

δελτίο

ΤΗΣ ΕΛΛΗΝΙΚΗΣ ΓΕΩΛΟΓΙΚΗΣ ΕΤΑΙΡΙΑΣ

ΤΟΜΟΣ XXXIX/Ι - 2006

bulletin

OF THE GEOLOGICAL SOCIETY OF GREECE

VOLUME XXXIX/Ι - 2006



**Ημερίδα της Επιτροπής Παλαιοντολογίας-
Στρωματογραφίας (Ε.ΠΑ.Σ) της Ελληνικής
Γεωλογικής Εταιρίας**

με θέμα:

**«ΣΥΜΒΟΛΗ ΤΩΝ ΝΕΩΝ ΜΕΘΟΔΩΝ
ΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑΣ - ΠΑΛΑΙΟΝΤΟΛΟΓΙΑΣ
ΣΤΗ ΣΥΓΧΡΟΝΗ ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΈΡΕΥΝΑ».**

ΟΡΓΑΝΩΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ ΗΜΕΡΙΔΑΣ

Πρόεδρος

Καθηγητής Καρακίτσιος Βασίλειος

Γραμματέας

Λέκτορας Αντωνάρακου Ασημίνα

Μέλη

Δρ. Ιωακείμ Χρυσάνθη

Καθηγητής Βελιτζέλος Ευάγγελος

Καθηγήτρια Τσαϊλά-Μονόπωλη Στέλλα

Δρ. Κωστόπουλος Δημήτριος

Τσελεπίδης Βασίλειος

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η Επιτροπή Παλαιοντολογίας και Στρωματογραφίας συστήθηκε και δραστηριοποιείται υπό την αιγίδα της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας. Το κίνητρο της δημιουργίας και ανάπτυξής της βρίσκεται στο ειδικό βάρος που έχουν στις γεωλογικές επιστήμες στα αντικείμενα που θεραπεύει. Αρκεί γι' αυτό να αναφέρει κανείς την τεράστια συμβολή της παλαιοντολογίας και στρωματογραφίας στην εκπόνηση της βασικής γεωλογικής χαρτογράφησης της Ελλάδας σε κλίμακα 1:50.000. Οι χάρτες αυτοί αποτελούν το υπόβαθρο κάθε εφαρμοσμένης έρευνας, είναι όμως παράλληλα και η αιτία της μερικής εγκατάλειψης της βασικής έρευνας.

Η ενίσχυση της γεωλογικής έρευνας και η αξιοποίηση των δεδομένων και των νέων τεχνογνωσιών προς όφελος της επιστήμης και του κοινωνικού συνόλου, στον τομέα της παλαιοντολογίας και στρωματογραφίας οδήγησαν την Επιτροπή στην διοργάνωση Ημερίδας με τίτλο «Συμβολή των νέων μεθόδων Στρωματογραφίας-Παλαιοντολογίας στη σύγχρονη γεωλογική έρευνα».

Στόχος της διοργάνωσης αυτής ήταν η παρουσίαση και συζήτηση των νεότερων εξελίξεων της έρευνας στην επιστήμη της Στρωματογραφίας-Παλαιοντολογίας, δίνοντας έμφαση στις νέες μεθόδους που χρησιμοποιούνται τόσο στην έρευνα όσο και στην καταγραφή και ερμηνεία των αποτελεσμάτων.

Κατά τη διάρκεια της Ημερίδας παρουσιάστηκαν είκοσι ανακοινώσεις και ακολούθησε συζήτηση με άξονα τη δυναμική δραστηριοποίηση της Επιτροπής σε θέματα αιχμής.

Τα πρακτικά της 1ης Ημερίδας της Επιτροπής Παλαιοντολογίας-Στρωματογραφίας, που παρουσιάζονται σε αυτό τον ειδικό τόμο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, αποτελούνται από δέκα εργασίες οι οποίες δημοσιεύονται μετά από κρίση. Η επιμέλεια εκτύπωσης έγινε από τον Καθηγητή Βασίλειο Καρακίτσιο και τη Λέκτορα Ασημίνα Αντωνάκου. Η έκδοση του τόμου έγινε με τη μέριμνα του Καθηγητή κ. Μιχαήλ Δ. Δερμιτζάκη τον οποίο και ευχαριστούμε.

Ο Πρόεδρος της Οργανωτικής Επιτροπής

Βασίλειος Καρακίτσιος
Καθηγητής Τμήματος Γεωλογίας & Γεωπεριβάλλοντος

ΔΙΟΙΚΗΤΙΚΟ ΣΥΜΒΟΥΛΙΟ ΤΗΣ ΕΛΛΗΝΙΚΗΣ ΓΕΩΛΟΓΙΚΗΣ ΕΤΑΙΡΙΑΣ

Πρόεδρος: Μαρίνος Παύλος / Καθηγητής Ε.Μ.Π.

Αντιπρόεδρος: Παυλίδης Σπύρος / Καθηγητής Παν/μίου Θεσ/νίκης

Γενικός Γραμματέας: Αλεξόπουλος Απόστολος / Αν. Καθηγητής
Παν/μίου Αθηνών

Ταμίας: Μωραΐτη Ευγενία / Γεωλόγος Ι.Γ.Μ.Ε.

Ειδικός Γραμματέας: Γαλανάκης Δημήτρης / Δρ. Γεωλόγος Ι.Γ.Μ.Ε.

Έφορος: Φουντούλης Ιωάννης / Επικ. Καθηγητής Παν/μίου Αθηνών

Μέλη: Γεωργίου Χαράλαμπος / Γεωλόγος Ι.Γ.Μ.Ε.

Ιωακείμ Χρυσάνθη / Δρ. Γεωλόγος Ι.Γ.Μ.Ε.

Κίλιας Δ. Διαμαντής / Καθηγητής Παν/μίου Θεσ/νίκης

Παπαβασιλείου Κων/νος / Αν. Καθηγητής Παν/μίου Αθηνών

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ - CONTENTS

1. ΒΙΟΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΚΗ ΣΗΜΑΣΙΑ ΤΗΣ ΔΟΜΗΣ ΤΩΝ ΑΠΟΛΙΘΩΜΕΝΩΝ ΧΑΥΛΙΟΔΟΝΤΩΝ	
A. Αθανασίου	9-16
2. THE APPLICATION OF CYCLOSTRATIGRAPHY AND ASTROCHRONOLOGY IN THE NEOGENE MARINE DEPOSITS OF EASTERN MEDITERRANEAN: METOCHIA SECTION (GAVDOS ISLAND).	
A. Antonarakou, H. Drinia & F. Pomoni-Papaioannou	17-27
3. ΙΣΤΟΡΙΑ, ΦΙΛΟΣΟΦΙΑ ΚΑΙ ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΤΩΝ ΠΑΓΚΟΣΜΙΩΝ ΣΤΡΩΜΑΤΟΤΥΠΩΝ ΚΑΙ ΤΩΝ ΑΠΟΛΥΤΩΝ ΟΡΙΩΝ. ΠΡΟΣΦΑΤΕΣ ΑΝΑΘΕΩΡΗΣΕΙΣ ΤΗΣ ΓΕΩΛΟΓΙΚΗΣ ΧΡΟΝΙΚΗΣ ΚΛΙΜΑΚΑΣ.	
M. Δ. Δερμιτζάκης	28-49
4. ΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΚΕΣ ΜΕΘΟΔΟΙ: ΔΥΝΑΤΟΤΗΤΕΣ & ΑΔΥΝΑΜΙΕΣ. ΚΙΝΔΥΝΟΙ & ΠΡΟΟΠΤΙΚΕΣ	
A. Ζαμπετάκη-Λέκκα & A. Κεμερίδου	50-63
5. THE USE OF CARBON AND OXYGEN STABLE ISOTOPES IN THE STUDY OF GLOBAL PALEOCEANOGRAPHIC CHANGES: EXAMPLES OF THE CRETACEOUS SEDIMENT ROCKS OF WESTERN GREECE	
V. Karakitsios, H. Tsikos, K. Agiadi-Katsiaouni, S. Dermitzoglou, & E. Chatziharalambous	64-79
6. PLIOCENE MOLLUSCS TAXONOMIC DIVERSITY AS A TOOL FOR THE CLIMATIC-OCEANOGRAPHIC RECONSTRUCTION AND STRATIGRAPHY. TWO EXAMPLES FROM THE EASTERN MEDITERRANEAN	
E. Koskeridou	80-86
7. ΠΕΡΑ ΑΠΟ ΤΟΥΣ ΓΥΡΕΟΚΟΚΚΟΥΣ: ΤΑ ΠΑΛΥΝΟΜΟΡΦΑ ΚΑΙ Η ΣΗΜΑΣΙΑ ΤΟΥΣ ΣΤΗΝ ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΤΟΥ ΠΑΛΑΙΟΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ	
K. Κούλη & M. Δ. Δερμιτζάκης	87-99
8. THE USE OF STATISTICAL ANALYSIS IN THE LITHOSTRATIGRAPHY OF SUBMARINE FAN DEPOSITS. AN EXAMPLE FROM SOUTHEAST GREECE (KARPATHOS ISLAND)	
G. Pantopoulos, P. Konstantopoulos, A. Maravelis & A. Zelilidis	100-111
9. ΔΙΑΓΕΝΕΣΗ ΟΣΤΩΝ: ΜΕΘΟΔΟΙ ΜΕΛΕΤΗΣ & ΑΝΑΛΥΣΗΣ ΚΑΙ ΣΥΜΒΟΛΗ ΣΤΗΝ ΠΑΛΑΙΟΝΤΟΛΟΓΙΑ	
E. Σταθοπούλου	112-125
10. CALCAREOUS NANNOFOSSIL BIOSTRATIGRAPHY OF THE BASAL PART OF VIGLA SHALE MEMBER (IONIAN ZONE) IN ITHAKI ISLAND; PRELIMINARY RESULTS	
M. V. Triantaphyllou, V. Karakitsios & D. Mantzouka	126-132

ΒΙΟΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΚΗ ΣΗΜΑΣΙΑ ΤΗΣ ΔΟΜΗΣ ΤΩΝ ΑΠΟΛΙΘΩΜΕΝΩΝ ΧΑΥΛΙΟΔΟΝΤΩΝ*

A. Αθανασίου¹

¹Υπουργείο Πολιτισμού, Εφορεία Παλαιοανθρωπολογίας-Σπηλαιολογίας Ν. Ελλάδας

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η ευρεία γεωγραφική εξάπλωση των Ελεφάντων στην Ευρασία κατά το πρόσφατο γεωλογικό παρελθόν, καθώς και η γενικά υψηλή συχνότητα διατήρησης και εύρεσης απολιθωμένων λειψάνων τους, καθιστά τα απολιθώματα αυτά χρήσιμα για βιοστρωματογραφικές συσχετίσεις. Μία σχετικά νέα μέθοδος που βοηθά στον προσδιορισμό χαυλιοδόντων είναι η μελέτη της μικροδομής τους, όπως εκφράζεται από τη μορφολογία των γραμμών Schreger. Οι γραμμές αυτές χαρακτηρίζουν την οδοντίνη των Προβοσκιδωτών και είναι ορατές σε εγκάρσιες τομές ως δεξιόστροφες και αριστερόστροφες σπείρες. Η εφαρμογή της μεθόδου σε μη προσδιορίσιμα δείγματα χαυλιοδόντων μπορεί να οδηγήσει στην απόδοσή τους σε κάποιο τάxon και, συνακολούθως, στην άντληση βιοστρωματογραφικών πληροφοριών από αυτά. Στην παρούσα εργασία παρουσιάζονται η εφαρμογή της μεθόδου σε δείγματα προερχόμενα από ελληνικές θέσεις, καθώς και τα νέα ταξινομικά και βιοστρωματογραφικά δεδομένα που προκύπτουν από αυτήν.

ABSTRACT

Fossil elephants of Eurasia are very useful for biostratigraphical correlations, as they were widespread geographically and they are generally common and well preserved as fossils. A relatively new method that contributes to the taxonomic identification of proboscidean tusks is the study of their microstructure, as it is expressed in their Schreger pattern. This pattern is characteristic of the proboscidean dentine. It is visible in tusk cross sections as intersecting spiral lines. The method can be applied in small, otherwise not determinable, tusk fragments to help with their taxonomic identification, making subsequently possible to come to biostratigraphical conclusions. The present study presents the application of this method in Greek samples, as well as the resulting taxonomic and biostratigraphic data.

1. Εισαγωγή

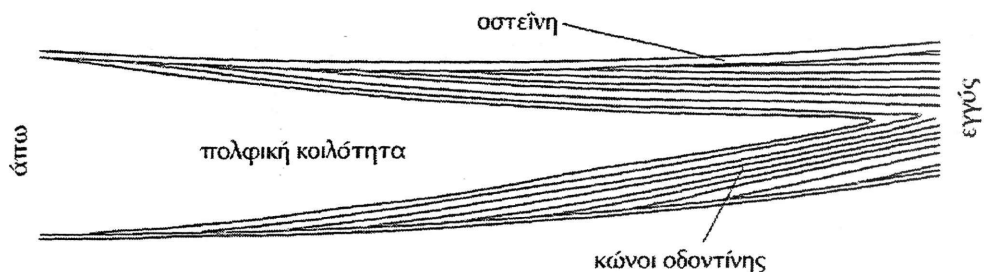
Η τάξη των Προβοσκιδωτών περιλαμβάνει Θηλαστικά γενικώς μεγάλου μεγέθους και βαριάς κατασκευής που εμφάνισαν μεγάλη ταξινομική ποικιλομορφία και ευρύτατη γεωγραφική εξάπλωση, κυρίως κατά τη διάρκεια του

Νεογενούς. Σήμερα η τάξη βρίσκεται στα πρόθυρα της εξαφάνισης, καθώς αντιπροσωπεύεται από μία μόλις οικογένεια (Elephantidae), δύο γένη (*Elephas* και *Loxodonta*) και δύο ή τρία είδη με μικρό αριθμό ατόμων, και περιορίζεται γεωγραφικώς σε μικρής

*BIOSTRATIGRAPHICAL IMPLICATIONS OF THE FOSSIL TUSKS' STRUCTURE

A. Athanassiou

Hellenic Ministry of Culture, Department of Palaeoanthropology-Speleology



Εικ. 1. Σχηματική διαμήκης τομή χαυλιόδοντα όπου φαίνεται η διάταξη των διαδοχικών κοίλων κώνων της οδοντίνης και το περιφερειακό στρώμα οστεΐνης.

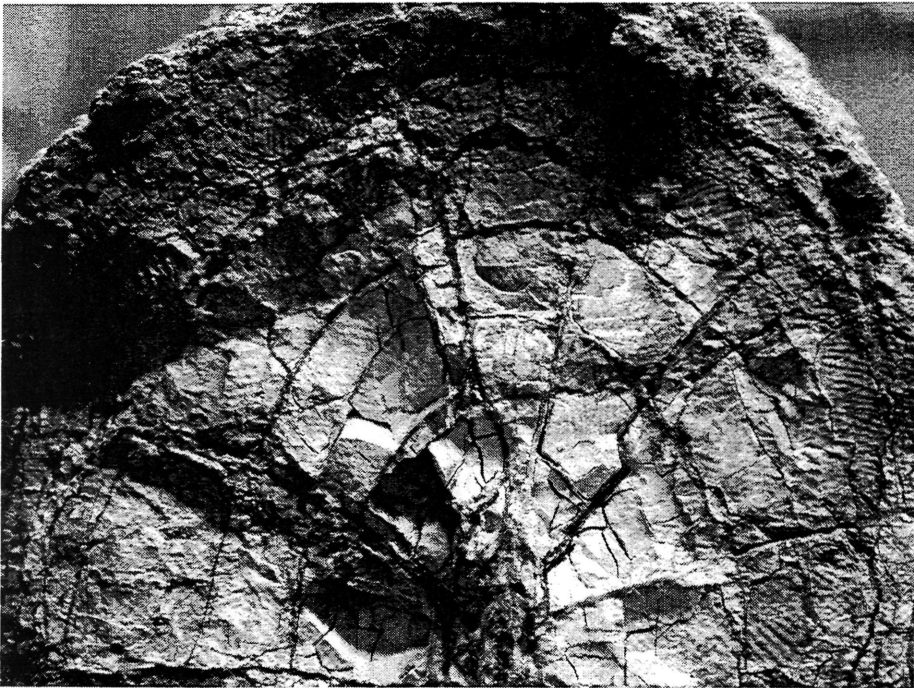
εκτάσεως θύλακες της Αφρικής και της Ασίας. Ο μεγάλος όμως αριθμός των απολιθωμένων γενών και ειδών που έχουν περιγραφεί μέχρι σήμερα, αλλά και η συγκριτικά υψηλή συχνότητα διατήρησης των σκελετικών στοιχείων τους, λόγω μεγάλου μεγέθους, έχουν καταστήσει τα Προβοσκιδωτά ιδιαίτερα χρήσιμα για βιοστρωματογραφικές μελέτες. Μία νέα μέθοδος που αφορά τη μελέτη της μικροδομής των χαυλιόδοντων, και ειδικότερα τη μορφολογία των γραμμών Schreger, συμβάλλει στον προσδιορισμό σε επίπεδο γένους ακόμη και πολύ μικρών θραυσμάτων χαυλιόδοντων, με αποτέλεσμα τη δυνατότητα άντλησης σημαντικών ταξινομικών και συνακολούθως βιοστρωματογραφικών στοιχείων ακόμη και από ελλιπώς διατηρημένα απολιθώματα.

Οι χαυλιόδοντες των Προβοσκιδωτών είναι διαφοροποιημένοι, επιμηκυσμένοι τομείς της άνω ή και της κάτω γνάθου που αποτελούνται κυρίως από οδοντίνη, η οποία περιβάλλεται από λεπτό στρώμα οστεΐνης. Σε πρώιμους αντιπροσώπους της τάξεως είναι δυνατόν να υπάρχει πλευρικά διαμήκης λωρίδα αδαμαντίνης. Στους Ελέφαντες (οικογένεια Elephantidae), σε πρώιμο οντογενετικό στάδιο, παρατηρείται λεπτό στρώμα αδαμαντίνης κοντά στο

εγγύς άκρο του χαυλιόδοντα, το οποίο σύντομα αποτρίβεται με τη χρήση. Οι χαυλιόδοντες αναπτύσσονται καθ' όλη τη διάρκεια της ζωής του ατόμου, με απόθεση οδοντίνης στη βάση του χαυλιόδοντα από ειδικά κύτταρα, τους οδοντοβλάστες. Τα διαδοχικά στρώματα οδοντίνης έχουν μορφή κοίλου κώνου, με αποτέλεσμα ο χαυλιόδοντας να δομείται από διαδοχικούς κώνους που εφαρμόζουν ο ένας μέσα στον άλλο (Εικ. 1).

2. Περιγραφή και ιστορικό της μεθόδου

Οι γραμμές Schreger είναι ένα οπτικό φαινόμενο που χαρακτηρίζει την οδοντίνη των Προβοσκιδωτών και κυρίως αυτή των χαυλιόδοντων (Owen, 1845: 627, Trapani & Fisher, 2003). Είναι ορατές δια γυμνού οφθαλμού σε φυσικές ή λειασμένες εγκάρσιες τομές, κάθετα στον διαμήκη άξονα του χαυλιόδοντα (Εικ. 2). Πρόκειται για καμπύλες γραμμές που διατρέχουν την επιφάνεια της τομής δεξιόστροφα και αριστερόστροφα, τεμνόμενες μεταξύ τους. Το οπτικό αυτό φαινόμενο προκαλείται από τη διάταξη στο χώρο των σωληνίσκων οδοντίνης, η οποία είναι κυματοειδής. Η κάθε γραμμή Schreger σχηματίζεται από διαδοχικούς σω-



Εικ. 2. Φυσική εγκάρσια τομή χαυλιόδοντα του γένους *Mammuthus* από την περιοχή Επανομής, όπου διακρίνονται οι διασταυρούμενες γραμμές Schreger. Διάμετρος τομής: 11 cm.

ληνίσκους που βρίσκονται στην ίδια φάση στην επιφάνεια της εγκάρσιας τομής (Εικ. 3). Όσο πυκνότερη είναι η κύμανση των σωληνίσκων (δηλαδή, όσο μικρότερο το μήκος κύματος αυτής), τόσο μικρότερη η ακτίνα καμπυλότητας των γραμμών. Η μορφή και η πυκνότητα των γραμμών εξαρτώνται επίσης από την απόσταση μεταξύ των σωληνίσκων. Αυτός είναι πιθανότατα ο λόγος που ο αριθμός των γραμμών γενικά μειώνεται προς τον άξονα του χαυλιόδοντα.

Αν και οι γραμμές Schreger περιγράφηκαν για πρώτη φορά από τον Bernhard Schreger ήδη το 1800 και η χαρακτηριστική ύπαρξή τους στην οδοντίνη των Προβοσκιδωτών αναφερόταν σχετικά συχνά σε μεταγενέστερες δημοσιεύσεις (π.χ. Owen, 1845), η συστηματική μελέτη της μορφολογίας τους για ταξινομικούς λόγους

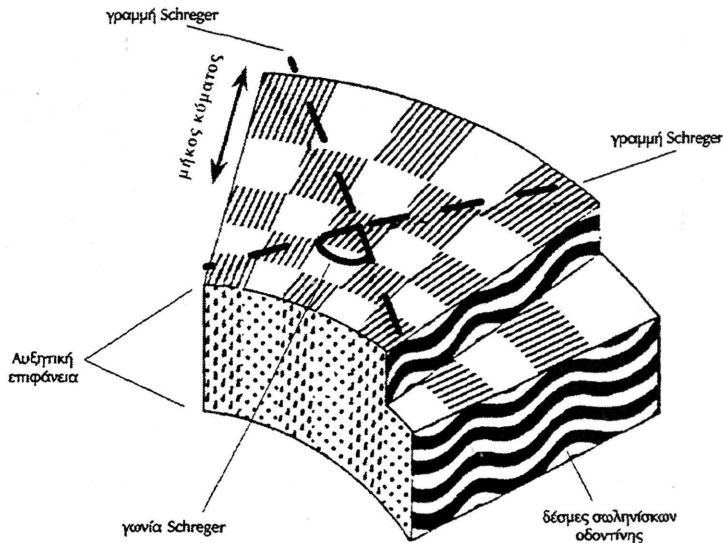
άρχισε μόλις κατά τη δεκαετία του 1990 (Espinoza & Mann, 1993). Η αιτία μάλιστα ήταν νομική, καθώς μετά το 1989 απαγορεύτηκε σε πολλές χώρες του κόσμου η εισαγωγή ελεφαντόδοντος προερχομένου από τα απειλούμενα αρτίγονα είδη ελεφάντων, ενώ παράλληλα επιτρεπόταν η εισαγωγή ελεφαντόδοντος από μαμούθ που προερχόταν από τα εκτεταμένα και πλούσια ανωπλειστοκαινικά κοιτάσματα της Β. Σιβηρίας. Έπρεπε λοιπόν να βρεθεί τρόπος διαχωρισμού ακόμη και μικρών τεμαχίων του σύγχρονου από το απολιθωμένο ελεφαντόδοντο.

Οι Espinoza & Mann (1993) χρησιμοποίησαν τις γωνίες που σχηματίζονται μεταξύ των γραμμών Schreger (ακριβέστερα των εφαπτομένων τους) στην περιοχή της οδοντίνης κοντά στην επαφή με την οστεΐνη (Εικ. 3) για να

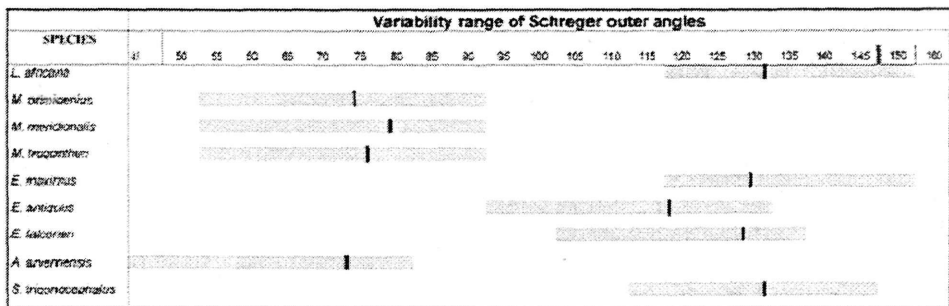
διαχωρίσουν δείγματα συγχρόνων και απολιθωμένων χαυλιόδοντων. Παρατήρησαν ότι οι γωνίες αυτές (γωνίες Schreger) είναι γενικά οξείες στο *Mammuthus primigenius* και αμβλείες στα αρτίγονα είδη, παρέχοντας ένα άμεσο οπτικό κριτήριο διαχωρισμού. Οι ίδιοι συγγραφείς μέτρησαν σε δείγματα από *Gomphotherium* και *Mammuthus* γωνίες Schreger συγκρίσιμες με αυτές του *Mammuthus*.

Σε ανάλογα συμπεράσματα κατέληξαν και μεταγενέστεροι ερευνητές όπως

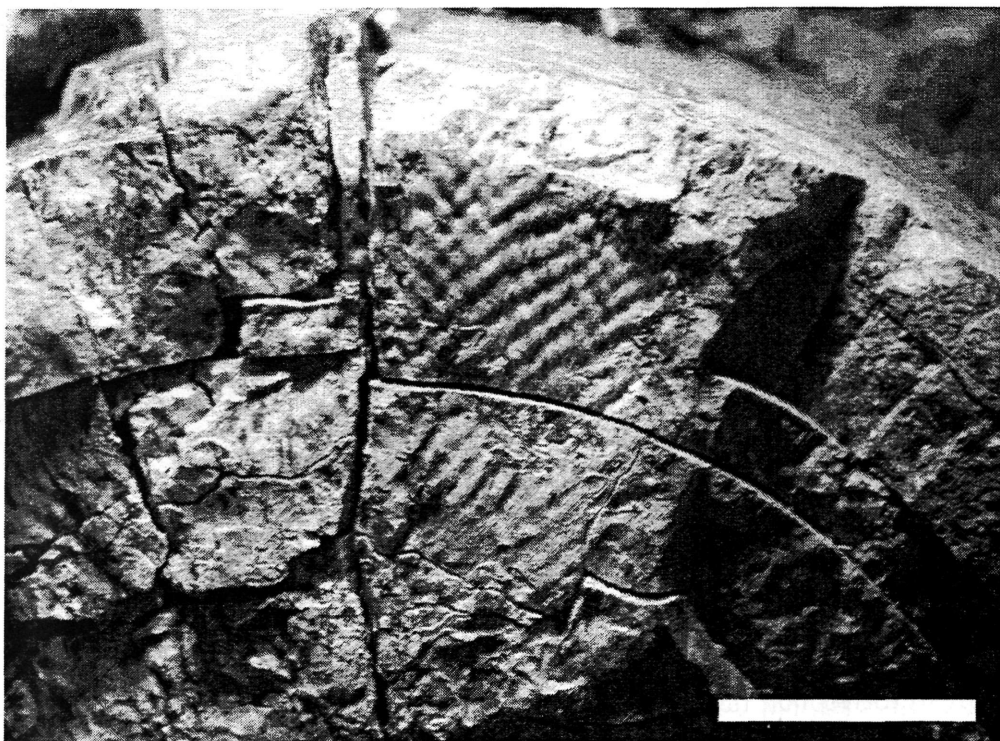
οι Palombo & Villa (2001) και Trapani & Fisher (2003), παρατηρώντας όμως μικρές μεταβολές της γωνίας Schreger ανάλογα με τη θέση της τομής στον χαυλιόδοντα. Οι Palombo & Villa (2001) μελέτησαν και δείγματα από *Anancus*, *Stegodon* και ενδημικούς ελέφαντες (Εικ. 4). Οι Trapani & Fisher, (2003), προκειμένου να διαχωρίσουν τάξα που εμφανίζουν παρόμοιες γωνίες Schreger, ανέπτυξαν ένα προκαταρκτικό στατιστικό σύστημα για την απόδοση δειγμάτων χαυλιόδοντων στα γένη *Elephas*,



Εικ. 3. Στερεοδιάγραμμα χαυλιόδοντα όπου σημειώνονται τα κυριότερα χαρακτηριστικά των γραμμών Schreger. Κατά Trapani & Fisher (2003).



Εικ. 4. Εύρος τιμών των γωνιών Schreger κοντά στην επαφή οδοντίνης-οστένης σε διάφορα είδη Προβοσκιδωτών. Κατά Palombo & Villa (2001).



Εικ. 5. Φυσική τομή του χαυλιόδοντα REG-2 του είδους *Mammuthus cf. meridionalis* από το Πεγγίνο Φθιώτιδος, όπου διακρίνονται οι γραμμές Schreger. Από Athanassiou (2006). Κλίμακα: 10 mm.

Loxodonta, *Mammuthus* και *Mammut*, λαμβάνοντας υπ' όψιν το εύρος των γωνιών Schreger, το μήκος κύματος των σωληνίσκων οδοντίνης, την επικρατούσα γεωμετρική εμφάνιση της μορφής Schreger και τη θέση του δείγματος εντός του χαυλιόδοντα. Η διαγνωστική αξία του συστήματος μένει ωστόσο να επιβεβαιωθεί με περαιτέρω παρατηρήσεις, καθώς βασίζεται σε πολύ περιορισμένο στατιστικό δείγμα.

3. Εφαρμογή της μεθόδου στον Ελλαδικό χώρο

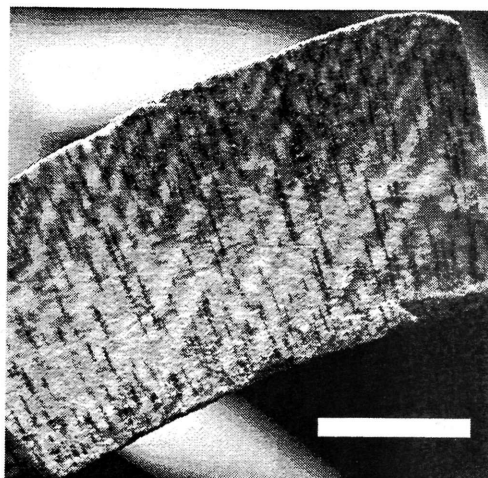
Παρά τον περιορισμένο διεθνώς αριθμό δημοσιεύσεων σχετικά με τις γραμμές Schreger, στον Ελλαδικό χώρο έχουν ήδη μελετηθεί αρκετά δείγματα χαυλιόδοντων ως προς αυτό το χαρακτη-

ριστικό. Οι πρώτες μελέτες άρχισαν στα πλαίσια διπλωματικής εργασίας (Αγιάδη 2003, υπό την επίβλεψη του Αν. Καθ. Γ. Θεοδώρου) και τα αποτελέσματά τους έχουν επίσης ανακοινωθεί σε διεθνή συνέδρια (Agiadi, 2001, Theodorou & Agiadi, 2001, Agiadi & Theodorou, 2005).

Τα δείγματα χαυλιοδόντων που μελετήθηκαν προέρχονται από παλαιότερο εν μέρει δημοσιευμένο υλικό από τις θέσεις Βλαχιώτη Λακωνίας, Αλιβέρι Ευβοίας, Νησί Ηλείας και Τήλο, που ανήκει στις συλλογές του Μουσείου Παλαιοντολογίας και Γεωλογίας του Πανεπιστημίου Αθηνών. Από αυτά, τα δείγματα από το Αλιβέρι δεν εμφάνισαν σαφείς γραμμές Schreger, με αποτέλεσμα να μην είναι δυνατή η εξαγωγή



Εικ. 6. Εγκάρσια τομή χαυλιόδοντα σε πρανές αγροτικής οδού στην περιοχή Νεαπόλεως Κοζάνης.



Εικ. 7. Θραύσμα οδοντίνης από την περιφέρεια του χαυλιόδοντα της εικ. 6, όπου διακρίνονται οι γραμμές Schreger. Κλίμακα: 5 mm.

συμπερασμάτων σχετικά με την συστηματική ταξινόμηση των ευρημάτων.

Οι γωνίες Schreger των δειγμάτων από τον Βλαχιώτη και το Νησί επιβεβαιώνουν ωστόσο παλαιότερους προσδιορισμούς, με βάση μακροσκοπικά μορφολογικά κριτήρια, ως *Mammuthus meridionalis* και *Elephas antiquus* αντίστοιχα (Συμεωνίδης & Θεοδώρου, 1986, Θεοδώρου προσ. επικοινων.).

Ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζει η περίπτωση των νάνων ελεφάντων της Τήλου, των οποίων οι γωνίες Schreger κοντά στην επαφή οδοντίνης-οστεΐνης κυμαίνονται μεταξύ 120-145°, συνδέοντάς τους φυλογενετικά με το πλειστοκαινικό Ευρασιατικό γένος *Elephas* και αποκλείοντας στενή συγγένεια με την εξελικτική γραμμή του *Mammuthus*.

Καθοριστική ήταν η συμβολή της μελέτης των γραμμών Schreger στον προσδιορισμό τεμαχίων χαυλιόδοντα από το Ρεγγίνιο Φθιώτιδος (Athanasίου, 2006), αφού το μικρό μέγεθος των δειγμάτων δεν επέτρεπε την απόδοσή τους σε κάποιο τάξον βάσει μακρο-

σκοπικών μορφολογικών κριτηρίων.

Οι τιμές γωνιών που μετρήθηκαν είναι 80-92° (Εικ. 5), επιτρέποντας την απόδοση των ευρημάτων στο γένος *Mammuthus*, και συνεκτιμώντας την περιορισμένη κάμψη και συστροφή που εμφανίζουν τα τεμάχια, στο είδος *Mammuthus cf. meridionalis*.

Κατά τη διάρκεια πρόσφατης έρευνας υπαίθρου στην κοιλάδα του Αλιάκμονα (Παναγοπούλου *et al.* 2006) εντοπίστηκε χαυλιόδοντας σε πρανές αγροτικού δρόμου στην περιοχή Νεάπολης Κοζάνης (Εικ. 6-7). Λόγω του προσανατολισμού του χαυλιόδοντα κάθετα στο πρανές, αλλά και του πολύ μεγάλου πάχους και συνεκτικότητας των υπερκειμένων ποτάμιων ιζημάτων, η ανασκαφή και εξαγωγή του από το περιβάλλον πέτρωμα είναι αδύνατη. Ωστόσο, στην επιφάνεια της φυσικής τομής η οποία τυχαίνει να είναι κάθετη στον διαμήκη άξονα του χαυλιόδοντα, είναι σαφώς ορατές οι γραμμές Schreger που σχηματίζουν μεταξύ τους γωνίες της τάξεως των 90° (Εικ. 7), ανάλογες

δηλαδή αυτών του γένους *Mammuthus* και των πλειοκαινικών μαστοδόντων. Η παρατήρηση αυτή, συνδυαζόμενη με την ηλικία της υπόλοιπης πανίδας της περιοχής που είναι κατωπλειστοκαινική (Steensma 1988), οδηγούν στην απόδοση του ευρήματος στο είδος *Mammuthus meridionalis*.

4. Συμπεράσματα

Η μελέτη των γραμμών Schreger προσφέρει ένα πρόσθετο μορφολογικό χαρακτήρα των χαυλιοδόντων Προβοσκιδωτών που βοηθά στον προσδιορισμό ακόμη και μικρών θραυσμάτων, επιτρέποντας σε πολλές περιπτώσεις ακριβέστερη χρονολόγηση απολιθωμένων πανίδων.

Επιπροσθέτως, η ομοιότητα στη γεωμετρία των γραμμών Schreger μεταξύ διαφορετικών τάξεων μπορεί να αξιοποιηθεί ως επιπλέον στοιχείο στην ανίχνευση φυλογενετικών σχέσεων, όπως π.χ. στην ανεύρεση των πλειστοκαινικών ηπειρωτικών ειδών που έδωσαν γένεση στους ενδημικούς νησιωτικούς πληθυσμούς ελεφάντων της Μεσογείου και άλλων αρχιπελάγων.

Η εφαρμογή της μεθόδου σε μεγαλύτερο αριθμό δειγμάτων, ευρύτερης ταξινομικής προελεύσεως, αναμένεται να βελτιώσει τις γνώσεις μας για την ιστολογία της οδοντίνης και άλλων αντιπροσώπων των Προβοσκιδωτών, και να προσφέρει έτσι ένα βιοχρονολογικό εργαλείο με ευρύτερο πεδίο εφαρμογής.

5. Βιβλιογραφία

Agiadi, K., 2001: Comparative observations on fossil tusks from three Quaternary Greek localities using scanning electron microscopy. *Proceedings of the 1st International Congress "The World of Elephants"*

(Rome, 2001): 523-528.

Αγιάδη, Κ., 2003: Εισαγωγή στην παλαιόστολογική μελέτη απολιθωμένων χαυλιοδόντων του Ελλαδικού χώρου. *Διπλωματική εργασία, Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών, Τμήμα Γεωλογίας*. Αθήνα.

Agiadi, K., Theodorou, G., 2005: Tusk paleohistology as a tool in the discrimination of fossil tusks from Greece. *Proceedings of the International Symposium "Insular Vertebrate Evolution: the Palaeontological Approach"* (Palma de Mallorca, 2003). *Monografies de la Societat d'Historia Natural de les Balears*, 12: 1-8.

Athanassiou, A., 2006: Reginio, a new mammal locality from the Plio-Pleistocene of Central Greece. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, Monatshefte, 2006 (2): 116-228.

Espinoza, E.O.N., Mann, M.-J., 1993: The history and significance of the Schreger pattern in proboscidean ivory characterization. *Journal of the American Institute for Conservation*, 32 (3): 241-248.

Owen, R., 1845: *Odontography; a treatise on the comparative anatomy of the teeth their physiological relations, mode of development, and microscopic structure in the vertebrate animals*. H. Bailliere, London.

Palombo, M.-R., Villa, P., 2001: Schreger lines as support in the Elephantinae identification. *Proceedings of the 1st International Congress "The World of Elephants"*, 656-660.

Παναγοπούλου, Ε., Χαρβάτη, Κ., Καρκάνας, Π., Αθανασίου, Α., Ελεφάντη, Π., Frost, S.R., 2006: Η έρευνα της Πρώιμης Παλαιολιθικής στην περιοχή του Αλιάκμονα, Νομού Γρεβενών.

- Το Αρχαιολογικό Έργο στη Μακεδονία και στη Θράκη*, 18: 631-640.
- Steensma, K.J., 1988: Plio-/Pleistozäne Groisdugetiere (Mammalia) aus dem Becken von Kastoria / Grevena, südlich von Neapolis - NW Griechenland. *Inaugural-Dissertation, Technische Universität Clausthal*. Clausthal.
- Συμεωνίδης, Ν.Κ., Θεοδώρου, Γ.Ε., 1986: Περί μιας νέας εμφάνισης Προβοσκιδωτών του Κάτω Πλειστοκαίνου στη Νότια Πελοπόννησο. *Annales Geologiques des Pays Helleniques*, 33 (1): 251-261.
- Theodorou, G.E., Agiadi, K., 2001: Observations on the microstructure of fossil tusks from the Charkadio cave (Tilos, Dodekanese, Greece). *Proceedings of the 1st International Congress "The World of Elephants"*, 563-567.
- Trapani, J., Fisher, D.C., 2003: Discriminating proboscidean taxa using features of the Schreger pattern in tusk dentin. *Journal of Archaeological Science*, 30 (4): 429-438.

THE APPLICATION OF CYCLOSTRATIGRAPHY AND ASTROCHRONOLOGY IN THE NEOGENE MARINE DEPOSITS OF EASTERN MEDITERRANEAN: METOCHIA SECTION (GAVDOS ISLAND)*

A. Antonarakou¹, H. Drinia¹ & F. Pomoni-Papaioannou¹

¹National and Kapodistrian University of Athens, Faculty of Geology and Geoenvironment, Department of Historical Geology-Paleontology, Panepistimiopolis, Zografou, aantonar@geol.uoa.gr

ABSTRACT

Significant lithostratigraphical and micropaleontological signatures, of Milankovitch-scale climatic changes are recorded in Miocene deep-sea sediments. As a case study, the Metochia Section, in Gavdos Island, which covers the time interval from 9.7 to 6.6 Ma, is used. This study emphasizes the sedimentological and micropaleontological characteristics of the section, attributed to Milankovitch-scale climatic changes.

The short-term variations in climate and faunal composition are related to precession-controlled sedimentary cycles and the long-term trend in climate is related to eccentricity and obliquity cycles. Regional changes in sea surface temperature in combination with variations of solar insolation have caused the cyclical astronomical controlled pattern of *Globorotalia* species.

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Στην παρούσα μελέτη πραγματοποιείται εφαρμογή της κυκλοστρωματογραφικής προσέγγισης και αστροχρονολόγησης στην τομή Μετόχια (νήσος Γαύδος) η οποία καλύπτει το χρονικό διάστημα από 9.7-6.6 εκατομμύρια χρόνια και αποτελείται εναλλαγές ματγών και σαπροπηλών (καφέ ιζήματα πλούσια σε οργανικό υλικό). Η μελέτη επικεντρώνεται στα ιζηματολογικά και μικροπαλαιοντολογικά χαρακτηριστικά της τομής τα οποία συσχετίζονται με τους κλιματικούς κύκλους του Milankovitch. Αποδεικνύεται ότι οι ιζηματογενείς κύκλοι που συνιστούν την τομή αντικατοπτρίζουν κλιματικές αλλαγές οι οποίες ελέγχονται από τις τροχιακές παραμέτρους της Γης, και κατά συνέπεια χρησιμεύουν στην εκτίμηση του χρονικού διαστήματος που αντιπροσωπεύουν. Από τη μελέτη της περιεχόμενης μικροπανίδας αποδεικνύεται ότι οι μικρές κλίμακας διακυμάνσεις τόσο στο κλιματικό αρχείο όσο και στη σύνθεση της πανίδας των μικροαπολιθωμάτων συσχετίζονται με τις διακυμάνσεις στη μετάπτωση των ισημεριών όπως και οι ιζηματογενείς κύκλοι. Μεταβολές στην επιφανειακή θαλάσσια θερμοκρασία τοπικού χαρακτήρα, σε συνδυασμό με τις διακυμάνσεις της ηλιακής ακτινοβολίας προκάλεσαν την κυκλικά ελεγχόμενη κατανομή στα είδη του γένους *Globorotalia*.

*Η ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΤΗΣ ΚΥΚΛΟΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑΣ ΚΑΙ ΑΣΤΡΟΧΡΟΝΟΛΟΓΗΣΗΣ ΣΤΑ ΝΕΟΓΕΝΗ ΘΑΛΑΣΣΙΑ ΙΖΗΜΑΤΑ ΤΗΣ ΑΝΑΤΟΛΙΚΗΣ ΜΕΣΟΓΕΙΟΥ

A. Αντωναράκου, Χ. Ντρίνια & Φ. Πομόνη-Παπαϊωάννου

Εθνικό & Καποδιστριακό Παν/μιο Αθηνών, Τμήμα Γεωλογίας & Γεωπεριβάλλοντος, Τομέας Ιστορικής Γεωλογίας & Παλαιοντολογίας, Πανεπιστημιούπολις Ζωγράφου

1. Introduction

In the Eastern Mediterranean sedimentary record, since Last Glacial Maximum, major and minor climate changes are amplified and perfectly preserved, as for example, the deglaciation itself, the Younger Dryas cold episode and the Holocene climatic optimum.

Evidence concerning the Mediterranean climate is available from historical and fossil records and several signatures of the Eastern Mediterranean Sea evolution have been detected. However, part from geodynamical evolutions which refer to large time-scale (million years), in the sedimentary record includes significant signatures of past changes in climate, hydrology, fauna, oxygen, and biological production (e.g. the peculiar example of the sapropel layers over the last half million years (Bethoux, 1993).

It is now over twenty years since it was first demonstrated that orbital cycles are preserved in the climatic records of deep-sea sediments (Shackleton & Opdyke, 1973; Hays *et al.*, 1976).

There are clear and distinct effects of orbital parameters (obliquity, eccentricity, and precession) on intermediate to short-term climate change. Orbital climate forcing is an important control on variation in sediment supply, because orbital parameters have a marked effect on the seasonality of incoming solar radiation (insolation), which results in variations in the seasonality of rainfall. As a result, orbital climate forcing plays a major role in sedimentation and stratigraphy.

The Miocene basins of eastern Mediterranean have been developed in geographic latitude roughly 35°, which intensely received the effects of climatic fluctuations, due to the differentiations of the orbital behaviour of the Earth. These climatic oscillations, cycles, are clearly

reflected in sedimentary cycles and an excellent example is the Milankovitch cyclicity of the prodelta turbidites, of the Eastern Mediterranean Basin, since the early Late Miocene (Postma *et al.*, 1993) and early Pliocene (Weltje & De Boer, 1993).

These turbidites arise in successions of alternating hemipelagic (bioturbated marls) and sapropelic (laminitic) sediments, the latter being a mixture of well-layered siliciclastic and organic material. According to Krijgsman *et al.* (1995) and Hilgen *et al.* (1995), the origin of the laminate marl couplets is due to astronomical forcing, in view of the fact that the occurrence and thickness of the sapropelic layer are roughly correlatable with the insolation curve of Laskar *et al.* (1993), (Fig. 1).

Rohling (1994) stated that the abundance of preserved organic material in the sapropels can be attributed to a combination of anoxic conditions at the sea bottom on the one hand and high organic production on the other. Moreover, Van der Zwaan & Gudjonsson (1986), in their work concerning stable isotopes on planktonic foraminifera, demonstrated that sapropel formation was simultaneous with periods of increased continental runoff. Prell & Kutzbach (1987) and Hilgen (1991) correlated the latter periods with an intensified Indian Ocean SW summer monsoonal system, influencing the eastern Mediterranean via the Nile River and by increased continental activity of Mediterranean depressions as an element of the westerly Atlantic system.

Conclusively, the sapropels provide important clues concerning the origin, the timing and the duration of climate-related turbidite deposition in this basin.

A case study, which represents the afore-

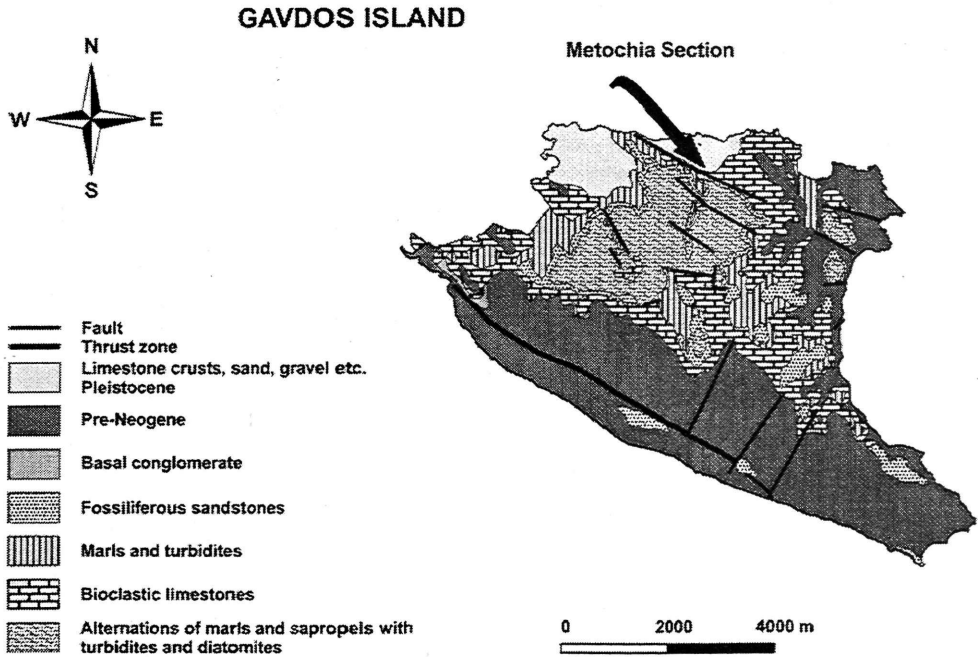


Fig. 2. Geological map of Gavdos Island, indicating the location of the Metochia section.

relation of the sedimentological and micropaleontological characteristics of the section, with the Late Miocene Milankovitch-scale climatic changes.

2. Lithostratigraphic Signal

Metochia section, a Late Miocene hemipelagic marl succession, is located at the northeast part of the Gavdos Island and contains 96 (L1 to L96) rhythmic alternations of poorly to non bioturbated brown-grey, organic-rich laminated beds (the so called "sapropels") and bioturbated, light grey-blue, homogeneous, hemipelagic marl beds (Fig. 3), deposited in approximately 850 m water depth (Postma *et al.* 1993). The

sapropelic intervals become dominated by sandy turbidites from L7-13 (Fig. 3). The turbidite sequences are characterized by multiple events of thinly bedded, wedging turbidites, each turbidite sequence being covered by a marl layer. For instance, the L7 turbidite succession (Fig. 4) contains at least 100 separate turbidite events recorded as thinly layered fine sandy to silty turbidites ranging in thickness from 0.5 to 3 cm. The fine-grained intervals have a typical brown to yellow colour and contain organic plant material, which contrasts markedly with the blue-grey colours of the overlying homogeneous, hemipelagic marl interval. Turbidite

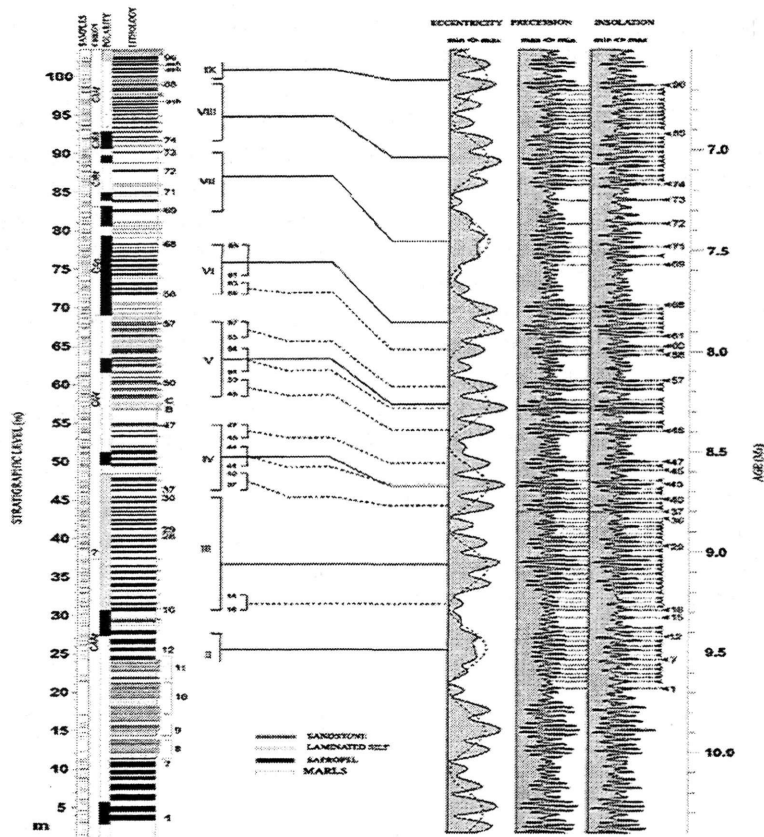


Fig. 3. Lithostratigraphical column of the Metochia Section and age time control derived from the astronomical calibration of the sedimentary cycles and planktonic foraminifera bioevents.

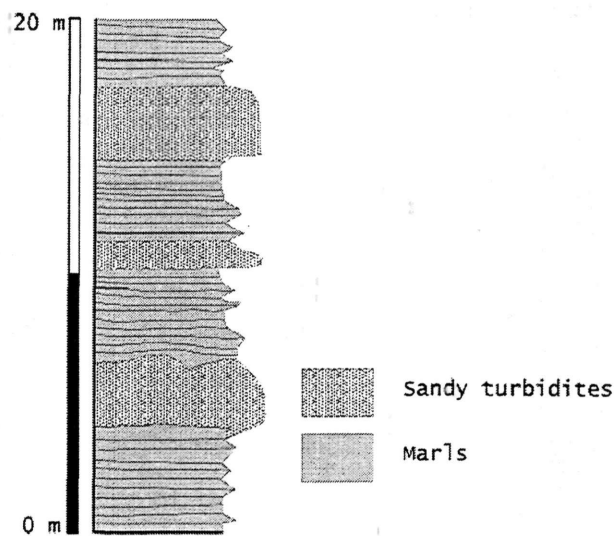


Fig. 4. The L7 turbidite succession.

sequences L8-L11 display crude thickening and coarsening of upward trend. In the central and upper part of these sequences, the sand/clay ratio increases, with turbidite beds becoming thicker and coarser upwards.

The strong association between turbidites and laminites suggest that growth of the prodelta lobes occurred during precession punctuated periods of increased precipitation and increased run-off. Tectonic tilting, seismic shock and sediment overloading due to sea level lowering are believed to be far less important triggering mechanisms for the L7-L13 turbidites.

The described turbiditic sequence is characterized by fluctuations of the

thickness of the turbiditic layers. The absence of channel deposits, the fact that the sequence is coarsening upwards and finally, the lobe geometry of the layers, indicate deposition in relatively small-sized sandy lobes. These lobe deposits were created probably due to local scale palaeoclimatic fluctuations owing to precession and not to glacio-eustatic sea-level fluctuations.

This interpretation is supported:

1. by the obvious predominance of local scale climatic effects in the Mediterranean. Detailed analysis of the sedimentary record that has been affected by climatic and oceanographic fluctuations, due to precession, showed that they represent changes in the discharge, in the sediment supply and

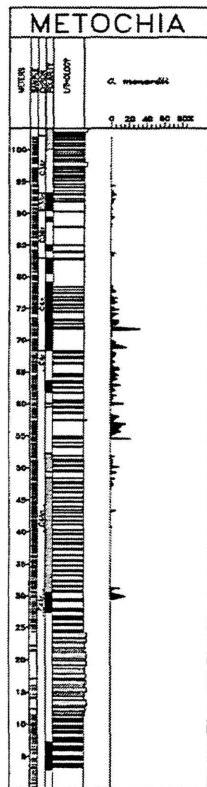


Fig. 5. Distribution pattern of *Globorotalia* species

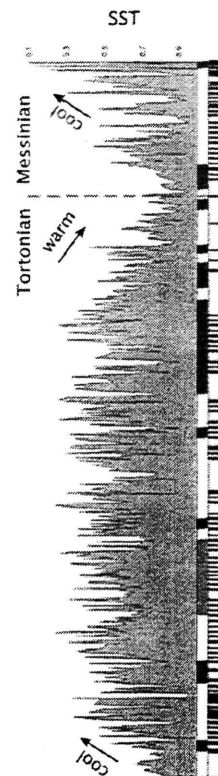


Fig. 6. The SST proxy record of the Metochia section

in the primary productivity. This fact is well-documented for the Late Miocene and the Lower Pliocene of the central and eastern Mediterranean.

2. by the tectonic setting of the basin which excludes the presence of a shelf, implying that the effect of possible sea level fluctuations in the sediments was of small importance.

On the contrary, the fluctuations in river run-off, which in turn, influence precipitation, constitute the responsible mechanism for the creation of the described turbiditic system. The periodical alternations between relatively dry and humid climatic conditions, with simultaneous change in the flow and in the sediment supply, appear to be the most likely explanation for the creation of this sedimentary setting.

3. Micropaleontological Signal

The aforementioned assumptions were further supported by micropaleontological analysis based on planktonic foraminifera.

The distribution pattern of the planktonic foraminifera species identified in the Metochia section has been analyzed and used for the orbital configuration of the climatic changes and the sedimentary cyclicity of the section (Antonarakou, 2001).

According to Antonarakou *et al.* (2004), one of the most significant events which can be correlated with Millankovitch-scale climatic changes is the replacement of the *Globorotalia menardii* group by the *Globorotalia miotumida* group, characterizing the Tortonian/Messinian boundary (7.12 Ma).

Due to the fact that during the Miocene,

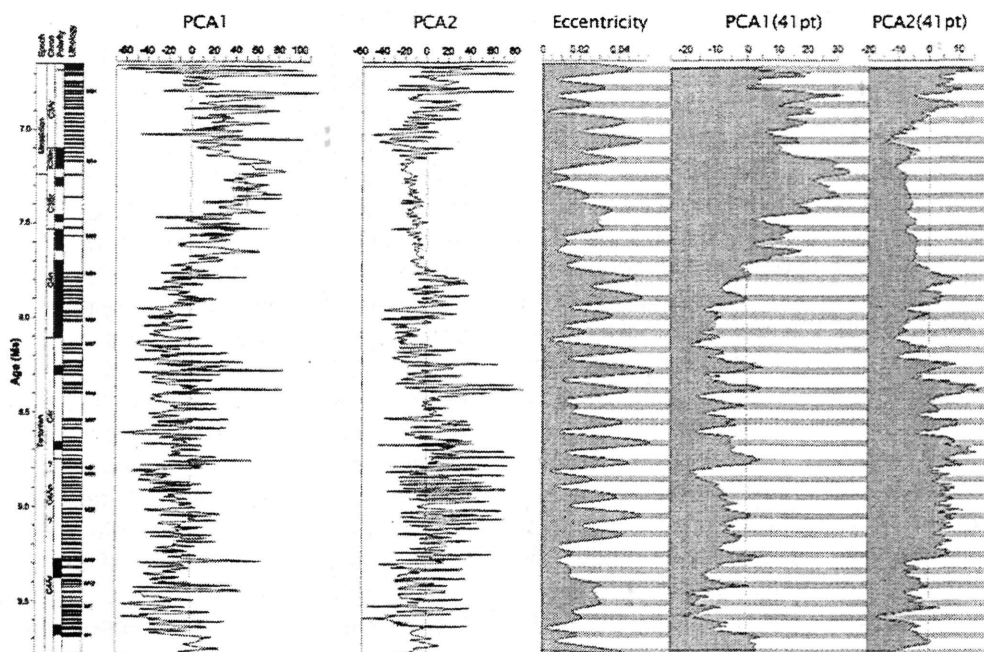


Fig. 7. PCA analysis and correlation to orbital parameter (eccentricity)

the *Globorotalia menardii* group was restricted to the tropical and subtropical region, whereas the *Globorotalia miotumida* group was present in temperate areas, their presence determine different climatic zones (Sierro *et al.*, 1993). The distribution pattern of the keeled globorotaliids throughout the section reveals short-term recurrent variations of the *G. menardii* group, being presented from the lower part of the section. Whereas, *Globorotalia miotumida* appears later at the section and marks the Tortonian/Messinian boundary (Fig. 5).

