάνθρακες προσροφήθηκαν σε ενεργό άνθρακα (Downey, 1990).

♦ **Εκσκαφή**

Πρόκειται για φυσική αφαίρεση του ρυπασμένου εδάφους, είτε για την απομάκρυνσή του εκτός της περιοχής, είτε για την επεξεργασία του επιτόπου με «βιοαπορρύπανση», καύση, αερισμό ή άλλη τεχνική. Ο ενταφιασμός του δεν συνιστάται, γιατί απλώς μεταθέτει το πρόβλημα σε άλλη περιοχή, εκτός εάν προηγηθεί επεξεργασία, η οποία θα κατεβάσει τη συγκέντρωση του ρύπου σε αποδεκτά για ταφή (π.χ. υγρά καύσιμα) επίπεδα. Πριν την επαναπλήρωση της εκσκαφής, απαιτείται δειγματοληψία και ανάλυση για την επιβεβαίωση της αφαίρεσης του ρύπου.

Συχνά η εκσκαφή συνδυάζεται με:

- **τη διάθεση του εδάφους σε χωματερή**. Η μέθοδος απορρυπαίνει τη θέση που σημειώθηκε η ρύπανση όχι όμως και την ακόρεστη ζώνη. Η ρύπανση μεταβιβάζεται απλώς στη χωματερή.
- **τον αερισμό της ακόρεστης ζώνης**, ο οποίος επιτυγχάνεται με την τοποθέτηση, οριζόντια, στο υπέδαφος, στη ρυπασμένη ακόρεστη ζώνη, διάτρητων σωλήνων οι οποίοι συνδέονται με αεροσυμπιεστή ή φυσητήρα, που βρίσκεται στην επιφάνεια. Έτσι τα αέρια του εδάφους απομακρύνονται από το έδαφος, που περιβάλλει τους σωλήνες.
- **την βιοαπορρύπανση** (εικ. 20.)
- **τη μετάθεση του εδάφους και επιτόπιο αερισμό**. Το έδαφος που αφαιρείται τοποθετείται σε γειτονικό γήπεδο και υπόκειται σε αερισμό, όπως περιγράφεται πιο πάνω. Η μέθοδος αποδίδει σε υλικά υψηλής υδροπερατότητας.
- **τον αερισμό βιολογικά βελτιωμένου εδάφους**. Το έδαφος που αφαιρείται, απλώνεται πάνω σε συνθετικό στεγανό υλικό και μέχρι μισό μέτρο πάχος. Ακολούθως, προστίθεται περιοδικώς λίπασμα και το έδαφος ανακατεύεται περιοδικώς, τουλάχιστον κάθε τρεις μήνες. Πάνω από τη στεγανή επένδυση τοποθετείται αμμόφιλτρο, πάχους περίπου 15-20 cm. Η επένδυση περιβάλλεται περιμετρικά από αναβαθμό, ώστε να αποφευχθεί απορροή. Το έδαφος έτσι αερίζεται και επιτυγχάνεται επιτάχυνση της «βιοαπορρύπανσης», η οποία διεγείρεται από την προσθήκη του λιπάσματος, που περιέχει θρεπτικά. Ο συνδυασμός εξάτμισης και βιοαπορρύπανσης, προκαλεί καταστροφή και εξαέρωση των ρύπων.
- **θερμική επεξεργασία**, με την οποία εξαερώνονται οι πτητικοί υδρογονάνθρακες. Το έδαφος οδηγείται σε θερμαινόμενο κλίβανο, όπου θερμαίνεται μέχρι θερμοκρασία 250-300° C, οπότε οι πτητικοί και ημιπτητικοί υδρογονάνθρακες εξαερώνονται. Ακολούθως, οι ατμοί, μαζί με σωματίδια αργίλου και γενικώς εδάφους, περνούν από διαχωριστήρα, όπου τα στερεά σωματίδια συλλέγονται και μεταφέρονται πίσω στον κλίβανο. Στη συνέχεια, οι ατμοί περνούν από καυστήρα, όπου καταστρέφονται οι πτητικοί υδρογονάνθρακες, σε υψηλές θερμοκρασίες, 800-1050 °C. Τα αέρια υποπροϊόντα της καύσης εκπέμπονται στην ατμόσφαιρα. Η απόδοση του συστήματος κυμαίνεται από 5 μέχρι 30 t/hr.
- **αφαίρεση αερίων από το έδαφος**: Γίνεται με γεωτρήσεις «εκτόνωσης». Πρόκειται για αποτελεσματική τεχνική, στην περίπτωση ρύπανσης παχιάς ακόρεστης ζώνης από υδρογονάνθρακες που προέρχονται από υπόγεια αποθήκευσή τους σε σταθμούς ή εγκαταστάσεις υγρών καυσίμων. Υπάρχει πάντως το πρόβλημα της ρύπανσης της ατμόσφαιρας, σε περίπτωση εκπομπής των αερίων χωρίς προηγούμενη επεξεργασία.

♦ *Απορρύπανση εξοπλισμού*

Ένα σημαντικό μέρος των εργασιών απορρύπανσης αποτελεί η απορρύπανση του εξοπλισμού που χρησιμοποιείται. Ο καθαρισμός π.χ. του γεωτρύπανου απαιτεί την εκτόξευση με πίεση ζεστού νερού, σε συνδυασμό με τη χρησιμοποίηση κατάλληλων βουρτσών. Είναι δυνατή η χρησιμοποίηση ρευστού σαπουνιού, αρχικά σε συνδυασμό με βούρτσες, αλλά θα πρέπει να ακολουθήσει το ξέπλυμα με εκτόξευση καθαρού πόσιμου νερού και στη συνέχεια το στέγνωμα πριν την αποθήκευση.

Συχνά, χρησιμοποιείται η τεχνική εφαρμογής ατμού με υψηλή πίεση για τον καθαρισμό βαρέων μηχανημάτων και γεωτρύπανων, προκειμένου να ελαχιστοποιηθεί η αναγκαία ποσότητα νερού πλύσης. Η τεχνική όμως

αυτή έχει δύο βασικούς περιορισμούς: την αδυναμία παραγωγής μεγάλης ποσότητας ατμού στο πεδίο και επαρκούς πίεσης για την απομάκρυνση από τον εξοπλισμό πλαστικής αργίλου ή/και υπολειμμάτων. Έχουν χρησιμοποιηθεί όμως και πιο σύνθετες τεχνικές, για την απορρύπανση εξαρτημάτων γεωτρύπανου, χειροκίνητων δειγματοληπτών εδάφους κ.λπ., όπως:

- εμβάπτιση και τρίψιμο με βούρτσα, σε μίγμα απορρυπαντικού και νερού,
- ξέπλυμα με καθαρό νερό,
- ξέπλυμα με ισοπροπυλική αλκοόλη, μεθανόλη ή ακετόνη,
- πολλαπλό ξέπλυμα με απεσταγμένο νερό.

Η απορρύπανση των μεταλλικών δειγματοληπτών γίνεται, συνήθως, (δειγματοληψία ανόργανων) με το πλύσιμο με υγρό σαπούνι, ξέβγαλμα με αραιό διάλυμα οξέος (π.χ. 10% νιτρικό ή υδροχλωρικό) και ακολούθως με ξέβγαλμα με απεσταγμένο ή απιονισμένο νερό. Αν ο δειγματολήπτης έχει χρησιμοποιηθεί για τη δειγματοληψία οργανικών, η απορρύπανσή του γίνεται με πλύσιμο, αρχικά, με νερό απιονισμένο ή απεσταγμένο ή με αντλούμενο υπόγειο νερό, ακολούθως ξέβγαλμα με διαλυτικό μέσο (ακετόνη, εξάνιο, ισοπροπυλική αλκοόλη, καθαρή μεθανόλη ή συνδυασμός) και στη συνέχεια με ξέβγαλμα με απιονισμένο νερό.

Για την αφαίρεση λιπαντικών από τον εξοπλισμό, χρησιμοποιούνται συνήθως διαλυτικά, όπως ακετόνη και εξάνιο. Το σύνηθες όμως πρόβλημα της απορρύπανσης του εξοπλισμού είναι η παραγωγή επικίνδυνων υγρών αποβλήτων, αλλά και η καταστροφή τμημάτων του εξοπλισμού, που αποτελούνται από πλαστικό ή ελαστικό.

Πρακτικά ο καλύτερος τρόπος απορρύπανσης εξοπλισμού είναι αρχικά το ξέπλυμα με νερό (απιονισμένο, απεσταγμένο ή φυσικό καθαρό), ακολούθως το πλύσιμο και βούρτσισμα με ειδικά απορρυπαντικά και τέλος το ξέπλυμα δύο ή τρεις φορές με απορρυπαντικό.

