

**ΙΖΗΜΑΤΟΛΟΓΙΚΗ, ΓΕΩΧΗΜΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΚΑΙ
ΠΑΛΑΙΟΓΕΩΓΡΑΦΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ - ΔΥΝΑΜΙΚΟ ΓΕΝΕΣΗΣ
ΥΔΡΟΓΟΝΑΘΡΑΚΩΝ ΤΩΝ ΜΕΙΟΚΑΙΝΙΚΩΝ ΑΠΟΘΕΣΕΩΝ
ΣΤΗ ΒΟΡΕΙΟΔΥΤΙΚΗ ΠΛΕΥΡΑ ΤΟΥ ΝΗΣΙΟΥ ΤΗΣ ΚΕΡΚΥΡΑΣ**



**ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΝΙΚΗΣ, ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ &
ΓΕΩΔΥΝΑΜΙΚΗΣ
ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΟ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΣΠΟΥΔΩΝ
ΓΕΩΕΠΙΣΤΗΜΕΣ & ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ
ΚΑΤΕΥΘΥΝΣΗ:
Διεργασίες στη Λιθόσφαιρα και το Γεωπεριβάλλον**



ΜΠΟΤΖΙΟΛΗΣ ΧΡΥΣΑΝΘΟΣ

Πάτρα, 2015

Τα μέλη της εξεταστικής επιτροπής:

Καθηγητής - Α. Ζεληλίδης (Επιβλέπων) - Πανεπιστήμιο Πατρών, Τμήμα Γεωλογίας

Ομότιμος Καθηγητής - Ν. Κοντόπουλος - Πανεπιστήμιο Πατρών, Τμήμα Γεωλογίας

Λέκτορας - Π. Αβραμίδης - Πανεπιστήμιο Πατρών, Τμήμα Γεωλογίας

Πίνακας περιεχομένων

ΠΕΡΙΛΗΨΗ	8
ΠΡΟΛΟΓΟΣ	10
1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ	12
2. ΟΡΟΓΕΝΕΣΗ ΚΑΙ ΛΕΚΑΝΕΣ ΠΡΟΧΩΡΑΣ	15
2.1. Ορογένεση και ορογενές	15
2.2. Λεκάνες Προχώρας	20
2.3. Το Ελληνικό Ορογενές	26
2.3.1. Το Σύνθετο Ελληνικό Ορογενές	27
3. ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΠΕΤΡΕΛΑΙΟΥ	30
3.1. Προέλευση πετρελαίου	30
3.1.1. Ανόργανη προέλευση	30
3.1.2. Οργανική προέλευση	30
3.2. Φυσικές και Χημικές ιδιότητες	31
3.3. Περιβάλλοντα απόθεσης	32
3.3.1. Λιμναίες λεκάνες	34
3.3.2. Δέλτα	34
3.3.3. Θαλάσσιες λεκάνες	34
3.4. Δημιουργία Πεδίων Υδρογονανθράκων	35
3.5. Τύποι κηρογόνου και σύνδεση τους με τους υδρογονάνθρακες	37
1.5.1. Τύπος 1 (λιπτινικός τύπος)	38
1.5.2. Τύπος 2 (εξινιτικός τύπος)	38
1.5.3. Τύπος 3 (βιτρινιτικός τύπος)	38
1.5.4. Τύπος 4 (ινερτινιτικός τύπος)	39
3.6. Πρωτογενής και Δευτερογενής μετανάστευση	40
3.6.1. Πρωτογενής μετανάστευση	41
3.6.2. Δευτερογενής μετανάστευση	42
3.7. Πορώδες	42
3.8. Διαπερατότητα	43
3.9. Ταμιευτήριο πέτρωμα	44
3.9.1. Ανθρακικοί ταμιευτήρες	45
3.9.2. Αμμούχοι ταμιευτήρες	46
3.9.2.1. Ακολουθίες φάσεων υποθαλάσσιων φαραγγιών (Submarine-Canyon Facies Association).	47
3.9.2.2. Ακολουθίες φάσεων καναλιών εσωτερικού ριπιδίου (Inner-fan Facies Association)	47
3.9.2.3. Ακολουθία φάσεων καναλιών μεσαίου ριπιδίου (Middle-fan-Channel Facies Association)	48
3.9.2.4. Ακολουθίες φάσεων στο στόμιο των καναλιών (Channel-mouth bar Facies Association)	48
3.9.2.5. Ακολουθίες φάσεων λοβών εξωτερικού ριπιδίου (Outer-fan-lobe Facies Association)	48
3.10. Περιφερειακός μονωτήρας	49

3.11. Παγίδες	50
4. ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ	52
4.1. Γεωτεκτονικές ζώνες της Ελλάδας.	52
4.1.1. Εξωτερικές Ελληνίδες.	55
4.1.2. Ιόνιος Ζώνη.	56
4.1.2.1. Στρωματογραφική διάρθρωση.	56
4.1.2.2. Παλαιοτεκτονικό πλαίσιο της Ιόνιας ζώνης.	65
4.1.3. Ζώνη Παξών ή Προαπούλια ζώνη.	69
4.1.3.1. Στρωματογραφική διάρθρωση.	69
5. ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗ ΠΕΡΙΟΧΗΣ	75
5.1. Τεκτονική ανάλυση.	75
5.2. Ιζηματολογική ανάλυση.	81
5.2.1. Μεταλλικοί σχηματισμοί	83
5.2.1.1. Βόρεια Κέρκυρα	83
5.2.1.2. Νότια Κέρκυρα	84
5.2.2. Τεταρτογενείς αποθέσεις.	85
5.3. Παλαιογεωγραφική και Τεκτοορογενετική εξέλιξη.	86
5.3.1. Ανώτερο-Ανώτατο Ολιγόκαινο έως Κατώτερο Μειόκαινο: (πριν 25 εκατ. χρόνια, διάρκεια 7,5 εκατ. χρόνια).	86
5.3.2. Κατώτερο Μειόκαινο: (πριν 21 εκατ. χρόνια, διάρκεια 7 εκατ. χρόνια).	87
5.3.3. Μέσο-Ανώτατο Μειόκαινο έως σήμερα: (πριν 12 εκατομμύρια χρόνια).	88
6. ΔΥΝΑΤΟΤΗΤΑ ΓΕΝΕΣΗΣ ΥΔΡΟΓΟΝΑΝΘΡΑΚΩΝ ΣΤΗΝ ΑΝΘΡΑΚΙΚΗ ΣΕΙΡΑ ΤΗΣ ΚΕΡΚΥΡΑΣ	90
6.1. Εισαγωγή	90
6.2. Το δυναμικό της Δυτικής Ελλάδας.	92
6.3. Το δυναμικό της Κέρκυρας.	100
7. ΕΡΓΑΣΙΑ ΥΠΑΙΘΡΟΥ	103
7.1. Περιγραφή της υπό μελέτη περιοχής.	103
7.2. Στρωματογραφικές στήλες.	113
7.3. Παλαιογεωγραφική εξέλιξη	124
8. ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΑΚΟΙ ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΡΕΥΝΑΣ	129
8.1. Ανάλυση και ποσοτικός προσδιορισμός του ανθρακικού ασβεστίου (CaCO_3).	129
8.1.1. Μεθοδολογία της ανάλυσης του ανθρακικού ασβεστίου (CaCO_3).	129
8.1.2. Αποτελέσματα της ανάλυσης του ανθρακικού ασβεστίου (CaCO_3).	130
8.2. Ανάλυση και ποσοτικός προσδιορισμός του οργανικού άνθρακα (C_{org}).	135
8.2.1. Μεθοδολογία της ανάλυσης οργανικού άνθρακα (C_{org}).	135
8.2.2. Αποτελέσματα της ανάλυσης οργανικού άνθρακα (C_{org}).	138

8.3. Συγκριτική Σχέση Ανθρακικού Ασβεστίου (CaCO_3) και Οργανικού Άνθρακα (C_{org}).	144
8.3.1. Μεθοδολογία της συγκριτικής σχέσης Ανθρακικού Ασβεστίου (CaCO_3) και Οργανικού Άνθρακα (C_{org}).	144
8.3.2. Αποτελέσματα της συγκριτικής σχέσης Ανθρακικού Ασβεστίου (CaCO_3) και Οργανικού Άνθρακα (C_{org}).	146
8.4. Κοκκομετρική Ανάλυση	150
8.4.1. Μεθοδολογία για την κοκκομετρική ανάλυση.	150
8.4.2. Αποτελέσματα της κοκκομετρικής ανάλυσης.	158
9. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΑΚΩΝ ΑΝΑΛΥΣΕΩΝ	176
10. ΓΕΝΙΚΑ ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	180
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	183
Διεθνής Βιβλιογραφία	183
Ελληνική Βιβλιογραφία	195
Χρήσιμοι ιστότοποι	195

Περίληψη

Η παρούσα διπλωματική εργασία με τίτλο «Ιζηματολογική, γεωχημική μελέτη και παλαιογεωγραφική εξέλιξη - Δυναμικό γένεσης υδρογονανθράκων των Μειοκαινικών αποθέσεων στη Βορειοδυτική πλευρά του νησιού της Κέρκυρας», εκπονήθηκε στα πλαίσια του μεταπτυχιακού προγράμματος με τίτλο «Γεωλογικές Διεργασίες στη Λιθόσφαιρα και Γεωπεριβάλλον», του τμήματος Γεωλογίας της σχολής Θετικών Επιστημών του Πανεπιστημίου Πατρών.

Η περιοχή μελέτης ανήκει στη λεκάνη της Κέρκυρας και αποτελεί τμήμα ενός συγκλίνου, γνωστό ως Λεκάνη Καρουσάδων, το οποίο αναπτύσσεται στη βορειοδυτική πλευρά του νησιού, και δημιουργήθηκε εξαιτίας της δράσης της Ιόνιας επώθησης. Με βάση τον γεωλογικό χάρτη του Ι.Γ.Μ.Ε., φύλλο Βόρειος και Νότιος Κέρκυρα 1962, 1:50.000, τα μελετηθέντα ιζήματα αναφέρονται ως μολασσικές αποθέσεις ηλικίας Μέσου - Ανώτερου Μειοκαίνου.

Για την ιζηματολογική ανάλυση συλλέχθηκαν 88 δείγματα, εκ των οποίων τα 8 από το Βόρειο τμήμα της Κέρκυρας, και τα υπόλοιπα 80 από τον κόλπο του Αγίου Γεωργίου Πάγων. Για την γεωχημική έρευνα, πραγματοποιήθηκε μια σειρά από χημικές αναλύσεις σε όλο των αριθμό των δειγμάτων, προκειμένου να υπολογιστεί η περιεκτικότητα των ιζημάτων σε C_{org} και $CaCO_3$. Ο υπολογισμός της περιεκτικότητας σε C_{org} έγινε με τη μέθοδο τιτλοδότησης, που πρόκειται για την τροποποιημένη μέθοδο Walkley - Black σύμφωνα με τον Gaudette et al., 1974 και ο υπολογισμός της περιεκτικότητας σε $CaCO_3$ έγινε με τη μέθοδο διάσπασης του $CaCO_3$ με την χρήση οξικού οξέως CH_3COOH (Varnavas, 1979).

Στόχος της παρούσας διπλωματικής εργασίας είναι η μελέτη των ιζηματολογικών και γεωχημικών χαρακτηριστικών των νεογενών σχηματισμών της βορειοδυτικής Κέρκυρας, με έμφαση στην περιοχή του κόλπου του Αγίου Γεωργίου Πάγων. Ειδικότερα, η λεπτομερής ανάλυση των ιζημάτων θα μας βοηθήσει στον προσδιορισμό των περιβαλλόντων ιζηματογένεσης τους και στον εντοπισμό πιθανών μητρικών πετρωμάτων υδρογονανθράκων, που σε συνδυασμό με την κατακόρυφη και πλευρική τους ανάπτυξη θα μας δώσει τη δυνατότητα δημιουργίας του εξελικτικού μοντέλου της περιοχής μελέτης.

Τα αποτελέσματα που προέκυψαν από την ιζηματολογική ανάλυση μας οδήγησαν στην κατασκευή δύο σεναρίων για την παλαιογεωγραφική εξέλιξη της περιοχής. Η

διαφορά των δύο σεναρίων εστιάζεται στο χρόνο έναρξης της μετανάστευσης της τεκτονικής δραστηριότητας προς τα δυτικά και συνεπώς στο πότε η πίεση μετανάστευσε δυτικά και έξω από την περιοχή μελέτης.

Το γεγονός ότι μεγάλο μέρος των αναλυθέντων ιζημάτων χαρακτηρίζεται από ικανοποιητικό έως υψηλό ποσοστό C_{org} μας έδωσε τη δυνατότητα να χαρακτηρίσουμε τα ιζήματα της περιοχής ότι έχουν καλή έως και πολύ καλή δυνατότητα γένεσης υδρογονανθράκων.

Τέλος, έγινε μελέτη της ανθρακικής σειράς της Κέρκυρας, με βάση μόνο βιβλιογραφικά δεδομένα και με σκοπό την εκτίμηση της πιθανότητας γένεσης υδρογονανθράκων. Προσδιορίστηκε ότι κύριο μητρικό πέτρωμα μπορούν να αποτελέσουν οι σχιστόλιθοι Ιουραικής ηλικίας, με τους υπερκείμενους ασβεστόλιθους να μπορούν να αποτελέσουν το ταμιευτήριο πέτρωμα.

Πρόλογος

Η παρούσα διπλωματική με τίτλο «Ιζηματολογική, γεωχημική μελέτη και παλαιογεωγραφική εξέλιξη - Δυναμικό γένεσης υδρογονανθράκων των Μειοκαινικών αποθέσεων στη Βορειοδυτική πλευρά του νησιού της Κέρκυρας», εκπονήθηκε στα πλαίσια του μεταπτυχιακού προγράμματος με τίτλο «Γεωλογικές Διεργασίες στη Λιθόσφαιρα και Γεωπεριβάλλον», του τμήματος Γεωλογίας της σχολής Θετικών Επιστημών του Πανεπιστημίου Πατρών. Σε αυτό το σημείο θα ήθελα να ευχαριστήσω όλους όσους συνέβαλαν και με βοήθησαν στην συγγραφή και την ολοκλήρωση της παρούσας εργασίας.

Καταρχήν θα ήθελα να ευχαριστήσω τον επιβλέποντα της διπλωματικής εργασίας κ. Ζεληλίδη Αβραάμ, καθηγητή του Πανεπιστημίου Πατρών, για τις συμβουλές και τις υποδείξεις, τόσο στο θεωρητικό όσο και στο ερευνητικό μέρος της εργασίας μου, καθώς και για την άψογη συνεργασία που είχαμε κατά την εκπόνηση της.

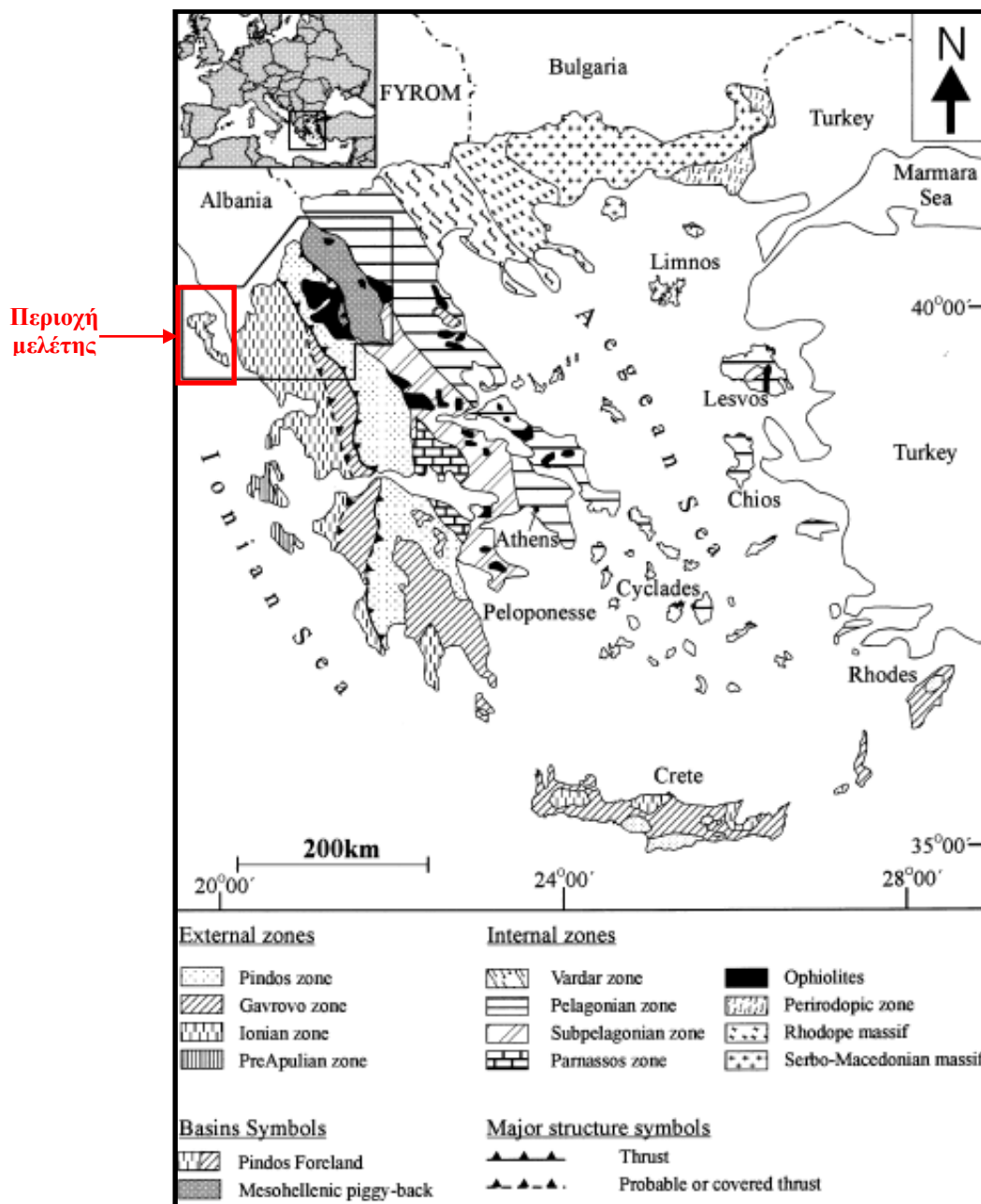
Επίσης, θα ήθελα να ευχαριστήσω τα λοιπά μέρη της εξεταστικής επιτροπής, τον κ. Κοντόπουλο Νικόλαο, καθηγητή του Πανεπιστημίου Πατρών, για το συνεχές ενδιαφέρον του και για την βοήθεια που μου παρείχε στο εργαστηριακό και θεωρητικό κομμάτι της εργασίας μου, αλλά και τον κ. Παύλο Αβραμίδη, λέκτορα του Πανεπιστημίου Πατρών, για τις υποδείξεις στο εργαστηριακό κομμάτι της εργασίας μου.

Επίσης ευχαριστώ θερμά:

Τον Παναγιώτη Τσερόλα, υποψήφιο διδάκτορα του τμήματος, για την βοήθεια που προσέφερε σε όλη την διάρκεια της εργασίας. Τέλος, θα ήθελα να ευχαριστήσω τους φίλους Γιαχαλή Αντριάννα, Θεοδωροπούλου Θεοδώρα, Αγγέλη Στρατούλα, Βαθρακοκοίλη Ιάκωβο, Κωστή Ανδρέα, Αρναούτη Μάριο, Μπελιβάνη Δήμητρα, Αραβαντινού Ειρήνη, Γερογιάννη Νίκο, Καραβούλια Χριστίνα και Τσώνη Μαρία για τις μικρές ή μεγαλύτερες βοήθειες που μου προσέφερε καθένας εξ' αυτών και την ηθική στήριξη που μου έδωσαν.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Το νησί της Κέρκυρας (εικόνα 1.1) βρίσκεται Β-ΒΔ του κύριου κορμού της Ελλάδας, στο Ιόνιο Πέλαγος. Γεωγραφικά εκτείνεται με βάση τις συντεταγμένες από 39°24' έως 39°48' Βόρεια, 19°38' έως 20°08' Ανατολικά και καλύπτεται από τα γεωγραφικά φύλλα του Ι.Γ.Μ.Ε., κλίμακας 1:50.000: Βόρειος και Νότιος Κέρκυρα.



Εικόνα 1.1. Απολοποιημένος χάρτης των Γεωτεκτονικών ζωνών των Ελληνίδων (Bornovas and Rodogianni-Tsiambaou 1983), όπου σημειώνεται η περιοχή μελέτης.

Η νήσος Κέρκυρα είναι το δεύτερο σε μέγεθος νησί των Επτανήσων μετά την Κεφαλληνία, με συνολική έκταση τα 592χλμ². Το μήκος του φτάνει τα 62χλμ., το μέγιστο πλάτος του στα βόρεια φτάνει τα 28χλμ., ενώ στο μέσον και στα νότια κυμαίνεται από 3,5 έως 8,5χλμ. (περιοχή Λευκίμμης). Το νησί χωρίζεται από της ακτές της Ηπείρου με ένα στενό πορθμό πλάτους 2,5χλμ., που αυξάνει προς το νοτιότερο σημείο του φτάνοντας τα 20χλμ (εικόνα 1.2).

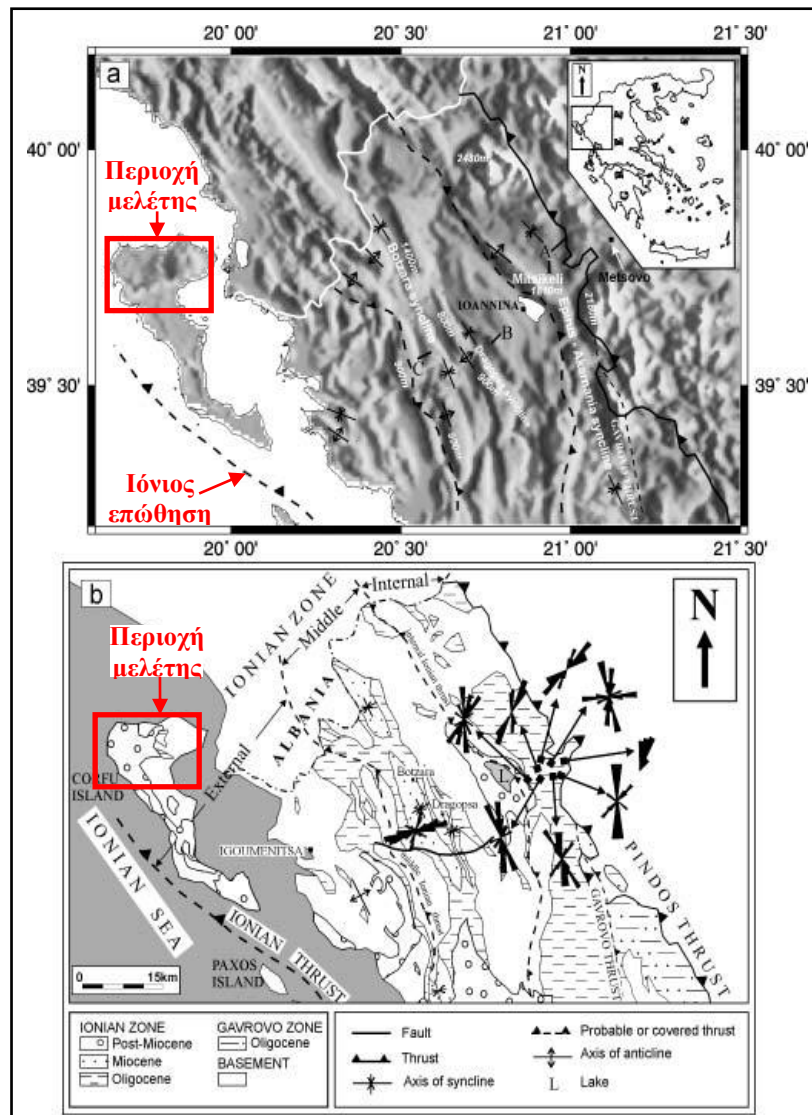


Εικόνα 1.2. Τροποποιημένος τοπογραφικός χάρτης της Κέρκυρας (πηγή: <http://www.greencorfu.com/gr/about-corfu/corfu-geography/>)

Δύο ψηλές οροσειρές χωρίζουν το νησί σε τρεις περιοχές. Στη βόρεια που είναι ορεινή, στη κεντρική που είναι λοφώδης και στη νότια που είναι πιο πεδινή. Η κύρια οροσειρά, του Παντοκράτορα (αρχαία Ιστώνη) εκτείνεται από τον Κάβο Ψαρομύτα ανατολικά μέχρι τον Κάβο Φαλακρό στα δυτικά και φτάνει στο ψηλότερο σημείο της, στην ομώνυμη βουνοκορφή του Παντοκράτορα με ύψος τα 906μ. Η δεύτερη κορυφή απαντά στους Άγιους Δέκα στα 576μ, στο κέντρο του νησιού.

Από γεωλογικής άποψης, το νησί βρίσκεται ανατολικά της Ιονίου επώθησης (εικόνα 1.3) και όπως είναι γνωστό από την βιβλιογραφία (Μουντράκης 1985, Κατσιακάτσος 1992), στην γεωλογική δομή της νήσου συμμετέχουν σχηματισμοί της εξωτερικής Ιονίου ζώνης καθώς και μεταλπικές αποθέσεις. Αναλυτικότερα, οι γεωλογικοί σχηματισμοί που απαντούν στο νησί διακρίνονται σε τρεις μεγάλες ομάδες:

1. Την Αλπική σειρά, που δομείται από τους σχηματισμούς της Ιονίου ζώνης.
2. Τους Μολασικούς σχηματισμούς μεταλπικής ηλικίας και
3. Τις Τεταρτογενείς αποθέσεις, που αποτελούν τις νεότερες αποθέσεις.