Keeled globorotaliids display an intermittent distribution pattern. This holds in particularly for the sinistrally coiled *G. menardii* 4 in the lower part of the section (cycles L1-L45, 3-53m). This species occurs more regularly between L46-L68 (54-78m) but then vanishes until a short but prominent influx in L69 (82m). The top of this brief reoccurrence is equated with the LCO of *G. menardii* 4 (7.5 Ma) even though this species shows a final and extremely brief influx at the upper part of the range of *G. menardii* 5. Keeled globorotaliids then become absent again up to the first occurrence (FO-7.3 Ma) level of the right-coiled *G. menardii* 5 directly above the L72 (88m). The interval in which *G. menardii* 5 is the dominant keeled globorotaliid is punctuated by a very short but distinct influx of *G. menardii* 4. At about L73 (90m), *G. menardii* 5 is definitively replaced by left-coiled assemblages of keeled globorotaliids, characterized by a reniform chamber outline in spiral view. These assemblages are termed *Globorotalia conomiozea* group by Zachariasse (1979) and *Globorotalia miotumida* group by Sierro (1985) and Sierro *et al.* (1993). The earliest representatives of *G. conomiozea* group

show flat tests typical of *G. miotumida*, while the regular occurrence of the conical types (*G. conomiozea*) starts in cycle L76 (92m).

Variations in their relative abundance reflect variations in sea surface temperatures with *G. menardii* correlated with warmer intervals and *G. miotumida* with cooler intervals. This replacement is used to identify regional short-term climatic fluctuations in the Tortonian / Messinian boundary. This interpretation is further supported by the SST curve based on temperature sensitive species, using the habitat characteristics of all the identified planktonic foraminifera species (Fig. 6).

The Principal Component Analysis applied on the total data set of the containing fauna revealed that PCA 1 variations correspond to Sea Surface Temperature and PCA 2 to the Sea Surface Productivity (SSP curve, Antonarakou *et al.*, 2004) and are correlated to eccentricity cycles. SSP variations reflect the sedimentary cycles for the studied section (Fig. 7).

Both the proxy records of the micropaleontological characteristics and the statistical analysis suggest that during the Late Miocene, the climate was quite stable. Long-term changes reflected by the abundance fluctuations pattern are determined by a cooling trend, from 9.7 Ma to 7.6 Ma, a warmer period from 7.6 to 7.2 Ma and then a cooling trend which finishes at the Messinian. At 7.6 Ma specimens of *G. miotumida* start to exist but the replacement takes place at 7.2 Ma, where the climate seems to be ameliorated. In spite of the fact that all these proxy curves simplify the original and highly complex faunal patterns of the individual taxa, short term variations still remain. To establish both the frequencies of these short-term

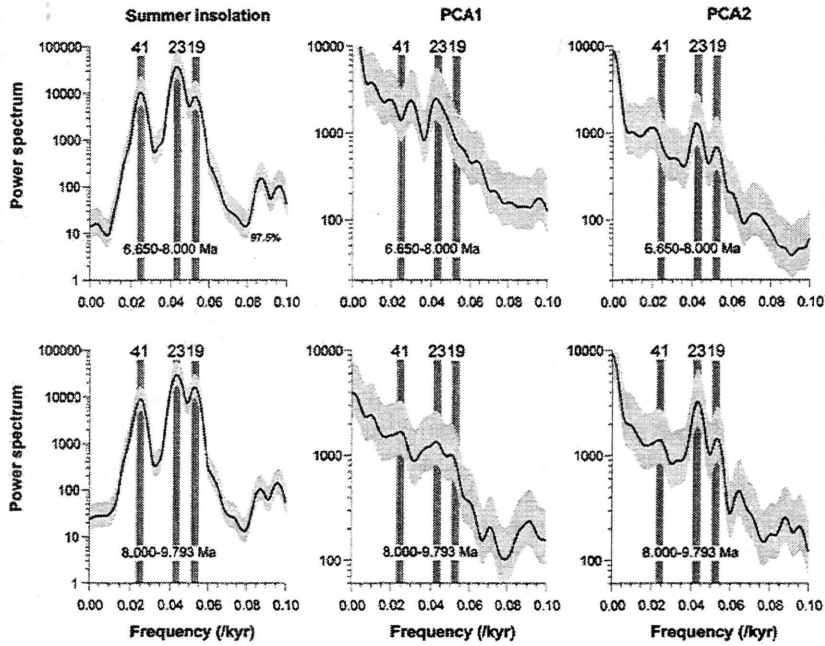


Fig. 8. Spectral analysis on PCA-1 and PCA-2

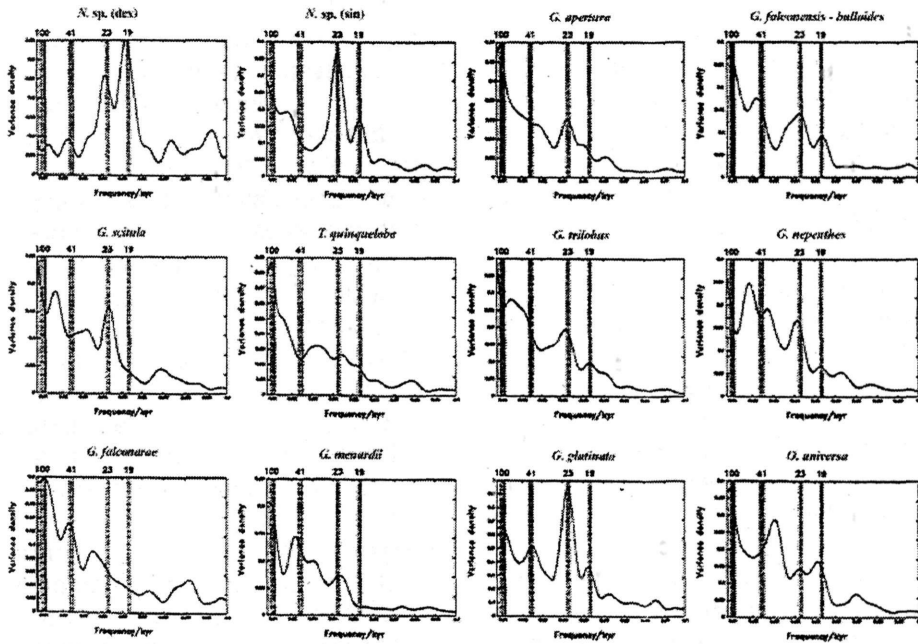


Fig. 9. Spectral analysis of individual species

variations and the possible influence of astronomical forcing, spectral analysis was performed on the proxy curves on individual taxa based on their quantitative data.

The spectral analysis shows that in Metochia section sedimentary cycles (sapropel cycles) are astronomically forced by precession and eccentricity cycles while sea surface temperature variations are controlled by precession and obliquity variations (Fig. 8). This orbital configuration during sapropel formation indicates strongly seasonal contrast. It is remarkable that, in the studied sequence, for the time interval between 9.7 to 8 Ma, sea surface cycles and SST are also related to obliquity cycles. However, this orbital configuration is strongly determined by fluctuations in the distribution of several species (Fig. 9). In particular, the relative abundance fluctuations of *G. menardii* are related to obliquity (41 Kyr) cycles and precession (23 kyr) cycles together with *N. acostaensis* d. *G. falconarae* and *G. glutinata*. This is a mixed association of eutrophic and tropical species. These species are more abundant in the lower part of the section for the time interval 9.7 to 8 Ma.

4. Conclusions

This work represents a review of the most significant lithostratigraphical and micropaleontological signatures of Milankovitch scale climatic changes overprinted on Late Miocene.

Lithostratigraphical signatures of Milankovitch-scale climate changes are detectable on the Late Miocene section of Metochia, in Gavdos island (an interval between 9.7 to 6.6 Ma). Identification and documentation of the lithostratigraphic signature was not possible without a detailed micropaleontological analysis

based on planktonic foraminifera which enables us to reconstruct the small-scale climate changes recorded in the studied section.

5. References

- Antonarakou, A., 2001. Biostratigraphic and paleoenvironmental implications on Miocene sediments of Eastern Mediterranean (Gavdos Island): *PhD Thesis*, Athens University, 180p.
- Antonarakou, A., Drinia, H., and J. W., Zachariasse, 2004. Cyclostratigraphic determination of the replacement of *Globorotalia menardii* group by *Globorotalia miotumida* group. A significant climatic change signal. *Environmental Micropaleontology, Microbiology, Meiobenthology*, vol. 1, pp. 155-175.
- Bethoux, J.P., 1993. Mediterranean sapropel formation, dynamic and climatic viewpoints. *Oceanol. Acta*, 16, 127-133.
- Hays, J.D., J. Imbrie, and N.J., Shackleton, Variations in the earth's orbit: pacemaker of the ice ages, *Science*, 194, 1121-1131, 1976.
- Hilgen, F.J., 1991. Astronomical calibration of Gauss to Matuyama sapropels in the Mediterranean and implication for the Geomagnetic Polarity Time Scale. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 104, 226-244.
- Hilgen, F.J., Krijgsman, W., Langereis, C.G., Lurens, L.J., Santarelli, A. & Zachariasse, J.W., 1995. Extending the astronomical (polarity) time scale into the Miocene. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 136, 495-510.
- Krijgsman, W., Hilgen, F.J., Langereis, C.G., L.J., Lourens, Santarelli, A. & J.W. Zachariasse, 1995. Late Miocene magnetostratigraphy, biostratigraphy and cyclostratigraphy from the Mediterranean. *Earth and*

- Planetary Science Letters*, 136, 475-494.
- Laskar, J., Joutel, F., & Boudin, F., 1993. Orbital, precessional and insolation quantities for the Earth from -20 Ma to +10 Ma. *Astron. Astrophys.*, 270, 522-533.
- Postma, G., Hilgen, F.J., & Zachariasse, W.J., 1993. Precession punctuated growth of a Late Miocene submarine-fan lobe on Gavdos (Greece). *Terra Nova*, 5, 438-444.
- Prell, W.L. & Kutzbach, J.E., 1987. Monsoon variability over the past 150,000 years. *J. Geophys. Res.*, 92, 8411-8425.
- Rohling, E., 1994. Review and new aspects concerning the formation of eastern Mediterranean sapropels. *Mar. Geol.*, 122, 1-28.
- Shackleton, N.J., and N.D., Opdyke, Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10 and 10 year scale, *Quat. Res.*, 3, 39-55, 1973.
- Sierro, F.J., 1985. The replacement of the "*Globorotalia menardii*" group by the "*Globorotalia miotumida*" group: an aid to recognizing the Tortonian/Messinian boundary in the Mediterranean and adjacent Atlantic. *Marine Micropaleontology*, 9(6), 525-535.
- Sierro, F.J., Flores, J.A., Civis, J., Gonzales Delgado, J.A. & G. Frances, 1993. Late Miocene globorotaliid event-stratigraphy and biogeography in the NE Atlantic and Mediterranean. *Marine Micropaleontology*, 21, 143-168.
- Van der Zwaan, G.J., & Gudjonsson, L., 1986. Middle Miocene-Pliocene stable isotope stratigraphy and paleoceanography of the Mediterranean. *Mar. Micropaleontol.*, 10, 71-90.
- Weltje, G.J., & De Boer, P.L., 1993. Astronomically induced paleoclimatic oscillations reflected in Pliocene turbidite deposits on Corfu (Greece): implications for the interpretation of higher order cyclicity in ancient turbidite systems. *Geology*, 21, 307-310.
- Zachariasse, W.J., 1979. Planktonic Foraminifera from section Potamida I: Taxonomic and phyletic aspects of keeled globorotaliids and some paleoenvironmental estimates. *Utrecht Micropaleontological Bulletins*, 21, 129-166.

ΙΣΤΟΡΙΑ, ΦΙΛΟΣΟΦΙΑ ΚΑΙ ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΤΩΝ ΠΑΓΚΟΣΜΙΩΝ ΣΤΡΩΜΑΤΟΤΥΠΩΝ ΚΑΙ ΤΩΝ ΑΠΟΛΥΤΩΝ ΟΡΙΩΝ. ΠΡΟΣΦΑΤΕΣ ΑΝΑΘΕΩΡΗΣΕΙΣ ΤΗΣ ΓΕΩΛΟΓΙΚΗΣ ΧΡΟΝΙΚΗΣ ΚΛΙΜΑΚΑΣ*

Μ. Δ. Δερμιτζάκης¹

¹Εθνικό & Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών, Τμήμα Γεωλογίας & Γεωπεριβάλλοντος, Τομέας Ιστορικής Γεωλογίας-Παλαιοντολογίας, Πανεπιστημιόπολη Ζωγράφου, mdermis@geol.uoa.gr

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Τα τελευταία 150 χρόνια, τα όρια των αποκαλούμενων “τυπικών” γεωχρονολογικών / χρονοστρωματογραφικών ενοτήτων καθορίζονταν από τους διάφορους ερευνητές της γεωλογίας με γεωιστορικά συμβάντα και ποικίλους τρόπους. Αυτή η έλλειψη τυποποίησης κατέστησε ουσιαστικά αδύνατο τον συσχετισμό σε παγκόσμια κλίμακα.

Τις τελευταίες δύο δεκαετίες, η πρόοδος στις τεχνικές πεδίου και εργαστηρίων, στις μελέτες των ραδιενεργών και σταθερών ισοτόπων, η βελτιωμένη αξιολόγηση των απολιθωμένων αρχείων, η αξιολόγηση παλαιομαγνητικών δεδομένων και η εφαρμογή της κυκλοστρωματογραφίας, βελτίωσαν την ποιότητα των δεδομένων και συνέβαλαν πολύ στον ακριβή καθορισμό της Διεθνούς Χρονοστρωματογραφικής Κλίμακας, εισάγοντας νέες υποδιαιρέσεις και καθορίζοντας τα όρια των γεωλογικών περιόδων. Συνθέτοντας τις σημαντικότερες συνεισφορές που προκύπτουν από αυτές τις νέες προσεγγίσεις κατά τη συνεδρίαση της Διεθνούς Ενώσεως Στρωματογραφίας, το 2004, 38 ειδικοί, υπό την προεδρία του F.M. Gradstein, από το Πανεπιστήμιο του Όσλο, συζήτησαν τις αναθεωρήσεις που προκύπτουν από τα νέα στοιχεία και προέβαλαν την πιο πρόσφατη έκδοση της Γεωλογικής Κλίμακας 2004.

Στην αναθεωρημένη Γεωλογική Κλίμακα, επιλέχθηκαν ανάμεσα στις πολλές μεθόδους που υπάρχουν, για την συγκρότησή της, αυτές που παρέχουν τις πιο αξιόπιστες πληροφορίες. Η τελευταία Γεωλογική Κλίμακα, η οποία ενσωματώνει σημαντικές αλλαγές, βασίζεται στην εφαρμογή της έννοιας του Παγκόσμιου Στρωματότυπου και Απόλυτου Ορίου. Σχεδόν πενήντα Παγκόσμιοι Στρωματότυποι με Απόλυτα Όρια έχουν εγκριθεί μέχρι σήμερα.

Αν και έχουν γίνει τεράστιες προσπάθειες για τη δημιουργία μιας πιο πλήρους Γεωλογικής Κλίμακας, χρειάζεται ιδιαίτερη επιμονή για την υποστήριξη μιας ιδανικής κλίμακας, που θα έχει τη συναίνεση ολόκληρης της Γεωλογικής Κοινότητας.

***HISTORY, PHILOSOPHY AND APPLICATION OF GLOBAL BOUNDARY STRATOTYPE SECTIONS AND POINTS. NEW REVISIONS OF GEOLOGICAL TIME SCALE**

M. D. Dermitzakis

National & Kapodistrian University of Athens, Faculty of Geology & Geoenvironment, Department of Historical Geology-Paleontology, Panepistimiopolis Zografou, Greece

ABSTRACT

In the last 150 years, the limits of the so called "formal" geochronological/ chronostratigraphical units were determined by several rock researchers using geohistorical events in several ways. The lack of standardisation made them useless for a global scale correlation.

During the last two decades, the development of the field and laboratories techniques, the studies of radiogenic and stable isotopes, the improved evaluation of fossil files, the evaluation of paleomagnetic data and the application of cyclostratigraphy, improved the quality of data and contributed to the creation of the most up-to-date International Chronostratigraphic Scale, including new subdivisions and determination of the boundaries of geological periods. The compiled New Geological Time Scale GTS 2004 integrates the most recent results of these new methods and was constructed by the International Union of Stratigraphy (ICS), in 2004, presiding F.M. Gradstein, from the University of Oslo, along with 38 other specialists.

The new revised Geological Scale encompasses selected new methods that provide the most reliable information. The last Geological Time Scale incorporates important changes and is based on the application of the Global boundary Stratotype Section and Point (GSSP). Almost 50 GSSP have been defined up to now.

Despite the enormous efforts for the construction of the most complete Geological Time Scale, a modified version needs the support and consent of the entire geological science community.

1. Εισαγωγή

Η υποδιαίρεση των 4,5 δισεκατομμυρίων ετών της Γεωλογικής Ιστορίας της Γης, σε σχετικά χρονικά διαστήματα που να παρουσιάζουν παγκόσμια δυνατότητα αναφοράς ή συσχετισμού, παραμένει σε εκκρεμότητα από την εποχή των πρώτων γεωλόγων, όπως του James Hutton (1795) και του Charles Lyell (1800) (πρβλ. Δερμιτζάκης & Λέκκας, 1982) Σημαντικός αριθμός μεθόδων που αποσκοπούν στη δημιουργία «μονάδων» μετρήσεως του γεωλογικού χρόνου βρίσκεται ήδη στο αρχείο, ενώ ένας λαβύρινθος όρων χρησιμοποιούνται για τον χαρακτηρισμό ενός συγκεκριμένου γεωλογικού διαστήματος. Άλλοι από αυτούς τους όρους βασίζονται στις ακολουθίες πετρωμάτων ή τη στρωματογραφία (π.χ. Αιωνοδιάπλαση, σύστημα, σειρά, βαθμίδα), και άλλοι στη χρονική διάρκεια που έλαβαν χώρα σημαντικά γεγονότα (π.χ. Αιώνας, περί-

οδοι, εποχές, ηλικία). (πρβλ. Δερμιτζάκης, 1975) Συχνότερα, οι περίοδοι, οι εποχές και οι ηλικίες, αόριστα καθορίζονται ως οι περίοδοι της υπάρξεως πανίδων και χλωρίδων, των οποίων τα απολιθώματα εμπεριέχονταν στις τυπικές ακολουθίες των συστημάτων, σειρών και βαθμίδων.

Επιπλέον, διφορούμενα προθέματα (προσδιορισμοί) όπως Κατώτερο, Μέσο, Ανώτερο, χρησιμοποιούνται για την περιγραφή του Γεωλογικού Χρόνου. Παρόλα αυτά, οι υποδιαιρέσεις που χαρακτηρίζουν τα διάφορα στάδια στην ιστορία της Γης παραμένουν ανεπαρκείς. Το σχετικά μικρό χρονικό διάστημα π.χ., του Φανεροζωικού Μεγααιώνα, το οποίο καλύπτει τα τελευταία 570 εκατομμύρια έτη, διαιρείται «εύκολα» σε 3 κύρια τμήματα και σε 16 μικρότερα εξαιτίας των άφθονων παλαιοντολογικών δεδομένων που έχουμε στη διάθεσή μας. Αντίθετα, το απέραντο

Προκάμβριο, το οποίο έχει διάρκεια σχεδόν 4 δισεκατομμυρίων ετών, διαιρείται σε τρία σημαντικά τμήματα – τον Καταρχαιοζωϊκό, τον Προτεροζωϊκό και τον Αρχαϊκό Μεγαίωνα, και παραμένει εκπληκτικά ελλιπές ακόμα και σήμερα. Τα αρχικά συστήματα, σειρές και βαθμίδες αποτελούν γενικά αυτό που καλούμε σήμερα «λιθοστρωματογραφικές ενότητες» και όχι «χρονο-στρωματογραφικές ενότητες» υπό τη σύγχρονη έννοια. Πράγματι, τα κύρια λιθολογικά χαρακτηριστικά περιθωριακών θαλάσσιων φάσεων χρησιμοποιήθηκαν για τον χαρακτηρισμό από τους ιστορικούς στρωματοτύπους, ως συστήματα, σειρές και βαθμίδες. Το πρόβλημά τους, όμως, ήταν ότι τα όριά τους συχνά ορίζονταν από στρωματογραφικά κενά.

Στο πλαίσιο της γενικής προσεγγίσεως της αντιλήψεως των χρονικών ενότητων, δημιουργήθηκαν αναπόφευκτα στρωματογραφικά κενά και επικαλύψεις μεταξύ των διαδοχικών ενότητων, επειδή οι αρχικές τυπικές τομές ή τα πετρώματα συνολικά προσδιορίζονταν απαραίτητως σε διαφορετικές γεωγραφικές περιοχές και ήταν ουσιαστικά αδύνατο τα ανάλογα χρονικά διαστήματα (ή οι χρόνοι της ύπαρξεως των περιλαμβανόμενων πανίδων τους) να συσχετίζονται πλήρως.

Προκειμένου να εξαλειφθούν αυτά τα κενά και οι επικαλύψεις, οι περίοδοι, οι εποχές και οι ηλικίες βαθμιαία αντιμετωπίστηκαν ως χρονικά διαστήματα, ανεξάρτητα από οποιαδήποτε συγκεκριμένη τυπική τομή, και καθορίστηκαν εννοιολογικά από παλαιοβιολογικά γεγονότα που προέκυψαν κυρίως με τη βοήθεια της βιοστρωματογραφίας. Αυτές οι αποκαλούμενες “τυποποιημένες” βιοχρονολογικές ενότητες καθορίστηκαν βάσει κυρίως διαθέσιμων θαλάσσιων πελαγικών απολιθωμάτων (π.χ. γραπτόλιθοι για το Ορδοβίσιο,

αμμωνίτες για το Ιουρασικό κ.λπ.).

Εντούτοις, λόγω της απουσίας κάποιου έγκυρου διεθνούς σώματος Στρωματογραφίας, οι άκαρπες συζητήσεις για το αν αυτά τα συγκεκριμένα απολιθώματα γραπτόλιθων ή κωνόδοντων ή κεφαλόποδων κλπ. όντως καθόριζαν μια δεδομένη περίοδο, εποχή ή ηλικία, ήταν αναπόφευκτες. Επιπλέον, τα όρια που καθορίστηκαν από παλαιοβιολογικά γεγονότα ήταν εγγενώς ασταθή εξ αιτίας των ταξινομικών αλλαγών και των ανακαλύψεων νέων απολιθωμάτων, αλλά και της δυσκολίας να συσχετιστούν σε παγκόσμια κλίμακα, εξαιτίας του πανιδικού επαρχιωτισμού. Κατά συνέπεια, τα ονόματα των υποθετικά “τυποποιημένων” περιόδων, εποχών και ηλικιών χρησιμοποιήθηκαν με σημαντικά διαφορετικούς τρόπους από τους γεωλόγους σε διάφορα μέρη του κόσμου.

Εξαιτίας αυτής της καταστάσεως που επικρατούσε, η δημιουργία ενός διεθνούς στρωματογραφικού κώδικα υπήρξε από την αρχή ο κύριος στόχος της Διεθνούς Υποεπιτροπής Στρωματογραφικής Ταξινομήσεως (*International Subcommission on Stratigraphic Classification, ISSC*), η οποία δημιουργήθηκε το 1952 στο 19^ο Διεθνές Γεωλογικό Συνέδριο που είχε διοργανωθεί στο Αλγέρι. Οι πρώτες δημοσιεύσεις των βασικών αρχών της στρωματογραφικής ταξινομήσεως στα πλαίσια του Διεθνούς Κώδικα Στρωματογραφικής Ταξινομήσεως (*International Guide for Stratigraphic Classification*) (Hedberg, 1965, 1976; Δερμιτζάκης, 1975) που πραγματοποιήθηκαν μετά τη σύσταση της επιτροπής ISSC με πρώτο πρόεδρο τον Hollis D. Hedberg (1952 έως 1977), επηρέασαν ιδιαίτερα την ανάπτυξη της σύγχρονης Στρωματογραφίας. Στην εισαγωγή του κώδικα αναφέρεται... «Σκοπό του κώδικα αποτελεί

η προώθηση της διεθνούς συμφωνίας αναφορικά με τις αρχές της στρωματογραφικής ταξινομήσεως και η ανάπτυξη μιας κοινής διεθνώς αποδεκτής στρωματογραφικής ορολογίας με κανόνες των στρωματογραφικών διαδικασιών».... και «Οι συστάσεις αυτής της πρώτης εκδόσεως βασίζονται στην τρέχουσα συναίνεση των μελών. Οι μελλοντικές εκδόσεις θα επιφέρουν αναμφισβήτητα αλλαγές που θα υπαγορεύονται από τις εφαρμογές και τη χρήση του κώδικα, αλλά και την ανάπτυξη των νέων απόψεων και μεθόδων».

Ο διάδοχος του Hedberg ο Amos Salvador, που προήδρευσε στην Διεθνή Υποεπιτροπή Στρωματογραφικής Ταξινομήσεως από το 1977 ως το 1992, εξέδωσε τη δεύτερη έκδοση του Διεθνούς Στρωματογραφικού Κώδικα (*International Stratigraphic Guide, ISG*), ο οποίος ακολουθεί σε ένα μεγάλο τμήμα του την πρώτη έκδοση, με ελάχιστες αλλαγές και δύο σημαντικές προσθήκες, που αφορούν στην ομοιομορφία των ορίων στις στρωματογραφικές μονάδες και στην Μαγνητοστρωματογραφία. Περιελάμβανε επίσης ένα γλωσσάριο (Salvador, 1994). Ο διάδοχος του Salvador, M.A. Murphy, συνυπογράφει με τον προκάτοχό του μια σύντομη έκδοση του κώδικα, που δημοσιεύεται στο περιοδικό *Episodes* το 1999 (Murphy and Salvador, 1999). Ωστόσο, τα τελευταία είκοσι με τριάντα χρόνια, η εισαγωγή και η εφαρμογή νέων τεχνικών στους διάφορους κλάδους της Στρωματογραφίας, αλλά και η συνδυαστική επιστημονική προσέγγιση σε ένα τεράστιο σύνολο δεδομένων, από μακροπρόθεσμα και επιτυχή επιστημονικά προγράμματα, όπως τα Deep Sea Drilling Program (DSDP), Ocean Drilling Program (ODP), Integrated Ocean Drilling Program (IODP) (από το 1968 έχουν πραγματοποιηθεί 1257

εξερευνητικές γεωτρήσεις σε όλους τους ωκεανούς), είχαν ως αποτέλεσμα μία πρωτοφανή, ραγδαία ανάπτυξη της Στρωματογραφίας.

Το μέγεθος και το εύρος των νέων δεδομένων, τα οποία συνεχώς αυξάνονται σε πολυπλοκότητα και σημασία, και η συνδυαστική επιστημονική προσέγγιση των σύγχρονων μελετών υποχρεώνουν την επανεξέταση των βάσεων στις οποίες στηρίζεται η στρωματογραφική ταξινόμηση. Επομένως, σήμερα θεωρείται απαραίτητη η αναθεώρηση στους υπάρχοντες κώδικες, λαμβάνοντας υπόψη τις νέες ιδιαίτερες εξειδικευμένες και διαφορετικές επιμέρους μεθόδους που χρησιμοποιούνται για τον καθορισμό της «Παγκόσμιας Τομής Στρωματοτύπου και Απόλυτου Ορίου» (GSSPs, *Global Stratotype Sections and Points*).

Μία σχετική σημαντική πρωτοβουλία ξεκίνησε στα πλαίσια του πρώτου Συμποσίου που διοργανώθηκε από την Διεθνή Υποεπιτροπή Στρωματογραφικής Ταξινομήσεως (ISSC) κατά τη διάρκεια του 32ου Διεθνούς Γεωλογικού Συνεδρίου στη Φλωρεντία το 2004. Η πρωτοβουλία επικεντρώνεται στη δημιουργία διαφόρων επιστημονικών ομάδων εργασίας με απώτερο σκοπό τη δημοσίευση, υπό την αιγίδα της Διεθνούς Υποεπιτροπής Στρωματογραφικής Ταξινομήσεως (ISSC), μίας σειράς άρθρων που τιτλοφορούνται **Νέες Εξελίξεις στη Στρωματογραφική Ταξινόμηση «New Developments in Stratigraphic Classification»**. Κάθε μία σειρά θα αφορά σε έναν επιμέρους κλάδο της στρωματογραφίας. Βασική αρχή αυτής της προσπάθειας αποτελεί η «ομαδική εργασία», σε εθελοντική βάση, χωρίς οποιαδήποτε οικονομική ενίσχυση.

Τα δύο πρώτα θέματα που επιλέχθηκαν είναι η Στρωματογραφία ακολουθι-

ών και η Κυκλοστρωματογραφία. Επι-κεφαλές των ομάδων εργασίας είναι ο Ashton Embry (Geological Survey, Καναδάς), ένα «παλαιό» μέλος της ISSC με μεγάλη εμπειρία στη στρωματογραφία ακολουθιών και ο Andre Strasser, ένα «νέο» μέλος της υποεπιτροπής για την Κυκλοστρωματογραφία.

Κατά τη διαδικασία προετοιμασίας των άρθρων ο πρόεδρος λειτούργησε ως επιστημονικός συντονιστής και είχε την ευθύνη της τελικής αναθεώρησης. Μία προκαταρκτική περίληψη του μελλοντικού κειμένου διανεμήθη στην υποεπιτροπή. Σχόλια, προσθήκες και διορθώσεις προωθήθηκαν από την ομάδα εργασίας στους συγγραφείς για να ενσωματωθούν στο κυρίως κείμενο. Από ελληνικής πλευράς στην ομάδα εργασίας συμμετείχε ο γράφων Καθηγητής Μ. Δ. Δερμιτζάκης, ο οποίος πρότεινε την τροποποίηση του όρου *astrochronology* σε *astrogeochronology*, καθώς έτσι καθορίζεται σωστότερα η έννοια της αστρολογικής χρονολόγησης των γεωλογικών συμβάντων. Το πρώτο άρθρο με τίτλο Κυκλοστρωματογραφία - Έννοιες, Ορισμοί και Εφαρμογές «*Cyclostratigraphy – Concepts, Definitions and Applications*» με συγγραφείς τους Α. Strasser, F. Hilgen, και P. H. Heckel έχει ήδη δημοσιευθεί στο έγκυρο διεθνές περιοδικό *Newsletters on Stratigraphy* (Strasser et al., 2006). Η διαδικασία λειτούργησε πολύ καλά και θα αποτελέσει πρότυπο για την προετοιμασία των επόμενων άρθρων.

Σχόλια και προσθήκες στις ομάδες εργασίας Βιοστρωματογραφία - έννοιες και εφαρμογές και Χημειοστρωματογραφία - έννοιες και εφαρμογές έστειλαν οι: Hendrik de la Rey Winter, Ashton Embry, Michael D. Dermitzakis, Gilles Serge Odin, Brian R. Pratt, Maria Bianca Cita, Maria Rose Petrizzo, Stan

Finney, Yokichi Takayanagi, Alberto Riccardi, Bruce Waterhouse, Roger A. Cooper, Lucy E. Edwards, Geza Csaszar, Mike Johnson, Albert Brakel, Jan A. Zalesiewicz, Manfred Menning, Ki-Hong Chang, Jacques Thierry και Algimantas Grigelis.

Από ελληνικής πλευράς, ο συμμετέχων Καθηγητής Μ. Δ. Δερμιτζάκης όσον αφορά στην ομάδα εργασίας Βιοστρωματογραφία - έννοιες και εφαρμογές, σημείωσε ότι τα παραδείγματα εφαρμογής των μεθόδων που αναφέρονται θα πρέπει να εστιάζουν σε τοπικά και παγκόσμια σχήματα βιοζωνών, ενώ πρότεινε να προστεθεί στα θέματα του σχετικού άρθρου η ανάλυση της σχέσης Βιοστρωματογραφία και Χημειοστρωματογραφία: βιοζώνες και συμβάντα ισοτόπων. Όσον αφορά στην ομάδα εργασίας Χημειοστρωματογραφία - έννοιες και εφαρμογές, υποστήριξε ότι ο όρος *Chemostratigraphy* θα πρέπει να αντικατασταθεί από τον όρο *Chemiostratigraphy*, καθώς το πρώτο συνθετικό της λέξης προέρχεται από την ελληνική λέξη «χημεία» και όχι τη λέξη «χυμό» (Δερμιτζάκης, 2002). Επίσης, πρότεινε να συμπεριληφθούν τα θέματα «Στρωματογραφία ισοτόπων και στρωματοτύποι» και «Συμβολή της στρωματογραφίας ισοτόπων στο PETM (Paleocene-Eocene Thermal Maximum) και η οικολογική σημασία της».

Πρόσφατα, η Διεθνής Υποεπιτροπή Στρωματογραφικής Ταξινομήσεως διοργάνωσε την Διάσκεψη του Penrose (Αυστρία, Ιούνιος, 2006). Σκοπός της διασκέψεως Penrose (2006) ήταν η εξέταση της θεμελιώδους φύσεως της στρωματογραφικής ταξινομήσεως, η συμβολή της αναπτύξεως της στρωματογραφίας στις γεωλογικές επιστήμες τα τελευταία χρόνια, όπως επίσης και ο εκσυγχρονισμός και η διάδοση των εφαρμογών της στρωματογραφίας.

Η διάσκεψη πραγματοποιήθηκε στο Schloss Seggau του Leibniz της Αυστρίας, στις 3-9 Ιουνίου 2006 και παρακολούθηθηκε από 31 επιστήμονες από την Αφρική, την Αυστραλία, την Ευρώπη και τη Νότια Αμερική και 6 Ευρωπαίους μερικής απασχολήσεως ερευνητές. Οι συμμετέχοντες ήταν οι: Marie-Pierre Aubry, William A. Berggren, Bjørn Berning, Robert M. Carter, Nicholas Christie-Blick, Michael D. Dermitzakis, Lucy Edwards, Hans Egger, Stan Finney, Rick Fluegeman, John A. Flynn, Stefano Furin, Andy Gale, Piero Gianolla, Yuri Gladenkov, Martin Gross, Mathias Harzhauser, Stephen Hesselbo, Linda Hinnov, Dennis Kent, Brian McGowran, Thierry Moorkens, Stefan Møllegger, James Ogg, Khaled Ouda, Jozsef Palfy, Brad Pillans, Werner E. Piller, Markus Reuter, Walter Schwarzacher, June Schwarzacher, Ali Soliman, Fritz F. Steininger, Gian Battista Vai, John A. Van Couvering, Michael O. Woodburne και Jan A. Zalesiewicz.

Στο πλαίσιο της διασκέψεως εξετάστηκαν το χρονοστρωματογραφικό καθεστώς του Καινοζωικού, τα προβλήματα, οι πρόσφατες μεθοδολογίες και το μέλλον της Χρονοστρωματογραφίας, ενώ επίσης ένα μέρος αφιερώθηκε στην εξέταση πιθανών βελτιώσεων στις τρέχουσες έννοιες και πρακτικές. Η διάσκεψη τελείωσε με μία ανοιχτή συζήτηση που περιστράφηκε γύρω από την παρούσα κατάσταση της Στρωματογραφίας και την ανανέωση του Κώδικα Στρωματογραφίας.

Έντονη υπήρξε η ανησυχία για τη θέση της Στρωματογραφίας στη σημερινή επιστημονική κοινωνία. Η Στρωματογραφία διαδραματίζει σημαντικό ρόλο στην διερεύνηση της Γης και της Ιστορίας της Ζωής. Οι στρωματογράφοι, σήμερα, καλούνται να προωθήσουν το ρόλο της σθεναρά ξεκινώντας με μία

αναγέννηση της ιστορικής σκέψης στην εκπαίδευση μέσω της Ιστορικής Βιολογίας και της Ιστορικής γεωλογίας. Επίσης, τονίσθηκε ότι πρέπει να ενοποιηθούν οι έννοιες στις διάφορες γεωπολιτιστικές παραδόσεις. Ενώ σημαντικό βήμα σε αυτή την πρόκληση αποτελεί η κατάρτιση στους βασικούς κανόνες της Στρωματογραφικής Ταξινομήσεως.

2. Η έννοια «Παγκόσμιας Τομής Στρωματοτύπου και Απόλυτου Ορίου»

Βαθμιαία το όραμά του Hedberg εξελίχθηκε στην έννοια της «Παγκόσμιας Τομής Στρωματοτύπου και Απόλυτου Ορίου» ή GSSP. Η έννοια του GSSP για υψηλής ακρίβειας συσχετισμούς απαιτεί τα όρια των βαθμίδων να ορίζονται μέσα σε συνεχείς ακολουθίες, γεγονόσ που δεν συνέβαινε στους περισσότερους από τους ιστορικούς στρωματοτύπους. Αυτός είναι και ο λόγος που τα GSSP επιλέγονται συνήθως σε βαθιά θαλάσσια περιβάλλοντα, στα οποία εξελικτικά γεγονότα της ημι-κοσμοπολίτικης πελαγικής πανίδας (κωνόδοντα, αμμωνίτες, πλαγκτονικά τρηματοφόρα, ορισμένα είδη τριλοβιτών κ.λπ.) ή/και οι διακυμάνσεις του ισότοπου του άνθρακα, χρησιμεύουν ως κύριοι δείκτες συσχετισμού.

Η μεγάλη πλειοψηφία των επικυρωμένων ή πιθανών GSSP βρίσκεται στη Δυτική Ευρώπη. Πολλά από αυτά τα επίπεδα των GSSP είναι μερικώς σύμφωνα με την ιστορική χρήση της ονοματολογίας που χρησιμοποιείται για τις βαθμίδες (π.χ. το GSSP της βάσης του Κενομανίου που καθορίζει και τη βάση του Ανώτερου Κρητιδικού συμπίπτει ουσιαστικά με την αρχή της βαθμίδας Κενομάνιο, όπως αυτή ορίστηκε από τον Alcide d'Orbigny το 1847). Αντίθετα, άλλα επίπεδα GSSP που καθορί-

ζουν βαθμίδες αναθεωρούν την ιστορική βαθμίδα (π.χ. το GSSP της βάσης του Τριαδικού είναι σημαντικά νεώτερο από τη σημαντικότερη μαζική εξαφάνιση και τις γεωχημικές ανωμαλίες που στο παρελθόν καθόριζαν το όριο Πέρμιο/Τριαδικό).

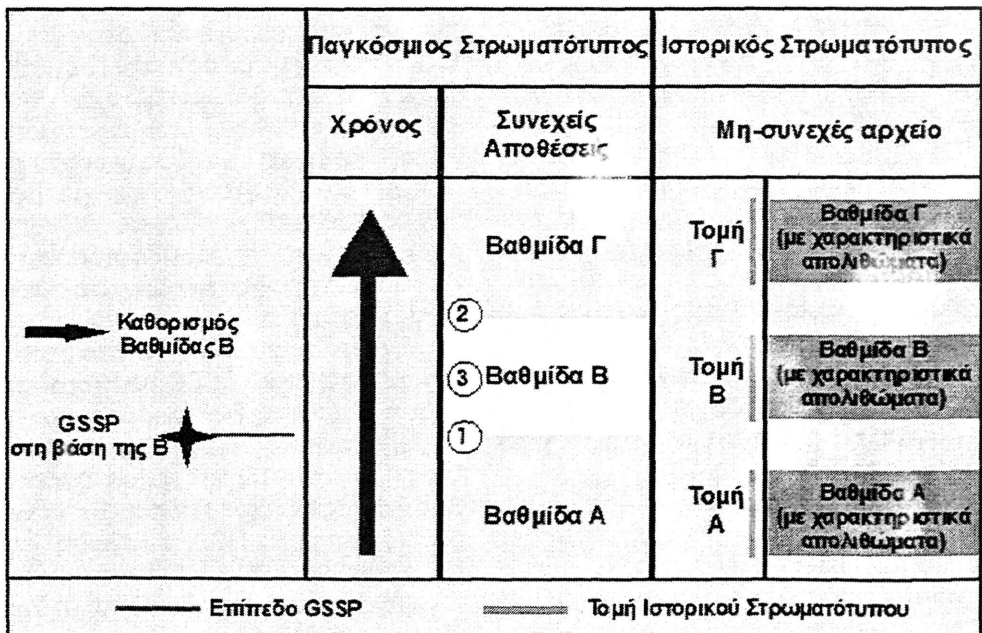
Παρόλο που η διεθνής γεωλογική κλίμακα καθορίζεται από παγκόσμια γεγονότα, υπάρχουν πολυάριθμες παραλλαγές της, οι οποίες βασίζονται σε σημαντικές ιζηματολογικές μεταβολές και παλαιοπεριβαλλοντικά ή βιολογικά χαρακτηριστικά σε τοπική όμως κλίμακα. Παραδείγματος χάριν, το Σινισινάτιο («Cincinnati») αποτελεί βαθμίδα του Ανωτέρου Ορδοβισίου που έχει χρησιμοποιηθεί για περίπου έναν αιώνα στην Κεντρική Αμερική.

Πρέπει να είμαστε σε θέση, εύκολα και με βεβαιότητα, να μετατρέπουμε και να συσχετίζουμε αυτές τις παραδοσια-

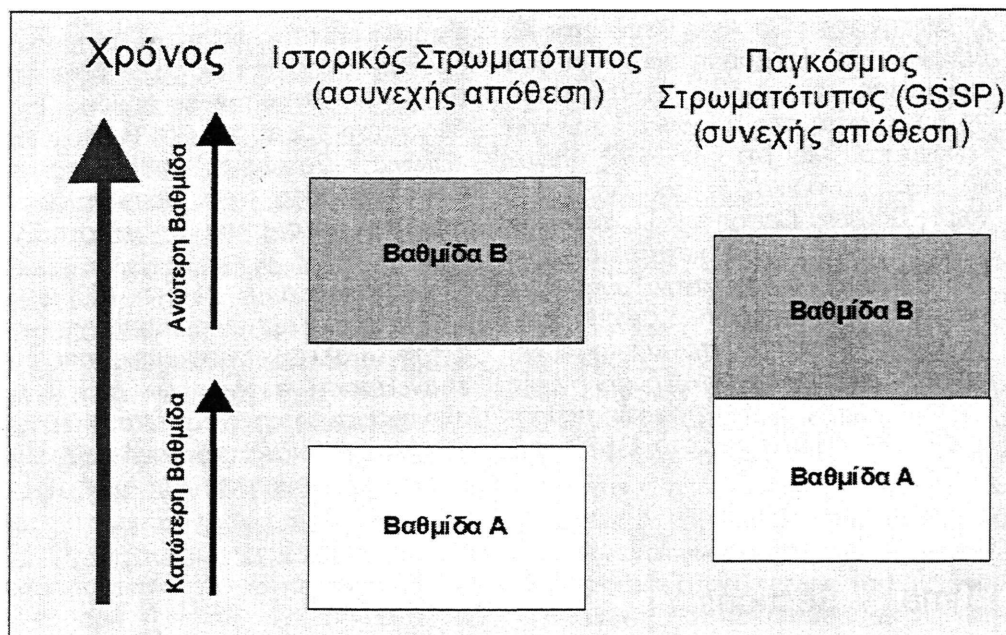
κές περιφερειακές κλίμακες στα διεθνή πρότυπα, όπως αυτά καθορίζονται από τα GSSP. Αν το σκεφτεί κανείς, αυτό αποτελεί και την ουσία της συντάξεως της παγκόσμιας ιστορίας της Γης – δηλαδή η τεκμηρίωση και ο συσχετισμός των γεγονότων που έλαβαν χώρα σε όλες τις περιοχές της Γης. Μόνο κατ' αυτόν τον τρόπο μπορούν οι γεωεπιστήμονες να κατανοήσουν τα πολύπλοκα στάδια της εξελίξεως, της περιβαλλοντικής σχέσεως «αιτία-επίδραση», της τεκτονικής και της γεωχημικής ανακυκλώσεως. Αυτό είναι και ένας από τους κύριους στόχους των διαφορετικών υποεπιτροπών της Διεθνούς Επιτροπής Στρωματογραφίας.

3. Η έννοια της βαθμίδας

Για τον καθορισμό μιας βαθμίδας απαιτούνται αφενός τα δύο απόλυτα όρια (GSSP), που την οριοθετούν επακρι-



Εικ. 1. Καθορισμός στρωματογραφικών ενοτήτων. Μία βαθμίδα απαιτεί τα ακόλουθα για τον πλήρη καθορισμό της: ένα GSSP για τον καθορισμό του κατώτερου ορίου, ένα GSSP για τον καθορισμό του ανώτερου ορίου και τα κύρια λιθολογικά και πανιδικά χαρακτηριστικά της βασισμένα στον ιστορικό στρωματοτύπο από τον οποίο το όνομά της προήλθε.



Εικ. 2. Αναθεώρηση της έννοιας της βαθμίδας. Οι περισσότεροι ιστορικοί στρωματότυποι καθορίστηκαν σε κεντρικές φάσεις πλατφόρμας με αποτέλεσμα η απόθεση να είναι συνήθως ασυνεχής μεταξύ καθορισμένων βαθμίδων. Αντίθετα, η έννοια του απόλυτου ορίου (GSSP) απαιτεί το όριο μιας βαθμίδας να καθορίζεται σε μια συνεχή ακολουθία στρωμάτων.

βώς, και αφετέρου ο ιστορικός στρωματότυπος που τεκμηριώνει το γενικό περιεχόμενο της βαθμίδας (Εικ. 1, 2). Ο ιστορικός στρωματότυπος είναι η τυπική τομή που έδωσε το όνομά της στη βαθμίδα. Πρέπει να υπάρχει συνοχή μεταξύ του περιεχομένου του ιστορικού στρωματότυπου όπως αυτός καθορίστηκε (δηλ. d'Orbigny, 1849-1852,) και των θέσεων των δύο απόλυτων ορίων (GSSP) που καθορίζουν τα σύγχρονα όριά του.

Η μοναδικότητα του απόλυτου ορίου αποτελεί εγγύηση ότι το όριο αυτό είναι καθοριστικό. Κατά συνέπεια, προβλήματα σχετικά με προηγούμενη χρήση διαδοχικών ιστορικών στρωματότυπων (ενδεχομένως ασυμβίβαστων λόγω στρωματογραφικών κενών ή επικαλύψεων) δεν υπάρχουν. Επομένως, η Διεθνής Ένωση Στρωματογραφίας

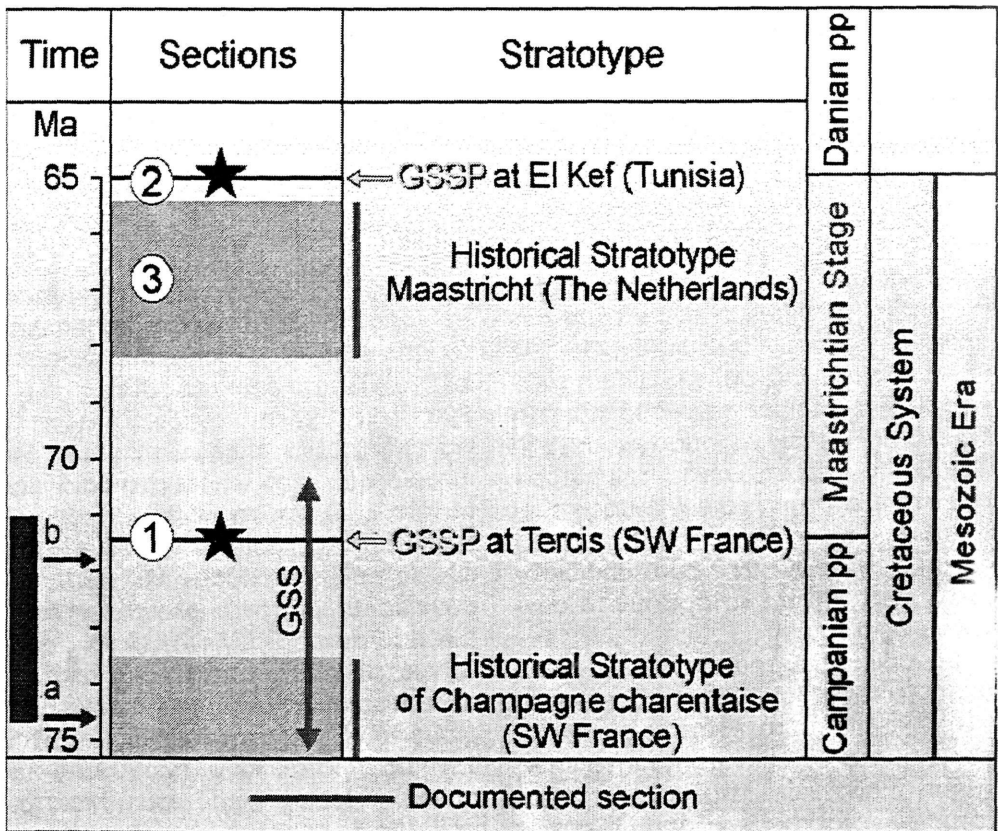
προτείνει ότι δεν χρειάζεται η ύπαρξη παραστρωματότυπου ή βοηθητικής τομής για την ενίσχυση ή συμπλήρωση ενός απόλυτου ορίου (GSSP).

Εντούτοις, μία και μοναδική τομή σπάνια τεκμηριώνει πλήρως τη γεωλογική ιστορία που περικλείεται στα όρια μιας ενότητας. Σύμφωνα με πολλούς στρωματογράφους, βοηθητικές τομές (όχι σημεία) θα μπορούσαν να τεκμηριώσουν καλύτερα την ακολουθία γεγονότων που συνοδεύουν ένα GSSP. Παραδείγματος χάριν, κατά τη διάρκεια της προκαταρκτικής μελέτης για τον καθορισμό του GSSP στην τομή EL Kef, στην Τυνησία, προτάθηκε να ενισχυθεί ο επίσημος καθορισμός του ορίου Μαιστριχτίου/Δανίου (και κατά συνέπεια Κρητιδικού/Παλαιογενούς) από μία βοηθητική ακολουθία στην ηπειρωτική περιοχή. Πράγματι, η τομή EL Kef συσχετίστη-

κε με την τομή Scollard Canon της Β. Αμερικής με τη χρήση του επιπέδου ανωμαλίας του ιριδίου. Η προσέγγιση όμως αυτή απορρίφθηκε λόγω του κανόνα που λέει ότι ένα GSSP πρέπει να είναι μοναδικό. Η προσθήκη της τομής Scollard Canon της Β. Αμερικής (έμμεσα αλλά με βεβαιότητα) θα είχε συμπληρώσει το όριο στην Τυνησία με ένα σύγχρονο ηπειρωτικό αρχείο απολιθωμάτων (σπονδυλωτά, κόκκοι γύρεως) και με επιπλέον γεωχρονολογικές και μαγνητοστρωματογραφικές πληροφορίες μη διαθέσιμες στο GSSP της Τυνησίας.

Παρόλα αυτά, υπάρχουν ορισμένες ομάδες εργασίας που έχουν δεχτεί την αρχή των βοηθητικών τομών. Παραδείγματος χάριν, το GSSP του ορίου Ααλένιο - Βαγιώσιο καθορίζεται στο Cabo Mondego, στην Πορτογαλία, και συμπληρώνεται από μία τομή στη Σκωτία.

Πιο πρόσφατα, η μελέτη του GSSP για το όριο Καμπάνιο/Μαιστρίχτιο στο Tercis (Γαλλία) ενισχύθηκε από την επανεξέταση ακολουθιών από άλλες περιοχές που περιέχουν το συγκεκριμένο όριο, και ειδικότερα από τα Ιταλικά Απέννινα. Η συμπλήρωση αυτή παρεί-



Εικ. 3. Παράδειγμα του σύγχρονου καθορισμού, της βαθμίδας του Μαιστρίχτιου. Σημειώστε ότι ο ιστορικός στρωματότυπος από το Limbourg (3) τεκμηριώνει μόνο ένα μέρος του σύγχρονου Μαιστρίχτιου ενώ ένα σημαντικό διάστημα δεν αντιπροσωπεύθηκε στο στρωματότυπο. Αυτό οδήγησε σε διαφορετικούς καθορισμούς της βαθμίδας περιφερειακά.

χε επιπλέον χρήσιμες φυσικο-χημικές (μαγνητοστρωματογραφία) και βιο-στρωματογραφικές (πλαγκτονικά τρηματοφόρα) πληροφορίες που αφορούν στο επικυρωμένο GSSP (Εικ. 3).

Κατά συνέπεια, οι βοηθητικές τομές είναι χρήσιμες γιατί ενισχύουν με επιπλέον πληροφορίες το GSSP και παρέχουν έναν πιο αξιόπιστο γενικό συσχετισμό, ευνοώντας έτσι τη χρήση παγκόσμιων στρωματογραφικών υποδιαίρεσεων σε μεγάλες περιοχές.

4. «Χρυσή ακίδα ή Χρυσό γεγονός»

Αρχικά υπήρχαν πολλοί ενδοιασμοί από τους στρωματογράφους, για το αν ένα GSSP θα πρέπει να καθορίζεται από αυτό που καλείται «χρυσή ακίδα» ή από αυτό που καλείται «χρυσό γεγονός». Και τα δύο αποτελούν μεταφορικές έννοιες για την περιγραφή των απόλυτων ορίων παγκοσμίως. Η «χρυσή ακίδα» (golden spike) χρησιμεύει για να καθορίσει λειτουργικά ένα δεδομένο όριο, που απαιτεί την επιλογή μιας συγκεκριμένης στρωματογραφικής τομής και προσρίζεται να αποτελεί μόνιμο σημείο. Παραδείγματος χάριν, το υπάρχον όριο Σιλουρίου/Δεβονίου καθορίζεται από τη χρυσή ακίδα που βρίσκεται στο επίπεδο που αντιστοιχεί στην κατώτερη γνωστή εμφάνιση ενός απολιθώματος γραπτόλιθου, του *Monograptus uniformis*, σε μία συγκεκριμένη τομή στο Klonk της Τσεχίας (McLaren, 1977). Αυτή η χρυσή ακίδα δεν υπάρχει περίπτωση να μετακινηθεί, ακόμα κι αν κάποιος αντιπρόσωπος του *M. uniformis* βρεθεί σε επίπεδο χαμηλότερο στην ίδια τομή (Cowie *et al.*, 1986; Remane, 2003; Gradstein *et al.*, 2003). Αντίθετα, τα όρια μιας «χρονολογικής ενότητας βασισμένης σε χρυσά γεγονότα» καθορίζονται εννοιολογικά με βάση γεωιστορικά συμβάντα. Αυτό σημαίνει ότι ο αντίστοιχος καθορισμός

του ορίου Σιλουρίου/Δεβονίου γίνεται απλά με βάση την εξέλιξη του *M. uniformis*, οπουδήποτε και οποτεδήποτε αυτή πραγματοποιείται. Αυτό όμως σημαίνει ότι, όσο η γνώση μας αυξάνεται και συμπληρώνεται σχετικά με την εξέλιξη του *M. uniformis*, το συγκεκριμένο όριο θα υφίσταται συνεχώς τροποποιήσεις. Ένα άλλο πρόβλημα είναι ότι πολλά από αυτά τα «χρυσά γεγονότα» είναι χρονικά κάπως «συγκεχυμένα», όπως π.χ. είναι η έναρξη των παγετώνων, η εξέλιξη ορισμένων βιολογικών ειδών και οι αντιστροφές του γήινου μαγνητικού πεδίου (Ordryke *et al.*, 1973; Clement *et al.*, 1982). Υπάρχουν όμως και «χρυσά γεγονότα» που είναι στιγμιαία, όπως ο αντίκτυπος του μεγάλου μετεωρίτη, που θα μπορούσε να χρησιμοποιηθεί για να καθορίσει εννοιολογικά το όριο Κρητιδικού/Παλαιογενούς.

5. Οι «χρυσές ακίδες» στην πράξη

Ένα απόλυτο όριο (GSSP), κατόπιν συμφωνίας σε διεθνές επίπεδο, είναι μια στρωματογραφική τομή που χρησιμεύει ως τομή αναφοράς ενός συγκεκριμένου ορίου του γεωλογικού χρόνου. Τα περισσότερα απόλυτα όρια (GSSP) ορίζονται με βάση παλαιοντολογικές αλλαγές. Ως εκ τούτου τα GSSP περιγράφονται συνήθως από την άποψη των μεταβάσεων μεταξύ διαφορετικών πανιδικών βαθμίδων, αν και πολύ περισσότερες πανιδικές βαθμίδες έχουν περιγραφεί από ότι GSSP. Η προσπάθεια καθορισμού GSSP έχει αρχίσει από το 1977. Μέχρι το 2004 είχαν εγκριθεί, 45 από τα 96 GSSP που απαιτούνται για τον καθορισμό των ορίων. Ένα ιδανικό GSSP θα πρέπει να είναι προσιτό στην έρευνα, αρκετά εκτενές ώστε να εξασφαλίζεται η μελλοντική του πρόσβαση, να συσχετίζεται εύκολα με άλλες επιφανειακές τομές σε παγκόσμιο επίπεδο, να περιέχει ραδιο-

χρονολογήσιμα στρώματα εκατέρωθεν του ορίου και να περιλαμβάνει καλά καθορισμένους δείκτες στο όριο της βαθμίδας, ώστε να ισχύουν παγκοσμίως. Δυστυχώς, όμως, κανένα GSSP δεν είναι ιδανικό.

Αξίζει να αναφέρουμε μερικά από τα κύρια κριτήρια που έχουν κατά καιρούς χρησιμοποιηθεί για τον καθορισμό των GSSP.

Η μεγάλη πλειοψηφία των GSSP έχει βασιστεί σε κάποιο βιοστρωματογραφικό καθοδηγητικό κριτήριο, δηλ. στην κατώτερη ή ανώτερη γνωστή εμφάνιση ενός απολιθώματος, ενός μοναδικού πελαγικού θαλάσσιου είδους στον στρωματότυπο του ορίου. Αυτά τα καθορισμένα επίπεδα γενικά υποστηρίζονται και από βιοστρωματογραφικά δεδομένα και άλλων ταξινομικών ομάδων, που βοηθούν τον συσχετισμό με τομές όπου το κύριο καθοδηγητικό κριτήριο μπορεί να είναι σπάνιο, να απουσιάζει, ή να είναι κακώς διατηρημένο (McLaren, 1997; Murphy, 1977).

Μερικά GSSP έχουν καθοριστεί χρησιμοποιώντας τους παλαιομαγνητικούς ορίζοντες αναστροφής ως κύριο καθοδηγητικό κριτήριο, με συμπληρωματικά βιοστρωματογραφικά στοιχεία επάνω και κάτω από την αναστροφή για επιπλέον συσχετισμό. Ένα παράδειγμα αποτελεί το GSSP του ορίου Παλαιογενούς/Νεογενούς (Ολιγόκαινο/Μειόκαινο), το οποίο τοποθετήθηκε σε ένα προφανές όριο μαγνητοζώνης στην τομή Lemme - Carrosio της Ιταλίας και το οποίο αντιπροσωπεύει το χρονολογικό όριο πολικότητας C6Cn.2r/C6Cn.2n (Steininger *et al.*, 1997).