Στον πίνακα IV παρουσιάζονται οι διαθέσιμες σήμερα τεχνικές απορρύπανσης του εξοπλισμού. Τα υλικά πάντως που χρησιμοποιούνται για την απορρύπανση του εξοπλισμού, είτε είναι επικίνδυνα, είτε παράγουν επικίνδυνα απόβλητα και κατά συνέπεια αποτελούν "εν δυνάμει" πηγές ρύπανσης, συνδεδεμένες με τις διαδικασίες απορρύπανσης (ρύπανση του νερού ύδρευσης ή του νερού που χρησιμοποιείται για απόσταξη ή για απιονισμό, διαλυτικά μέσα ή αραιωμένα οξέα, αερολύματα, πτητικά οργανικά, αντιψυκτικά, όπως η αιθυλική γλυκόλη, ρευστά που χρησιμοποιούνται στα υδραυλικά συστήματα, υδρογονάνθρακες, ορυκτέλαια κ.λ.π.).

Πίνακας IV Τεχνικές Απορρύπανσης εξοπλισμού που χρησιμοποιείται στις εργασίες απορρύπανσης (G. Nielsen, 1991, με τροποποιήσεις).

Φυσική Απορρύπανση	Χημική Απορρύπανση
Εκτόξευση αέρα	Πλύσιμο με νερό
Εκτόξευση νερού	Πλύσιμο με καθαρό νερό και ξέβγαλμα με απιονισμένο ή απεσταγμένο νερό
Χρήση ξηρού πάγου	Πλύσιμο με διάλυμα ειδικού απορρυπαντικού, σε συνδυασμό με ξέπλυμα με απιονισμένο ή απεσταγμένο νερό
Καθαρισμός με φρέον σε υψηλή πίεση	Καθαρισμός με ατμό με πίεση
Καθαρισμός με υπερήχους	Πλύσιμο με ζεστό νερό με πίεση
Καθαρισμός κενού	Ξέπλυμα, σε συνδυασμό με οξέα και απιονισμένο - απεσταγμένο νερό
Φυσική απομάκρυνση - βούρτσισμα	Συνδυασμένο ξέπλυμα με διαλυτικά μέσα (φυτοφαρμάκων) και απιονισμένο-απεσταγμένο νερό

- ***Απονίτρωση υπόγειων νερών***

Διάφορες τεχνικές έχουν αναπτυχθεί για την απονίτρωση των υπόγειων νερών, τα οποία περιέχουν συγκεντρώσεις νιτρικών ιόντων, που ξεπερνούν τα όρια ποσιμότητας. Οι σημαντικότερες από αυτές είναι:

- **Φυσική απονίτρωση**

Η διακοπή της λίπανσης, αποτελεί τον πιο αποτελεσματικό τρόπο απορρύπανσης των υδροφόρων, από τη νιτρορρύπανση γεωργικής προέλευσης.

Ο υπολογισμός του χρόνου t που απαιτείται για την απορρύπανση μέσω της διακοπής της λίπανσης των εδαφών με αξωτούχα λιπάσματα μπορεί να γίνει από τη σχέση: $t = t_r / [\ln (C_t/C_0)]$, όπου $t_r = b\theta/I$ ο χρόνος

παραμονής του ρυπασμένου νερού στον υδροφόρο, b το πάχος του τελευταίου, θ το πορώδες του, και I ο εμπλουτισμός του υδροφόρου, ενώ C_t είναι η συγκέντρωση των νιτρικών μετά πάροδο χρόνου t από τη διακοπή των λιπάνσεων, δηλαδή η σκοπούμενη συγκέντρωση των νιτρικών μετά τη διακοπή της λίπανσης και C_0 η αρχική αυξημένη συγκέντρωση των νιτρικών. Εργασίες των Λαμπράκη et al (1998) από διάφορες περιοχές της Πελοποννήσου, αναφέρουν ως χρόνο φυσικής απονίτρωσης των ελεύθερων υδροφόρων, μερικές δεκαετίες (30-60 χρόνια), ανάλογα με τα χαρακτηριστικά του υδροφόρου, τον βαθμό νιτρορρύπανσής του και τον ρυθμό εμπλουτισμού του.

- ***Ιοντική Ανταλλαγή.***

Ως ιοντοανταλλάκτες χρησιμοποιούνται συνήθως συνθετικές ρητίνες. Η ιοντοανταλλαγή λαμβάνει χώρα ανάμεσα στα NO_3^- και στα Cl^-, όταν το νερό διέρχεται από τις ρητίνες. Οι ρητίνες αυτές (ανιοντοανταλλάκτες) είναι είτε ασθενείς είτε ισχυρές βάσεις (αμίνες οι οποίες είναι παράγωγα του NH_4^+ ή ενώσεις του NH_4^+). Οι εν λόγω ρητίνες παρουσιάζουν υψηλή επιλεκτικότητα σε NO_3^-/Cl^- και μέτρια επιλεκτικότητα σε SO_4^{2-}/NO_3^-. Η μέθοδος είναι φτηνή και αποτελεσματική. Η αναγέννηση των ρητινών γίνεται με τη χρήση NaCl. Οι πιο συνηθισμένες τεχνικές που εφαρμόζονται είναι:

- **απλού στρώματος** (single-bed process) όπου χρησιμοποιείται ανιονική ρητίνη, ισχυρά βασική, η οποία αναγεννάται με NaCl.
- **διπλού στρώματος** (two-bed process), όπου χρησιμοποιείται ισχυρά όξινη ρητίνη σε συνδυασμό με ελαφρά βασική αμμωνία, η οποία αναγεννάται με HCl.
- **αντίστροφη Όσμωση.** Το νερό διέρχεται από ημιπερατή μεμβράνη, ενώ τα νιτρικά δεν διέρχονται από αυτήν. Οι συνήθεις μεμβράνες που χρησιμοποιούνται είναι τα πολυαμίδια, η οξυκυτταρίνη και άλλα πολυμερή. Το νερό, προς απονίτρωση, υποβάλλεται, στο θάλαμο της αντίστροφης όσμωσης, σε πιέσεις που ξεπερνούν την αντίστοιχη οσμωτική του πίεση. Η μέθοδος δεν εφαρμόζεται αποκλειστικά για την απονίτρωση, αλλά συλλογικά για την αφαλάτωση ή τη μείωση του TDS, δοθέντος ότι η αντίστροφη όσμωση έχει υψηλή επιλεκτικότητα σε ορισμένα μόνο ιόντα. Το μείζον πρόβλημα είναι η απόφραξη των μεμβρανών κυρίως από τα ανθρακικά ιόντα.

- ***Ηλεκτροδιάλυση.***

Κατά τη μέθοδο αυτή τα ιόντα διέρχονται επιλεκτικά, μέσω ημιπερατών μεμβρανών, από ένα διάλυμα σε ένα άλλο διάλυμα, κάτω από την επίδραση του ηλεκτρικού πεδίου που αναπτύσσεται στη μονάδα. Οι μεμβράνες χρησιμοποιούνται σε ζεύγη (βαθμίδες), τοποθετημένες εναλλάξ σε θαλάμους για κατιόντα (π.χ. Na^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}) και ανιόντα (π.χ. Cl^-, SO_4^{2-}, NO_3^- και HCO_3^-). Όταν ηλεκτρικό ρεύμα περάσει από τη διάταξη των μεμβρανών, τα ιόντα διέρχονται επιλεκτικά από την αντίστοιχη ανιοντική ή κατιοντική μεμβράνη. Έτσι στους αντίστοιχους θαλάμους, που εναλλάσσονται μεταξύ τους, η ιοντική συγκέντρωση είναι υψηλότερη (σαλαμούρα) ή χαμηλότερη (απιονισμένο νερό), από την αρχική συγκέντρωση του νερού. Το μεγαλύτερο πρόβλημα είναι η απόφραξη των μεμβρανών και η υψηλή κατανάλωση ενέργειας.

Απονίτρωση με φύκη.

Συνίσταται στη δημιουργία βιομάζας από φύκη, τα οποία τρέφονται από τα νιτρικά. Η μέθοδος είναι φτηνή και αποτελεσματική σε δεξαμενή μικρού βάθους, όπου οδηγούνται οι επιστροφές άρδευσης.

Χημική απονίτρωση.

Κατ' αυτήν προστίθεται Al στο πλούσιο σε νιτρικά νερό, σε pH μεταξύ 9 και *10,5, οπότε:*

$3NO_3^- + 2Al + 3H_2O \rightarrow 3NO_2^- + 2Al(OH)_3$ και

$NO_2^- + 2Al + 5H_2O \rightarrow NH_3 + 2Al(OH)_3 + OH^-$ *ή*

$2NO_2^- + 2Al + 4H_2O \rightarrow N_2 + 2Al(OH)_3 + 2OH^-$

Αν το τελικό προϊόν είναι η αμμωνία, τότε ακολουθεί αεροδιαχωρισμός (Air-stripping), ώστε να διοχετευθεί η αμμωνία στην ατμόσφαιρα.