Εικόνα 1.3. (α) Τοπογραφικός χάρτης της Βορειοδυτικής Ελλάδας, (β) Απλοποιημένος γεωλογικός χάρτης της Βορειοδυτικής Ελλάδας (Avramidis and Zelilidis, 2001).

2. ΟΡΟΓΕΝΕΣΗ ΚΑΙ ΛΕΚΑΝΕΣ ΠΡΟΧΩΡΑΣ

Οι γνωστές μεγάλες οροσειρές της γης όπως οι Άλπεις, τα Ιμαλάια, τα Βραχώδη Όρη, τα Απαλάχια, κλπ. σχηματίζονται κατά την διαδικασία σύγκρουσης των λιθοσφαιρικών πλακών. Όπως αρχικά είχε δοθεί από τον Gilbert (1890) η **ορογένεση** είναι απλά μια περίοδος της χρονοβόρας διαδικασίας οικοδόμησης μιας οροσειράς.

Σήμερα με τον όρο **ορογένεση** εννοούμε την *διαπεραστική παραμόρφωση του φλοιού της γης που σχετίζεται με φάσεις μεταμόρφωσης και μαγματικής δραστηριότητας και που περιορίζεται σε επιμήκεις και στενές γραμμικές ζώνες και σε περιορισμένο χρονικό διάστημα* (Dennis 1972).

Οι πληροφορίες που συλλέγουμε από την μελέτη των ορογενετικών ζωνών είναι πολύ σημαντικές μια και από αυτές εξάγονται οι παλαιότερες κινήσεις των λιθοσφαιρικών πλακών που δεν μπορούν να προσδιοριστούν από την μελέτη του ωκεάνιου φλοιού, λόγω της μικρής ηλικίας του.

2.1. Ορογένεση και ορογενές

Η ορογένεση είναι μια από τις πιο πολύπλοκες διαδικασίες που γίνονται στο φλοιό της γης. Για αυτό το λόγο η ερμηνεία παλαιών ορογενετικών αλυσίδων αποτελεί μια από τις μεγαλύτερες προκλήσεις για τη γεωλογική έρευνα παγκοσμίως.

Καθώς εξελίσσεται η διαδικασία σύγκλισης των λιθοσφαιρικών πλακών, σε κάποια χρονική περίοδο η καταβυθιζόμενη πλάκα θα φέρει στη ζώνη καταβύθισης τμήματα ηπειρωτικού φλοιού ή ανώριμο φλοιό που έχει σχηματιστεί σε ένα νησιωτικό τόξο. Στο σημείο αυτό μια ζώνη σύγκρουσης αντικαθιστά το προηγούμενο περιθώριο σύγκλισης. Με την είσοδο χαμηλής πυκνότητας υλικού στη ζώνη καταβύθισης γίνονται θεμελιώδεις αλλαγές τόσο στη γεωμετρία των πλακών, όσο και στην κινηματική τους λόγω του ότι οι δυνάμεις άνωσης αλληλεπιδρούν με το σύνολο των δυνάμεων στη ζώνη καταβύθισης (Price, 1971, 1973; Beaumont, 1981; Jordan, 1981). Έτσι υπάρχουν διάφορα πιθανά μοτίβα σύγκρουσης, τα οποία εξαρτώνται κυρίως από το αν εμπλέκονται στη διαδικασία μια ή δυο ζώνες καταβύθισης.

Σύμφωνα με τον Windley (1992), διαμορφώνονται δυο τύποι με σύγκρουση ηπειρωτικών μπλοκ, τρεις τύποι με σύγκρουση νησιωτικού τόξου - ηπειρωτικού

μπλοκ και δυο τύποι με σύγκρουση νησιωτικών τόξων. Δυο θεμελιώδεις διεργασίες είναι σημαντικές για την κατανόηση της διαδικασίας σύγκρουσης:

α) Σε διάφορους τύπους σύγκρουσης οι δυνάμεις άνωσης (buoyancy) του ηπειρωτικού φλοιού τείνουν να σταματήσουν την καταβύθιση στο περιθώριο σύγκλισης. Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα είτε την μετάθεση της ζώνης καταβύθισης σε άλλο τμήμα του φλοιού μακριά από την επικείμενη ζώνη σύγκρουσης ή την αλλαγή της γεωμετρίας και κινηματικής των πλακών.

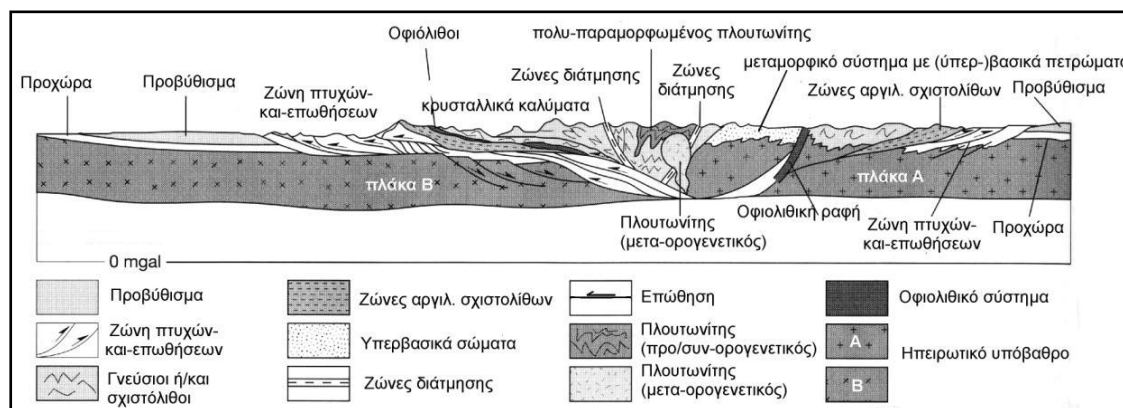
β) Η άλλη σημαντική θεώρηση είναι ότι οι οφιολιθικές ζώνες που παρεμβάλλονται στον ηπειρωτικό φλοιό αντιπροσωπεύουν υπολείμματα ενός ωκεάνιου φλοιού ο οποίος διαχώριζε τις ηπειρωτικές μάζες. Οι οφιολιθικές αυτές ζώνες τυπικά εμφανίζουν τεκτονικές επαφές με τα υποκείμενα ιζήματα της υφαλοκρηπίδας του παλαιού παθητικού περιθωρίου.

Σε πολλές περιοχές οι επαφές αυτές είναι χαμηλής κλίσης εφίππευσεις που έχουν μεταφέρει τα οφιολιθικά πετρώματα σε μεγάλες αποστάσεις προς το εσωτερικό των ηπείρων. Τέτοια οφιολιθικά συστήματα μπορούν να τοποθετηθούν με δυο τρόπους: i) κυρίως με τη σύγκρουση ενός παθητικού ηπειρωτικού περιθωρίου με μια ενδο-ωκεάνια ζώνη καταβύθισης και ii) με ενσωμάτωση τμήματος της καταβυθιζόμενη ωκεάνιας πλάκας στη ζώνη καταβύθισης.

Οι ορογενετικές ζώνες σχηματίζονται από παχιές ακολουθίες ιζημάτων ρηχής φάσης (ψαμμίτες, ασβεστόλιθοι και σχίστες) που αποτίθεται επί του ηπειρωτικού φλοιού και ωκεάνιες αποθέσεις που χαρακτηρίζονται από τουρβιδιτικά ιζήματα βαθιάς θάλασσας και πελαγικά ιζήματα, συχνά με παρεμβολές ηφαιστειακών και ηφαίστειο-ιζηματογενών ενοτήτων. Οι ορογενετικές ζώνες παρουσιάζουν έντονη παραμόρφωση και μεταμόρφωση σε διάφορους βαθμούς, ενώ παράλληλα πλουτώνια πετρώματα, γρανιτικής σύστασης κυρίως, διεισδύουν μέσα σε αυτά.

Δομικά, οι περισσότερες ορογενετικές ζώνες παρουσιάζουν μια φαινομενική αμφίπλευρη συμμετρία (Hatcher and Williams 1986), η οποία διακρίνεται από μια γραμμική κεντρική περιοχή αποτελούμενη από μεγάλο πάχους έντονα παραμορφωμένα και μεταμορφωμένα ιζήματα ή/και ηφαιστειακά πετρώματα που συνορεύουν και από τις δυο πλευρές από απαραμόρφωτες περιοχές, είτε ηπειρωτικές, είτε ωκεάνιες.

Σύμφωνα με τους Hatcher and Williams (1986), σε ένα τυπικό ορογενές μπορούμε να αναγνωρίσουμε παράλληλες ζώνες συμμετρικά διατεταγμένες προς το κέντρο του ορογενούς και συστήματα επιπτεύσεων προς τις γειτονικές περιοχές προχώρας (εικόνα 2.1).



Εικόνα 2.1. Η ανατομία ενός τυπικού ορογενούς (Hatcher and Williams, 1986).

Η εξωτερική ζώνη του ορογενούς συγκροτείται από κλαστικά ιζήματα που έχουν αποτεθεί σε προ-βυθίσματα (**foredeep**) επί των γειτονικών ηπείρων γνωστά ως **μολασσικές λεκάνες**. Εναλλαγές θαλασσίων και χερσογενών ιζημάτων που διαχωρίζονται με πλήθος ασυμφωνιών δείχνουν ότι η ιζηματογένεση λάμβανε χώρα μια πάνω και μια κάτω από το επίπεδο της θάλασσας.

Τα ιζήματα αυτά, γνωστά ως μολάσσειες, αποτίθενται στα τελικά στάδια της ορογενετικής διαδικασίας και δέχονται το υλικό των ήδη ανυψωμένων εσωτερικών ζωνών του ορογενούς. Τα εξωτερικά τμήματα της μολάσσειας εμφανίζονται συνήθως με ελάχιστες δομές, ενώ τα εσωτερικά τμήματα πτυχώνονται ελαφρά.

Πάνω στη μολάσσεια συνήθως, βρίσκεται επωθημένη η ζώνη πτυχών και επωθήσεων της προχώρας (**foreland fold and thrust belt**), που είναι ένα σφηνοειδές πρίσμα ποικίλης λιθολογίας από ασβεστόλιθους, σχίστες και κλαστικά ιζήματα γνωστά ως φλύσχη. Αυτά είναι ιζήματα που έχουν αποτεθεί στη προχώρα του ορογενούς και μάλιστα συγχρόνως με τη παραμόρφωση.

Αλλαγές της κλίσης του πυθμένα της ιζηματογενούς λεκάνης, ως αποτέλεσμα των παραμορφώσεων αυτών, προκαλούν υποθαλάσσιες κατολισθήσεις και σχηματισμό τουρβιδιτικών ρευμάτων.

Πιο ειδικά, η ζώνη αυτή αποτελείται κυρίως από πτυχωμένα και λεπιωμένα ιζηματογενή πετρώματα του μειο-γεωσυγκλίνου που έχουν ωθηθεί μακριά και έξω από τον ορογενετικό πυρήνα, πάνω στη σταθερή προχώρα. Συνήθως το μέτωπο της ζώνης αυτής των πτυχών και επωθήσεων βρίσκεται επωθημένο πάνω στα ιζήματα της εμπροσθολεκάνης, ορισμένα από τα οποία συμμετέχουν στο σύστημα των επωθήσεων. Το πάχος των ιζημάτων του μειο-γεωσυγκλίνου συνήθως αυξάνει προς τον πυρήνα της ορογενετικής ζώνης.

Ένα θεμελιώδες χαρακτηριστικό της τεκτονικής δομής των ζωνών αυτών είναι η ύπαρξη μιας μεγάλης επιφάνειας ολίσθησης βάσης (**sole fault**) που διαχωρίζει τα έντονα πτυχωμένα και λεπιωμένα πετρώματα από το απαραμόρφωτο υπόβαθρο. Η επιφάνεια αυτή εκτείνεται διαμέσου του συνόλου της στρωματογραφικής ακολουθίας προς την προχώρα και δίνει στο σύνολο των έντονα παραμορφωμένων πετρωμάτων τη μορφή σφήνας (**wedgeshape geometry**). Οι επωθήσεις και οι λεπιώσεις που αναπτύσσονται πάνω από τη θεμελιώδη αυτή επιφάνεια παρουσιάζουν μια χαρακτηριστική γεωμετρία τύπου ramp-flat ενώ συχνές είναι και οι δομές duplex.

Ο ανάστροφος κινηματικός χαρακτήρας των επιφανειών αυτών οδηγεί σε βράχυνση και πάχυνση της σφήνας με αποτέλεσμα να δημιουργούνται πτυχές τύπου **ramp-fault**. Για τον ίδιο λόγο πτυχές δημιουργούνται και πάνω από επίπεδες επιφάνειες ολίσθησης και αποκόλλησης.

Ταυτόχρονα πολλές πτυχές, όταν η πτύχωση γίνει πολύ έντονη και δεν μπορεί να υποστεί άλλη βράχυνση, εξελίσσονται σε επωθήσεις και ανάστροφα ρήγματα, συνήθως παράλληλα με τα ανεστραμμένα σκέλη των πτυχών. Όλες οι πτυχές αυτές είναι συνήθως ασύμμετρες με φορά κατάκλισης από τον ορογενετικό πυρήνα προς την προχώρα.

Στις περισσότερες ζώνες πτυχών και επωθήσεων η σχετική ηλικία των δομών φανερώνει ότι οι δομές που βρίσκονται πιο κοντά στον ορογενετικό πυρήνα αλλά και αυτές που βρίσκονται στα ανώτερα λέπι της παραμορφωμένης ακολουθίας είναι παλαιότερες από αυτές που βρίσκονται πιο κοντά στην προχώρα αλλά και στα βαθύτερα λέπι της ακολουθίας. Η διαπίστωση αυτή στη βιβλιογραφία είναι γνωστή με το όνομα προϊούσα παραμόρφωση (**prograding deformation**). Η παρουσία νεότερης ηλικίας λεπιών και επωθήσεων στο τμήμα των παλαιών είναι γνωστή με το όνομα επωθήσεις εκτός ακολουθίας (**out-of-sequence thrusts**).

Τα περισσότερα πετρώματα της ζώνης πτυχών - επωθήσεων είναι μη μεταμορφωμένα, με αποτέλεσμα τα απολιθώματα να είναι συχνά και η στρωματογραφία καλά γνωστή με καλούς συσχετισμούς ανάμεσα στα ρηξιτεμάχη των επωθήσεων και των λεπιών. Σε ορισμένες περιοχές μπορεί να εμφανίζονται και πετρώματα χαμηλού βαθμού μεταμόρφωσης. Συνήθως εμφανίζουν ένα slaty cleavage που συνήθως τέμνεται από μια δεύτερη φολίωση κατά διαστήματα (**spaced foliation**).

Προς τα εσωτερικά τμήματα της ζώνης πτυχών - επωθήσεων, δηλαδή πλησιέστερα προς τον ορογενετικό πυρήνα, στις επωθήσεις εμπλέκονται και κρυσταλλικά πετρώματα του υποβάθρου. Σε ορισμένες περιπτώσεις, όπως στις δυτικές Άλπεις, τα κρυσταλλικά αυτά πετρώματα αποτελούν πραγματικά το υπόβαθρο πάνω στο οποίο έχουν αποθεθεί τα ιζήματα του μειο-γεωσυγκλίνου.

Σε άλλες όμως περιπτώσεις δεν υφίσταται αυτή η σαφής σχέση λόγω του έντονου τεκτονισμού, όπου κρυσταλλικά πετρώματα και ιζήματα βρίσκονται σε τεκτονική σχέση. Άσχετα με την προέλευσή τους τα πετρώματα αυτά είναι έντονα παραμορφωμένα με μυλονιτικές ζώνες και πτυχές που πολλές φορές σχετίζονται με αντίστοιχες δομές (ρήγματα και πτυχές) του ιζηματογενούς καλύμματος.

Μια ακόμα χαρακτηριστική αλλαγή που συμβαίνει προς το εσωτερικό τμήμα του ορογενούς είναι αυτή της φάσης των ιζημάτων, όπου τα ρηχής φάσης ιζήματα του μειο-γεωσύγκλινου δίνουν τη θέση τους στα βαθειά ιζήματα του ευγεωσύγκλινου. Σε πολλές περιοχές η ζώνη αυτή ονομάζεται ζώνη φυλλιτών (**slate belt** - εικόνα 2.1), δεδομένου ότι χαρακτηρίζεται από μια μονότονη ακολουθία από σχίστες και φυλλίτες, συνήθως χωρίς απολιθώματα, γεγονός που δυσκολεύει τους στρωματογραφικούς προσδιορισμούς και τις συσχετίσεις.

Ο βαθμός μεταμόρφωσης της ζώνης αυτής είναι υψηλότερος και φθάνει μέχρι την κατώτερη πρασινοσχιστολιθική φάση. Παρατηρούνται διάφορες φάσεις πτυχώσεων, οι πτυχές είναι πολύ πιο κλειστές, ισοκλινείς ή και ανεστραμμένες, ενώ συχνά δημιουργούνται και μεγάλης κλίμακας πτυχές - καλύμματα (**huge fold nappes**). Χαρακτηριστική είναι επίσης η παρουσία μιας συνεχούς φολίωσης (**continuous foliation**) που επικαλύπτεται από μια φολίωση κατά διαστήματα (**spaced foliation**).

Τα ιζήματα αυτά απελευθερώνονται από το κρυσταλλικό υπόβαθρο και κινούνται προς την πλευρά της γειτονικής ηπείρου με μια επώθηση πέλματος, πάνω στην οποία

καταλήγουν μικρότερα επικουρικά ρήγματα (**λεπτή επιδερμική τεκτονική - thin-skinned deformation**). Το εσωτερικό του ορογενούς καταλαμβάνει ο **κρυσταλλικός ή μεταμορφικός πυρήνας (metamorphic core)** που περιλαμβάνει τεκτονικά καλύμματα υψηλής εσωτερικής παραμόρφωσης και μεταμορφισμού έως και ανάτηξης (**παχιά επιδερμική τεκτονική - thick-skinned deformation**).

Τα πετρώματα που παίρνουν μέρος στις διεργασίες αυτές είναι το κρυσταλλικό υπόβαθρο, που έχει προηγουμένως απολεπτυνθεί κατά τον σχηματισμό του παθητικού περιθωρίου, καθώς και τα ιζήματα του παθητικού περιθωρίου και του ωκεάνιου πυθμένα γνωστά με την παλαιά κλασσική ορολογία ως ιζήματα γεωσυγκλίνου. Στα πλαίσια μιας **τεκτονικής αναστροφής** τα ιζήματα του παθητικού περιθωρίου πτυχώνονται και μεταμορφώνονται ενώ τα παλαιότερα κανονικά ρήγματα μετατρέπονται σε ανάστροφα. Το κρυσταλλικό υπόβαθρο επαναπτυχώνεται σχηματίζοντας πολύπλοκες δομές και ο ωκεάνιος φλοιός επωθείται επί του ηπειρωτικού φλοιού.

Σε πολλές ορογενετικές ζώνες παρατηρούνται οφιολιθικά καλύμματα (**ophiolite nappe**) που πολλές φορές καταλαμβάνουν εκτάσεις αρκετών εκατοντάδων τετραγωνικών χιλιομέτρων. Πολλά από αυτά τα καλύμματα έχουν μια σχετικά εσωτερική θέση, αφού είναι επωθημένα στη ζώνη των φυλλιτών ή στα εσωτερικότερα τμήματα της ζώνης πτυχών - επωθήσεων (π.χ. το τμήμα Άλπεις - Ιρανίδες του αλπικού συστήματος). Σε ορισμένες περιπτώσεις τα οφιολιθικά καλύμματα απαντώνται και στο μπροστινό τμήμα της ζώνης πτυχών - επωθήσεων, επωθημένα σε πετρώματα της ηπειρωτικής πλατφόρμας.

Σύγχρονες έρευνες ωστόσο δείχνουν ότι η συμμετρία αυτή είναι πιο πολύ φαινομενική, αφού στις περισσότερες περιπτώσεις οι δομές εκατέρωθεν της κεντρικής ζώνης του ορογενούς είναι διαφορετικής ηλικίας.

2.2. Λεκάνες Προχώρας

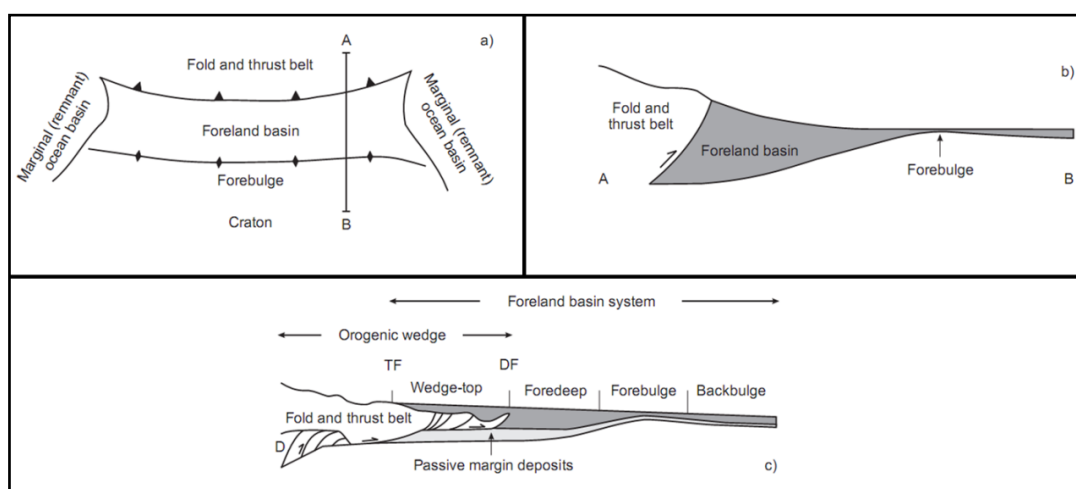
Η σχέση των λεκανών προχώρας και της ορογενετικής ζώνης έχει μελετηθεί εκτενώς από πολλούς ερευνητές (Karner and Watts, 1983; Lyon-Caen and Molnar, 1985; Stockmal et al., 1986, 1987; Flemings and Jordan, 1989; Sinclair et al., 1991; Sinclair and Allen, 1992; Schlunegger et al., 1997a, b)

Μεταξύ της κύριας ορογενετικής ζώνης και της απαραμόρφωτης ηπειρωτικής πλατφόρμας αναπτύσσεται μια παχιά σειρά κλαστικών ιζημάτων η οποία προέρχεται από γειτονικές ορογενετικές περιοχές που υφίστανται συνεχή ανύψωση (Dickinson, 1974) (εικόνα 2.2). Τα ιζήματα αυτά αποτίθενται σε ένα προβύθισμα ή σε μια λεκάνη προχώρας, ή σε μια μολασσική λεκάνη, σύμφωνα με την Αλπική ορολογία (από τη Γαλλική λέξη molle, ενν. μαλακό, ασθενές, λόγω του ότι τα ιζήματα αυτά είναι συνήθως μη συμπαγοποιημένα).

Οι Price και Mountjoy (1971) ήταν ανάμεσα στους πρώτους που χρησιμοποίησαν τους όρους «πτυχωσιγενής σειρά και ζώνη επώθησης». Ο όρος λεκάνη προχώρας εισήχθη για πρώτη φορά από τον Dickinson (1974) ο οποίος και διέκρινε δυο κυρίως τύπους:

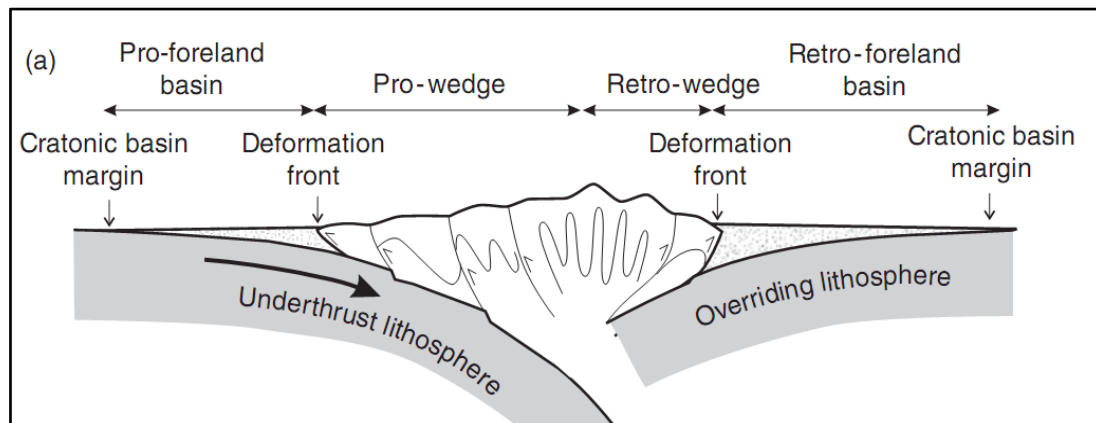
α) Περιφερειακές λεκάνες προχώρας, οι οποίες σχετίζονται με σύγκρουση ηπειρωτικού φλοιού (π.χ. η βόρεια Αλπική λεκάνη και η λεκάνη Ινδού - Γάγγη). Οι λεκάνες που αναπτύσσονται πάνω από την υπωθούμενη πλάκα ονομάζονται pro-foreland λεκάνες ενώ αυτές που αναπτύσσονται πάνω από την επιππεύουσα πλάκα ονομάζονται retro-foreland λεκάνες (εικόνα 2.3).