Αν και κατάλληλη σε πολλές περιπτώσεις, η χρήση των οριζόντων αναστροφής πολικότητας, ως αρχικό καθοδηγητικό κριτήριο για τον προσδιορισμό ενός GSSP, μπορεί, επίσης, να είναι προβληματική, εξαιτίας της δυαδικής

φύσεως του σήματος και της επακόλουθης δυνατότητάς μας “να συσχετίσουμε” οποιοδήποτε κατανοητό προφανές μαγνητοστρωματογραφικό δεδομένο με τη γεωμαγνητική χρονική κλίμακα πολικότητας (Odin *et al.*, 1977; Shackleton *et al.*, 2000). Αυτά τα προβλήματα είναι ιδιαίτερα έντονα σε εκείνα τα χρονικά διαστήματα που χαρακτηρίζονται από μια σύνθετη μαγνητική ιστορία πολικότητας (όπως είναι το Νεογενές), όπου οι αναστροφές εμφανίζονται συνήθως ανά 100.000 έως 200.000 έτη (Cande & Kent, 1992).

Οι ασυμφωνίες γενικά δεν θεωρούνται κατάλληλοι ορίζοντες για την τοποθέτηση των «χρυσών ακίδων» λόγω της περιορισμένης δυνατότητας συσχετισμού που παρέχουν (Walsh, 2004; Walsh *et al.*, 2004). Εντούτοις, οι van Couvering *et al.* (2000) τοποθέτησαν τη χρυσή ακίδα του ορίου Μειοκαίνου/Πλειοκαίνου σε μία ασυμφωνία μεταξύ του μηθαλάσσιου Σχηματισμού Arenazzollo και του υπερκεείμενου θαλάσσιου Σχηματισμού Trubi, απεικονίζοντας έτσι την ιστορική έννοια της βάσεως του Ζαγκλίου στην περιοχή της Μεσογείου. Μια τέτοια ανορθόδοξη τοποθέτηση χρυσής ακίδας δικαιολογήθηκε από τον εξαιρετικό συσχετισμό του Σχηματισμού Trubi με την αστροχρονολογική κλίμακα.

Ασύμφωνοι ορίζοντες, επίσης, χρησιμοποιούνται με προσοχή και σε ορισμένες άλλες περιπτώσεις. Παραδείγματος χάριν, απόλυτα όρια για το Προκάμβριο είναι δύσκολο να καθοριστούν και είναι κατανοητό, ότι ο καλύτερος διαθέσιμος στρωματότυπος ορίου για τον καθορισμό μιας ιδιαίτερης υποδιαιρέσεως του Προκαμβρίου θα πρέπει να περιλαμβάνει την τοποθέτηση της χρυσής ακίδας σε μία δευτερεύουσα δισυμφωνία, εάν η επιλογή ενός τέτοιου ορίου παρέχει την καλύτερη δυνατότητα συσχετισμού

από όλες τις άλλες διαθέσιμες τομές. Σήμερα, τα χημειοστρωματογραφικά κριτήρια διαδραματίζουν σημαντικό ρόλο στον καθορισμό των απόλυτων ορίων, και προσφέρουν σε μερικές περιπτώσεις τη δυνατότητα για ακριβή παγκόσμιο συσχετισμό των θαλασσίων και μη-θαλασσίων φάσεων. Έτσι, το απόλυτο όριο Κρητιδικού/ Παλαιογενούς καθορίστηκε τυπικά στην τομή EL Kef, Τυνησία, με τη χρήση της διάσημης ανωμαλίας ιριδίου ως αρχικού καθοδηγητικού κριτηρίου (Alvarez *et al.*, 1980). Η χημειοστρωματογραφική προσέγγιση εξηγείται, επίσης, από την αξιοπρόσεκτη αρνητική τάση των ισοτόπων άνθρακα (CIE) που γίνεται αποδεκτή ως καθοδηγητικό κριτήριο για το όριο Παλαιοκαίνου/Ηωκαίνου. Η αρνητική αυτή τάση συσχετίζεται σε μεγάλο βαθμό με τις παγκόσμιες πανδικές αλλαγές των θηλαστικών, των βενθονικών τρηματοφόρων και των δινομαστιγωτών και, συνεπώς, παρέχει δυνατότητα συσχετισμού σε παγκόσμιο επίπεδο. Τα θαλάσσια στάδια ισοτόπων οξυγόνου, τόσο θεμελιώδη στην κατανόηση της γεωιστορίας του Πλειο-Πλειστοκαίνου, αποτελούν ένα άλλο παράδειγμα χημειοστρωματογραφικών φαινομένων που διαδραματίζουν βασικό ρόλο στην υποδιαίρεση του Γεωλογικού Χρόνου, ειδικότερα στον επίσημο καθορισμό του ορίου του Μέσου-Ανώτερου Πλειστοκαίνου.

Τέλος, μία καινοτόμος προσέγγιση στον καθορισμό απόλυτου ορίου καταδείχθηκε από την Odin (2001) και Odin & Lamaurelle (2001), οι οποίοι καθόρισαν τη χρυσή ακίδα για το όριο Καμπάνιο/Μαιστρίχτιο στη μέση μιας "δέσμης" δώδεκα διαφορετικών βιοστρωματογραφικών περιστατικών διαφόρων ειδών σε μία θαλάσσια τομή της Γαλλίας, αλλά χωρίς υπόδειξη κάποιου συγκεκριμένου βιοστρωματογραφικού

περιστατικού ως αρχικού καθοδηγητικού κριτηρίου για το όριο. Αυτή η προσέγγιση, παρόλο που υποβιβάζει τη σημασία οποιουδήποτε κριτηρίου συσχετισμού, υπογραμμίζει το γεγονός ότι μόλις καθοριστούν, οι χρυσές ακίδες αποτελούν σταθερά, θεωρητικώς ουδέτερα επίπεδα συσχετισμού.

6. Η διαφοροποιημένη φύση της Στρωματογραφίας

“Η υποδιαίρεση με τη χρήση των απόλυτων ορίων είναι δυνατή για το μεγαλύτερο μέρος του γεωλογικού αρχείου”. Αυτό, βέβαια, δεν σημαίνει ότι είναι και αποδοτική σε όλες τις περιπτώσεις. Τα απόλυτα όρια ισχύουν στις ακολουθίες στρωμάτων που περιέχουν κοινά, ευρέως αναγνωρίσιμα κριτήρια για συσχετισμό. Αυτά διευκολύνουν τον καθορισμό του στρωματότυπου σε ορισμένες περιπτώσεις, αλλά για την τεκμηρίωση της Ιστορίας της Γης πρέπει να ληφθούν υπόψη όλα τα διαθέσιμα στοιχεία, όπως η σχετική αφθονία, η ευκολία αναγνώρισεως και η ευρεία κατανομή στα διάφορα πετρώματα που βρίσκονται διασκορπισμένα σε διάφορα σημεία της Γης.

Πάντως ένα απόλυτο όριο που καθιερώνεται χωρίς βιοστρωματογραφικό έλεγχο δεν αποτελεί ρεαλιστική προσέγγιση για τον προσδιορισμό ενός σημείου στον χρόνο. Αυτό δεν σημαίνει ότι το απόλυτο όριο δεν θα μπορούσε να επιλεγεί με βάση κάποιο φυσικο-χημικό κριτήριο, το οποίο σε τοπικό επίπεδο θεωρείται αξιόπιστος δείκτης χρόνου. Απαιτεί όμως την ταυτόχρονη παρουσία βιοστρωματογραφικών δεικτών, κάτι που δεν είναι δυνατό στα περισσότερα πετρώματα του Προκαμβρίου και, συνεπώς, η έννοια του απόλυτου ορίου δεν θα μπορούσε να χρησιμοποιηθεί αποτελεσματικά για να τεκμηριώσει τη Χρονοστρωματογραφία

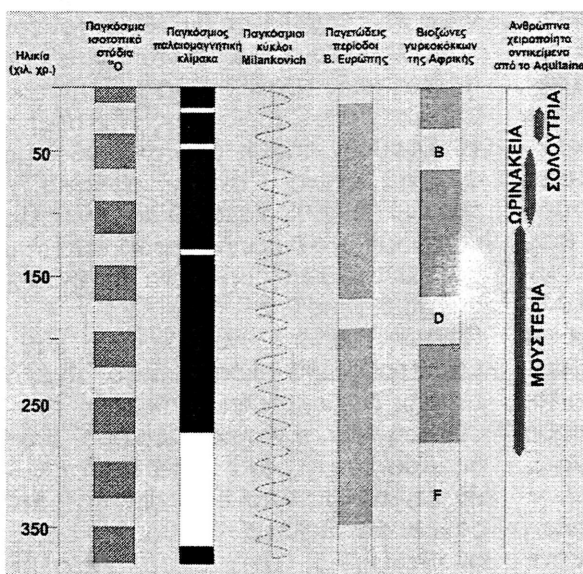
αυτών των πετρωμάτων. Σε αντίθεση με τις αποθέσεις του Φανεροζωικού, όπου το σαφές εργαλείο είναι η Βιοστρωματογραφία, ο συσχετισμός των αποθέσεων του Προκαμβρίου γίνεται κυρίως με γεωχρονολόγηση. Όμως, η Γεωχρονολογία σπάνια μπορεί να εφαρμοστεί σε μία ακολουθία στρωμάτων αφού τα χρονολογήσιμα στοιχεία (γεωχρονόμετρα) δεν υπάρχουν σε όλα τα στρώματα της ακολουθίας.

Ένα δεύτερο χαρακτηριστικό αυτών των παλαιών πετρωμάτων είναι ότι υπάρχουν συγκριτικά λίγα που ρίχνουν φως στην ιστορία του Προκαμβρίου. Το τρίτο χαρακτηριστικό είναι, ότι η διατήρηση αυτών των πετρωμάτων είναι φτωχή με αποτέλεσμα, η ακρί-

στο Προκάμβριο και κατά συνέπεια τα απόλυτα όρια έχουν λίγη δυνατότητα εφαρμογής. Υπάρχει, συνεπώς, μία συγκεκριμένη εφαρμογή της χρονοστρωματογραφίας που χρησιμοποιείται γι' αυτό το διάστημα. Αυτή η μέθοδος υιοθετήθηκε όταν έγιναν αποδεκτές οι Παγκόσμιες Τυποποιημένες Στρωματογραφικές Ηλικίες (GSSA, Remane *et al.* 1996).

Εξάιρεση αποτελεί ο πρόσφατα αποδεκτός καθορισμός της περιόδου Εντιμάρου, ο οποίος βασίστηκε στις διαδικασίες των απόλυτων ορίων (GSSP), που χρησιμοποιεί τη βιοστρωματογραφία ως κύριο εργαλείο.

Διαφοροποιημένα εργαλεία είναι διαθέσιμα για τη μελέτη νεώτερων απο-



Εικ. 4. Στρωματογραφία των νέων αποθέσεων. Όπου και όταν διάφορα εξίσου χρήσιμα στρωματογραφικά εργαλεία μπορούν να χρησιμοποιηθούν και είναι συσχετίσιμα μεταξύ τους, η έννοια του GSSP δεν είναι απαραίτητη.

βεια των περιβαλλοντικών πληροφοριών που αρχικά φαίνεται υψηλή, ουσιαστικά να είναι πολύ μικρή. Έτσι, δεν είναι δυνατό να καθοριστούν βαθμίδες

περισσότερα στοιχεία και η διατήρησή τους είναι σαφώς καλύτερη (Εικ. 4). Τα τελευταία 3 έως 5 εκατομ. χρόνια της γήινης ιστορίας αποτελούν ιδιαίτερη περίπτωση. Τα στρωματογραφικά εργαλεία είναι άφθονα, ευρέως διαθέσιμα, και οι τομές είναι συνεχείς και πολλές. Οι πληροφορίες διατηρούνται καλά και είναι προσιτές και για τα θαλάσσια και για τα ηπειρωτικά περιβάλλοντα, αφού οι επιφανειακές αποθέσεις είναι πολύ περισσότερες από τις αντίστοιχες παλαιότερες. Το κλίμα ήταν λιγότερο σταθερό συγκριτικά με αυτό των παλαιότερων αποθέσεων. Τέλος, η εμφάνιση του ανθρώπου αποτελεί ένα βιολογικό γεγονός που συνι-

στά ιδιαίτερη προσοχή για εκείνο το σύντομο χρονικό διάστημα.

Γι' αυτήν τη σχετικά μικρή χρονική περίοδο, κάθε εργαλείο παράγει μία

σίγουρη προσέγγιση στον καθορισμό και την αναγνώριση οποιασδήποτε ακολουθίας. Προκειμένου να τελειοποιηθεί η ερμηνεία, η χρήση διάφορων ανεξάρτητων εργαλείων είναι ενδεδειγμένη. Ο αμοιβαίος συσχετισμός είναι εφικτός και επιθυμητός, όταν ερευνώνται οι ακολουθίες με τη χρήση δύο ή περισσότερων εργαλείων και μία κοινή γλώσσα μπορεί να καθιερωθεί. Αυτή η προσέγγιση διευκολύνει την επίτευξη της πλήρους γνώσεως των διαφοροποιημένων και σχετικά αμετάβλητων εγγενών χαρακτηριστικών σε αυτές τις ακολουθίες.

Κάθε εργαλείο παράγει την κλίμακά του. Κάθε τέτοια κλίμακα μπορεί να έχει αναφορά σε βιοστρωματογραφικά δεδομένα (όπως οι παλυνολογικές-κλιματικές αλλαγές), σε γεωχημικά στοιχεία (όπως τα στάδια του ^{18}O) σε αριθμητικές ηλικίες (είτε μετρημένες, είτε συναγμένες από τους κύκλους Milankovich, είτε από τις καμπύλες του ^{18}O , με μια γενική ακρίβεια της τάξεως των 10.000 ετών), σε μαγνητοστρωματογραφικές ενότητες (που στο διάστημα αυτής της περιόδου έχουν "κατάλληλα" ονόματα, και είναι όχι μόνο αριθμοί), σε μερικές λιθοστρωματογραφικές ενότητες (όπως οι παγετώδεις αποθέσεις που ονομάζονται ποικιλοτρόπως ανάλογα με την περιοχή). Δεν υπάρχει κανένα "κύριο" εργαλείο για την καταγραφή της ιστορίας του Πλειο-Τεταρογενούς. Όλες οι κλίμακες αναφέρονται σε ακριβείς αριθμητικές ηλικίες· έτσι καθορισμός GSSP δεν απαιτείται.

7. Πρόσφατες αναθεωρήσεις της Γεωλογικής Χρονικής Κλίμακας

Η οργάνωση της Διεθνούς Ενώσεως Γεωλογικών Συνεδρίων (IUGS) στη δεκαετία του '60, ξεκίνησε παγκόσμιες προσπάθειες για τον ακριβή προσδιορισμό των γεωλογικών χρονικών δια-

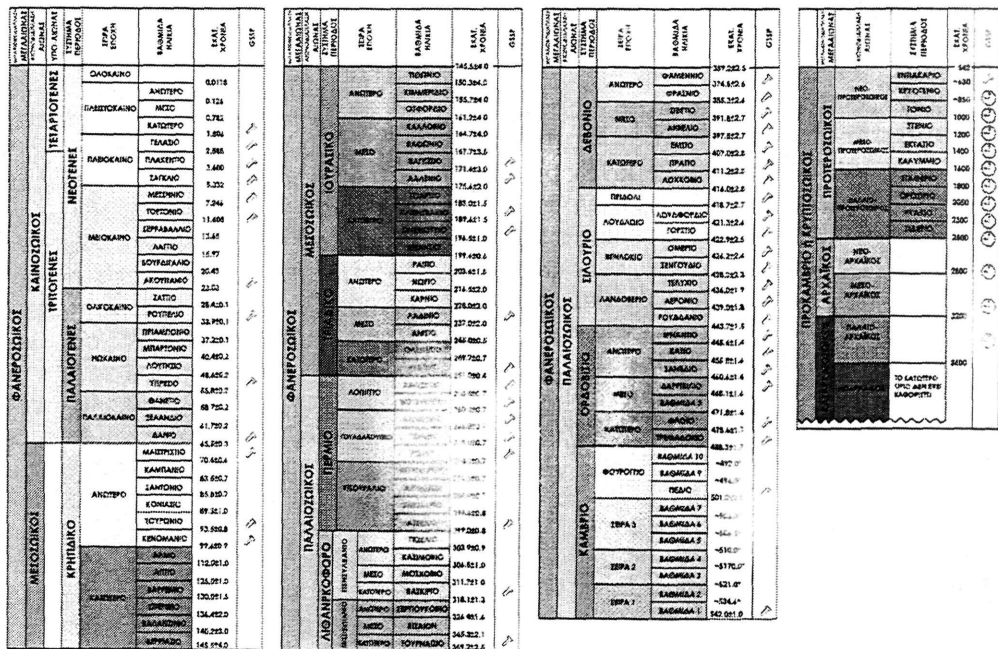
στημάτων. Ένα δίκτυο εργαστηρίων που χρησιμοποιούν ομοιόμορφες διαδικασίες έρευνας ανέλαβε την παροχή καλώς αποδεκτών γεωλογικών δεδομένων. Η Διεθνής Επιτροπή Στρωματογραφίας (ICS) που δημιουργήθηκε στη συνέχεια, οργάνωσε μερικές υποεπιτροπές που επιφορτίστηκαν με τον στόχο της συγκεντρώσεως, ταξινομήσεως και διατηρήσεως της στρωματογραφικής βάσεως δεδομένων, για να ενοποιήσουν την περιφερειακή ονοματολογία, να αναπροσαρμόσουν τα αποτελέσματα από τις νέες διεπιστημονικές μεθόδους και, επίσης, να ορίσουν και να ταξινομήσουν τις ορολογίες. Κατά συνέπεια, η Γεωλογική Κλίμακα άρχισε βαθμιαία να παρουσιάζει πιο σχετικές και αξιόπιστες, παγκοσμίως εφαρμόσιμες στρωματογραφικές υποδιαιρέσεις. Επ'αυτού, οι αναθεωρήσεις που έλαβαν χώρα κατά τα έτη 1982, 1989 και 2000 είναι αξιοσημείωτες, αν και δεν είναι συνολικά πλήρεις.

Στις τελευταίες δύο δεκαετίες μόνο, οι εξελίξεις στις τεχνικές πεδίου και εργαστηρίων, η πρόοδος στις μελέτες των ραδιενεργών και σταθερών ισotόπων, η βελτιωμένη αξιολόγηση των απολιθωμένων αρχείων και η χρήση των αποδείξεων των γήινων μαγνητικών αναστροφών και των κλιματολογικών κύκλων που διατηρούνται στα ιζηματογενή πετρώματα για σκοπούς χρονολόγησης, βελτίωσαν την ποιότητα των δεδομένων και συνέβαλαν πολύ στον ακριβή καθορισμό της Διεθνούς Χρονοστρωματογραφικής Κλίμακας, εισάγοντας νέες υποδιαιρέσεις και καθορίζοντας τα όρια των γεωλογικών περιόδων. Συνθέτοντας τις σημαντικότερες συνεισφορές που προκύπτουν από αυτές τις νέες προσεγγίσεις, κατά τη συνεδρίαση Διεθνούς Επιτροπής Στρωματογραφίας, το 2004, 38 ειδικοί υπό την προεδρία του F.M. Gradstein, από

το Πανεπιστήμιο του Όσλο, συζήτησαν τις αναθεωρήσεις που προκύπτουν από τα νέα στοιχεία και προέβλεψαν την πιο πρόσφατη έκδοση της Γεωλογικής Κλίμακας GTS 2004.

Σε αυτήν την καινούργια αναθεώρηση, επιλέχθηκαν ανάμεσα στις πολλές μεθόδους που υπάρχουν για την κατασκευή της Γεωλογικής Κλίμακας αυτές που παρέχουν τις πιο αξιόπιστες πληροφορίες (Ogg, 2004). Παραδείγματος χάριν, νέα δεδομένα για την εξαπλώση του θαλάσσιου πυθμένα, βαθμονομημένα μέσω της συνδυασμένης εφαρμογής της Χρονικής Κλίμακας Γεωμαγνητικής Πολικότητας (GPTS) και χρονολογημένα με τη μέθοδο $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ εφαρμόστηκαν για τον καθορισμό μερικών ορίων, π.χ. Ιουρασικού/Κρητιδικού, Κρητιδικού/Καινοζωικού. Επιπλέον, ο αστρονομικός συντονισμός των

ιζηματογενών κύκλων που επηρεάζονται από τις μεταβολές της Γης στην εκκεντρότητα, λοξότητα και μετάπτωση ισημεριών (τροχιακός συσχετισμός), ο οποίος θεωρείται ακριβής για περίοδο διάρκειας 20 Kyr, χρησιμοποιήθηκε για τον καθορισμό των υποδιαίρέσεων του Μεσοζωικού (Τριαδικό, Ιουρασικό, Κρητιδικό) και επίσης για την υποδιαίρεση των τελευταίων 23 χιλιάδων ετών. Ιδιαίτερα ακριβείς ραδιοχρονολογήσεις με μεθόδους φασματογράφων μάζας (TIMS) διαλύσεως ισοτόπων (U/Pb), και ραδιοχρονολογήσεις με τη μέθοδο $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ελεγχόμενες από νέα βελτιωμένα πρότυπα και ήδη δημοσιευμένα στοιχεία, που λήφθηκαν από τις πρόσφατες μεθόδους SHRIMP (U/Pb), υιοθετήθηκαν. Όλα αυτά συνέβαλαν στη μεγαλύτερη αξιοπιστία αρκετών από τα στρωματογραφικά διαστήματα



Εικ. 5. Στρωματογραφική κλίμακα (Διεθνής Επιτροπή Στρωματογραφίας, Διεθνής Ένωση Γεωλογικών Επιστημών, Gradstein et al., 2004)

μεταξύ του Καμβρίου-Τριαδικού-Κρητιδικού, που έως τώρα είχαν υποδιαιρεθεί με βάση μόνο παλαιοντολογικά ή τεκτονικά γεγονότα. Οι γεω-μαθηματικές και στατιστικές μέθοδοι συσχέτισμού ήταν μερικές από τις υπόλοιπες τεχνικές που υιοθετήθηκαν στην αξιολόγηση των διαθέσιμων απολιθωμένων στοιχείων, ραδιοχρονολογήσεων καθώς, επίσης, και στον ρυθμό επεκτάσεως του θαλάσσιου πυθμένα κατά τη διάρκεια των γεωλογικών κενών του Τριαδικού, Ιουρασικού και Κρητιδικού, Καινοζωικού.

Η Γεωλογική Χρονική Κλίμακα 2004, η οποία ενσωματώνει σημαντικές αλλαγές, χαρακτηρίζεται από τον καθορισμό Παγκόσμιων Τομών Στρωματοτύπων και Απόλυτων Ορίων (GSSP), που παρουσιάζουν παγκόσμια δυνατότητα συσχέτισμού, ή από τον καθορισμό Παγκόσμιων Τυποποιημένων Στρωματογραφικών Ηλικιών που δεν διαθέτουν ισοδύναμο Στρωματοτύπο (GSSA).

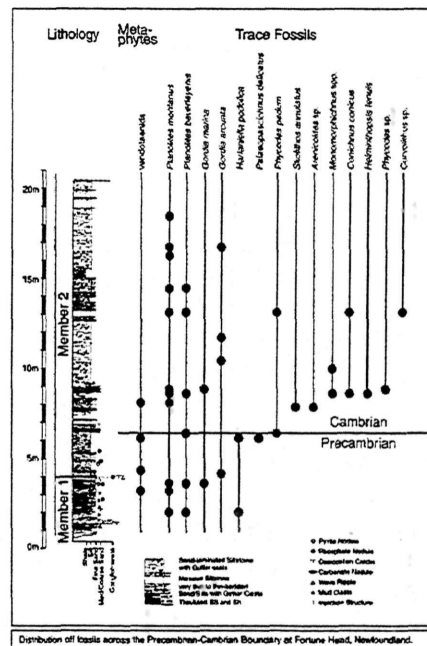
Κρυποζωϊκός Μεγααιώνας ή Προκάμβριο: Καταρχαιοζωϊκός, Αρχαϊκός και Προτεροζωϊκός Αιώνας

Οι υποδιαιρέσεις και ο συσχετισμός του Φανεροζωϊκού Μεγααιώνα βασίζονται παραδοσιακά στην εξέλιξη της ζωής των μεταζών. Αντίθετα, το Προκάμβριο στερείται γενικά καλώς τεκμηριωμένων ακριβών παγκόσμιων οριζώντων συσχετισμού, και ο συσχετισμός των περιφερειακών στρωματογραφιών του Προκάμβριου χρησιμοποιεί γενικά τη ραδιοχρονολόγηση. Επομένως, σήμερα το Προκάμβριο διαιρείται σε υποδιαιρέσεις, στις οποίες οι Παγκόσμιες Τυποποιημένες Στρωματογραφικές Ηλικίες (GSSA) έχουν επιλεγεί για να οριοθετήσουν τις κατ' εκτίμηση ηλικίες των κύριων κύκλων ιζηματογένεσης, της δημιουργίας ορεινών μαζών και της ηφαιστειότητας.

Ο όρος «Προκάμβριο» δεν αποτελεί

επίσημο στρωματογραφικό όρο και αναφέρεται απλά στα πετρώματα που δημιουργήθηκαν πριν από το Κάμβριο. Διαιρείται τυπικά στον παλαιότερο Καταρχαιοζωϊκό Αιώνα, στον Αρχαϊκό Αιώνα και στον νεώτερο Προτεροζωϊκό Αιώνα. Τα άτυπα προθέματα Αρχαϊκός, Εο-, Παλαιο -, Μεσο - και Νεο-Αρχαϊκός, εγκρίθηκαν από την υποεπιτροπή του Προκάμβριου το 1996.

Ο Προτεροζωϊκός Αιών αρχίζει πριν από 2500 εκατομ. χρόνια. Οι Παλαιο-, Μεσο- και Νεο-προτεροζωϊκές εποχές διαιρούνται σε περιόδους που παίρνουν το όνομά τους από κλασικά τεκτονικά, ιζηματολογικά ή περιβαλλοντικά χαρακτηριστικά. Η τελευταία περίοδος του Νεοπροτεροζωϊκού, που καλείται προσωρινά "Νεοπροτεροζωϊκός III", ονομάστηκε τυπικά ως περίοδος Εντια-



Εικ. 6. Κατανομή απολιθωμάτων κατά μήκος του ορίου Προκάμβριου-Καμβρίου. Η εμφάνιση του ιχνοαπολιθώματος *Tricorhynchus pedum* καθορίζει τη βάση του Καμβρίου.

κάριο στις αρχές του 2004. Η περίοδος Εντιακάριο αρχίζει στο τέλος της καλά τεκμηριωμένης παγετώδους περιόδου (παγετώνες Marinoan) περίπου 630-620 εκατομ. χρόνια, και καθορίζεται από ένα Παγκόσμιο Στρωματοτύπο και Απόλυτο Όριο (GSSP) στη σειρά Flinders της Αυστραλίας.

Φανεροζωϊκός Μεγααιώνας:

Παλαιοζωϊκός Αιώνας

Το Κάμβριο σύστημα/περίοδος έχει υποβληθεί σε ριζικές αλλαγές για τον καθορισμό του και τις υποδιαιρέσεις του κατά τη διάρκεια της προηγούμενης δεκαετίας. Η βάση του Καμβρίου καθορίζεται τώρα από ένα Παγκόσμιο Στρωματοτύπο και Απόλυτο Όριο (GSSP) που συνδέεται με την πρώτη εμφάνιση των σύνθετων μεταζώων υπό τη μορφή ιχνοαπολιθωμάτων (*Tricorynus pedum*, Εικ. 6). Αυτό το επίπεδο σχεδόν συμπίπτει με μια έντονη αρνητική τάση των ισοτόπων του άνθρακα. Γενικά, το Κάμβριο χαρακτηρίζεται από πολυάριθμες τοπικές υποδιαιρέσεις με βάση τις ιζηματογενείς φάσεις και την ενδημική πανίδα, αλλά οι περισσότερες από αυτές δεν είναι κατάλληλες για παγκόσμια χρήση. Εντούτοις, η ύπαρξη στο Μέσο και Ανώτερο Κάμβριο παγκόσμιων βιοστρωματογραφικών δεικτών, όπως είναι ο πανδημικός, πελαγικός τριλοβίτης *Agnostoid*, υπόσχεται τη μελλοντική παγκόσμια υποδιαίρεση του Μ. Καμβρίου με τη χρήση Παγκόσμιο Στρωματοτύπο και Απόλυτο Όριο (GSSP). Αυτή τη στιγμή, μόνο η βάση του Ανώτερου Καμβρίου, το Φουρόγγιο, καθορίζεται από Παγκόσμιο Στρωματοτύπο με Απόλυτα Όρια (GSSP).

Οι υπάρχουσες περιφερειακές ακολουθίες των σειρών και των βαθμίδων για το Ορδοβίσιο βρέθηκαν, επίσης, να μην είναι ικανοποιητικές για παγκόσμια χρήση. Η υποεπιτροπή του Ορδοβισίου

έχει προσδιορίσει ένα σύνολο διαδεδομένων βιοστρωματογραφικών σημείων αναφοράς με βάση τους γραπτόλιθους και τα κωνόδοντα, που τα χρησιμοποιεί για τον καθορισμό των Παγκόσμιων Στρωματοτύπων και Απόλυτα Όρια (GSSP).

Οι υποδιαιρέσεις του Σιλουρίου καθορίστηκαν κυρίως το 1980 και το 1984 με τον προσδιορισμό GSSP με βάση τους γραπτόλιθους και κλασικές λιθοστρωματογραφικές ενότητες της νοτιοδυτικής Αγγλίας και Ουαλίας. Εντούτοις, ο προσδιορισμός μερικών από αυτά τα επίπεδα δεν είναι απόλυτα τεκμηριωμένος. Επομένως, η υποεπιτροπή του Σιλουρίου βρίσκεται στη φάση της εκ νέου αναθεωρήσεως ορισμένων Παγκόσμιων Στρωματοτύπων και Απόλυτα Όρια (GSSP).

Για το Δεβόνιο, Λιθανθρακοφόρο και Πέρμιο χρησιμοποιήθηκαν κυρίως τα κωνόδοντα για τους παγκόσμιους ορίζοντες συσχετισμού που συνδέονται με επικυρωμένους ή πιθανούς Παγκόσμιους Στρωματοτύπους και Απόλυτα Όρια (GSSP). Οι βαθμίδες του Δεβονίου οριοθετούνται πλήρως από GSSP που έχουν πιστοποιηθεί στην Τσεχία, τη Γαλλία, τη Γερμανία, το Ουζμπεκιστάν και το Μαρόκο.

Παρόλο που το Λιθανθρακοφόρο ήταν μία από τις πρώτες τεκμηριωμένες γεωλογικές περιόδους, σήμερα αποτελεί μια από τις πιο πολύπλοκες και συγκεχυμένες από την άποψη της στρωματογραφίας και του συσχετισμού. Οι καλά καθιερωμένες, αλλά ανεξάρτητες, τοπικές υποδιαιρέσεις στην Ευρώπη, Ρωσία, Β. Αμερική και αλλού, είναι δύσκολο να συσχετιστούν. Για τις διεθνείς τυποποιημένες σειρές και βαθμίδες, η υποεπιτροπή του Λιθανθρακοφόρου αποφάσισε να εγκαταλείψει το σύστημα υποδιαιρέσεως της Δυτικής Ευρώπης (Στεφάνιο, Βεσπάλιο,

Ναμούριο), και να υιοθετήσει μία ρωσική ονοματολογία. Ο πιθανός Παγκόσμιος Στρωματότυπος (GSSP) για κάθε βαθμίδα συμπίπτει με τη διαδεδομένη εμφάνιση των κωνόδοντων ή του τρηματοφόρου *Fusulina*.

Η περίοδος του Περμίου χωρίζεται σε τρεις εποχές/σειρές - την κατώτερη σειρά/εποχή Κισουράλιο, η οποία έχει τέσσερεις Παγκόσμιους Στρωματότυπους με Απόλυτα Όρια (GSSP) στη Ρωσία και το Καζακστάν, τη μεσαία σειρά/εποχή Γουαδαλούπιο, η οποία έχει τρεις Παγκόσμιους Στρωματότυπους με Απόλυτα Όρια (GSSP) στο Τέξας, και την ανώτερη σειρά Λοπίγγιο με δύο Παγκόσμιους Στρωματότυπους με Απόλυτα Όρια (GSSP) στην Κίνα. Όλοι οι Παγκόσμιους Στρωματότυπους με Απόλυτα Όρια (GSSP) συσχετίζονται με εμφανίσεις κωνόδοντων.

Μεσοζωικός Αιώνας (Εικ. 5)

Οι περισσότερες βαθμίδες του Τριαδικού (Ανίσιο, Λαδίνιο, Κάρνιο, Νόριο, Ραίτιο), ονομάστηκαν από τις πλούσιες σε αμμωνίτες ασβεστολιθικές ακολουθίες των βόρειων Άλπεων της Αυστρίας. Εντούτοις, η στρωματογραφία αυτών των αυστριακών τεκτονισμένων φάσεων αποδείχθηκε ακατάλληλη για την καθιέρωση των επίσημων στρωματότυπων ορίου, ή ακόμα και για την τεκμηρίωση της σειράς διατάξεως των βαθμίδων. Η γενική έλλειψη σαφών ιστορικών προηγούμενων για την τοποθέτηση των ορίων των βαθμίδων του Τριαδικού, που συνδέεται με τις δυσκολίες ευρέσεως παγκόσμιων οριζόντων συσχετισμού, έχει καθυστερήσει την καθιέρωση επίσημων Παγκόσμιων Στρωματότυπων και Απόλυτων Ορίων (GSSP).

Ο Παγκόσμιος Στρωματότυπος και Απόλυτο Όριο (GSSP) της βάσεως του Τριαδικού (και κατ' επέκταση του

Μεσοζωικού) στην Κίνα, συμπίπτει με την αποκατάσταση από τις μαζικές εξαφανίσεις που έλαβαν χώρα στο τέλος του Περμίου, όπως αυτή υποδεικνύεται από την σχεδόν παγκόσμια εμφάνιση ενός κωνόδοντου και τη λήξη μιας σημαντικής αρνητικής τάσεως των ισοτόπων του άνθρακα. Αυτά τα γεγονότα εμφανίζονται πολύ έντονα αμέσως μετά την κορύφωση των εξαφανίσεων στο Αν. Πέρμιο. Οι βαθμίδες του Τριαδικού διατηρούν την αλπική ονοματολογία, αλλά ακόμα εκκρεμούν αποφάσεις σχετικά με τους κύριους ορίζοντες συσχετισμού. Οι αμμωνίτες γενικά παρέχουν υψηλής ευκρίνειας συσχετισμό και υποδιαίρεση του Ιουρασικού σε όλη την υδρόγειο. Οι βάσεις σχεδόν όλων των ιουρασικών βαθμίδων ορίζονται παραδοσιακά στη βάση των ζωνών αμμωνιτών σε περιθωριακές θαλάσσιες ακολουθίες της Δυτικής Ευρώπης, και οι Παγκόσμιοι Στρωματότυποι και Απόλυτα Όρια (GSSP) έχουν διατηρήσει αυτόν τον συσχετισμό με τους ευρωπαϊκούς δείκτες αμμωνιτών. Ο προσδιορισμός του Παγκόσμιου Στρωματότυπου και Απόλυτου Ορίου (GSSP) στο Αν. Ιουρασικό κωλύεται από έναν έντονο εγκάρσιο διαχωρισμό της Τηθύος σε βόρεια και άλλα πανιδικά καθεστώτα, τα οποία εμποδίζουν προς το παρόν τον παγκόσμιο συσχετισμό.

Αυτός ο πανιδικός επαρχιωτισμός, ειδικά στους αμμωνίτες, συνεχίστηκε και στο Κατ. Κρητιδικό, περιπλέκοντας έτσι τον εντοπισμό του Παγκόσμιου Στρωματότυπου και Απόλυτου Ορίου (GSSP) για τη βάση του Κρητιδικού (Βερίασιο) και άλλες πέντε βαθμίδες του Κατ. Κρητιδικού. Κατά συνέπεια, ένας μικροπαλαιοντολογικός δείκτης με *calpionellidae* προτείνεται για τη βάση του Βαλανζίνιου, και μαγνητικοί ορίζοντες αναστροφής έχουν προταθεί ως κύρια κριτήρια συσχετισμού

για τους Παγκόσμιους Στρωματότυπους και Απόλυτα Όρια (GSSP) της βάσεως του Κρητιδικού (Chron M19n) και της βάσεως του Απτίου (Chron M0r). Τα Απόλυτα Όρια του Ανώτερου Κρητιδικού περιλαμβάνουν ένα ποικίλο σύνολο παλαιοντολογικών ομάδων, συμπεριλαμβανομένων των πλαγκτονικών Τρηματοφόρων, πελαγικών κρινοειδών, αμμωνιτών και βελμενιτών.

Καινοζωικός Αιώνας (Εικ. 5)

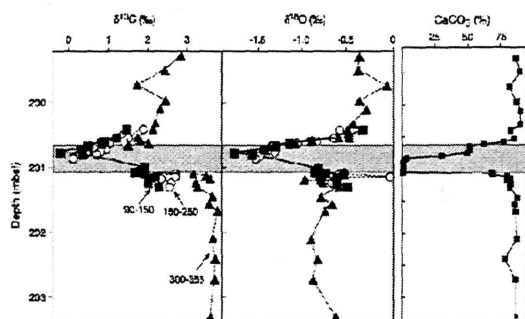
Στη νέα στρωματογραφική κλίμακα, η διαίρεση του Καινοζωικού περιορίζεται σε Παλαιογενές και Νεογενές χωρίς την επίσημη χρήση του Τριτογενούς

καθορίζεται από Απόλυτα Όρια που συνδέονται με μία ανωμαλία ιριδίου που εντοπίζεται στο τέλος του Κρητιδικού (βάση Παλαιογενούς), μία συνοπτική αρνητική τάση των ισotόπων του άνθρακα (βάση Ηωκαίνου, Εικ. 7) και την εξάλειψη ενός πλαγκτονικού Τρηματοφόρου (*Hantkenina*) (βάση Ολιγοκαίνου). Πάντως, οι βαθμίδες κάθε μιας από αυτές τις εποχές/σειρές ακόμα δεν έχουν καθοριστεί τυπικά από Παγκόσμιο Στρωματότυπο, ούτε τα κύρια κριτήρια συσχετισμού έχουν επιλεγεί. Εντούτοις, ως Απόλυτα Όρια θα χρησιμοποιήσουν ενδεχομένως σημεία αναφοράς από τα Ασβεστολιθικά Ναννοσπολιθώματα, τα Πλαγκτονικά Τρηματοφόρα και τις Μαγνητικές Αναστροφές.

Κάθε Παγκόσμιος Στρωματότυπος με Απόλυτα Όρια (GSSP) του Νεογενούς έχει βαθμονομηθεί με πολλούς ορίζοντες συσχετισμού (μικροσπολιθώματα, μαγνητικοί, σταθερών ισotόπων, ή αστρονομικοί κύκλοι). Επιπλέον, τα GSSP έχουν επιλεγεί με στόχο την άμεση βαθμονόμηση με τους αστρονομικούς κύκλους "Milankovitch", ως εκ τούτου υπάρχουν απόλυτες ηλικίες. Συνεπώς, από τη βάση

του Αν. Μειοκαίνου έως τη βάση του Πλειστοκαίνου υπάρχουν βαθμονομημένοι Παγκόσμιοι Στρωματότυποι και Απόλυτα Όρια (GSSP).

Το Πλειστόκαινο συνίσταται από υψηλής ευκρίνειας βαθμίδες με βάση τα ισotόπα οξυγόνου. Επομένως, για την αποφυγή συγχύσεως, δεν καθορίζονται απόλυτα όρια. Αντ' αυτών, το Πλειστόκαινο υποδιαιρείται σε ενότητες, με τη βάση του Μέσου Πλειστόκαινου να ορίζεται δοκιμαστικά ως η βάση μιας μαγνητικής αναστροφής, και τη βάση του Ανώτερου Πλειστοκαίνου να συμπίπτει με τη μεσοπαγετώδη περίοδο περι-



Εικ. 7. Καθορισμός του ορίου Παλαιοκαίνου-Ηωκαίνου με βάση την απότομη αρνητική τάση των ισotόπων του άνθρακα.

και Τεταρτογενούς, τα οποία ουσιαστικά αποτελούν περιόδους της αρχικής υποδιαίρεσής της Ιστορίας της Γης σε τέσσερα σημαντικά τμήματα. Εντούτοις, το Τεταρτογενές διατηρείται ως κλιματικός-στρωματογραφικός όρος της κλίμακας κατέχοντας την ιεραρχική θέση του υπο-αιώνα για τα προηγούμενα 2,6 εκατομ. χρόνια (βάση της βαθμίδας Γελάσιο, Aubry *et al.*, 2005; Berggren, 2007) όπου επικρατούσαν σημαντικές διακυμάνσεις παγετώνων, και επομένως καλύπτει το Ολόκαινο, Πλειστόκαινο και το Αν. Πλειόκαινο.

Η υποδιαίρεση του Παλαιογενούς

που στα 126 χιλιάδες έτη. Η βάση του Ολοκαίνου καθορίζεται παγκόσμιο χρόνο που συμπίπτει με τη λήξη της νεώτερης ψυχρής περιόδου του Νεότερου Δρυασίου στα 13.000 χρόνια.

8. Επίλογος

Αν και έχουν γίνει σημαντικές προσπάθειες για τη δημιουργία της πλέον πρόσφατης Γεωλογικής Χρονικής Κλίμακας (GTS- 2004), ο καθορισμός μιας ιδανικής κλίμακας, που θα έχει τη συναίνεση ολόκληρης της γεωλογικής κοινότητας, συνεχίζει να αποτελεί ένα ιδιαίτερα δυναμικό ερευνητικό πεδίο. Μία άλλη αναθεώρηση αναμένεται στο 33^ο διεθνές Γεωλογικό Συνέδριο στο Όσλο το 2008. Εκεί πρόκειται να εξεταστούν νέες αναθεωρήσεις και ίσως θα λυθούν πολλά από τα αναπάντητα ζητήματα, όπως ο καθορισμός μερικών από τα κλασικά όρια π.χ. Δεβόνιο/Λιθανθρακοφόρο, Πέρμιο/Τριαδικό, τυποποιώντας έτσι τις υπάρχουσες μακροχρόνιες περιόδους (π.χ. Κάμβριο, Φανεροζωικός). Αναμένεται επίσης η έγκριση της υποδιαίρεσής της Αρχαϊκής Μεγααιωνοδιάπλασης σε Νεοαρχαϊκή, Μεσοαρχαϊκή, Παλαιοαρχαϊκή και Εοαρχαϊκή Αιωνοδιάπλαση.

9. Βιβλιογραφία

Alvarez, L.W., Alvarez, W., Asaro, F. & Michel, H.V., 1980. Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction. *Science*, 208, 1095-1108.
Aubry, M.-P., Berggren, W.A., Couvering, J. van, McGowran, B., Pillans, B. & Hilgen, F., 2005. Quaternary: status, rank, definition, survival. *Episodes*, 28 (2), 1-4.
Berggren, W.A., 2007. Status of the hierarchical subdivision of higher order marine Cenozoic chronostratigraphic units. *Stratigraphy*, 4, 99-108.
Cande, S.C. & Kent, D.V., 1992. A new

geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, 97, 13917-13951.

Cita, M.B., 2006. New developments in stratigraphic classification. A project of the International Subcommission on Stratigraphic Classification ISSC. *Newsletters on Stratigraphy*, 42(2), 69-74.
Clement, B.M., Kent, D.V. & Opdyke, N.D., 1982. Brunhes-Matuyama polarity transition in three deep-sea sediment cores. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A*, 306, 113-119.
Cowie, J.W., Ziegler, W., Boucot, A.J., Bassett, M.G. & Remane, J., 1986. Guidelines and statuses of the International Commission on stratigraphy (ICS). *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 83, 1-14.
Gradstein, F.M., Finney, S.C., Lane, R. & Ogg, J.G., 2003. ICS on stage. *Lethaia*, 36, 371-378.
Gradstein, F.M., Ogg, J.G., and Smith, A.G., Agterberg, F.P., Bleeker, W., Cooper, R.A., Davydov, V., Gibbard, P., Hinnov, L.A., House, M.R., Lourens, L., Luterbacher, H.P., McArthur, J., Melchin, M.J., Robb, L.J., Shergold, J., Villeneuve, M., Wardlaw, B.R., Ali, J., Brinkhuis, H., Hilgen, F.J., Hooker, J., Howarth, R.J., Knoll, A.H., Laskar, J., Monechi, S., Plumb, K.A., Powell, J., Raffi, I., Røhl, U., Sadler, P., Sanfilippo, A., Schmitz, B., Shackleton, N.J., Shields, G.A., Strauss, H., Van Dam, J., van Kolfshoten, T., Veizer, J., and Wilson, D., 2004. *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press, 589 pages.
Hedberg, H.D., 1965. Earth history and the record in the rocks. *Proc. Am.*

- Philosophical Soc.*, 107 (2), 99-104.
- Hedberg, H.D., 1976. *International stratigraphic guide. A guide to stratigraphic classification, terminology and procedure.*- John Wiley & Sons, New York, 233 pp.
- Hedberg, H.D., ed., 1979. *Guide stratigraphique internationale. Classification, terminologie et règles de procédure.*- Doin Editeurs, Paris, 233 pp (translated from English).
- Δερμιτζάκης, Μ.Δ., 1975. Βασικοί όροι και Κανόνες της Στρωματογραφικής Ταξινομήσεως. *Εκδόσεις Πανεπιστημίου Αθηνών*, 72 σελίδες.
- Δερμιτζάκης, Μ.Δ. & Λέκκας, Σ., 1982. Διερευνώντας τη Γη. Εισαγωγή στη Γενική Γεωλογία. *Εκδόσεις Γ. Γκέλμπεση*, 593 σελίδες.
- Δερμιτζάκης, Μ.Δ., 2002. Λεξιλόγιο Παλαιοντολογικών Όρων. *Εκδόσεις Γ. Γκέλμπεση*, 1094 σελίδες.
- McLaren, D.J., 1977. The Silurian-Devonian Boundary Committee: a final report. In: Martinsson, A. (ed.): The Silurian-Devonian boundary, 1-34. *International Union of Geological Sciences Series A*, no 5, E. Schweizerbart'sche Verlagbuchhandlung, Stuttgart.
- Murphy, M.A., 1977. Ontime-stratigraphic units. *Journal of Paleontology*, 51, 213-219.
- Odin, G.S., 2001. Numerical age calibration of the Campanian-Maastrichtian succession at Tercis-les-Bains (Landes, France) and in the Bottaccione Gorge (Italy).- In: ODIN G.S. (ed.), Characterisation and correlation from Tercis-les-Bains (Landes, SW France) to Europe and other continents.- IUGS Special Publication (Monograph) Series 36; *Developments in Palaeontology and Stratigraphy*, 19, Elsevier, p. 775-782.
- Odin, G.S. & Lamaurelle, M.A., 2001. The global Campanian-Maastrichtina stage boundary. *Episodes*, 24, 229-238.
- Odin, G.S., Montanari, A. & Coccioni, R., 1997. Chronostratigraphy of Miocene stages : A proposal for the definition of precise boundaries. In: Montanari, A., Odin, G.S. & Coccioni, R. (eds): *Miocene stratigraphy: An integrated approach. Developments in Palaeontology and Stratigraphy*, 15, 597-629. Elsevier, Amsterdam.
- Ogg, J.G., 2004. Status of Divisions of the International Geologic Time Scale. *Lethaia*, 37, 183-199.
- Opdyke, N.D., Kent, D.V. & Lowrie, W., 1973. Details of magnetic polarity transitions recorded in a high deposition rate deep-sea core. *Earth and Atmospheric Science Letters*, 20, 315-324.
- Orbigny, A. d', 1849-1852. *Cours élémentaire de paléontologie et de géologie stratigraphiques.*- Masson, Paris, 847 pp.
- Remane, J., 2003. Chronostratigraphic correlations: their importance for the definition of geochronologic units. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 196, 7-18.
- Remane, J., Bassett, M.G., Cowie, J.W., Gorbbrandt, K.H., Lane, H.R., Milchelson, O. & Wang, N., 1996. Revised guidelines for the establishment of global chronostratigraphic standards by the International Commission of Stratigraphy (ICS). *Episodes*, 19, 77-81.
- Shackleton, N.J., Hall, M.A., Raffi, I., Tauxe, L. & Zachos, J., 2000. Astronomical calibration age for the Oligocene-Miocene boundary.

- Geology*, 28, 447-450.
- Steininger, F.F., Aubry, M.-P., Berggren, W.A., Biolzi, M., Borsetti, A.M., Cartlidge, J.E., Cati, F., Corfield, R., Gelati, R., Iaccarino, S., Napoleone, C., Ottner, F., Roegl, F., Roetzel, R., Spezzaferri, S., Tateo, F., Villa, G. & Zevenboom, D., 1997. The global stratotype section and point (GSSP) for the base of the Neogene. *Episodes*, 20, 23-28.
- Strasser, A., Hilgen, F. J. & Heckel, P. H., 2006. Cyclostratigraphy – concepts, definitions, and applications. *Newsletters on Stratigraphy*, 42(2), 75-114.
- Van Couvering, J.A., Castradori, D., Cita, M.B., Hilgen, F.J., and Rio, D., 2000. The base of the Zanclean Stage and of the Pliocene Series. *Episodes*, 23, 179-187.
- Walsh, S.L., 2004. Solutions in chronostratigraphy: The Paleocene/Eocene boundary debate, and Aubry vs. Hedberg on chronostratigraphic principles. *Earth-Science Reviews*, 64, 119-155.
- Walsh, S.L., Gradstein, F.M. & Ogg, J.G., 2004. History, philosophy, and application of the Global Stratotype Section and Point (GSSP). *Lethaia*, 37, 201-218.

ΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΚΕΣ ΜΕΘΟΔΟΙ: ΔΥΝΑΤΟΤΗΤΕΣ & ΑΔΥΝΑΜΙΕΣ. ΚΙΝΔΥΝΟΙ & ΠΡΟΟΠΤΙΚΕΣ*

A. Ζαμπετάκη-Λέκκα¹ & A. Κεμερίδου¹

¹Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών, Τμήμα Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος, Τομέας
Ιστορικής Γεωλογίας - Παλαιοντολογίας, Πανεπιστημιούπολη Ζωγράφου
zambetaki@geol.uoa.gr

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η Στρωματογραφία είναι η επιστήμη που μελετά τη διάταξη των γεωλογικών σχηματισμών, καθώς και τα γεγονότα που την επηρεάζουν, με σκοπό την ανασυγκρότηση της ιστορίας της γης, η οποία καταγράφεται σε δυο συνιστώσες: το χρόνο και το χώρο. Είναι μια εμπειρική επιστήμη, βασίζεται δηλαδή σε δεδομένα υπαίθρου, τα οποία και μελετά χρησιμοποιώντας τις γνώσεις πολλών επιστημονικών κλάδων και διάφορες μεθόδους ανάλυσης και ερμηνείας, κάθε μια από τις οποίες παρουσιάζει τόσο πλεονεκτήματα όσο και μειονεκτήματα. Για την εξαγωγή επομένων αξιόπιστων συμπερασμάτων κρίνεται απαραίτητη η στενή και συνεχής συνεργασία μεταξύ των διαφόρων αυτών μεθόδων. Ιδιαίτερη προσοχή απαιτείται σε όλα τα στάδια της στρωματογραφικής έρευνας, από την αρχική παρατήρηση και συλλογή των δεδομένων μέχρι την ανάλυση και ερμηνεία αυτών, ώστε η έρευνα να μην κατευθύνεται από τις επικρατούσες θεωρίες και μοντέλα ερμηνείας.

ABSTRACT

Stratigraphy is the science that studies the arrangement of geological formations, as well as the events that influence it, aiming at the reconstruction of earth's history, which is recorded in two components: time and space. As an empiric science, it studies field data using the knowledge of many scientific fields (petrology, mineralogy, sedimentology, paleontology, physics, tectonics, chemistry, astronomy, statistics, informatics etc) and various analytical methods such as lithostratigraphy that includes sequence stratigraphy, facies stratigraphy and cyclostratigraphy, seismostratigraphy, chemostratigraphy, magnetostratigraphy, biostratigraphy and isotopic chronology. Each one of these methods presents advantages as well as disadvantages, therefore, in order to reach reliable conclusions, the close and continuous collaboration between these methods is considered essential. Particular attention is required through all the stages of the stratigraphic research, from the observation in the field and the collection of data up to their analysis and their interpretation, in order to avoid any influence by the prevailing theories and models of interpretation.

***METHODS OF STRATIGRAPHY: POSSIBILITIES & WEAKNESSES. DANGERS & PERSPECTIVES**

A. Zambetakis-Lekka & A. Kemeridou

National & Kapodistrian University of Athens, Faculty of Geology & Geoenvironment, Department of Historical Geology-Paleontology, Panepistimiopolis Zografou

1. Εισαγωγή

Η Στρωματογραφία είναι μία κατεξοχήν εμπειρική επιστήμη. Βασίζόμενη σε παρατηρήσεις υπαίθρου έχει ως αντικείμενο τη μελέτη της δημιουργίας, της σύνθεσης, της διαδοχής και των σχέσεων των γεωλογικών σχηματισμών με τελικό σκοπό την ανασυγκρότηση της ιστορίας της Γης στο γεωλογικό χρόνο. Βάσει του ορισμού αυτού το αντικείμενο της στρωματογραφικής έρευνας αφορά όλα τα πετρώματα, ιζηματογενή, πυριγενή, μεταμορφωμένα. Η στρωματογραφία είναι επομένως μια σύνθετη επιστήμη που χρησιμοποιεί στην έρευνά της τις γνώσεις και τις εφαρμογές πολλών διαφορετικών επιστημονικών κλάδων όπως η πετρολογία, η ορυκτολογία, η ιζηματολογία, η παλαιοντολογία, η τεκτονική, η φυσική, η αστρονομία, η χημεία, η στατιστική, η πληροφορική κ.α.

Η Στρωματογραφία άρχισε να αναπτύσσεται από τα μέσα του 17ου αιώνα και πρωτεργάτες αυτής θεωρούνται αρχικά ο Nicolaus Steno (1638-1686) ο οποίος έθεσε την αρχή της οριζόντιας απόθεσης των ιζηματογενών στρωμάτων καθώς και την αρχή της υπέρθεσης αυτών, καθιερώνοντας (1669) τη στρωματογραφία ως την επιστήμη που μελετά τα γεωλογικά στρώματα. Αργότερα, ο Georges Cuvier (1769-1832), διακρίνοντας την εξέλιξη των απολιθωμάτων στα αλληπάλληλα στρώματα, κατασκεύασε μαζί με τον Alexander Brognart (1808), ένα γεωλογικό χάρτη των τριτογενών αποθέσεων της λεκάνης των Παρισίων, ενώ ο William Smith (1769-1839) κατασκεύασε τον πρώτο γεωλογικό χάρτη της Αγγλίας και Ουαλίας, παραθέτοντας και γεωλογικές τομές (1819), αναγνωρίζοντας ότι τα γεωλογικά στρώματα μπορούν, βάσει της λιθολογίας και του παλαιοντολογικού

περιεχομένου τους, να αναγνωριστούν ακόμα και σε μεγάλες αποστάσεις. Από τους πρωτεργάτες της στρωματογραφίας ως γεωλογικής επιστήμης μέχρι σήμερα, η στρωματογραφική έρευνα περιλαμβάνει 3 διαδοχικά στάδια: Το πρώτο στάδιο είναι το γεωμετρικό στάδιο και συνίσταται στην ανάλυση των γεωμετρικών σχέσεων μεταξύ των γεωλογικών στρωμάτων και σχηματισμών. Κατά το στάδιο αυτό διακρίνονται ενότητες στρωμάτων βάσει των λιθολογικών χαρακτηριστικών τους, οι οποίες δυνατόν να διαχωρίζονται με επιφάνειες ασυμφωνίας, χωρίς να υπεισέρχεται ο παράγων χρόνος. Σε ορισμένες περιπτώσεις, έκτακτα γεωλογικά γεγονότα (ηφαιστειακές εκρήξεις, πτώσεις μετεωριτών, απότομες κλιματικές μεταβολές) έχουν αφήσει τα ίχνη τους στα γεωλογικά στρώματα (ηφαιστειακή τέφρα, στρώμα ιριδίου κλπ) και αποτελούν χαρακτηριστικούς ορίζοντες στρωματογραφικών συσχετισμών στη Στρωματογραφία συμβάντων. Το δεύτερο στάδιο αφορά στη σχετική χρονολόγηση των ενοτήτων ή των συμβάντων, χωρίς αριθμητική εκτίμηση του χρόνου. Τέλος, το τρίτο στάδιο αφορά στη χρονομέτρηση, δηλαδή την αριθμητική εκτίμηση του χρόνου, σε χιλιάδες ή εκατομμύρια χρόνια η οποία είναι γνωστή και ως απόλυτη χρονολόγηση χωρίς αυτό να σημαίνει ότι είναι οριστική ή και ακριβής.

1. Μέθοδοι Στρωματογραφικής Έρευνας - Δυνατότητες και Αδυναμίες

Για μια ολοκληρωμένη στρωματογραφική έρευνα χρησιμοποιούνται διάφορες μέθοδοι ανάλυσης και ερμηνείας των γεωλογικών ενοτήτων και συμβάντων όπως:

- η **Λιθοστρωματογραφία**, η οποία

περιλαμβάνει την Στρωματογραφία των ιζηματογενών ακολουθιών, την Στρωματογραφία ιζηματογενών φάσεων και την Κυκλοστρωματογραφία,

- η Σεισμοστρωματογραφία,
- η Χημειοστρωματογραφία,
- η Μαγνητοστρωματογραφία,
- η Βιοστρωματογραφία και
- η Ισοτοπική γεωχρονολόγηση.

Στην παρούσα εργασία θα περιγράψουμε εν συντομία το αντικείμενο των μεθόδων αυτών, χωρίς να τις αναλύσουμε περαιτέρω, εστιάζοντας περισσότερο σε κάποια χαρακτηριστικά τους, σε πλεονεκτήματα ή αδυναμίες, που οι μέθοδοι αυτές παρουσιάζουν.

Η Λιθοστρωματογραφία μελετά τα λιθολογικά χαρακτηριστικά των στρωμάτων, διακρίνοντας λιθολογικούς σχηματισμούς. Σ' αυτήν εντάσσονται η Στρωματογραφία των ιζηματογενών ακολουθιών, που διακρίνει ακολουθίες 1ης, 2ης, 3ης κλπ. τάξεως, οι οποίες διαχωρίζονται μεταξύ τους με επιφάνειες ασυμφωνίας ή δυσυμφωνίας, που αντιστοιχούν σε θαλάσσιες αποσύρσεις και επικλύσεις και η Στρωματογραφία των φάσεων των ιζηματογενών στρωμάτων η οποία εξετάζει τα περιβάλλοντα απόθεσης. Πρόκειται για τις χαρακτηριζόμενες και ως γενετικές μέθοδοι της Στρωματογραφικής έρευνας.