Χρησιμοποίηση των NO_3^- ως δεκτών ηλεκτρονίων.

Κατά την επιτόπια βιοαπορρύπανση υδρογονανθράκων, διαβιβάζεται στο υπέδαφος νερό πλούσιο σε NO_3, προκειμένου να χρησιμοποιηθεί από τα βακτήρια ως δέκτης ηλεκτρονίων.

♦ ***Βιολογική απονίτρωση***

Η μέθοδος στηρίζεται στην αρχή της βιοχημικής μετατροπής των νιτρικών σε αποδεκτά υποπροϊόντα. Για το σκοπό αυτό, χρησιμοποιούνται μικροοργανισμοί, οι οποίοι χρησιμοποιούν τα C και N ως θρεπτικά και το ελεύθερο O_2, το οποίο προστίθεται, ως δέκτη ηλεκτρονίων από τα αερόβια μικρόβια, τα οποία με αυτό τον τρόπο καταναλώνουν το ελεύθερο οξυγόνο. Όταν απουσιάζει το ελεύθερο οξυγόνο μερικοί μικροοργανισμοί χρησιμοποιούν ως δέκτη ηλεκτρονίων τα νιτρικά, κάτω από ανοξικές συνθήκες. Στην περίπτωση αυτή τα νιτρικά ανάγονται σε αέριο άζωτο. Οι σχετικοί μικροοργανισμοί είναι δυνητικά αναερόβιοι. Συχνά προστίθεται οργανικός άνθρακας (με τη μορφή της μεθανόλης), ώστε να επιταχυνθεί η απονίτρωση.

Τα βακτήρια χρησιμοποιούν αντί του οξυγόνου, που απουσιάζει σε αναερόβιες συνθήκες, τα νιτρικά, ως τελικό δέκτη ηλεκτρονίων, οπότε τα νιτρικά ανάγονται σε αέριο N_2. Πηγή ενέργειας για τα βακτήρια αποτελεί ο προστιθέμενος οργανικός άνθρακας (αναπνοή-σύνθεση). Οι διαδικασίες που λαβαίνουν χώρα είναι:

$6NO_3^- + 2CH_3OH \rightarrow 6NO_2^- + 2CO_2 + 4H_2O$ *και* $6NO_2^- + 3CH_3OH \rightarrow 3N_2 + 3CO_2 + 3H_2O + 6OH^-$

Η βακτηριακή σύνθεση έχει ως εξής: $3NO_3^- + 14\ CH_3OH + CO_2 + 3H^+ \rightarrow 3C_5H_7O_2N + H_2O$, οπότε παράγεται βακτηριακός ιστός.

Κατά τους Dahab-Bogardi (1990):

$NO_3^- + 1{,}8\ CH_3OH + H^+ \rightarrow 0{,}065\ C_5H_7O_2N + 0{,}47N_2 + 0{,}76CO_2 + 2{,}44H_2O.$

Η βακτηριακή δράση λαβαίνει χώρα σε τέσσερις διακριτές φάσεις ως εξής:

$NO_3^- \rightarrow NO_2^- \rightarrow NO^- \rightarrow N_2O \rightarrow N_2.$

Η πηγή ενέργειας (οργανικός άνθρακας), προέρχεται από το θάνατο, στο έδαφος, φυτικών και ζωικών οργανισμών ή από την προσθήκη μεθανόλης, κυτταρίνης, οξικού οξέος, αιθανόλης, γλυκόζης ή μελάσας. Όταν ως πηγή του οργανικού άνθρακα χρησιμοποιείται η γλυκόζη, η αντίδραση απονίτρωσης είναι:

$4NO_3^- + 5/6C_6H_{12}O_6 + 4H^+ \rightarrow 2N_2 + 5CO_2 + 7H_2O.$

Όταν χρησιμοποιείται το οξικό οξύ ως πηγή άνθρακα η αντίδραση είναι:

$NO_3^- + 0{,}85CH_3COOH + H^+ \rightarrow 0{,}1C_5H_7O_2N + 0{,}45N_2 + 1{,}2CO_2 + 2{,}1H_2O.$

Τέλος έχουν αναπτυχθεί δύο τεχνικές βιολογικής απονίτρωσης στην Ευρώπη (Richard, 1988): η **ετεροτροφική Nitrazur** που χρησιμοποιεί ως πηγή άνθρακα οξικό οξύ και αιθανόλη και η **Biodenit** που χρησιμοποιεί την αιθανόλη ως πηγή άνθρακα. Και οι δύο τεχνικές χρησιμοποιούν ετερότροφα βακτήρια, δηλαδή βακτήρια που χρησιμοποιούν την οργανική ουσία ως δότη ηλεκτρονίων, σε αντίθεση με τα αυτότροφα βακτήρια που χρησιμοποιούν ως δότες ηλεκτρονίων το υδρογόνο και το ανηγμένο θείο.

♦ ***Επιτόπια Βιοαπονίτρωση.***

Οι τεχνικές που έχουν αναπτυχθεί, αναφέρονται, κυρίως, στην απονίτρωση των λυμάτων σε συστήματα σηπτικών βόθρων ή στη ρύπανση από διάθεση αποβλήτων. Η μέθοδος συνίσταται στο συνδυασμό άντλησης και διοχέτευσης στο ρυπασμένο υδροφόρο υποστρώματος. Έχουν αναπτυχθεί τέσσερις βασικές διατάξεις ως εξής:

i) **Γεώτρηση άντλησης εμπλουτισμού**, που εμπλουτίζει με υπόστρωμα το ρυπασμένο υδροφόρο και σε ένα μεταγενέστερο στάδιο και αφού δοθεί ο απαραίτητος χρόνος για τη βιοαπορρύπανση, αντλεί απονιτρωμένο νερό.

ii) **Ζεύγος γεωτρήσεων εμπλουτισμού άντλησης σε διαφορετικές αποστάσεις**, οι οποίες κατασκευάζονται σε διαφορετικές θέσεις που απέχουν μεταξύ τους 10-20 μ.

iii) **Ζεύγος γεωτρήσεων εμπλουτισμού άντλησης σε διαφορετικά βάθη**, οι οποίες κατασκευάζονται η μία κοντά στην άλλη, αλλά σε διαφορετικά βάθη. Από τη μία γεώτρηση διαβιβάζεται το ρυπασμένο με νιτρικά νερό και από την άλλη γεώτρηση αντλείται το απονιτρωμένο νερό.

iv) **Σύστημα Μαργαρίτας**. Μία γεώτρηση άντλησης περιβάλλεται από γεωτρήσεις εμπλουτισμού, μικρότερης διαμέτρου, από τις οποίες διαβιβάζεται στον υδροφόρο το οργανικό υπόστρωμα και θρεπτικά.

Στις τρεις πρώτες πιο πάνω περιπτώσεις, απαιτείται η χρησιμοποίηση μιας ή περισσότερων επιπλέον γεωτρήσεων, για τη συνεχή ανακύκλωση του νερού, ώστε να επιταχυνθεί η απονίτρωση.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

APPELO, C., D. POSTMA, Geochemistry, groundwater and pollution, 1994, 536 p., Balkema A. Publ.

CANTER, L., Nitrates in Groundwater, 1997, 263 p. Lewis Publishers.

DIENEMANN, W., Erfahrung bei der Streckung von Schutzgebieten für Trink-wassergewinnungsanlagen an Hand von Richtlinien d. DVGW v. Januar 1953, 1955, Zeit. dtsch. geol. Ges. και A. Thurner; Hydrogeologie, 1967, S. 214-218, Springer Verlag.