β) Λεκάνες μακριά από την περιοχή του τόξου που σχετίζονται με την καταβύθιση της ωκεάνιας λιθόσφαιρας (π.χ. οι Άνω Μεσοζωικές - καινοζωικές λεκάνες των Rocky Mountains).



Εικόνα 2.2. α) Σχηματική κάτοψη μια λεκάνης προχώρας που οριοθετείται πλευρικά από ένα ζεύγος περιθωριακών ωκεάνιων λεκανών, β) Η γενικά αποδεκτή και απλοποιημένη θεώρηση της γεωμετρίας της λεκάνης προχώρας σε τομή (τομή AB), γ) Σχηματική αναθεωρημένη τομή σε περιοχή λεκάνης

προχώρας με τις περιοχές απόθεσης στην κορυφή του σφηνοειδούς πρίσματος (*wedge-top*), στο προβύθισμα (*foredeep*), στην διόγκωση της προχώρας (*forebulge*) και πίσω από αυτή (*backbulge*). Το τοπογραφικό όριο της ζώνης πτυχών και επωθήσεων σημειώνεται με TF. Το D δείχνει δομή διδύμου που σχηματίζεται στην οπισθοχώρα. Με σκούρο γκρι χρώμα φαίνονται οι αποθέσεις στο σύστημα λεκανών προχώρας ενώ με ανοικτό γκρι χρώμα τα ιζήματα του παθητικού περιθωρίου. (DeCelles and Giles, 1996).



Εικόνα 2.3. Οι λεκάνες προχώρας σε ένα διπολικό τυπικό ορογενές. Η λεκάνη προχώρας (*pro-foreland basin*) αναπτύσσεται πάνω από την κάμψη της καταβυθιζόμενης πλάκας ενώ η λεκάνη προχώρας στην πλευρά της οπισθοχώρας (*retro-foreland basin*) αναπτύσσεται άνωθεν της κάμψης της επιπτεύουσας πλάκας που είναι σχετικά αμετακίνητη σε σχέση με το ορογενές (Naylor and Sinclair, 2008).

Οι λεκάνες προχώρας σχετίζονται με περιοχές συμπίεστικής τεκτονικής και είναι αποτέλεσμα της κάμψης προς τα κάτω του ηπειρωτικού φλοιού της λιθόσφαιρας ως αποτέλεσμα της τεκτονικής και τοπογραφικής φόρτισης κατά τη διάρκεια της ηπειρωτικής σύγκρουσης (Price, 1973; Beaumont, 1981; Jordan, 1981; Karner and Watts, 1983; Lyon-Caen and Molnar, 1985; Stockmal et al., 1986; Flemings and Jordan, 1989; Sinclair et al., 1991; Watts, 1992). Η χωρική εξέλιξη των σχετιζόμενων κέντρων απόθεσης των ιζημάτων, π.χ. κορυφή του σφηνοειδούς πρίσματος (*wedge-top*), προβύθισμα, διόγκωση προχώρας κλπ., και το ιζηματογενές επικάλυμμα εξαρτώνται άμεσα από:

α) τα πάχη των λιθοσφαιρικών μπλοκ που εμπλέκονται στην παραμόρφωση, β) τις οριζόντιες τάσεις, γ) τη φόρτιση που ασκείται στην προχώρα από την ορογενετική σφήνα και το καταβυθιζόμενο λιθοσφαιρικό μπλοκ, δ) την κλίση του τελευταίου, ε) το ρυθμό και τη διεύθυνση της σύγκλισης, ζ) το ποσό της διάβρωσης της

ορογενετικής σφήνας και η) την ισοστασία (Jordan, 1981; Karner and Watts, 1983; Lyon-Caen and Molnar, 1985; Watts, 1992).

Πληθώρα μελετών πεδίου έχουν αναδείξει ότι όλα τα προβυθίσματα εξελίσσονται από ένα στάδιο υποπλήρωσης έως και υπερπλήρωσης, σχετικά με την αποθετική τους κατάσταση. Το στάδιο υποπλήρωσης χαρακτηρίζεται από ιζήματα βαθιάς θάλασσας (φλύσχης), υψηλούς ρυθμούς προέλασης των επωθήσεων και μικρούς ρυθμούς εκταφιασμού. Σε αντίθεση, στο στάδιο υπερπλήρωσης των λεκανών η ιζηματογένεση είναι ρηχής θάλασσας και χερσογενής (μολάσσα) και επικρατεί ο εκταφιασμός σε σχέση με την μετωπική προέλαση του ορογενούς.

Γενικά, τα ιζήματα στις λεκάνες προχώρας φτάνουν σε πάχος και τα 8-10χλμ. κοντά στον πόδα του ορογενούς και το κοκκομετρικό μέγεθος τους μειώνεται όσο απομακρυνόμαστε από αυτόν. Από κροκαλοπαγείς φάσεις περνάμε σταδιακά σε ψαμμίτες και σχίστες, οι οποίοι με τη σειρά τους εξελίσσονται σε ανθρακικά θαλάσσια ιζήματα (φάσης υφαλοκρηπίδας). Δείκτες περιβάλλοντος από διάφορες λεκάνες υποδηλώνουν δύο πιθανούς μηχανισμούς για την εξέλιξη αυτών των λεκανών.

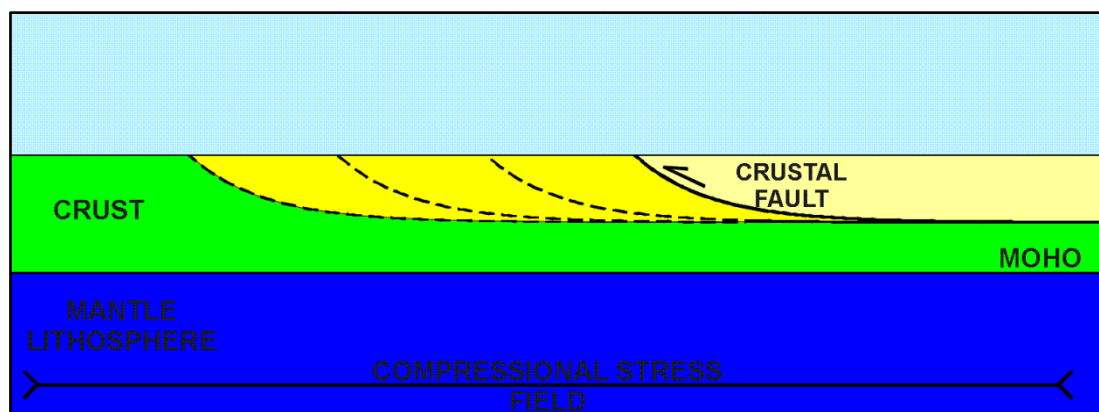
Σε πολλές περιοχές προχώρας, στρωματογραφικά νεώτερες αποθέσεις περιέχουν δεβριτικά ιζήματα από βαθύτερους στρωματογραφικούς ορίζοντες της οροσειράς. Μια τέτοια ακολουθία ιζημάτων αντικατοπτρίζει την προοδευτική ανύψωση και διάβρωση (εκταφιασμό) της γειτονικής οροσειράς.

Συνήθως τα ιζήματα στις περιοχές προχώρας είναι ελαφρά παραμορφωμένα λόγω του ότι είτε έχουν αποτεθεί κυρίως μετά την κύρια φάση της παραμόρφωσης στο εσωτερικό της ορογενετικής ζώνης, ή ήταν αρκετά μακριά και έμειναν ανεπηρέαστα από αυτή. Παρόλα αυτά κοντά στην μετωπική ζώνη του ορογενούς τα ιζήματα είναι συνήθως παραμορφωμένα με πτυχές και επωθήσεις. Οι πτυχές είναι κυρίως συγκεντρικές ανοικτές με μήκη κύματος μεγαλύτερα του ενός χιλιομέτρου, οι οποίες ελέγχονται από τα μεγάλου πάχους συμπαγή στρώματα της ακολουθίας.

Στα παρακάτω σχήματα συνοψίζονται τα κύρια στάδια σχηματισμού και εξέλιξης των λεκανών αυτών:

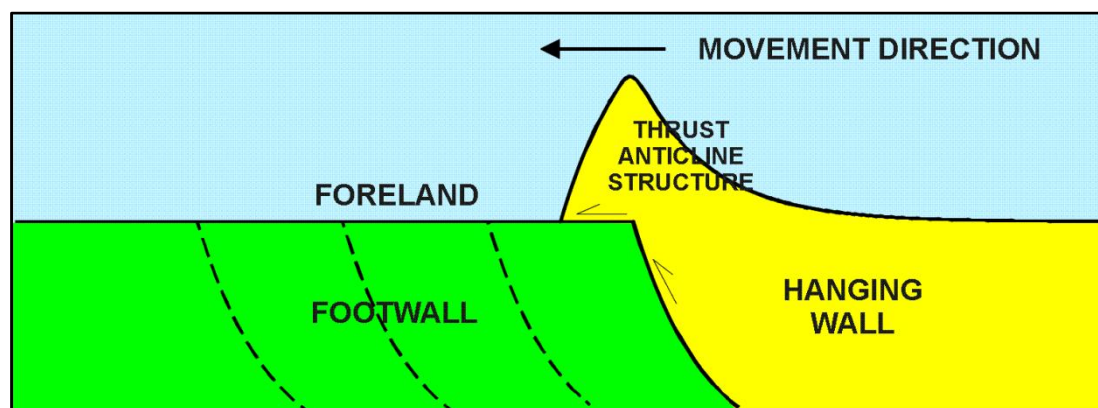
Στάδιο εξέλιξης Α. (εικόνα 2.4): Συμπιεστικές τάσεις που δημιουργούνται στα περιθώρια των λιθοσφαιρικών πλακών μπορούν να προκαλέσουν ανάστροφες κινήσεις κατά μήκος προϋπαρχόντων ή και νέων ρηγμάτων που διατέμνουν τον

φλοιού. Ανάστροφες κινήσεις σε τέτοια ρήγματα προκαλούν μεγάλες μετατοπίσεις δημιουργώντας αντικλινικές δομές ανύψωσης στην οροφή της επώθησης (**thrust anticlines**). Η διαδικασία αυτή προκαλεί μια αρχική πάχυνση του φλοιού.



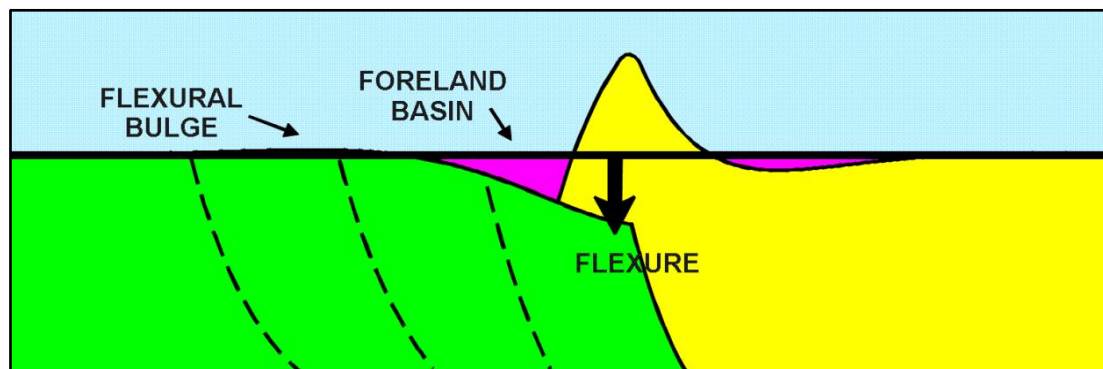
Εικόνα 2.4. Στάδιο εξέλιξης Α (Bradley and Dwight, 2004).

Στάδιο εξέλιξης Β. (εικόνα 2.5): Ο σχηματισμός της ορογενετικής ζώνης προκαλεί μια φόρτιση στην λιθόσφαιρα η οποία και αντιδρά με κάμψη. Έτσι ως αποτέλεσμα της κάμψης αυτής έχουμε τον σχηματισμό μιας λεκάνης μπροστά στον πόδα της ορογενετικής ζώνης. Το πάχος της λεκάνης είναι μέγιστο ακριβώς μπροστά από το μέτωπο των επωθήσεων και βαθμιαία ελαττώνεται με την απόσταση προς την προχώρα έως ότου συναντήσει μια ανυψωμένη περιοχή, η οποία ονομάζεται διόγκωση προχώρας (foreland bulge).



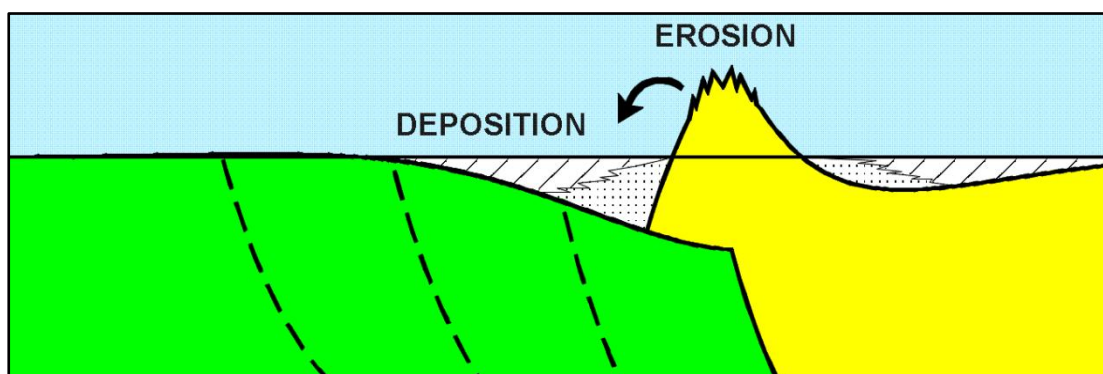
Εικόνα 2.5 Στάδιο εξέλιξης Β (Bradley and Dwight, 2004).

Στάδιο εξέλιξης Γ. (εικόνα 2.6): Το μέγεθος της ορογενετικής ζώνης, της λεκάνης προχώρας καθώς και της διόγκωσης της προχώρας εξαρτώνται από πολλούς γεωλογικούς και γεωδυναμικούς παράγοντες. Για παράδειγμα, η διάβρωση στην οποία υπόκειται οι ανυψωμένες περιοχές του ορογενούς μειώνουν το μέγεθός του και προκαλούν επιπλέον φόρτιση εκτός της τεκτονικής φόρτισης στη λεκάνη προχώρας λόγω αύξησης του πάχους των ιζημάτων στην γειτονική λεκάνη της προχώρας.



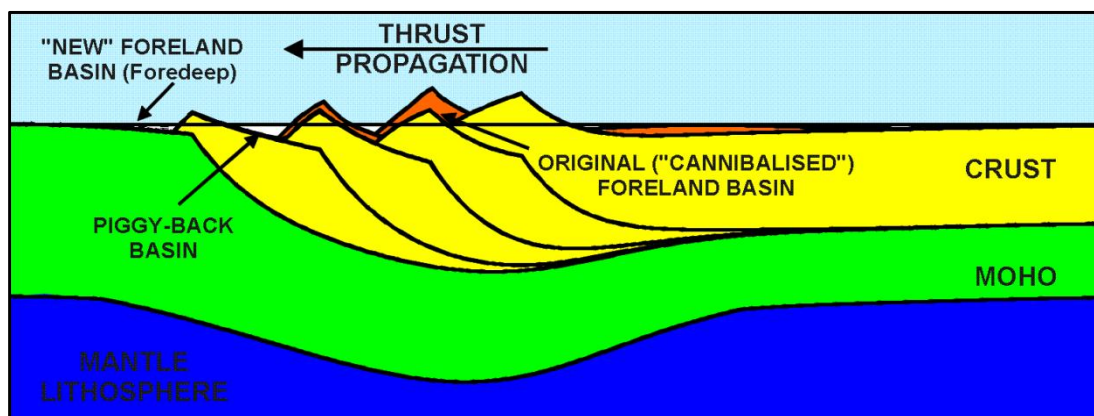
Εικόνα 2.6. Στάδιο εξέλιξης Γ (Bradley and Dwight, 2004).

Στάδιο εξέλιξης Δ. (εικόνα 2.7) Η εξέλιξη των λεκανών προχώρας κατά την ορογενετική διαδικασία είναι αρκετά δυναμική και κατά κάποιο τρόπο καταστροφική διεργασία. Οι επωθητικές κινήσεις τείνουν να προελαύνουν προς τις εξωτερικές περιοχές του ορογενούς, δηλαδή προς την προχώρα. Έτσι μπορούν και σχηματίζονται πολλαπλές ενότητες καλυμμάτων η μια πάνω στην άλλη αυξάνοντας έτσι το πάχος και το μέγεθος του ορογενούς.



Εικόνα 2.7. Στάδιο εξέλιξης Δ (Bradley and Dwight, 2004).

Στάδιο εξέλιξης Ε. (εικόνα 2.8) Έτσι και οι λεκάνες που βρίσκονται στον πόδα αυτών των επωθητικών καλυμμάτων μεταφέρονται και ενσωματώνονται μεταξύ των νέων καλυμμάτων, ενώ νέες λεκάνες συνεχίζουν να σχηματίζονται στη μετωπική ζώνη των επωθήσεων προς την προχώρα. Η παραμόρφωση αυτή δημιουργεί αλλαγές στη λιθόσφαιρα με πιο σημαντική την κάμψη προς τα κάτω της ασυνέχειας Moho, δραστηριοποιώντας έτσι υποφλοιϊκές κινήσεις.



Εικόνα 2.8. Στάδιο εξέλιξης Ε (Bradley and Dwight, 2004).

2.3. Το Ελληνικό Ορογενές

Το Ελληνικό Ορογενές αποτελεί τμήμα του μεγάλου Αλπικού Ορογενούς, όπως αυτό αναφέρεται από την εποχή του Αλπικού γεωσυγκλίνου, αποτελούμενο από τις γνωστές γεωλογικές ζώνες.

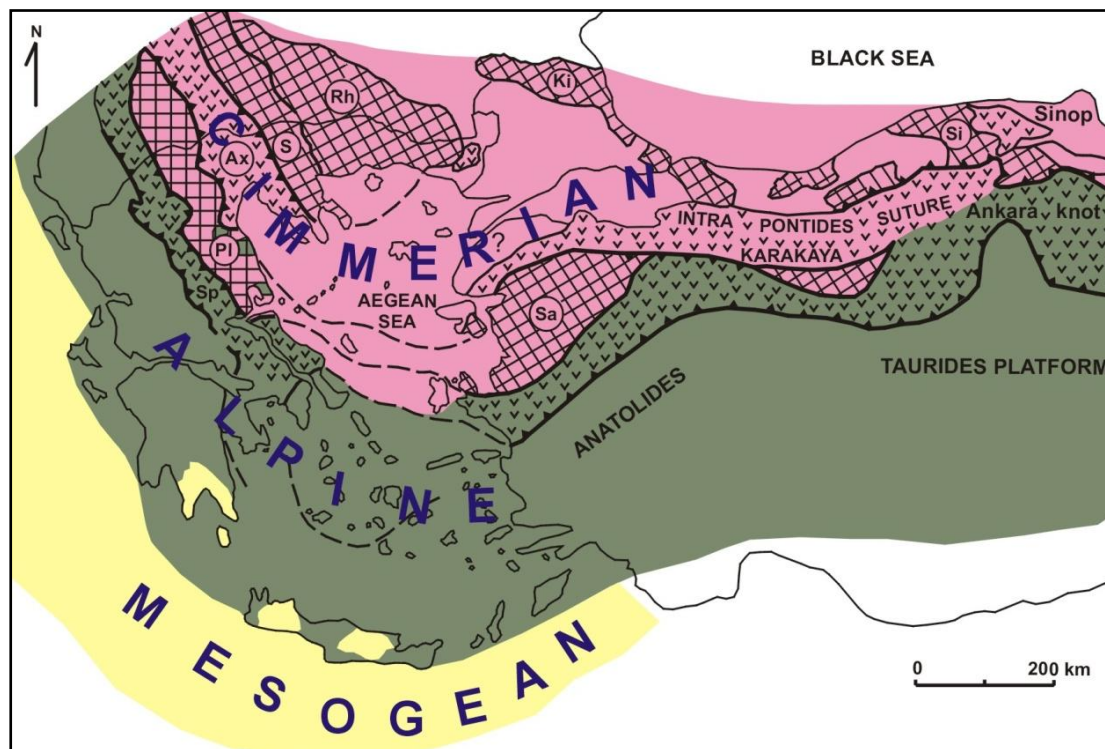
Σήμερα έχει αποδειχθεί και γίνεται γενικά αποδεκτό ότι αποτελεί ένα σύνθετο ορογενετικό οικοδόμημα που δημιουργήθηκε σε διάφορες γεωλογικές περιόδους και η οριστική του συγκρότηση ολοκληρώθηκε με αλληπάλληλες τεκτονικές διεργασίες στις περιόδους αυτές (Brunn, 1956; Aubouin, 1959; Godfriaux, 1968; Smith et al 1975; Kocket et al., 1971; 1977; Mountrakis, 1984, 1986; Robertson and Dixon, 1984; Mountrakis, 2006).

Στη συνέχεια θα αναλυθεί το σύνθετο Ελληνικό ορογενές με βάση τη γενικότερα επικρατούσα σήμερα επιστημονική άποψη.

2.3.1. Το Σύνθετο Ελληνικό Ορογενές

Το Ελληνικό Ορογενές συγκροτείται από τρεις ορογενετικές λωρίδες, οι οποίες διαμορφώθηκαν σε διαφορετικά χρονικά διαστήματα και από ανατολικά προς τα δυτικά διακρίνονται όπως φαίνεται και στην εικόνα 2.9, ως

1. Η Κιμμερική (Cimmerian) Ορογενετική Λωρίδα,
2. Η Αλπική (Alpine) Ορογενετική Λωρίδα και
3. Η Μεσογειακή (Mesogeian) Ορογενετική Λωρίδα,



Εικόνα 2.9. Χάρτης που δείχνει τις τρεις ορογενετικές λωρίδες του Ελληνικού Ορογενούς και την επέκτασή τους στο χώρο της Μικράς Ασίας στην οποία παρατηρούνται και εναπομείναντα τμήματα της Κιμμερικής ηπείρου: Kırklareli (Ki), Pelagonian (Pl), Rhodope (Rh), Sakarya (Sa), Serbomakedonian (S), Sinop (Si). Ophiolitic sutures: Ankara, Axios (Vardar) zone (Ax), Karakaya, Subpelagonian zone (Sp), (Mountrakis 2006).

Η Κιμμερική Ορογενετική Λωρίδα διαμορφώθηκε από τις κινήσεις της Κιμμερικής ηπειρωτικής και της Ευρασιατικής πλάκας, δηλαδή από ένα σύνολο τεκτονικών διεργασιών που ολοκληρώθηκαν πριν το Άνω Ιουρασικό και που οδήγησαν στον πρώτο εμφανή έντονο τεκτονισμό των πετρωμάτων (Sengor et al., 1984, 1988; Mountrakis, 1986; Robertson et al., 1996).

Η Κιμμερική ορογενετική λωρίδα περιλαμβάνει τα παλιά ηπειρωτικά τεμάχια των ζωνών Πελαγονικής, Ροδόπης, Σερβομακεδονικής και τα αντίστοιχα ιζηματογενή καλύμματα αυτών και βέβαια αντίστοιχα ηπειρωτικά τμήματα στην Μ. Ασία (Ποντίδες, Sakarya, Kircarli κ.ά.), καθώς και τις ενδιάμεσες ζώνες των ωκεάνιων πετρωμάτων ή ηπειρωτικών περιθωρίων (ζώνες Αξιού, Περιοδοπικής, Intrapondides κ.ά.) (Sengor et al., 1984, 1988; Mountrakis, 1986; Robertson et al., 1996).