Η Κυκλοστρωματογραφία μελετά τις μεταβολές της ιζηματογένεσης σε σχέση με τις τροχιακές μεταβολές της γης ως πλανητικού σώματος. Η μελέτη των κυκλοθεμάτων πρέπει να είναι λεπτομερέστατη και υπάρχει πάντα ο προβληματισμός αν τα μετρούμενα πάχη έχουν ή όχι επηρεαστεί από τη διαγένεση ή άλλες μεταγενέστερες της απόθεσής τους μεταβολές. Επίσης, η εκκεντρότητα και η μετάπτωση των ισημερινών δεν είναι σταθερές κατά τη διάρκεια του γεωλογικού χρόνου και

αυτό θα πρέπει να λαμβάνεται υπόψη. Η Σεισμοστρωματογραφία διακρίνει στρωματογραφικές ενότητες βάσει της ανάκλασης των σεισμικών κυμάτων σε διαχωριστικές επιφάνειες λιθολογικών ασυνεχειών. Ωστόσο, η ερμηνεία των σεισμικών δεδομένων θα πρέπει να υποστηρίζεται από καλή γνώση της γεωλογίας της περιοχής μελέτης, η οποία συνήθως περιλαμβάνει και δεδομένα γεωτρήσεων. Με τον τρόπο αυτό πιστοποιείται η φύση των ασυνεχειών που έχουν καταγραφεί και παράλληλα αυτές προσδιορίζονται και γεωχρονολογικά.

Η Χημειοστρωματογραφία μελετά τα γεωχημικά χαρακτηριστικά των ιζηματογενών πετρωμάτων επικεντρώνοντας κυρίως στις μεταβολές αυτών στις διάφορες λιθολογικές ενότητες. Βασιζόμενη στο γεγονός ότι το γεωχημικό "προφίλ" των ιζηματογενών πετρωμάτων αντανakλά τις επικρατούσες φυσικοχημικές συνθήκες κατά την διάρκεια της απόθεσης, στοχεύει στην εξαγωγή συμπερασμάτων σχετικά με το παλαιοπεριβάλλον και τις ενδεχόμενες μεταβολές αυτού με την πάροδο του χρόνου. Στο πλαίσιο αυτό η Χημειοστρωματογραφία μπορεί να χρησιμεύσει ως εργαλείο συσχετισμού, επιτρέποντας την σύγκριση ιζηματογενών σειρών βάσει ισοτοπικών ή χημικών επεισοδίων τα οποία θεωρούνται ταυτόχρονα. Περαιτέρω, η σύγκριση των καμπύλων των γεωχημικών μεταβολών με άλλες μεθόδους γεωχρονολόγησης μπορεί να τις καταστήσει ένα εργαλείο σχετικής χρονολόγησης.

Η Χημειοστρωματογραφία είναι από τις πλέον διαδεδομένες μεθόδους στη σύγχρονη στρωματογραφική έρευνα. Οι δυνατότητες της μεθόδου εξαρτώνται από την τεχνολογική εξέλιξη και την αυτοματοποίηση των αναλυτικών

οργάνων όπως των φασματογράφων. Σημαντικοί περιορισμοί τίθενται από το υψηλό κόστος των αναλύσεων, ιδιαίτερα εφόσον οι στρωματογραφικές μελέτες απαιτούν ικανό αριθμό δεδομένων για την εξαγωγή αξιόπιστων συμπερασμάτων.

Η Μαγνητοστρωματογραφία μελετά την παραμένουσα μαγνήτιση σε ορισμένα ορυκτά των πετρωμάτων καταγράφοντας με αυτόν τον τρόπο τις αναστροφές της πολικότητας του γήινου μαγνητικού πεδίου. Βασικό αντικείμενο της μαγνητοστρωματογραφικής ανάλυσης είναι η σχετική χρονολόγηση ενός γεγονότος ή μιας ακολουθίας γεγονότων έπειτα από σύγκριση των καταγραφών με την μαγνητοστρωματογραφική κλίμακα. Το γεγονός ότι οι αναστροφές της πολικότητας είναι φαινόμενα που συμβαίνουν ταυτόχρονα σε όλη την έκταση του πλανήτη αποτελεί σημαντικό πλεονέκτημα της μεθόδου δίνοντας τη δυνατότητα για συσχετισμούς σε παγκόσμια κλίμακα καθώς και για συσχετισμούς μεταξύ πετρωμάτων που σχηματίστηκαν σε διαφορετικά αποθετικά περιβάλλοντα. Ωστόσο, σημαντικές προϋποθέσεις για την απόκτηση όσο το δυνατόν πιο αξιόπιστων αποτελεσμάτων αποτελούν τόσο τα μαγνητικά χαρακτηριστικά των υπό μελέτη ιζημάτων όσο και η συχνότητα των αναστροφών της πολικότητας. Μεταβολές στο ρυθμό ιζηματογένεσης και η πιθανή ύπαρξη κενών σε αυτήν ενδέχεται να επηρεάσουν την εικόνα της διαδοχής και της διάρκειας των αναστροφών της πολικότητας σε μια ιζηματογενή ακολουθία ταυτόχρονα όμως, υπό ευνοϊκές συνθήκες, μπορούν να αναδειχθούν κατά την μαγνητοστρωματογραφική μελέτη. Όσον αφορά στην συχνότητα των αναστροφών, είναι προφανές ότι η μέθοδος καθίσταται πρακτικά μη

εφαρμόσιμη όταν πρόκειται για περιόδους μεγάλης χρονικής διάρκειας κατά τις οποίες δεν παρατηρείται αναστροφή της πολικότητας ενώ εξίσου σημαντικό πρόβλημα στην εφαρμογή της μεθόδου μπορεί να προκαλέσει και η υψηλή συχνότητα αναστροφής της πολικότητας, όπως συμβαίνει για παράδειγμα στο Νεογενές. Τέλος, φαινόμενα όπως ο τεκτονισμός και πιθανές αλλοιώσεις των μαγνητικών ορυκτών θα πρέπει να διερευνώνται με προσοχή ενώ σφάλματα μπορεί να υπεισέλθουν τόσο κατά την δειγματοληψία όσο και κατά την επιλογή των μεθόδων ανάλυσης των δειγμάτων.

Η Βιοστρωματογραφία βασίζεται στη μονόδρομη εξέλιξη των απολιθωμάτων στη διάρκεια του γεωλογικού χρόνου. Βάσει αυτών διαχωρίζει τα στρώματα που τα περιέχουν σε ενότητες, τις βιοζώνες, τις οποίες ταξινομεί ιεραρχικά στο γεωλογικό χρόνο. Τα απολιθώματα είναι αυτά που βάζουν τους πρώτους περιορισμούς στη χρήση της βιοστρωματογραφικής μεθόδου. Ως έμβια όντα προτιμούν ορισμένες οικολογικές συνθήκες που τους προσφέρουν συγκεκριμένα παλαιοπεριβάλλοντα, κατά συνέπεια, οι βιοζώνες, είναι στην ουσία οικοζώνες. Το γεγονός αυτό καθιστά αναγκαίο το συσχετισμό διαφορετικών βιοστρωματογραφικών κλιμάκων που αντιστοιχούν σε διαφορετικά παλαιοπεριβάλλοντα.

Η Ισοτοπική γεωχρονολόγηση είναι στην ουσία Χημειοστρωματογραφία, η οποία στηρίζεται στη μετατροπή ορισμένων ασταθών στοιχείων που περιέχονται στα πετρώματα, σε άλλα σταθερά με άμεση σταθερή σχέση με την πάροδο του χρόνου. Παρέχεται κατ' αυτό τον τρόπο απόλυτη χρονολόγηση των στρωμάτων, στις περιπτώσεις βέβαια που η μέθοδος μπορεί να εφαρμοστεί. Οι περιορισμοί της μεθόδου εξαρτώνται

από τα εξεταζόμενα στοιχεία και τις χρησιμοποιούμενες εργαστηριακές μεθόδους. Επίσης αναφέρεται πάντοτε ένα σφάλμα το εύρος του οποίου μπορεί να αντιπροσωπεύει μια ολόκληρη βιοζώνη.

Από τις μεθόδους αυτές,

- η Λιθοστρωματογραφία,
- η Στρωματογραφία των ιζηματογενών φάσεων,
- η Στρωματογραφία ιζηματογενών ακολουθιών,

- η Κυκλοστρωματογραφία,

- η Σεισμοστρωματογραφία,

- η Χημειοστρωματογραφία και

- η Μαγνητοστρωματογραφία,

επιτρέπουν τη γεωμετρική διάκριση των στρωματογραφικών ενοτήτων στηρίζονται δε στην παρουσία στοιχείων που είναι δυνατόν να επαναλαμβάνονται στο χρόνο.

Επιτρέπουν στρωματογραφικούς συσχετισμούς σε τοπικό ή περισσότερο ευρύ πεδίο, χρειάζονται όμως τη χρονοστρωματογραφική και γεωχρονολογική αντιστοιχία.

Η Βιοστρωματογραφία επιτρέπει τη σχετική χρονολόγηση των διαφόρων στρωματογραφικών ενοτήτων, καθότι στηρίζεται στην μη επαναλαμβανόμενη, κατά τη διάρκεια του χρόνου, εξέλιξη των έμβιων οργανισμών.

Η Ισοτοπική γεωχρονολόγηση επιτρέπει στο μέτρο της δυνατής ακρίβειας την απόλυτη χρονομέτρηση των ενοτήτων

2. Σύγχρονη Στρωματογραφική

Έρευνα - Κίνδυνοι και Προοπτικές

Η σύγχρονη στρωματογραφική έρευνα, για την εξαγωγή αξιόπιστων συμπερασμάτων, απαιτεί τη στενή συνεργασία διαφόρων στρωματογραφικών μεθόδων.

Η Λιθοστρωματογραφία, με τους επιμέρους κλάδους της, δεν έχει νόημα αν δεν υποστηρίζεται από βιοστρωματο-

γραφικές χρονολογήσεις. Αλλά και η βιοστρωματογραφική ανάλυση απαιτεί τη γνώση της γεωμετρίας των αποθέσεων, στην οποία υπεισέρχεται και ο παράγοντας του τεκτονισμού.

Εξάλλου, τα όρια στρωματογραφικών ακολουθιών, που υποδηλώνουν όρια κύκλων ιζηματογένεσης συνδεόμενα με φαινόμενα θαλάσσιας απόσυρσης ή επίκλυσης, συχνά ταυτίζονται με τα όρια εμφάνισης ή εξαφάνισης ομάδων απολιθωμάτων.

Επίσης, η ακριβής βιοστρωματογραφική μελέτη είναι προαπαιτούμενη για κάθε μαγνητοστρωματογραφική συσχέτιση. Αλλά και τα μαγνητοστρωματογραφικά δεδομένα δύνανται να βοηθήσουν τη βιοστρωματογραφική έρευνα. Συγκεκριμένα, δεδομένου ότι οι αναστροφές της πολικότητας είναι φαινόμενα που συμβαίνουν ταυτόχρονα σε όλη την έκταση του πλανήτη, ενώ οι εμφανίσεις και εξαφανίσεις των ειδών δεν είναι ταυτόχρονες, η συνεργασία των δύο μεθόδων, όπου αυτή είναι εφικτή, είναι απαραίτητη για ορθότερα βιοστρωματογραφικά και χρονοστρωματογραφικά συμπεράσματα.

Στην Εικόνα 1 δίδεται ένα παράδειγμα συσχετισμού βιοστρωματογραφικών δεδομένων τόσο με την χρονοστρωματογραφική και γεωχρονολογική κλίμακα όσο και με την μαγνητοστρωματογραφική κλίμακα και την απόλυτη χρονολόγηση.

Η γεωχημική ανάλυση μπορεί να λειτουργήσει συμπληρωματικά ως προς τις άλλες στρωματογραφικές μεθόδους, υποδεικνύοντας είτε τοπικής είτε παγκόσμιας κλίμακας επεισόδια-δείκτες, με την προϋπόθεση ότι η στρωματογραφική τους θέση έχει καλά προσδιοριστεί με μεθόδους γεωχρονολόγησης.

Τα αποτελέσματα της συνθετικής αυτής αντίληψης της στρωματογραφικής

έρευνας, είναι απαραίτητα για κάθε γεωλογική έρευνα, από τη χαρτογράφηση μέχρι την εφαρμοσμένη γεωλογία.

Η "παγκοσμιοποίηση" η οποία χαρακτηρίζει τη σύγχρονη στρωματογραφική έρευνα, είχε ως αποτέλεσμα τον εμπλουτισμό των γνώσεων και την επισήμανση των αδυναμιών και σφαλμάτων των επιμέρους στρωματογραφικών μεθόδων.

Συγκεκριμένα, η εξέλιξη και η ραγδαία ανάπτυξη των διαφόρων μεθόδων της Στρωματογραφίας, αλλά κυρίως η εμπειριστατωμένη συνδυαστική με πολλές μεθόδους στρωματογραφική μελέτη, ανέδειξε προβληματισμούς που παλαιότεροι ερευνητές είχαν ήδη επισημάνει.

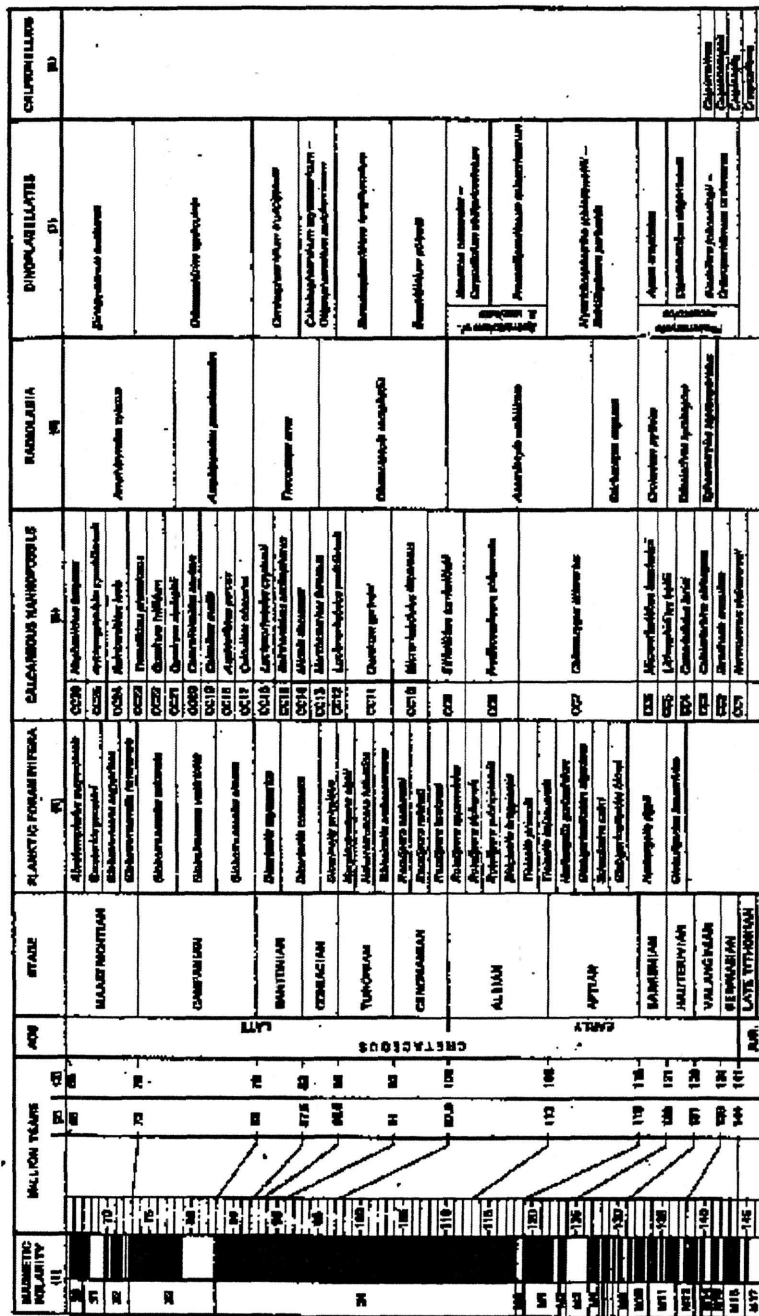
Επιβεβαιώθηκε, μεταξύ άλλων, ότι μόνο ένα μικρό μέρος του γεωλογικού χρόνου καταγράφεται από τα γεωλογικά στρώματα. Στρωματογραφικές σειρές, φαινομενικά πλήρεις, εμπεριέχουν στρωματογραφικά κενά, τα οποία αντιστοιχούν σε γεωλογικό χρόνο ο οποίος στις συγκεκριμένες περιοχές δεν έχει καταγραφεί, υπάρχει όμως στο γεωλογικό αρχείο άλλων περιοχών. Παραδείγματα των πληρέστερων και πλέον αξιόπιστων συμπερασμάτων που επιτυγχάνονται με λεπτομερείς μελέτες στις οποίες εφαρμόζονται περισσότερες στρωματογραφικές μέθοδοι, αφθονούν στη διεθνή βιβλιογραφία. Αναφέρουμε μια ενδιαφέρουσα μελέτη του κατώτερου ωολιθικού σχηματισμού του μέσου Ιουρασικού στη νότια Αγγλία (Callomon, 1995). Η περιοχή εντάσσεται στις ιδιαίτερα μελετημένες ιουρασικές λεκάνες της δυτικής Ευρώπης, από την εποχή του William Smith. Αφορά ένα ωολιθικό σχηματισμό πάχους περίπου 5 μ, σε μια ενιαία λεκάνη μήκους 80χλμ ηλικίας Ααλενίου - Βαγιωσίου.

Η ιζηματολογική μελέτη δείχνει ότι

η ακολουθία περιέχει πολυάριθμες επιφάνειες διάβρωσης, αλλά μόνο λεπτομερής βιοστρωματογραφική μελέτη αποκάλυψε την πολυπλοκότητα της στρωματογραφικής διάρθρωσης. Σε δεκατρείς τομές που έγιναν στην περιοχή προσδιορίστηκαν 56 πανιδικοί ορίζοντες βάσει των αμμωνιτών. Σε καμία τομή δεν περιέχονται όλοι οι ορίζοντες, ενώ οι περισσότεροι από τους μισούς, και μάλιστα διαφορετικοί σε κάθε περίπτωση, απουσιάζουν από κάθε τομή. Κανένας από τους ορίζοντες δεν είναι παρών και στις δεκατρείς τομές οι οποίες είναι, κατά μέσον όρο, μόνο κατά το 43% πλήρεις. Τα κενά αυτά δεν θα μπορούσαν να ανευρεθούν χωρίς τη λεπτομερή βιοστρωματογραφική μελέτη του κατά τα άλλα ενιαίου και φαινομενικά πλήρους σχηματισμού.

Τα αποτελέσματα αυτά, τα οποία εξήχθησαν από τη συνδυαστική εφαρμογή λιθοστρωματογραφικών, ιζηματολογικών και βιοστρωματογραφικών μεθόδων και αφορούν μια ενιαία και μικρή σχετικά σε έκταση περιοχή, δημιουργούν υπόνοιες για την ορθότητα συμπερασμάτων που αφορούν συσχετισμούς μεταξύ λεκανών με τελειώς διαφορετική παλαιογεωγραφική και τεκτονική ιστορία, ιδιαίτερα όταν δεν έχει γίνει λεπτομερής λιθολογική και βιοστρωματογραφική μελέτη με απεικόνιση των πραγματικών παχών και της αντίστοιχης χρονοστρωματογραφικής απόδοσης.

Παράδειγμα εντοπισμού στρωματογραφικών κενών σε φαινομενικά πλήρεις στρωματογραφικές σειρές, με τη συνδυαστική εφαρμογή περισσότερων στρωματογραφικών μεθόδων, αποτελεί και η μελέτη της ακολουθίας Castlecliff στη λεκάνη Wanganui της Νέας Ζηλανδίας, η οποία αποτελεί επιλεγμένη τομή αναφοράς για το στρωματογραφικό διάστημα Πλειοκαίνου -



Εικ. 1. Συσχετισμός της χρονοστρωματογραφικής και γεωχρονολογικής κλίμακας ανώτερου Ιουρασικού - Κρητιδικού με τη μαγνητοστρωματογραφική κλίμακα (κολόνα 1 κατά Harland et al. 1982), την απόλυτη χρονολόγηση (κολόνα 2 κατά Harland et al. 1982, κολόνα 3 κατά van Hinte 1976) και με βιοστρωματογραφικές κλίμακες (κολόνα 4 βάσει πλαγκτονικών τριματοφόρων κατά Caron 1985, κολόνα 5 βάσει ασβεστολιθικού νανοπλαγκτού κατά Sissingh 1977, κολόνα 6 βάσει ακτινοζώων κατά Sanfilippo & Riedel 1981, κολόνα 7 βάσει δινομαστιγωτών κατά Williams 1977 και κολόνα 8 βάσει calpionellids κατά Allemann et al. 1971) (από Bolli et al. 1985).

Πλειστοκαίνου (Kamp & Turner, 1990). Στην ακολουθία αυτή έγινε λεπτομερής μελέτη των ισοτόπων $\delta^{18}\text{O}$ και η καμπύλη συσχετίστηκε με την καμπύλη $\delta^{18}\text{O}$ μιας γειτονικής λεκάνης. Από το συσχετισμό αυτό κατέστη προφανές ότι η ακολουθία Castlecliff παρότι φαινόταν πλήρης, απέκρυπτε πολλές δυσυμφωνίες. Συνολικά περίπου 53%, δηλαδή περισσότερο από το μισό του γεωλογικού χρόνου που αντιπροσωπεύεται από αυτήν την τομή, δεν εκπροσωπείται από ιζήματα.

Ανάλογα διαστήματα κενών ιζηματογένεσης υπάρχουν ακόμη και σε πελαγικές αποθέσεις ωκεανών, όπου οι σειρές θεωρούνται παραδοσιακά πιο πλήρεις. Τα διαστήματα αυτά μόνο πολύ λεπτομερής βιοστρωματογραφική μελέτη μπορεί να αναδείξει (Aubry, 1955).

Η διαπίστωση αυτή, του σε μεγάλο μέρος κενού στρωματογραφικού αρχείου των παραδοσιακά προσδιορισμένων στρωματότυπων, ανέδειξε το πρόβλημα ένταξης ιζηματογενών ακολουθιών άλλων περιοχών, οι οποίες δεν αντιπροσωπεύονταν στους στρωματότυπους. Κατέστη συνεπώς επιτακτική η ανάγκη επαναπροσδιορισμού της Στρωματογραφικής κλίμακας, εισάγοντας το νέο όρο του στρωματότυπου ορίων και της "χρυσής ακίδας" για τα όρια μεταξύ των επαναπροσδιορισθέντων βαθμίδων χωρίς οροφή.

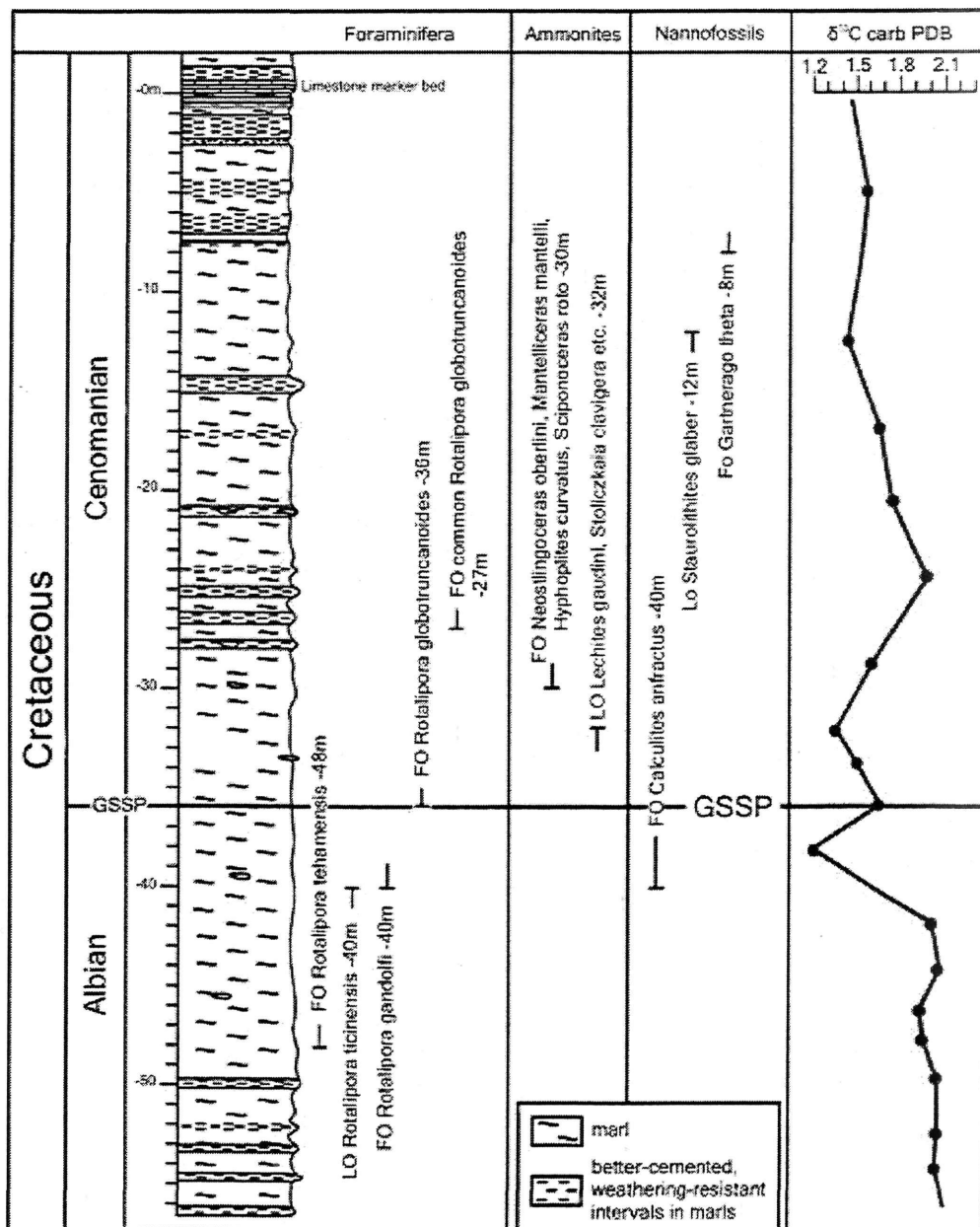
Η Διεθνής Υποεπιτροπή για την Στρωματογραφική Ταξινόμηση, έχει συστήσει στην εγκύκλιό της με αριθ. 25 τον Ιούλιο του 1969 ότι "οι στρωματότυποι ορίων πρέπει πάντα να επιλέγονται εντός ακολουθιών συνεχούς ιζηματογένεσης. Το όριο μιας χρονοστρωματογραφικής ενότητας δεν πρέπει ποτέ να τοποθετείται σε μια ασυνέχεια. Απότομες και δραστικές αλλαγές στη λιθολογία ή το απολι-

θωμένο περιεχόμενο πρέπει να εξετάζονται με την υποψία ότι ενδεχομένως να υποδεικνύουν κενά στην ακολουθία που θα εξασθενίζουν την αξία του ορίου ως χρονοστρωματογραφικού δείκτη και πρέπει να χρησιμοποιούνται μόνο εάν υπάρχουν επαρκή στοιχεία για την ουσιαστική συνέχεια της απόθεσης". Προτείνεται έτσι η "χρυσή ακίδα" για έναν στρωματότυπο ορίου να τοποθετείται μέσα σε ένα ορισμένο στρώμα για να ελαχιστοποιείται η πιθανότητα ότι μπορεί να πέσει σε ένα χρονικό χάσμα.

Ένα μέσο ελαχιστοποίησης ή εξάλειψης των προβλημάτων της επανάληψης ή των κενών σε χρονοστρωματογραφικές ακολουθίες είναι να καθοριστεί τυπικά ως στρωματότυπος σημειακού ορίου μόνο η βάση της ενότητας. Κατά συνέπεια, μια χρονοστρωματογραφική ενότητα με τη βάση της καθορισμένη σε μια τοποθεσία θα έχει την οροφή της καθορισμένη από τη βάση μιας υπερκείμενης ενότητας στην ίδια, αλλά συχνότερα, σε μια άλλη τοποθεσία.

Η καθιέρωση νέων διαδικασιών για τον επαναπροσδιορισμό της χρονοστρωματογραφικής κλίμακας και των στρωματότυπων ορίων απαιτεί αντιπαραβολή όσο το δυνατόν περισσότερων δεδομένων, βιοστρωματογραφικών, χημειοστρωματογραφικών, μαγνητοστρωματογραφικών καθώς και δεδομένων ραδιοχρονολόγησης. Σε κάθε περίπτωση, η δυνατότητα πρόσβασης και η σταθερότητα της θέσης θεωρούνται απαραίτητα χαρακτηριστικά γνωρίσματα ενός στρωματότυπου ορίου. Η νέα στρωματογραφική κλίμακα που παρουσιάστηκε το 2004, μετά από επίμονες διαδικασίες, περιέχει πολλούς επαναπροσδιορισμένους στρωματότυπους ορίων, ενώ παραμένει ο επαναπροσδιορισμός των υπολοίπων.

Η Εικόνα 2 απεικονίζει τον προσδιο-



Εικ. 2. Στρωματοτύπος ορίου Αλβίου / Κενομανίου (GSSP: Global Boundary Stratotype Section and Point) (από Gradstein et al. 2004).

ρισμό του στρωματοτύπου του ορίου Αλβίου / Κενομανίου όπως προσδιορίστηκε από τη Διεθνή Επιτροπή Στρωματογραφίας (Gradstein *et al.* 2004). Ο προσδιορισμός αυτός βασίστηκε στην εργασία των Kennedy *et al.* (2004) στη δυτική πλαγιά του όρους Risou (Hautes-Alpes) στη Νότια Γαλλία και υποστηρίζεται τόσο από βιοστρωματογραφικούς όσο και χημειοστρωματογραφικούς δείκτες. Πληρεί δε αναγκαίες προϋποθέσεις όπως η ικανού πάχους αδιατάρακτη απόθεση και η εύκολη και ελεύθερη πρόσβαση. Η στρωματογραφία είναι μια σαφώς εμπειρική επιστήμη. Έχοντας ως βάση τις παρατηρήσεις υπαίθρου, ο γεωλόγος καλείται να γενικεύσει τα αποτελέσματα της έρευνάς του, εισάγοντας ερμηνευτικές θεωρίες, εφαρμόζοντας ουσιαστικά την μέθοδο της επαγωγής. Στην συνέχεια προχωρά στην παρα-



Εικ. 3. Ο ερμηνευτικός κύκλος.

γωγή μοντέλων, η αποδοχή ή απόρριψη των οποίων εξαρτάται από το αν τα μοντέλα αυτά και το θεωρητικό τους υπόβαθρο θα επαληθευτούν ή όχι από νέα δεδομένα υπαίθρου. Αυτή η κυκλική ερμηνευτική διαδικασία, η οποία αναφέρεται ως ερμηνευτικός

κύκλος (Εικ. 3) εμφανίστηκε αρχικά ως θεολογική προσέγγιση στην αναζήτηση και ερμηνεία της πνευματικής αλήθειας στη Βίβλο και στη συνέχεια εξελίχθηκε και χρησιμοποιείται ευρέως στις φιλοσοφικές και κοινωνιολογικές επιστήμες (Miall & Miall, 2004).

Η εισαγωγή του ερμηνευτικού κύκλου στη γεωλογική μεθοδολογία έγινε από τον Frodeman (1995) σε μια συζήτηση για τη διαφορά μεταξύ των μεθόδων των γεωλογικών επιστημών από εκείνες των "σκληρών" φυσικών επιστημών, όπως η φυσική και η χημεία. Πράγματι μια σημαντική διαφορά με τις μεθόδους των πειραματικών επιστημών είναι ότι τα πειράματα Φυσικής και Χημείας γίνονται σε απόλυτα ελεγχόμενες εργαστηριακές συνθήκες, όπου κάθε παράμετρος και οριακή συνθήκη ελέγχεται, πράγμα το οποίο δεν είναι εφικτό με τις προσομοιώσεις του γεωλογικού παρελθόντος, οι οποίες ακόμη και με τη χρησιμοποίηση των μεγαλύτερων και ισχυρότερων σύγχρονων υπολογιστών, αντιπροσωπεύουν ακραίες απλοποιήσεις της πραγματικότητας.

Οι γεωλογικές υποθέσεις και συμπεράσματα δεν μπορούν να ελεγχθούν πειραματικά. Οι συνθήκες που επικρατούσαν και οι διεργασίες που έλαβαν χώρα στο γεωλογικό παρελθόν δεν είναι δυνατόν να αναπαραχθούν με ακρίβεια στο εργαστήριο.

Ο έλεγχος υποθέσεων, θεωριών και γεωλογικών μοντέλων είναι δυνατόν να επιτευχθεί, αλλά μόνο βάσει των συμπερασμάτων και των προβλέψεων που δυνατόν να γίνουν βάσει αυτών σε ανάλογους σχηματισμούς σε άλλες περιοχές και στο υπέδαφος. Μέθοδοι όπως οι διερευνητικές γεωτρήσεις, η διάνοιξη σηράγγων, συγκαταλέγονται μεταξύ των τρόπων ελέγχου των. Όπως αναφέρει ο Pettijohn (1956), "Τίποτε δεν

συνετίζει, όπως μια εμφάνιση. Πολλές φορές, μια καλή θεωρία έχει διατηρηθεί από μια γεώτρηση".

Ένα σημαντικό πρόβλημα που παρουσιάζεται κατά την διαδικασία μετάβασης από την παρατήρηση στην ερμηνεία και αντίστροφα, αφορά στο κατά πόσο οι ερμηνείες μπορούν να επηρεάσουν τη συλλογή των δεδομένων στο ύπαιθρο. Παρατηρείται δηλαδή το φαινόμενο η ίδια η παρατήρηση να καθοδηγείται από το σύνολο των επικρατούσων εκείνη την περίοδο ιδεών και υποθέσεων.

Δεν είναι σπάνιες οι περιπτώσεις κατά τις οποίες απόψεις ερευνητών, λιγότερο ή περισσότερο τεκμηριωμένες, υιοθετούνται από τους μαθητές τους ή και από άλλους ερευνητές, οι οποίοι χρησιμοποιούν τις δικές τους έρευνες ως "παραδείγματα" που αποδεικνύουν τη νέα άποψη-θεωρία. Στις περιπτώσεις αυτές η φήμη του ερευνητή που λανσάρει το μοντέλο και η "μόδα" των θεωριών είναι καθοριστικοί παράγοντες για το είδος των παρατηρήσεων στο ύπαιθρο. Στη διαπίστωση αυτή αναφέρεται ο Κuhn (1962) λέγοντας ότι τα "αποτελέσματα που επιβεβαιώνουν ήδη αποδεκτές θεωρίες τραβούν την προσοχή, ενώ αποτελέσματα που τις ακυρώνουν αγνοούνται. Ξέροντας ποια αποτελέσματα πρέπει να αναμένονται από την έρευνα, οι επιστήμονες μπορούν να επινοήσουν τις τεχνικές απόκτησής τους".

Το πρόβλημα αυτό καθίσταται ακόμα μεγαλύτερο όταν επιφυλάξεις ή προϋποθέσεις τις οποίες είχε θέσει ο αρχικός ερευνητής για την ισχύ της άποψής του, σταδιακά αγνοούνται και εξαφανίζονται και εσκεμμένα παρουσιάζονται εμπειρικά δεδομένα με τρόπο που να εξυπηρετεί κατάλληλα τη συγκεκριμένη θεωρία, παραβλέποντας κάποια δεδομένα τα οποία δεν συμφωνούν και υπερτονίζοντας άλλα που

την υποστηρίζουν.

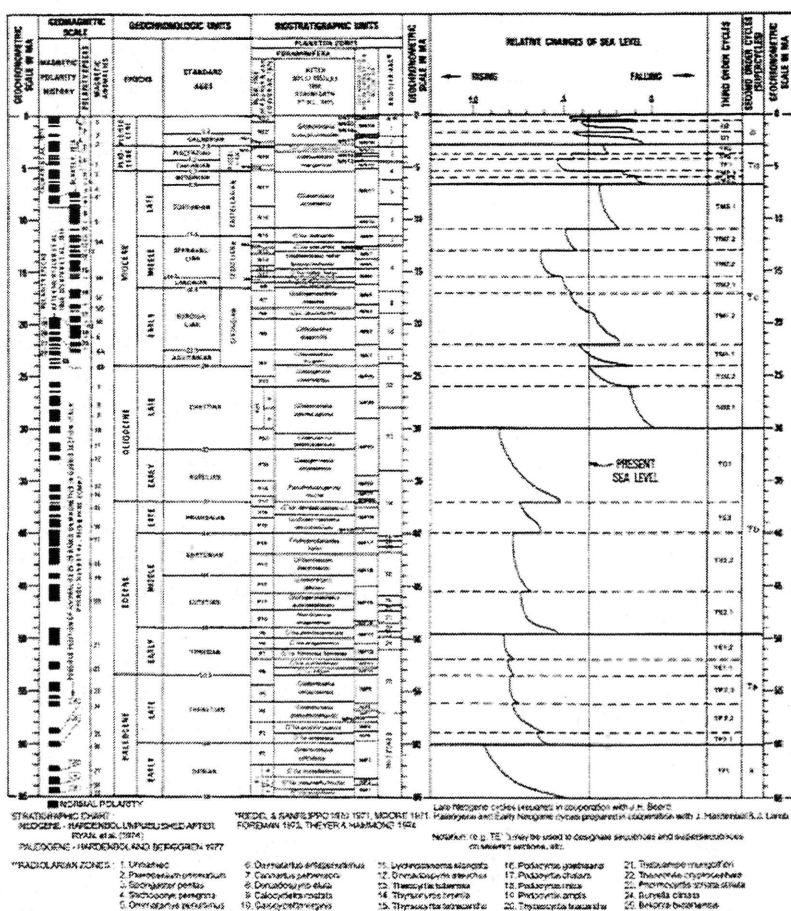
Χαρακτηριστικό παράδειγμα θύμα αυτής της τακτικής αποτελεί το μοντέλο με τη μεγαλύτερη επιρροή στη Στρωματογραφία τα τελευταία 20 χρόνια, το μοντέλο του παγκόσμιου ευστατισμού της Στρωματογραφίας των ιζηματογενών ακολουθιών. Πυρήνας του μοντέλου αυτού είναι η πεποίθηση ότι ο πίνακας των παγκόσμιων κύκλων, όπως προτάθηκε από τους Vail *et al.* (1977), αναθεωρήθηκε από τους Haq *et al.* (1987, 1988) και Graciansky *et al.* (1998), μπορεί να χρησιμοποιηθεί ως "εργαλείο γεωχρονολόγησης" (Vail *et al.* 1977). Καθοριστικό χαρακτηριστικό του μοντέλου είναι η πεποίθηση ότι τα όρια των ακολουθιών είναι παγκόσμιοι χρονοστρωματογραφικοί δείκτες και ότι οι ηλικίες τους δεν επηρεάζονται από την τεκτονική των ιζηματογενών λεκανών.

Παρόλο που στις ανακοινώσεις τους τόσο οι Vail *et al.* (1977) όσο και οι Haq *et al.* (1987, 1988) παραθέτουν βιοστρωματογραφικούς συσχετισμούς βασιζόμενους σε περισσότερες βιοστρωματογραφικές κλίμακες (Εικ. 4) και επισημαίνουν ότι τα όρια των ακολουθιών πρέπει να χρονολογούνται με βιοστρωματογραφικές μεθόδους όσο το δυνατόν λεπτομερέστερες, πολλές είναι οι περιπτώσεις στη διεθνή βιβλιογραφία στις οποίες τα όρια των ακολουθιών συσχετίζονται με τον πίνακα των παγκόσμιων κύκλων των Haq *et al.* (1987, 1988), χωρίς περαιτέρω έλεγχο από τη βιοστρωματογραφία ή άλλες χρονοστρωματογραφικές μεθόδους. Με τον τρόπο αυτό, δημιουργήθηκε σταδιακά η εντύπωση ότι η βιοστρωματογραφία είναι στην πραγματικότητα μια επίπονη μέθοδος η οποία μπορεί να παρακαμφθεί. Αυτό αποτέλεσε μια καλή αφορμή για πολλές μεγάλες επιχειρήσεις να απολύσουν πολλούς

βιοστρωματογράφους ερευνητές. Πέρα όμως από τα συνεχειακά συμφέροντα, δύο αιώνες γεωλογική έρευνα από τις ημέρες του William Smith, έχει διδάξει ότι η βιοστρωματογραφία είναι ο τελικός κριτής των χρονοστρωματογραφικών συσχετισμών. Η βιβλιογραφία είναι πλήρης από σχέδια λιθοστρωματογραφικών συσχετισμών που έχουν αποτύχει λόγω ανεπαρκούς προσοχής στη βιοστρωματογραφία.

Τυφλός συσχετισμός στρωματογραφικών γεγονότων στην onlap-offlap

καμπύλη των Haq *et al.* (1987, 1988) χωρίς καθορισμό του εάν τα βιοστρωματογραφικά δεδομένα υποστηρίζουν τους συσχετισμούς τους, δεν μπορεί να θεωρηθεί επιστημονική τεκμηρίωση. Το μοντέλο αυτό, που κυριαρχεί μεταξύ των σύγχρονων γεωεπιστημόνων, έχει εξάλλου υποστεί εντονότερες κριτικές. Αρκετοί είναι αυτοί που υποστηρίζουν ότι σε πολλές περιπτώσεις εμπειρικά στοιχεία έχουν απορριφθεί ή δεν έχουν εμφανιστεί καθόλου επειδή δεν συμφωνούσαν με το μοντέλο!



Εικ. 4. Παγκόσμιοι κύκλοι και μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης κατά τον Καινοζωικό (Από Vail *et al* 1977). Οι κύκλοι συσχετίζονται με τη μαγνητοστρωματογραφική κλίμακα, τη γεωχρονολογική κλίμακα, τη γεωχρονολογική κλίμακα και διάφορες βιοστρωματογραφικές κλίμακες πλαγκτονικών τρηματοφόρων, νανοσπολιοθωμάτων και ακτινοζώων.

3. Συμπεράσματα

Η Στρωματογραφία, από την καθιέρωσή της ως επιστήμης, από τα μέσα του 17ου αιώνα, εξελίσσεται διαρκώς και απαντά κατά τρόπο αποτελεσματικό στις ανάγκες του σύγχρονου κόσμου. Ως κλάδος των γεωεπιστημών είναι σαφώς εμπειρική επιστήμη σταθερά βασισμένη σε δεδομένα υπαίθρου.

Ανάλογα του είδους των πετρωμάτων που καλείται να μελέτησει κάθε φορά και των επιδιωκόμενων αποτελεσμάτων, έχει αναπτύξει διάφορες μεθόδους έρευνας, χρησιμοποιώντας προηγμένες εργαστηριακές, χημικές και φυσικές αναλυτικές μεθόδους, μεθόδους στατιστικής ανάλυσης και υπολογιστικά μοντέλα σύνθεσης και απεικόνισης των αποτελεσμάτων.

Η σύγχρονη στρωματογραφική έρευνα απαιτεί τη στενή συνεργασία περισσότερων μεθόδων για την εξαγωγή αξιόπιστων συμπερασμάτων. Ιδιαίτερη προσοχή θα πρέπει να επιδεικνύεται κατά τη συλλογή των δεδομένων, ώστε να είναι ανεπηρέαστα από τις επικρατούσες θεωρίες και μοντέλα, τα οποία πρέπει να στοχεύουν στην ερμηνεία των δεδομένων και όχι τα δεδομένα να προσαρμόζονται σ' αυτές.

Στην εποχή υψηλής τεχνολογίας και υπολογιστών, οι σύγχρονοι γεωλόγοι δε θα πρέπει να αγνοούν ότι το ύπαιθρο είναι η πηγή των δεδομένων στην υπηρεσία των οποίων θα πρέπει να τίθεται η σύγχρονη τεχνολογία. Οι γεωεπιστήμονες πρέπει να επιστρέψουν στο ύπαιθρο.

4. Βιβλιογραφικές Αναφορές

Allemann, F., Catalano, R., Fares, F., & Remane, J., 1971. Standard calpionellid zonation (Upper Tithonian-Valanginian) of the western Mediterranean Province. *Proceedings II Planktonic Conference*, Roma, 1970,

2, 1337-13340.

Aubry, M.-P., 1995. From chronology to stratigraphy: interpreting the Lower and Middle Eocene stratigraphic record in the Atlantic Ocean, in Berggren, W. A., Kent, D. V., Aubry, M.-P., and Hardenbol, J., eds., *Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation. Society for Sedimentary Geology Special Publication*, 54: 213-274.

Bolli, H.M., Saunders, J.B., & Perch-Nielsen, K., 1985. Comparison of zonal schemes for different fossil groups. In: Bolli, H.M., Saunders, J.B., Perch-Nielsen, K. (Eds). *Plankton stratigraphy*. Cambridge University Press, p. 3-10.

Callomon, J. H., 1995. Time from fossils: S. S. Buckman and Jurassic high-resolution geochronology. In: Le Bas, M. J., Ed., *Milestones in Geology: Geological Society of London Memoir* 16, p. 127-150.

Caron, M., 1985. Cretaceous planktic foraminifera. In: Bolli, H.M., Saunders, J.B., Perch-Nielsen, K. (Eds). *Plankton stratigraphy*. Cambridge University Press, p. 17-86.

Frodeman, R., 1995. Geological reasoning: geology as an interpretive and historical science. *Geological Society of America Bulletin*, 107: 960-968.

Graciansky, De P.C., Hardenbol J., Jacquin T. & Vail P.R. (Eds), 1998. Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins. *SEPM (Society for Sedimentary Geology), Special Publication*, vol. 60, 786p.

Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G., Agterberg, F.P., Bleeker, W., Cooper, R.A., Davydov, V., Gibbard, P., Hinnov, L.A., House, M.R., Lourens, L., Luterbacher, H.P., McArthur, J.,

- Melchin, M.J., Robb, L.J., Shergold, J., Villeneuve, M., Wardlaw, B.R., Ali J., Brinkhuis, H., Hilgen, F.J., Hooker, J., Howarth, R.J., Knoll, A.H., Laskar, J., Monechi, S., Plumb, K.A., Powell, J., Raffi, I., Rohl, U., Sadler, P., Sanfilippo, A., Schmitz, B., Shackleton, N.J., Shields, G.A., Strauss, H., Van Dam, J., Van Kolschoten, T., Veizer, J., & Wilson, D., 2004. *A Geologic Time Scale 2004*, Cambridge University Press, 589 pages.
- Haq B.U., Hardenbol J. & Vail P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present). *Science* 235, 1156 -1167
- Haq B.U., Hardenbol, J. & Vail, P.R., 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. In: Wilgus, C.K., Hastings B.S., Kendall C.G.St.C., Posamentier H.W., Ross C.A., Van Wagoner J.C. (Eds). *Sea-level Changes: An Intergrated Approach. Society of Economic Paleontologists, Special Publication*, vol. 42, pp. 71-108.
- Harland, W.B., Cox, A.V., Llewellyn, P.G., Pikton, C.A.G., Smith, A.G. & Walters, R., 1982. *A Geologic Time Scale*. Cambridge Earth Science Series, Cambridge University Press, 131 pp.
- Kamp, P.J.J. & Turner, G.M., 1990. Pleistocene unconformity-bounded shelf sequences (Wanganui Basin, New Zealand) correlated with global isotope record. *Sedimentary Geology*, 68:155-161.
- Kennedy, W.J., Gale, A.S., Lees, J.A., & Caron, M., 2004. The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Cenomanian Stage, Mont Risou, Hautes-Alpes, France. *Episodes*, 27/1, p. 21-32.
- Kuhn, T.S., 1962. *The Structure of Scientific Revolutions*. Harvard University Press, Cambridge, 172p.
- Miall, A.D., & Miall, C.E., 2004. Empiricism and model-building in stratigraphy: Around the hermeneutic circle in the pursuit of stratigraphic correlation. *Stratigraphy*, vol. 1, no 1, pp. 27-46, text-figures 1-10.
- Pettijohn, F. J., 1956. In defence of outdoor geology. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 40: 1455-1461.
- Sanfilippo, A., & Riedel, W.R., 1985. Cretaceous radiolarian. In: Bolli, H.M., Saunders, J.B, Perch-Nielsen, K. (Eds). *Plankton stratigraphy*. Cambridge University Press, p. 573-630.
- Sissingh, W., 1977. Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplakton. *Geol. Mijnbouw*, 56, 37-65.
- Vail, P.R., Mitchum, Jr., Todd, R.G., Widmier, J.M., Thompson, S., Sangree, J.B., Bubb, J.N., & Hattelid, W.G., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea-level. In: Payton C.E. (Ed.). *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration. American Association of Petroleum Geologists Memoir*, vol.26, pp. 49-212.
- Van Hinte, J.E., 1976. A Cretaceous time scale. *Bulletin of American Association of Petroleum Geology*, 60, 498-516.
- Williams, G.L., 1977. Dinocysts. their paleontology, biostratigraphy and paleoecology. In: A.T.S. Ramsay (ed.), *Oceanic Micropaleontology*, pp.1231-1325. Academic Press, London.

THE USE OF CARBON AND OXYGEN STABLE ISOTOPES IN THE STUDY OF GLOBAL PALAEOCEANOGRAPHIC CHANGES: EXAMPLES FROM THE CRETACEOUS SEDIMENT ROCKS OF WESTERN GREECE*

V. Karakitsios¹, H. Tsikos², K. Agiadi - Katsiaouni¹,
S. Dermitzoglou¹ & E. Chatziharalambous¹

¹National & Kapodistrian University of Athens, Faculty of Geology & Geoenvironment Department of Historical Geology & Paleontology, Panepistimioupolis Zografou

vkarak@geol.uoa.gr, kagiadi@geol.uoa.gr

²Department of Geology, Rhodes University, Grahamstown 6140, South Africa, *h.tsikos@ru.ac.za*

ABSTRACT

In the present paper we examine the use of carbon and oxygen stable isotopes in the study of global palaeoceanographic changes, with special reference to the oceanic anoxic events (OAEs). The analysis of stable isotopes was applied to the examination of Cretaceous sediments from the Ionian and Pindos zones of Western Greece. In the Ionian zone the carbon and oxygen stable isotopes, combined with biostratigraphic data, record the palaeoenvironmental change corresponding to the anoxic events Bonarelli (Cenomanian/Turonian, OAE2) and Paquier (Lower Albian, OAE1b). In the Pindos zone, within the Cretaceous sediments, we observed two organic-carbon-rich levels. According to the biostratigraphic and isotopic analysis, the first level corresponds to an OAE of Santonian age. This local oceanic anoxic event is described for the first time. The second level, Aptian - Albian age, possibly correlates to either the Paquier event (OAE1b) or the Selli event (OAE1a), which in Greece were until now known only in the Ionian zone.

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Στην παρούσα εργασία εξετάζεται η χρήση των σταθερών ισοτόπων του άνθρακα και του οξυγόνου, στην μελέτη παγκόσμιων παλαιοωκεανογραφικών μεταβολών, με ιδιαίτερη αναφορά στα ωκεάνια ανοξικά επεισόδια (OAEs). Η ανάλυση των σταθερών ισοτόπων εφαρμόστηκε στα Κρητιδικά ιζήματα των ζωνών Ιόνιας και Πίνδου της Δυτικής Ελλάδας. Στην Ιόνια ζώνη τα σταθερά ισότοπα του άνθρακα και του οξυγόνου, σε συνδυασμό με τα βιοστρωματογραφικά στοιχεία, καταγράφουν την παλαιοπεριβαλλοντική μεταβολή που αντιστοιχεί στα ανοξικά επεισόδια Bonarelli (Κενομάνιο/Τουρώνιο, OAE2) και Paquier (Κατ. Άλβιο,

***Η ΧΡΗΣΗ ΤΩΝ ΣΤΑΘΕΡΩΝ ΙΣΟΤΟΠΩΝ ΤΟΥ ΑΝΘΡΑΚΑ ΚΑΙ ΤΟΥ ΟΞΥΓΟΝΟΥ ΣΤΗΝ ΜΕΛΕΤΗ ΠΑΓΚΟΣΜΙΩΝ ΠΑΛΑΙΩΚΕΑΝΟΓΡΑΦΙΚΩΝ ΜΕΤΑΒΟΛΩΝ: ΤΟ ΠΑΡΑΔΕΙΓΜΑ ΤΩΝ ΚΡΗΤΙΔΙΚΩΝ ΙΖΗΜΑΤΩΝ ΤΗΣ ΔΥΤΙΚΗΣ ΕΛΛΑΔΑΣ**

Β. Καρακίτσιος¹, Χ. Τσίκος², Κ. Αγιάδη-Κατσιαούνη¹, Σ. Ντερμιτζόγλου¹ & Ε. Χατζηχαράλαμπος¹

¹Εθνικό & Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών, Τομέας Ιστορικής Γεωλογίας & Παλαιοντολογίας, Τμήμα Γεωλογίας & Γεωπεριβάλλοντος, Παν/πολη, Ζωγράφου.

²Τμήμα Γεωλογίας, Rhodes University

OAE1b). Στη ζώνη Πίνδου, εντός των Κρητιδικών ιζημάτων, εντοπίζονται δύο πλούσια σε οργανικό υλικό επίπεδα. Σύμφωνα με την βιοστρωματογραφική και ισοτοπική ανάλυση, το πρώτο αντιστοιχεί σε OAE Σαντόνιας ηλικίας. Αυτό το τοπικό ωκεάνιο ανοξικό επεισόδιο αναφέρεται για πρώτη φορά. Το δεύτερο επίπεδο, ηλικίας Άπτιο - Άλβιο, πιθανά συσχετίζεται με κάποιο από τα επεισόδια Paquier (OAE1b) και Selli (OAE1a), τα οποία στην Ελλάδα ήταν μέχρι σήμερα γνωστά μόνο στην Ιόνια ζώνη.

1. Introduction

The earth of the Mesozoic era is widely known as the "greenhouse world". During this era, there have been many short periods of time when the global climate changed rapidly, probably due to the dissociation, release and oxidation of gas hydrates from continental - margin sites and the consequent equally rapid global warming from the input of greenhouse gases, particularly methane (Jenkyns, 2003). The methane released from these gas hydrates was almost instantly oxidized to carbon dioxide, which was furthermore dispersed into the oceans and the atmosphere, raising the global temperature by several degrees. These phenomena are referred to as Oceanic Anoxic Events (OAEs) and are known to have occurred many times during the earth's history. The most important of these events are the Paleocene - Eocene thermal maximum, the Bonarelli event (Cenomanian - Turonian), the Paquier event (Lower Albian), the Selli event (Aptian), and the early Toarcian OAE.

The main characteristics of these short periods are high levels of atmospheric and oceanic CO₂, almost complete absence of the permafrost, decreased thermal grades from the equator towards the poles, and increased temperature in the oceans. In addition, the Oceanic Anoxic Events are characterized by carbon and oxygen stable isotope excursions just before and during the events, which are recorded in many different

marine environments (Jenkyns, 2003). The global oceanic anoxic events are associated with the deposition of black shale horizons, which have been deposited during very short periods of time. These deposits consist of organic-carbon-rich sediments, which represent major disturbances of the oceanic system and carbon cycle. There are three primary triggers of organic-carbon-rich sediment deposition (Harris, 2005), namely: (1) reduced oxygen levels which do not allow the degradation of organic matter (Demaison & Moore, 1980, Tyson, 1987), (2) organic productivity in the photic zone, usually stimulated by high nutrient flux, that overwhelm the oxidizing capacity of the water body (Suess *et al.*, 1987, Pedersen & Calvert, 1990), and (3) slow sedimentation of clastics or carbonates that would otherwise dilute the organic matter (Creaney & Passey, 1993). According to Tyson (2001, 2005) when the sedimentation rate is generally low, a relative increase serves to isolate organic matter from the oxidizing water and enhance organic-carbon content. Reversely at high sedimentation rates, the relative increase simply dilutes the organic carbon. The relative significance of these three factors is still greatly debated.

Because not all the organic-carbon-rich black shale horizons are caused by global oceanic anoxic events, the analysis of carbon and oxygen stable isotopes is essential to the recognition of genuine OAEs. Indeed a main char-

acteristic of OAEs is the abrupt negative excursions in carbon and oxygen isotopic ratios. By analyzing the isotopic content of sediment samples from a continuous section comprising the pre-, syn- and post-deposition of the organic-carbon-rich horizon, we are able to detect excursions of the $\delta^{13}\text{C}$, which are indicative of an OAE.

The carbon and oxygen stable isotopic ratios are calculated by comparison with the standard PDB belemnite ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ respectively in belemnites from S. Carolina U.S.A.) or other new local standard, according to the formula: $\delta = \{[\text{Rsample} - \text{Rstandard}] / \text{Rstandard}\} * 1000$, where R is the molar equivalent of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ or $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ for CO_2 analysis. The $\delta^{18}\text{O}$ values, in biogenic marine carbonates, reflect both the temperature and the $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratio of the water in which these carbonates formed (McCrea, 1950, Urey *et al.*, 1951).