DOMENICO, P., F. SCHWARTZ, Physical and Chemical Hydrogeology, 1998, 506 p., John Willey and Sons Inc.
ESLINGER, E., U. OKO, J. SMITH, H. HOLLIDAY, Introduction to Environmental Hydrogeology 1994 SEPM, Short Course No 32.
FETTER, C., Contaminant Hydrogeology, 1992, 458 p.,Macmillan Publ. Co.
FREEZE, R., J. CHERRY; Groundwater, 1979, 604 p., Prentice Hall, Inc.
KHANBILVARDI, R., J. FILLOS, Groundwater, Hydrology, Contamination and Remediation, 1986, 521 p. Sc. Publ. Co.
KHANBILVARDI, R., J. FILLOS, Pollution, Risk Assessment and Remediation in Groundwater Systems, 1987, 451 p. Sc. Publ. Co.
LEGRAND, H., A standardized system for evaluating waste disposal sites, 1983, 49 pp. NWWA.
M. SCHWUGER, Detergents in the Environment, 1997, 317 p. Marcel Dekker Inc.
PALMER, CH., Contaminant Hydrogeology, 1996, 235 p. Lewis Publ.
TCHOBANOGLOUS, G., E. SCHROEDER, Water Quality, 1985, 768 p. Addison-Wesley Publ. Co.
U.S.N.R.C., Groundwater Contamination, 1984, 179 p. Nat. Ac. Press.
U.S.N.R.C., Groundwater Vulnerability Assessment, 1993, 204 p. Nat. Acad. Press.
U.S.N.R.C., In situ Bioremediation, 1993, 207 p. Nat. Acad. Press

ΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗ ΕΠΙΣΤΗΜΟΝΙΚΩΝ ΕΡΓΑΣΙΩΝ ΤΟΜΩΝ 1-5
OVERVIEW OF SCIENTIFIC PAPERS PRESENTED IN VOLUMES 1-5

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/6, 2304-2308, 2002 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/6, 2304-2308, 2002
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

ΣΥΝΤΟΜΟΣ ΑΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΚΑΙ ΓΕΝΙΚΗ ΑΝΑΚΕΦΑΛΑΙΩΣΗ ΤΩΝ ΕΡΓΑΣΙΩΝ ΠΟΥ ΠΑΡΟΥΣΙΑΣΤΗΚΑΝ ΣΤΙΣ ΘΕΜΑΤΙΚΕΣ ΕΝΟΤΗΤΕΣ ΤΗΣ ΓΕΝΙΚΗΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ, ΤΕΚΤΟΝΙΚΗΣ, ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑΣ, ΠΑΛΑΙΟΝΤΟΛΟΓΙΑΣ, ΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑΣ, ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ ΙΖΗΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ.

Ν. ΦΥΤΡΟΛΑΚΗΣ[1]

Όλες οι εργασίες που παρουσιάστηκαν είναι πολύ ενδιαφέρουσες και στο μεγαλύτερο ποσοστό με ουσιαστικά συμπεράσματα. Ο καθένας από τους ερευνητές πρόσθεσε με τη δημοσίευσή του ένα μικρό ή μεγάλο λιθάρι στο οικοδόμημα των γνώσεων της γεωλογίας και οι περισσότεροι στη γεωλογία του Ελληνικού Χώρου. Επειδή δεν είναι δυνατόν να αναφερθούν λεπτομερώς τα συμπεράσματα κάθε εργασίας χωριστά, θα καταβληθεί προσπάθεια να επισημανθούν σε γενικές γραμμές η κύρια συμβολή των επιστημονικών ανακοινώσεων ώστε ο αναγνώστης να έχει μία γενική εικόνα των πεπραγμένων του 9ου Συνεδρίου για τις πιο πάνω αναφερόμενες θεματικές ενότητες.

1. ΓΕΝΙΚΗ ΓΕΩΛΟΓΙΑ

Στη θεματική αυτή ενότητα έχουν ενταχθεί 15 επιστημονικές ανακοινώσεις.

- Χερσόνησος Λομβάρδας (Αττική): Προσδιορίστηκαν νέες βιοζώνες στις θαλάσσιες αποθέσεις άνω – κάτω πλειοκαινικής – έως κάτω πλειστοκαινικής ηλικίας με νανοπλαγκτόν και η τεκτονική δομή.
- Γεωλογική και κυρίως - Νεοτεκτονική δομή και εξέλιξη των νησιών Κεφαλονιάς και Ηθάκης.
- Ο τεκτονικός χαρακτήρας του βυθίσματος μεταξύ Αιγάλεω και Πάρνηθας
- Στη Χερσόνησο Πυλίας η παρουσία κροκαλών μεταμορφωμένων πετρωμάτων που υπάρχουν στη χερσόνησο της Μάνης οδηγεί σε συμπεράσματα για την εξέλιξη της περιοχής.
- Στον Πάρνωνα διαπιστώνεται τεκτονικό κάλυμμα (Γλυπίας) πάνω στην ενότητα της Πίνδου ανάλογο με εκείνο της Αρβης και της Ερμιόνης με αντίστοιχα τεκτονικά γεγονότα.
- Ιζηματολογικές και γεωμορφολογικές έρευνες στην περιοχή του ποταμού Ogosta (ΒΔ Βουλγαρία) καταλήγουν σε ενδιαφέροντα συμπεράσματα για τη γεωδυναμική εξέλιξη της περιοχής κατά το Τεταρτογενές και μέχρι σήμερα.
- Τα ονομαζόμενα τριαδικά λατυποπαγή της Ιόνιας ζώνης όπως χαρακτηρίζονται, φαίνεται ότι παρατηρούνται και σε διάφορες νεότερες ηλικίας στην Αλβανία.
- Στη Ροδόπη μεταμορφωμένα πετρώματα υπερυψηλής έως υψηλής πίεσης, τοποθετήθηκαν σε τρία τεκτονικά επεισόδια συγκεκριμένων ηλικιών και βαθμών μεταμόρφωσης με αντίστοιχα γεγονότα αποκάλυψης (exhumation)
- Συγκριτικές εργασίες της ηφαιστιοιζηματογενούς σειράς Αρχαγγέλου Ρόδου με τα γνωστά στρώματα Τυρού (βάση ενότητας Τριπόλεως – Γαβρόβου) και της προτριτογεννούς κυανοσχιστολιθικής φάσεως της Όρθρυος με αυτή των Κυκλάδων, προσθέτουν νέα στοιχεία στη γεωλογία των περιοχών αυτών.
- Αναθεώρηση της γεωλογικής ενότητας του Λαυρίου
- Διόρθωση του γεωλογικού χάρτη σχετικά με τη δομή των Λευκών Ορέων της Κρήτης.
- Γεωχρονολογήσεις (K/Ar, Zirkon, Apatit) στα κρυσταλλικά πετρώματα της πελαγονικής ζώνης και επέκταση τεκτονομεταμορφικών γεγονότων
- Ερευνητικές εργασίες οδηγούν στο συμπέρασμα ότι οι οφιόλιθοι Ροδιανής δεν αποτελούν χωριστή επωθημένη ενότητα αλλά λεπίωση ως αποτέλεσμα τεκτονικών διεργασιών δύο σταδίων

2. ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ

Στη θεματική αυτή ενότητα παρουσιάστηκαν 29 εργασίες. Όλες οι εργασίες εμπλουτίζουν τις γνώσεις μας, όμως κατά την άποψη μας, έρευνες στο αντικείμενο της νεοτεκτονικής και κυρίως της ενεργούς τεκτονικής, παρουσιάζουν μεγαλύτερο ενδιαφέρον λόγω της σεισμικότητας της χώρας μας.

[1] Ε.Μ.Π., Τμήμα Μηχανικών Μεταλλείων Μεταλλουργών , Τομέας Γεωλογικών Επιστημών, Ζωγράφου 15780, Αθήνα.

Δικαίως βλέπουμε να παρουσιάζονται τα τελευταία χρόνια όλο και περισσότερες εργασίες στο αντικείμενο αυτό σε συσχετισμό με τη γεωμορφολογία της περιοχής.

Στο παρόν συνέδριο τα 2/3 των ανακοινώσεων στη θεματική ενότητα της Τεκτονικής αναφέρονται στη Νεοτεκτονική.