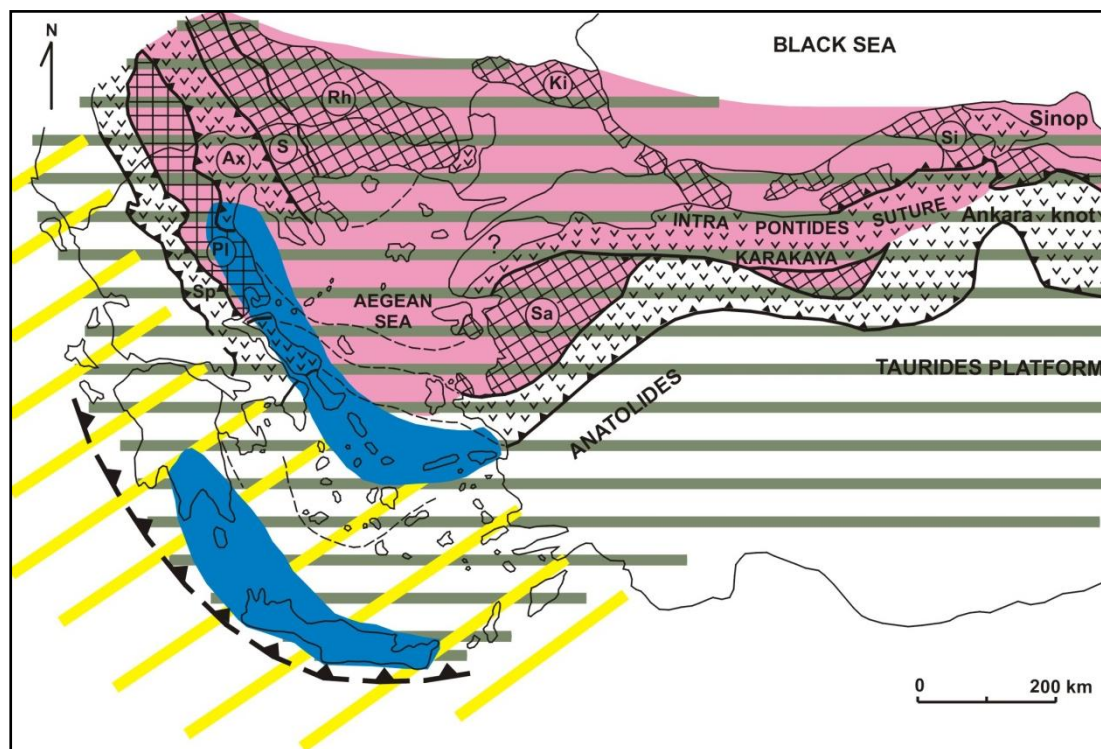
Στην συνέχεια, κατά την περίοδο Κρητιδικού - Παλαιογενούς από την κίνηση της Απουλίας ηπειρωτικής μικροπλάκας και την ενσωμάτωσή της στην Κιμμερική - Ευρασιατική ήπειρο που είχε διαμορφωθεί πριν το Άνω Ιουρασικό (Smith et al., 1975; Robertson and Dixon, 1984; Dercourt et al., 1993; Dilek et al., 2005), δημιουργήθηκε στην Ελλάδα μια νέα Ορογενετική Λωρίδα, η Αλπική.

Η Αλπική ορογενετική λωρίδα περιλαμβάνει τα ωκεάνια πετρώματα της Νεοτηθύος (ζώνες Πίνδου - Υποπελαγονικής), καθώς και τα ανθρακικά πετρώματα ηπειρωτικής πλατφόρμας της Απουλίας ή ηπειρωτικού περιθωρίου ηλικίας Μεσοζωικού - Παλαιογενούς (Εξωτερικές Ελληνίδες ζώνες Γαβρόβου - Ιονίου - Προαπούλιας) (Smith et al., 1975; Robertson and Dixon, 1984; Dercourt et al., 1993; Dilek et al., 2005).

Τέλος, η νεότερη Μεσογειακή Ορογενετική Λωρίδα εντοπίζεται στο Εξωτερικό Τμήμα του Ελληνικού Ορογενετικού Τόξου, στις περιοχές Νότιας Πελοποννήσου και Κρήτης (Kilias et al., 1994). Διαμορφώθηκε την περίοδο Μειόκαινου - Πλειόκαινου από τη συνεχιζόμενη υποβύθιση της Μεσογειακής-Αφρικανικής πλάκας κάτω από την ενιαία Αλπική – Κιμμερική - Ευρασιατική πλάκα που είχε διαμορφωθεί προηγουμένως. Η Αλπική ορογενετική λωρίδα περιλαμβάνει τμήματα της υποβυθιζόμενης πλάκας, τα οποία από την ισχυρή τεκτονική παραμόρφωση, ανυψώθηκαν και εκταφιάστηκαν υπό μορφή τεκτονικών παράθυρων.

Η διάκριση των τριών λωρίδων του Ελληνικού ορογενούς δεν σημαίνει βέβαια ότι η αντίστοιχη ορογένεση περιορίστηκε μόνο στη συγκεκριμένη ορογενετική λωρίδα. Όπως φαίνεται και στο σχήμα 2.10, η δράση των νεότερων ορογενετικών λωρίδων επηρεάζει και τις παλαιότερες. Πιο συγκεκριμένα, η Αλπική ορογένεση επέδρασε σχεδόν και σε ολόκληρη την περιοχή της Κιμμερικής ορογενετικής λωρίδας, προκαλώντας έντονες Αλπικές παραμορφώσεις (Mountrakis, 1982, 1986; Kilias et al.,

1999). Επίσης η νεότερη Μεσογειακή ορογένεση επηρέασε και μεγάλο μέρος της Αλπικής Ορογενετικής λωρίδας (Fassoulas et al 1994; Kiliyas et al., 1994).



Εικόνα 2.10. Τεκτονικό σκαρίφημα που δείχνει το χώρο εξάπλωσης της τεκτονικής δράσης κάθε μιας από τις τρεις ορογενετικές περιόδους και την επικάλυψη των παραμορφώσεων της μιας επί της άλλης. Με ροζ παρουσιάζεται η επικάλυψη της Κιμμερικής ορογένεσης, με πράσινες οριζόντιες γραμμές η επικάλυψη της Αλπικής ορογένεσης, κε κίτρινες διαγώνιες γραμμές η επικάλυψη της Μεσογειακής ορογένεσης και με μπλε περιοχές παρουσιάζονται οι δύο ζώνες παραμόρφωσης (HP/HT πάνω και HP/LT κάτω) (Mountrakis 2006).

Σε όλη τη διάρκεια της ορογένεσης παρατηρείται μια συνεχής μετανάστευση του τεκτονισμού προς τα εξωτερικά του Ελληνικού τόξου. Σύμφωνα με τον Mountrakis (2006), η συμπίεστική τεκτονική που την περίοδο Ηωκαίνου κυριαρχούσε στο χώρο των Εσωτερικών Ελληνίδων (Περιοδοπική, Αξιού, Πελαγονική, Υποπελαγονική) αντικαθίσταται στις ζώνες αυτές σταδιακά το Ολιγόκαινο - Μέσο Μειόκαινο από εφελκυσμό, ενώ η συμπίεση μεταναστεύει στις Εξωτερικές Ελληνίδες για να αντικατασταθεί στο Μειόκαινο - Πλειόκαινο και εκεί από εφελκυσμό.

3. ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΠΕΤΡΕΛΑΙΟΥ

Τι είναι η «Γεωλογία Πετρελαίων»;

Γεωλογία πετρελαίων είναι ο κλάδος της Γεωλογίας που στηριζόμενος σε ιζηματολογικές - στρωματογραφικές, τεκτονικές, γεωχημικές και παλαιογεωγραφικές πληροφορίες, βγάζει συμπεράσματα για τη:

- Δυνατότητα ανάπτυξης πεδίων υδρογονανθράκων σε μία περιοχή
- Εύρεση πιθανών θέσεων γένεσης και αποθήκευσης των πεδίων υδρογονανθράκων
- Εύρεση πιθανών θέσεων για την κατασκευή γεωτρήσεων με σκοπό την αξιοποίηση του πεδίου

3.1. Προέλευση πετρελαίου

Σχετικά με την προέλευση των ορυκτών υδρογονανθράκων, διατυπώθηκαν διάφορες θεωρίες που βασίζονται σε δύο διαφορετικές απόψεις. Οι απόψεις αυτές διακρίνονται σε αυτή που υποστηρίζει την ανόργανη προέλευση των υδρογονανθράκων και σε αυτή που υποστηρίζει την οργανική προέλευση τους.

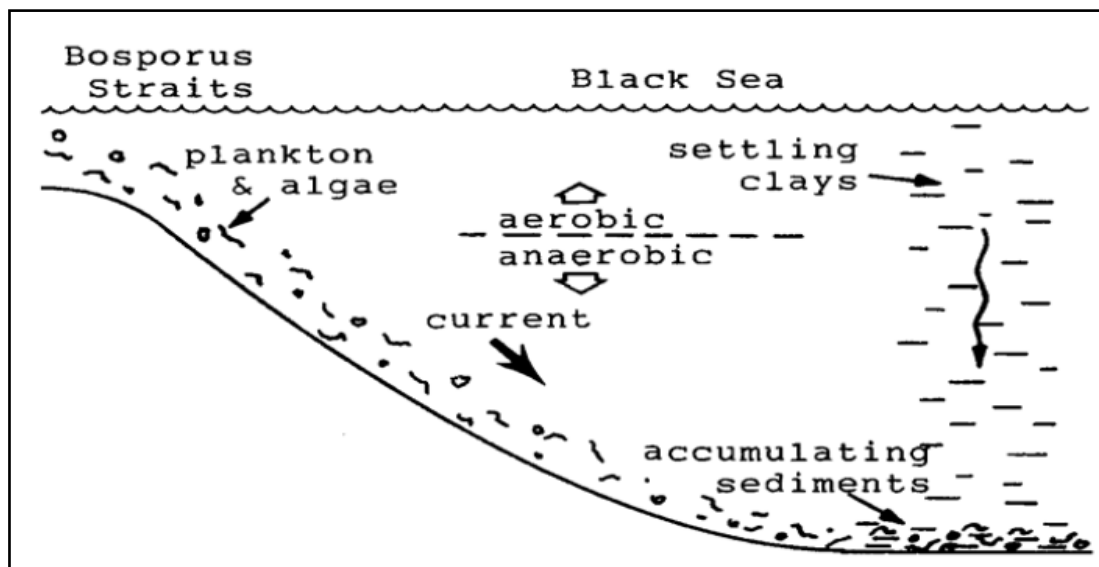
3.1.1. Ανόργανη προέλευση

Πολλοί από τους υποστηρικτές αυτής της θεωρίας θεωρούσαν ότι η προέλευση των ορυκτών υδρογονανθράκων ήταν κοσμική. Άλλοι όμως, λόγω της ύπαρξης ιχνών υδρογονανθράκων μέσα στα ηφαιστειακά αέρια, προσπαθούσαν να συνδέσουν τις πετρελαϊκές εμφανίσεις με την γεωγραφική κατανομή των ηφαιστείων. Τέλος, υπήρχαν και αυτοί που θεωρούσαν ότι οι υδρογονάνθρακες σχηματίζονται στο εσωτερικό της Γης, λόγω αντιδράσεων ελεύθερων αλκαλικών μετάλλων με CO₂ σε υψηλές θερμοκρασίες.

3.1.2. Οργανική προέλευση

Οι υποστηρικτές αυτής της θεωρίας, δέχονται ότι οι υδρογονάνθρακες προέρχονται από την αποικοδόμηση της νεκρής φυτικής και ζωικής οργανικής ύλης λόγω της βακτηριακής δράσης σε αναερόβιες συνθήκες, όπως φαίνεται και στην εικόνα 3.1. Σε

γενικές γραμμές, η νεκρή φυτική οργανική ύλη έχει μεγαλύτερη τάση για παραγωγή αέριων υδρογονανθράκων, ενώ η νεκρή ζωική οργανική ύλη έχει τάσεις πετρελαιογένεσης.



Εικόνα 3.1. Δημιουργία του οργανικού υλικού (Σταματάκη, 2005).

3.2. Φυσικές και Χημικές ιδιότητες

Το πετρέλαιο είναι υγρό, ελαιώδες ή παχύρευστο, με καστανό χρώμα, χαρακτηριστική δυσάρεστη οσμή, αδιάλυτο στο νερό και ελαφρύτερο από αυτό. Αποτελείται από ενώσεις άνθρακα και υδρογόνου, αλλά και από άλλα συνθετικά αζώτου, θείου και οξυγόνου. Έτσι διακρίνονται τρεις ομάδες συνθετικών:

- Κορεσμένοι υδρογονάνθρακες (δομή διπλής αλυσίδας),
- Ναφθένες (με δομή κορεσμένου κλειστού δακτυλίου) και
- Αρωματικοί υδρογονάνθρακες (δομή ακόρεστου κλειστού δακτυλίου).

Στα περισσότερα πετρέλαια, υπάρχουν και ενώσεις χλωριούχου νατρίου. Το οργανικό υλικό το οποίο τελικά παράγει τους υδρογονάνθρακες, είναι αρχικά θαμμένο είτε με την μορφή κηρογόνου (αδιάλυτη μορφή), είτε με την μορφή πισσασφάλτου (διαλυτή μορφή σε οργανικούς διαλύτες). Η σύνθεση του στα διάφορα μητρικά πετρώματα ελέγχεται σημαντικά από τις συνθήκες ιζηματογένεσης και αντικατοπτρίζει πάντα τον όγκο του συνολικού οργανικού υλικού (T_{OC}).

- χαμηλές συνθήκες ιζηματογένεσης + συνθήκες καλής οξυγόνωσης επιτρέπουν την διατήρηση μόνο του ινερτίνιτη.
- αναερόβιες συνθήκες επιτρέπουν την διατήρηση σχετικά μεγάλων ποσοτήτων λιπτινίτη με αποτέλεσμα την αύξηση του ενδεχόμενου γένεσης υδρογονάνθρακα.

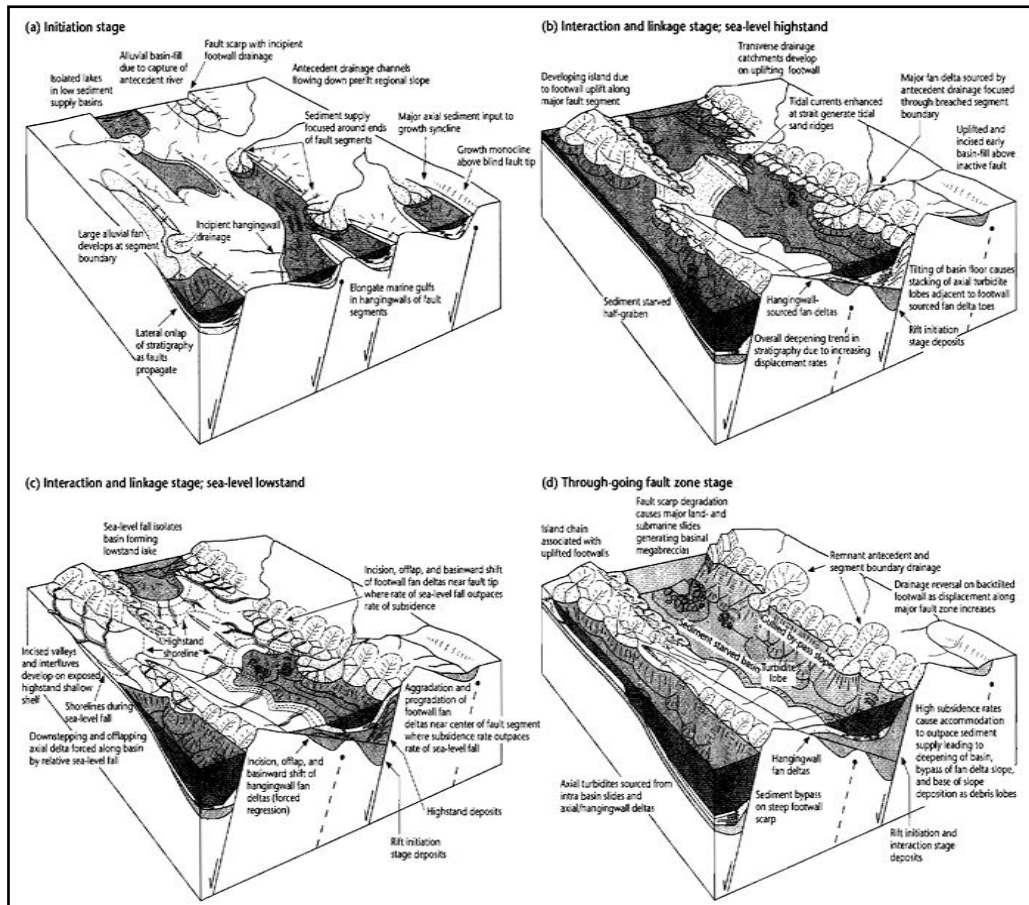
Η χημική σύνθεση του οργανικού υλικού που μετέπεται θα δώσει τον υδρογονάνθρακα είναι :

- Ένυδροι άνθρακες (**carbohydrates**) είναι συνθετικά που λειτουργούν σαν πηγές ενέργειας και σαν ιστός υποστήριξης στα φυτά και σε μερικά ζώα,
- Πρωτεΐνες (**proteins**) είναι οργανικά συνθετικά που παρασκευάζονται από αμινοξέα και πληρούν μια ποικιλία από βιοχημικές λειτουργίες (ζωτικές για τις διαδικασίες της ζωής),
- Λιπίδια (**lipids**), βρίσκονται στους θαλάσσιους οργανισμούς και σε ορισμένα τμήματα των χερσαίων φυτών και είναι ικανά να δώσουν τον συνολικό όγκο του παγκόσμιου πετρελαίου. Είναι οργανικές ουσίες αδιάλυτες στο νερό και περιλαμβάνουν λύπη ζώων, φυτικά πετρέλαια και
- Ξυλίτες (**lignin**), υπάρχει μόνο στα χερσαία φυτά και δεν μπορεί να δώσει αξιοσημείωτες ποσότητες πετρελαίου, αλλά είναι σημαντική πηγή για αέριους υδρογονάνθρακες.

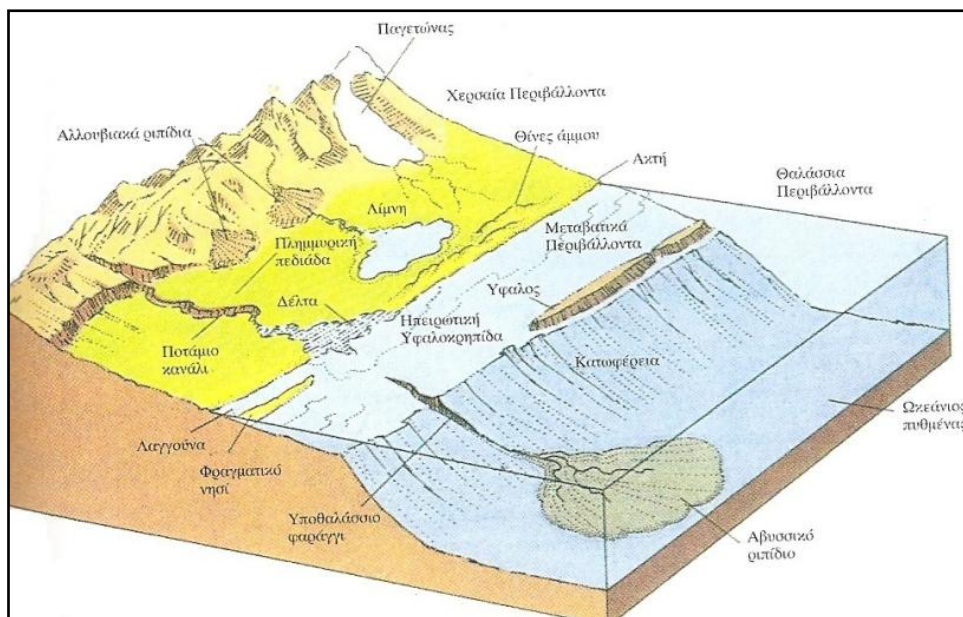
Από αυτά, μόνο τα λιπίδια και οι ξυλίτες είναι ανθεκτικά και έχουν την δυνατότητα να ταφούν και να ενσωματωθούν στα ιζήματα.

3.3. Περιβάλλοντα απόθεσης

Ο κύριες θέσεις απόθεσης των μητρικών πετρωμάτων είναι οι λίμνες, τα δέλτα και οι θαλάσσιες λεκάνες έλη φρέσκων νερών, μη δελταϊκές ακτογραμμές και ηπειρωτικές κατωφέρειες - υβώματα. Διάφορα περιβάλλοντα απόθεσης παρουσιάζονται και στην εικόνα 3.2 και 3.3.



Εικόνα 3.2. Περιβάλλοντα ανάπτυξης μητρικών πετρωμάτων σε ρηξιγενείς περιοχές και η σχέση τους με παράκτια - θαλάσσια περιβάλλοντα (Gawthorpe and Leeder 2000).



Εικόνα 3.3. Σχημα με τα περιβάλλοντα ανάπτυξης μητρικών πετρωμάτων (Mc Geary and Plummer, 1992).

3.3.1. Λιμναίες λεκάνες

Οι λίμνες για να είναι οι πιο σημαντικές θέσεις απόθεσης μητρικών πετρωμάτων σε ηπειρωτικές ακολουθίες, πρέπει:

- Να ζουν για μακρύ γεωλογικό χρόνο
- Ανοξικές συνθήκες
- Βαθιές λίμνες (που συνήθως ελέγχονται από τεκτονική σε γρήγορα βυθιζόμενα συστήματα ηπειρωτικών ανοιγμάτων διαστολής)
- Χαμηλά γεωγραφικά πλάτη (σε θερμά, τροπικά, ομοιόμορφα κλίματα όπου το νερό των ποταμών είναι λιγότερο πυκνό και δεν έχει την δυνατότητα υψηλής πυκνότητας ροής, μεταφέροντας λιγότερο οξυγόνο, δηλαδή συνθήκες που ευνοούν την ανάπτυξη ανοξικών συνθηκών)
- Ξηρό κλίμα (ώστε να μπορεί να αναπτυχθεί διαστρωμάτωση αλμυρότητας ως αποτέλεσμα υψηλής απώλειας επιφανειακής εβαποριτοποίησης)

Το πάχος των μητρικών πετρωμάτων και η ποιότητα τους είναι βελτιωμένη σε λίμνες με μεγάλο γεωλογικό χρόνο και ελάχιστη κλαστική ιζηματογένεση.

3.3.2. Δέλτα

Το οργανικό υλικό μπορεί να προέρχεται από φύκι φρέσκων νερών και βακτήρια σε έλη και λίμνες που δημιουργούνται στη δελταϊκή πλατφόρμα από το θαλάσσιο φυτοπλαγκτόν και βακτήρια στη δελταϊκή κατωφέρεια, θαλάσσιους σχιστόλιθους στην προδελταϊκή περιοχή και πιθανά, πιο σημαντικό, από μεταφερόμενα χερσαία φυτά, που αναπτύσσονται στη δελταϊκή πλατφόρμα.

Από τα δέλτα, αποδεκτά έχουμε τα δέλτα εποικοδόμησης (ποτάμιας ή παλιρροϊκής υπερίσχυσης) χαρακτηρίζονται από εξακολουθητικά χαμηλής ενέργειας περιβάλλοντα, τα οποία ευνοούν την απόθεση μητρικών πετρωμάτων. Τέλος μη αποδεκτά είναι τα στατικά δέλτα ή καταστρεπτικά (κυματική υπερίσχυση) που παράγουν λιγότερο ευνοϊκά περιβάλλοντα για την απόθεση μητρικών πετρωμάτων.

3.3.3. Θαλάσσιες λεκάνες

Το πετρέλαιο πηγάζει από θαλάσσια μητρικά πετρώματα, που αναπτύσσονται σε κλειστές λεκάνες με περιορισμένη κυκλοφορία ρευμάτων (οξυγόνο) ή σε ανοιχτές

υφαλοκρηπίδες και κατωφέρειες. Οι μηχανισμοί για την ανάπτυξη μητρικών πετρωμάτων για καθένα από τα περιβάλλοντα αυτά είναι αρκετά διαφορετικές:

- Σε κλειστές λεκάνες η υδατική στρωμάτωση μειώνει την παροχή οξυγόνου
- Σε ανοιχτές υφαλοκρηπίδες/κατωφέρειες, που προς τα πάνω ωκεάνια ροή δικαιολογεί:
 - Την υψηλή οργανική παραγωγικότητα και για τον λόγο αυτό, την υψηλή απαίτηση σε οξυγόνο
 - Την καταπάτηση του ελάχιστου στρώματος οξυγόνου του μέσου νερού των ωκεανών.

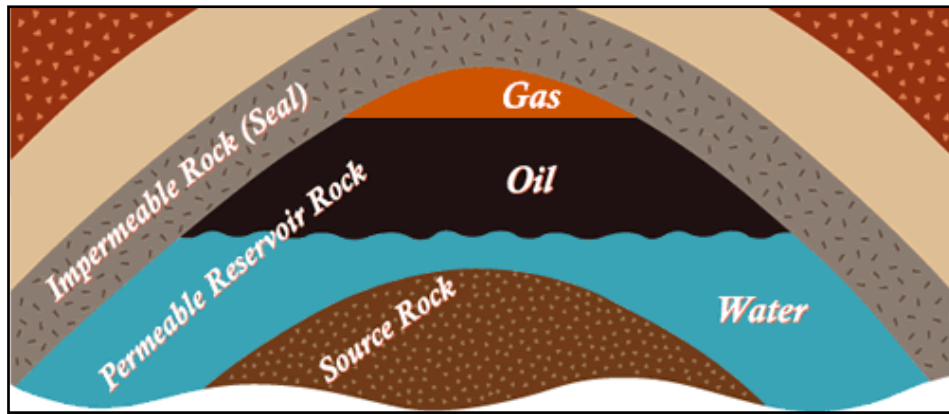
3.4. Δημιουργία Πεδίων Υδρογονανθράκων

Οι παράμετροι για την δημιουργία ενός πεδίου υδρογονανθράκων είναι οι εξής:

- Ύπαρξη μητρικού πετρώματος
- Ύπαρξη πετρώματος αποθήκευσης - συγκέντρωσης (ταμιευτήρα)
- Ύπαρξη πετρώματος μόνωσης (μονωτήρας)
- Ύπαρξη παγίδων εγκλωβισμού και διατήρησης του παραγόμενου κοιτάσματος
- Ταυτόχρονη ύπαρξη όλων των παραπάνω.

Σαν μητρικό πέτρωμα (εικόνα 3.4) ορίζεται ένα ιζηματογενές πέτρωμα μέσα στο οποίο συντελείται η γένεση του υδρογονάνθρακα. Είναι λεπτόκοκκα ιζήματα από τα οποία θα απελευθερωθεί αρκετός υδρογονάνθρακας ώστε να σχηματιστεί μια αξιοσημείωτη συγκέντρωση αερίου. Τα οργανικά υλικά θάβονται αρχικά μέσα σε αργιλικές ιλύες και λιγότερο μέσα σε ασβεστιτικές ιλύες, μάργες και αποθέσεις άμμου.