The $\delta^{13}\text{C}$ values in marine carbonates

reflect the $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio of CO_2 dissolved in deep ocean water, which in turn depends on the source of carbon in the CO_2 . Carbon dioxide enters in the ocean by interchange with the atmosphere, and it is also generated by the decay of organic matter both on land and in the ocean water. The later is relatively depleted of ^{13}C because organisms preferentially incorporate ^{12}C . Thus the water runoff from the continents is organic-rich and with low $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$. As a result a negative excursion of $\delta^{13}\text{C}$ could indicate an increase in water runoff from the continents. Another factor which influences the $\delta^{13}\text{C}$ content of ocean water is the residence time of deep-water masses in the ocean. Water bodies that have remained in the bottom of the ocean for a long period of time are also depleted of ^{13}C , due to the oxidation of low $\delta^{13}\text{C}$ marine organic matter that sinks from the surface. Respiration by bottom-dwelling organisms also

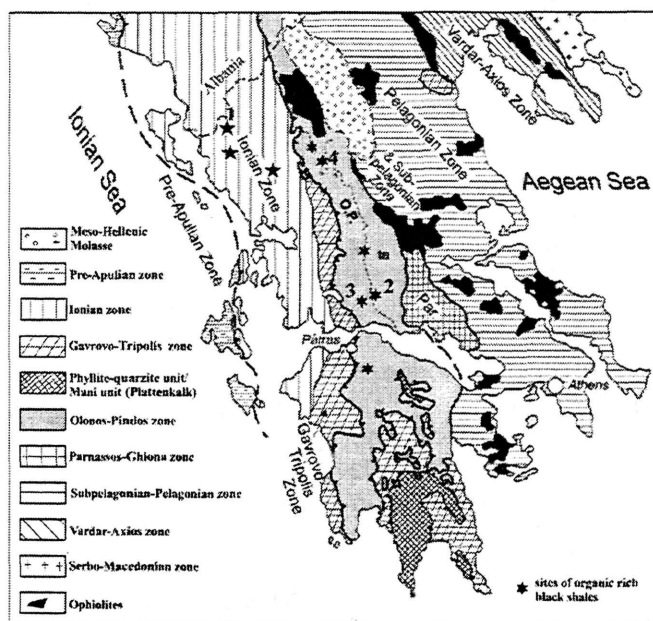


Fig. 1. Simplified geologic map of Greece. Noted with asterisk are the sites of organic rich black shales. 1: Gotzikas section, 2: Proussos section, 3: Panaetolikon section, 4: Kalarites section.

apparently causes a decrease in $\delta^{13}\text{C}$ of deep bottom waters. Additionally negative excursions of $\delta^{13}\text{C}$ can be attributed to decreased primary productivity of photosynthesizing marine organisms. On the other hand a positive $\delta^{13}\text{C}$ excursion corresponds to increased primary productivity, and increased sedimentation rate, which permits the renewal of the deep-water masses.

In this paper, we present up to date results of our studies on integrated chemostratigraphy and biostratigraphy of Cretaceous pelagic carbonate successions and associated organic carbon rich sediments of Western Greece (Ionian and Pindos zones, Fig. 1).

2. Regional Geological Context

2.1. Ionian zone

The Ionian zone (W. Greece) belongs to the External Hellenides' domain, which corresponds to the southern passive continental margin of the Neotethys ocean (Laubscher & Bernoulli, 1977, Karakitsios, 1992, 1995). It comprises sedimentary rocks ranging from Triassic evaporites, and associated breccias, to the Jurassic - Eocene carbonates and lesser cherts and shales, which are followed by the Oligocene flysch (Fig. 2). During the Early Lias, the present part of western Greece was covered by an extensive carbonate platform (Bernoulli & Renz, 1970, Karakitsios, 1992, 1995). The contemporaneous shallow-water Pantokrator limestones represent the pre-rift sequence of the Ionian domain (Karakitsios, 1990, 1992). During the Pliensbachian extensional stresses associated with the opening of the Neotethys brought about the formation of the Ionian Basin (Karakitsios, 1992, 1995). This Basin became an area of persistent syn-sedimentary faulting and subsidence.

The syn-rift sequence began with the deposition of the Sinia Limestones and their lateral equivalent, the Louros Limestones (Karakitsios & Tsaila-Monopolis, 1988, Dommergues *et al.*, 2002). These formations record regional subsidence followed by internal syn-rift differentiation of the Ionian Basin into smaller palaeogeographic units and evaporitic base halokinesis, which was recorded by the prismatic wedges of the syn-rift formations, and include the Louros Limestones, the Ammonitico Rosso or Lower Posidonia Beds, the Limestones with Filaments and the Upper Posidonia Beds (Karakitsios *et al.*, 1988; Karakitsios, 1995). The post-rift sequence in the Ionian Basin is defined by an unconformity (Early Berriasian) at the base of the Vigla Limestone Formation, whose deposition was relatively uniform across the Basin (Karakitsios, 1990; Karakitsios & Koletti, 1992). The particular geometry of the restricted sub-basins that were formed during the syn-rift and post-rift periods may have favored increased organic matter burial during the early Toarcian, late Callovian - Tithonian (Posidonia Beds) and Aptian - Cenomanian (Vigla Shale Member) (Karakitsios, 1995, Rigakis & Karakitsios, 1998). The main orogenic movements in the Ionian zone took place at the end of the Burdigalian. The geologic evolution of the Ionian basin is an example of inversion tectonics of a basin with evaporitic basement (Karakitsios, 1995).

2.2. Pindos zone

The Pindos zone is also part of the External Hellenides' domain, and appears in Western Greece as a series of stacked and imbricated, north-south-trending thrust sheets, which were emplaced during the Tertiary Alpine

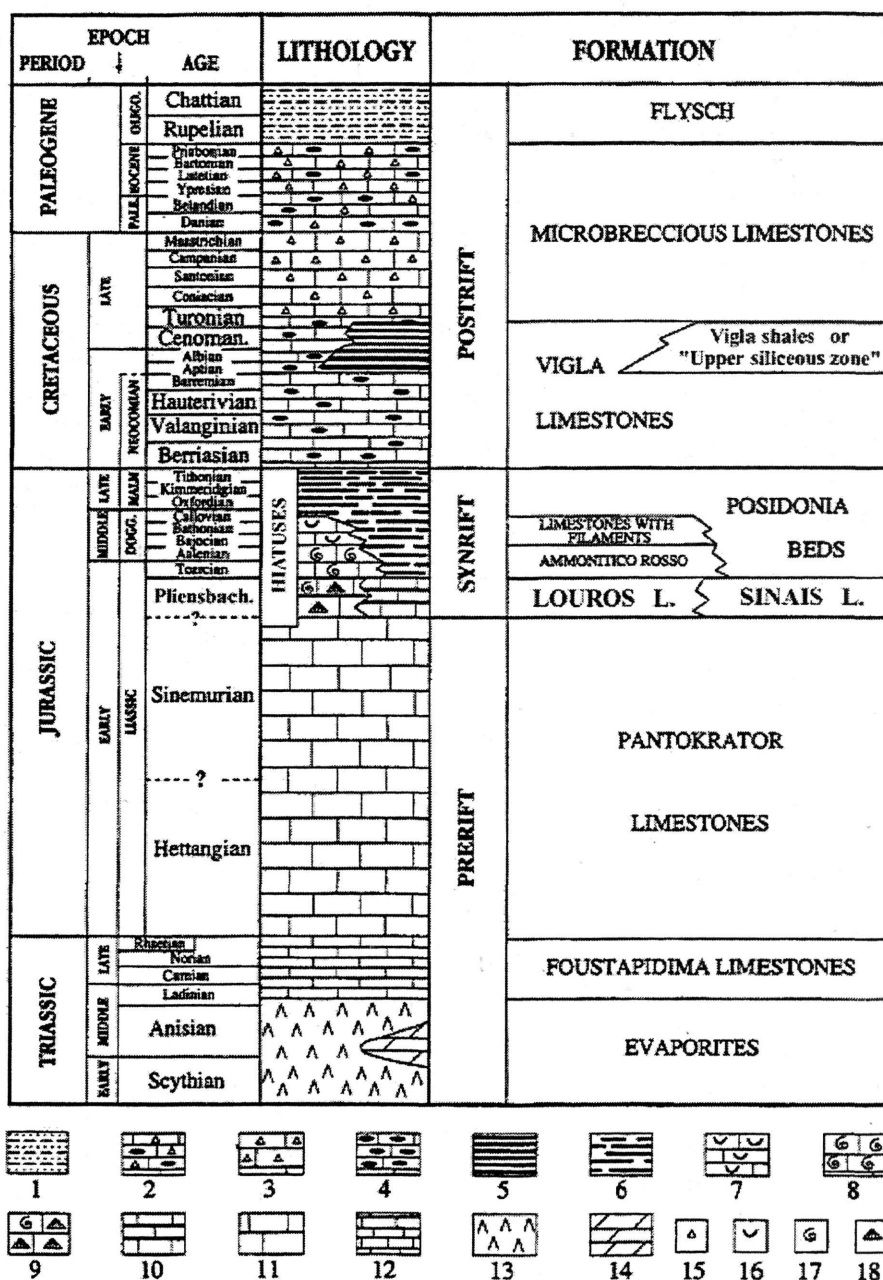


Fig. 2. Representative stratigraphic column of the Ionian zone (Karakitsios, 1995). 1: pelites and sandstones, 2: cherty limestones with clastic material, 3: pelagic limestones with clastic material, 4: pelagic cherty limestones, 5: cherty beds with green & red clay, sometimes shaly, 6: pelagic limestones, marls, and siliceous argillites, 7: pelagic limestones with thin-shelled bivalves, 8: pelagic, red, nodular limestones with ammonites (Ammonitico rosso), 9: pelagic limestones with small ammonites & brachiopods, 10: pelagic limestones, 11: platform carbonates, 12: platy black limestones, 13: gypsum and salt, 14: dolomites, 15: breccia, 16: section of pelagic bivalve (filament), 17: ammonite, 18: brachiopod.

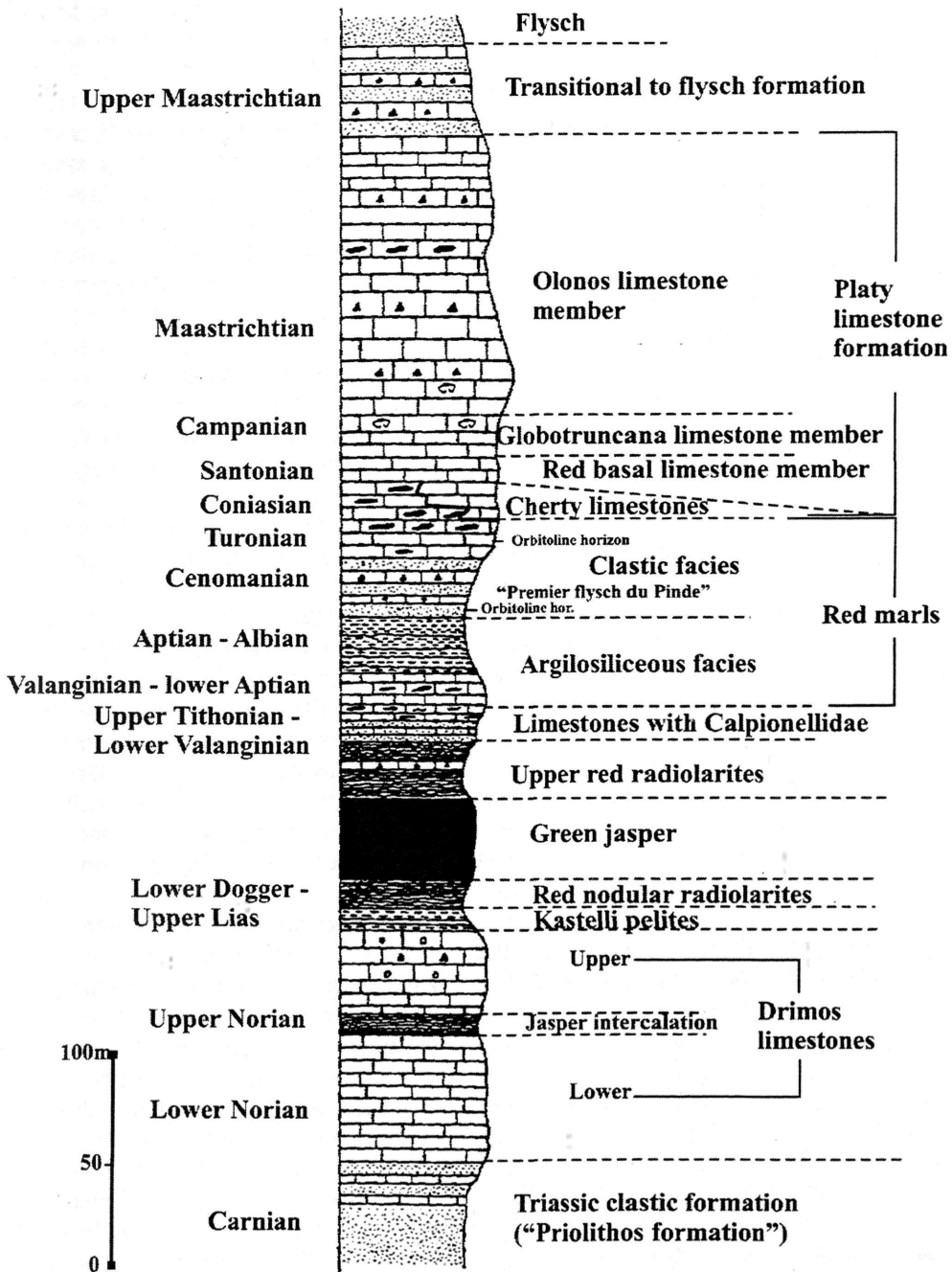


Fig. 3. Synthetic stratigraphic column of the Olonos - Pindos zone.

orogeny (Fig. 3). The Pindos palaeogeographic domain is bordered to the east by the Parnassus-Ghiona zone and the Pelagonian zone, and to the west by the Gavrovo-Tripolis platform (Robertson *et al.*, 1991).

From the major orogenic phases affecting the Hellenides, the Mesohellenic phase and the Neohellenic phase (latest Cretaceous - Tertiary) affected the development of the pelagic Pindos zone during the Cretaceous (Neumann & Zacher, 2004).

The stratigraphic column of Pindos zone in Western Greece comprises basal Triassic clastic formations, followed by pelagic limestones and cherts (Norian - Liassic). Radiolarites s.l. are deposited throughout the Aalenian - base of Senonian interval, whilst platy pelagic limestones (with *Globotruncana* spp.) appear during the Upper Cretaceous. Finally, there is a transitional formation ("couches de passage") between the siliceous-calcareous beds and the flysch deposition (Paleocene) (Fleury, 1980).

During the Early Cretaceous, ophiolites were emplaced onto the Pelagonian microcontinent situated east of the deep-marine siliceous Pindos basin (Huss *et al.*, 1987). The true origin of these ophiolites and therefore the nature of the Pindos basin remains still a very controversial subject. Some authors assume that the ophiolites partly originated from a Jurassic Pindos ocean (Clift & Robertson, 1990), while others believe that an eastward origin is more likely (Stampfli, 2000). In any case, clastic deposition took place along the margins of the Pindos basin, during the Earliest Cretaceous, as a result of these orogenic movements (Richter *et al.*, 1996). Siliclastic lithologies of the Pindos Basin known as "Premier flysch du Pinde" (Fig. 3) are assumed to reflect these eohe-

lenic and/or younger tectonic processes in the eastern zones (Aubouin, 1959, Richter *et al.*, 1996).

At the end of the Campanian the neritic development of the Pelagonian and Parnassus-Ghiona zones ceased and all sectors of the carbonate-platform belt east of the Pindos basin were covered by a blanket of pelagic limestones, which are equivalent to those deposited in the Pindos basin (Fleury, 1980, Neumann & Zacher, 2004). The Pindos zone resembled the western slope of this pelagic sea attached to the Gavrovo-Tripolis platform, which, in the latest Maastrichtian - Palaeogene, was invaded by siliclastic sediment commencing flysch deposition in the western Hellenides (Gonzalez-Bonorino, 1996).

3. Methodology

We collected hand-specimens approximately every 0,5 to 2m along the sections where the black shale horizons were located. About 10 mg from each sample were powdered after careful screening to avoid contamination from weathering surfaces, local intense silicification or secondary carbonate veining.

Powdered samples were analyzed for TOC and total carbonate contents, as well as bulk organic carbon and/or carbonate isotope ratios at the Departments of Earth Sciences and Archaeology, University of Oxford. Duplicate TOC analyses were obtained for all organic carbon-rich samples, using a Strohlein Coulomat 702 device. Rock-Eval pyrolysis data (S0, S1, S2 and Tmax values) for the same samples were quantified using a LECO THA 200 Thermolytic Analyzer at the University of Newcastle. The standard deviations of duplicate analyses for S2 and Tmax, expressed as percentages of the average value, are $\pm$

5 % and ± 4 % respectively.

For determinations of bulk organic carbon - isotope compositions, all TOC - rich samples were acidified with dilute HCl at ambient temperature to remove carbonate. Approximately 5-10mg of the dried carbonate-free residues were weighed in tinfoil cups and placed in a Europa Scientific Limited CN biological sample converter connected to a 20-20 stable-isotope gas-ratio mass spectrometer. Carbon-isotope ratios were measured against a laboratory nylon standard, with a $\delta^{13}\text{C}$ value of -26.1 ± 0.2 ‰. Analytical results are presented in ‰ deviation from the VPDB (Vienna Pee Dee Belemnite) standard.

Carbonate (C, O) isotope ratios for all collected samples were determined on CO_2 gas yielded after reaction with orthophosphoric acid at 90°C , using a VG Isocarb device and Prism mass spectrometer. Normal corrections were applied and calibration to VPDB was performed via our laboratory standard calibrated against NBS19 and Cambridge Carrara marble. Reproducibility of replicate analyses of standards was generally better than 0.1‰ for both carbon and oxygen isotope ratios.

Complementary to the carbon and isotope analysis, palynofacies analysis and compound-specific isotope analysis was applied to our samples. These analyses have been completed as far as the Ionian zone samples are concerned (Karakitsios *et al.*, 2004, Tsikos *et al.*, 2004) and the Pindos zone samples are being examined at present.

Regarding the chronostratigraphic control, we have applied biostratigraphic analysis on thin sections and smear slides, so as to examine both foraminifera and calcareous nannofossils. The examination has been conducted at the Department of Earth Sciences 'Ardito

Desio' (University of Milan), and at the Department of Historical Geology and Paleontology (University of Athens).

4. Results

4.1. Ionian Zone

The organic-carbon-rich black shale horizons are located in the Vigla limestone formation, which has been examined thoroughly in the Gotzikas section (in the homonymous valley) south of the Tsamantas village (NW Epirus). Generally the Vigla limestone formation (Berriasian - Turonian) comprises a thick succession of thin-layered (5-10 cm), sublithographic, pelagic limestones, with abundant radiolarian and frequent cherty beds with radiolarian. In the upper part, this formation contains a series of organic-carbon-rich marlstones and shales interbedded with limestone and cherty beds. This series now named Vigla shale member corresponds to the "Upper Siliceous Zone" of Albian - Cenomanian age (IGRS-IFP, 1966). In the Gotzikas section the Vigla shale member comprises 27 decimeter-thick horizons of organic-matter-rich calcareous mudstones and shales, within the partially silicified limestone beds (Fig. 4).

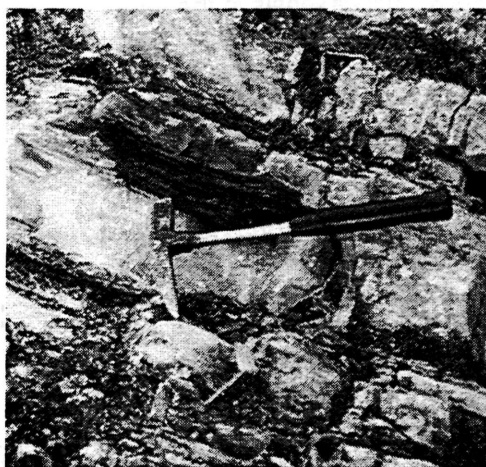


Fig. 4. A black shale horizon in the Gotzikas section (hammer for scale).

Chemically, within the organic-carbon-bearing marls (TOC content: 1 to 6 wt%, bulk $\delta^{13}\text{CTOC}$: 27.2 to -24.2 ‰, and hydrogen index: 170 to 450 mg/g), only two horizons display clear characteristics of true black-shale deposits, i.e. higher TOC content (44.5 wt % in the upper and 28.9 wt % in the lower horizon) and much higher $\delta^{13}\text{CTOC}$ values (-22.2 and -22.1 ‰ respectively) than the surrounding beds (Fig. 5). The rise in $\delta^{13}\text{CTOC}$ of the lower horizon coincides with a respective, positive shift in bulk carbonate $\delta^{13}\text{C}$ values in limestone immediately below. On the contrary, the upper horizon did not give any bulk carbonate $\delta^{13}\text{C}$ value, due to its particularly high TOC content (44.5 wt %). The presence of the planktonic foraminiferal assemblage *Rotalipora appenninica*, *Rotalipora cushmani* in the 6 m of limestone immediately under, and of *Praeglobotruncana gibba* in the 5 m immediately over, the upper horizon, place this level to the Cenomanian - Turonian boundary interval (Fig. 6). Additionally, the presence of calcareous nannofossil *Hayesites albiensis* in the stratigraphic interval 3 m below and 10 m above the lower horizon, as well as that of calcareous nannofossil *Eiffellithus turrisi-fellii* and planktonic foraminiferal *Biticinella breggiensis*, *Planomalina buxtorfi*, *Rotalipora appenninica* at the first 7-10 m above it, place the lower horizon to the Lower - Middle Albian time span (Fig. 6). The causes for the sharp shifts in $\delta^{13}\text{CTOC}$ in the two horizons are diverse (Fig. 5). The predominance of hopanoids

in apolar hydrocarbon fractions, and lesser 2-methyl-hopanoids indicate a substantial relative contribution of bacteria (in particular cyanobacteria). This observation is also true for other organic-carbon-rich marine deposits of the Cenomanian - Turonian interval, comprising the oceanic anoxic event (OAE2), also known as Bonarelli event (Tsikos *et al.*, 2004; Karakitsios *et al.*, 2004).

On the contrary, the relatively high bulk $\delta^{13}\text{CTOC}$ value of the lower horizon is attributed to the predominance of isotopically heavy cyclic isoprenoids relative to steroids / hopanoids, which points to an episodic, sharp increase in the relative contribution of marine chemoautotrophic archaea to the organic matter, in

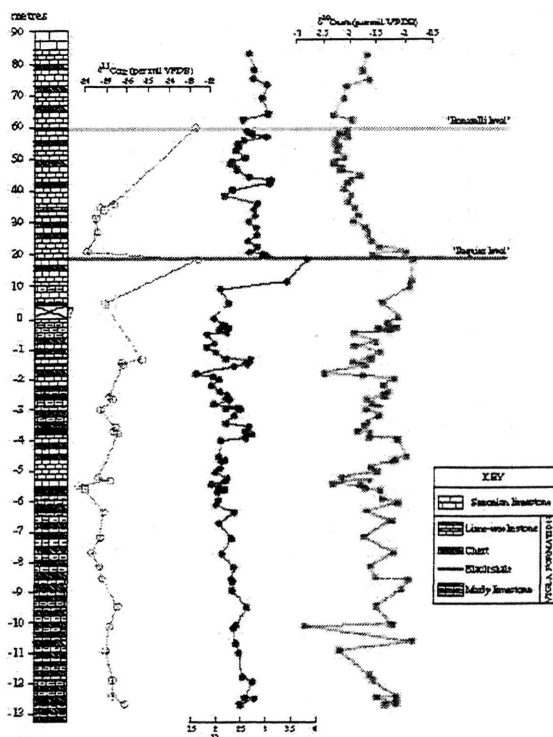


Fig. 5. Lithostratigraphic log and δ stable (C,O) isotope profiles across the examined Vigla section in the Gotzikas locality, Ionian zone, NW Greece. Note the different scales for the section above and below the section gap.

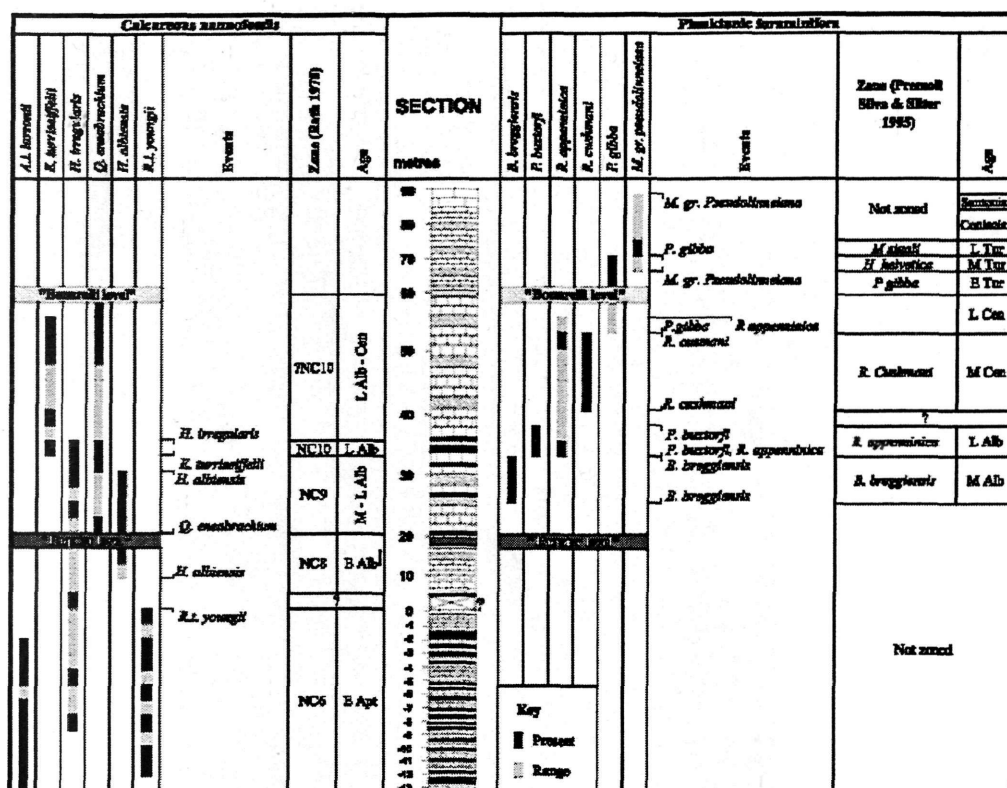


Fig. 6. Summary of biostratigraphic information for the Gotzikas section. Biostratigraphy is based on observed distribution of calcareous nannofossils and planktonic foraminifera.

addition to a primarily algal source. As a result, it seems very likely that this horizon corresponds to the well-documented Lower Albian oceanic anoxic event (OAE1b) or else "Paquier event" (Tsikos *et al.*, 2004; Karakitsios *et al.*, 2004), which is currently known to characterize only the Tethys - Atlantic regions (Tsikos *et al.*, 2003).

4.2. Pindos zone

Black shale horizons were also observed in the pelagic Cretaceous formations of the Pindos zone. Particularly these were located in limestones, cherts and red marls of Aptian - Albian and Santonian age (Fig. 7). Limestones, marly limestones and cherts outcrop in

the Proussos section, on the road from Karpenisi to the Proussos Monastery. The carbon and oxygen stable isotope analyses of samples, taken along this section, exhibit a distinctive negative excursion in the isotopic ratios, which is immediately followed by a positive excursion, just beneath the black shale anoxic horizon (Fig. 10). The presence of planktonic foraminifera *Globotruncana elevata* and *Marginotruncana gr. pseudolinneiana*, in the black shale horizon, place this horizon in the upper part of the *Dicarinella asymetrica* biozone of Upper Santonian age. We therefore conclude that the above organic-carbon-rich black shale horizon probably corresponds to an oceanic anoxic event. This is the first time such an

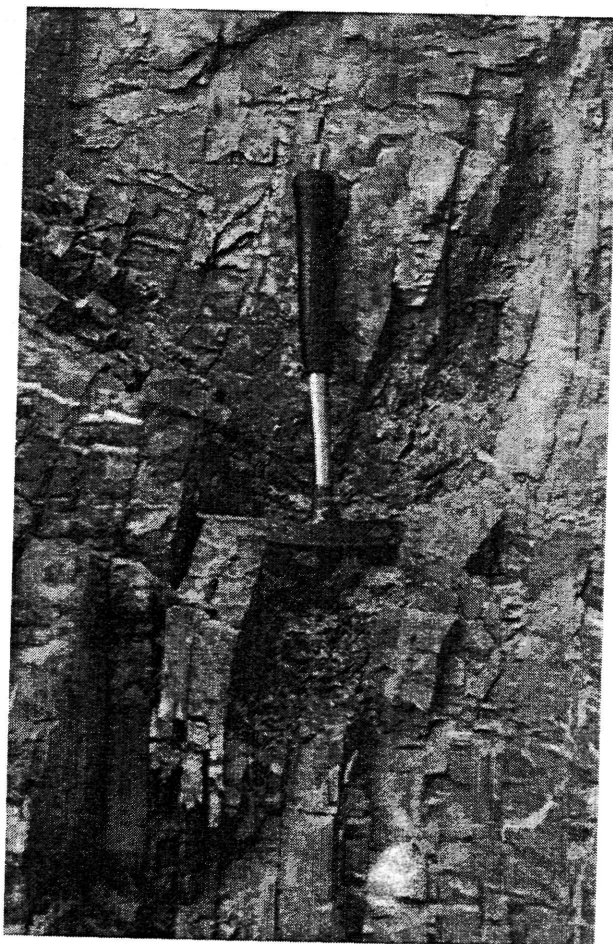


Fig. 7. A black shale horizon in the Santonian sediments of the Proussos section.

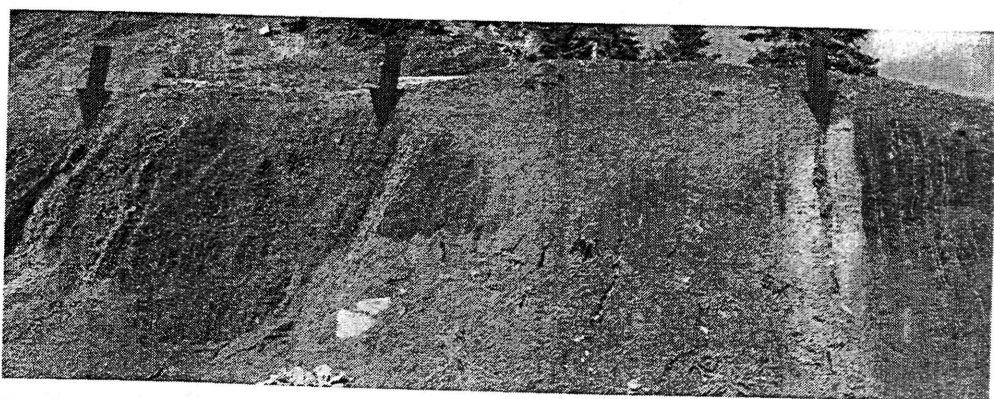


Fig. 8. Black shale horizons in the Panaetolikon section. This section corresponds to an up-fold. Consequently the two arrows on the right point towards the same organic-carbon-rich horizon (the fold's axis is placed between them).

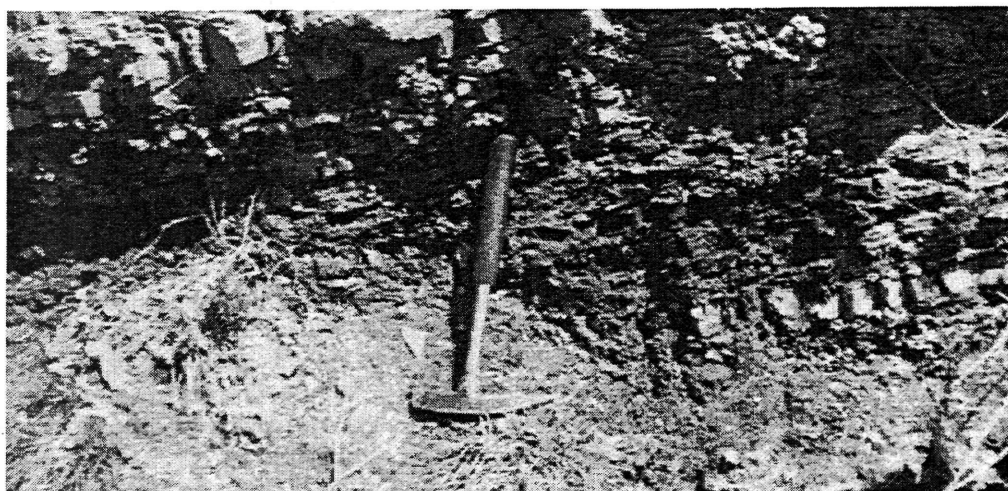


Fig. 9. The main black shale horizon in the Kalarites section.

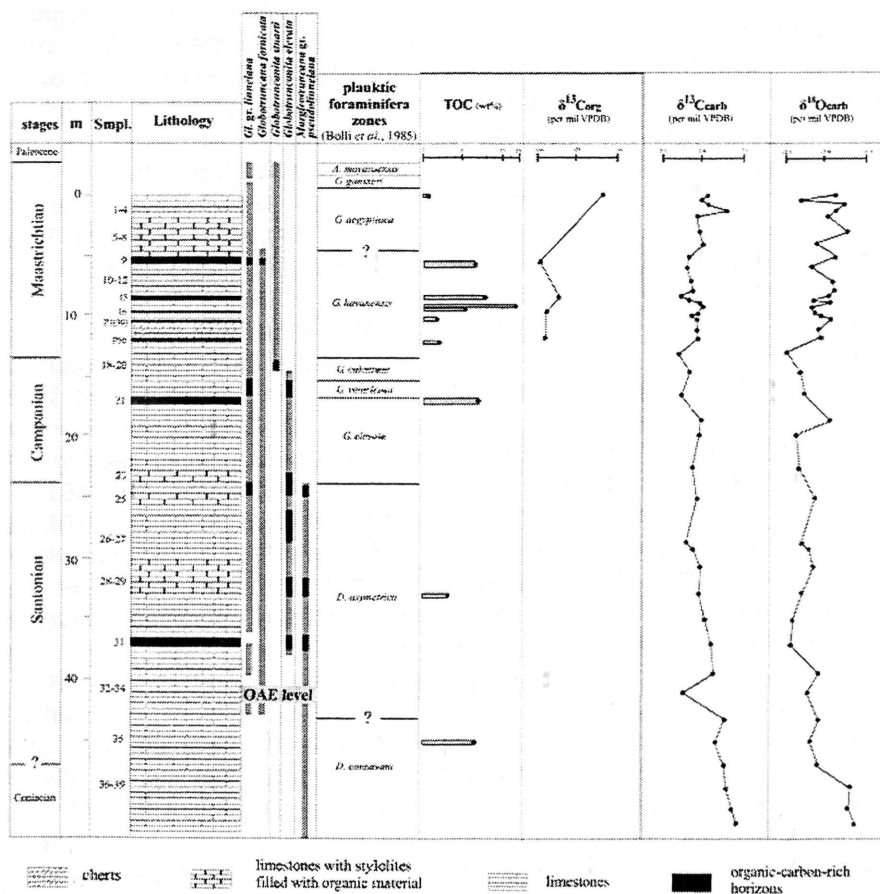


Fig. 10. Summary of biostratigraphic information for the Proussos section. Biostratigraphy is based on observed distribution of planktonic foraminifera.

event is described, within the Cretaceous, but after the OAE3 (Coniasian-Santonian boundary), the identifying factor being the carbon and oxygen stable isotopic ratios anomaly.

Within the Pindos zone formations, in the sections Panaetolikon (Fig. 8) and Kalarites (Fig. 9) we have also identified organic-carbon-rich black shale horizons, which possibly correspond to the oceanic anoxic events of Aptian-Albian age. These horizons can be correlated to the ones formerly described in the Ionian zone, as corresponding to the OAE1b (Paquier Event), or to the OAE1a (Selli event), (Danelian *et al.*, 2004).

5. Conclusions

The present research renders the use of carbon and oxygen stable isotopic analyses an important tool in the study of global palaeoceanographic change. Undoubtedly the field observation of black shale horizons is a first indication of the presence of an oceanic anoxic event. However, not all black shales correspond to global anoxic events. The fluctuation of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ ratios in the ocean water through time, as recorded in the sediments deposited during this time, reflect the changes in the CO_2 content in the oceans as well as in the atmosphere. These disturbances of the carbon cycle are considered to be the main cause of biologic, climatic and other environmental change, and are thus intimately connected to the Oceanic Anoxic Events. Consequently, only the identification of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ ratio anomalies in complete geologic sections, accompanied by integrated stratigraphy, should be used to correctly identify Oceanic Anoxic Events. In the Greek realm, the following Oceanic Anoxic Events have been so far identified:

- The Bonarelli Event (OAE2) at the Cenomanian - Turonian boundary interval of the Ionian zone formations,
- The Paquier Event (OAE1b) of Lower Albian age, also in the Ionian zone,
- An Upper Santonian OAE in the Pindos zone formations, described for the first time herein.
- Additionally, in the Aptian - Albian formations of the Pindos zone, we have identified anoxic black shale horizons, which probably correspond either to the well documented Paquier Event of Lower Albian age, or to the Selli event of Aptian age. Samples from complete sections covering this age span are currently under analysis, regarding the carbon and oxygen isotopic contents, in order to conclude whether they truly correspond to an oceanic anoxic event.

6. Acknowledgements

The project is co-funded by the European Social Fund and National Resources (EPEAEK II) PYTHAGORAS II.

7. Bibliography

- Aubouin, J., 1959. Contribution a l'etude geologique de la Grece septentrionale: les confins de l'Epire et de la Thessalie, *Annales Geologiques des Pays Helleniques*, 1 : 1-483.
- Bernoulli, D., & Renz, O., 1970. Jurassic Carbonate Facies and New Ammonite Faunas from Western Greece, *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 63: 573-607.
- Clift, P.D., Robertson, A.H.F., 1990. Deep-water basins within the Mesozoic carbonate platform of Argolis, Greece, *J. Geol. Soc. London*, 47: 825-836.
- Creaney, S., & Passey, Q.R., 1993. Recurring patterns of total organic carbon and source rock quality within a sequence stratigraphic framework,

- American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 77: 386-401.
- Danelian, T., Tsikos, H., Gardin, S., Baudin, F., Bellier, J.-P., Emmanuel, L., 2004. Global and regional palaeo-oceanographic changes as recorded in the mid-Cretaceous (Aptian-Albian) sequence of the Ionian zone (NW Greece), *Journal of the Geological Society, London*, 161, 703-709.
- Demaison, G., & Moore, G.T., 1980. Anoxic environments and oil source bed genesis, *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 64: 1179-1209.
- Dommergues, J.-L., Karakitsios, V., Meister, C., Bonneau, M., 2002. New ammonite data about the earliest syn-rift deposits (Lower Jurassic) in the Ionian Zone of NW Greece (Epirus), *Neues Jahrbuch für Geologie und Palaeontologie, Abhandlungen*, 223: 299-316.
- Fleury, J.-J., 1980. Les zones de Gevрово-Tripolitza et du Pinde-Olonos (Grèce Continentale et Peloponnese du Nord). Evolution d'une plateforme et une bassin dans le cadre alpin, *Soc. Geol. Nord*, 4 : 1-651.
- Gonzalez-Bonorino, G., 1996. Foreland sedimentation and plate interaction during closure of the Tethys ocean (Tertiary; Hellenides; western continental Greece), *J. Sediment. Res.*, 66: 1148-1155.
- Harris, N.B., 2005. Introduction, In: Harris, N.B., (ed.) *The deposition of organic-carbon-rich sediments: models, mechanisms, and consequences*, SEPM special publication No. 82, 1-5.
- Huss, A., Gaitanakis, P., Neugebauer, J., 1987/88. Der Ammonotico Rosso und seine sedimentäre und ophiolithische Bedeckung bei Ano Fanari (Argolis, Griechenland) - Tektonik einer obduzierten Melange und seines Unterlagers, *Annales Geologiques des Pays Hell.*, 33: 85-112.
- IGRS-IFP, 1966. *Etude Geologique de L'Epire (Grèce Nord-Occidentale)*, Paris, Technip Editions, 306 pp.
- Jenkyns, H.C., (2003). Evidence for rapid climate change in the Mesozoic - Palaeogene greenhouse world, *Phil. Trans. R. Soc. London A*, 361: 1885-1916.
- Karakitsios, V., 1990. Chronologie et géométrie de l'ouverture d'un bassin et de son inversion tectonique : le bassin ionien (Epire, Grèce), *Mémoires Sciences de la Terre, Université Pierre et Marie Curie, Paris*, 91(4) : 310 pp.
- Karakitsios, V., 1992. Ouverture et Inversion Tectonique du Bassin Ionien (Epire, Grèce), *Annales Géologiques des Pays Helleniques*, 35 : 85-318.
- Karakitsios, V., 1995. The influence of preexisting structure and halokinesis on organic matter preservation and thrust system evolution in the Ionian Basin, Northwestern Greece, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 79: 960-980.
- Karakitsios, V., Danelian, T & De Wever, P., 1988. Datation par les radiolaires des Calcaires à Filaments, Schistes à Posidonies supérieurs et Calcaires de Vigla (zone ionienne, Epire, Grèce) du Callovien au Tithonique terminal, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, Series II*, 306 : 367-372.
- Karakitsios, V., & Koletti, L., 1992. Critical revision of the age of the basal Vigla Limestones (Ionian Zone, Western Greece) based on Nannoplankton and Calpionellids, with Paleogeographical conse-

- quences, *Proceedings of the fourth International Nannoplankton Association Conference (Prague, 1991)* (eds. B. Hamersmid and J. Young), pp. 165-177, *Knihovnika Zemniho Plynu a Nafty*, 14a.
- Karakitsios, V., & Tsaila, - Monopolis, S., 1988. Données nouvelles sur les niveaux supérieur (Lias inférieur-moyen) des Calcaires de Pantokrator (zone ionienne moyenne, Epire, Grèce continentale), Description des Calcaires de Louros, *Revue de Micropaleontologie*, 31 : 49-55.
- Karakitsios, V., Tsikos, H., Van Breugel, Y., Bakopoulos, I., Koletti, L., 2004. Cretaceous oceanic anoxic events in western continental Greece, *Bulletin Geol. Soc. Greece*, 34: 846-855.
- Laubscher, H.P. & Bernoulli, D. (1977). Mediterranean and Tethys, In: *The ocean basins and margins*, Vol. 4A, *The eastern Mediterranean* (eds A.E.M. Nairn, W.H. Kanes, and F.G. Stehli), pp. 1-28, New York: Plenum Press.
- McCrea, J.M. (1950). On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale, *J. Chem. Phys.*, 16(6): 849-857.
- Neumann, P. & Zacher, W. (2004). The Cretaceous sedimentary history of the Pindos basin (Greece), *Int. J. Earth Sci (Geol. Rundsch.)*, 93: 119-131.
- Pedersen, T.F. & Calvert, S.E. (1990). Anoxia vs. productivity: what controls the formation of organic-carbon-rich sediments and sedimentary rocks?, *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 74: 454-466.
- Richter, D., Muller, C., Mihm, A., Risch, H. (1996). Die Flysch-zonen Griechenlands. XII. Das Bootikum und seine Flysche im Bereich des Ili-Parnass-Elikon-Gebirges, des nordwestlichen Kallidromon-Gebirges und des südwestlichen Othrys-Gebirges (Mittelgriechenland), *Neues Jahrb. Geol. Palaeont. Abh.*, 201(3): 367-409.
- Rigakis, N. & Karakitsios, V. (1998). The source rock horizons of the Ionian Basin (NW Greece), *Marine and Petroleum Geology*, 15: 593-617.
- Robertson, A.H.F., Clift, P.D., Degnan, P.J., Jones, G. (1991). Palaeogeographic and palaeotectonic evolution of the Eastern Mediterranean Neotethys, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 87: 289-343.
- Stampfli, G.M. (2000). Tethyan Oceans, In: Bozkurt, E., Winchester, J.A., Piper, J.D.A. (eds.) *Tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area*, *Geol. Soc. Lond. Sp. Publ.*, 173: 1-23.
- Suess, E., Kulm, L.D., Killingley, J.S. (1987). Coastal upwelling and a history of organic-rich mudstone deposition off Peru, In: Brooks, J. & Fleet, A.J. (eds.) *Marine Petroleum Source Rocks*, Geological Society of London special publ. No. 26, 181-197.
- Tsikos, H., Karakitsios, V., Bombardiere, L., Van Breugel, Y., Sinningh-Damste, J., Schouten, S., Farrimond, P., Tyson, R.V., Jenkyns, H.C. (2003). The Oceanic Anoxic Event (OAE) 1b in the Ionian Basin, NW Greece: Organic geochemical evidence, Abstract, *Mesozoic paleoceanography*, SGF, 49-50.
- Tsikos, H., Karakitsios, V., Breugel, Y., Walswarth-Bell, B., Bombardiere, L., Petrizzo, M.R., Sinningh-Damste, J.S., Schouten, S., Erba, E., Premoli Silva, I., Farrimond, P., Tyson, R.V., Jenkyns, H.C. (2004). Organic-carbon deposition in the Cretaceous of the Ionian Basin, NW Greece:

- the Paquier Event (OAE1b) revisited, *Geol. Mag.*, 141(4): 401-416.
- Tyson, R.V. (1987). The genesis and palynofacies characteristics of marine petroleum source rocks, In: Brooks, J. & Fleet, A.J. (eds.) *Marine Petroleum Source Rocks*, Geological Society of London special publ. No. 26, 47-67.
- Tyson, R.V. (2001). Sedimentation rate, dilution, preservation and total organic carbon; some results of a modeling study, *Organic Geochemistry*, 32: 333-339.
- Tyson, R.V. (2005). The "productivity versus preservation" controversy: cause, flaws and resolution, In: Harris, N.B. (ed.) *The deposition of organic-carbon-rich sediments: models, mechanisms, and consequences*, SEPM special publication No. 82, 17-33.
- Urey, H.C., Lowenstan, M.A., Epstein, S., McKinney, C.R., 1951. Measurements of paleotemperature of the Upper Cretaceous of England, Denmark and the Southeastern United States, *Geological Society of America Bulletin*, 62: 399-416.

PLIOCENE MOLLUSCS TAXONOMIC DIVERSITY AS A TOOL FOR THE CLIMATIC-OCEANOGRAPHIC RECONSTRUCTION AND STRATIGRAPHY. TWO EXAMPLES FROM THE EASTERN MEDITERRANEAN*

E. Koskeridou¹

¹ *National and Kapodistrian University of Athens, Faculty of Geology and Geoenvironment,
Department of Historical Geology - Paleontology,
ekosker@geol.uoa.gr*

ABSTRACT

Due to their high extinction rate, the Molluscs of the Pliocene in the Mediterranean, resulted potentially useful as a tool for climatic-oceanographic and chronological inferences.

In the present study, we document the possibility of application of the model of Raffi and Monegatti (1993) in the region of Eastern Mediterranean, by studying two examples from the Hellenic area and Cyprus.

This model concerns the extinction events of Molluscs of Pliocene, separating 4 different units of Molluscs with different climatic-oceanographic importance. It is documented that the two selected sections, Atsipades in central Crete and Athienou in southern Cyprus, give elements for the correlation of their deposits with this model. The Atsipades section is connected with the first significant extinction event, at the Mollusc Units of Raffi and Monegatti, resulting from the first important Pliocene cooling phenomenon of our hemisphere. The Athienou section is connected with the MPMU2 unit of Raffi and Monegatti, between the first and second distinctive extinction events of the Pliocene Molluscs.

Key words: bivalvia, ecobiostratigraphy, Mediterranean, Pliocene, taxonomic diversity.

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Το μεγάλο ποσοστό εξαφάνισης των Μαλακίων του Πλειοκαίνου, το οποίο ξεπερνά το 30%, δίνει τη δυνατότητα της χρήσης τους για την αναγνώριση κλιματικών-ωκεανογραφικών και χρονολογικών στοιχείων. Στην παρούσα εργασία, η δυνατότητα χρήσης του μοντέλου των Raffi & Monegatti (1993) στην περιοχή της ανατολικής Μεσογείου, αποδεικνύεται από τη μελέτη δύο παραδειγμάτων από τον Ελλαδικό χώρο και την Κύπρο.

Το μοντέλο αυτό αφορά στα βιοστρωματογραφικά γεγονότα εξαφάνισης των Μαλακίων του Πλειοκαίνου, διακρίνοντας 4 ενότητες Μαλακίων διαφορετικής κλιματικής-ωκεανογραφικής σημασίας. Δύο περιοχές που έχουν καλά μελετηθεί

***Η ΣΥΜΒΟΛΗ ΤΗΣ ΤΑΞΙΝΟΜΙΚΗΣ ΚΑΤΑΝΟΜΗΣ ΤΩΝ ΜΑΛΑΚΙΩΝ ΤΟΥ ΠΛΕΙΟΚΑΙΝΟΥ ΣΤΗΝ ΚΛΙΜΑΤΙΚΗ-ΩΚΕΑΝΟΓΡΑΦΙΚΗ ΑΝΑΣΥΣΤΑΣΗ ΚΑΙ ΤΗ ΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑ. ΔΥΟ ΠΑΡΑΔΕΙΓΜΑΤΑ ΑΠΟ ΤΗΝ ΑΝΑΤΟΛΙΚΗ ΜΕΣΟΓΕΙΟ**

Ε. Κοσκερίδου

Εθνικό & Καποδιστριακό Παν/μιο Αθηνών, Τομέας Ιστορικής Γεωλογίας & Παλαιοντολογίας, Τμήμα Γεωλογίας & Γεωπεριβάλλοντος, Παν/πολη Ζωγράφου

από αυτή την άποψη, η τομή Ατσιπάδες Ηρακλείου Κρήτης και η τομή Αθηνών Κύπρου, δίνουν στοιχεία για το συσχετισμό των αποθέσεών τους με το μοντέλο αυτό. Η τομή Ατσιπάδες συσχετίζεται με το πρώτο βιοστρωματογραφικό γεγονός εξαφάνισης των ταχα των βενθονικών Μαλακίων των ενοτήτων των Raffi & Monegatti το οποίο μπορεί να θεωρηθεί ως αποτέλεσμα του πρώτου γεγονότος ψύχρανσης κατά το Πλειόκαινο. Η τομή Αθηνών μπορεί να συσχετιστεί με την MPMU2 ενότητα των Raffi & Monegatti, μετά το γεγονός της πρώτης εξαφάνισης και πριν το γεγονός της δεύτερης εξαφάνισης των Μαλακίων του Πλειοκαίνου.

1. Introduction

The reduction in taxonomic diversity of marine Molluscs throughout the Pliocene in the Mediterranean, has been reported already by Levi (1900) (in Ruggieri, 1962). Up to the 50's it was believed that the Pliocene faunas were stable and were represented by warm-water taxa, which they were disappeared in the uppermost Piacenzian or at the P/P boundary. In the 60's (Ruggieri, 1962, 1967), it was clarified that Pliocene is characterized by the progressive reduction of Molluscs taxonomic diversity, due to progressive climatic cooling. Raffi and Monegatti (1993) and Monegatti and Raffi (2001) took into their consideration the elements of the extinction events for the Pliocene of Italy, distinguishing 4 different Pliocene Molluscan Units (MPMU) (Fig. 1), of different climatic-oceanographic importance. They recognized that the

knowledge of the stratigraphic range of Molluscs calibrated by biostratigraphic and magneto-biostratigraphic data could well play an important role in the stratigraphic classification of sections that characterize shallow water environments, when the calcareous plankton

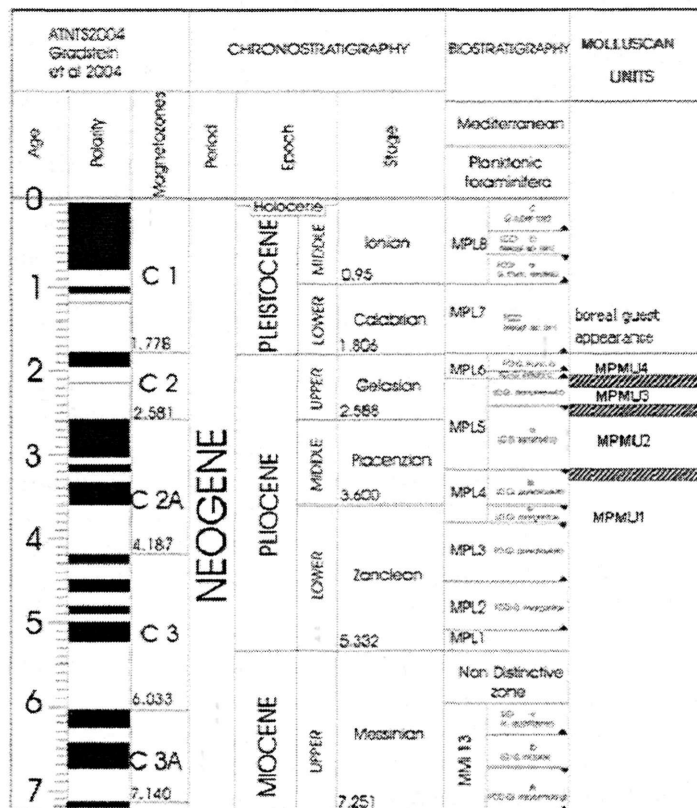


Fig. 1. Mediterranean Pliocene Molluscan units (MPMU) correlated to the Planctonic foraminifera biostratigraphy, to the Standard Global Chronostratigraphic Scale and to Geomagnetic Polarity Time Scale (Gradstein et al., 2004).

is absent.

For the Greek Neogene, an extended investigation of the faunal succession has been worked out (Dermitzakis & Georgiades-Dikeoulia, 1987).

This research has allowed a first approach to the analysis of the molluscan taxonomic diversity and a proposed biozonation which corresponds to 4 assemblage biozones and one acme zone for the Pliocene. These data gave the possibility of working out a chronological framework for the Greek Pliocene, based on marine molluscs and in particular on the bivalves.

In this work, we make an effort to investigate whether the extinction events during the Pliocene (according to Raffi & Monegatti, 1993) can be recognized and give more precise chronological data in the Eastern Mediterranean too.

2. Discussion

As three major extinction phases have been evidenced during the Pliocene in the Mediterranean basin, by means of Molluscan fauna, four MPMU were recognized by Raffi and Monegatti (1993). As these extinction events were not followed by recovery phases, a progressive decrease in warm-water taxa occurred. Every MPMU was defined by the lack of taxa which disappeared in the immediately previous extinction event and by the presence of the particular taxa which disappears in the successive extinction phase.

In order to study the applicability of Raffi and Monegatti model, the control of systematic classification of the Mediterranean Pliocene Molluscs, is essential. For Italy, this work has been almost completed with the study of 356 species of infralittoral and circalittoral environments. Dermitzakis & Georgiades-Dikeoulia (1987), contrib-

ute significantly to this field, for the Greek area. Nevertheless it is necessary to extend this study on the Hellenic area and on the Eastern Mediterranean.

For this purpose, a multi-disciplinary approach has to be carried out, including biostratigraphic, magnetostratigraphic and paleoecological data.

On this frame, we attempted to correlate two representative sections (Atsipades in central Crete and Athienou in south Cyprus), by means of Molluscs systematic classification, biostratigraphy and paleoenvironmental characteristics with the Mollusc Units of Raffi and Monegatti.

Further objective documentation based on the study of more Pliocene outcrops of eastern Mediterranean is necessary.

2.1. Study area

The Atsipades section, is located in Central Crete, in the southern part of the Hraklion Basin (*sensu* Meulenkamp *et al.*, 1994). It is approximately 80 m thick, representing a shallowing upward sequence from outer shelf marls and sandy marls at the bottom, to shallow inner shelf deposits at the top of the section (Fig. 2).

The biostratigraphical analysis based on planktonic foraminifera and nannofossils, determined the base of the succession as younger than 3.61 Ma and the top up to 3.21 Ma.

The fossil assemblages of the greater area, have been recorded by (Symeo-

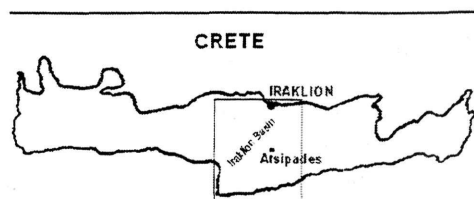


Fig. 2. Schematic map of Crete indicating the location of the study area

nidis and Konstantinidis, 1967, Zachariasse, 1975, Dermitzakis and Georgiades-Dikeoulia, 1983, Koskeridou, 1997, Koskeridou *et al.*, 2002).

The paleoecological analysis based on foraminifera and molluscs, show that to the bottom of the section the environmental conditions was more typical of deeper waters with high productivity and moderate oxygen content (Drinia *et al.*, 2005). The deposits of the middle and upper part of the sequence, thought, are being characteristics of normal salinity and high oxygenation environment of the inner shelf. Therefore, rich macrobenthic assemblages, including Bivalves, Gastropods, Brachiopods, Echinoids and Annelids, colonized these settlements (Koskeridou *et al.* 2002).

As for the MPMU, Raffi and Monegatti, did not use species typical of bathyal

biofacies, the correlation with our sections, have been done only in the parts that correspond in shallower-water zones.

The second section studied, was Athienou, which is situated near Athienou (South Cyprus) (Fig. 3), at the southeastern opening of the Mesaoria basin to the open sea. At the end of Pliocene the Mesaoria basin became a narrow shallow sandy platform (Mc Callum and Robertson, 1990). The Athienou section belongs to Nicosia Formation and it has been studied by Koskeridou *et al.* (2005). In terms of biostratigraphy, the section belongs to the *Globorotalia crassaformis* Zone (Spaak, 1983) and has a Middle Pliocene age as has been proved by the cooccurrence of the planktonic foraminifera species *Globorotalia crassaformis* and

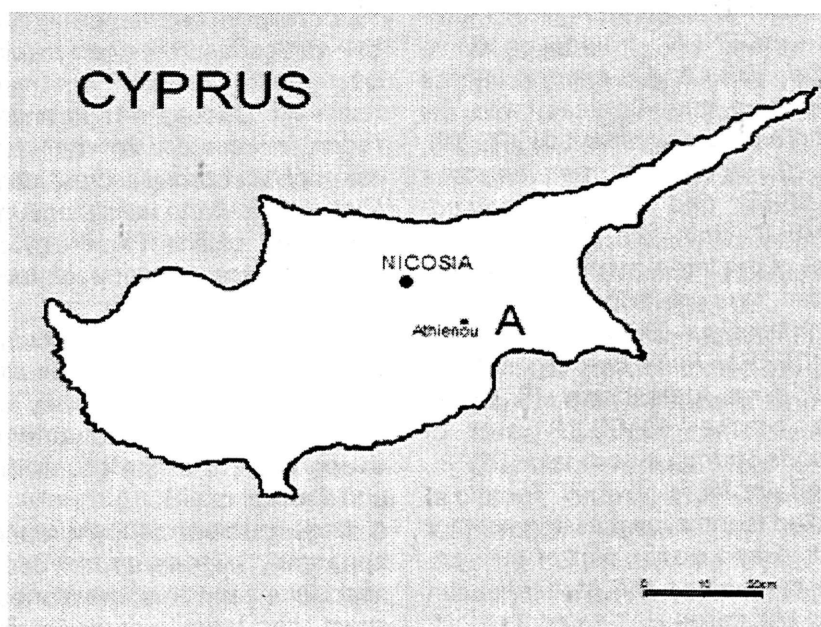


Fig. 3. Schematic map of Cyprus indicating the location (A) of the study area

Globorotalia bononiensis. The studied invertebrate faunal component points to very good ecological conditions of normal salinity and high oxygenation and indicates an environment 130m in depth.