- Έτσι αναπτύχθηκαν νέες απόψεις και γνώσεις για τη νεοτεκτονική δομή, την κινηματική των ρηγμάτων και την παραμόρφωση της περιοχής του Λεκανοπεδίου Αθηνών και των γύρω τεκτονικών εξάρσεων, κυρίως της Πάρνηθας, καθώς και της νήσου Σαλαμίνας.
- Περαιτέρω παρουσιάστηκαν εργασίες με νέα στοιχεία σχετικά με μορφογενετικά και νεοτεκτονικά γεγονότα στις λεκάνες της Φωκίδας (Μπελεσίτσα), στην περιοχή του Χλωμού όρους, στη βόρεια λεκάνη απορροής του Καλλίδρομου όρους, της Λοκρίδας, της Λευκάδας, της Βεγορίτιδας λίμνης, του Ανατολικού Αιγαίου (Τήλος – Νίσυρος – Κώς) και στο Λακωνικό κόλπο, στον Κορινθιακό Κόλπο (Ελίκη) και με την ενεργό τεκτονική στη Λεκάνη της Μυγδόνιας (Β. Ελλάδα) .
- Πολύ ενδιαφέρουσα η επίδραση της κάτω μειοκαινικής – άνω πλειοκαινικής Τεκτονικής στη σημερινή δομή της περιοχής Βλαχοκερασιάς (Κεντρ. Πελοποννήσου)
- Ενδιαφέρον παρουσιάζουν επίσης έρευνες στις γειτονικές χώρες (ΝΔ Αλβανία, ΒΔ Τουρκία) σχετικά με τη σεισμικότητα.
- Διαπίστωση ανάλογων τεκτονικών και ιζηματολογικών δεδομένων του Κορινθιακού κόλπου με θαλάσσια περιοχή της Κεντρικής Νορβηγίας.
- Η ισχυρή τριτογενής διατμητική παραμόρφωση μυλονιτίωση των ενοτήτων και η σύγχρονη ανάδρομη μεταμόρφωση της πρασσινοσχιστολιθικής σειράς του Όρους Τζένας οδηγεί σε νέα συμπεράσματα για τον τεκτονικό της χαρακτήρα.
- Η έρευνα της τεκτονικής εξέλιξης (κινηματική ανάλυση, σχέσεις μεταμόρφωσης και παραμόρφωσης) προσθέτουν νέα στοιχεία στη γεωλογία της δυτικής οροσειράς Βόρα.
- Από τη γεωμετρία της βραδυορογενετικής έκτασης των ελληνίδων γεωλογικών ενοτήτων κατά τη διάρκεια του Τριτογενούς διαπιστώθηκαν διαφορετικοί τύποι κατάρρευσης του Ορογεννούς.
- Ομοίως ενδιαφέρουσες ανακοινώσεις έγιναν σχετικά με την τριτογενή τεκτονική εξέλιξη των οφιολίθων της Λέσβου και του μεταμορφωμένου υποβάθρου του Αιγαίου, με ρήγματα αποκόλλησης στον Παρνασσό, με τη δομή και τη σειρά των γεγονότων της τεκτοπαραμόρφωσης της Αστυπάλαιας, καθώς και με νέες απόψεις για την τεκτονική σχέση μεταξύ των ζωνών Γαβρόβου και Ιόνιας στην Αλβανία.

3. ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ

Στη θεματική ενότητα της Γεωμορφολογίας ανακοινώθηκαν δεκαέξι επιστημονικές εργασίες. Πολλές από αυτές μπορεί να χαρακτηριστούν ως μορφοτεκτονικές έρευνες διότι εξετάζουν και συσχετίζουν την επίδραση της τεκτονικής στη μορφολογική εξέλιξη της περιοχής έρευνας. Πολλές πάλι εργασίες συσχετίζουν τους μορφολογικούς σχηματισμούς με το παλαιό κλίμα.

- Οι μεταβολές των ακτογραμμών στο Σαρωνικό Κόλπο μετά την τήξη των τελευταίων παγετώνων (τα τελευταία 18.000 και κυρίως πριν 10.000 – 5.000 χρόνια), η «Κυχρεία Λίμνη» και ο συσχετισμός των φυσικογεωγραφικών μεταβολών με ορισμένους μύθους της ελληνικής μυθολογίας παρουσιάζουν μεγάλο ενδιαφέρον.
- Το υδρογραφικό δίκτυο και γενικά η μορφολογική διαφοροποίηση της λεκάνης του Αλμυρού ελέγχονται κυρίως από τη νέα ρηξιγόνο τεκτονική που προκλήθηκε από εφελκυστικό πεδίο ΒΒΔ-ΝΝΑ διεύθυνσης.
- Από τη μελέτη των αλουβιακών ρυπιδίων και των τεταρτογενών τεκτονικών γεγονότων στη ΝΔ πλαγιά του Μενοίκιου Όρους εξηγούνται πολύ ενδιαφέρουσες φυσικογεωγραφικές μεταβολές που επέδρασαν καθοριστικά στα σημερινά γεωμορφολογικά και ιζηματολογικά χαρακτηριστικά της λεκάνης των Σερρών.
- Η παλαιογεωγραφική εξέλιξη της παράκτιας περιοχής της Κηρίνθου, ΒΑ του Μαντουδίου χαρακτηρίζεται από μία ρηχή επίκλυση (περίπου πριν από 5.000 χρόνια) λόγω ευστατικής ανύψωσης της στάθμης της θάλασσας και στην τεκτονική ανύψωση της τάξεως των 3 μ. που ακολούθησε.
- Το μειοκαινικό κάρστ στη Χίο και το πλειο-πλειστοκαινικό κάρστ στη Φολέγανδρο, εν μέρει και στην Πάρο, παρουσιάζουν ουσιαστικές διαφορές μεταξύ τους, οι οποίες αποδίδονται στις διαφορετικές κλιματικές συνθήκες.
- Ενδιαφέροντα συμπεράσματα από την έρευνα της μέχρι σήμερα και μελλοντικής εξέλιξης των δικτύων απορροής των ποταμών στη Βόρεια Πελοπόννησο σε συσχετισμό με την τεκτονική και της ανθρώπινες δραστηριότητες.
- Η μορφολογία της Τήνου χαρακτηρίζεται από έντονη ασυμμετρία μεταξύ του ΝΔ και του ΒΑ τμημάτος

εκατέρωθεν του επιμήκους άξονα – υδροκρίτη, που συμπίπτει με τον άξονα των πτυχών. Τα δύο αυτά τμήματα διαφέρουν ως προς το ανάγλυφο, την ανάπτυξη του υδρογραφικού δικτύου και άλλα μορφολογικά χαρακτηριστικά.

- Από την έρευνα στη λεκάνη απορροής του άνω ρου του Αχελώου (ανάντι της τεχνητής λίμνης των Κρεμαστών) προέκυψε ότι, η αποστράγγιση του υδρογραφικού δικτύου δεν είναι ομαλή και ότι αυτό βρίσκεται σε ασταθή δυναμική κατάσταση ισορροπίας με μεγαλύτερη αστάθεια στο δυτικό τμήμα. Το γεγονός αυτό δικαιολογείται με την αναγέννηση του υδρογραφικού δικτύου λόγω νεοτεκτονικών κινήσεων.
- Από τη γεωμορφολογική ταξινόμηση των ακτών της Θράκης προκύπτουν στοιχεία για μελλοντικές μεταβολές, απαραίτητα για το σχεδιασμό παράκτιων τεχνικών έργων.
- Παρουσιάστηκαν επίσης εργασίες δημιουργίας βάσης δεδομένων και μοντέλων γεωμορφολογικής εξέλιξης, συγκεκριμένων περιοχών που αποτελούν χρήσιμα εργαλεία για ανάλογες έρευνες.
- Οι ανθρώπινες δραστηριότητες μπορεί να επιφέρουν ανυπολόγιστες μορφολογικές μεταβολές που οδηγούν σε καταστροφικά φαινόμενα.
- Οι κύριες καρστικές γεωμορφές των ορεινών όγκων Παρνασσού, Ελικώνα, Γκιώνας ακολουθούν τη διεύθυνση των κύριων ρηγμάτων (ΒΔ-ΝΑ) και αναπτύσσονται κυρίως στο υψόμετρο των 800 – 1.500 μέτρων.

4. ΠΑΛΑΙΟΝΤΟΛΟΓΙΑ

Στη θεματική αυτή ενότητα παρουσιάστηκαν επτά ενδιαφέρουσες ανακοινώσεις, οι οποίες συμπληρώνουν τις γνώσεις μας για την ηλικία και το παλαιοπεριβάλλον απόθεσης των ιζημάτων μέσα στα οποία εντοπίστηκαν τα απολιθώματα.

Οι εργασίες αυτές αφορούν στην Ανατολική Κρήτη (κοραλλιογενείς ύφαλοι Τορτονίου, βρυόζωα), στη Μάνη (σπήλαιο Δυρού, θηλαστικά), στο Παλαιόκαστρο Στυλίδας (θηλαστικά) και στη Νότια Αλβανία (τρηματοφόρα Ολιγοκαίνου – Μειοκαίνου και globorotalia).

5. ΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑ

Στη θεματική αυτή ενότητα παρουσιάστηκαν δεκατρείς επιστημονικές εργασίες, πολύ ενδιαφέρουσες λόγω των νέων στρωματογραφικών στοιχείων που προέκυψαν από την έρευνα. Με τα στοιχεία αυτά άλλοτε αναθεωρούνται και άλλοτε συμπληρώνονται οι γνώσεις μας σχετικά με τα παλαιοπεριβάλλοντα ιζηματογέννεσης, τις βιοζώνες και τη στρωματογραφική διάρθρωση.