Το πετρέλαιο δημιουργείται από την αποσύνθεση θαλάσσιων ζώων και φυτών που θάφτηκαν κάτω από στοιβάδες λάσπης πριν από 400-500 εκατομμύρια χρόνια. Προέρχεται δηλαδή από την αναερόβια αποικοδόμηση πρωτεϊνών και υδατανθράκων φυτικής και ζωικής ύλης, καθώς και από πλαγκτόν και άλγες.



Εικόνα 3.4. Μητρικό πέτρωμα (source rock) όπου παράγεται ο υδρογονάνθρακας και εν συνεχεία μεταναστεύει προς ανώτερα στρώματα. Παρατηρείται επίσης η κατανομή των υλικών σε οριζόντιες ζώνες, ανάλογα με την πυκνότητα τους. (Πηγή: pgesafetyeducation.com).

Προϋποθέσεις για να χαρακτηριστεί ένα πέτρωμα ως μητρικό είναι: 1) Το πέτρωμα - ίζημα να είναι λεπτόκοκκο, 2) Να επικρατούν ανοξικές συνθήκες για την διατήρηση του αποτιθέμενου υλικού και 3) Ο χρόνος μεταφοράς του οργανικού υλικού στην στήλη του νερού από την ευφωτική ζώνη στον πυθμένα.

Εάν ο ρυθμός ιζηματογένεσης είναι αργός, υπάρχει περίπτωση το οργανικό υλικό να οξειδωθεί λόγω των συνθηκών που επικρατούν. Ένας γρήγορος ρυθμός ιζηματογένεσης μας εξασφαλίζει προφύλαξη του οργανικού υλικού μέσα σε ανοξικές συνθήκες.

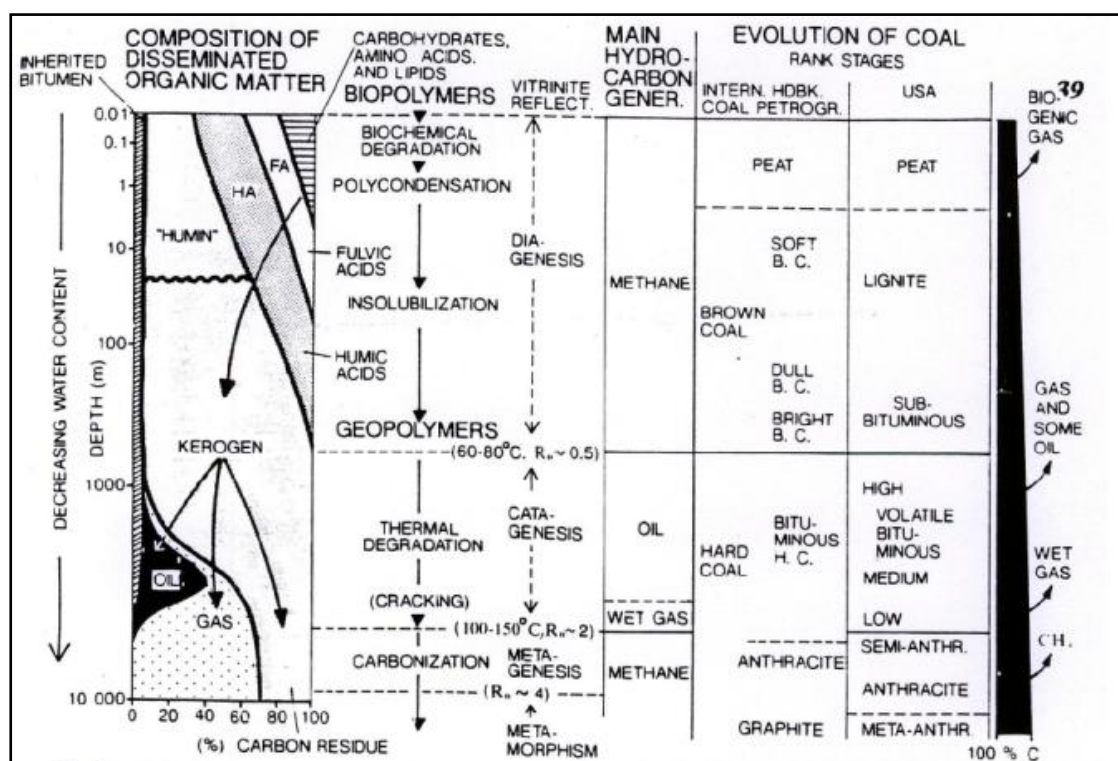
Τα μητρικά πετρώματα σχηματίζονται όταν μία μικρή αναλογία του Corg που συμμετέχει στον κύκλο του άνθρακα, θαφτεί σε ιζηματογενή περιβάλλοντα, όπου αναστέλλεται η οξείδωση. Μητρικά πετρώματα μπορεί να αποτελέσουν τα αμμόδη πετρώματα (όπως η ποτάμια, θαλάσσια και ξηρή άμμος, προσχωματικές αποθέσεις και άμμοι πυθμένα θαλασσών).

Η απόδοση πετρελαίου από τα αποταμιευτήρια πετρώματα εξαρτάται από το ενεργό πορώδες και την διαπερατότητα. Επίσης σπουδαίο ρόλο παίζει και η πίεση του κοιτάσματος, ιδιαίτερα σε κοιτάσματα φυσικού αερίου. Τα κυριότερα αποταμιευτήρια πετρώματα είναι άμμος, ψαμμίτες, ασβεστόλιθοι και δολομίτες. Επίσης μπορούν να αποτελέσουν αποταμιευτήρια πετρώματα και οι μάργες, μαρμαριγιακοί λίθοι και άργιλοι, όπως και σπανίως στα πορώδη τμήματα κρυσταλλικών πετρωμάτων. Στις άμμους σημαντικό ρόλο παίζει το μέγεθος των κόκκων, η διαβάθμιση των κόκκων και η στρώση.

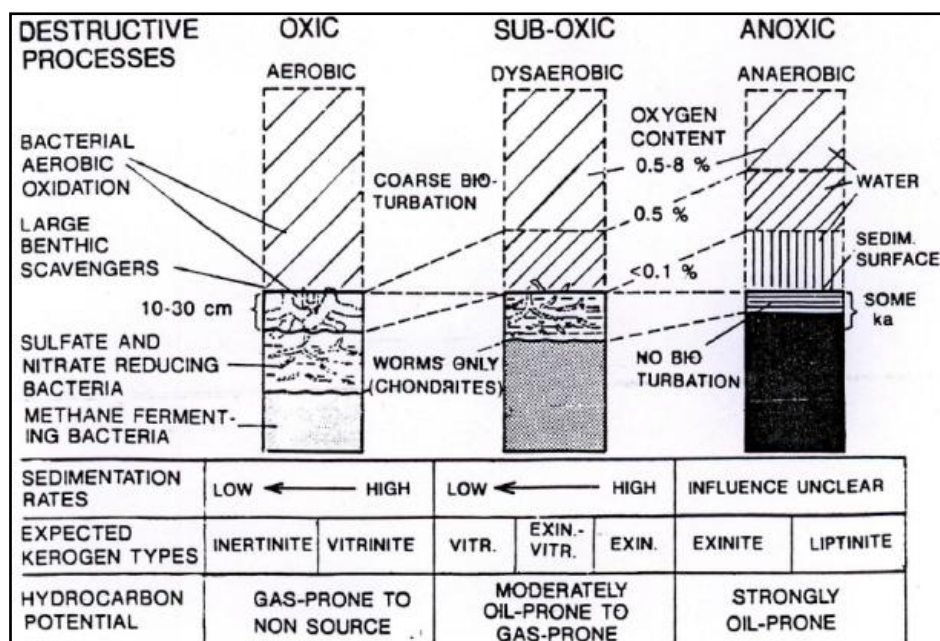
3.5. Τύποι κηρογόνου και σύνδεση τους με τους υδρογονάνθρακες

Το κηρογόνο αντικατοπτρίζει τον όγκο του συνολικού οργανικού υλικού (ToC) και η σύνθεση του ελέγχεται σημαντικά από τις συνθήκες ιζηματογένεσης. Το κηρογόνο είναι μια σειρά από γεωχημικές αντιδράσεις που υφίσταται το οργανικό υλικό λόγω της αύξησης της θερμοκρασίας κατά τη διάρκεια της ταφής όπου οδηγείται σε βιοπολυμερή και γεωπολυμερή (εικόνα 3.5).

Είναι αδιάλυτο σε οργανικούς διαλύτες εξαιτίας του μεγάλου του μοριακού βάρους. Όταν βρίσκεται σε διαλυμένη μορφή είναι γνωστό ως βιτουμένιο (δηλαδή πισσάσφαλτος και γενικότερα οποιοδήποτε υγρό με μεγάλο ιξώδες που δεν αναφλέγεται). Όταν θερμαίνεται σε κατάλληλη θερμοκρασία στο γήινο φλοιό το κηρογόνο απελευθερώνει πετρέλαιο (περίπου 90°C) και φυσικό αέριο (150°C) (εικόνα 3.6).



Εικόνα 3.5. Σχέδιο εξέλιξης του οργανικού υλικού από νέο πλούσιο σε οργανικό υλικό ίζημα ή κάρβουνο στην βαθιά ταφής ζώνη μεταμορφισμού. Τα μητρικά πετρώματα παράγουν υδρογονάνθρακες (πετρέλαιο ή αέριο) ή μετασχηματίζονται σε κάρβουνο (αποβάλλοντας φυσικό αέριο ή πετρέλαιο). Το R_o αντικατοπτρίζει την ανάκλαση του βιτρινίτη (οπτική μέτρηση ή ωριμότητα). (Tissot and Wetle, 1984; Stach et al., 1982).



Εικόνα 3.6. Οι κύριοι τύποι κρηρογόνου και οι δυνατότητες γένεσης υδρογονανθράκων των υδρόβιων πετρελαϊκών πηγών πετρωμάτων και ρυθμός ιζηματογένεσης. (Brooks et al., 1987; Demaison and Moire, 1980).

Οι κύριοι τύποι του κρηρογόνου (εικόνα 3.7) είναι οι εξής:

1.5.1. Τύπος 1 (λιπτινικός τύπος)

Περιέχει αλγινίτι, κυανοβακτήρια, άμορφο οργανικό υλικό, άλγες του γλυκού νερού και ρητίνες χερσαίων φυτών με ατομικούς λόγους $H/C > 1.25$ και $O/C < 0.15$ οι οποίοι δείχνουν μεγάλη τάση στον άμεσο σχηματισμό υγρών υδρογονανθράκων. Οι αποθέσεις είναι πλούσιες σε λιπτινίτη, τυπικά σκούρες και πλούσιες σε TOC. Σχηματίζεται σε λίμνες, λιμνοθάλασσες αλλά και σε θαλάσσια περιβάλλοντα.

1.5.2. Τύπος 2 (εξινιτικός τύπος)

Έχουμε μεμβρανώδη φυτικά θραύσματα (σπόροι, γύρη, νεκρά φύλλα, κ.ά.), ρετσίνη και κερί. Σχηματίζονται στη χέρσο, λίμνες και σε ωκεανούς. Εμφανίζουν υψηλή αναλογία $H/C < 1.25$ (αλλά μικρότερη του λιπτινίτη) και μέτριο λόγο $0.03 < O/C < 0.18$. Έχουν καλή δυνατότητα γένεσης πετρελαίου, συμπυκνωμάτων και υγρού αερίου.

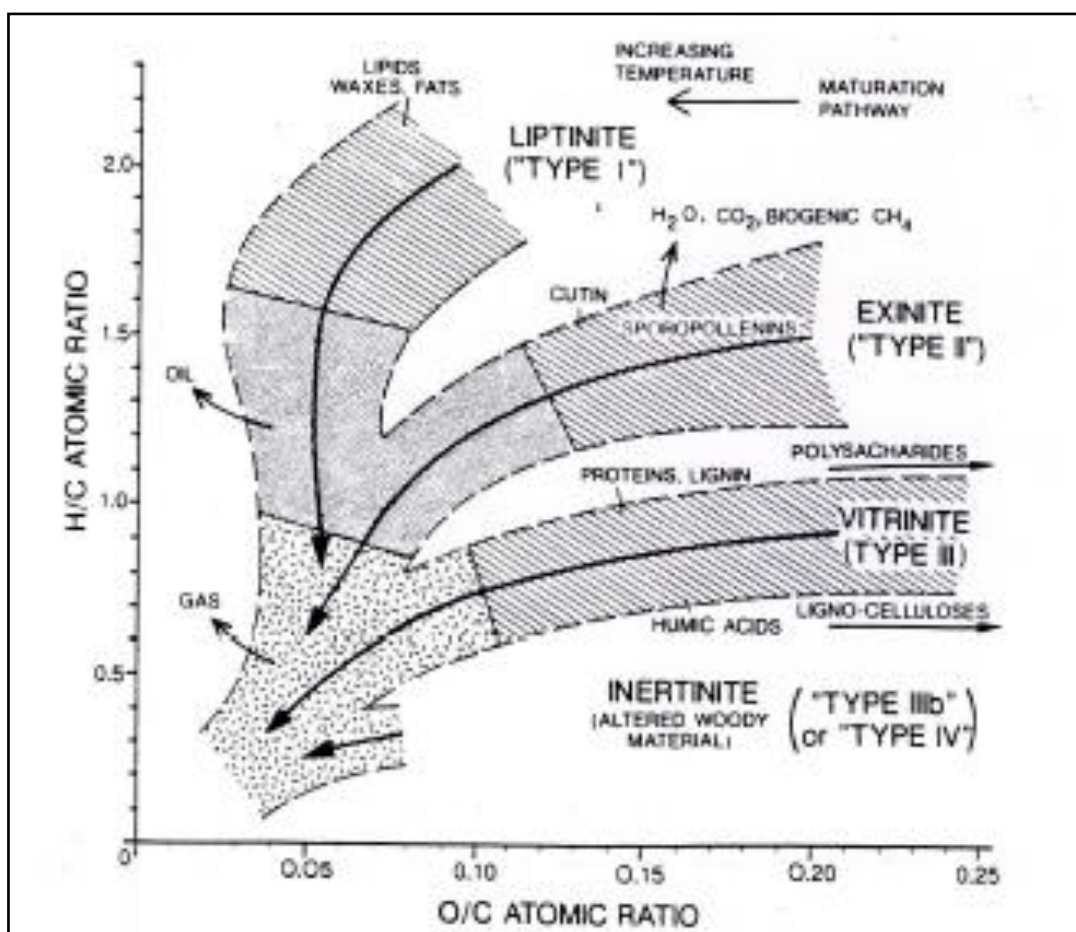
1.5.3. Τύπος 3 (βιτρινιτικός τύπος)

Δημιουργείται από ξυλώδη υλικά ανώτερων φυτών. Εμφανίζουν χαμηλή αναλογία $H/C < 1$ και μία αρχικά υψηλή αναλογία $0.03 < O/C < 0.3$. Αυτός ο τύπος είναι το κύριο συνθετικό για τα περισσότερα είδη κάρβουνου. Σχηματίζεται σε θαλάσσια και

λιμναία συστήματα και έχει μια μεγάλη δυνατότητα για τη γένεση αέριων υδρογονανθράκων αλλά περιορισμένη γένεση πετρελαίου και συμπυκνωμάτων.

1.5.4. Τύπος 4 (ινερτινιτικός τύπος)

Έχουμε μαύρα αδιαφανή θραύσματα υψηλής μεταμόρφωσης, συνήθως επανατοποθετημένων παλαιών οργανικών υλικών που κύρια προέρχονται από φυτά. Εξαιτίας της αρχικής οξείδωσης και /ή του υψηλού επιπέδου ανθρακοποίησης, το ποσοστό υδρογόνου και η αναλογία $H/C < 0.5$ του ινερτινίτη είναι πολύ χαμηλά. Τα πετρώματα που περιέχουν ινερτινίτη πρακτικά δεν έχουν καμία δυνατότητα για πετρέλαιο και αέριο.



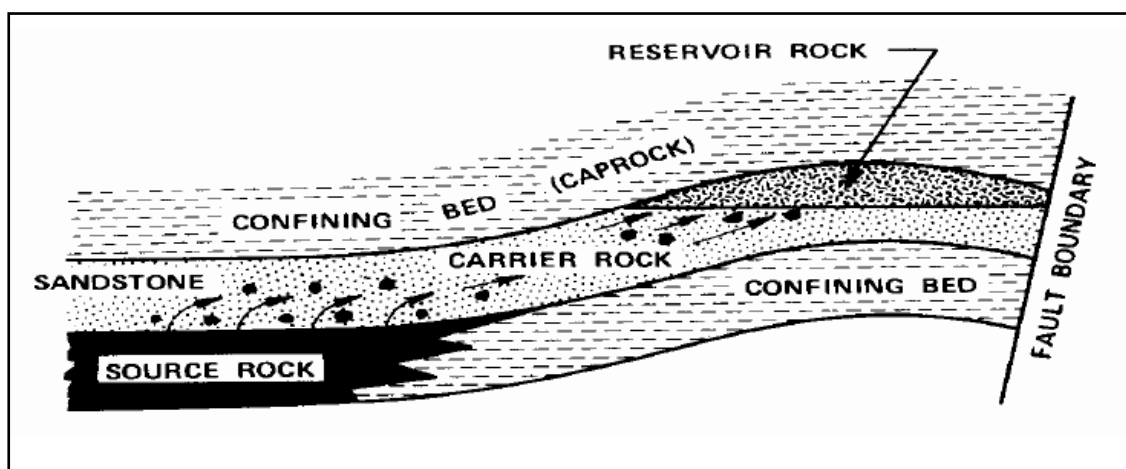
Εικόνα 3.7. Τύποι κηρογόνου στο διάγραμμα Van Krevelen που δείχνει τις αναλογίες H/C και O/C καθώς και δρόμους τις οργανικής ωρίμανσης (Brooks et al., 1987). Με την αύξηση του βάθους ταφής και της θερμοκρασίας, η σύνθεση του κηρογόνου μετακινείται σε χαμηλότερες τιμές H/C και O/C.

3.6. Πρωτογενής και Δευτερογενής μετανάστευση

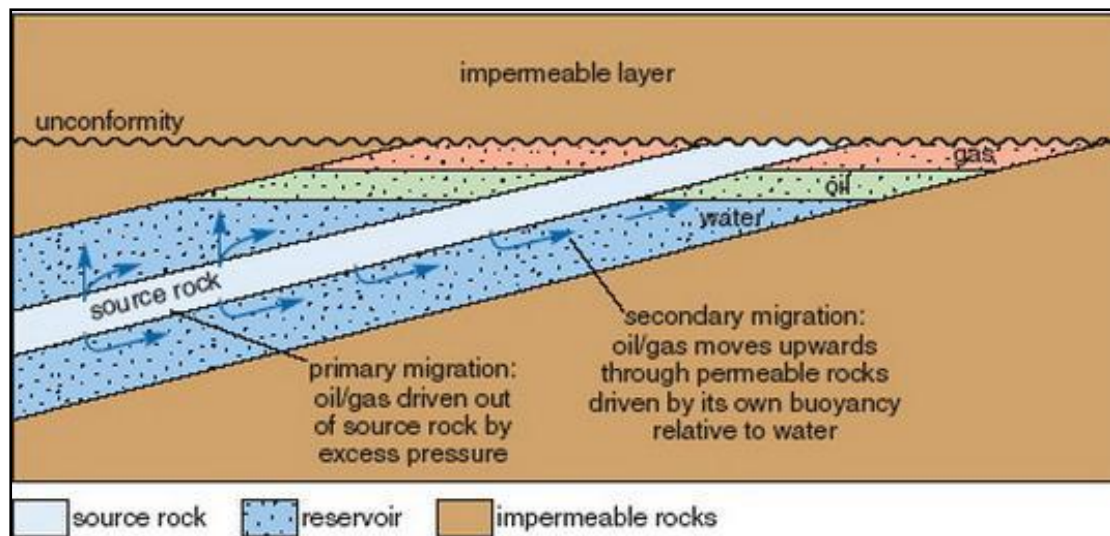
Ένας πολύ πρακτικός κανόνας αναφέρει ότι 1300m^3 έως 5000m^3 πετρελαίου είναι δυνατόν να σχηματισθούν ανά km^2 ιζήματος, για κάθε ποσοστιαία μονάδα οργανικής προέλευσης άνθρακα σε ώριμα μητρικά πετρώματα, με την προϋπόθεση, βέβαια, ότι όλο το πετρέλαιο που θα σχηματισθεί θα παγιδευτεί τελικά σε κάποιο πορώδες πέτρωμα.

Ο μηχανισμός της μετανάστευσης του πετρελαίου από το μητρικό πέτρωμα δεν έχει γίνει απόλυτα κατανοητός. Αφού η δημιουργία του πετρελαίου συνοδεύεται από μεταβολές όγκου, αυτές μπορεί να αποτελούν την αιτία έναρξης μικρορωγμών στο μητρικό πέτρωμα, οι οποίες παρέχουν δίοδο διαφυγής σε περατά συστήματα. Καθώς η πίεση ελαττώνεται, λόγω της εκτόνωσης, οι μικρορωγμές στο μητρικό πέτρωμα ξανακλείνουν. Η κίνηση του πετρελαίου μπορεί να γίνει είτε εν διαλύσει σε νερό, είτε ως διακριτή φάση πετρελαίου ή αερίου, χωρίς όμως να υπάρχει ταύτιση απόψεων για την πιθανότερη εκδοχή.

Η διαδικασία της μετανάστευσης περιλαμβάνει δύο στάδια: αρχικά μέσω του μητρικού πετρώματος και στη συνέχεια μέσω ενός περατού συστήματος (εικόνα 3.8 και 3.9). Η μετανάστευση στο περατό σύστημα πραγματοποιείται λόγω της διαφοράς πυκνότητας των ρευστών, και οδηγεί τους υδρογονάνθρακες είτε στην επιφάνεια, είτε σε κάποιο σχηματισμό όπου παγιδεύονται (παγίδα - **trap**). Μπορούμε με ασφάλεια να υποθέσουμε ότι λιγότερο από το 10% του πετρελαίου που δημιουργείται στο μητρικό πέτρωμα απωθείται και παγιδεύεται σε κάποιο περατό πέτρωμα.



Εικόνα 3.8. Μετανάστευση πετρελαίου (Σταματάκη, 2005).



Εικόνα 3.9. Πρωτογενής και Δευτερογενής μετανάστευση του υδρογονάνθρακα μέσω των καναλιών και των διακλάσεων, προς τον ταμιευτήρα, όπου και παγιδεύεται λόγω του περιφερειακού μονωτήρα (Ζεληλίδης, 2008).

Το πρώτο στάδιο της μετανάστευσης (από το μητρικό πέτρωμα σε ένα περισσότερο πορώδες γειτονικό περιβάλλον) καλείται πρωτογενής μετανάστευση (**primary migration**). Το επόμενο στάδιο, μέσα στο πορώδες περιβάλλον σε ανώτερα τοπογραφικά σημεία (μέσω ρηγμάτων ή ρωγματομένων ζωνών) έως ότου παγιδευτεί, καλείται δευτερογενής μετανάστευση (**secondary migration**).

3.6.1. Πρωτογενής μετανάστευση

Αποβολή υδρογονανθράκων από το μητρικό πέτρωμα διαμέσου μικροδομών που δικαιολογείται από την υπερπίεση. Οι αιτίες της υπερπίεσης είναι:

- Συνδυασμός της γένεσης πετρελαίου και αερίων
- Διαστολή των ρευστών σε αυξημένες θερμοκρασίες
- Συμπύκνωση των μεμονωμένων μονάδων μητρικού πετρώματος
- Απελευθέρωση του νερού σε αφυδατωμένα αργιλικά ορυκτά.

Τα μικροσπασίματα που προκαλούνται από την πίεση, την απελευθερώνουν, επιτρέποντας ταυτόχρονα και την μετανάστευση του πετρελαίου έξω από το μητρικό πέτρωμα και μέσα σε γειτονικά στρώματα μεταφοράς, από τα οποία ξεκινά και η δευτερογενής μετανάστευση.

3.6.2. Δευτερογενής μετανάστευση

Εμφανίζεται με την μορφή πολυφασικών ροών, δηλαδή ως σταγόνες πετρελαίου ή φυσαλίδες αερίου στο νερό των πόρων που τείνουν να κινηθούν προς τα πάνω λόγω της πλευστότητας ή οδηγούμενες από υδραυλικές συνθήκες, καταλήγοντας είτε στην επιφάνεια, είτε σε παγίδες. Εάν μια παγίδα διαμελιστεί κάποια στιγμή, τότε το πετρέλαιο που είχε συγκεντρωθεί σε αυτήν, ξανά μεταναστεύει είτε προς άλλες παγίδες, είτε προς την επιφάνεια (εκροή). Επίσης ένα ρήγμα (ζώνες ρηγμάτων) μπορούν να λειτουργήσουν ως αγωγοί αλλά και ως φραγμοί στη δευτερογενή μετανάστευση.