3. Results

The fauna from Atsipades section indicating the neritic zone, shows an interesting similarity with this of the first appreciable extinction event (immigration and local disappearance) of tropical Mollusc taxa, as these have been determined by Raffi *et al.* (1989) in the Mediterranean Pliocene, which approximates or just follows the first occurrence of *Globorotalia bononiensis* and *G. crassaformis*.

These beds are remarkable for their relatively abundant, well-preserved macrofossils, mostly bivalves and gastropods (Koskeridou *et al.*, 2002). The presence of *Flabellipecten flabelliformis* (BR.), *Chlamys scabrella* (LK.), *Dymia fragilis* (KOENEN), *Neopycnodonte navicularis* (BR.) and a minor presence of Terebridae and Conidae, with the species *Terebra acuminata* (BORSON), *Conus (Lautoconus) mediterraneus* BRUGUIERE and *Conus ventricosus* GMELIN, has been noticed. The absence of the large number of benthic molluscan taxa of tropical affinity as *Chlamys latissima* (BROCCHI), *Callista italica* (DEFR.), *Pelecypora gigas* (LK.), *Pseudoxyperas proaspera* (SACCO), *Tugona anatina* (GMELIN) and of Gastropods *Strombus coronatus* DEFR., *Ficus* and *Ancilla*, is obvious. Therefore, the studied fauna allows assignment for the middle and upper part of the section, to the limit of the Mediterranean Pliocene Molluscan Unit 1 and 2 of Raffi & Monegatti (1993).

The deposits of Athienou section, also

contain a rich Mollusc and Brachiopod fauna. The most dominant representatives of the Gastropods and Bivalves are: *Neopycnodonte navicularis* (Brocchi), *Glossus humanus* (L.), *Chlamys opercularis* (L.), *Chlamys angelonii* (Meneghini), *Chlamys glabra* L., *Amussium cristatum* (Bronn), *Pecten jacobaeus* (L.) and *Chlamys flexuosa* Poli. The total composition of the fauna along with the lack of tropical taxa, the minor appearance of Terebridae and Conidae and the presence of *Neopycnodonte navicularis*, allow the emplacement of these deposits between the first and the second extinction event in the Mediterranean Pliocene, and the assignment to the MPMU2 of Raffi and Monegatti (1993), which is in accordance with the biostratigraphical interpretation by the planktonic Foraminifera.

The composition of the Mollusc fauna of the two studied sections should be considered the effect of the first incident of falling temperatures during the Pliocene. The first cooling wave occurred in the Northern hemisphere relatively sudden, in high and mid latitudes, in accord with the first appearance of *Globorotalia crassaformis* and *Globorotalia bononiensis* and marks the beginning of the Plio-Pleistocene ice age, with the absence of fully developed ice sheets yet.

However the presence of thermophilic benthic Molluscs, in the studied sections, suggests that relatively high temperatures (higher than today's) occurred during that era, in the coasts of Cyprus and Crete.

A large number of thermophilic taxa apparently migrate south, due to that specific event. This mentioned above event, has been recorder also, in the coasts of North Atlantic and was a small scale global event.

4. Conclusions

The faunal assemblages of two studied sections, Atsipades (Central Crete) and Athienou (South Cyprus) suggest that there is possible applicability of the Raffi & Monegatti (1993) model, to the Eastern Mediterranean.

There are similarities between the contained fauna in these two sections and the Mollusc fauna diversity patterns which lead to the MPMU zones of the previous mentioned authors.

The deposits of Atsipades and Athienou sections are well calibrated by biostratigraphical data. The environmental factors -except the temperature- that fauna indicates in these two sections, seems to be favourable for tropical taxa, which are in this case lacking. Also a drastic decrease in other taxa of Bivalves and Gastropods is occurred. These elements lead to the conclusion that the Molluscs fauna of these deposits are connected with the first significant extinction event, at the Mollusc Units of Raffi and Monegatti, resulting from the first important Pliocene cooling phenomenon of our hemisphere.

In order that these observations should be effect in Eastern Mediterranean, detailed studies should be carried out in other regions of this area. The results of this work constitute spark on studies to the direction of determination of Molluscs extinction patterns of Eastern Mediterranean.

5. References

- Dermitzakis, M.D., and E., Georgiades-Dikeoulia, 1987. Biozonation of the Neogene invertebrate megafauna of the Hellenic area. *Ann. Inst. Geol. Publ. Hungarici, (Procced.)*, Vol. LXX, p.125-135.
- Drinia, H., Koskeridou, E., and Antonarakou, A., 2005. Late Pliocene Benthic Foraminifera and Molluscs from the Atsipades Section, Central Crete; Paleoecological Distribution and use in Paleoenvironmental Assessment. *Geobios* 38, 315-324.
- Koskeridou, E., Antonarakou, A., Drinia, H., and Triantaphyllou, M.V., 2002. Paleoecological observations on the Upper Pliocene deposits of Atsipades Section (C. Crete). *Proceedings, 6th Panhellenic geographical conference of the Hellenic Geographical Society*, vol. I: 123-130.
- Koskeridou, E., Vardala-Theodorou, G.E., Tsiolakis, E., Panayides, I., Theodorou, G., and Antonarakou, A., 2005. The marine faunistic assemblages of the Pliocene of Paleometochos and Athienou (Cyprus, East Mediterranean): some palaeoecological aspects. *Abstracts, 12th RCMNS Congress, Vienna 2005*, p. 134-136.
- Meulenkamp, J.E., Van Der Zwaan, G.J., Van Wamel, W.A., 1994. On late Miocene to Recent vertical motions in the Cretan segment of the Hellenic arc. *Tectonophysics*, 234, 53-72.
- Monegatti, P., and Raffi, S., 2001. Taxonomic diversity and stratigraphic distribution of Mediterranean Pliocene bivalves. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 165, 1. 3-4, 171-193.
- Raffi, S., and Monegatti, P., 1993. Bivalve taxonomic diversity throughout the Italian Pliocene as a tool for climatic-oceanographic and stratigraphic inferences. *Proc. 1st RCANS Congr., Lisbon, 1992. -Ciencias della Terra*, 12 : 45-50.
- Ruggieri, G., 1950. Contribuzione alla conoscenza della malacofauna e della stratigrafia del Pliocene e del Quaternario. *Giorn. Di Geol.* 21 : 65-90.

- Ruggieri, G., 1962. La serie marina pliocenica e quaternaria della Romana. *A cura della Camera de Com. Ind. E Agric. De Forli*, 1-76.
- Ruggieri, G., 1967. The Miocene and later evolution of the Mediterranean Sea, in Adams & Ager, D.V., Aspects of Tethyan Biogeography, *Syst. Assoc. Publ.* 7: 283-290.
- Symeonidis, N., Konstantinidis, D., 1967. Observations on the Neogenic formations of Central Crete, *Annales Geologiques des Pays Helleniques*, 19, 657-688.
- Zachariasse, W.J., 1975. Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Late Neogene of Crete. *Utrecht Micropaleontological Bulletin*, 11, 171pp.

ΠΕΡΑ ΑΠΟ ΤΟΥΣ ΓΥΡΕΟΚΟΚΚΟΥΣ: ΤΑ ΠΑΛΥΝΟΜΟΡΦΑ ΚΑΙ Η ΣΗΜΑΣΙΑ ΤΟΥΣ ΣΤΗΝ ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΤΟΥ ΠΑΛΑΙΟΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ*

Κ. Κούλη¹ & Μ.Δ. Δερμιτζάκης¹

¹Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών, Τμήμα Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος,
Τομέας Ιστορικής Γεωλογίας και Παλαιοντολογίας, Πανεπιστημιούπολη Ζωγράφου
akouli@geol.uoa.gr

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Τα «άλλα» παλυνόμορφα, ή non-pollen palynomorphs (NPP), όπως ονομάζονται στη διεθνή βιβλιογραφία είναι οργανικής σύστασης μικροαπολιθώματα που συχνά βρίσκονται μαζί με τους γυρεόκοκκους στα παλυνολογικά φάσματα. Όπως οι γυρεόκοκκοι και τα σπόρια, τα «άλλα» παλυνόμορφα, δεν καταστρέφονται από την επίδραση ισχυρών οξέων (HF, HCl κ.α.) που απαιτεί η προετοιμασία των παλυνολογικών παρασκευασμάτων. Στα τελευταία περιλαμβάνονται σπόρια από μύκητες, κοινόβια και σπόρια από φύκη, υπολείμματα ζωικών μονοκύτταρων ή πολυκύτταρων οργανισμών και υπολείμματα φυτικής ύλης.

Η συνεχής παρουσία των «άλλων» παλυνόμορφων στα παλυνολογικά φάσματα παρέχει μια εναλλακτική πηγή παλαιοοικολογικών δεδομένων, η οποία σε συνδυασμό με την ανάλυση γυρεόκοκκων επιτρέπει την καλύτερη κατανόηση των παλαιοοικολογικών μεταβολών ειδικά κατά το Τεταρτογενές. Η μελέτη των «άλλων» παλυνόμορφων, από μια σειρά Ολοκαινικών θέσεων της Ελλάδας (λίμνη Καστοριάς, νήσος Σκύρος, πεδιάδα Μαραθώνα), αποδείχτηκε σημαντική για την ανασύσταση του παλαιοπεριβάλλοντος και την ανίχνευση διαφόρων μορφών ανθρώπινης δραστηριότητας.

Λέξεις κλειδιά: παλυνολογία, «άλλα» παλυνόμορφα, παλαιοοικολογία, Τεταρτογενές.

ABSTRACT

Non-pollen palynomorphs (NPP) are organic-walled microfossils that are frequently discovered in palynological preparations during pollen analysis. Like pollen and spores they are resistant to corrosion and they survive the chemical preparation with heavy acids of pollen samples. NPP include a big variety of microfossils like fungal spores, algal spores and coenobia, animal remains and plant tissues. They provide an alternative source of paleoecological information especially for the Quaternary. A combined approach of pollen and NPP allows the better understanding of paleoecological changes. The study of occurrences of NPP from a series of Holocene deposits in Greece (Lake Kastoria, Skyros Island, Marathon coastal plain) was proved of great importance in the interpretation of paleoenvironmental conditions and the tracing of human activities in the past.

Key words: palynology, non-pollen palynomorphs, paleoecology, Quaternary.

*BEYOND POLLEN AND SPORES: THE CONTRIBUTION OF NON POLLEN PALYNOMORPHS IN PALAEOENVIRONMENTAL STUDIES

K. Kouli & M. D. Dermitzakis

National & Kapodistrian University of Athens, Faculty of Geology & Geoenvironment, Department of Historical Geology-Paleontology, Panepistimiopolis Zografou

1. Εισαγωγή

Η ανάλυση των γυρεοκόκκων έχει καθιερωθεί εδώ και πολλά χρόνια ως μία από τις σημαντικότερες μεθόδους μελέτης και ερμηνείας των χερσαίων οικοσυστημάτων του Τεταρτογενούς (Iversen 1941). Στα παλυνολογικά παρασκευάσματα όμως, συνήθως παρατηρείται -εκτός των γυρεοκόκκων και σπορίων- και πληθώρα άλλων, ποικίλης προέλευσης, μικροαπολιθωμάτων. Στα μικροαπολιθώματα αυτά περιλαμβάνονται σπόρια μυκήτων, αποικίες ή σπόρια φυκών, διάφορα ασπόνδυλα κ.α.. Τελευταία, αυτά τα μικροαπολιθώματα -τα ονομαζόμενα «άλλα» παλυνόμορφα- έχουν προσελκύσει το ενδιαφέρον αρκετών επιστημονικών ομάδων με πρωτοπόρο αυτήν της Παλαιοοικολογίας του Πανεπιστημίου του Amsterdam (van Geel 2001).

Η καταγραφή των «άλλων» παλυνόμορφων, τα οποία αριθμούν σε μερικές εκατοντάδες "Types", οδήγησε στην ανακάλυψη πολλών νέων παλαιοπεριβαλλοντικών δεικτών. Επιπλέον, η μελέτη σπορίων και κοινοβίων από πρασινοφύκη έχει αποδείξει ότι αυτά αποτελούν έξοχους δείκτες όσον αφορά το τροφικό καθεστώς και την υδρολογική κατάσταση των υγροτόπων (Tyson 1995).

Η χρήση των «άλλων» παλυνόμορφων για την ερμηνεία των παλαιοπεριβαλλόντων του Τεταρτογενούς γνωρίζει διεθνώς μεγάλη ανάπτυξη καθώς όλο και περισσότεροι παλυνολόγοι αναγνωρίζουν, μετρούν και καταγράφουν την παρουσία τους στα παλυνολογικά φάσματα (Marinova and Atanassova 2006, Riera *et al.* 2006, Rimalaye *et al.* 2007).

2. Τα «άλλα» παλυνόμορφα

Η χημική προετοιμασία των παλυνολογικών παρασκευασμάτων περιλαμβά-

νει επίδραση στο δείγμα με μια σειρά οξέων (υδροχλωρικό οξύ, υδροφθορικό οξύ, θειικό οξύ, ακετικός ανυδρίτης κ.α.) προκειμένου να διαλυθεί η ανόργανη ύλη και να συγκεντρωθούν οι οργανικής σύστασης γυρεόκοκκοι και σπόρια. Εκτός από τους γυρεόκοκκους και τα σπόρια στα παλυνολογικά παρασκευάσματα διατηρείται ένα πλήθος άλλων «άλλων» παλυνομόρφων φυτικής ή ζωικής προέλευσης, μεγέθους 5-500 μm, τα οποία εμφανίζονται εξαιρετικά ανθεκτικά στις περισσότερες μορφές διάβρωσης.

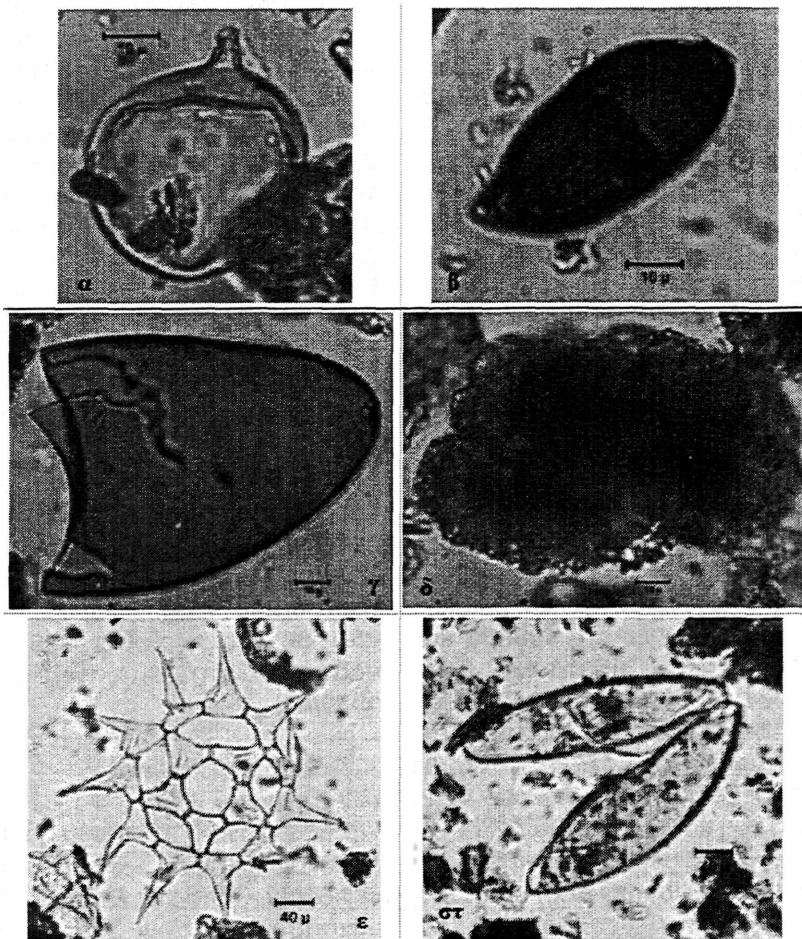
Η καταγραφή και συστηματική περιγραφή των «άλλων» παλυνομόρφων ξεκίνησε από την ερευνητική ομάδα του εργαστηρίου Παλαιοοικολογίας του Πανεπιστημίου του Άμστερνταμ από τη δεκαετία του 70 και σήμερα υπάρχουν καταγεγραμμένοι πάνω από 900 διαφορετικοί τύποι με χαρακτηριστική μορφολογία (van Geel 2001). Ο όρος τύπος (type) δεν αντιστοιχεί σε ταξινομική διαίρεση, αλλά αντιπροσωπεύει μορφότυπους, καθώς η πλειοψηφία τους αποτελείται από υπολείμματα (σπόρια ή θραύσματα) ήδη γνωστών στην επιστήμη γενών και ειδών (π.χ. ο type 315 αντιστοιχεί σε σπόρια του πρασινοφύκου *Spirogyra* με λείο τοίχωμα, Εικ. 1στ).

Τα «άλλα» παλυνόμορφα είναι μικροαπολιθώματα ποικίλης βιολογικής προέλευσης: σπόρια μυκήτων, σπόρια και κοινόβια φυκών, ζωικά υπολείμματα κ.α. Η οικολογική σημασία τους είναι μεγάλη καθώς έχει αποδειχθεί ότι, σε αντίθεση με τους γυρεόκοκκους οι οποίοι μεταφέρονται σε μεγάλες αποστάσεις, αυτά διατηρούνται κυρίως *in situ*. Κατά συνέπεια οι πληροφορίες που παίρνουμε από τα «άλλα» παλυνόμορφα αφορούν στις τοπικές παλαιοπεριβαλλοντικές συνθήκες της κάθε θέσης δειγματοληψίας (van Geel

1986).

Οι μύκητες αποτελούν μια τεράστια βιολογική ομάδα, αντιπρόσωποι της οποίας βρίσκονται σε χερσαία και σε υδάτινα περιβάλλοντα. Μεγάλο μέρος των σπορίων των μυκήτων που διατηρείται στα παλυνολογικά παρασκευάσματα παρέχουν πολύτιμες παλαιοοικολογικές πληροφορίες. Χαρακτηριστικό παράδειγμα η ανεύρεση σε παλυνοφά-

σματα μορφοτύπων που έχουν συσχετισθεί με την οικογένεια Sordariaceae. Στην οικογένεια των Sordariaceae ανήκουν πολλά κοπρόφιλα είδη, αλλά και είδη τα οποία φύονται σε ξύλο που αποσυντίθεται (*Cercophora*-type, type 112, van Geel *et al.* 1980/81). Τα γένη *Sordaria* (type 55A), *Podospora* (type 386), *Sporomiella* (type 113) έχουν συνδεθεί με ανθρώπινη δραστηριότητα και



Εικ. 1. «Άλλα» παλυνόμορφα από τις Ολοκαινικές αποθέσεις της λίμνης Ορεσιτιάδας (Καστοριά): (α) type 207, (β) type 360 (*Brachysporium*: μύκητας που θεωρείται υπεύθυνος για την αποικοδόμηση ξύλου, van Geel *et al.* 1989), (γ) type 353 (χειμερινά αυγά των σκωλήκων *Rhabdocoela*), (δ) *Botryococcus*, αποικίες πρασινοφυκών, (ε) *Pediatrism simplex*, αποικίες πρασινοφυκών, (στ) type 315 (σπόριο του πρασινοφύκου *Spirogyra*)

ειδικά με τα κόπρανά οικόσιτων ζώων (van Geel *et al.* 1989, van Geel *et al.* 2003).

Τα χλαμυδοσπόρια του μύκητα *Glomus fasciculatum* (type 207, van Geel *et al.* 1989) βρίσκονται στα παλυνοφάσματα, είτε απομονωμένα, είτε σε συσσωματώματα. Ο συγκεκριμένος μύκητας, αναπτύσσεται στα εδάφη, η δε παρουσία του σπορίου του (type 207, Εικ. 1α) σε λιμναίες αποθέσεις της Όψιμης παγετώδους περιόδου και του Ολοκαίνου έχει συνδεθεί με διάβρωση εδαφικών οριζόντων στην ευρύτερη περιοχή (van Geel *et al.* 1989).

Τα σπόρια και κοινόβια πρασινοφυκών που περιλαμβάνονται στα παλυνολογικά παρακευάσματα αποτελούν δείκτες του υδρόβιου περιβάλλοντος απόθεσης, παρέχοντας πληροφορίες για το βάθος και το τροφικό καθεστώς που επικρατούσε κατά την απόθεση (van Geel *et al.* 1989, Tyson 1995). Τα Zygnemataceae είναι από τα πιο κοινά φύκη που απαντώνται σε αποθέσεις γλυκών υδάτων. Στα «άλλα» παλυνόμορφα έχουν καταγραφεί σπόρια από τα γένη *Mougeotia* (type 62, 313), *Zygnema* (type 314, type 373), *Spirogyra* (type 130, 131, 315, 342) κ.α. Οι περισσότεροι αντιπρόσωποι αυτής της οικογένειας φυκών βρίσκονται σε ρηχά, λιμνάζοντα, καθαρά και πλούσια σε οξυγόνο ύδατα (van Geel and Glenfell, 1996). Το κοσμοπολίτικο είδος *Botryococcus* βρίσκεται σε λίμνες, ποτάμια ακόμη και περιοδικούς νερόλακκους από τους πόλους έως τους τροπικούς, ακμάζει δε σε ρηχά νερά περιοχών με περιορισμένη βροχόπτωση, οι οποίες όμως παρουσιάζουν μεγάλη εποχικότητα στη διάρκεια του έτους (Guy-Ohlson, 1992). Οι αποικίες του πλαγκτονικού πρασινοφύκου *Pediastrum* είναι τα πλέον διαδεδομένα παλυνόμορφα στις λιμναίες αποθέ-

σεις (Prescott 1951), θεωρούνται δε ότι χαρακτηρίζουν ευτροφικά περιβάλλοντα (Jančkovska and Komarek, 1982).

Τα πρασινοφύκη *Botryococcus* (Εικ. 1δ) και *Pediastrum* (Εικ. 1ε) συχνά συνυπάρχουν στις αποθέσεις, χωρίς όμως να ακμάζουν συγχρόνως, γεγονός που υποδηλώνει τις διαφορετικές τους οικολογικές προτιμήσεις (Tyson, 1995). Μεταβολές του λόγου *Botryococcus/Pediastrum* (B/P ratio) έχουν συνδεθεί με μεταβολές στο τροφικό καθεστώς των υδάτων (Pollinger, 1986), στην αλμυρότητα (Tyson, 1995) και το βάθος τους (Talbot and Livingstone, 1989). Το *Botryococcus* έχει συνδεθεί με ολιγοτροφικότερα περιβάλλοντα από ότι το *Pediastrum*, είναι περισσότερο ευρύαλο και χαρακτηρίζει ξηρές περιόδους όταν η στάθμη των υδάτων είναι χαμηλή.

Εκτός από μύκητες και φύκη, στα «άλλα» παλυνόμορφα περιλαμβάνονται και πολλά μικροαπολιθώματα ζωικής προέλευσης. Τα χαρακτηριστικότερα από αυτά είναι τα χειμερινά αυγά ή κουκούλια του παράγουν οι σκώληκες *Rhabdocoela* (type 353, Εικ. 1γ), καθώς και ο χιτινώδης ενδοσκελετός των τρηματοφόρων. Οι σκώληκες *Rhabdocoela* ζουν σε βάλτους, έλη, χαντάκια, πηγές, τρεχούμενο νερό ή λίμνες περιορίζονται δε στο περίφυτο του εκάστοτε υδάτινου συστήματος (van Geel *et al.*, 1980/81).

3. Παραδείγματα από τον Ελλαδικό χώρο

Τα τελευταία χρόνια στα πλαίσια της παλυνολογικής έρευνας Τεταρτογενών αποθέσεων από την Ελλάδα που πραγματοποιείται στον Τομέα Ιστορικής Γεωλογίας και Παλαιοντολογίας, τα «άλλα» παλυνόμορφα καταγράφονται και μελετώνται συστηματικά. Παρακάτω αναφέρονται τρεις περιπτώσεις

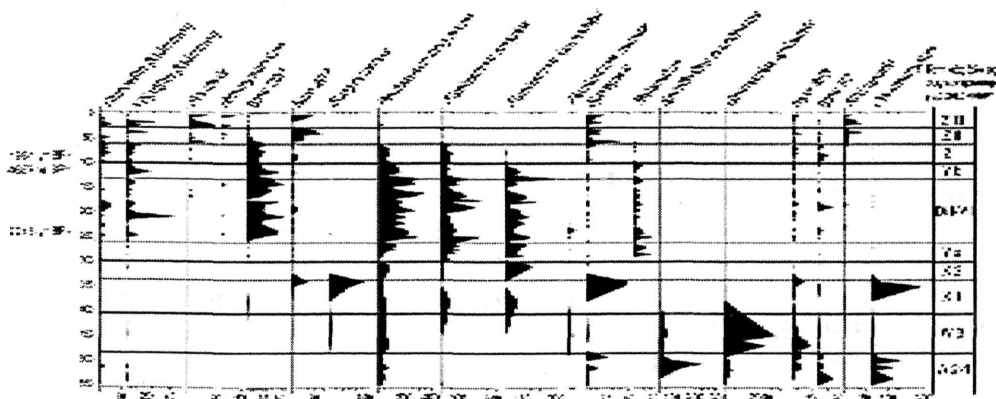
μελετών όπου οι πληροφορίες που προήλθαν από τα «άλλα» παλυνόμορφα συνέβαλλαν σημαντικά στην ανασύσταση των παλαιών οικοσυστημάτων. Σε ορισμένες περιπτώσεις, η εγγύτητα της θέσης δειγματοληψίας με γνωστές αρχαιολογικές θέσεις επέτρεψε την συσχέτιση των παλυνολογικών δεδομένων, συμπεριλαμβανομένων των «άλλων» παλυνομόρφων με τα αρχαιολογικά δεδομένα.

3.1. Λίμνη Ορεσιτιάδας

Ο παραλίμνιος νεολιθικός οικισμός του Δισπηλιού ανασκάπτεται από την αρχαιολογική ομάδα του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης με επικεφαλής τον Καθηγητή Γ. Χ. Χουρμουζιάδη από το 1992 έως σήμερα. Πρόκειται για τον πρώτο και μοναδικό προϊστορικό παραλίμνιο οικισμό που βρίσκεται υπό έρευνα στη χώρα μας. Η θέση κατοικήθηκε από τη μέση Νεολιθική (5500 π.Χ.) έως και τα πρώτα στάδια της πρώιμης Χαλκοκρατίας (3500 π.Χ.). Η παλυνολογική διερεύνηση των αποθέσεων της λίμνης Ορεσιτιάδας έχει ως στόχο την αναπαράσταση του παλαιοπεριβάλλοντος, τη διερεύνηση του

ανθρωπογενούς τοπίου και τη μελέτη των φυσικών πρώτων υλών που βρίσκονταν στη διάθεση του κατοίκου του οικισμού του Δισπηλιού (Κούλη, 2002). Το υλικό που μελετήθηκε προέρχεται από δύο πυρήνες και αποκαλύπτει την ιστορία της βλάστησης στην περιοχή από την Όψιμη Παγετώδη περίοδο (τελευταία περίπου 14.000 χρόνια). Το ενδιαφέρον όσον αφορά την παρουσία του προϊστορικού ανθρώπου στην περιοχή στη ζώνη συγκέντρωσης γυρεοκόκκων Υ (8.200-5.000 χρόνια πριν) η οποία -για τα αδιατάρακτα από τον άνθρωπο περιβάλλοντα- αντιπροσωπεύει το διάστημα, κατά το οποίο τα δάση παρουσιάζουν τη μέγιστη εξάπλωσή τους στην ιστορία της Βόρειας Ελλάδας, τόσο από άποψη πυκνότητας όσο και ποικιλότητας (Bottema, 1974, Willis 1994).

Για το διάστημα της ανθρώπινης κατοίκησης στο Δισπηλιό αναγνωρίστηκαν 7 χλωριδικές φάσεις βάσει των επάλληλων μεταβολών της έκτασης και πυκνότητας του δάσους. Πρόκειται για 3 περιόδους αυξημένης επιρροής της δραστηριότητας του ανθρώπου στο περιβάλλον διαχωριζόμενες από περιό-



Εικ. 2. Συγκέντρωση (% στο άθροισμα γυρεοκόκκων) επιλεγμένων «άλλων» παλυνομόρφων στον πυρήνα G25 από τη λίμνη Ορεσιτιάδα

δους με μικρότερη δραστηριότητα. Το ανθρωπογενές τοπίο κάθε χλωριδικής φάσης περιγράφηκε με βάση τα είδη δείκτες.

Η δραστηριότητα του ανθρώπου στην περιοχή γίνεται έντονα αισθητή, εξ' αιτίας του ευτροφισμού που προκαλεί στο τοπικό περιβάλλον, στις καταγραφές των «άλλων» παλυνομόρφων (Εικ. 2). Η συνεχής παρουσία του μύκητα *Brachysporium* σε όλες τις χλωριδικές φάσεις, πιστοποιεί την ύπαρξη στην περιοχή ξύλου που αποσυντίθεται (van Geel *et al.* 1989), τα δε type 200, *Phaeoamerospore* και *Phaeophragmospore* συνθέτουν μια γενικότερη εικόνα αποικοδόμησης οργανικής ύλης, η οποία οφείλεται στην εισροή στο οικοσύστημα των απορριμμάτων του οικισμού. Η παρουσία κοπρόφιλων μυκήτων της οικογένειας των *Sordariaceae* είναι δηλωτική της διατήρησης οικοσφαιών ζώων από τον προϊστορικό Δισπηλιώτη. Τέλος οι διακυμάνσεις στην καμπύλη του μύκητα type 207 είναι αντικατοπτρίζει τη διάβρωση των εδαφικών οριζόντων (van Geel *et al.*, 1989) περιοχών περιμετρικά του οικισμού που εκχερσώθηκαν προκειμένου να χρησιμοποιηθούν ως βοσκότοποι.

Σημαντικές πληροφορίες για το υδάτινο περιβάλλον και την εξέλιξή του στο χρόνο αντλήθηκαν από τις διακυμάνσεις των φυκών, δινομαστιγωτών και ζωόμορφων στα παλυνολογικά φάσματα και συμπληρωματικά από τις διακυμάνσεις της παρόχθιας βλάστησης. Το τροπικό καθεστώς των υδάτων καταγράφει μία πορεία από олиγοτροφικές, ψυχρές συνθήκες κατά την Όψιμη παγετώδη περίοδο, σε μεσοτροφικές στην αρχή του Ολοκαίνου και στη συνέχεια ευτροφικές. Η στάθμη των υδάτων παρουσίασε έντονες διακυμάνσεις, ενώ τα τελευταία 5000 χρόνια εμφανίζει μια

συνεχή πτώση.

Κατά τη διάρκεια της Όψιμης παγετώδους περιόδου (ζώνη W) το υδρόβιο περιβάλλον κυριαρχείται από την παρουσία κύστεων δινομαστιγωτών *Spiniferites cruciformis* στο κατώτερο μέρος και *Gonyaulax apiculata* στο ανώτερο, οι οποίες αντιπροσωπεύουν μια ψυχρή, олиγοτροφική περίοδο (Kouli *et al.*, 2001). Κατά την υποζώνη W2-1 η στάθμη της λίμνης ήταν χαμηλή όπως συνάγεται από την αυξημένη παρουσία των *Zygnemataceae*, των βελόνων από *Ceratophyllum* και της παρόχθιας βλάστησης.

Με την αρχή του Ολοκαίνου τα δινομαστιγωτά αντικαθίστανται από αποικίες του πρασινοφύκου *Pediastrum* και αυξάνεται και η συμμετοχή των σπορίων *Spirogyra* στα φάσματα, ως αποτέλεσμα της μεταβολής του τροφικού καθεστώτος της λίμνης προς πιο ευτροφικές συνθήκες. Η συνύπαρξη των διαφόρων ειδών του γένους *Pediastrum* και το μοτίβο εξάπλωσης καθενός από αυτά δείχνει μια συνεχή πορεία των υδάτων της λίμνης προς υψηλότερο τροφικό καθεστώς με μεσοτροφικές φάσεις όπου κυριαρχεί το *P. kawraiskyi* και ευτροφικές φάσεις με *P. boryanum* και *P. simplex*. (Tyson, 1995). Κατά τις διάφορες φάσεις κατοίκησης στο Δισπηλιό το υδάτινο περιβάλλον παρουσίασε συνεχείς μεταβολές ως προς το τροφικό καθεστώς κυμαινόμενο από μέσο- προς ευτροφικό σε ευτροφικό έως υπερτροφικό.

Μια σύντομη και απότομη πτώση της στάθμης των υδάτων παρατηρείται κατά τη ζώνη X όπως υποδεικνύει α) η μεγάλη εξάπλωση του *Botryococcus* (Talbot & Livingstone 1989) των *Zygnemataceae* (van Geel *et al.*, 1980/81, 1989), β) η υποχώρηση όλων των ειδών του *Pediastrum* (Talbot & Livingstone 1989) και γ) η απότομη αύξηση των βελό-

νων από *Ceratophyllum* και των αυγών από *Rhabdocoela*, σκωλήκων (type 353, Haas, 1996). Η πτώση της στάθμης της λίμνης συμπίπτει με την καταγεγραμμένη χαμηλή στάθμη που παρουσιάζαν λίμνες των Βαλκανίων (Malo Jezero Γιουγκοσλαβία, Beug, 1967, Χειμαδίτιδα Bottema, 1974) πριν από 9.000 χρόνια, εξ αιτίας της ξηρότητας του κλίματος (Harrison and Digerfeld, 1993).

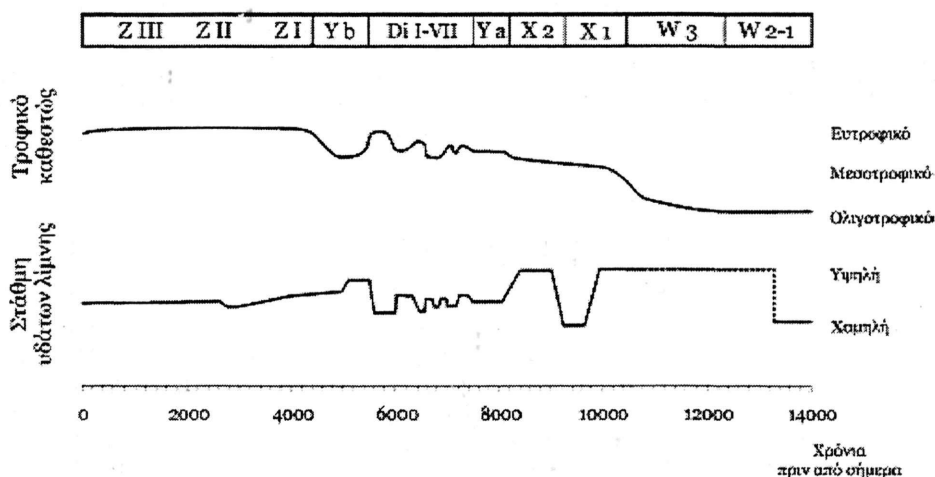
Χαμηλή εμφανίζεται η στάθμη της λίμνης κατά τις φάσεις Di VI-Di VII, ενώ χαρακτηριστική για την περίοδο εκείνη είναι η παρουσία εκτεταμένης παράλιας ζώνης με πλούσια φυτοκάλυψη από *Cyperaceae*, *Sparganium* και *Typha*. Εκεί τα νερά είναι αβαθή και κατά τόπους λιμνάζοντα τόπος ιδανικός για την ανάπτυξη των διαφόρων *Zygnemataceae*, μυκήτων και την απόθεση αυγών από *Rhabdocoela* (type 353) και θραυσμάτων εντόμων (type 52).

Από το μέσον της φάσης Y b το καθεστώς στη λίμνη γίνεται διαρκώς ευτροφικότερο και η στάθμη της βρίσκεται σε μια διαρκή πτώση, αποτέλεσμα των

ξηρότερων κλιματικών συνθηκών που επικρατούν τα τελευταία 5000 χρόνια (Harrison and Digerfeld 1993). Στη βαθιά ζώνη της λίμνης βρίσκονται *P. simplex* και *P. boryanum*, ενώ τα *P. kawraiskyi* και *Tetraedron* εξαφανίζονται. Η πτώση αυτή μπορεί να συνδεθεί με τη πτώση της στάθμης της λίμνης που παρατήρησε ο Bottema (1974) σε φάσματα από τη βόρεια όχθη της λίμνης Ορεσιιάδας. Από την υποζώνη Z II και μετά τα *Pediastrum* αντικαθίστανται πλήρως από *Zygnemataceae*, δείκτης ότι η στάθμη της λίμνης χαμηλώνει κι άλλο και η παράλια ζώνη υδροχαρούς βλάστησης επεκτείνεται.

3.2. Πεδιάδα Μαραθώνα

Η διερεύνηση των παλαιοπεριβαλλοντικών συνθηκών της παράκτιας πεδιάδας του Μαραθώνα κατά το Ολόκαινο παρουσιάζει τόσο αρχαιολογικό, όσο και περιβαλλοντικό ενδιαφέρον. Στοιχεία για ανθρώπινη εγκατάσταση στην περιοχή υπάρχουν ήδη από τη Νεολιθική περίοδο, ενώ οι αποθέσεις του



Εικ. 3. Αναπαράσταση της υδρολογικής κατάστασης της λίμνης Ορεσιιάδας από την Όψιμη παγετώδη περίοδο έως σήμερα.

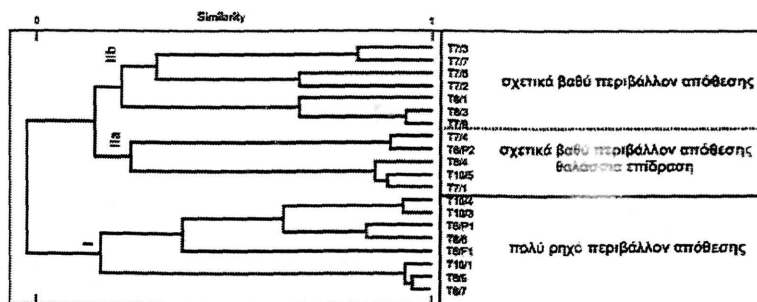
έλους στην ανατολική πλευρά της πεδιάδας περιέχουν πλήθος παλαοοικολογικών και παλαιοπεριβαλλοντικών δεδομένων. Στις αποθέσεις οι Pavlopoulos *et al.* (2003, 2006) αναγνώρισαν τρεις ιζηματολογικές ενότητες: την ενότητα Α (5500-3500 χρόνια πριν), την ενότητα Β (3500-2500 χρόνια πριν) και την ενότητα C (2500 χρόνια πριν έως σήμερα). Η ιζηματολογική, μικρομορφολογική και μικροπαλαιοτολογική ανάλυση κατέδειξε τα διάφορα αποθετικά περιβάλλοντα καθώς και τις μεταβολές της στάθμης της θάλασσας στην περιοχή για τα τελευταία περίπου 6.000 χρόνια (Pavlopoulos *et al.*, 2006, Triantaphyllou *et al.*, 2003).

Η παλυνολογική ανάλυση δειγμάτων από 6 διαφορετικά προφίλ επέτρεψε την διερεύνηση της εξέλιξης της παλαιοβλάστησης στην περιοχή (Kouli *et al.*, submitted). Τα παλυνοφάσματα χαρακτηρίζονται από την παρουσία πλήθους ειδών-δεικτών ανθρώπινης δραστηριότητας όπως *Cerealia* type, *Ranunculus acris*, *Plantago lanceolata* type, μεταξύ των οποίων και σπόρια από κοπρόφιλους μύκητες Sordariaceae (van Geel *et al.*, 2003) και σπόρια *Puccinia* (ψείρα σιτηρών: van Geel *et al.*, 1980/81, Carrión and van Geel, 1999).

Οι διακυμάνσεις των γυρεοκόκκων υδρόβιων και υδρόφιλων φυτών καθώς και

μιας σειρά «άλλων» παλυνομόρφων (δικομαστιγωτά, σπόρια πρασινοφυκών και μυκήτων, υπολείμματα εντόμων κ.α.) στα παλυνοφάσματα είναι δηλωτική της συνεχούς χωρικής και χρονικής αστάθειας των περιβαλλόντων απόθεσης. Προκειμένου να ομαδοποιηθούν περιοχές παρόμοιων υδρολογικών συνθηκών πραγματοποιήθηκε ιεραρχική ανάλυση κατά συστάδες (hierarchical cluster analysis) αποσκοπώντας στον έλεγχο της ομοιότητας-διαφοροποίησης των υπό μελέτη δειγμάτων. Επιλέχθηκε η Q-τύπου (Q-mode) ομαδοποίηση των δειγμάτων στο πλήρες σώμα των δεδομένων. Για τον υπολογισμό του βαθμού ομοιότητας μεταξύ των δειγμάτων παρατήρησης υπολογίσθηκε ο δείκτης ομοιότητας Pearson και παρουσιάστηκε γραφικά με την κατασκευή δενδρογράμματος (Εικ. 4). Το δενδρόγραμμα αναδεικνύει την ομοιότητα μεταξύ των δειγμάτων, ενώ η ομαδοποίηση που προκύπτει αντιπροσωπεύει βιοτόπους που ελέγχονται από διαφορετικές περιβαλλοντικές παραμέτρους.

Στον κλάδο Ι ανήκουν τα δείγματα T8/7, T8/5, T10/1, T6/F1, T8/6, T6/P1, T10/3 και T10/4, τα οποία περιορίζονται στη ενότητα C. Όλα τα παραπάνω δείγματα χαρακτηρίζονται από πολύ ρηχό περιβάλλον απόθεσης, καθώς παρουσιάζουν υψηλές συγκεντρώ-

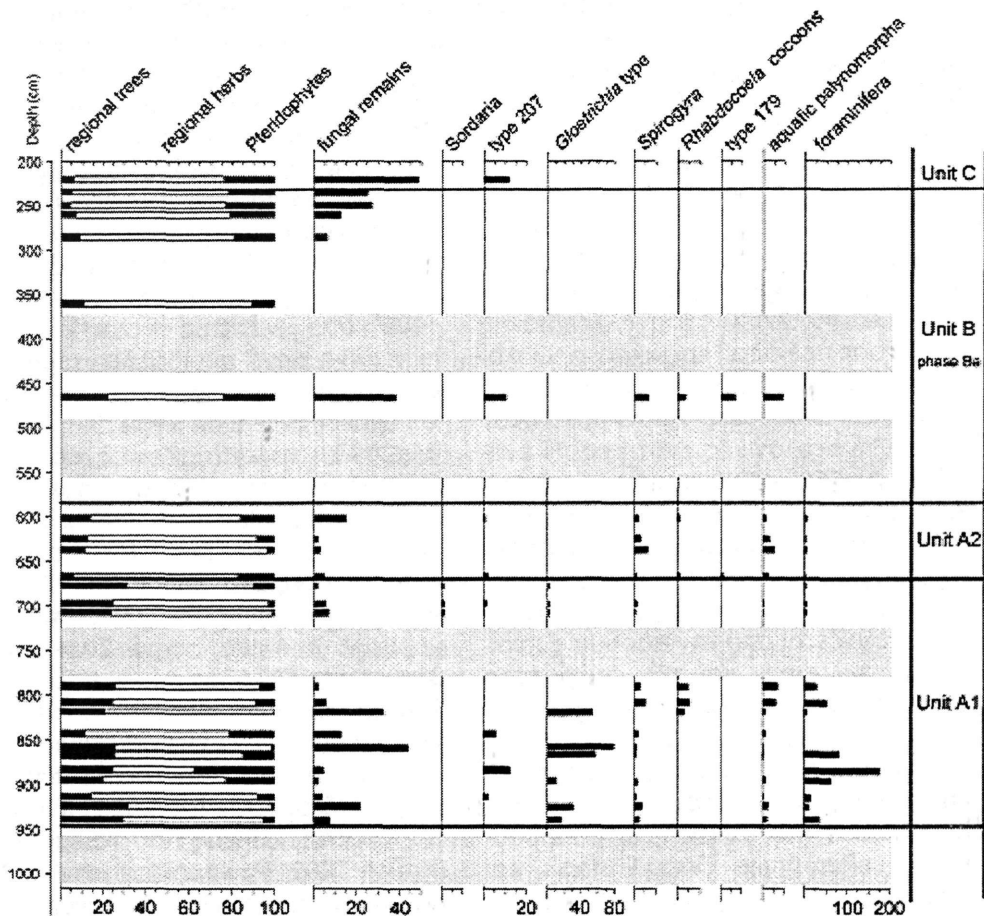


Εικ. 4. Δενδρόγραμμα ομαδοποίησης των αποθέσεων της παράκτιας πεδιάδας του Μαραθώνα, όπως προέκυψε από την Q-τύπου ιεραρχική ανάλυση κατά συστάδες.

σεις του πρασινοφύκου *Spirogyra* και άλλων αντιπροσώπων της οικογένειας των Zygnemataceae και του type 128. Τα Zygnemataceae είναι μεταξύ των κοινότερων φυκών γλυκέων υδάτων και χαρακτηρίζουν ρηχά και στάσιμα ύδατα. (van Geel *et al.*, 1980/81), ενώ το type 128 υποδηλώνει ρηχά και ευτροφικά περιβάλλοντα (van Geel *et al.*, 1982/83).

Στους κλάδους IIa και IIb ανήκουν τα δείγματα T7/1, T10/5, T8/4, T6/P2, T7/4 και T7/9, T8/3, T8/1, T7/2, T7/5, T7/7, T7/3 αντίστοιχα. Θεωρείται ότι

χαρακτηρίζουν σχετικά βαθύτερα περιβάλλοντα απόθεσης καθώς παρουσιάζουν μικρότερες συγκεντρώσεις *Spirogyra* και σημαντική παρουσία των *Botryococcus*, *Pediastrum* και κύστεων από δινομαστιγωτά. Αναλυτικότερα στον κλάδο IIa η παρουσία μικρού αριθμού κύστεων από τα δινομαστιγωτά *Operculodinium centrocarpum* και *Spiniferites* spp. υποδηλώνει περιοδική επικοινωνία του υγροτόπου με τη θάλασσα. Ο κλάδος IIb χαρακτηρίζεται από την πλήρη απουσία ενδείξεων για εισροή θαλασσινού νερού στον υγρό-



Εικ. 5. Συγκέντρωση (% στο άθροισμα γυρεοκόκκων) επιλεγμένων «άλλων» παλυνομόρφων στον πυρήνα C2 από την παράκτια πεδιάδα του όρμου Παλαμαρίου.

τοπο και τις υψηλές συγκεντρώσεις τοπικής υδρόφιλης βλάστησης, όπως *Sparganium emersum* and *Cyperaceae*. Τα ανωτέρω αποθετικά περιβάλλονται (Kouli *et al.* submitted) συσχετίζονται πλήρως με τις βιοφάσεις που αναγνωρίστηκαν κατά τη μικροπαλαιοντολογική ανάλυση των αποθέσεων (Triantaphyllou *et al.*, 2003).

3.3. Όρμος Παλαμαρίου

Η μελέτη της εξέλιξης του φυσικού περιβάλλοντος της περιοχής του όρμου Παλαμαρίου της νήσου Σκύρου εντάσσεται στη διερεύνηση του ιστορικού τοπίου της περιοχής, δεδομένου του αρχαιολογικού ενδιαφέροντος για τον προϊστορικό οικισμό της Πρώιμης έως Μέσης Χαλκοκρατίας (2800 - 1700 π.Χ.) στο βόρειο τμήμα του όρμου. Η έρευνα περιελάμβανε χαρτογράφηση των γεωμορφολογικών χαρακτηριστικών της παράκτιας και υποθαλάσσιας ζώνης, μελέτη της στρωματογραφίας και απόλυτη χρονολόγηση των ολοκαινικών αποθέσεων της αλλουβιακής παράκτιας πεδιάδας και μικρομορφολογικές, μικροπαλαιοντολογικές και παλυνολογικές αναλύσεις. Αναγνωρίστηκαν τρεις ιζηματολογικές ενότητες. Η ενότητας Α (7500–3500 χρόνια πριν) στο κέντρο της πεδιάδας υπήρχε μια ρηχή, σχεδόν γλυκέων υδάτων λιμνοθάλασσα, η οποία κατά την ενότητα Β έγινε υφάλμυρη, ενώ η απόθεση της ενότητας C χαρακτηρίζεται από την παρουσία περιθωρικών τελμάτων και την επικράτηση των αιολικών διεργασιών (Pavlopoulos *et al.*, 2007). Η παλυνολογική ανάλυση των αποθέσεων αποκάλυψε μια ανοικτή ξηρή βλάστηση με αραιά πεύκα, αειθαλή *Quercus* και χαρακτηριστικά μεσογειακά είδη όπως *Olea*, *Pistacia* και *Cistaceae*. Η ποώδης βλάστηση χαρακτηρίζεται από την κυριαρχία ειδών που φύονται σε πτωχά εδάφη (*Compositae*,

Sanguisorba minor, *Plantago lanceolata* και *Ophioglossum*).

Η παρουσία ειδών-δεικτών είναι μάρτυρας της συνεχόμενης παρουσίας και δραστηριότητας του ανθρώπου στην περιοχή. Είδη δείκτες καλλιέργειας δημητριακών (*Cerealia* type ήδη από πριν 7500 χρόνια πριν από σήμερα και σπόρια *Puccinia* sp.; Carrion *et al.*, 1999) εμφανίζονται στις ενότητες Α και Β. Τα είδη δείκτες κτηνοτροφίας –κυρίως κοπρόφιλοι μύκητες της οικογένειας των *Sordariaceae* (van Geel *et al.*, 2003) και υψηλές συγκεντρώσεις από *Plantago lanceolata* (Bottema and Woldring 1990, Bottema, 1982, Jahns, 1993)- εμφανίζονται στις ενότητες Α1, Β και C. Ο συνδυασμός μεγάλων συγκεντρώσεων σπορίων του type 207 –μύκητα δείκτη διάβρωσης εδαφών (van Geel *et al.*, 1989)– και κάρβουνου σε παλυνοφάσματα της ενότητας Β πιθανά να αντικατοπτρίζει πυρκαγιές στην περιοχή. Τέλος η παρουσία σπορίων από *Spirogyra* (van Geel *et al.*, 1989) στις ενότητες Α και Β υποδηλώνει ένα ρηχό περιβάλλον απόθεσης με στάσιμα ύδατα ενώ το κυανοφύκος και *Gloeotrichia*-type (type 146, van der Wiel 1982) χαρακτηρίζει τις φάσεις με ελαφρά κινούμενα ύδατα. (Κούλη *et al.*, 2006, Pavlopoulos *et al.*, 2007).

4. Συμπεράσματα

Η αναγνώριση των «άλλων» παλυνόμορφων, από μια σειρά Ολοκαινικών θέσεων της Ελλάδας (λίμνη Καστοριάς, Σκύρος, πεδιάδα Μαραθώνα), αποδείχτηκε σημαντική για την ανασύσταση του παλαιοπεριβάλλοντος και την ανίχνευση διαφόρων μορφών ανθρώπινης δραστηριότητας που το επηρέασε (Κούλη 2002; Pavlopoulos *et al.*, 2007, Kouli *et al.* submitted). Οι διακυμάνσεις των φυκών και των άλλων παλυνομόρφων στις αποθέσεις της λίμνης Ορε-

στιάδας (Καστοριά) και της παράκτιας πεδιάδας του Μαραθώνα εκφράζουν τις μεταβολές των υδρολογικών συνθηκών στις θέσεις αυτές. Επιπλέον η ανίχνευση και καταγραφή μυκήτων στα φάσματα συμβάλλει στην αναγνώριση και στην περιγραφή των μορφών της ανθρώπινης δραστηριότητας του παρελθόντος, όπως η κτηνοτροφία και η εκχέρωση περιοχών.

5. Βιβλιογραφικές Αναφορές

- Beug, H.-J., 1967. On the forest history of the Dalmatian coast. *Review of Palaeobot. Palyn.*, 2, 271-279.
- Bottema, S., 1974. Late Quaternary vegetation history of Northwestern Greece. *Ph.D. thesis*, Rijksuniversiteit te Groningen, (unpublished).
- Bottema, S., 1982. Palynological investigations in Greece with special reference to pollen as an indicator of human activity. *Palaeohistoria*, 24, 257-288.
- Bottema, S., and Woldring, H., 1990. Anthropogenic indicators in the pollen record of the Eastern Mediterranean. In Bottema S., Entjes-Nieborg G. and Zeist W.V. (eds), *Man's role in the Shaping of the Eastern Mediterranean landscape*, A.A. Balkema, pp. 231-264.
- Carrion, J.S., and van Geel, B., 1999. Fine-resolution Upper Weichselian and Holocene palynological record from Navarres (Valencia, Spain) and a discussion about factors of Mediterranean forest succession. *Review of Paleobotany and Palynology*, 106, 209-236.
- Guy-Ohlson, D., 1992. *Botryococcus* as an aid in interpretation of palaeoenvironment and depositional processes. *Review of Paleobotany and Palynology*, 71, 1-15.
- Haas, J.N., 1996. *Neorhabdocoela* oocytes - palaeoecological indicators found in pollen preparations from Holocene freshwater lake sediments. *Review of Paleobotany and Palynology*, 91, 371-382.
- Harrison, S.P., and Digerfeldt, G., 1993. European lakes as palaeohydrological and palaeoclimatic indicators. *Quat. Sci. Rev.*, 12, 233-248.
- Iversen, J., 1941. Landam i Danmarks Stenalder. *Danmarks Geologiske Undersogelser II*. Raekke 66: pp. 68
- Jahns, S., 1993. On the Holocene vegetation history of the Argive Plain (Peloponnese, southern Greece). *Vegetation History and Archaeobotany*, 2, 187-203.
- Jankovska, V., and Komarek, J., 1982. Das Vorkommen einiger Chlorokokkalgen in bohmischen Spatglazial und Postglazial. *Folia Geobotanica et Phytotaxonomica*, 17, 165-195.
- Kouli, K., Brinhuis, H., and Dale, B., 2001. *Spiniferites cruciformis*: a fresh water dinoflagellate cyst? *Review of Paleobotany and Palynology*, 113, 273-286.
- Kouli, K., Triantaphyllou, M., Pavlopoulos, K., Tsourou, Th., Dermitzakis, M.D., Karymbalis, E. & Karkanias, P. (submitted) Palynological investigation of the Holocene palaeoenvironmental changes in the coastal plain of Marathon (Attica, Greece).
- Κούλη, Κ., 2002. Παλαιοπεριβαλλοντική και Παλαιοοικολογική αναπαράσταση της περιοχής του Νεολιθικού οικισμού Δισπηλιό στη λίμνη Καστοριάς. Διδ. Διατριβή, Τμήμα Γεωλογίας Πανεπιστημίου Αθηνών, 129 σελ.
- Κούλη, Κ., Παυλόπουλος, Κ., Τριανταφύλλου Μ., Καρκάνας, Π., Τσουρού, Θ., και Καρύμπαλης, Ε., 2006. Παλαιοπεριβαλλοντικές

- μεταβολές της παράκτιας περιοχής Παλαμαρίου (ΒΑ Σκύρου) τα τελευταία 4000 χρόνια. *8ο Πανελλήνιο Συμπόσιο Ωκεανογραφίας & Αλιείας*, Θεσσαλονίκη, 4-8 Ιουνίου 2006, 1-6.
- Marinova, E., and Atanassova, J., 2006. Anthropogenic impact on vegetation and environment during the Bronze Age in the area of Lake Durankulak, NE Bulgaria: Pollen, microscopic charcoal, non-pollen palynomorphs and plant macrofossils. *Review of Paleobotany and Palynology*, 141, 165-178.
- Pavlopoulos, K., Karkanas, P., Triantaphyllou, M., and Karymbalis, E., 2003. Climate and sea-level changes recorded during late Holocene in the coastal plain of Marathon, Greece. In: Fouache E. (ed) *The Mediterranean World environment and history*. Elsevier, Paris, pp. 453-465.
- Pavlopoulos, K., Karkanas, P., Triantaphyllou, M., Karymbalis, E., Tsourou, Th., and Palyvos, N., 2006. Palaeoenvironmental evolution of the coastal plain of Marathon, Greece, during the Late Holocene: Depositional environment, climate and sea-level changes. *Journal of Coastal Research*, 22, 424-438.
- Pavlopoulos, K., Triantaphyllou, M., Karymbalis, E., Karkanas, P., Kouli, K., and Tsourou, T., 2007. Landscape evolution recorded in the embayment of Palamari (Northeast Skyros Island), Greece, from the beginning of the Bronze Age until recent times. *Geomorphologie: relief, processus, environment*, 1, 37-48.
- Prescott, G.W., 1951. *Algae of the Western Great Lakes area*, 31. Cranbrook Institute of Science, 220-227, 754-761 pp.
- Riera, S., Lopez-Saez, J.A., and Julià, R., 2006. Lake responses to historical land use changes in northern Spain: the contribution of non-pollen palynomorphs in a multiproxy study. *Review of Paleobotany and Palynology*, 141, 127-137.
- Limaye, R.B., Kumaran, K.P.N., Nair, K.M., and Padmalar, D., 2007. Non-pollen palynomorphs as potential palaeoenvironmental indicators in the Late Quaternary sediments of west coast of India. *Current Science*, 92, 1370-1382.
- Talbot, M.R., and Livingstone, D.A., 1989. Hydrogen index and carbon isotopes of lacustrine organic matter as lake level indicators. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 70, 121-137.
- Triantaphyllou M.V., Pavlopoulos K., Tsourou T., and Dermitzakis, M.D., 2003. Brackish marsh benthic microfauna and palaeoenvironmental changes during the last 6.000 years on the coastal plain of Marathon (SE Greece). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 109, 539-547.
- Tyson, R.V., 1995. *Sedimentary organic matter. organic facies and palynofacies*. Chapman & Hall, pp. 614.
- van der Wiel, A.M., 1982. A Palaeoecological study of a section from the Foot of the Hazendonk (Zuid-Holland, The Netherlands), based on the analysis of pollen spores and macroscopic plant remains. *Review of Paleobotany and Palynology*, 38, 35-90.
- Van Geel, B., 1986. Application of fungal and algal remains and other microfossils in palynological analyses. In Berglund, B.E. (ed), *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. John Wiley & Sons Ltd., 497-505.
- Van Geel, 2001. Non -pollen palynomorphs. In Smol, J.P., Birks, H.J.B. and Last, W.M. (eds), *Tracking envi-*

- ronmental change using lake sediments*. Kluwer, pp. 99-119.
- van Geel, B., Bohnccke, S.J.P., and Dee, H., 1980/81. A palaeoecological study of an upper Late Glacial and Holocene sequence from "De Borchert", The Netherlands. *Review of Paleobotany and Palynology*, 31, 367-448.
- van Geel, B., Hallewas, D.P., and Pals, J.P., 1982/83. A Late Holocene deposit under the Westfriese Zeedijk near Enkhuizen (Prov. of Noord-Holland, The Netherlands): Palaeoecological and Archaeological aspects. *Review of Paleobotany and Palynology*, 38, 269-335.
- van Geel, B., Coope, G.R., and van der Hammen, T., 1989. Palaeoecology and stratigraphy of the Lateglacial type section at Usselo (The Netherlands). *Review of Paleobotany and Palynology*, 60, 25-129.
- van Geel, B., and Grenfell, H.R., 1996. Green and Blue Algae: spores of Zygnemantaceae. In J. Jansonijs and D.C. McGregor (eds), *Palynology: principles and applications*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, pp. 173-179.
- van Geel, B., Buurman, J., Brinkkemper, O., Schelvis, J., Aptroot, A., van Reenen, G., and Hakbijl, T., 2003. Environmental reconstruction of a Roman Period settlement site in Uitgeest (The Netherlands), with a special reference to coprophilous fungi. *Journal of Archeological Sciences*, 30, 873-883.
- Willis, K.J., 1994. The vegetational history of the Balkans. *Quaternary Science Reviews*, 13, 769-788.