- Σειρά κλιμακωτών μεταβολών μικρής ή μεγάλης διάρκειας τα τελευταία 45.000 χρόνια και άλλα ενδιαφέροντα συμπεράσματα προέκυψαν από την εφαρμογή της παραγοντικής ανάλυσης στα αποτελέσματα των μικροπαλαιοντολογικών αναλύσεων ιζημάτων δύο πυρήνων γεωτρήσεων από το ΝΔ-κό Αιγαίο.
- Με νέα σημαντικά στοιχεία καθορίζονται τα παλαιοπεριβάλλοντα ιζηματογέννεσης και επισημαίνονται οι διαφοροποιήσεις στρωματογραφικών οριζόντων της πλατφόρμας της ζώνης Τριπόλεως στη Βόρεια Κεντρική Κρήτη.
- Ωτόλιθοι στο Κ. Πλειστόκαινο της Κεντρικής Κρήτης αναφέρονται για πρώτη φορά στον Ελλαδικό χώρο και δίδουν σημαντικά συμπεράσματα για τη βιογεωγραφία και την παλαιογεωγραφία.
- Νέα παλαιοντολογικά (ρουδιστές, σκληρακτίνια, ποροφόρα και τρηματοφόρα) και στρωματογραφικά δεδομένα για την ανωκρητιδική επίκλυση στη ΒΑ Βοιωτία προσδίδουν ηλικία Σαντονίου
- Προτείνονται δεκαπέντε (15) οικοζώνες για τα πλειο-πλειστοκαινικά ιζήματα της λεκάνης Μαγούλας - Καρατούλας (Β. Πελοπόννησος)
- Οι θαλάσσιες αποθέσεις των μολασσικών σχηματισμών της Μεσοελληνικής Αύλακας (Γρεβενά) δεν στα ματούν στο Ανώτ. Μειόκαινο, αλλά συνεχίζουν τουλάχιστον και στο Κάτω Πλειόκαινο, γεγονός που διαπιστώνεται από το πλήθος των πελαγικών και βενθονικών απολιθωμάτων.
- Νέα βιοχρονοστρωματογραφικά συμπεράσματα με βάση ακτινόζωα από τη στρωματογραφική σειρά της ζώνης Ωλονού – Πίνδου στη θέση Προφήτη Ηλία της Β. Ρόδου.
- Με βενθικά τρηματοφόρα υστερομειοκαινικής ηλικίας από τη λιθοστρωματογραφική ενότητα Αποστόλων Ρεθύμνου καθορίζονται τα παλαιοπεριβαλλοντικά και παλαιοοικολογικά χαρακτηριστικά της λεκάνης Αποστόλων.
- Στο Ακρωτήρι Κεφαλονιάς (χερσόνησος Παλίκης) από τη μελέτη νανοαπολιθωμάτων προκύπτουν χρήσιμα στοιχεία για τα ιζηματολογικά χαρακτηριστικά (υλικά από τη χέρσο) στις αρχές του Πλειστοκαίνου
- Ενδιαφέροντα στοιχεία για τη βιοστρωματογραφία κατά το Μεσσήνιο στην Ιόνια ζώνη προέκυψαν από τη μελέτη τρηματοφόρων και οστρακωδών από την Κεντροδυτική Αλβανία.
- Ομοίως στην Αλβανία, στην παράκτια περιοχή, προέκυψαν ενδιαφέροντα στοιχεία από την έρευνα τη

τεταρτογενούς λεκάνης σχετικά με τα χαρακτηριστικά των χαλαρών αποθέσεων, το περιβάλλον απόθεσης και τη τεκτονική ταπείνωση.

6. ΘΑΛΑΣΣΙΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑ

Παρουσιάστηκαν τέσσερις επιστημονικές ανακοινώσεις με ενδιαφέροντα συμπεράσματα:

- Στην ευρύτερη περιοχή του Κόλπου της Πύλου τα ιζήματα που έχουν αποτεθεί πάνω στο υπόβαθρο χωρίζονται σε δύο υποενότητες. Η υπερκείμενη πιστεύεται ότι, σχηματίστηκε κατά την τελευταία επίκλυση, ενώ η υποκείμενή της κατά τις προηγούμενες επικλύσεις. Μεταξύ των δύο υποενοτήτων υπάρχει ασυμφωνία, η οποία πιστεύεται ότι οφείλεται στην τελευταία απόσυρση.
- Διαπίστωση και ερμηνεία κατολισθητικών φαινομένων στα υποθαλάσσια πρανή μεταξύ Κέρκυρας και Παξών. Το φαινόμενο αυτό αποδίδεται σε ορίζοντες με οξειδωμένη ιλύ και σαπροπηλό.
- Διαπίστωση εκτεταμένης υποθαλάσσιας κατολίσθησης στο Βόρειο Αιγαίο, 85 Km^2, όγκου 4 km^3, σε βάθος 300-800 m. Η κατολίσθηση πιθανολογείται ότι έγινε πριν από 5.000 – 6.000 χρόνια.
- Στο ανατολικό τμήμα του Πατραϊκού Κόλπου διαπιστώνεται ένα ενεργό πεδίο κρατήρων διαφυγής αερίων και σχετίζεται με το είδος των ιζημάτων, τα βαρέα μέταλλα, την περιεκτικότητα τους και τη ρύπανση από τα οικιακά λύματα.

7. ΙΖΗΜΑΤΟΛΟΓΙΑ

Στην ενότητα αυτή παρουσιάστηκαν δεκατρείς επιστημονικές ανακοινώσεις με ενδιαφέροντα συμπεράσματα.

- Στην κεντρική Ζάκυνθο διαπιστώθηκαν τρεις τύποι μεγαφάσεων: α. διαβαθμισμένα στρώματα, β. ασβεστολιθικά κροκαλοπαγή, γ. πτυχωμένα στρώματα πελαγικής – ημιπελαγικής σύστασης, που ερμηνεύτηκαν και ως ιζηματογενείς πτυχοειδείς μορφές. Συμπεραίνεται ότι πρόκειται για «επαναιζηματοποιημένους ασβεστόλιθους»
- Ιζηματογενείς φάσεις και ρυθμός ιζηματογέννεσης στο μέτωπο του δέλτα και του προδέλτα του ποταμού Έβρου.
- Ιζηματολογικές παράμετροι, ιζηματολογικά και ορυκτολογικά χαρακτηριστικά προέκυψαν από τη μελέτη των παράκτιων ιζημάτων στον Κόλπο Λουτρακίου.
- Δημιουργία τράπεζας μεταπληροφοριών για τα δείγματα των θαλάσσιων ιζημάτων που έχουν συλλεχθεί από τις ευρωπαϊκές χώρες (πρόγραμμα EUMARSIN)
- Καθοριστική η επίδραση των παλιρροϊκών ρευμάτων στις διεργασίες ιζηματογέννεσης στο δίαυλο της Αυλίδας στο Νότιο Ευβοϊκό Κόλπο.
- Οι ευστατικές μεταβολές της στάθμης της θάλασσας κατά την τελευταία γεωλογική περίοδο αποτέλεσαν τον κύριο παράγοντα ελέγχου της ιζηματογέννεσης στη λεκάνη των Βαλεαρίδων στη Δυτική Μεσόγειο. Η ταχύτητα ιζηματογέννεσης ήταν σημαντικά μεγαλύτερη τα τελευταία 50.000 χρόνια από αυτή των προηγούμενων 50.000 – 120.000 χρόνων.
- Στη Β Πελοπόννησο διακρίθηκαν τρεις τύποι μικροδομών σε μαργαϊκά ιζήματα:
  1. Μικροδομές «σύμπτυξης», 2. Μικροδομές «μικτού τύπου» και 3. «Κρυσταλλικές – συγκολλημένες» μικροδομές.
- Χρήσιμα συμπεράσματα από τη λεπτομερή έρευνα των τριτογενών τουρβιδιτικών ιζημάτων (φλύσχης) στην περιοχή Μετσόβου, σχετικά με τα περιβάλοντα απόθεσης, το διαχωρισμό διαφόρων υποενοτήτων και των χαρακτηριστικών τους.
- Εφαρμογή μαθηματικού προτύπου για τον υπολογισμό της διάβρωσης και μεταφοράς των ιζημάτων στη λεκάνη του ποταμού Νέστου.
- Στους τουρβιδίτες του Κάτω Κρητιδικού της ζώνης Πίνδου διαπιστώνονται δύο φάσεις απόθεσης. Η διαφοροποίηση αποδίδεται σε τεκτονικό γεγονός.
- Σκέψεις και παράγοντες που επέδρασαν στη γεωγραφική κατανομή των στρωματολίθων στη ζώνη Παρνασού.
- Οι δείκτες από την έρευνα των παλαιορευμάτων στην εσωτερική Ιόνια υπολεκάνη της προχώρας της Πίνδου οδηγούν στη διαπίστωση δύο διευθύνσεων: μίας κύριας αξονικής και μίας δευτερεύουσας κάθετης προς τις επωθήσεις Γαβροβού και Πίνδου.