3.7. Πορώδες

Αν θεωρήσουμε ένα δείγμα πετρώματος, ο φαινόμενος (ολικός) όγκος του είναι V_T και συνίσταται από τον όγκο που καταλαμβάνουν οι κόκκοι του πετρώματος (V_s) και από τον όγκο των κενών (πόρων) του πετρώματος, V_p (εικόνα 3.10). Το πορώδες (Φ) δίδεται από τη σχέση :

$$\Phi = V_p / V_T \text{ (σε \%)}$$

Το πορώδες, ανάλογα με την προέλευσή του, χαρακτηρίζεται ως πρωτογενές ή δευτερογενές. Το πρωτογενές πορώδες δημιουργείται κατά τη διάρκεια της ιζηματογένεσης και αποτελείται είτε από τα διάκενα μεταξύ των κόκκων (διακοκκικό - **intergranular**) είτε από διάκενα μέσα στη δομή των κόκκων (ενδοσωματιδιακό - **intraparticle**). Το δευτερογενές πορώδες μπορεί να δημιουργηθεί από διεργασίες διάλυσης, αφυδάτωσης ή ανακρυστάλλωσης, που προκαλούνται αργότερα στον ταμιευτήρα ή από τεκτονικές δράσεις οι οποίες επιφέρουν ρωγματώσεις και πτυχώσεις. Οι ψαμμίτες χαρακτηρίζονται κυρίως από διακοκκικό πορώδες, ενώ τα ανθρακικά πετρώματα έχουν μόνο δευτερογενές πορώδες.

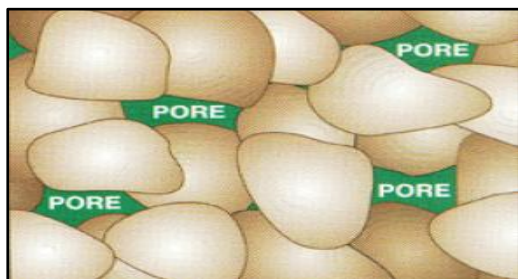
Το πορώδες που ενδιαφέρει από την πλευρά της μηχανικής πετρελαίων είναι εκείνο που επιτρέπει την κυκλοφορία των ρευστών μέσα στο σχηματισμό, επομένως, εκείνο που αντιστοιχεί σε πόρους που επικοινωνούν (συνδέονται) μεταξύ των (ενεργό πορώδες - **effective porosity**). Ως υπολειμματικό πορώδες (**residual porosity**) ορίζεται εκείνο που αντιστοιχεί στο ποσοστό των πόρων (κενών) οι οποίοι είναι απομονωμένοι μεταξύ τους. Το πορώδες ενός πετρώματος εξαρτάται από τον τρόπο που έχουν ταξινομηθεί τα μόρια που συντελούν το πέτρωμα (οι κόκκοι), κατά την

απόθεση του. Επηρεάζεται επίσης από την διαγένεση, το σχήμα του (σφαιρικότητα - στρογγυλότητα). Θεωρητικά είναι ανεξάρτητο του κοκκομετρικού μεγέθους.

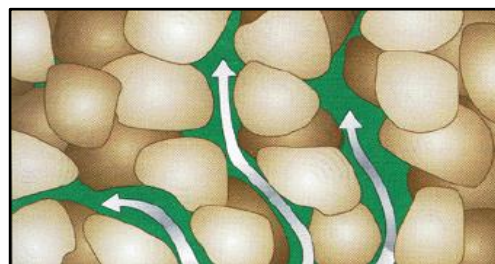
3.8. Διαπερατότητα

Κατά τη διάρκεια της παραγωγής, τα ρευστά κυκλοφορούν στους πόρους του σχηματισμού με σχετικά μικρή ή μεγάλη δυσκολία εξαρτώμενη από τα χαρακτηριστικά του πορώδους μέσου.

Ως ειδική ή απόλυτη διαπερατότητα (**specific or absolute permeability**) ορίζεται η ικανότητα του πορώδους μέσου να επιτρέπει σε ένα ρευστό με το οποίο είναι κορεσμένο να ρέει μέσω των πόρων του (εικόνα 3.11).



Εικόνα 3.10. Τα κενά ανάμεσα στους κόκκους που αποτελούν το πορώδες. (Πηγή: <http://mpgpetroleum.com/fundamentals.html>)



Εικόνα 3.11. Η σύνδεση των πόρων μεταξύ των κόκκων που αποτελούν την διαπερατότητα του πετρώματος. (Πηγή: <http://mpgpetroleum.com/fundamentals.html>)

Η διαπερατότητα ορίζεται μαθηματικά από το νόμο του Darcy :

Θεωρούμε ένα οριζόντιο δείγμα κυλινδρικής μορφής, μήκους x και επιφάνειας A , κορεσμένο με ένα ρευστό ιξώδους μ . Κατά μήκος του δείγματος υπάρχει μεταβολή της πίεσης (ΔP). Το ρευστό ρέει μόνο κατά την οριζόντια διεύθυνση με παροχή Q .

Ο νόμος του Darcy εκφράζει τη σχέση μεταξύ των ανωτέρω μεγεθών ως :

$$Q = A \cdot k \cdot \Delta P / (\mu \cdot x)$$

Η διαφορική έκφραση της εξίσωσης του Darcy έχει τη μορφή:

$$Q = - A \cdot k \cdot dP / (\mu \cdot dx)$$

Η μεταβολή της πίεσης (dP/dx) είναι και η δύναμη που ωθεί το ρευστό να ρέει μέσω του πορώδους μέσου. Το αρνητικό πρόσημο επιβάλλεται διότι η παράγωγος dP/dx είναι αρνητική.

Ο συντελεστής k είναι η ειδική ή απόλυτη διαπερατότητα του πορώδους μέσου, είναι ανεξάρτητη από το ρευστό που έχει χρησιμοποιηθεί και αναφέρεται στη διεύθυνση ροής που έχει εφαρμοστεί (σε ένα πορώδες μέσο η διαπερατότητα μεταβάλλεται κατά την οριζόντια και κατά την κατακόρυφη διεύθυνση).

Η διαπερατότητα εκφράζεται σε μονάδες επιφάνειας και η επικρατέστερη μονάδα για τη διαπερατότητα είναι το Darcy (D) ή η υποδιαίρεσή της το millidarcy (mD). Επομένως, ένα πορώδες μέσο έχει διαπερατότητα ίση με ένα Darcy όταν ένα μονοφασικό ρευστό ιξώδους 1 cp, ρέει μέσω πόρων διατομής 1 cm^2 , με μια παροχή $1\text{ cm}^3/\text{sec}$, υφιστάμενο πτώσης πίεσης ισοδύναμη με 1 atm/cm διανυθείσας απόστασης. ($1\text{ millidarcy} = 0,987 \times 10^{-15}\text{ m}^2$).

Πρέπει να αναφέρουμε ότι η διαπερατότητα είναι ανεξάρτητη του πορώδους, αν και είναι προφανές ότι ένα πέτρωμα με μηδενικό πορώδες, δεν είναι και διαπερατό. Για να υπολογιστεί η διαπερατότητα σε μια περιοχή στρωμάτων αποθήκευσης πετρελαίου, είναι απαραίτητο να εξετάσουμε δείγματα πετρωμάτων από αυτά. Τα στρώματα αυτά, συχνά παρουσιάζουν ένα δευτερογενές πορώδες και διαπερατότητα που οφείλεται σε ρωγμές και διακλάσεις.

3.9. Ταμιευτήριο πέτρωμα

Μία απαραίτητη προϋπόθεση για την πετρελαιογένεση είναι η ύπαρξη ταμιευτήριου πετρώματος (εικόνα 3.12) με καλό πορώδες και διαπερατότητα (ενεργό πορώδες).

Τα αποθέματα του πετρελαϊκού πεδίου και ο ρυθμός μετανάστευσης των υδρογονανθράκων κατά τη διάρκεια παραγωγής επηρεάζονται από το πορώδες και τη διαπερατότητα. Έτσι κατά συνέπεια επηρεάζονται από την αποθετική γεωμετρία των πόρων των ιζημάτων του ταμιευτήρα και τις διαγενετικές διεργασίες - αλλαγές που λαμβάνουν χώρα μετά την απόθεση των ιζημάτων, ειδικά στις ανθρακικές ακολουθίες. Τα ταμιευτήρια πετρώματα μπορεί να αποτελούνται από πελαγικούς ασβεστόλιθους με θραύσματα μέχρι και αιολικές άμμοι με μεγάλο πορώδες.

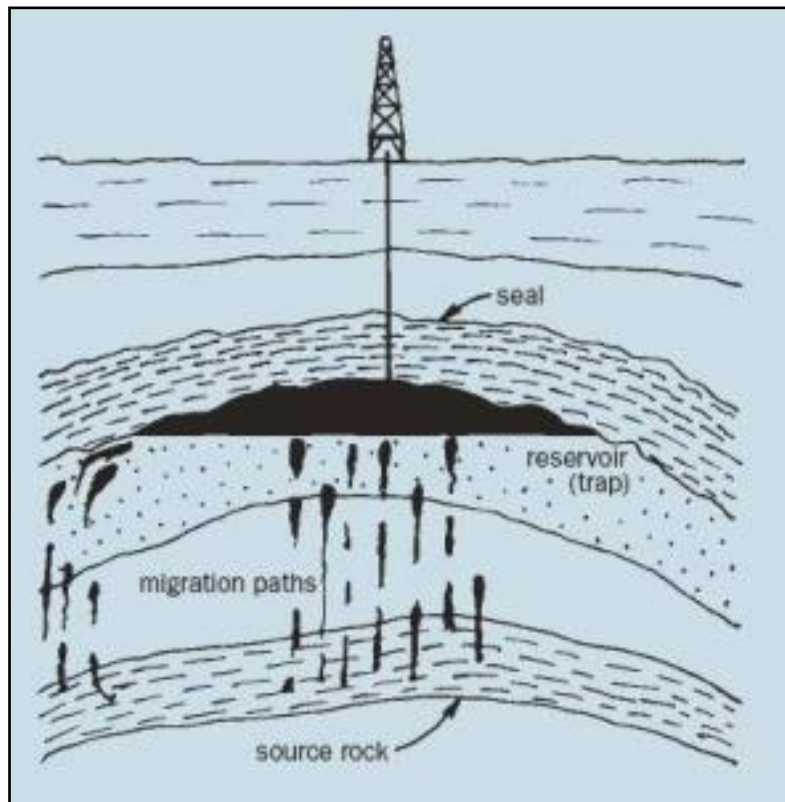
Καλή διαπερατότητα = Καλή ταξιθέτηση

Άμμοι αμμοθινών

Άμμοι παραλιών

Άμμοι ποταμών

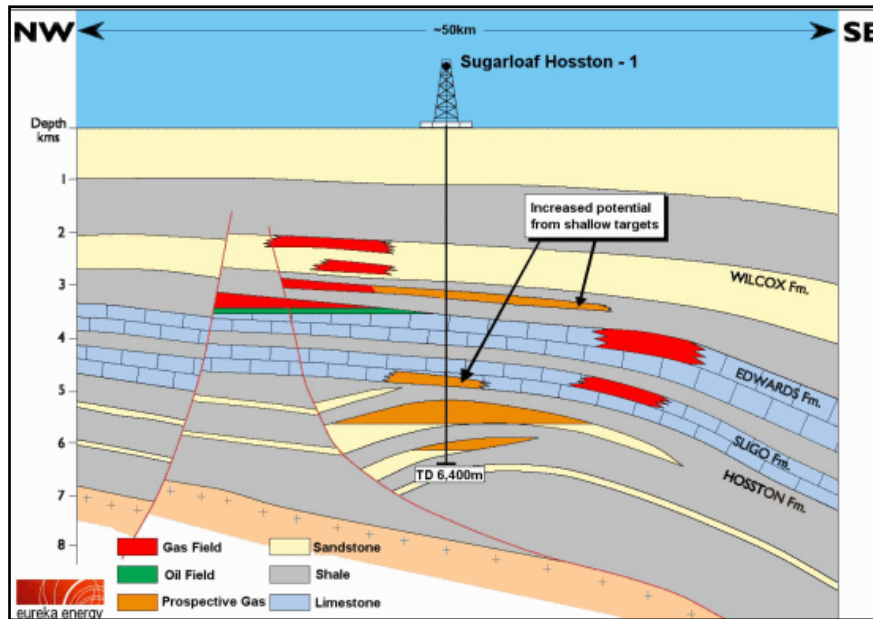
μείωση της διαπερατότητας



Εικόνα 3.12. Ταμειυτήρας (reservoir) από κλαστικό αμμούχο υλικό όπου μπορεί να παγιδευτεί ο παραγόμενος υδρογονάνθρακας. Περιφερειακός μονωτήρας (seal) από λεπτόκοκκο υλικό, οποίος δρα ως μόνωση και δεν επιτρέπει στον υδρογονάνθρακα να διαφύγει. (πηγή: ethysoil.com)

3.9.1. Ανθρακικοί ταμειυτήρες

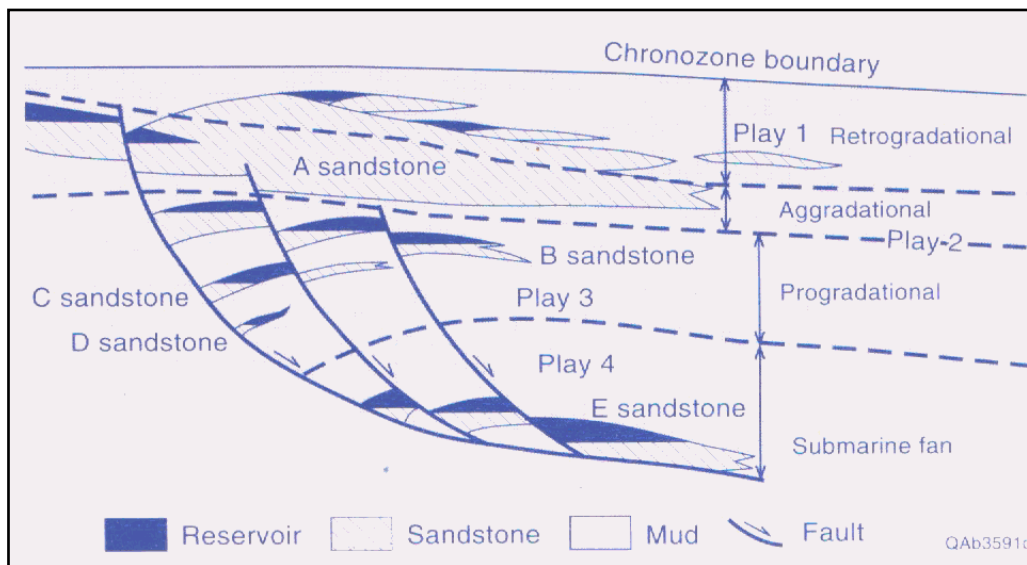
Οι ανθρακικοί ταμειυτήρες (εικόνα 3.13) χαρακτηρίζονται από υπερβολικά ανομοιογενές πορώδες και διαπερατότητα και εξαρτώνται από το περιβάλλον απόθεσης και ιδιαίτερα από τη δευτερογενή μετατροπή της πρωτογενούς δομής. Το πορώδες δημιουργείται δευτερογενώς λόγω της διαλυτοποίησης, δολομιτίωσης, κατακερματισμού, τσιμεντοποίησης και επανακρυστάλλωσης.



Εικόνα 3.13. Ανθρακικοί ταμιευτήρες (Ζεληλίδης, 2008)

3.9.2. Αμμούχοι ταμιευτήρες

Το πορώδες και η διαπερατότητα εξαρτώνται από το κοκκομετρικό μέγεθος, τα διαβάθμιση και ταξιθέτηση των κόκκων, συνεπώς οι ταμιευτήρες αυτοί (εικόνα 3.14) είναι ευκολότερο να βρεθούν σε σχέση με τους ανθρακικούς. Η διαπερατότητα των ασύνδετων άμμων μειώνεται όσο μειώνεται το κοκκομετρικό μέγεθος και η ταξιθέτηση γίνεται φτωχότερη.



Εικόνα 3.14. Αμμούχοι ταμιευτήρες (Ζεληλίδης, 2008)

Σύμφωνα με το μάθημα Στρωματογραφία Ακολουθιών (Ζεληλίδης, 2006), οι αμμούχοι ταμιευτήρες χωρίζονται στις πιο κάτω ακολουθίες φάσεων ανάλογα με τον τρόπο απόθεσης τους.

3.9.2.1. Ακολουθίες φάσεων υποθαλάσσιων φαράγγιων (Submarine-Canyon Facies Association).

Τα υποθαλάσσια φαράγγια χρησιμεύουν ως κανάλια μεταφοράς των ρηχών θαλάσσιων ιζημάτων προς τα βαθύτερα μέρη απόθεσης. Ιζήματα που έφτασαν στην υφαλοκρηπίδα μέσω ρευμάτων κατά μήκος της ακτής, δελταϊκών καναλιών, δελταϊκών ριπιδίων, καταιγίδων, πλημμύρων, και άλλων διεργασιών, στη συνέχεια επαναμεταφέρονται προς τα κατάντη σαν ιζήματα βαρυτικών ροών, για να αποτεθούν στη βάση κατωφέρειας, σε υποθαλάσσια ριπίδια ή στον πυθμένα της λεκάνης.

Τα περισσότερα παραδείγματα, αρχαίων υποθαλάσσιων φαράγγιων, έχουν αποδειχθεί ότι είναι αποθέσεις υποθαλάσσιου ριπιδίου. Όταν μια πλήρωση φαράγγιων κόβει ηφαιστειακά, μεταμορφωμένα ή παλαιότερα ιζηματογενή πετρώματα, τότε είναι σίγουρο ότι οι αποθέσεις αυτές αποτελούν αποθέσεις υποθαλάσσιου ριπιδίου. Οι αποθέσεις υποθαλάσσιων ριπιδίων μπορούν να αποτελούνται κυρίως από χονδρόκοκκες φάσεις Α και Β, ενώ σε άλλες περιπτώσεις μπορεί να αποτελούνται από λεπτόκοκκα ιζήματα.

Σε τομή τα υποθαλάσσια φαράγγια μπορεί να κόβουν σε σχήμα “U” ή “V” τις αποθέσεις περιθωρίων ή μπορεί να είναι πολύπλοκα, με πολλαπλά υπό-φαράγγια, αναχώματα (**levees**) και τaráτσες (**terraces**).

3.9.2.2. Ακολουθίες φάσεων καναλιών εσωτερικού ριπιδίου (Inner-fan Facies Association)

Τα κανάλια του εσωτερικού ριπιδίου είναι μεγάλα και βαθιά και χρησιμεύουν ως αγωγοί μεταφοράς ιζήματος, στο μεσαίο και εξωτερικό ριπίδιο. Το μεγαλύτερο ποσοστό χονδρού υλικού ως κροκάλες και χονδρόκοκκη άμμος. Τα κανάλια του εσωτερικού ριπιδίου, βαθμιαία μειώνονται σε πλάτος και βάθος προς τα απομακρυσμένα τμήματα του ριπιδίου.

Το χονδρότερο υλικό αποτίθεται στα κανάλια ενώ το λεπτότερο υλικό στα αναχώματα (**levees**) και στις περιοχές μεταξύ των καναλιών (**interchannel areas**). Χαρακτηριστικά των αποθέσεων καναλιών του εσωτερικού ριπιδίου είναι οι φάσεις Α και Β.

3.9.2.3. Ακολουθία φάσεων καναλιών μεσαίου ριπιδίου (Middle-fan-Channel Facies Association)

Τα κανάλια του μεσαίου ριπιδίου κυρίως, σχηματίζουν λεπτόκοκκους και λεπτότερους προς τα πάνω κύκλους. Χονδρόκοκκες και παχυστρωματώδεις φάσεις Α ή Β κροκαλοπαγών και ψαμμιτών αναπτύσσονται στην βάση των κύκλων, ενώ προς την κορυφή των κύκλων αναπτύσσονται λεπτόκοκκοι και λεπτοστρωματώδεις ψαμμίτες.

Σχετιζόμενες ακολουθίες φάσεων αποτελούν τα αναχώματα και οι αποθέσεις μεταξύ των καναλιών. Τα κανάλια είναι χαρακτηριστικά διαβρωσιγενή και αποθετικά μαζί, αν και έχουν καταγραφεί και κανάλια που είναι μόνο διαβρωσιγενή ή αποθετικά.

3.9.2.4. Ακολουθίες φάσεων στο στόμιο των καναλιών (Channel-mouth bar Facies Association)

Ο Mutti and Ricci Luchi (1975) και ο Mutti (1977) διέκριναν σε κάποια υποθαλάσσια ριπίδια, αποθέσεις στο στόμιο των καναλιών. Οι αποθέσεις αυτές αποτελούνται κυρίως από διασταυρούμενα στρωματοποιημένες (**cross-stratified**) δομές σύρσεως, οι οποίες αποτέθηκαν όταν τα τουρβιδιτικά ρεύματα εξέρχονται από κανάλια, διαχέονται πλευρικά, πιθανά υφίστανται υδραυλικό άλμα και αποθέτουν το χονδρότερο υλικό τους φορτίο. Οι αποθέσεις αυτές επαναεπεξεργάζονται από διερχόμενα τουρβιδιτικά ρεύματα σε μια σειρά από λεπτά, κάθετα στρωματοποιημένα «σεντόνια» ψαμμίτη.

Επανεξέταση των αποθέσεων αυτών έδειξε ότι μπορεί να αντιπροσωπεύουν αποθέσεις αναχωμάτων - υπερχείλισης σε μακρινές αποστάσεις από τα κανάλια, στην περιοχή που τελειώνουν τα κανάλια και ξεκινούν οι λοβοί του εξωτερικού ριπιδίου (Mutti et al., 1978).

3.9.2.5. Ακολουθίες φάσεων λοβών εξωτερικού ριπιδίου (Outer-fan-lobe Facies Association)

Οι λοβοί αυτοί γενικά σχηματίζουν μη καναλοειδής αποθέσεις που χαρακτηρίζονται από χονδρότερες και παχύτερες προς τα πάνω μέγα-ακολουθίες, αν και έχουν παρατηρηθεί κάποιες μέγα-ακολουθίες να λεπταίνουν και να μειώνονται προς τα πάνω. Η τοπογραφία είναι ομαλή μετά το τέλος των καναλιών και επικρατούν μικρές κλίσεις.

Όπως οι προηγούμενες περιορισμένες ροές εξέρχονται από τα κανάλια, διαχέονται σε μια ευρεία περιοχή και αποθέτουν το φορτίο τους, κυρίως άμμος και ιλύ, ως πλευρικά συνεχή «σεντόνια». Το χονδρότερο ίζημα καθιζάνει πρώτο ενώ το λεπτότερο μεταφέρεται περαιτέρω προς τα κατάντη. Σαν αποτέλεσμα, τα περισσότερα στρώματα λεπταίνουν σε πάχος και κοκκομετρικό μέγεθος και διαβαθμίζονται πλευρικά σε αποθέσεις μεταξύ των ριπιδίων (**fan-fringe deposits**).

Οι λοβοί του εξωτερικού ριπιδίου, αποτελούνται από μικρές επαναλαμβανόμενες ακολουθίες ψαμμιτικών στρωμάτων αυξανόμενου πάχους προς τα πάνω, μέσα σε μια γενική μέγα-ακολουθία αυξανόμενου πάχους προς τα πάνω. Αυτές οι μικρές ακολουθίες πιστεύεται ότι προέρχονται από τη προοδευτική ομαλοποίηση του αποθετικού ανάγλυφου που παρήχθη κατά την προοδευτική ομαλοποίηση του αποθετικού ανάγλυφου που παρήχθη κατά την κατασκευή του κάθε ψαμμιτικού λοβού.

Στρώματα τουρβιδιτικής άμμου που αποτέθηκαν σε σχετικά οριζόντιες επιφάνειες δημιουργούν μια ελαφριά καμπύλη επιφάνεια. Επερχόμενα τουρβιδιτικά ρεύματα, τείνουν να ομαλοποιήσουν την τοπογραφική αυτή επιφάνεια και να αποθέσουν λεπτά στρώματα άμμου, στην κορυφή του προηγούμενου αποτιθεμένου στρώματος και προοδευτικά χονδρότερα μακριά από την κορυφή.

3.10. Περιφερειακός μονωτήρας

Η ύπαρξη ενός πετρελαϊκού πεδίου εξαρτάται από την παρουσία ενός αποτελεσματικού μονωτήρα (**cap rock - top seal**) και είναι απαραίτητος για να μονώσει τους υδρογονάνθρακες στη μονάδα αποθήκευσης. Για να είναι αποτελεσματικός πρέπει η ισχύς του ή η κατανεμημένη πίεση του να υπερβαίνει την προς τα πάνω πίεση της πλευστότητας που παράγεται από τους υποκείμενους υδρογονάνθρακες.

Έτσι γίνεται σαφές η απαραίτητη ύπαρξη υπερβολικά μικρών πόρων για την αποφυγή της ανύψωσης της επίπλευσης - πλευστότητας μιας υψηλής υποκείμενης στήλης αερίων. Το ιδανικό πέτρωμα κάλυψης είναι μια λεπτόκοκκη ακολουθία που είναι εύπλαστη και πλευρικά συνεχής, καθίστανται έτσι ιδανικά πετρώματα τους εβαπορίτες και τους σχιστόλιθους. Το πάχος και το βάθος ταφής δεν φαίνεται να είναι

τόσο σημαντικά για έναν μονωτήρα, σε αντίθεση με την ευπλαστικότητα του ιδιαίτερα σε τεκτονισμένες περιοχές.