THE USE OF STATISTICAL ANALYSIS IN THE LITHOSTRATIGRAPHY OF SUBMARINE FAN DEPOSITS. AN EXAMPLE FROM SOUTHEAST GREECE (KARPATOS ISLAND)*

G. Pantopoulos¹, P. Konstantopoulos¹, A. Maravelis¹, & A. Zelilidis¹

¹Department of Geology, Laboratory of Sedimentology, University of Patras,
265 00, Patras,
gpantop@upatras.gr, Tkonstan@upatras.gr, amaravel@upatras.gr,
A.Zelilidis@upatras.gr

ABSTRACT

Examples of various types of statistical analysis of submarine fan bed thickness distributions that have been proposed in the past are reported, as well as an example of their application in Late Eocene-Oligocene submarine fan deposits of SE Greece (Karpathos Island). Generally, the sandstone bed thickness data measured in two outcrops of Karpathos submarine fans seems to follow power law (fractal) cumulative distributions. A deviation from the power law was observed as amalgamation-procedures become more frequent. These observations gave important information about Tertiary turbidite sedimentation in the area which probably was punctuated and had a single main sediment source. Information taken from statistical analysis of submarine fans bed thickness data has immediate applicability in hydrocarbon exploration because sandstones constitute ideal reservoirs.

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Τα τελευταία χρόνια γίνεται προσπάθεια από πολλούς γεωλόγους στην κατεύθυνση της ποσοτικοποίησης και στατιστικής ανάλυσης των γεωλογικών δεδομένων. Ένα από τα πεδία αυτής της έρευνας είναι οι αποθέσεις υποθαλάσσιων ριπιδίων («φλύσχης»).

Η στατιστική ανάλυση σε τέτοιου είδους αποθέσεις εστιάζεται κυρίως στο πάχος των στρωμάτων και έχει σαν στόχο τον προσδιορισμό παραμέτρων όπως το περιβάλλον απόθεσης, η πηγή τροφοδοσίας ιζήματος, οι υδροδυναμικές συνθήκες απόθεσης κτλ. Κύρια εργαλεία ανάλυσης είναι οι λογαριθμικές κατανομές του πάχους των στρωμάτων.

Στην παρουσίαση δίνονται παραδείγματα διαφόρων ειδών λογαριθμικών κατανομών που έχουν προταθεί τα τελευταία χρόνια, καθώς και ένα παράδειγμα εφαρμογής τους σε αποθέσεις υποθαλάσσιων ριπιδίων στη ΝΑ Ελλάδα (Κάρπαθος).

*Η ΧΡΗΣΗ ΤΗΣ ΣΤΑΤΙΣΤΙΚΗΣ ΑΝΑΛΥΣΗΣ ΣΤΗ ΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑ ΑΠΟΘΕΣΕΩΝ ΥΠΟΘΑΛΑΣΣΙΩΝ ΡΙΠΙΔΙΩΝ

Γ. Παντόπουλος, Π. Κωνσταντόπουλος, Α. Μαραβέλης & Α. Ζελιλίδης

Τμήμα Γεωλογίας, Τομέας Γενικής Θαλάσσιας Γεωλογίας και Γεωδυναμικής, Εργαστήριο Ιζηματολογίας,
Πανεπιστήμιο Πατρών

1. Introduction and geological setting

Submarine fan deposits are the product of deposition of turbidity currents which are caused by submarine failures and landslides on the continental slope. They generally consist of sandstone-mudstone alternations with characteristic sedimentary structures like graded bedding and the Bouma sequence (Bouma 1962). The current study attempts to find information about turbidite deposition based on the statistical analysis of turbidite sandstone bed thickness patterns. The study area (Fig. 1) is located in the island of Karpathos (SE Greece). Karpathos constitutes a part of the External Hellenides. Submarine fan deposits of Late Eocene-Oligocene age (Christodoulou, 1960, 1967; Davidson 1974, Fitrolakis 1989) are observed in 2 regions of the island, a northern region (Spora-Olympos-Diafani) and a southern region (Pigadia-Aperi). The exposed thickness of the submarine fan deposits is less than 1000 meters, in contrast with that in Western Greece (over 3000 meters).

The submarine fan deposits probably constitute a foreland basin fill. The aim of the present work is to contribute in the comprehension of deposition and stratigraphy of the submarine fan deposits with the help of statistical methods. Better understanding of turbidite deposition in the area will give precious elements for the paleogeographic arrangement and development of the External Hellenides and more specifically of the foreland basin fills in SE Greece.

2. Methodology- Submarine fan environments and bed thickness data

The main model for the recognition of turbidite depositional environments

was established in the early 70's by Italian geologists who studied outcrops of ancient turbidite sequences in the Spanish Pyrenees and the Italian Apennine mountains (Mutti & Ricci Lucchi 1972). This model suggests that turbidite deposition takes place in a submarine fan which is formed between the continental slope and the abyssal plain. Within this fan, turbidites accumulate in several depositional environments others proximal and others distal to the sediment source producing different sedimentary characteristics, bed geometries, sand-shale ratio and upward thickening or thinning bed trends which are used to discriminate different depositional environments.

This model, with some modifications over the years, is used by geologists until today but its descriptive nature frequently causes problems in identifying depositional environments in outcrops that does not display the sedimentary characteristics which the model suggests. Due to the fact that identification of submarine fan depositional environments is important in hydrocarbon exploration of clastic deposits, a necessity for a more quantitative and robust identification tool was highlighted.

This quantitative approach evolved due to several researchers during the last years, and focused mainly in the statistical analysis of turbidite bed thickness patterns in order to extract information about submarine fan depositional environments. This study focuses on four different statistical approaches those of Malinverno (1997), Carlson & Grotzinger (2001), Talling (2001) and Chakraborty *et al.* (2002) and our application to the above models on bed thickness data from Karpathos Island turbidites (SE Greece).

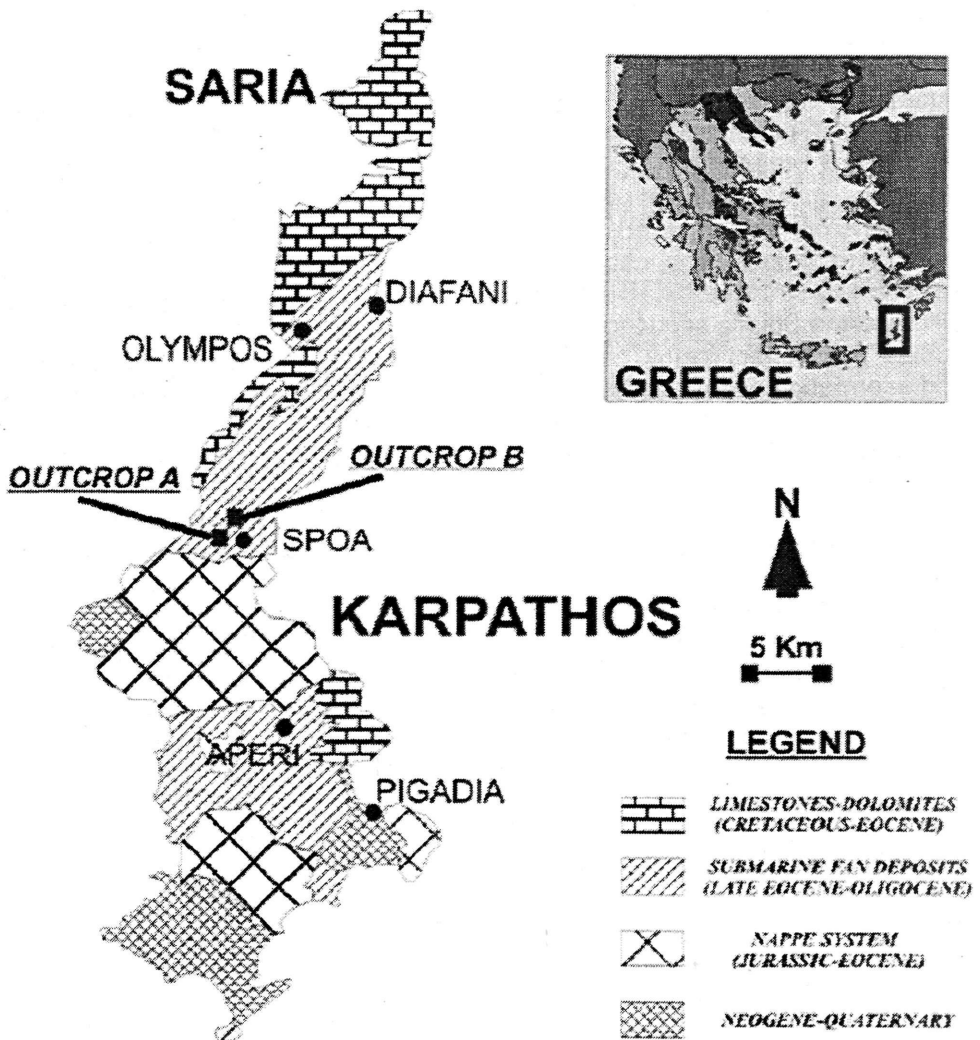


Fig. 1. Geological map of Karpathos Island. The positions of the two studied submarine fan outcrops are observed.

3. Quantitative models

3.1. Carlson & Grotzinger

This approach focuses in the discrimination of submarine fan depositional environments based on cumulative bed thickness distributions in log-log plots. Straight lines in this type of plots indicate power law (fractal) distribution of bed thickness which expresses scale invariance and self-similarity of the tur-

bidite system.

According to Carlson & Grotzinger (2001), a power law cumulative distribution of turbidite bed thickness, expresses an environment of deposition with minimal erosion and amalgamation probably distal to the sediment source while as long as the distribution becomes more curved expresses an environment more proximal to the sediment source

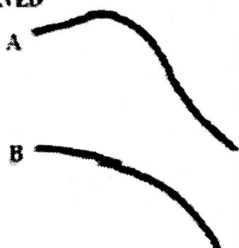
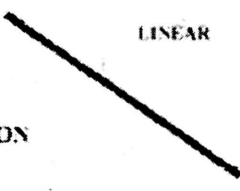
LOCATION OF FAN	FACIES	INFERRED PROCESSES	SHAPE OF CUMULATIVE DISTRIBUTION
UPPER FAN	CONGLOMERATES MASSIVE SANDSTONES AMALGAMATED SANDSTONES	MEANDERING CHANNELS EROSION LOBE CONSTRUCTION SCOURING WASHOUTS	VERY CURVED 
MIDDLE FAN	PEBBLY SANDSTONES MASSIVE SANDSTONES THICK-BEDDED TURBIDITES	CHANNEL SWITCHING BRAIDED CHANNELS RIPPLES/LAMINAE	A: CURVED A B B: THICK BEDS: LINEAR THIN BEDS: CURVED 
LOWER FAN	CLASSICAL TURBIDITES	MINIMAL EROSION UNCONFINED FLOWS HEMPELAGIC DEPOSITION	LINEAR 

Table 1. Relation between the shape of cumulative distribution of beds and submarine fan environment, facies and inferred processes (Carlson & Grotzinger 2001).

in which erosion and amalgamation are frequent (Table 1).

3.2. Talling

Talling (2001) has looked at bed thickness data from the Marnoso-Arenacea Formation in Italy and a number of other formations and suggested that an alternative to the power-law model was

a lognormal mixture, that is, turbidites starting with the same Bouma division tend to have a lognormal distribution. When two or more of these populations are mixed, the result will be a curved line on the cumulative log-log plot that might be (mis)interpreted as a segmented power law. Most turbidite successions then could be described

in terms of two lognormal distributions largely corresponding to beds deposited by low density and high density turbidity currents.

3.3. Chakraborty *et al.*

Chakraborty *et al.* (2002) studied bed thickness distributions from submarine fan sequences in the Andaman Islands (India), and supports the view that the resulting distributions are the product of complex factors such as sediment source and tectonic arrangement of the sedimentary basin.

Power law distributions were observed in slope turbidites with sediment supply solely from the outer arc. On the other hand, outer fan successions with mixing of sediments from different sources show a negative exponential distribution of bed thickness.

3.4. Malinverno

Malinverno (1997) focuses his study

on the relation between bed thickness distributions and the geometrical characteristics of the turbidite beds. If turbidite sandstone thickness is expressed by power laws and it is assumed that sandstone bed shape is well described by disc-like bodies with circular bases inside a mudstone matrix, then a relationship between the power law exponent of bed thickness and the exponents of the geometrical characteristics of the beds (bed volume, spatial distribution, thickness-bed length relation) can be found (Table 2).

If there is independent geological evidence that the turbidites have deposited in a confined basin, the relationship can be simplified and the exponents of bed volumes and thickness-bed length relation can be calculated by the exponents of the segmented cumulative bed thickness distribution.

Malinverno's approach gives important information about the three dimensional

EXPONENTS	β Exponent of bed thickness distribution c Exponent of bed volume distribution γ Exponent of bed thickness-bed length relation d Exponent of spatial distribution of bed depocentres
MAIN RELATION BETWEEN EXPONENTS	$\beta = c + \gamma(2c - d)$
CONFINED BASIN SEGMENTED POWER LAW β large: exp of thick beds β small: exp of thin beds	$\gamma = \frac{\beta_{large} - \beta_{small}}{2}$ $c = \frac{\beta_{large}}{1 + \beta_{large} - \beta_{small}}$

Table 2. Equations and exponents of the Malinverno model (Malinverno 1997).

arrangement of submarine fan deposits in a basin based on bed thickness distributions, which is an important component of hydrocarbon exploration in clastic sediments.

4. Application to Karpathos submarine fan deposits

4.1. Field details

A simple application of the cumulative bed thickness distribution in submarine

fans was attempted. The distribution was applied in outcrops A and B (Fig. 2, 3). These two outcrops near Spoa settlement have been interpreted as outer fan deposits according to Mutti & Ricci Lucchi (1972) model, based on outcrop observations of sedimentary structures. In these two outcrops, the thickness of sandstone beds was measured in centimeters. About two hundred and thirty seven (237) sandstone



Fig. 2. Lower part of outcrop A. Alternations of fine grained sandstones (consisting mainly by very fine to medium sand) and mudstones can be observed.

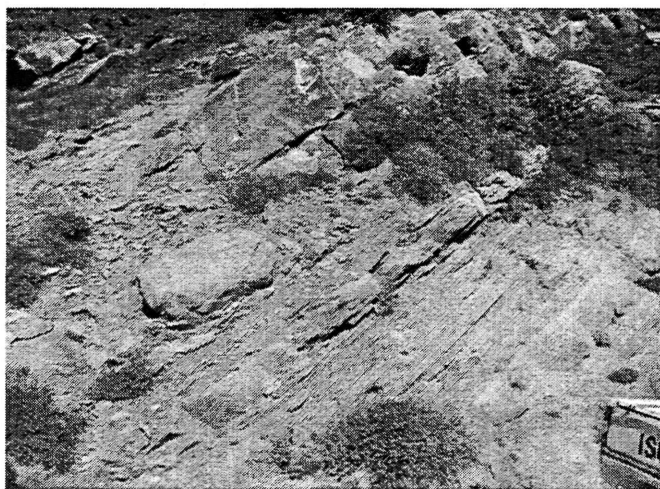


Fig. 3. Upper part of outcrop B. Fine grained thin bedded sandstones passing upwards into more coarse sandstones with characteristic Bouma Tabc divisions.

beds were measured totally in the two outcrops. A minimal cut-off of one (1) cm was established due to measuring difficulties below that thickness. Consequently the thickness of all sandstone beds from one (1) cm and above was measured in outcrops A and B.

4.2. Outcrop A

Outcrop A has an exposed thickness of about thirty (30) meters. The thickness of one hundred and thirty six (136)

sandstone beds above one (1) cm was recorded. About nine (9) amalgamated sandstone beds (6.6% of the total) were observed in the outcrop. These beds are the product of more than one turbidity flows which were amalgamated into one bed and can be used as an indicator of erosion and amalgamation.

Bed thickness data of outcrop A show a rather good fit to the power law ($R^2=0.96$) with an exponent (line gradient) of 0.82 in the cumulative log-log plot (Fig. 4).

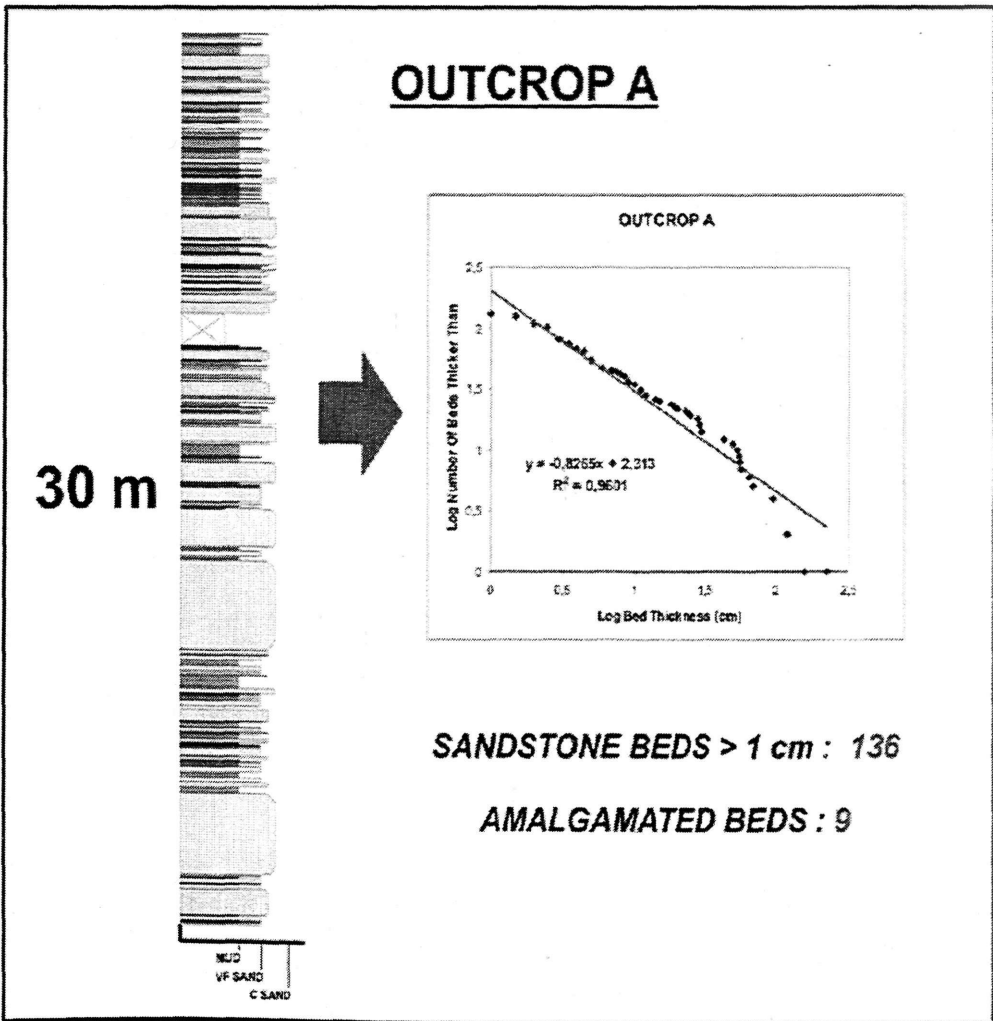


Fig. 4. Stratigraphic log and cumulative bed thickness distribution of outcrop A.

4.3. Outcrop B

Outcrop B has an exposed thickness of about twenty (20) meters. The thickness of one hundred and one (101) sandstone beds above one (1) cm was recorded. About twenty eight (28) amalgamated sandstone beds (27.7% of the total) were observed in the outcrop. Note the higher percentage of

amalgamated beds than in outcrop A which indicates that erosion and amalgamation procedures were more frequent in outcrop B. Bed thickness data of outcrop B show a good fit to the power law ($R^2=0.94$) with an exponent (line gradient) of 0.91 in the cumulative log-log plot (Fig. 5).

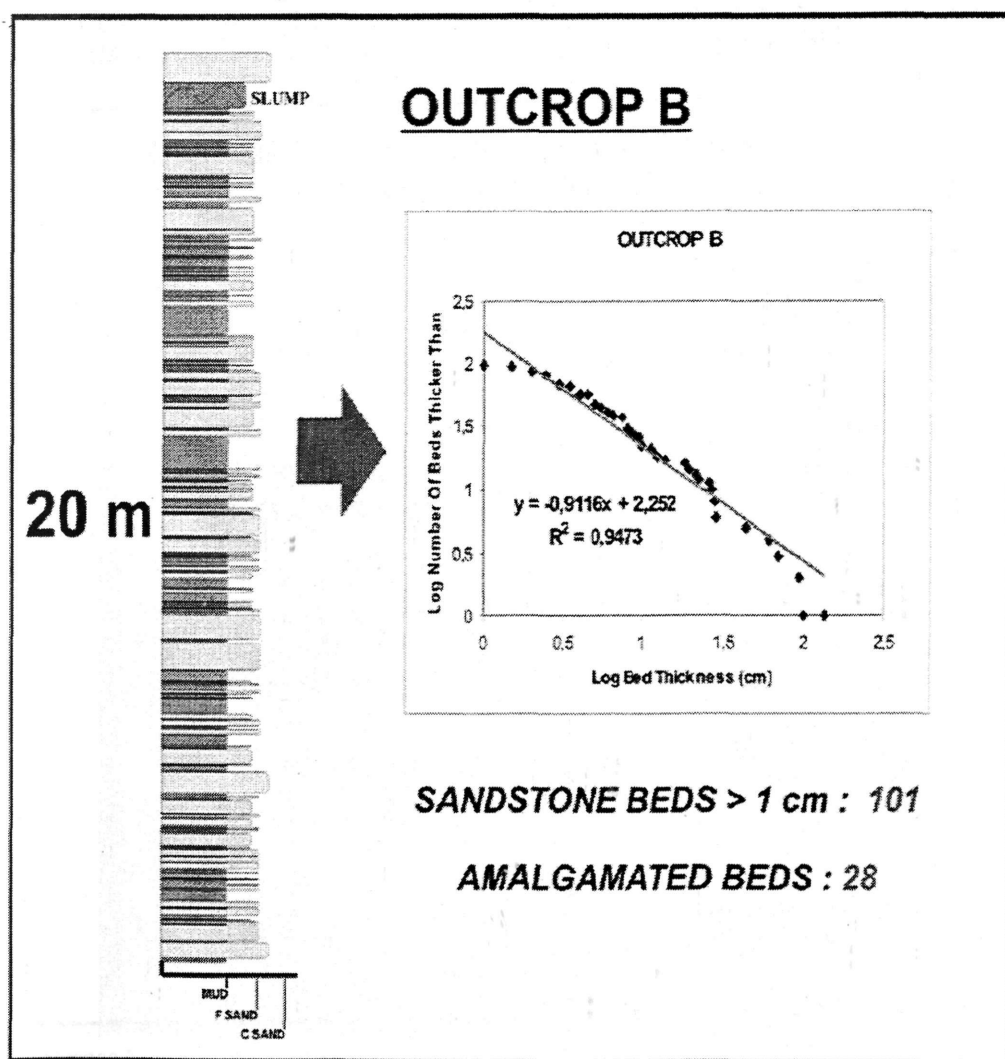


Fig. 5. Stratigraphic log and cumulative bed thickness distribution of outcrop B

5. Discussion - Basin Morphology

The small thickness of External Hellenides submarine fan units in Karpathos compared to that in Western Greece indicates that sedimentation of these units in SE Greece took place in a minor extent compared to that in the West and probably in smaller, more confined sedimentary basins. The existence of geological evidence for a confined sedimentary basin led to the use of Malinverno's simplified equations to calculate the exponent of turbidite

bed volumes, which gives very important information about the magnitude of turbidite events and the distribution of sand volume in the basin.

A segmented power law distribution was created from the bed thickness data of the two studied outcrops. The distribution is very well characterized ($R^2=0.97$) by two linear trends (Fig. 6), one for the thin beds with exponent of β small=0.61 and one for the thicker beds with an exponent of β large=1.63. The exponent c of the distribution of bed volumes was calculated by the Malinverno

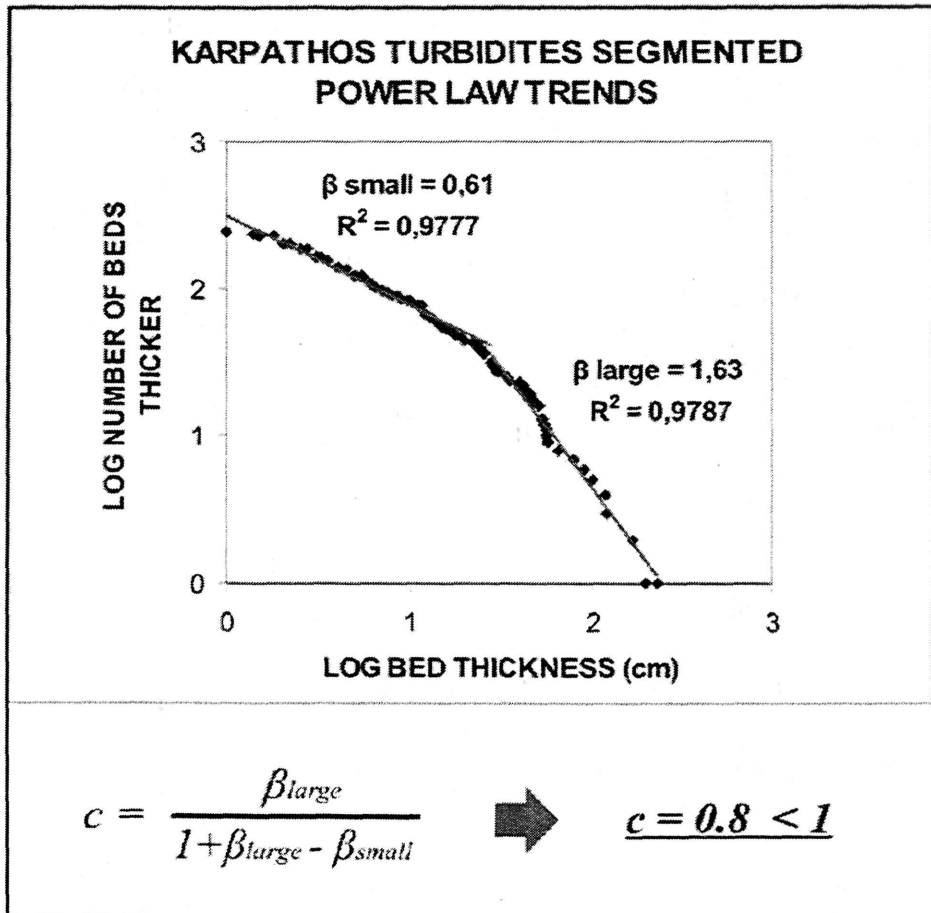


Fig. 6. Application of the Malinverno equation for confined basins in Karpathos turbidites. A segmented power law distribution was created and the resulting c exponent indicates "punctuated" turbidite sedimentation.

equation and is equal to $c=0.8$.

The observation that $c < 1$ according to Malinverno (1997) indicates that sand volume in the confined sedimentary basin is expressed by few thick beds and not by many thin beds thus turbidite sedimentation was dominated by few uncommon but large events

(punctuated). The later is justified by the geological observations in Karpathos submarine fan deposits, where we can see very thick massive sandstone units (photo of Fig. 7) indicative of large scale submarine gravity flows.

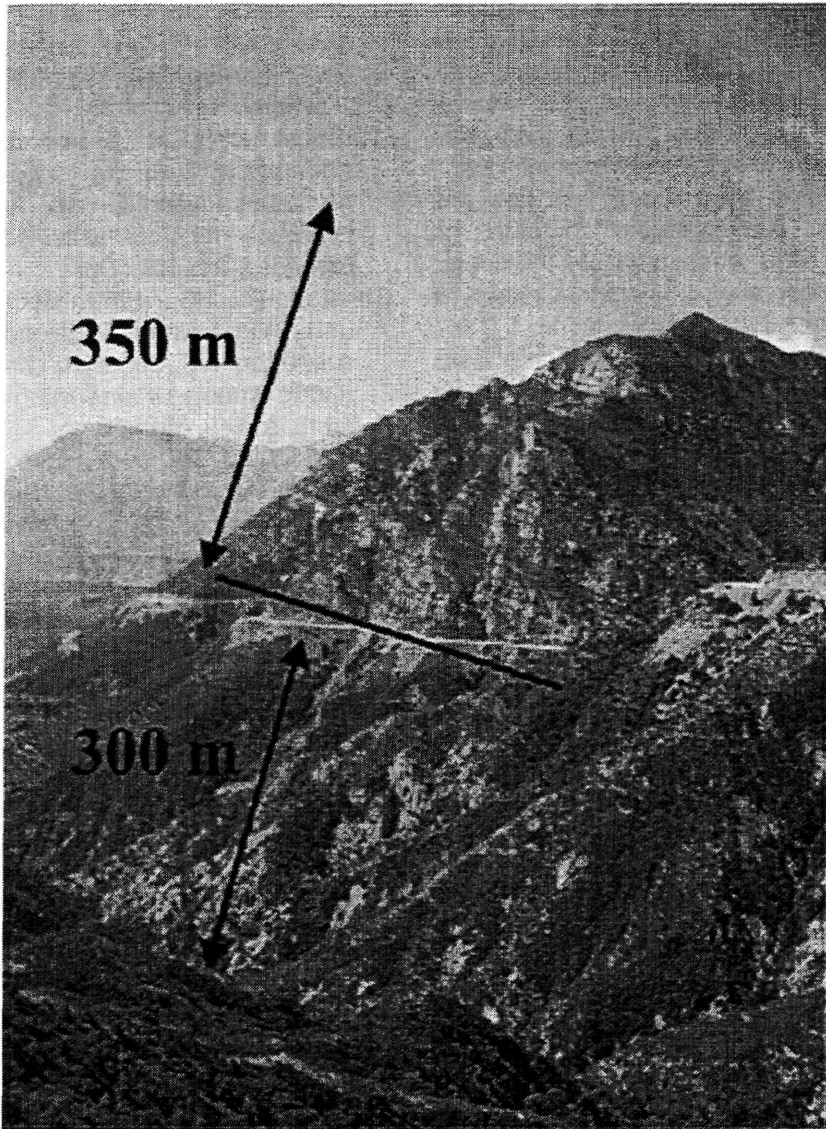


Fig. 7. Thick massive sandstone-conglomerate units (350 m), over a fine grained mudstone dominated unit (300 m), indicative of large scale submarine gravity flows (Spora-Olympos road).

6. Conclusions

Statistical analysis of sandstone bed thickness data from Karpathos submarine fan deposits in two outcrops gave important information about Tertiary turbidite sedimentation in SE Greece.

Bed thickness data in both outcrops is very well expressed by power law (fractal) distributions which justifies their classification into a distal to the sediment source depositional environment (Carlson & Grotzinger 2001) and indicates a self-similarity of the turbidite system. Log-normal distributions were not observed in the studied outcrops.

A deviation from the power law was observed in the studied outcrops as erosion and amalgamation increases. This observation supports Carlson & Grotzinger (2001) propositions.

Power law bed thickness distributions of Karpathos turbidites possibly indicate a single sediment source of the turbidite system (Chakraborty *et al.* 2002) which probably was the ophiolite-carbonate nappe system of the island. A petrographic study of the submarine fan deposits will be helpful in the confirmation of this indication. Independent geological evidence for a confined basin and the use of the equivalent Malinverno equation for the calculation of the sand bed volume exponent c showed that the area was characterized by "punctuated" turbidite sedimentation (Malinverno 1997). This means that sand volume in the basin is distributed mainly in few thick beds. The latter is justified by the geological observations in the field and has immediate applicability in hydrocarbon exploration because these thick sandstone beds constitute ideal hydrocarbon reservoirs.

7. Acknowledgments

This study is confounded by E.C.,

European Social fund and GSRT Greece. EPAN, PENED '03ED497.

8. References

- Bouma, A.H., 1962. Sedimentology of Some Flysch Deposits: *A Graphic Approach to Facies Interpretation*. Amsterdam, Elsevier, p 168.
- Carlson, J., & Grotzinger, J.P., 2001. Submarine fan environment inferred from turbidite thickness distributions. *Sedimentology*, 48, 1331-1351.
- Chakraborty, P.P., *et al.*, 2002. Statistical appraisal of bed thickness patterns in turbidite successions, Andaman Flysch Group, Andaman Islands, India. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21, 189-196.
- Christodoulou, G., 1960. Geologische und mikropalaontologische untersuchungen auf der insel Karpathos (Dodekanes). *Palaeontographica*, A115, s. 143, Munchen.
- Christodoulou, G., 1967. Late Eocene foraminifera from the Karpathos flysch. *University of Thessaloniki Physics-Mathematics Department Review*, 10, 163-167, Thessaloniki (in Greek with English abstract).
- Davidson, J., 1974. Contribution a l'etude geologique de l'arc egeen: l'ile de Karpathos (Dodecanese meridional, Grece). *These 3e cycle. Trav. Dept. Geol. Paris*.
- Fitrolakis, N., 1989. Contribution to the knowledge of the pre-Neogene of Karpathos. *Bull. Geol. Soc. Greece*, 23/1, 119-130 (in Greek with English abstract).
- Malinverno, A., 1997. On the power law distribution of turbidite beds. *Basin Research*, 9, 263-274.
- Mutti, E. and Ricci Lucchi, F., (1972), Le torbiditi dell' Appennine settentrionale: introduzione al l'analisi di facies. *Memorie Societa Geologica*

- Italiana*, 11, 161-199. (Translated in English by T.H. Nilsen, (1978) *International Geology Review*, 20, no. 2, 125-166).
- Mutti, E., 1985. Turbidite systems and their relations to depositional sequences, In: *Provenance of arenites*. Dordrecht, D. Reidel, 65-93.
- Sadler, P.M., 1982. Bed thickness and grain size of turbidites. *Sedimentology*, 29, 37-51.
- Talling, P.J., 2001. On the frequency distribution of turbidite thickness. *Sedimentology*, 48, 1297-1329.

ΔΙΑΓΕΝΕΣΗ ΟΣΤΩΝ: ΜΕΘΟΔΟΙ ΜΕΛΕΤΗΣ & ΑΝΑΛΥΣΗΣ ΚΑΙ ΣΥΜΒΟΛΗ ΣΤΗΝ ΠΑΛΑΙΟΝΤΟΛΟΓΙΑ*

Ε. Σταθοπούλου¹

¹Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών, Τμήμα Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος, Τομέας
Ιστορικής Γεωλογίας - Παλαιοντολογίας, Πανεπιστημιούπολη Ζωγράφου
estathop@geol.uoa.gr

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Στόχος αυτής της εργασίας είναι η παρουσίαση των διεργασιών της διαγένεσης οστών, των παραγόντων από τους οποίους εξαρτάται και της συμβολής της στην Παλαιοντολογία, ως ένα σύγχρονο εργαλείο πολλαπλών εφαρμογών. Συνοψίζονται επίσης, οι σημαντικότερες αναλυτικές μέθοδοι και τεχνικές που χρησιμοποιούνται σήμερα για τη μελέτη της διαγένεσης.

ABSTRACT

The objective of this paper is to present bone diagenesis, the diagenetic alterations that occur in bones, the parameters that affect it as well as its importance to Palaeontology, as a modern tool with numerous applications. The most important analytical techniques and methods used today to study bone diagenesis are also presented.

1. Εισαγωγή

Οι μεταβολές που συμβαίνουν στα οστά των ζώων μετά το θάνατο είναι πολύ σημαντικές γιατί καθορίζουν αν θα απολιθωθούν αλλά και ποιες πληροφορίες θα διατηρηθούν για την αρχική βιολογία του οργανισμού. Είναι λοιπόν πολύ σημαντική η γνώση των ακριβών διεργασιών που οδηγούν στις μεταβολές αυτές, καθώς και των παραγόντων από τους οποίους εξαρτώνται. Το σύνολο των φυσικοχημικών διαδικασιών που επιδρούν σε ένα σκελετικό στοιχείο, οδηγώντας στη διατήρηση

της μορφολογίας του μέσα στο χρόνο και στην απολίθωση του ορίζεται ως διαγένεση. Η διαγένεση σκελετικών στοιχείων είναι ένας όρος που εισήχθη τις δύο τελευταίες δεκαετίες για να περιγραφεί καλύτερα η διαδικασία απολίθωσης των οστών και οδόντων, η οποία διαφοροποιείται σημαντικά από άλλα είδη απολίθωσης. Θεωρείται ίσως η πιο δυσνόητη διεργασία απολίθωσης, καθώς περιλαμβάνει πλήθος πολύπλοκων διεργασιών που οδηγούν στην ανακατανομή των υπάρχοντων συστατικών τους, υπό μορφή ταυτόχρονης

*BONE DIAGENESIS: METHODS OF STUDY AND ANALYSIS, AND ITS CONTRIBUTION TO PALEONTOLOGY

E. Stathopoulou

National & Kapodistrian University of Athens, Faculty of Geology & Geoenvironment, Dept. Historical Geology-Paleontology, Panepistimiopolis Zografou

πρόσληψης και απόπλυσης χημικών στοιχείων και δευτερογενών φάσεων. Η μελέτη της διαγένεσης των σκελετικών στοιχείων αποτελεί τομέα της επιστήμης της Ταφονομίας, η οποία μελετά τις διεργασίες που οδηγούν τα οργανικά υπολείμματα από τη βιόσφαιρα στη λιθόσφαιρα. Αφορά στις διαδικασίες που υπόκεινται τα υπολείμματα ενός οργανισμού κατά το τρίτο και τελευταίο στάδιο της πορείας των σκελετικών στοιχείων του μετά το θάνατο.

Οι επιστήμονες που ασχολούνται σήμερα με την απολίθωση προέρχονται από πολύ διαφορετικούς χώρους, και συνεργαζόμενοι μεταξύ τους έχουν φτάσει σε ιδιαίτερα αξιόλογα συμπεράσματα. Οι δυσκολίες όμως και τα ερωτηματικά παραμένουν πολλά, αφού ακόμη και σήμερα οι διαδικασίες της διαγένεσης δεν μπορούν να καθοριστούν χρονικά αλλά ούτε και να αποκρυπτογραφηθούν με βεβαιότητα.

2. Το Οστό

Το οστό σε ζώντες οργανισμούς είναι ένας πολύπλοκος και καλά οργανωμένος ιστός που αποτελείται από μείγμα οργανικών και ανόργανων συστατικών. Η σκληρότητα, η ακαμψία και η ισχύς του οστού, που απαιτούνται για τη στήριξη και κίνηση του οργανισμού, οφείλονται στη σύσταση του. Συγκεκριμένα, ο οστίτης ιστός συνίσταται από πυκνό δίκτυο οργανωμένων ινών κολλαγόνου, που συνδέονται με μια κρυσταλλική φάση. Η ορυκτή αυτή φάση έχει δύο λειτουργίες. Πρώτον, προσδίδει σταθερότητα στο σκελετό, και δεύτερον δρα αποθηκευτικά ως προς το ασβέστιο, νάτριο, μαγνήσιο, την ανθρακική ρίζα και άλλα ιόντα (Posner, 1985). Το οργανικό υλικό αποτελεί περίπου το 20-25% του ξηρού βάρους του

οστού, με το υπόλοιπο να αντιστοιχεί στα ανόργανα συστατικά (60-70%) και το νερό 9%. Το 90% του οργανικού υλικού του οστού αντιπροσωπεύεται από κολλαγόνες πρωτεΐνες ενώ το υπόλοιπο 10% από περίπου δεκαπέντε μη-κολλαγόνες πρωτεΐνες (Halstead, 1974). Το ανόργανο τμήμα του οστού, αποτελείται από φάση που αντιστοιχεί σε πτωχά κρυσταλλωμένο ανάλογο του υδροξυλαπατίτη ($\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6(\text{OH})_2$). Πρόκειται για έναν βιολογικό απατίτη, μια μικροκρυσταλλική, μη-στοιχειομετρική δομικά, ατελή φάση, που περιέχει όμως σημαντικές ποσότητες ανθρακικών και αντιστοιχεί στο ορυκτό που ήταν γνωστό στο παρελθόν και ως δαλλίτης (dahllite=carbonate-hydroxylapatite).

Η ορυκτή φάση του οστού αποτελείται από τους μικρότερους κρυστάλλους που μπορούν να σχηματιστούν βιολογικά από έναν οργανισμό, με αποτέλεσμα αυτοί να χαρακτηρίζονται από πολύ μεγάλη επιφάνεια και πιο εύκολη ανταλλαγή ιόντων, έτσι ώστε να διαφοροποιείται κατά πολύ η ιδανική σύσταση του υδροξυλαπατίτη.

Πολλοί ερευνητές έχουν ασχοληθεί με το μέγεθος και το σχήμα των κρυστάλλων του βιολογικού απατίτη. Το μήκος τους φαίνεται να κυμαίνεται πολύ, ενώ οι μέσες διαστάσεις τους είναι περίπου $4 \times 10^{-6} \text{ m} \times 2-3,5 \times 10^{-6} \text{ m} \times 2,5-5 \times 10^{-7} \text{ m}$. Οι δύο επικρατούσες απόψεις σχετικά με το σχήμα τους είναι αυτή των βελονών και αυτή των πλακών. Η πλέον αποδεκτή θεωρία για τους βελονοειδείς κρυστάλλους, είναι ότι αποτελούν ουσιαστικά πλάγιες όψεις των πλακοειδών (Boskey & Posner, 1976, Weiner & Price, 1986).

Ο βιολογικός απατίτης χαρακτηρίζεται ακόμη από 40% ανεπάρκεια σε OH, 5-10% ανεπάρκεια σε Ca και άρα ένα μειωμένο λόγο Ca/P, σε σχέση με το

αντίστοιχο ορυκτό. Η ανθρακική ρίζα είναι το τρίτο σε ποσότητα συστατικό του οστού και κυμαίνεται γύρω στο 4-6 wt%, διανεμημένο μεταξύ δύο θέσεων. Το οστό περιλαμβάνει επίσης 5-10 wt% νερό, από το οποίο τουλάχιστον το μισό είναι ενσωματωμένο ως μοριακό νερό. Περιέχονται ακόμη, μέχρι και 10 wt% όξινη φωσφορική ρίζα (HPO_4^{-2}), μερικά δέκατα wt% το καθένα από Cl, F, Na, Mg, K και ίχνη άλλων ιόντων καθώς και μια μεγάλη ποικιλία από δευτερεύοντα συστατικά (Glimcher *et al.*, 1981). Αξίζει να σημειωθεί, ότι η ύπαρξη φθορίου στη θέση του υδροξυλίου, οδηγεί σε μεγέθυνση των κρυστάλλων και μείωση της διαλυτότητας. Ο απατίτης των οστών χαρακτηρίζεται επίσης από έλλειψη στοιχειομετρίας και εσωτερικής οργάνωσης των κρυστάλλων του. Ένα άλλο χαρακτηριστικό που δυσχεραίνει τη μελέτη του, είναι η ποικιλία και η ετερογένεια του. Σε όλα τα οστά και ανεξαρτήτως οντογενετικής ηλικίας, λαμβάνουν ταυτόχρονα χώρα δημιουργία και καταστροφή οστού, με αποτέλεσμα να περιέχουν ιστό από ένα εύρος ηλικιών και η ηλικία του ορυκτού που αποτελεί το οστό να μη συμπίπτει με την ηλικία του ζώου, στο οποίο ανήκει (Glimcher *et al.*, 1981).

3. Διαγενετικοί Παράγοντες

Οι παράγοντες που επηρεάζουν την αποσύνθεση κατά τη διαγένεση των σκελετικών στοιχείων είναι οι γεωχημικές συνθήκες του τόπου ταφής και συγκεκριμένα:

-Η υγρασία του περιβάλλοντος μέσου.

Σε περιοχές με χαμηλές βροχοπτώσεις και υψηλή εξατμισιοδιαπνοή, υπάρχει πληθώρα ευδιάλυτων αλάτων των Ca, Na, Mg, K, τα οποία μπορούν να εισέλθουν στα απολιθώματα (Pate *et al.*, 1989).

-Το pH. Η διατήρηση των απολιθω-

μάτων ευνοείται σε ουδέτερα και αλκαλικά περιβάλλοντα ενώ σε όξινα διαλύονται (Bryda Szpunar, *et al.*, 1978, Child, 1995).

-Το δυναμικό οξειδοαναγωγής (Eh). Ορίζει την κινητικότητα, τη διαλυτότητα και την κατανομή των χημικών στοιχείων εντός του οστού, αλλά και τη βακτηριδιακή δράση.

-Το ποσοστό του οργανικού υλικού. Η ύπαρξη χουμικών και άλλων οξέων κατά την αποσύνθεση του οργανικού υλικού, επηρεάζουν το pH και τη διάλυση των οστών.

-Η ορυκτολογία και η υφή του περιβάλλοντος ιζήματος. Παρατηρείται διαφορετική διατήρηση των οστών μεταξύ διαφορετικών θέσεων, αλλά και μεταξύ οριζόντων της ίδιας θέσης. Ιζήματα φτωχά σε φώσφορο οδηγούν στη διάλυση του οστού, ενώ ο εμπλουτισμός τους σε αυτόν επιβραδύνει τη διαδικασία και οδηγεί σε απλή ανακρυστάλλωση (Quattrone, *et al.*, 1999). Η σύσταση του ιζήματος ορίζει επίσης τη σύσταση των υδατικών διαλυμάτων που κυκλοφορούν και το είδος των διεισδύσεων και εγκλεισμάτων εντός του οστού.

-Η ευκολία μεταφοράς υλικού, που σχετίζεται με το μέγεθος των κόκκων, τον όγκο των πόρων και τη διαλυτότητα του υλικού του περιβάλλοντος μέσου. Σε περιβάλλοντα, όπου δεν ενδείκνυται η απόπλυση, ευνοείται η διατήρηση των οστών.

-Οι φυσικές πιέσεις. Αφορούν κυρίως στην πίεση λόγω βάρους του υπερκείμενου εδάφους.

-Το καθεστώς της θερμοκρασίας. Εξαρτάται από τη θερμοκρασία του αέρα και το βάθος ταφής. Επηρεάζει σημαντικά την ύπαρξη μικροοργανισμών (Child, 1995). Εναλλαγές της θερμοκρασίας οδηγούν σε διαστολής-συστολής και άρα θραύση του οστού.

Η καύση των οστών προκαλεί επίσης σημαντικές μεταβολές (Von Endt & Ortner, 1984).

-Η τοπική κίνηση του υπόγειου νερού.

Το υπόγειο νερό συμμετέχει σε πολλές από τις διεργασίες της διαγένεσης, όπως η διάλυση και η αύξηση της κρυσταλλικότητας του οστού και η προσρόφηση χημικών στοιχείων από αυτό (Hedges & Millard, 1995).

-Η προσφορά ιζηματογενέσεως και ταφής των οστών.

-Η μικροβιακή δράση. Συντελείται κυρίως στα πρώτα 500 περίπου χρόνια ταφής, ενώ μεταβάλλει σημαντικά την ιστολογία του οστού (Hedges & Millard, 1995).

-Η διάρκεια ταφής. Επηρεάζει σημαντικά τη διατήρηση τόσο των οργανικών, όσο και των ανόργανων συστατικών του οστού (Bartsiakos & Middleton, 1992).

-Η θέση των οστών, σε σχέση με τον υδροφόρο ορίζοντα. Οστά θαμμένα σε περιοχές μόνιμα καλυμμένες με νερό, εμφανίζουν συνήθως καλά διατηρημένη ιστολογία, ενώ αυτά σε περιοχές με εναλλαγές των υδρολογικών συνθηκών κακή (Hedges & Millard, 1995).

-Το βάθος στο οποίο βρίσκονται τα οστά (Nicholson, 1996). Καθορίζει τη λιθοστατική πίεση, την ύπαρξη οξυγόνου και τη θερμοκρασία, και άρα την ύπαρξη μικροοργανισμών.

4. Διαγενετικές Μεταβολές

Όταν, λοιπόν, ένας θαμμένος σκελετός ή κάποια μεμονωμένα σκελετικά στοιχεία του, βρεθούν σε συνθήκες ικανές να οδηγήσουν στην απολίθωση, θα αντιμετωπίσουν φυσικές και γεωχημικές διεργασίες που θα επιφέρουν μικρές ή μεγάλες μεταβολές στο οργανικό και το ανόργανο τμήμα τους, σε διάφορες κλίμακες:

-Μεταβολές λόγω συμπίεσης από το υπερκείμενο ίζημα. Αυτές εκφράζονται με τη μορφή ρωγμάτωσης και πλαστικής παραμόρφωσης των οστών.

Εξαρτώνται από την ταχύτητα απόθεσης του υπερκείμενου υλικού αλλά και το πάχος του (Shipman, 1981). Όσον αφορά στη ρωγμάτωση, είναι σημαντικό να διαχωριστεί αυτή που έχει προηγηθεί της ταφής ή και του θανάτου από τη διαγενετική. Ρωγμές πολύ μικρής κλίμακας που κατά τόπους οριοθετούν και αποκολλούν μεταξύ τους τα χαβερσιανά συστήματα (τα βασικά δομικά χαρακτηριστικά του οστού) προκύπτουν από ετεροϊοντική αντικατάσταση και ετερομορφική ανακρυστάλλωση.

Η πλαστική παραμόρφωση μακροσκοπικά οδηγεί σε μια συμπίεση και μεταβολή του σχήματος του οστού ενώ μικροσκοπικά οδηγεί σε μεταβολή του σχήματος και της συμμετρίας κάποιων δομικών στοιχείων τους, συχνά με τη μορφή επιμήκυνσης ή βράχυνσής τους (πλάτυση χαβερσιανών συστημάτων, επιμήκυνση κενών του σπογγώδους, κ.λ.π.).

-Μεταβολές της ιστολογίας (Hanson & Buikstra, 1987). Αυτή εμφανίζεται ως ολική ή μερική καταστροφή της εσωτερικής δομής τους. Συχνά οι αλλαγές στον ιστό των οστών, ταυτίζονται με την αύξηση της κρυσταλλικότητας του απατίτη, αλλά και τη μεταβολή της περιεκτικότητας των οστών σε πρωτεΐνες. Σπάνια δε, συνδέονται με τη διατήρηση του μικροπορώδους του οστού. Η μακροσκοπική εικόνα ενός απολιθωμένου οστού μπορεί να μην έχει καμία σχέση με την ιστολογική του εικόνα, η οποία συχνά συσχετίζεται με το περιβάλλον ταφής και απολίθωσης. Απολιθωμένα οστά των οποίων έχει καταστραφεί ή μεταβληθεί η δομή τους, δεν μπορούν

να χρησιμοποιηθούν για βιολογική χρονολόγηση με κάποιες από τις εν χρήσει ιστολογικές μεθόδους. Συχνά η καταστροφή αυτή οφείλεται στη δράση βακτηρίων και μικροβίων (Hackett, 1981).

-Απώλεια οργανικού υλικού λόγω μικροβιακής και χημικής δράσης. Σε καλά αεριζόμενα εδάφη, η διάλυση του οργανικού υλικού είναι σχετικά γρήγορη. Επηρεάζεται σημαντικά από το pH του ιζήματος, το οποίο καθορίζει την ύπαρξη μικροοργανισμών ικανών να το αποσυνθέσουν (CHILD, 1995). Η δράση των μικροοργανισμών επιφέρει καταστρεπτικά αποτελέσματα και στη δομή του οστίτη ιστού (Hackett, 1981, Hanson & Buikstra, 1987), κυρίως λόγω των οξέων που παράγονται κατά τη μικροβιακή αποσύνθεση του κολλαγόνου (Pate *et al.*, 1989). Υπάρχουν ενδείξεις ότι πρόκειται για βακτήρια και μύκητες, τα περισσότερα από τα οποία είναι αερόβια. Δημιουργούν διάτρηση του ιστού και καταστροφή των κενών του, καθώς και καθίζηση ορυκτών φάσεων.

Εμφανίζονται με ποικιλία μορφών (οπές, σωλήνες κλπ) και μεγεθών (από 0,5- >20 μm), σε συστάδες ή και σε μεγαλύτερες εκτάσεις κλπ. Έχει οριστεί επίσης ο Δείκτης Ιστολογικής Καταστροφής με τον οποίο μπορεί κανείς να βαθμονομεί τα οστά σύμφωνα με την καταστροφή της ιστολογίας λόγω μικροβιακής δράσης (Hedges, 2002).

-Παρουσία εγκλεισμάτων και διεισδύσεων. Τα εγκλείσματα προέρχονται από το περιβάλλον ιζήμα και εντοπίζονται εντός χαβερσιανών σωλήνων, οστικών κοιλοτήτων, ρωγμών, οπών από μικροβιακή δράση κλπ ή ως επικαθίσεις σε επιφάνειες και ανάπτυξη ευμεγεθών κρυστάλλων στην εσωτερική κοιλότητα των οστών. Παρατηρούνται δύο τύποι εγκλεισμάτων, τα βιολογικά που είναι

τα διάφορα είδη βακτηριδίων κ.λ.π., και τα ορυκτολογικά που προκύπτουν από καθίζηση ευδιάλυτων αλάτων και διαφορετικών ορυκτών φάσεων όπως ο ασβεστίτης (CaCO_3) συχνά με ποσότητες Mn, Ba, Fe, ο χαλαζίας (SiO_2), τα αργιλικά ορυκτά, ο βαρύτης, τα οξείδια Fe, Mn (ως προσρόφηση στην εξωτερική περιοχή του οστού) και πολλά άλλα, συχνά σπάνια ορυκτά (Pierenbrink, 1989). Οι διεισδύσεις, αφορούν στην είσοδο χημικών στοιχείων στο οστό, μέσω ιοντικών ανταλλαγών μεταξύ διαλυμάτων του εδάφους και του πλέγματος του απατίτη των οστών (Williams, 1989). Οι κύριες αντικαταστάσεις που παρατηρούνται στα οστά είναι: Η φωσφορική ρίζα PO_{4-3} από CO_{3-2} , SiO_4 , AsO_{4-3} , τα υδροξύλια OH^- από CO_{3-2} , F-, Cl-, το Ca από Na, Mg, K, Ba, Sr, Zn, REE, U, Th. κλπ. " Διάλυση του απατίτη των ιστών και ισομορφική ή ετερομορφική ανακρυστάλλωση του, υπό μορφή περισσότερο σταθερή στις νέες γεωχημικές συνθήκες. Πρόκειται για την ωρίμανση των κρυστάλλων του μικροκρυσταλλικού βιολογικού υδροξυλαπατίτη και τη μετατροπή του σε έναν περισσότερο κρυσταλλικό απατίτη. Αυτή η διαδικασία συνδέεται με τη μείωση του πορώδους των οστών, καθώς πραγματοποιείται ανακατανομή του πορώδους, από μικρο- σε μακρο-πορώδες (Hedges & Millard, 1995).

-Η μεταβολή του στοιχειομετρικού λόγου Ca/P. Εμφανίζεται είτε αυξημένος λόγω εμπλουτισμού των οστών σε ασβέστιο και έλλειψης σοβαρής αποσάθρωσης (Price *et al.*, 1992, Quattronani *et al.*, 1999), είτε μειωμένος λόγω ισχυρής απόπλυσης του ασβεστίου αλλά και γενικής αποσάθρωσης του οστού.

Οι μεταβολές που επιδέχεται ένα οστό κατά τη διαγένεση είναι τόσο πολλές

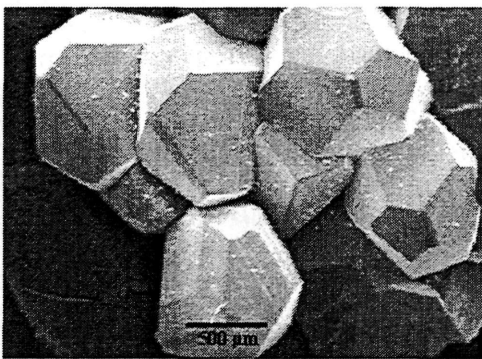
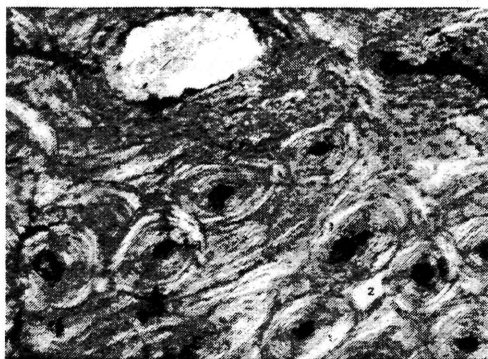
που είναι δύσκολο να αποφανθεί κανείς αν κάποιες από αυτές είναι πιο σημαντικές και πιο περιγραφικές. Οι μεταβολές αυτές θα μπορούσαν να συσχετιστούν με συγκεκριμένα διαγενετικά μοντέλα, και συγκρινόμενες με εκείνες που εμφανίζονται σε οστά διαφόρων περιοχών θα έδιναν στοιχεία και για τις αλληλεπιδράσεις μεταξύ τους. Οι περισσότερες διαγενετικές μεταβολές αυξάνουν ανάλογα και παράλληλα με την πρόοδο της διαγένεσης. Παρ'όλα αυτά, οι λεπτομέρειες της συσχέτισής τους εξαρτώνται από τις τοπικές συνθήκες και είναι σημαντικό να μελετώνται συνεχώς νέες θέσεις, ώστε να αποκωδικοποιηθεί κάποια στιγμή αυτή η αλληλεπίδραση.