8. ΓΕΩΤΟΠΟΙ

Στην ενότητα αυτή παρουσιάστηκαν τέσσερις ανακοινώσεις, οι οποίες αποτελούν εισηγήσεις – προτάσεις.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/6, 2309-2311, 2002 Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/6, 2309-2311, 2002
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001 Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

ΣΥΝΟΠΤΙΚΗ ΠΑΡΟΥΣΙΑΣΗ ΤΩΝ ΕΡΓΑΣΙΩΝ ΠΟΥ ΠΑΡΟΥΣΙΑΣΤΗΚΑΝ ΣΤΟΥΣ ΤΟΜΕΙΣ: ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑ – ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑ – ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΑ – ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ - ΒΙΟΜΗΧΑΝΙΚΑ ΟΡΥΚΤΑ - ΕΝΕΡΓΕΙΑΚΕΣ ΠΡΩΤΕΣ ΥΛΕΣ.

Β. ΠΕΡΔΙΚΑΤΣΗΣ *

ΓΕΝΙΚΑ

Στο 9ο Διεθνές Συνέδριο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας παρουσιάστηκαν συνολικά 53 Εργασίες, όπως αναλυτικά αναφέρονται στον παρακάτω πίνακα. Όλες οι εργασίες διακρίνονται για την επιμέλειά τους και την υψηλή τους στάθμη.

Γενικό χαρακτηριστικό των περισσοτέρων εργασιών είναι η χρήση σύγχρονων μεθόδων τόσο στον αναλυτικό τομέα όσο και στην επεξεργασία και ερμηνεία των δεδομένων.

Ένα άλλο σημαντικό στοιχείο είναι η συμμετοχή πολλών νέων επιστημόνων, τόσο από τον πανεπιστημιακό χώρο όσο και από τα Ερευνητικά Ιδρύματα της χώρας και του εξωτερικού.

Οι εργασίες που παρουσιάστηκαν αφορούν τόσο την βασική ακαδημαϊκή έρευνα υποδομής όσο και την εφαρμοσμένη με προεκτάσεις σε πιθανές μελλοντικές χρήσεις και οικονομικές εκμεταλλεύσεις.

Εργασίες που παρουσιάστηκαν στο 9ο Διεθνές συνέδριο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας.

Είδος Εργασίας	Αριθμός Εργασιών
Ορυκτολογία	8
Πετρολογία	13
Κοιτασματολογία	10
Γεωχημεία	8
Βιομηχανικά Ορυκτά	5
Ενεργειακές Πρώτες Υλες	9
Σύνολο	53

Ορυκτολογία (8 Εργασίες)

Οι εργασίες αφορούν την βασική και εφαρμοσμένη έρευνα και αναφέρονται σε:

- Στη χρήση μεταλλεύματος βολφραμίτη-αντιμονίτη ως ευτηκτικό υλικό στην Παρασκευή κλίνκερ τσιμέντου.
- Στην μελέτη αλογονούχων ορυκτών του Ag και στη γένεσή τους από εξαλλοίωση με τη συμβολή του θαλάσσιου νερού.
- Στην ορυκτολογία παράκτιων άμμων με υψηλές συγκεντρώσεις U και σπανίων γαιών και την πιθανή εκμετάλλευσή τους.
- Ορυκτολογικά χαρακτηριστικά μαργών και η σύνδεσή τους με τις ιδιότητές τους και τα τεχνικά χαρακτηριστικά τους.
- Ορυκτολογία και γένεση Ζεολίθων από ηφαιστίτες.
- Μελέτη διαδικασιών καλινιτιοποίησης ρυολιθικών πετρωμάτων.
- Εφαρμογές περιθλασιμετρίας κόνεως με κάτοπτρα ακτίνων-Χ.
- Ορυκτοχημικές συγκρίσεις μαφικών ορυκτών και την σχέση τους με την δημιουργία εμφανίσεων πορφυριτικού Cu-Mo.

Πετρολογία (13 Εργασίες)

Πρόκειται για εργασίες βασικής έρευνας που συμβάλουν σημαντικά στην ερμηνεία της γεωλογικής και πετρολογικής εξέλιξης του Ελληνικού χώρου.

Χαρακτηριστικό των περισσοτέρων πετρολογικών εργασιών είναι η καθιέρωση, παράλληλα με την κλασική πετρογραφία, μοντέρνων αναλυτικών μεθόδων , όπως γεωχρονολογήσεις, ισοτοπικές αναλύσεις, φασματομετρία Raman, κ.α.

* Πολυτεχνείο Κρήτης, Τμήμα Μηχανικών Ορυκτών Πόρων , 73100 Χανιά

Η φαρέτρα αυτή οδήγησε στον προσδιορισμό ορυκτών, όπως διαμαντών και κοεσίτη, (Raman Spect.) μάρτυρες Υπέρ υψηλών πιέσεων στα μεταμορφωμένα πετρώματα της Ροδόπης, καθώς και αμφιβολιτικούς ξενόλιθους σε γρανίτες.

Ισοτοπικές εργασίες και γεωχρονολογήσεις συμπληρώνουν την γνώση μας σχετικά με την πετρολογική εξέλιξη στον Ελληνικό χώρο.

Οι εργασίες αναφέρονται σε:

- Μελέτη Μεταμορφωμένων πετρωμάτων από το χώρο της Μακεδονίας, της Θράκης , της Πελαγονικής Ζώνης, των Κυκλάδων και της Λαυρεωτικής.
- Μελέτη Μεταμορφωμένων πετρωμάτων υπερυψηλών πιέσεων από την Θράκη με παρουσία διαμαντιών και κοεσίτη.
- Ισοτοπικές, γεωχημικές, πετροχημικές μελέτες, γεωχρονολογήσεις.

Κοιτασματολογία (10 Εργασίες)

Οι κοιτασματολογικές εργασίες που παρουσιάστηκαν αφορούν τόσο την βασική όσο και την εφαρμοσμένη έρευνα.

Οι εργασίες αναφέρονται:

- Στην σχέση Γεωδυναμικής και των Μιοκαινικών μεταλλοφοριών στις Κυκλάδες και Πελαγονική ζώνη.
- Στον εντοπισμό σπανίων γαιών μέσω ακτινοβολίας-γ.
- Σε περιεκτικότητες Re σε μολυβδαινίτες.
- Σε νέες εμφανίσεις Αργυροπεντλαντίτη σε Cu-ούχα μεταλλοφορία στην Σερβομακεδονική μάζα.
- Στην μοντελοποίηση κοιτασμάτων επιθερμικού Au μέσω μελέτης ρευστών εγκλεισμάτων και ισοτόπων οξυγόνου.
- Σε σύγχρονες περιβαλλοντικά φιλικές τεχνικές απάλειψης Au χωρίς την χρήση κυανιούχων ενώσεων για την εκμετάλλευση Au-κοιτασμάτων στην Θράκη.
- Στον υπολογισμό φυσικοχημικών παραμέτρων σε υδροθερμικά ρευστά.
- Σε νέα χρωμιτικά κοιτάσματα στην γειτονική Αλβανία.

Γεωχημεία (8 Εργασίες)

Παρουσιάστηκαν εργασίες που αφορούσαν :

- Στην συμβολή της γεωχημείας σε σύγχρονα και μελλοντικά περιβαλλοντικά προβλήματα και την αντιμετώπισή τους.
- Συγκεκριμένα παραδείγματα που αφορούσαν βαρέα μέταλλα σε λιμναία ιζήματα.
- Ιχνοστοιχεία σε μαργαϊκές ενστρώσεις λιγνιτοφόρων λεκανών.
- Την συγκέντρωση ^{137}Cs σε δελταϊκές αποθέσεις σε συνάρτηση με την ορυκτολογία και κοκκομετρία των ιζημάτων.
- Γεωχημικά χαρακτηριστικά γεωθερμικών ρευστών.
- Την γεωχημεία και κοιτασματολογία ενός φλεβικού κοιτάσματος Au.

Βιομηχανικά Ορυκτά (5 Εργασίες)

Στον τομέα αυτό είναι εμφανής η προσπάθεια σύνδεσης των βιομηχανικών ορυκτών με συγκεκριμένες εφαρμογές.

Οι εργασίες αφορούν:

- Εφαρμογές στην βιομηχανία, όπως εμπλουτισμό Κ-αστρίων από πυριγενή πετρώματα για κεραμικά και Υαλουργία καθώς και ζεολίθων στην τσιμεντοβιομηχανία.
- Βιομηχανικές χρήσεις ανθρακικών πετρωμάτων.
- Εργασίες που αφορούν προσδιορισμό κρυσταλλιτών αργιλικών ορυκτών και την πιθανή επίδρασή τους σε βιομηχανικές χρήσεις.
- Την καθιέρωση προδιαγραφών/κανονισμών ISO 9000 για την διασφάλιση ποιότητας στον Ελληνικό μεταλλευτικό χώρο.

Ενεργειακές Πρώτες Υλες (5 Εργασίες)

Οι περισσότερες εργασίες αφορούν κυρίως βασική έρευνα στον τομέα των ενεργειακών πρώτων υλών.