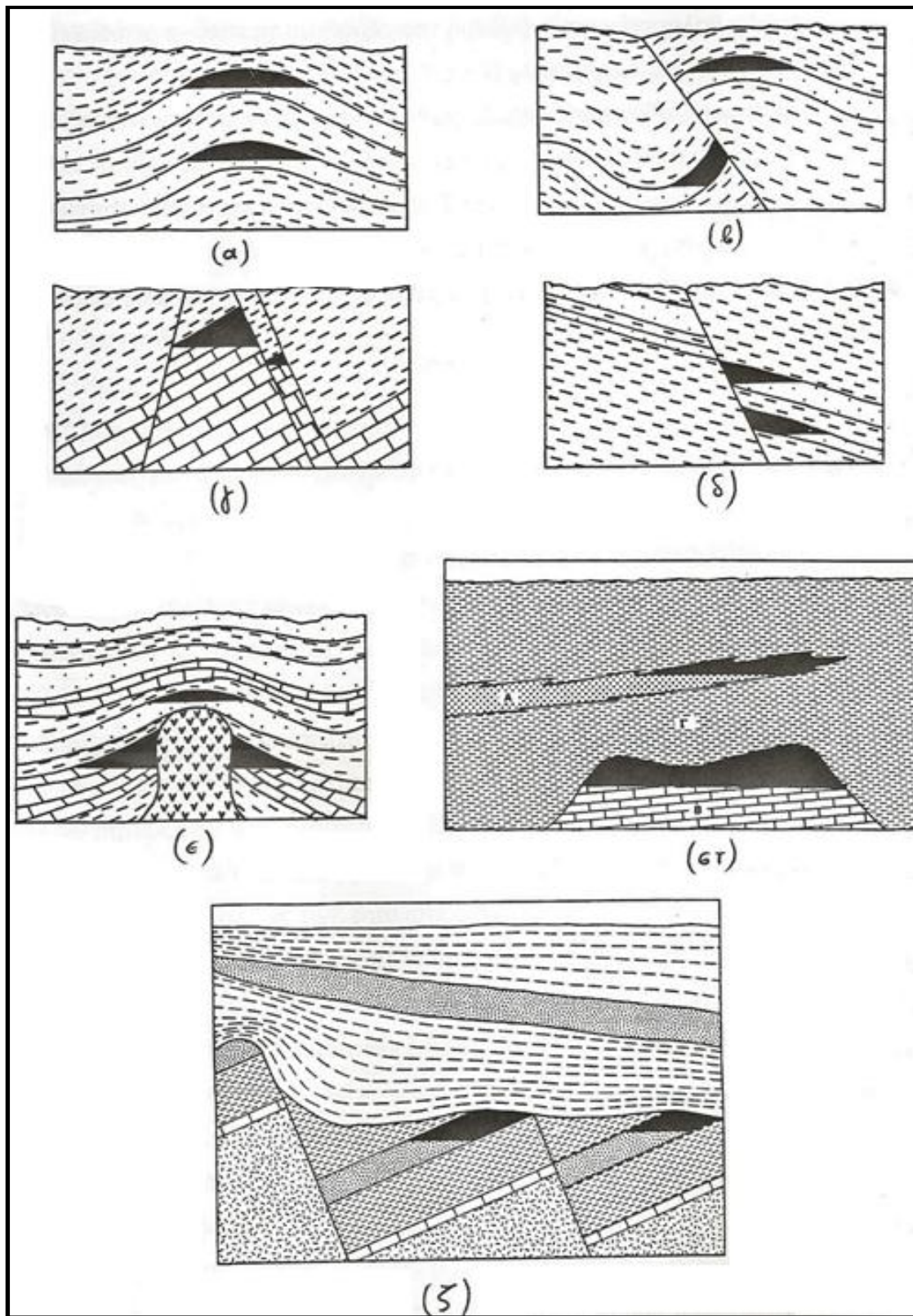
3.11. Παγίδες

Οι γεωλογικές δομές (παγίδες - **traps**) (εικόνα 3.15) όπου το πετρέλαιο μπορεί να παγιδευτεί και να δημιουργήσει μια συγκέντρωση ενδιαφέροντος είναι δύο κυρίως τύπων: οι τεκτονικές που απαντώνται σε μεγαλύτερη συχνότητα και οι στρωματογραφικές. Οι τεκτονικές παγίδες ταξινομούνται κυρίως σε αντίκλινα, ρήγματα και δόμους.

Οι τεκτονικές παγίδες έχουν, συνήθως, μεγάλες διαστάσεις και εκτείνονται σε μεγάλα πάχη ιζημάτων. Η αποθηκευτική ικανότητα ενός αντικλίνου εξαρτάται από το ύψος παγίδευσης (**structural closure**), την κατακόρυφη δηλαδή απόσταση μεταξύ του ανώτερου τοπογραφικά σημείου του αντικλίνου και του κατώτερου οριζόντιου επιπέδου όπου το αντίκλινο είναι κλειστό. Πρακτικής σημασίας για την έρευνα αποτελεί η συμμετρία του αντικλίνου (εάν το αξονικό επίπεδο είναι κατακόρυφο ή κεκλιμένο) διότι άμεσα εξαρτάται από αυτό το ύψος παγίδευσης.

Τα αδιαπέρατα πετρώματα παρέχουν στεγανό κάλυμμα (**cap rock**) πάνω και κάτω από το περατό αποθηκευτήριο πέτρωμα. Η διαφορά πυκνότητας μεταξύ νερού, πετρελαίου και αερίου δημιουργεί, σε συνθήκες ισορροπίας, οριακές περιοχές επαφής των ρευστών γνωστές ως επαφές π.χ. επαφή αερίου - πετρελαίου, πετρελαίου - νερού κλπ.

Οι στρωματογραφικές παγίδες διακρίνονται σε πρωτογενείς, που δημιουργούνται κατά την απόθεση φακοειδών διαπερατών ενστρώσεων μέσα σε αδιαπέρατα ιζήματα και σε διαγενετικές, που προκύπτουν κατά το στάδιο της διαγένεσης από την πλευρική μεταβολή της περατότητας εντός του ίδιου ιζηματογενούς ορίζοντα.



Εικόνα 3.15: Τεκτονικές (α-ε) και στρωματογραφικές (στ,ζ) παγίδες ορυκτών υδρογονανθράκων: α. αντίκλινο, β-δ ρηξιγενείς παγίδες, ε. δόμος άλατος, στ ασβεστόλιθος και ψαμμίτης μέσα σε αδιαπέρατους σχίστες, ζ. ασυμφωνία (Δερμιτζάκης, 1986).

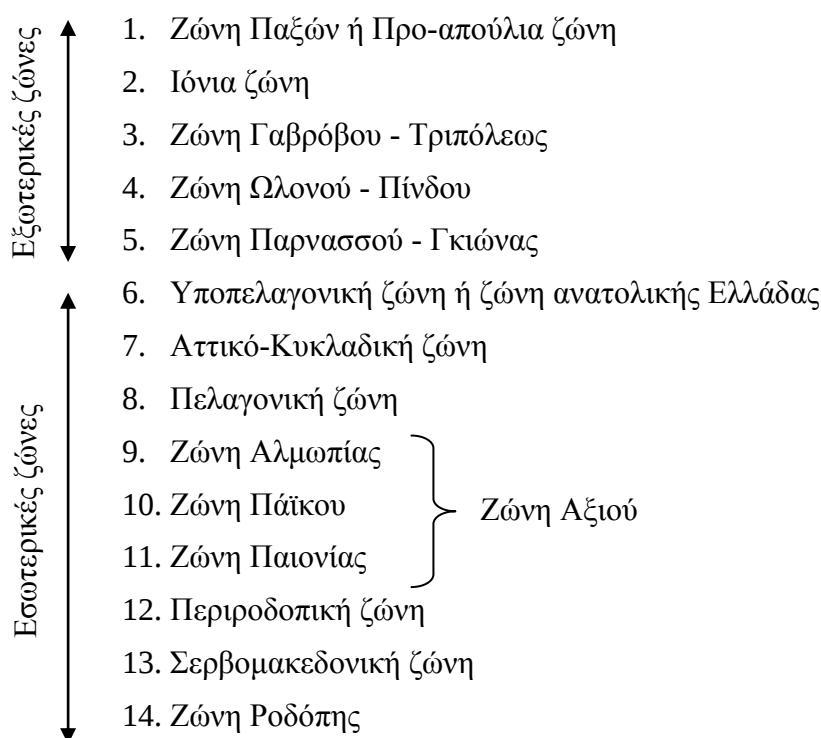
4. ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ

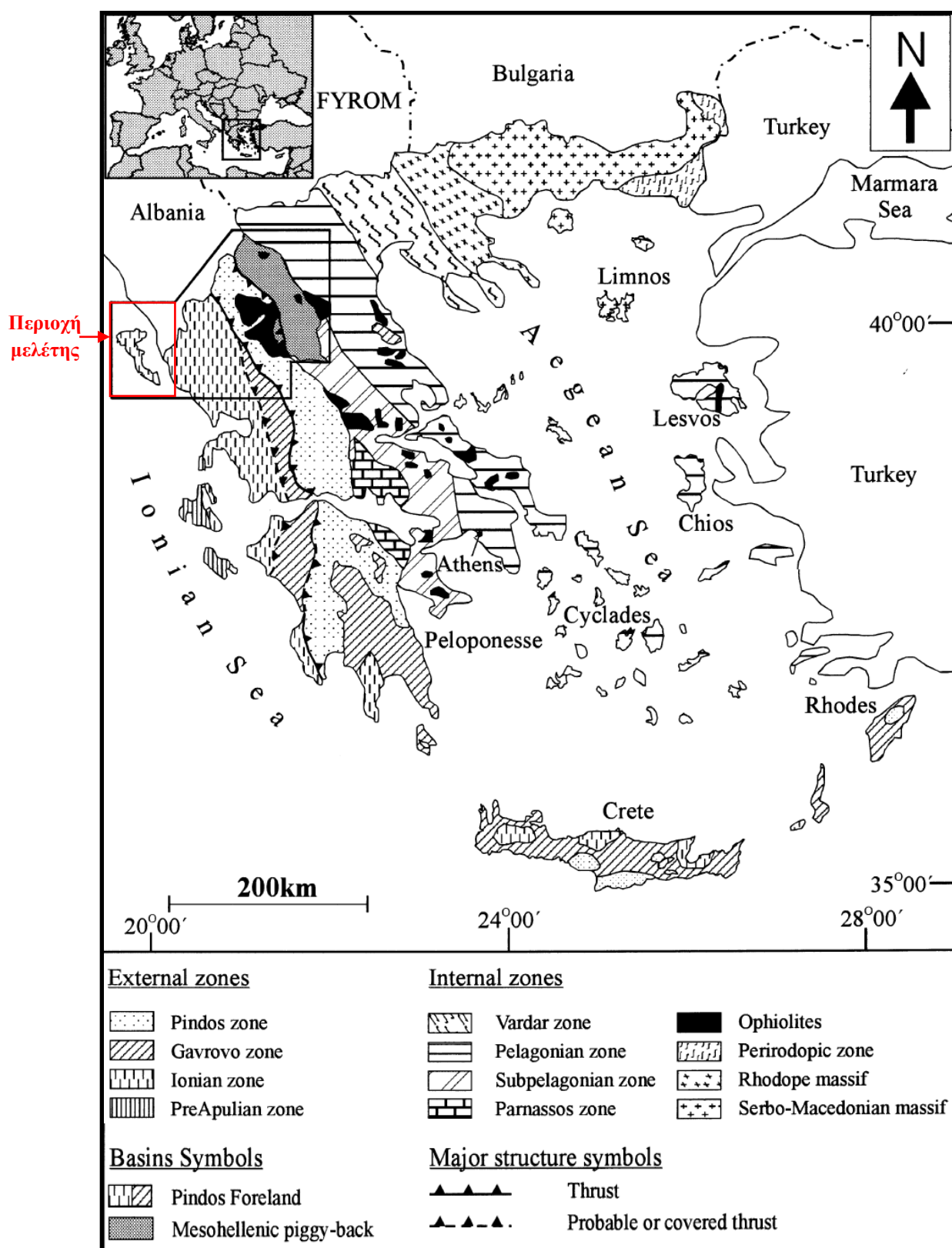
Η περιοχή μελέτης αποτελεί τμήμα των εξωτερικών Ελληνίδων και βρίσκεται στα όρια της εξωτερικής Ιονίου ζώνης και της Απούλιας πλατφόρμας.

4.1. Γεωτεκτονικές ζώνες της Ελλάδας.

Οι Ελληνίδες διακρίνονται ως τμήμα του συστήματος της Τηθύος και αποτελούν συνέχεια του Δυναρικού κλάδου του Αλπικού συστήματος αλύσεων ορέων που εκτείνεται από την Ισπανία έως και τις δυτικές ακτές του Ειρηνικού ωκεανού. Ο όρος Ελληνίδες καθιερώθηκε από τον Kober (1929). Χωρίζονται από τις Δειναρίδες με το ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης του Scutari-Pec (στα δυτικά) και από τις Ταυρίδες με το ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης της Isparta (στα ανατολικά) (Kober, 1929).

Διακρίνεται έτσι μια σειρά από ισοπικές - γεωτεκτονικές ζώνες, έχοντας μια διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ (εικόνα 4.1). Κάθε μια αποτελεί μια αυτοτελή ενότητα και διακρίνεται από τις λοιπές, καθώς συνίσταται από μια ορισμένη στρωματογραφική ακολουθία ιζημάτων λόγω ιδιαίτερων λιθολογικών χαρακτήρων, τεκτονικών συμπεριφορών και στοιχείων που εξαρτώνται από την εκάστοτε παλαιογεωγραφική της θέση (αύλακα, ύψωμα, χέρσος). Από δυτικά προς τα ανατολικά διακρίνονται:





Εικόνα 4.1. Γεωτεκτονικός χάρτης της Ελλάδος (Bornovas and Rodogianni-Tsiambaou, 1983), στον οποίο σημειώνεται και η περιοχή μελέτης.

Στην βιβλιογραφία δέχονται και σαν ξεχωριστές ζώνες, την ζώνη ή ενότητα της Βοιωτίας και την ενότητα «Τάλαια Όρη - πλακώδεις ασβεστόλιθοι» ή Σειρά Plattenkalt. Πολλοί όμως τις θεωρούν κομμάτια άλλων ενοτήτων, όπου η ενότητα της Βοιωτίας ανήκει στην Υποπελαγονική ζώνη και η ενότητα «Τάλαια Όρη - πλακώδεις ασβεστόλιθοι» ή Σειρά Plattenkalt ανήκει στην Ιόνια ζώνη.

Στην αλπική ιστορία των Ελληνίδων, οι ισοπικές – γεωτεκτονικές ζώνες διακρίνονται σε εξωτερικές (Προαπούλιος, Ιόνιος, Γαβρόβου-Τριπόλεως, Πίνδου, Παρνασσού) οι οποίες επηρεάστηκαν μόνο από την ορογένεση του Τριτογενούς και τις εσωτερικές (Πελαγονική s.l., Αξιού, Περιοδοπική) που επηρεάστηκαν και από την ρώιμη ηωελληνική ορογενετική φάση του ανώτερου Ιουρασικού – κατώτερου Κρητιδικού (Brunn, 1956), την οποία ακολούθησε επίκλυση κατά το ανώτερο Κρητιδικό. Επιπλέον οι ζώνες Παρνασσού και Πίνδου χαρακτηρίζονται και ως «ενδιάμεσες ζώνες» (Fleury, 1980), διότι χωρίς να έχουν άμεσα επηρεασθεί από την ηωελληνική ορογένεση, γνώρισαν τον απόηχο της, που στην μεν πλατφόρμα Παρνασσού εκφράζεται με βωξιτικές κατά τόπους αποθέσεις, στη δε άυλακα της Πίνδου με μια κλαστική σειρά από τα προϊόντα διάβρωσης των εσωτερικών αναδυμένων περιοχών. Η μάζα της Ροδόπης και η Σερβομακεδονική μάζα αποτελούν την οπισθοχώρα, ενώ η Απούλια πλατφόρμα που βρίσκεται δυτικότερα της Προαπούλιας ζώνης αποτελεί την προχώρα των Ελληνίδων (Aubouin, 1974).

Η σημαντική διαφοροποίηση μεταξύ Εσωτερικών και Εξωτερικών Ελληνίδων, είναι ότι οι Εσωτερικές επηρεάστηκαν από δύο ορογενετικές φάσεις, ενώ οι Εξωτερικές, μόνο από την τελευταία ορογενετική φάση. Η πρώτη φάση έλαβε χώρα από το τέλος του Ανωτέρου Ιουρασικού έως το Κατώτερο Κρητιδικό με την τοποθέτηση τεκτονικών καλυμμάτων με οφιόλιθους και συνοδευόταν από φαινόμενα μεταμόρφωσης και μαγματισμού, ενώ η δεύτερη φάση από το τέλος του Κρητιδικού έως το Μέσο Ηώκαινο.

Μεταξύ των δύο φάσεων αποτέθηκαν στο Κενομάνιο νηριτικά ανθρακικά ιζήματα επικλυσιογενώς πάνω στους σχηματισμούς που επηρεάστηκαν από την πρώτη ορογενετική φάση. Οι Εξωτερικές Ελληνίδες επηρεάστηκαν κατά την κύρια αλπική φάση στη διάρκεια του Τριτογενούς λόγω της ηπειρωτικής σύγκρουσης της Απούλιας πλάκας με τη μικροπλάκα της Πελαγονικής. Συνεπώς χαρακτηρίζονται από συνεχή ιζηματογένεση που διαρκεί από το Τριαδικό μέχρι και το μεγαλύτερο τμήμα του

Τριτογενούς και σε μερικές περιπτώσεις μέχρι και το Κατώτερο έως Μέσο Μειόκαινο.

Μελέτες που έγιναν στις συν-ορογενετικές λεκάνες, έδειξαν ότι η ιζηματογένεση που έλαβε χώρα σε αυτές γίνεται νεώτερη από τα ανατολικά προς τα δυτικά και ελέγχεται από επωθήσεις (Richter 1976, Jacobshagen 1986, Clews 1989). Έτσι για το χώρο των Εξωτερικών Ελληνίδων είναι γενικά παραδεκτό ότι κατά τη διάρκεια της ορογένεσης, η παραμόρφωση μεταναστεύει από την οπισθοχώρα προς την προχώρα (Aubouin 1959, Richter 1976, Fleury 1980).

4.1.1. Εξωτερικές Ελληνίδες.

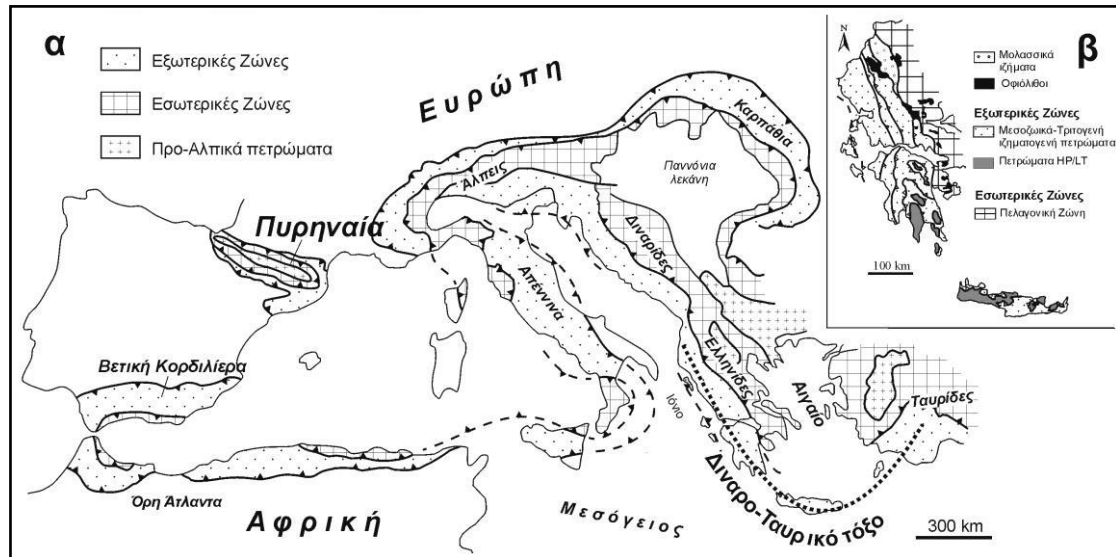
Οι Εξωτερικές Ελληνίδες υποδιαιρούνται από ανατολικά προς τα δυτικά στις ζώνες Παρνασσού, Πίνδου, Γαβρόβου - Τρίπολης, Ιόνια και Προαπούλια ή Παξών (Aubouin, 1964), αποτελούν τμήμα της Αλπικής οροσειράς και δημιουργήθηκαν κατά τη σύγκρουση των ηπείρων της Αφρικής και της Ευρασίας. Η σύγκρουση αυτή ακολούθησε την καταβύθιση του ωκεανού της Τηθύος, ο οποίος βρισκόταν στην περιοχή του σημερινού Μεσογειακού χώρου και άρχισε να καταβυθίζεται στις αρχές του Ιουρασικού (Smith 1971; Robertson et al. 1991; Stampfli et al. 1991; Ricou 1994).

Οι ζώνες Προαπούλια, Ιόνια και Γάβροβος αποτελούνται από ακολουθίες ιζηματογενών πετρωμάτων που αποτέθηκαν στο ηπειρωτικό περιθώριο της Απούλιας μικροπλάκας, η οποία αποτελούσε μια προεκβολή της Αφρικανικής πλάκας (Fleury 1980). Μεταξύ της Απούλιας και της Πελαγονικής μικροπλάκας υπήρχε ο ωκεανός της Πίνδου.

Στο Ηώκαινο άρχισαν οι ορογενετικές κινήσεις στη περιοχή αυτή, που είχαν σαν αποτέλεσμα το σχηματισμό των Εξωτερικών Ελληνίδων οροσειρών. Γενικώς οι εξωτερικές Ελληνίδες θεωρούνται ως μία προεκβολή της Αφρικανικής πλάκας (παρόμοια με εκείνη στις νότιες Άλπεις) η οποία στο τέλος του Ηωκαίνου συγκρούεται με την Ευρωπαϊκή πλάκα για να δώσει τη γένεση των Ελληνίδων.

Οι Εξωτερικές Ελληνίδες διαχωρίζονται από τις Διναρίδες με μία μεγάλη τεκτονική γραμμή, τη "γραμμή Scutari-Pec". Νότια της γραμμής, οι Εξωτερικές Ελληνίδες διατρέχουν το μεγαλύτερο τμήμα της Ελληνικής χερσονήσου και καμπυλώνουν στην περιοχή Κρήτης, Ρόδου και συνεχίζουν στις Ταυρίδες Οροσειρές στην ΝΔ Τουρκία.

Έτσι σχηματίζεται το Δυναροταυρικό τόξο που είναι ένας εκ των δύο κλάδων του Αλπικού Ορογενούς (εικόνα 4.2).



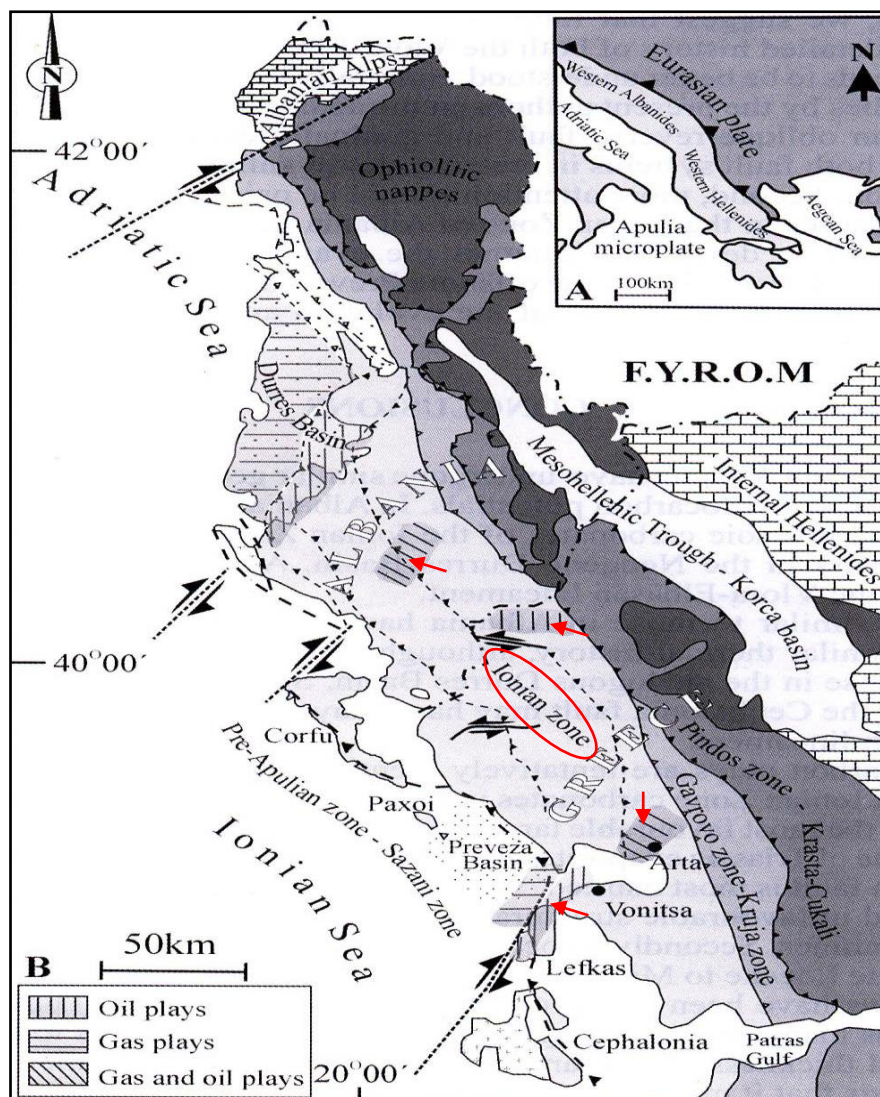
Εικόνα 4.2. (α) Γενικευμένος τεκτονικός χάρτης του Αλπικού ορογενούς στην περιοχή της νότιας Ευρώπης στον οποίο φαίνονται οι εξωτερικές και εσωτερικές ζώνες αυτού. (β) Γενικευμένος τεκτονικός χάρτης των εξωτερικών Ελληνίδων. (Dewey et al. 1973; Smith and Woodcock 1982; Coward and Dietrich 1989).