5. Μέθοδοι Μελέτης & Ανάλυσης

Για τη μελέτη της διαγένεσης έχουν εφαρμοστεί στο παρελθόν διάφορες κλασσικές ή σύγχρονες τεχνικές, όπως η οπτική μικροσκοπία, η ηλεκτρονική μικροσκοπία σάρωσης (Scanning Electron Microscopy-SEM) σε συνδυασμό με μικροαναλυτή ακτίνων-Χ (Energy Dispersive X-ray Analysis-EDXA) (Barker *et al.*, 1997), η περιθλασιμετρία ακτίνων -Χ (X-ray Diffraction-XRD)

(Balmain *et al.*, 1982), η φασματοσκοπία υπερύθρου με μετασχηματισμό Fourier (Fourier Transform Infrared Spectroscopy-FTIR) (Surovell & Stiner, 2001), η φασματοσκοπία ατομικής εκπομπής επαγωγικώς συζευγμένου πλάσματος (Induced Coupled Plasma Mass Spectroscopy-ICP-MS) (LEE *et al.*, 1999), η φασματοσκοπία ατομικής απορρόφησης (Atomic Absorption) (Bryda Szpunar *et al.*, 1978), η ηλεκτρονική μικροανάλυση (Electron Microprobe analysis) (Lambert *et al.*, 1983), η μέθοδος συντονισμού της ηλεκτρονικής στροφορμής (Electron Spin Resonance Spectroscopy-ESR) (Schawrcz & Grun, 1989), κ.α.

Στα πλαίσια του δικού μας πεδίου μελέτης, η οποία περιλαμβάνει οστά, οδοντίνες και αδαμαντίνες από διάφορα σπονδυλόζωα, χρησιμοποιούνται τόσο το οπτικό πολωτικό μικροσκόπιο, όσο και το SEM. Στόχος μας, η παρατήρηση της διατήρησης της δομής του υλικού (της ιστολογίας), η αναγνώριση ενδείξεων μικροβιακής δράσης και η ταξινόμηση τους (MFD), ο εντοπισμός, η αναγνώριση και η περιγραφή εγκλεισμάτων εντός των οπών του, η παρατήρηση και περιγραφή των μικρο-



Εικόνα 1, 2. Λεπτομέρεια ιστολογίας οστού, όπου διακρίνονται όλα τα μορφολογικά χαρακτηριστικά του (χαβερσιανά συστήματα, χαβερσιανοί σωλήνες, ελάσματα κλπ) (εικόνα οπτικού μικροσκοπίου). Εντός των σωλήνων έχουν εγκλειστεί οξείδια του Fe και του Mn, προσδίδοντας ένα μαύρο χρώμα. 2. Κρύσταλλοι ασβεστίτη εντός της εσωτερικής κοιλότητας οστού (εικόνα SEM).

διακλάσεων (the cracking index)-σε επίπεδο οστεώνων λόγω ανακρυστάλλωσης και διεισδύσεων- και η παρατήρηση της έντασης της διπλοθλαστικότητας του απατίτη, που φαίνεται να είναι ανάλογη της διατήρησης του ιστού.

Το SEM, σε συνδυασμό με μικροαναλυτή ακτίνων Χ, επιτρέπει τη χημική σημειακή ανάλυση συγκεκριμένων περιοχών ενδιαφέροντος του οστού με παράλληλη παρατήρηση, καθώς και τη γραμμική κατανομή και χαρτογράφηση χημικών στοιχείων εντός της δομής του.

Λόγω του πολύ μικρού μεγέθους των κρυσταλλινών του οστού, η παρατήρηση τους απαιτεί τη χρήση της Ηλεκτρονικής Μικροσκοπίας Διέλευσης (Transmission Electron Microscopy-TEM). Σε υλικά όπως οι βιολογικοί απατίτες έχουν υπάρξει ελάχιστες εφαρμογές της μεθόδου μέχρι σήμερα, αλλά μέσω αυτών έχει αναδειχθεί η αξία της και όλο και περισσότεροι ερευνητές διερευνούν τις δυνατότητες της (Weiner, 1999, Psycharis *et al.*, 2001, Cressey & Cressey, 2003). Η τεχνική εφαρμόζεται σε σκελετικά στοιχεία με κύριους στόχους τη μελέτη της κρυσταλλικής δομής τους, μέσω παρατήρησης σε πολύ μεγάλες μεγεθύνσεις (υπολογισμός διαστάσεων και καθορισμός σχήματος κρυσταλλινών του οστού), τη δυνατότητα παρατήρησης προσανατολισμού των κρυστάλλων και της ύπαρξης κολλαγόνου, της ύπαρξης ανακρυστάλλωσης, καθώς και της συνύπαρξης αρχικού και διαγενετικού οστού. Υπάρχει ακόμη η δυνατότητα ταυτόχρονης χημικής ανάλυσης του υλικού (με EDS συνδεδεμένο με το μικροσκόπιο). Η χρήση του XRD, και συγκεκριμένα η εφαρμογή της μεθόδου Rietveld, μας δίνει σημαντικές πληροφορίες για

δομικές παραμέτρους της κυψελίδας, όπως οι τιμές των αξόνων a και c και του όγκου της, το μέγεθος του κόκκου καθώς και ποσοτική ορυκτολογική ανάλυση των δειγμάτων. Ακόμη, το XRD χρησιμοποιείται για την εκτίμηση της κρυσταλλικότητας του υπό μελέτη υλικού (Bartsiokas & Middleton, 1992, Person *et al.*, 1995).

Πρέπει να σημειωθεί, ότι προκειμένου να ληφθεί μια πιο πλήρης εικόνα των διαγενετικών μεταβολών που εμφανίζουν τα υπό μελέτη δείγματα, χρησιμοποιούνται συνήθως και δείγματα αναφοράς που περιλαμβάνουν δείγματα αρτίγονου οστού, δείγματα διαφόρων ειδών απατίτη κλπ.

Η μοριακή δομή του υλικού μελετάται με τη Φασματοσκοπία Υπερύθρου. Η μέθοδος αυτή χρησιμοποιείται κυρίως για τον προσδιορισμό του είδους των ορυκτών που περιέχει ένα δείγμα, καθώς και στον προσδιορισμό διαφόρων δομικών χαρακτηριστικών αυτών. Η Φασματοσκοπία Υπερύθρου έχει ξεκινήσει να χρησιμοποιείται την τελευταία δεκαετία για τη μελέτη υλικών όπως τα οστά, αλλά με πολύ περιορισμένες εφαρμογές. Ως τώρα είχε χρησιμοποιηθεί μόνο η φασματοσκοπία στο μέσο υπέρυθρο, με παρασκευάσματα υπό μορφή πελεττών αναμειγμένου κονιοποιημένου δείγματος με KBr και χρήση φασμάτων εκπομπής ή απορρόφησης. Στα πλαίσια της δικής μας μελέτης της διαγένεσης των οστών, και για πρώτη φορά απ'ότι είναι δυνατόν να γνωρίζουμε εφαρμόζεται σε βιολογικούς απατίτες, συλλογή δεδομένων με τη μέθοδο της Αποσβεγνύμενης Ολικής Ανάκλασης (ATR-Attenuated Total Reflectance) στο μέσο υπέρυθρο, καθώς και η φασματοσκοπία εγγύς υπέρυθρου (Near Infrared Spectroscopy-NIR).

Χρησιμοποιείται κυρίως ανάλυση

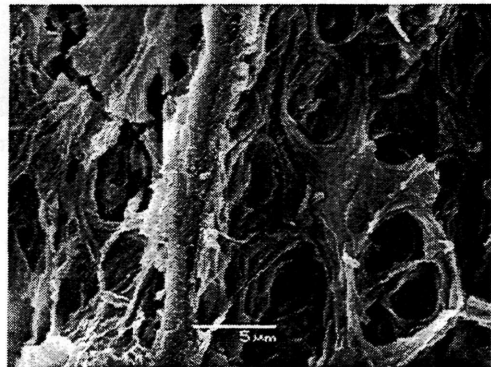
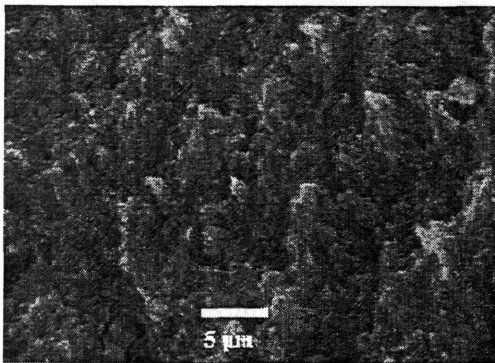
2ης παραγώγου των φασμάτων, σε δείγματα υπό μορφή πούδρας χωρίς προσθήκη άλλης χημικής ένωσης και κατασκευή δισκίων, ενώ πραγματοποιούνται και μετρήσεις σε εγκάρσιες τομές ολόκληρων δειγμάτων για διερεύνηση χωρικής μεταβολής των φασμάτων εντός των δειγμάτων.

Με το MID-IR μελετώνται μεταξύ άλλων, οι αντικαταστάσεις του OH- από F, Cl ή / και CO_3^{2-} και του PO_4^{3-} από CO_3^{2-} .

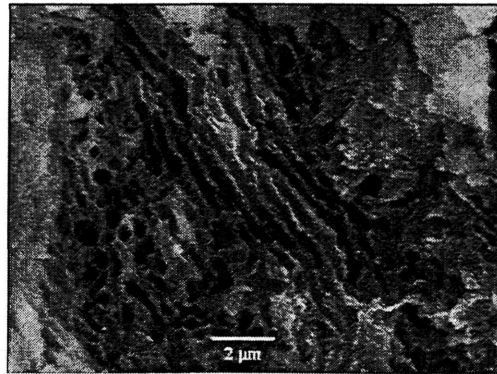
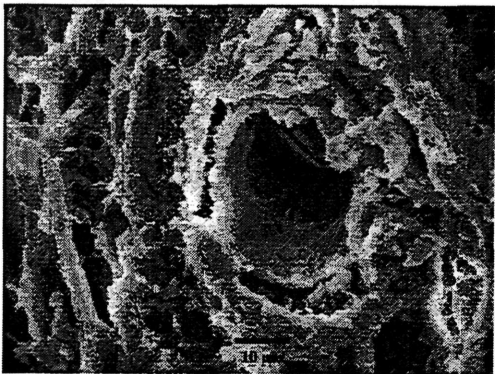
Με το NIR μελετώνται οι θέσεις που καταλαμβάνονται από OH- ή H_2O , καθώς και οι ταινίες που οφείλονται στην παρουσία οργανικού υλικού.

Για τη χημική ανάλυση των οστών, χρησιμοποιούνται η Ηλεκτρονική

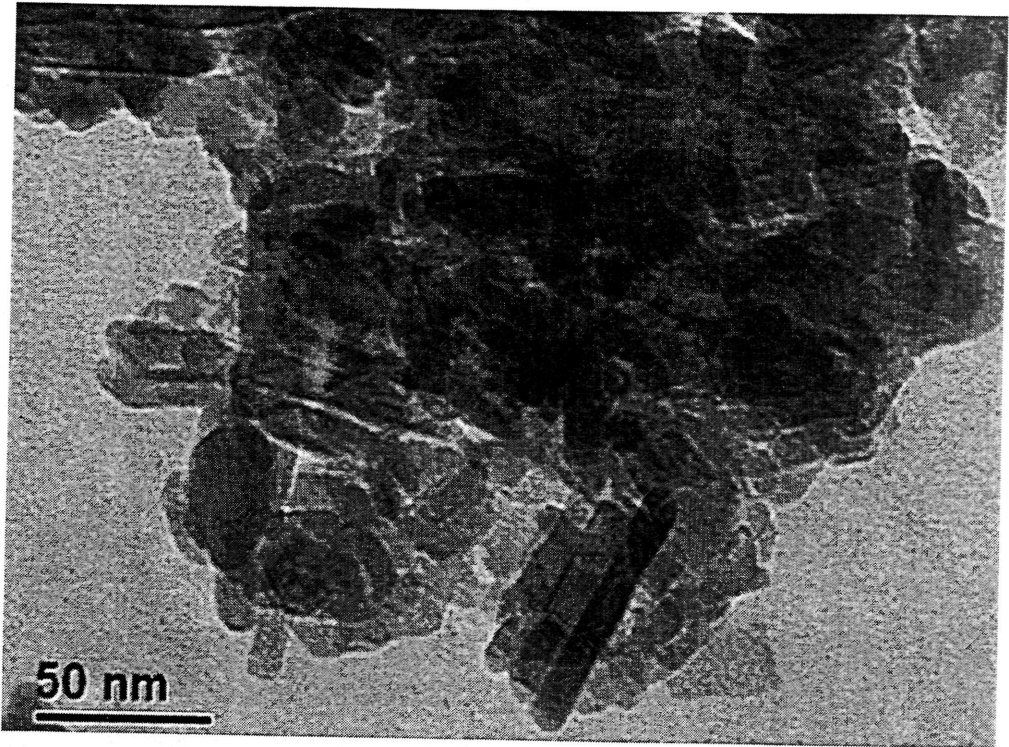
Μικροανάλυση (Electron Microprobe Analysis-EPMA) και τεχνικές της Φασματοσκοπίας εκπομπής με διέγερση πλάσματος (Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry LA-ICP-MS & Induced Coupled Plasma Atomic Emission Spectroscopy-ICP-AES). Με αυτές τις τεχνικές δίνεται δυνατότητα αναλύσεων της μέσης χημικής σύστασης των οστών (bulk analysis) καθώς και σημειακών χημικών αναλύσεων, μέτρησης σημαντικών κύριων στοιχείων, ολιγοστοιχείων και ιχνοστοιχείων για τη διαγένεση όπως F, Cl, Ba, Sr, Fe, Mn, REE., μελέτης κατανομής στοιχείων και σχεδιασμού προφίλ για τις Σπάνιες Γαίες (χωρική



Εικ. 3, 4. Υγιές οστό, 4: Οστό κατεστραμμένο από μικροβιακή δράση και διάλυση.



Εικ. 5, 6. Μικροβιακή δράση εντός οστού (εικόνα SEM).



Εικ. 7. Κρυσταλλίτες του οστού, έτσι όπως παρατηρούνται με το Ηλεκτρονικό Μικροσκόπιο Διέλευσης (TEM).

μεταβολή κατά μήκος συγκεκριμένων διευθύνσεων). Επίσης είναι εφικτή η μελέτη κατανομής του ουρανίου μέσα στα δείγματα, ο υπολογισμός σημαντικών λόγων μεταξύ στοιχείων (π.χ. Ca/Sr) και η μελέτη της μεταβολής τους εντός των δειγμάτων. Για τον προσδιορισμό φθορίου και χλωρίου, εφαρμόζεται η Ιοντική Χρωματογραφία (Ion Chromatography). Πολύ σημαντικός στη μελέτη της διαγένεσης οστών έχει αποδειχθεί ο συνδυασμός των αποτελεσμάτων της περιθλασιμετρίας ακτίνων -X, της φασματοσκοπίας υπερύθρου και της χημικής ανάλυσης των δειγμάτων, που μας επιτρέπει να αναδείξουμε τις μεταβολές που επιφέρει η διαγένεση στο βιολογικό απατίτη σε επίπεδο κυψελίδας των κρυστάλλων του, λόγω αντικαταστά-

σεων στη δομή τους (Stathopoulou *et al.*, 2005). Η μελέτη επιβεβαιώνει τη θεωρία ότι οι πιο σημαντικοί διαγενετικοί παράγοντες είναι οι τοπικές γεωχημικές συνθήκες και λιγότερο ο χρόνος και η ηλικία των δειγμάτων. Επίσης, χημικές και βιοχημικές τεχνικές που στηρίζονται στα συστατικά του οστού για χρονολογήσεις κλπ, μπορεί να δώσουν λανθασμένα στοιχεία αν δεν ληφθεί υπόψιν η διαγένεση των οστών.

6. Συμβολή της Μελέτης της Διαγένεσης Οστών στην Παλαιοντολογία

Σε αυτό το σημείο θα πρέπει να επισημανθεί η σημασία της γνώσης των διαγενετικών διεργασιών και της επίδρασης τους πάνω σε σκελετικό

υλικό, καθώς και της εφαρμογής της στην Παλαιοντολογία. Πέρα από την επιθυμία να οριστούν οι διεργασίες διαγένεσης των σκελετικών στοιχείων, είναι γεγονός ότι η κατανόηση τους μπορεί να οδηγήσει στην επίλυση πολλών άλλων παλαιοντολογικών προβλημάτων. Μελέτες όπως η χρονολόγηση του κολλαγόνου με άνθρακα 14, η ανάλυση της παλαιοδιατροφής βάσει ισotόπων και ιχνοστοιχείων, η χρονολόγηση οστών και δοντιών με τη μέθοδο των ισotόπων Ουρανίου και τη μέθοδο ESR και η μελέτη της συσσώρευσης ουρανίου και άλλων ιχνοστοιχείων από τα σκελετικά στοιχεία, είχαν ήδη δρομολογηθεί σχετικά νωρίς. Κάποια στιγμή όμως οι ερευνητές συνειδητοποίησαν ότι τα αποτελέσματα και η ερμηνεία τους επηρεάζονται σημαντικά από έναν παράγοντα που δεν μπορούσαν να αγνοήσουν. Αυτός δεν ήταν άλλος από την απολίθωση. Έτσι λοιπόν, ξεκίνησε το ενδιαφέρον για τη μελέτη της.

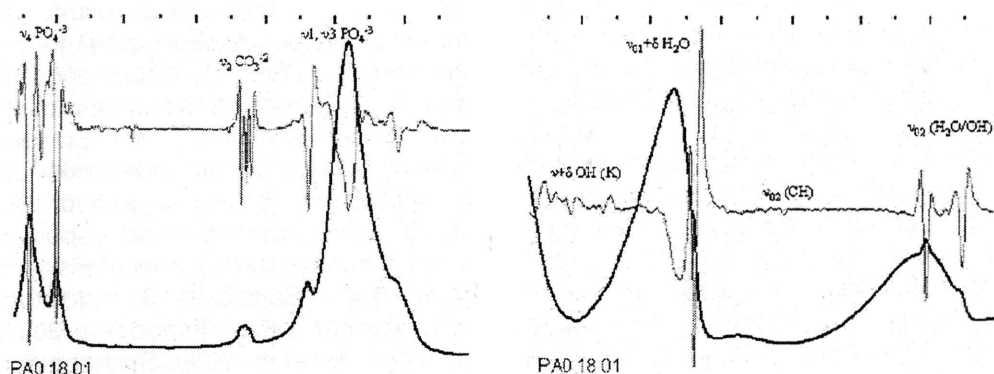
Η γνώση του αρχικού βιογενούς σήματος ενός σκελετικού στοιχείου και ο καθορισμός των χαρακτηριστικών του που οφείλονται στη διαγένεση

και όχι στην αρχική του κατάσταση, βοηθά σημαντικά στην ολοκληρωμένη μελέτη της Ταφονομίας μιας θέσης, τη κατάλληλη επιλογή δειγμάτων για χρονολόγηση σκελετικών στοιχείων καθώς και στη γνώση της αξιοπιστίας συγκεκριμένων τεχνικών και μεθόδων που βασίζονται σε χαρακτηριστικά του οστού που πιθανόν να επηρεάζονται από τη διαγένεση.

Επίσης, η μελέτη της διαγένεσης των οστών είναι ουσιαστικά το θεμέλιο, πάνω στο οποίο στηρίζονται όλες οι γεωχημικές μελέτες οστών και οδόντων.

Για παράδειγμα, διάφορες μέθοδοι χρονολόγησης στηρίζονται στη μετά θάνατον συσσώρευση ιχνοστοιχείων στα σκελετικά στοιχεία, οπότε η ακρίβεια τους απαιτεί την κατανόηση της διαγένεσης. Οι μέθοδοι αυτές παραμένουν ανεπαρκείς αυτή τη στιγμή, κυρίως επειδή η διαγενετική απορρόφηση ιχνοστοιχείων δεν έχει γίνει πλήρως κατανοητή.

Η μελέτη της διαγένεσης συμβάλλει επίσης στη μελέτη του απολιθωμένου DNA, καθώς είναι αυτή που ορίζει τη διατήρηση ή μη του οργανικού



Εικ. 8. φάσμα απολιθωμένου οστού με *atr* (αριστερά) και *nir* (δεξιά). ανάλυση 2ης παραγώγου για αύξηση της διακριτικής ικανότητας και εξάλειψης των ευρέων περιοχών (κόκκινα φάσματα) και τυπικά φάσματα απορρόφησης (μπλέ φάσματα)

τμήματος των οστών και άρα τη δυνατότητα χρήσης του σε σχετικές μελέτες.

Η χημεία των βιογενών ορυκτών προσφέρει τη δυνατότητα της άμεσης διερεύνησης της διαίτας, της προέλευσης και της κινητικότητας-μετανάστευσης των σπονδυλοζώνων. Αυτό όμως, γίνεται εφικτό, μόνο αν αφαιρεθούν από την τελική εικόνα των σκελετικών στοιχείων οι διαγενετικές μεταβολές και ανακτηθούν τα αυτούσια βιογενή σήματα. Μέχρι σήμερα δεν έχει γίνει ακόμη κατανοητό το πότε και πως αυτά τα σήματα δύνανται να καλυφθούν, οπότε καμία από τις προαναφερθείσες τεχνικές δεν μπορεί να χρησιμοποιηθεί με ασφάλεια. Η μελέτη της διαγένεσης βοηθά και στη μελέτη των ισotόπων ή συγκεκριμένων χημικών στοιχείων που μας δίνουν πληροφορίες για την παλαιοδιατροφή (π.χ. Sr/Ca), την παλαιοθερμοκρασία-παλαιοκλιματολογία, κλπ (Price *et al.*, 1992; Hedges & Millard, 1995).

Εκτός των ανωτέρω, η μελέτη της διαγένεσης οστών μπορεί να οδηγήσει στη γνώση των διαγενετικών προφίλ συγκεκριμένων απολιθωματοφόρων θέσεων, ώστε να είναι δυνατόν να εξακριβωθεί πιθανή προέλευση δειγμάτων από συλλογές κλπ. Αυτό σημαίνει ότι αποκτώνται πληροφορίες που αφορούν χαρακτηριστικά του παλαιο-μικρο-περιβάλλοντος ταφής, όπως το pH, το Eh, η θερμοκρασία, οι συνθήκες υγρασίας κλπ., δηλαδή πληροφορίες που σε συνδυασμό με άλλες, μπορούν να οδηγήσουν σε γενικότερα συμπεράσματα που αφορούν το παλαιο-περιβάλλον των υπό μελέτη θέσεων.

Επιπρόσθετα, τίθενται και θέματα όπως η καύση οστών, που μπορούν να βοηθήσουν τους αρχαιολόγους στο έργο τους αλλά και τους παλαιοντολόγους όσον αφορά τη συνύπαρξη ή μη των

υπό μελέτη πανίδων και του ανθρώπου (Stathopoulou *et al.*, 2004). Αυτό αφορά κυρίως στη διάκριση της καύσης υλικού και της κηλίδωσης απολιθωμάτων από οξειδία.

Σημαντική είναι επίσης η συμβολή της γνώσης των μεταβολών που έχει υποστεί ένα οστό και στη συντήρησή του, καθώς έτσι καθίσταται δυνατή η επιλογή των πλέον αποτελεσματικών τρόπων συντήρησης αλλά και μουσειακής έκθεσης του αργότερα.

Τέλος, είναι δυνατόν η παρουσία διαγενετικών ή/και ιστολογικών χαρακτηριστικών σε αντικείμενα, να επιβεβαιώσει την παράνομη χρήση ή μη, καθώς και το εμπόριο απολιθωμένων και σπάνιων υλικών (π.χ. χαυλιόδοντες, κλπ.).

Η διαγένεση σκελετικών στοιχείων παραμένει ως σήμερα ένα σχετικά άλυτο μυστήριο, έχοντας απασχολήσει ολόένα και περισσότερο τις τελευταίες δεκαετίες πληθώρα ερευνητών από πολλούς διαφορετικούς τομείς και αποτελώντας ένα από τα πιο σύγχρονα και πολλά υποσχόμενα θέματα πολυδιάστατης έρευνας. Από τις πρώτες συστηματικές μελέτες σχετικά με τις φυσικές και χημικές αλλαγές κατά την απολίθωση, είναι αυτή του Wyckoff (1972), ο οποίος μπορεί να θεωρηθεί ως ένας από τους πρωτεργάτες σε αυτόν το χώρο. Ακολουθεί πληθώρα σχετικών μελετών και δημοσιεύσεων, που όμως προέρχονται αποκλειστικά από ξένους ερευνητές. Οι Έλληνες ερευνητές που έχουν ασχοληθεί με σχετικά θέματα, όπως η μικροδομή των οστών και η κατανομή του ουρανίου εντός αυτών είναι πολύ λίγοι (Bassiakos *et al.*, 1992; Bartsiokas & Middleton, 1992; Stathopoulou & Theodorou, 2001; Stathopoulou *et al.*, 2004; Stathopoulou 2005, Stathopoulou *et al.*, 2005).

Το θέμα της διαγένεσης σκελετικών στοιχείων δεν μελετάται δυστυχώς

ακόμη στη χώρα μας εντατικά. Ευελπιστούμε η προσπάθεια αυτή, να βοηθήσει στην καθιέρωση της μελέτης της διαγένεσης στο χώρο της Παλαιοντολογίας όσον αφορά στην ελληνική πραγματικότητα και να είναι η αρχή μιας συστηματικής και αποτελεσματικής έρευνας στο μέλλον.

7. Ευχαριστίες

Ευχαριστίες οφείλονται στον Αν. Καθ. Γ. Θεοδώρου (Πανεπιστήμιο Αθηνών) και τον Δρ. Γ. Μπασιάκο (Ε.ΚΕ.Φ.Ε. "Δημόκριτος") για τη βοήθεια και στήριξη τους κατά τη μελέτη της διαγένεσης οστών τα τελευταία χρόνια. Θα ήθελα να ευχαριστήσω ιδιαίτερα τους Δρ. Β. Ψυχάρη από το Ε.ΚΕ.Φ.Ε. "Δημόκριτος" και τους Δρ. Γ. Χρυσικό και Δρ. Β. Γκιώνη από το Εθνικό Ίδρυμα Ερευνών για τη συμβολή τους στη μελέτη με τις τεχνικές της περιθλασιμετρίας ακτίνων -X και της φασματοσκοπίας Υπερύθρου. Ακόμη, τους Κ. Μπάρλα και Ε. Μιχαηλίδη από τον Τομέα Γεωχημείας - Οικονομικής Γεωλογίας του ΕΚΠΑ για τη βοήθεια τους κατά τη χρήση του SEM-EDS. Επίσης, το Υπουργείο Αιγαίου, τη Γ.Γ.Ε.Τ και τον Ε.Λ.Κ.Ε. του Πανεπιστημίου Αθηνών για τη χρηματοδότηση των προγραμμάτων σταπλάισια των οποίων προέκυψε μέρος του υλικού που έχει χρησιμοποιηθεί για τη μελέτη των διεργασιών της διαγένεσης οστών.

8. Βιβλιογραφία

Balmann, N., Legros, R., and Bonel, G., 1982. X-Ray diffraction of calcined bone tissue: a reliable method for the determination of bone Ca/P molar ratio, *Calcified Tissue International*, 34 (2), S93-S98.

Barker, M. J., Clarke, J. B., and Martill, D. M., 1997. Mesozoic reptile bones as diagenetic windows, *Bull. Soc.*

Geol. France, 168 (5), 535-545.

Bartsiokas, A., and Middleton, A. P., 1992. Characterization and dating of recent and fossil bone by X-Ray Diffraction. *Journal of Archaeological Science*, 19, 63-72.

Bassiakos, Y., Athanassiou, A., Roussiakis, S., and Theodorou, G., 1992. Variation of U-Microdistribution in fossil Hipparion Teeth as a complicating factor in dating studies, *Journal of Radioanalytical and nuclear Chemistry*, 158 (2), 239-250.

Boskey, A., and Posner, A., 1976. Formation of Hydroxylapatite at low supersaturation, *The Journal of Physical Chemistry*, 80, 40-45.

Bryda Szpunar, C., Lambert, J. B., and Buikstra, J. E., 1978. Analysis of Excavated bone by Atomic Absorption, *Am. Journal of Phys. Anthropology*, 48, 199-202.

Child, A. M., 1995. Microbial Taphonomy of Archaeological bone, *Studies in Conservation*, 40, 19-30.

Glimcher, M., Bonar, L., Grynepas, M., Landis, W. and Roufosse, A., 1981. Recent studies of bone mineral: is the amorphous calcium phosphate theory valid? *Journal of Crystal Growth*, 53, 100-119.

Cressey, B. A., & Cressey, G., 2003. A model for the composite nanostructure of bone suggested by high-resolution transmission electron microscopy, *Mineralogical Magazine*, 67(6), 1171-1182.

Hackett, C. J., 1981. Microscopical focal destruction (tunnels) in exhumed human bones, *Medicine, Science and the Law*, 21, 243-265.

Halstead, L. B., 1974. Vertebrate Hard Tissues, 1-179, London.

Hanson, D. B., and Buikstra, J. E., 1987. Histomorphological alteration in buried human bone from

- the Lower Illinois Valley: Implications for Palaeodietary Research, *Journal of Archaeological Science*, 14, 549-563.
- Hedges, E. M., and Millard, A. R., 1995. Measurements and relationships of diagenetic alteration of bone from three archaeological sites, *Journal of Archaeological Science*, 22, 201-209.
- Hedges, R. E. M., 2002. Bone diagenesis: an overview of processes, *Archaeometry*, 44(3), 319-328.
- Lambert, J., Vlasak Simpson, S., Buikstra, J. and Hanson, D., 1983. Electron Microprobe analysis of elemental distribution in excavated human femurs, *American Journal of Physical Anthropology*, 62, 409-423.
- Lee, K., Appleton, J., Cooke, M., Keenan, F. and Sawicka-Kapusta, K., 1999. Use of laser ablation Inductively coupled plasma mass spectrometry to provide element versus time profiles in teeth, *Analytica Chimica Acta*, 395, 179-185.
- Nicholson, R. A., 1996. Bone degradation, Burial Medium and Species Representation: Debunking the Myths, an experiment-based approach, *Journal of Archaeological Science*, 23, 513-533.
- Pate, F., Hutton, J., and Norrish, K., 1989. Ionic exchange between soil solution and bone: toward a predictive model, *Applied Geochemistry*, 4, 303-316.
- Person, A., Bocherens, H., Saliege, J. F., Paris, F., Zeitoun, V., and Gerard, M., 1995. Early diagenetic evolution of bone phosphate: an X-Ray Diffractometry analysis, *Journal of Archaeological Science*, 22, 211-221.
- Piepenbrink, H., 1989. Examples of chemical changes during fossilization, *Applied Geochemistry*, 4, 273-280.
- Posner, A., 1985. The mineral of Bone, *Clinical Orthopaedics*, 200, 87-99.
- Price, T., Blitz, J., Burton, J., and Ezzo, J., 1992. Diagenesis in prehistoric bone: Problems and solutions, *Journal of Archaeological Science*, 19, 513-529.
- Psycharis, V., Kalamakis, N., Boukos, N., Trapalis, C., Bourlinos, A., and Karakasides, M., 2001. *Chemical and X-ray diffraction peak broadening analysis, Electron Microscopy and IR studies of biological apatites*. Seventh European Powder Diffraction Conference EPDIC 7, Trans Tech Publications, Switzerland.
- Quattropiani, L., Charlet, L., De Lumley, H., and Menu, M., 1999. Early Palaeolithic bone Diagenesis in the Arago cave at Tautavel, France, *Mineralogical Magazine*, 63(6), 801-812.
- Schwarcz, H., and Grun, R., 1989. ESR dating of tooth enamel from prehistoric archaeological sites, *Applied Geochemistry*, 4, 329-330.
- Shipman, P., 1981. *Life History of a fossil - An introduction to Taphonomy and Palaeoecology*. Harvard University Press, pp. 222.
- Stathopoulou, E., 2005. First results on the fossilization of dwarf hippo skeletal remains from Aghia Napa, Cyprus, *Monographs of the Natural History Society of the Balearic Islands*, 12, 319-324.
- Stathopoulou, E., and Theodorou, G., 2001. Observations on the Diagenesis of Dwarf Elephant Skeletal Remains from the island of Tilos (Dodecanese, Greece), "The World of Elephants", *Proceedings of the 1st International Conference*, 557-562.
- Stathopoulou, E., Theodorou, G.,

- Panayides, I., and Bassiakos, Y., 2004. Diagenesis of bone and colouration: the example of Aghia Napa, Cyprus, *Proceedings of the 5th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology*, Vol. 1, 347-350.
- Stathopoulou, E., Psycharis, V., Chryssikos, G., Gionis, V., and Theodorou, G., 2006 (in press). Bone diagenesis: New data from Infrared Spectroscopy and X-ray Diffraction, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*.
- Surovell, T. A., and Stiner, M. C., 2001, Standardizing Infra-red measures of bone mineral crystallinity: an experimental approach, *Journal of Archaeological science*, 28, 633-642.
- Von Endt, D., and Ortner, D., 1984. Experimental effects of bone size and temperature on bone diagenesis, *Journal of Archaeological Science*, 11, 247-253.
- Weiner, S., and Price, P. A. P., 1986. Dissagregation of bone into crystals, *Calcified Tissue International*, 39, 365-375.
- Weiner, S., W., Traub, Wagner, H.D., 1999. Lamellar Bone: Structure-Function Relations, *Journal of Structural Biology*, 126, 241-255.
- Williams, C. T., 1989. Trace elements in fossil bone, *Applied Geochemistry*, 4, 247-248.
- Wyckoff, R. W. G., 1972. The Biochemistry of Animal Fossils, *Scientifica*.

CALCAREOUS NANNOFOSSIL BIOSTRATIGRAPHY OF THE BASAL PART OF VIGLA SHALE MEMBER (IONIAN ZONE) IN ITHAKI ISLAND; PRELIMINARY RESULTS*

M.V. Triantaphyllou¹, V. Karakitsios¹ & D. Mantzouka¹

¹*National & Kapodistrian University of Athens, Faculty of Geology & Geoenvironment, Department of Historical Geology-Paleontology, Panepistimiopolis 15784, Athens, Greece, mtriant@geol.uoa.gr, vkarak@geol.uoa.gr*

ABSTRACT

The calcareous nannofossil biostratigraphy, performed at the basal part of the Vigla Shale Member (Frygano section, Ithaki Island), permits its biostratigraphic correlation with the uppermost part of BC21 biozone (Bown *et al.*, 1998) and the upper part of NC7 biozone (Roth, 1978), which chronostratigraphically point to Late Aptian. This result reinforces the hypothesis that the deposition of Vigla Shales is isochronous in the Ionian zone.

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Στα πλαίσια της παρούσας εργασίας πραγματοποιήθηκε δειγματοληψία από το κατώτερο τμήμα των Σχιστολίθων της Βίγλας, από την τομή Φρύγανο (νήσος Ιθάκη). Η ανάλυση με βάση τα ασβεστολιθικά ναννοαπολιθώματα επιτρέπει τον βιοστρωματογραφικό συσχετισμό της βάσης των Σχιστολίθων της Βίγλας στην τομή Φρύγανο, με το ανώτερο τμήμα των βιοζωνών BC21 (Bown *et al.*, 1998) και NC7 (Roth, 1978), που χρονοστρωματογραφικά συσχετίζονται με το Ανώτερο Απτιο. Η πιστοποίηση της ηλικίας της βάσης των Σχιστολίθων της Βίγλας στη νήσο Ιθάκη (εξωτερικό περιθώριο της Ιονίου λεκάνης) ως Ανώτερο Απτιο, ενισχύει την υπόθεση ότι η απόθεση των Σχιστολίθων της Βίγλας είναι ισόχρονη.

1. Introduction.

Geological Setting

Ithaki Island mainly consists of Ionian zone sediments, represented according to IGME map (1991) by Upper Triassic-Middle Lias Pantokrator limestones, Toarcian "Ammonitico Rosso", Doggerian cherts, limestones and sha-

les, Vigla limestones, Albian-Touronian cherts (corresponding to Vigla Shale Member), Senonian clastic limestones, Paleocene-Eocene sub lithographic limestones and flysch.

The stratigraphy of the Ionian zone (external Hellenides, western Greece) exhibits three distinct sequences (Kara-

***ΒΙΟΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΚΟΣ ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΜΕ ΒΑΣΗ ΤΑ ΑΣΒΕΣΤΟΛΙΘΙΚΑ ΝΑΝΝΟΑΠΟΛΙΘΩΜΑΤΑ ΤΟΥ ΚΑΤΩΤΕΡΟΥ ΤΜΗΜΑΤΟΣ ΤΩΝ ΣΧΙΣΤΟΛΙΘΩΝ ΤΗΣ ΒΙΓΛΑΣ (ΙΟΝΙΟΣ ΖΩΝΗ) ΣΤΗ ΝΗΣΟ ΙΘΑΚΗ. ΠΡΟΔΡΟΜΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ**

Μ. Β. Τριανταφύλλου, Β. Καρακίτσιος & Δ. Μαντζούκα

Εθνικό & Καποδιστριακό Παιμιο Αθηνών, Τομέας Ιστορικής Γεωλογίας & Παλαιοιτολογίας, Τμήμα Γεωλογίας & Γεωπεριβάλλοντος, Παν/πολη, Ζωγράφου

kitsios, 1992, 1995); a prerift, a synrift and a postrift sequence. The latter one consists of the Vigla limestones and overlying Alpine formations and is defined by an Early Berriasian break-up at the base. The postrift sequence continued till the end of the Eocene, followed by the deposition of flysch sediments (Karakitsios 1992, 1995; Sotiropoulos *et al.* 2003).

The Vigla limestone Formation comprises a thick succession of thin-layered, sublithographic pelagic limestones with frequent cherty beds. The radiolarian fauna from the lowermost part of Vigla limestones have shown that these strata were deposited after the Middle Tithonian (Karakitsios *et al.*, 1988). Karakitsios & Koletti (1992) concluded that the beginning of Vigla limestone deposition is isochronous in the Ionian zone and starts in Early Berriasian. In

their upper part, Vigla limestones contain a series of organic matter-rich marlstones and shales interbedded in limestone and chert beds; the Vigla Shale Member. This member corresponds to the Albian-Cenomanian "Upper Siliceous Zone" of IGRS-IFP (1966). More recently Karakitsios *et al.* (2004) dated the Vigla Shales at Gotzikas area (NW Epirus) as Aptian-Touronian.

The main scope of the present study is to give further evidence concerning the biostratigraphic correlation of the Vigla Shale Member at the westernmost margin of the Ionian zone, on the basis of calcareous nannofossil analysis.

2. Materials And Methods.

Description Frygano Section

We examined the Vigla Shale Member in Frygano section, located at the middle part of Ithaki Island (Fig. 1), along the

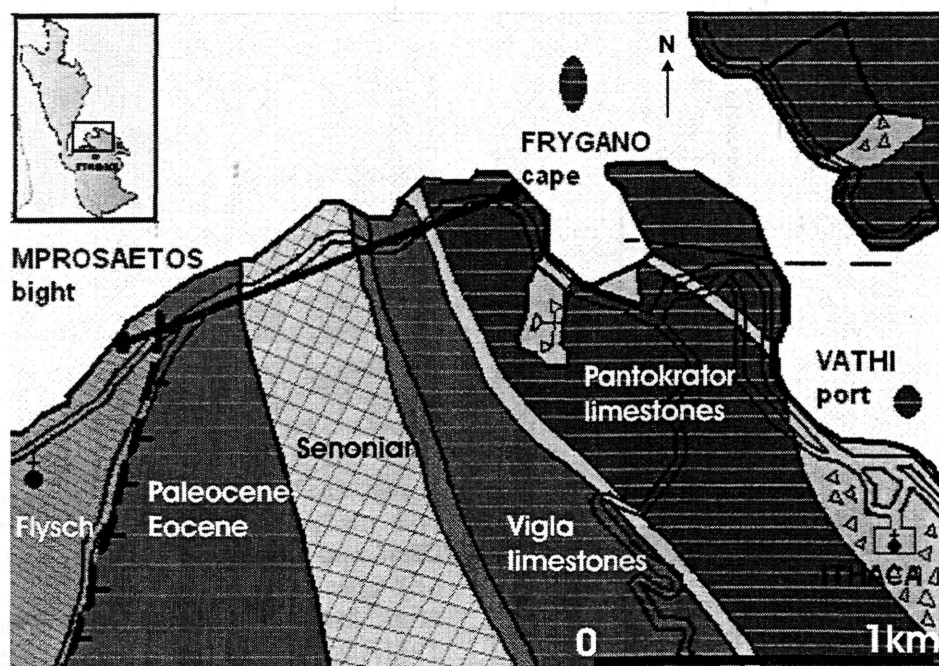


Fig. 1. Location of Frygano section at Ithaki Island and geological map of the area after IGME (1991).

motorway connecting the city of Ithaki (east) with Mprosaetos bight to the west. It comprises of more than 1 km of sediments, representing an almost complete stratigraphic column of the Ionian zone (Fig. 2). Thirty six samples

have been collected throughout the section, but in the framework of this study only those coming from the Vigla limestones, and in particular the Vigla Shale member, have been analyzed. The Vigla limestones are represented in Frygano section by more than 100m in thickness, white, thin-layered pelagic limestones with chert intercalations. The Vigla Shale Member is represented in the same section by thin-layered marly horizons interbedding the limestone layers (Fig. 3). Smear slides for nanofossil analysis have been prepared with standard techniques and analyzed under light microscope (LM). In order to search thoroughly for the marker species, around 1650 fields of view have been investigated per slide, under 1250x. The taxonomy of the determined calcareous nanofossil species has been based on Perch-Nielsen (1985) and Bown *et al.* (1998). The nanofossil biostratigraphic results are based on the biozonal schemes of Roth (1978) and Bown *et al.* (1998).

3. Calcareous Nanofossil Biostratigraphy

The analyzed samples show nanofossil abundances which range from rare to abundant; the preservation state is moderate to poor.

The assemblages (Tab. 1) are dominated by:

Rhagodiscus achylostaurion (Hill, 1976) Doeven, 1983, *R. gallagheri* Rutledge & Bown (1996), *Polypodorhabdus madingleyensis* Black, 1971, *Retecapsa surirella* (Deflandre & Fert, 1954) Grun in Grun and Allemann, 1975, *Flabellites oblongus* (Bukry, 1969) Crux in Crux *et al.*, 1982, *Helenea chiesta* Worsley, 1971, *Cyclagelosphaera margerelii* Noel, 1965, *Watznaueria manivitiae* Bukry, 1973, *Watznaueria britannica* (Stradner,

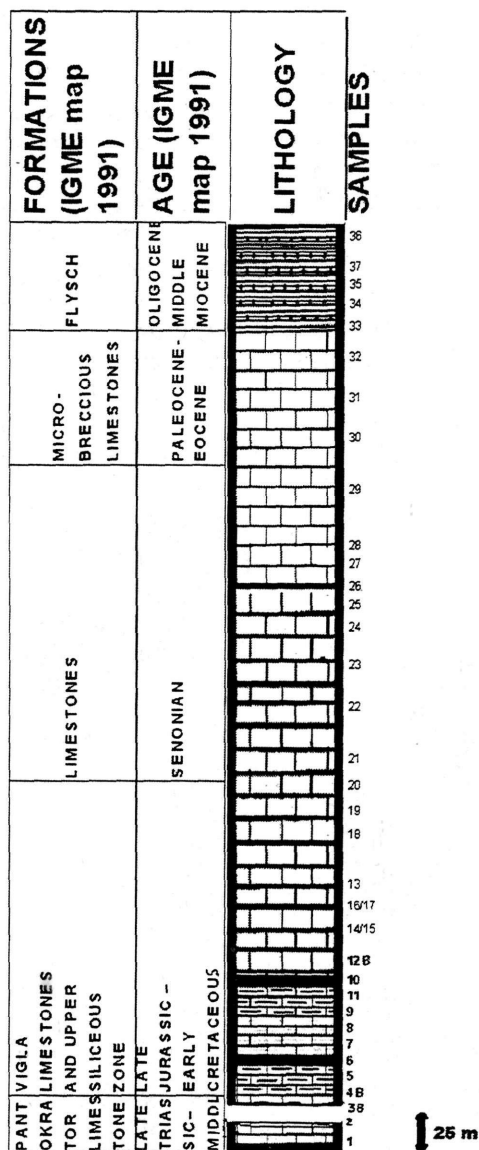


Fig. 2. Lithostratigraphic column of Frygano section.

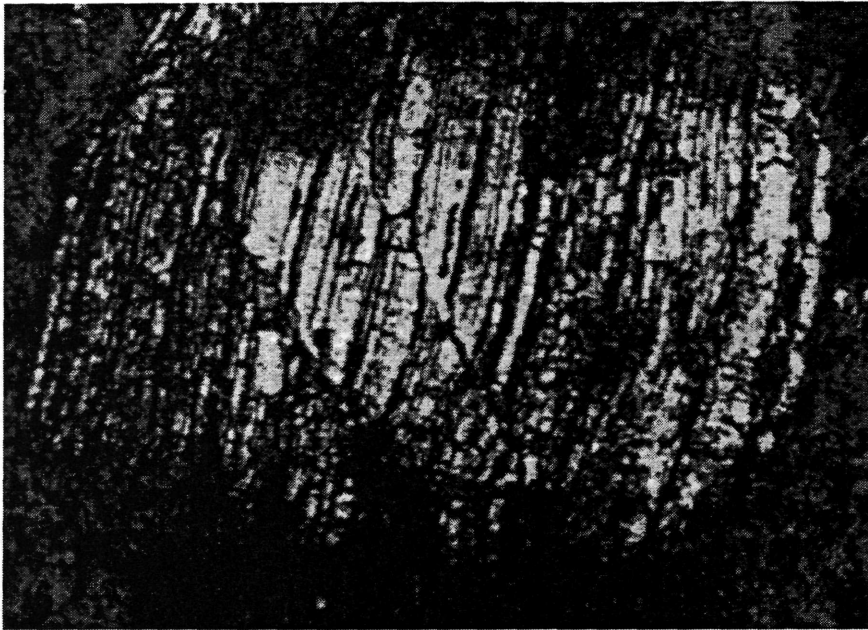


Fig. 3. Outcrop of Vigla Shale Member at Frygano section, Ithaki Island.

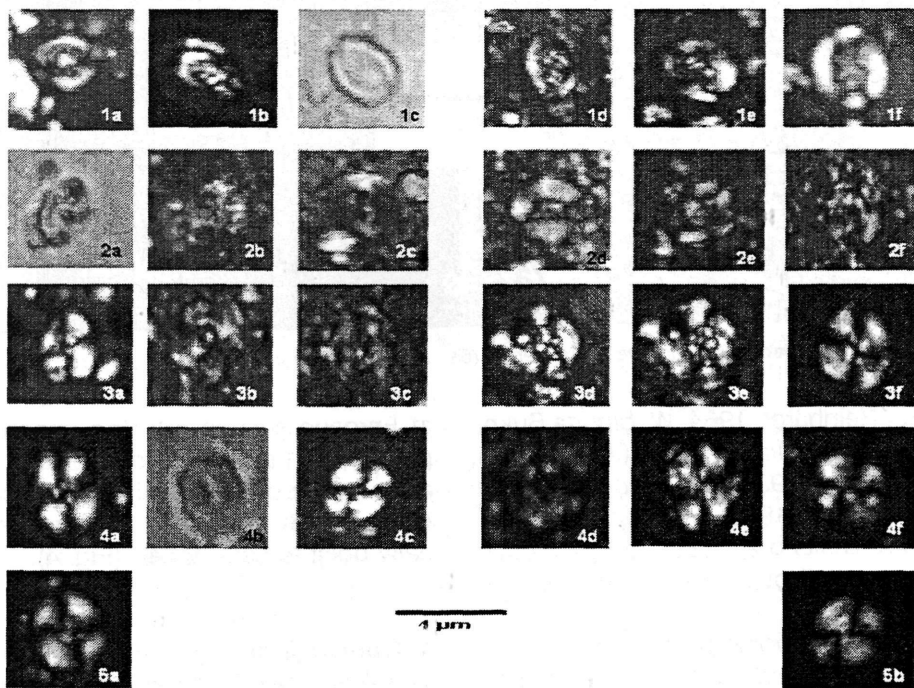


Table 1. *Rhagodiscus achylostaurion* (1a), *R. gallagheri* (1b - f, 2a), *Polypodorhabdus madingleyensis* (2b), *Retecapsa surirella* (2c - e), *Flabellites oblongus* (2f, 3a - 3c), *Helenea chiasia* (3d - e), *Watznaueria manivitiae* (3f), *Cyclagelosphaera margerelii* (4a - b), *Watznaueria britannica* (4c - d), *W. biporta* (4e - f, 5a - b)

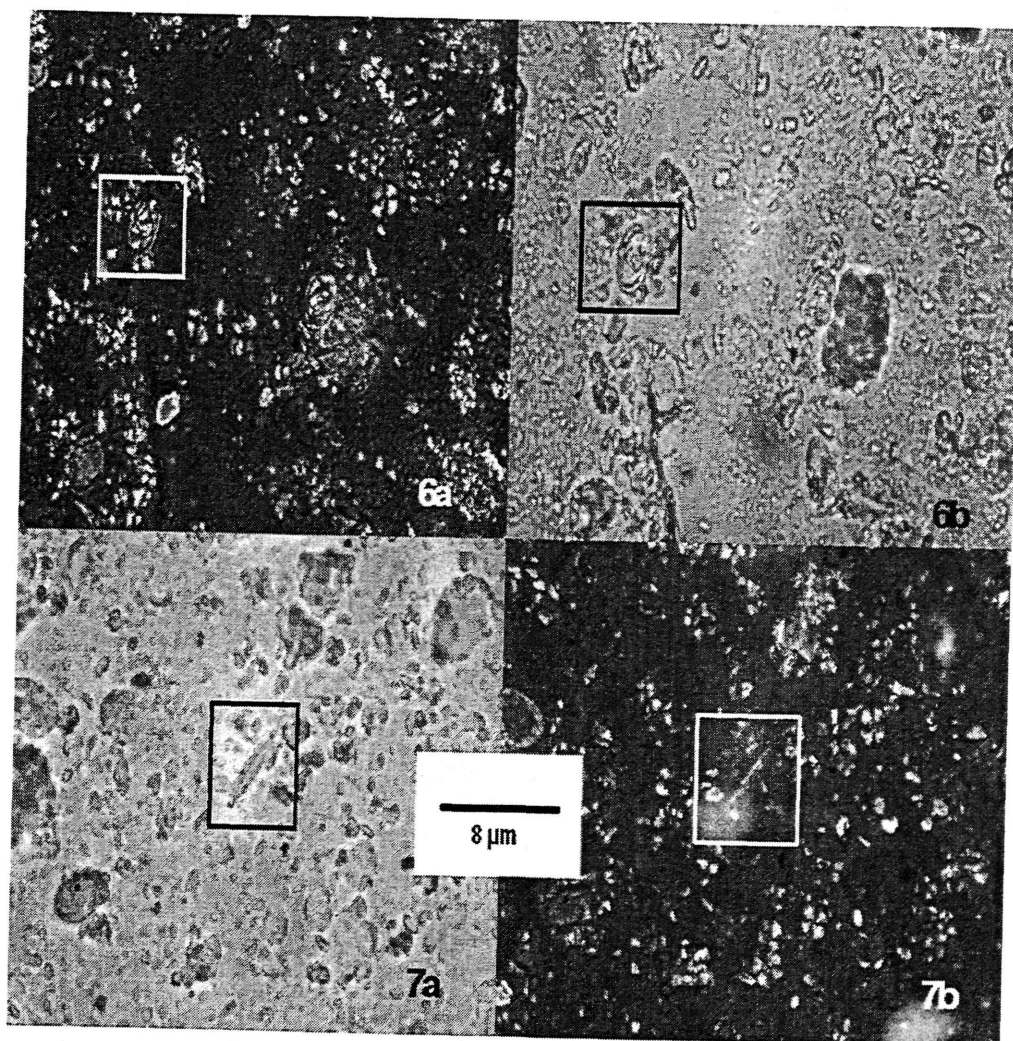


Table 1 (continued). *Lithraphidites carniolensis* (6a - b), *Zeugrhabdotus embergeri* (7a - b).

1963) Reinhardt, 1964, *W. biporta* Bukry, 1969, *Farhania varolii* (Jakubowski, 1986) Varol, 1992, *Nannoconus* cf. *truitti* Bronnimann, 1955, *Lithraphidites carniolensis* Deflandre, 1963, *Zeugrhabdotus embergeri* (Noel, 1959) Perch-Nielsen, 1984.

The contemporaneous presence of *Rhagodiscus achylostaurion*, *R. gallagheri*, *Nannoconus* cf. *truitti* and *Farhania varolii* allows the biostratigraphic correlation of the base of Vigla Shale Member

at Frygano section with the uppermost part of BC21 biozone (Bown *et al.*, 1998) and the upper part of NC7 biozone (Roth, 1978), which chronostratigraphically point to Late Aptian (Fig. 4).

4. Conclusions

The Vigla Shale Member, a siliceous and organic carbon-rich facies, was considered before as Albian-Cenomanian in age (IGRS-IFP, 1966). Recently

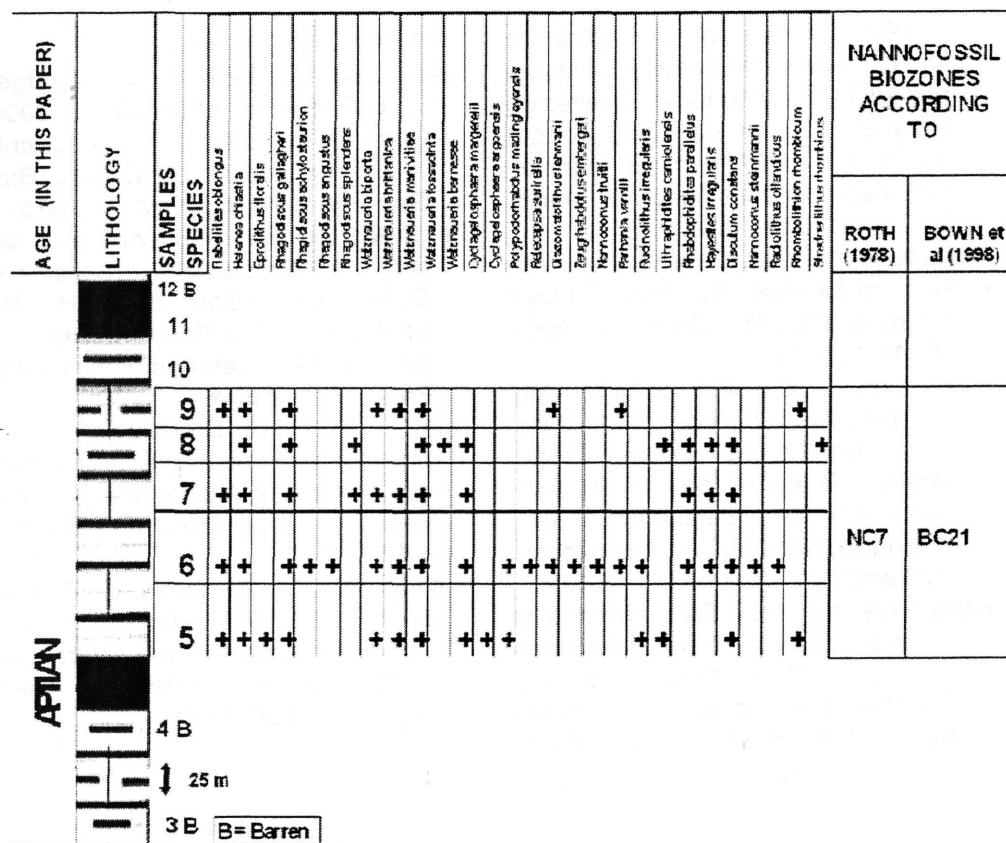


Fig. 4. Calcareous nannofossil species distribution and biostratigraphic correlation of the Vigla Shale Member at Frygano section

Karakitsios et al. (2004) dated the Vigla Shales at Gotzikas area (NW Epirus) as Aptian-Touronian.

The present study performed at the basal part of the Vigla Shale Member (Frygano section, Ithaki Island), permits its biostratigraphic correlation with the uppermost part of BC21 biozone (Bown et al., 1998) and the upper part of NC7 biozone (Roth, 1978), which chronostratigraphically point to Late Aptian. The determined age fits well with previous biostratigraphic data, reinforcing the hypothesis that the deposition of Vigla Shales is isochronous in the Ionian zone.

5. References

- Bown, P.R., Rutledge, D.G., Crux, J.A., & Gallagher, L.T., 1998. Lower Cretaceous. In: Calcareous nannofossil biostratigraphy (Ed. Bown, P.R.), pp. 86-131, *British Micropaleontological Society Series*, Chapman & Hall/Kluwer Academic Publishers, London.
- IGME, 1991. Ithaki-Atokos geological map. *Institute of Geology and Mineral Exploration*, Athens.
- IGRS-IFP, 1966. Etude geologique de l'Epire (Grèce nord-occidentale). *Ed. Technip*, 306 pp., Paris.
- Karakitsios, V., Danelian, T., & de Wever,

- P., 1988. Datations par les radiolaires des calcaires a filaments, schistes a posidonies superieurs et calcaires de Vigla (Zone Ionienne, Epire, Grece) du Callovien au Tithonique terminal. *C.R. hebd. Seanc. Acad. Sci. Paris*, 306, 2, 367-372, Paris.
- Karakitsios, V., 1992. Ouverture et inversion tectonique du basin Ionien (Epire, Grece). *Ann. Geol. Pays Hell.*, 35 (1): 185-318.
- Karakitsios, V., & Koletti, L., 1992. Critical revision of the age of the basal Vigla limestones (Ionian zone, western Greece), based on nanoplankton and calpionellids, with paleogeographical consequences. *Knihovnicka ZPN*, 14a(1), 165-177.
- Karakitsios, V., 1995. The Influence of Preexisting Structure and Halokinesis on Organic Matter Preservation and Thrust System Evolution in the Ionian Basin, Northwest Greece. *AAPG Bulletin*, 79, (7): 960-980.
- Karakitsios, V., Tsikos H., Van Breugel, Y., Bakopoulos, I., Koletti, L., 2004. Cretaceous oceanic anoxic events in western continental Greece. *Bull. Geol. Soc. Greece*, XXXVI: 846-855.
- Perch-Nielsen, K., 1985. Mesozoic calcareous nannofossils. In: *Plankton Stratigraphy* (Eds Bolli, H. M., Saunders, J. B. & Perch-Nielsen, K.), pp. 329-426, Cambridge University Press, Cambridge.
- Roth, P., H., 1978. Cretaceous nanoplankton biostratigraphy and oceanography of the Atlantic ocean. *Initial Reports of Deep Sea Drilling Project*, 44, 731-760.
- Sotiropoulos, S., Kamberis, E., Triantaphyllou, M., & Doutsos, T., 2003. Thrust sequences in the central part of the External Hellenides. *Geol. Mag.*, 140 (6):661-668.



Ο τόμος αυτός εκτυπώθηκε με την ευγενή χορηγία
του Μουσείου Παλαιοντολογίας - Γεωλογίας
του Πανεπιστημίου Αθηνών