Οι εργασίες αναφέρονται:

- Στην συστηματική μελέτη λιγνιτικών κοιτασμάτων του Ελλαδικού χώρου.
- Στην μελέτη πυρόλυσης του λιγνίτη.

- Στην κατανομή ιχνοστοιχείων σε λιγνιτικά κοιτάσματα.
- Στην προέλευση και τους μηχανισμούς μετανάστευσης των κυριοτέρων ενδείξεων υδρογονοθράκων στην δυτική και νοτιοδυτική Ελλάδα.
- Σε κοιτάσματα αερίων στο βόρειο Αιγαίο.
- Στην συσσώρευση και προέλευση αερίων στον Ελλαδικό χώρο.

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/6, 2313, 2002
Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου, Αθήνα, Σεπτέμβριος 2001

Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXIV/6, 2313, 2002
Proceedings of the 9th International Congress, Athens, September 2001

ΣΥΝΟΠΤΙΚΗ ΠΑΡΟΥΣΙΑΣΗ ΤΩΝ ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΩΝ ΤΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΟΝΙΚΩΝ ΕΡΓΑΣΙΩΝ ΤΗΣ ΣΥΝΕΔΡΙΑΣ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΑΣ

Γ. Ν. ΣΤΑΥΡΑΚΑΚΗΣ[1]

Στη συνεδρία της Σεισμολογίας παρουσιάστηκαν επιστημονικές εργασίες που καλύπτουν ένα σχετικά ευρύ φάσμα της σεισμολογικής έρευνας.

Αρχίζοντας από τη μελέτη των ιστορικών σεισμών, παρουσιάστηκαν ενδιαφέρουσες εργασίες όσον αφορά χαρακτηριστικούς ιστορικούς σεισμούς, όπως ο σεισμός του 365 μ.Χ ο οποίος βάσει των αποτελεσμάτων της προσομοίωσης φαίνεται να είναι ο ισχυρότερος σεισμός (M = 8.7) που έχει συμβεί μέχρι σήμερα στην περιοχή της Αν. Μεσογείου.

Χρήσιμα αποτελέσματα παρουσιάστηκαν επίσης και για τους δύο ισχυρούς σεισμούς της Λάρισας (28/12/1891) και (9/1/1892). Σημαντικά ήταν επίσης και τα αποτελέσματα που προέκυψαν από την επαναξιολόγηση δώδεκα ισχυρών σεισμών που έγιναν στην περιοχή του Νοτίου Ιονίου Πελάγους (1591 – 1837).

Η συστηματική μελέτη των ιστορικών σεισμών θα συμβάλλει ουσιαστικά στη συνεχή βελτίωση και πληρότητα των καταλόγων και επομένως και στην ρεαλιστικότερη εκτίμηση του σεισμικού κινδύνου της χώρας μας. Τα αποτελέσματα των παλαιοσεισμολογικών ερευνών που παρουσιάστηκαν για την περιοχή της ΝΔ και Δ. Κρήτης ενισχύουν την άποψη αυτή.

Έγιναν δύο επιστημονικές ανακοινώσεις σχετικά με τις μεταβολές του ραδονίου και των υδροθερμικών διαλυμάτων πριν από μικροσεισμική δραστηριότητα στην περιοχή του ρήγματος της Αταλάντης και στη νότια-ανατολική ακτή της Μήλου. Από τις εργασίες αυτές προκύπτει ότι βασική προϋπόθεση για κάθε συσχέτιση της σεισμικής δράσης με άλλες γεωφυσικές παραμέτρους, είναι η πληρότητα των σεισμολογικών δεδομένων.

Ενδιαφέροντα αποτελέσματα προέκυψαν για την περιοχή του Β. Αιγαίου βάσει των σεισμολογικών δεδομένων που κατέγραψε πυκνό φορητό δίκτυο. Παρουσιάστηκαν αξιόπιστοι μηχανισμοί γένεσης των σεισμών που συνέβησαν στην περιοχή και χρήσιμα σεισμοτεκτονικά στοιχεία της ευρύτερης περιοχής του Β. Αιγαίου.

Ειδικές επιστημονικές ανακοινώσεις έγιναν για τον σεισμό της Κόνιτσας (26 Ιουλίου 1996) και για τον σεισμό της Αθήνας (9 Σεπτεμβρίου, 1999), βάσει ενόργανων και υπαίθριων δεδομένων.

Για τον σεισμό της Αθήνας παρουσιάστηκαν ενδιαφέροντα στοιχεία όσον αφορά τη μετασεισμική ακολουθία όπως καταγράφηκε από φορητά δίκτυα σεισμογράφων, που λειτούργησαν σε διαφορετικές χρονικές περιόδους. Επίσης παρουσιάστηκε η πρόσφατη μικροσεισμική δραστηριότητα στην περιοχή του Β. Ευβοϊκού Κόλπου.

Όσον αφορά τον τομέα της στατιστικής σεισμολογίας, παρουσιάστηκαν επιστημονικές εργασίες που αναφέρονται σε περιοχές υψηλής σεισμικότητας (Ν. Αμερική, Ιαπωνία και Φιλιππίνες). Βάσει της στατιστικής Bayes υπολογίστηκαν οι πιθανότητες εμφάνισης ισχυρών σεισμών σε διαφορετικές σεισμικές πηγές για τη χρονική περίοδο 1998-2017.

Το στοχαστικό μοντέλο των Μαρκοβιανών αλυσίδων εφαρμόστηκε επίσης στη νότια Αμερική με σκοπό τη διερεύνηση ύπαρξης πιθανού μοντέλου για τη γένεση ισχυρών σεισμών. Για τις σεισμικά ενεργές περιοχές του Μεξικού, της κεντρικής και της νότιας Αμερικής υπολογίστηκαν οι πιθανότητες γένεσης ισχυρών σεισμών ($M \geq 6.5$) βάσει της στατιστικής Bayes.

Στον τομέα της πρόγνωσης των σεισμών βάσει της επιταχυνόμενης σεισμικής παραμόρφωσης παρουσιάστηκε μια επιστημονική εργασία, στην οποία αναλύεται η μέθοδος εκτίμησης των βασικών παραμέτρων του επικείμενου ισχυρού σεισμού και των σφαλμάτων αυτών.

Τα αποτελέσματα της επιστημονικής εργασίας που αναφέρονται στον τομέα της αλληλοεπίδρασης σεισμικών ρηγμάτων και στις μεταβολές των στατικών τάσεων φαίνονται αρκετά υποσχόμενα όσον αφορά τον καθορισμό περιοχών υψηλού σεισμικού κινδύνου, μετά τη γένεση μεγάλου σεισμού σε κάποια άλλη γειτονική ή μη περιοχή.

Παρουσιάστηκε επίσης μία επιστημονική εργασία όπου φαίνεται η χρήση των μαγνητοτελλουρικών μεθόδων στην πρόγνωση των σεισμών.

Τέλος, παρουσιάστηκαν ενδιαφέροντα αποτελέσματα για το ηφαίστειο της Νισύρου σχετικά με την εδαφική παραμόρφωση της περιοχής όπως προέκυψε με τη μέθοδο της διαφορικής συμβολομετρίας.

[1] Γεωδυναμικό Ινστιτούτο, Ε.Α.Α.

ΕΥΡΕΤΗΡΙΟ ΣΥΓΓΡΑΦΕΩΝ ΤΩΝ ΤΟΜΩΝ 1-6
AUTHORS' INDEX OF VOLUMES 1-6

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
Brunn, J.H. 2127
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

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.

Jeffrey, C. 859, 1059
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
Mercier, J.-L. 2099
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, 2169
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
Siedel, E. 2189
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
Βαρνάβας, Σ. 2207
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
Δερμιτζάκης, Μ. 2141
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
Κατσικάτσος, Γ. 2089
Κατσίκης, Ι. 845
Καψιμάλης, Β. 709
Καλέργης, Γ. 2275
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, 2263
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, 2065

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, 2113
Μπακοπούλου, Α. 603
Μπαλτατζής, Ε. 1441
Μπαντέκας, Ι. 1843, 1851
Μπαράκου, Θ. 1449
Μπάρλας, Κ. 827
Μπέλλος, Θ. 439
Μπόσκος, Ε. 2169
Μπουζίνος, Α. 415
Μπουκοβάλας, Γ. 2255
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, 2219
Παπαδοπούλου - Βρυνιώτη, Κ. 433, 439
Παπαζάχος, Β.Κ. 2237
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, 2309
Περισοράτης, Κ. 655, 725, 2149
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
Σκαρπέλης, Ν. 2191
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
Σταυρακάκης, Γ.Ν. 2313
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
Τσαΐλά - 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
Φυτρολάκης, Ν. 2304
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, 2133

ISSN: 0438-9557