4.1.2. Ιόνιος Ζώνη.

4.1.2.1. Στρωματογραφική διάρθρωση.

Η Ιόνιος ζώνη (εικόνα 4.3) εμφανίζεται στην δυτική ηπειρωτική Ελλάδα (Ηπειρο, Αιτωλοακαρνανία), στα Ιόνια νησιά, τη δυτική Πελοπόννησο και στα Δωδεκάνησα (Κάρπαθο και Ρόδο). Μια μεταμορφωμένη σειρά που απαντά στη νότια Πελοπόννησο, την Κρήτη και την Ρόδο, γνωστή με το όνομα Plattenkalk παρουσιάζει στρωματογραφικές αναλογίες με την σειρά της Ιονίου και αποδίδεται σε αυτήν από τους περισσότερους ερευνητές.

Η Ιόνια ζώνη αποτελούσε μία υποθαλάσσια αύλακα και μαζί με την γειτονική της προς τα ανατολικά ζώνη Γαβρόβου - Τριπόλεως συνιστούσε κατά τον Aubouin ένα μειογεωσύγκλινο. Ως μειογεωσύγκλινο ορίζεται μια λεκάνη η οποία χαρακτηρίζεται από απουσία αρχικού μαγματισμού.



Εικόνα 4.3. Γεωγραφική κατανομή των αποθέσεων της Ιονίου ζώνης στην Βορειοδυτική Ελλάδα – Αλβανία, με τα βελάκια σημειώνονται τα πεδία υδρογονανθράκων της περιοχής που ανήκουν σε αυτήν την ζώνη (τροποποιημένος από Zelilidis et al., 2003).

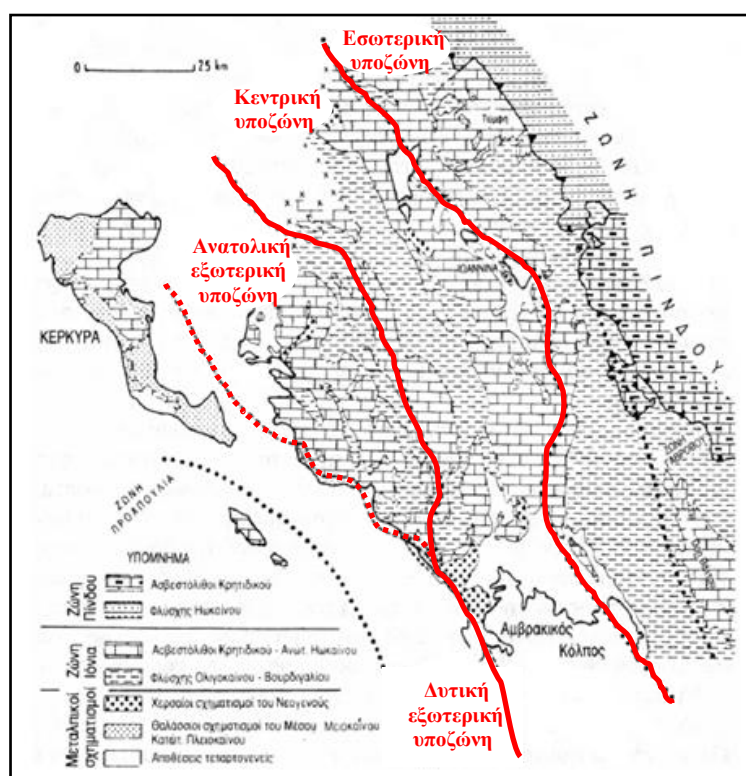
Σύμφωνα με αυτό το μοντέλο, η Προαπούλια ζώνη αντιστοιχεί στην προχώρα, η Ιόνια ζώνη αντιστοιχεί στη μειογεωσυγκλινή αύλακα, η ζώνη Γαβρόβου - Τριπόλεως στο μειογεωσυγκλινές ύβωμα, η ζώνη της Πίνδου στην ευγεωσυγκλινή αύλακα, η ζώνη Παρνασσού σε τοπικό ύβωμα, η Πελαγονική ζώνη στο ευγεωαντικλινές ύβωμα και η ζώνη Αξιού στην ωκεάνια περιοχή.

Προς τα δυτικά η Ιόνιος ζώνη εφίππευει με τη βοήθεια μιας σχεδόν οριζόντιας εφίππευσης την Προαπούλια ζώνη, ενώ προς τα ανατολικά περνάει με μεταβατικά στρώματα προς τη ζώνη Γαβρόβου - Τριπόλεως. Προς τα βόρεια συνεχίζεται στην περιοχή της Αλβανίας και στην Ιταλία ως Ιόνια ζώνη, ενώ στα ανατολικά, στην ζώνη

Kizilca Corak Göl στην Τουρκία. Η παλαιογεωγραφία της Ιόνιας ζώνης, όπως διαπιστώνεται από τη λεπτομερή στρωματογραφική της ανάλυση, υπήρξε αρκετά πολύπλοκη κατά την αλπική ιστορία της.

Ο Aubouin (1959) βασιζόμενος στη διαφοροποίηση των ασβεστολιθικών φάσεων ανά περιοχή, διαχώρισε την Ιόνια ζώνη στο χώρο της Ηπείρου σε τρεις υποζώνες, οι οποίες από ανατολικά προς τα δυτικά είναι: η εσωτερική, η αξονική ή κεντρική και η εξωτερική υποζώνη. Σύμφωνα με το μοντέλο αυτό, η εσωτερική και η εξωτερική υποζώνη αντιστοιχούν στα ρηχότερα ανατολικά και δυτικά περιθώρια της Ιόνιας λεκάνης, ενώ η αξονική ή κεντρική υποζώνη στο μεσαίο και βαθύτερο τμήμα της (εικόνα 4.4).

Η υποδιαίρεση αυτή δεν συνεχίζεται νοτιότερα του Αμβρακικού Κόλπου στη γεωγραφική περιοχή της Αιτωλοακαρνανίας όπου η Ιόνια ζώνη παρουσιάζεται αδιαίρετη. Τρεις περίοδοι με διαφορετικά στρωματογραφικά χαρακτηριστικά μπορούν να διακριθούν στην προ-ορογενετική ακολουθία της Ιόνιας ζώνης.



Εικόνα 4.4. Η επί μέρους διάκριση της Ιόνιας ζώνης (δυτική Εξωτερική, ανατολική Εξωτερική, Κεντρική και Εσωτερική) και η επωθημένη ζώνη της Πίνδου. (Κατά ΓΑΛΛΙΚΟ ΙΝΣΤΙΤΟΥΤΟ ΠΕΤΡΕΛΑΙΟΥ ΚΑΙ Ι.Γ.Ε.Υ., με τροποποιήσεις από τον J.AUBOUIN et. al., 1977, από Κατσικάτσο 1992).

Στρωματογραφική διάρθρωση της Ιόνιας ζώνης:

- Στην βάση της στρωματογραφικής στήλης και κυρίως στην κεντρική περιοχή της ζώνης απαντούν εβαπορίτες (αλίτης και ανυδρίτης) που αποτέθηκαν σε μια στενή και επιμήκης λεκάνη της περιόδου του Καρνίου και που συνοδεύονται από τριαδικά λατυποπαγή. Η απουσία αλίτη στις επιφανειακές εμφανίσεις μπορεί να αποδοθεί στη διάλυσή του (Underhill, 1989). Το μέγιστο πάχος των εβαποριτών υπολογίζεται στα 1600μ και μειώνεται προς βορρά κατά μήκος του άξονα της λεκάνης.

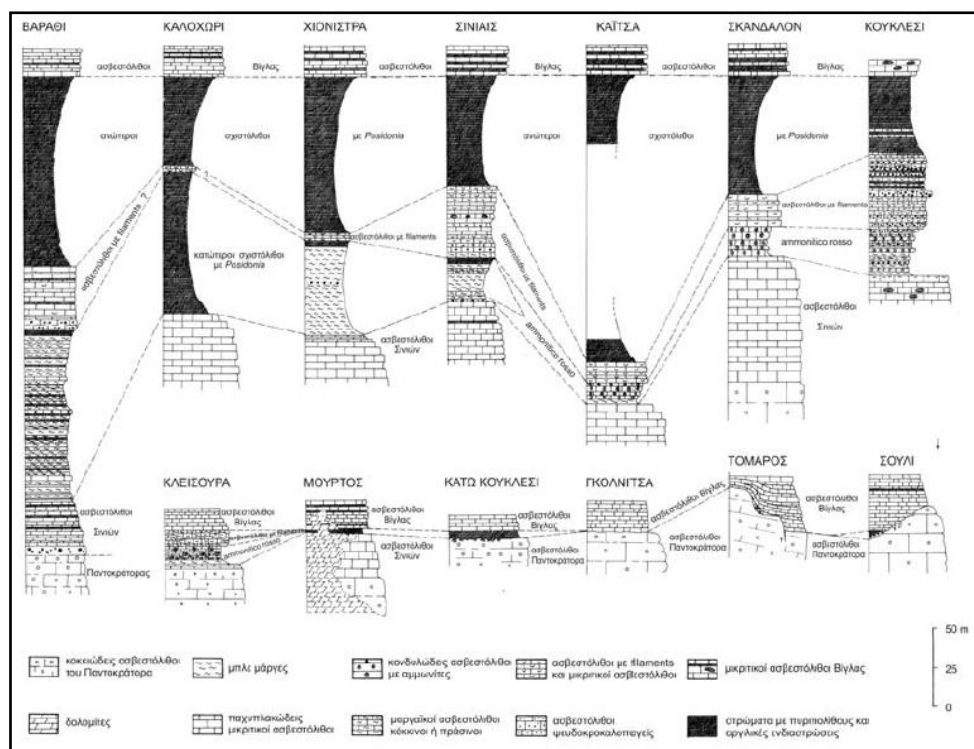
Οι εβαπορίτες στη βάση της στρωματογραφικής στήλης σχηματίζουν μία ζώνη αποκολλήσεως η οποία απελευθερώνει το Μεσοζωικό επικάλυμμα και τον φλύσχη από ένα άγνωστο υπόβαθρο. Σύμφωνα με σεισμικές τομές με την αποκόλληση των εβαποριτών συνδέονται οι μεγάλες επωθήσεις και οι εφίππευσεις της Ιονίου ζώνης.

Χαρακτηριστική εφίππευση που συνδέεται με την ύπαρξη ή μέσα στην οποία εισέρχονται εβαπορίτες είναι αυτή της Ιόνιας επώθησης που αναγνωρίζονται τόσο στο Ζάκυνθο όσο και στην Κεφαλλονιά. Η γεωμετρία τους στις τομές που προαναφέρθηκαν χαρακτηρίζονται από μία λιστρική μορφή. Συχνά οι εβαπορίτες διεισδύουν κατά μήκος αυτών των επωθήσεων και δίνουν μία πολύπλοκη εικόνα δυσαρμονικής τεκτονικής.

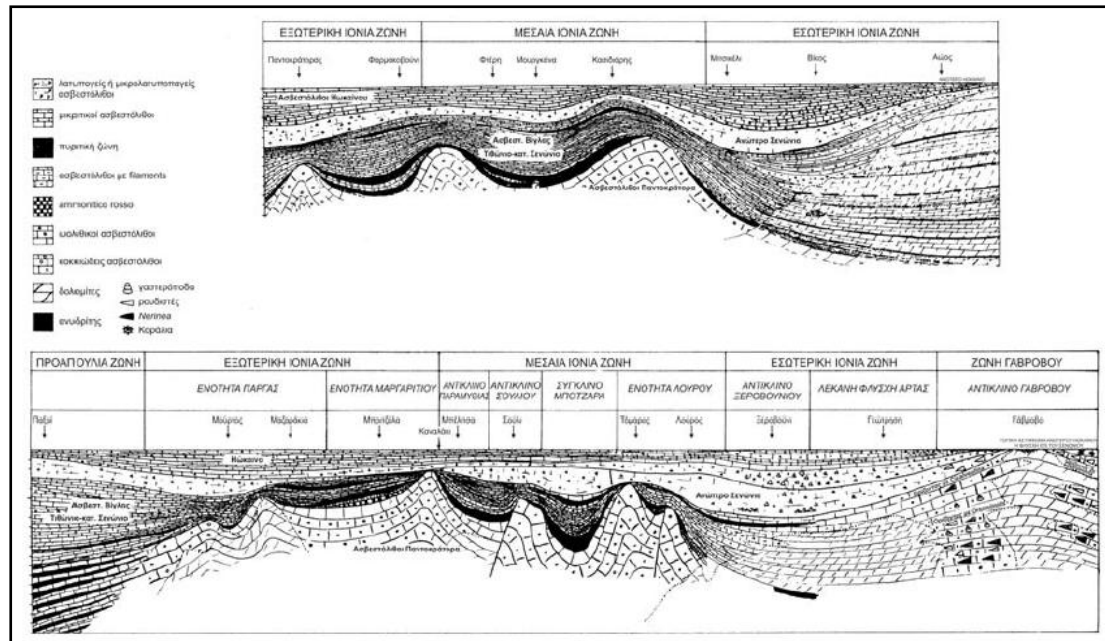
- Ακολουθούν μαύροι υπολιθογραφικοί ασβεστόλιθοι με Κωνόδοντα του μέσου - ανώτερου Τριαδικού (γνωστοί ως «Ασβεστόλιθοι του Φουσταπήδημα» (Renz ,1955) και μαζώδεις δολομίτες του κατώτερου Νορίου που θεωρήθηκαν ισότιμοι με τον «κυρίως δολομίτη» των Άλπεων.
- Ακολουθεί μια νηρητική σειρά παχυπλακωδών ασβεστολίθων και δολομιτών γνωστοί ως «Ασβεστόλιθοι του Παντοκράτορα» με λίγα τρηματοφόρα και φύκη, μεταξύ των οποίων το φύκος *Paleodasycladus mediterraneus* που χρονολογεί τη σειρά του μέσου Λιασίου (Renz, 1955).
- Στο ανώτερο Λιάσιο και κατώτερο Δογγέριο, η ιζηματογένεση στην Ιόνια ζώνη αρχίζει να διαφοροποιείται έντονα (εικόνα 4.5). Διαδοχικά ή σε πλευρικές μεταβάσεις από την περίοδο αυτή και μέχρι το ανώτερο Ιουρασικό, αποτίθενται οι Ασβεστόλιθοι του Λούρου (πελαγικοί ασβεστόλιθοι με αμμωνίτες, βραχιονόποδα και τρηματοφόρα), είτε οι Ασβεστόλιθοι Σινιών,

είτε/και Ammonitico rosso. Ακολουθούν οι κατώτεροι σχιστόλιθοι με Posidonia, οι ασβεστόλιθοι με filaments, και οι ανώτεροι σχιστόλιθοι με Posidonia. Να σημειωθεί ότι οι σχιστόλιθοι με Posidonia αποτελούν τα κατ' εξοχήν μητρικά πετρώματα όσον αφορά την πετρελαιογένεση στο χώρο της Δυτικής Ελλάδας (Karakitsios and Rigakis, 1996).

Οι πελαγικές αυτές φάσεις μαρτυρούν ότι η περιοχή που μέχρι το μέσο Λιάσιο υπήρξε αβαθής πλατφόρμα, είναι σε μια περίοδο ταφροποίησης (synrift) (Karakitsios 1995), κατά την οποία εφελκυστικοί μηχανισμοί παράλληλα με τη τους διαπειρισμούς αλάτων δημιουργούν εσωτερικές λεκάνες και πελαγικές ράχες όπου αποτίθενται διάφορες ιζηματογενείς ακολουθίες το ίδιο χρονικό διάστημα. Για το λόγο αυτό η ιζηματογένεση αυτή την περίοδο είναι αρκετά διαφοροποιημένη στις διάφορες περιοχές, καταγράφοντας έντονες παλαιογεωγραφικές διαφοροποιήσεις της ζώνης (εικόνα 4.6).



Εικόνα 4.5. Διαφοροποιήσεις στην ιζηματογένεση της Ιόνιας λεκάνης από το ανώτερο Λιάσιο έως το Τιθώνιο (I.G.R.S.-I.F.P. 1966)



Εικόνα 4.6. Παλαιογεωγραφικές τομές στην Ιόνια λεκάνη (I.G.R.S.-I.F.P. 1966)

- Στην συνέχεια και μεταξύ ανωτέρου Ιουρασικού και κατωτέρου Σενωνίου αποτίθενται σε όλο το πλάτος της ζώνης λεπτοπλακώδεις πελαγικοί ασβεστόλιθοι με παρενστρώσεις κερατολίθων, γνωστοί ως «Ασβεστόλιθοι Βίγλας». Η παρουσία *Calpionellidae* στην βάση των ασβεστόλιθων αυτών σε όλη την Ιόνια ζώνη μαρτυρεί την επικράτηση πελαγικού περιβάλλοντος ιζηματογένεσης από το Τιθώνιο. Στο σχηματισμό αφθονούν επίσης τα ακτινόζωα και πλαγκτονικά τρηματοφόρα όπως *Hedbergella* και *Ticinella* που χαρακτηρίζουν το Άλβιο, *Praeglobotruncana helvetica* του Τουρωνίου, *Globotruncana gr. Lapparenti* του κατώτερου Σενωνίου.

Το πάχος της ακολουθίας παρουσιάζεται μεταβαλλόμενο στις διάφορες περιοχές της ζώνης, από 400μ, μέχρι και σχεδόν μηδενικό. Το γεγονός αυτό αποδίδεται στην κληρονομηθείσα περίπλοκη παλαιογεωγραφία της λεκάνης από την προηγούμενη περίοδο (Karakitsios, 1995). Σε ορισμένες θέσεις ασβεστόλιθοι της Βίγλας υπέρκεινται των ασβεστόλιθων του Παντοκράτορα που δείχνει ότι η ταφρογένεση του Ιουρασικού προκαλούσε συνεχή βύθιση σε ορισμένες αξονικές περιοχές, ενώ σε παρακείμενες προκαλούσε συνεχή ανύψωση, έτσι ώστε η ιζηματογένεση διακόπτονταν ή ακόμα λάμβανε χώρα διάβρωση σημαντικού τμήματος της στρωματογραφικής ακολουθίας (Jenkins, 1972).

- Κατά το ανώτερο Σενώνιο (Καμπάνιο - Μαιστρίχτιο), η ιζηματογένεση μεταβάλλεται σε όλη τη λεκάνη. Αποτίθενται ασβεστόλιθοι που περιλαμβάνουν τουρβιδιτικές εναλλαγές:
 - ο Παχυπλακωδών λατυποπαγών - μικρολατυποπαγών ασβεστόλιθων με θραύσματα ρουδιστών καθώς και ποικίλες λατύπες από νηρητική αβαθή πλατφόρμα. Οι λατύπες αυτές παρουσιάζουν κατακόρυφη ταξινόμηση (graded bedding), αλλά και οριζόντια από τα περιθώρια προς το κέντρο της λεκάνης. Η προέλευση τους ανάγεται στην πλατφόρμα Γαβρόβου στα ανατολικά της λεκάνης και στην Απούλια πλατφόρμα στο δυτικό τμήμα της λεκάνης (Dercourt and Thiebault 1979, I.G.R.S.-I.F.P. 1966, Fleury 1980). Το συνδετικό υλικό των λατύπων περιέχει βενθονικά (*Orbitoides*, *Siderolites*, *Lepidorbitoides*, *Clypeorbis*, *Hellenocyclina*, *Omphalocyclus*, *Simplorbites*) και πλαγκτονικά τρηματοφόρα (*Globotruncanidae*) που προσδίδουν ηλικία Καμπανίου - Μαιστριχτίου.
 - ο Σχετικά λεπτοπλακωδών ανοιχτόχρωμων ασβεστόλιθων με κονδύλους πυριτόλιθων που περιλαμβάνουν μικρά θραύσματα ρουδιστών, τα οποία παρουσιάζουν κατακόρυφη ταξινόμηση και πλαγκτονικά τρηματοφόρα (*Globotruncanidae*). Οι ασβεστόλιθοι αυτοί υποσκάπτονται από τα τουρβιδιτικά ρεύματα που μεταφέρουν το λατυποπαγές υλικό των παχυπλακωδών λατυποπαγών ασβεστόλιθων δημιουργώντας χαρακτηριστικές ιζηματοδομές βάσεως (flute casts κλπ).

Το πάχος της ανθρακικής τουρβιδιτικής ακολουθίας του ανωτέρου Σενωνίου παρουσιάζεται μεταβαλλόμενο στις διάφορες περιοχές της ζώνης, μέχρι και σχεδόν μηδενικό. Το γεγονός αυτό αποδίδεται στην κληρονομηθείσα περίπλοκη παλαιογεωγραφία της λεκάνης από την προηγούμενη περίοδο.

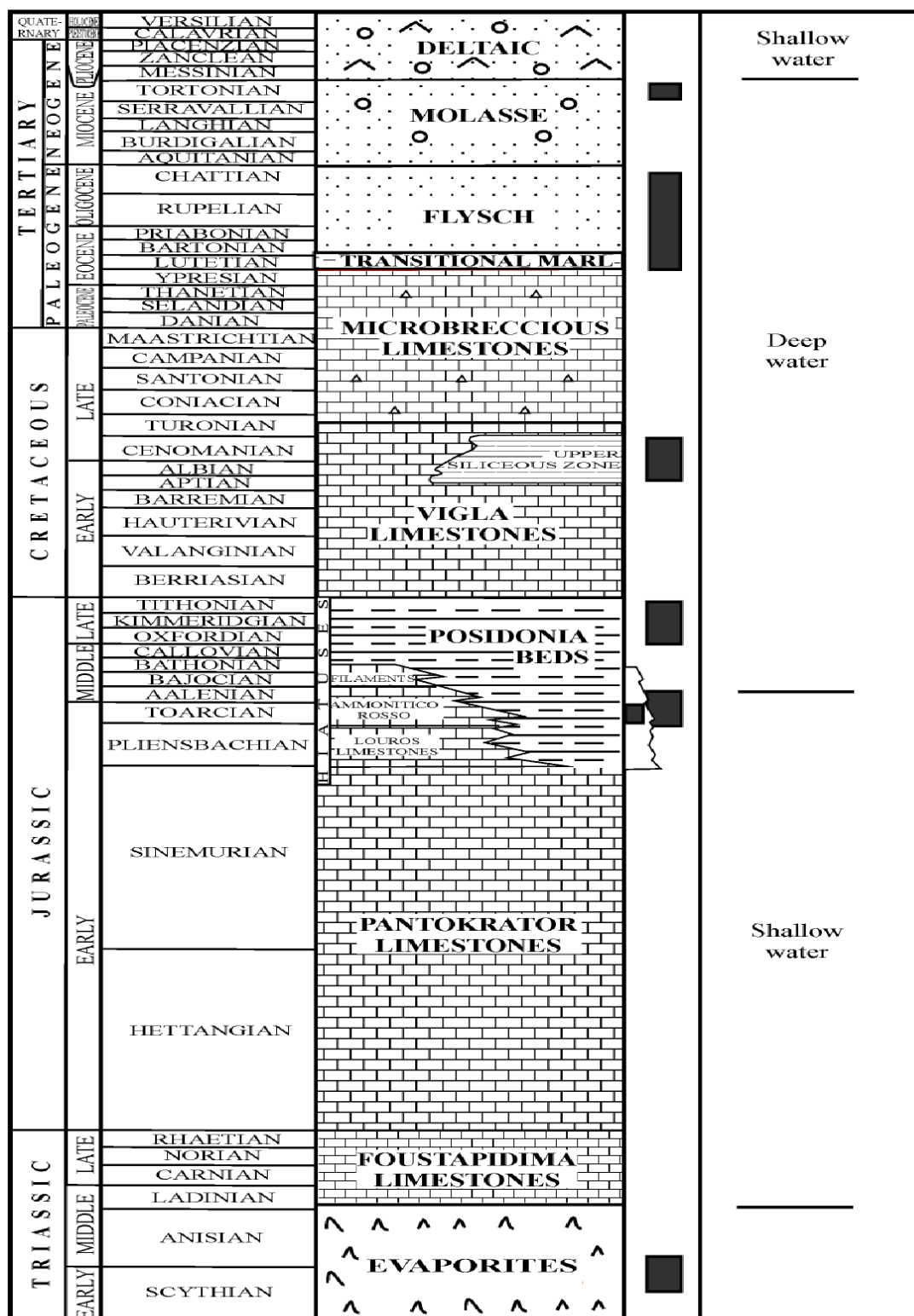
- Η ίδια φάση τουρβιδιτικών εναλλαγών συνεχίζεται και στην ανθρακική ακολουθία Παλαιόκαινου - Ηώκαινου, με επικράτηση της πελαγικής ιζηματογένεσης, ιδιαίτερα στους ανώτερους ορίζοντες. Στους μικρολατυποπαγείς ορίζοντες παρατηρούνται και Κρητιδικές λατύπες από την πλατφόρμα. Οι διάφοροι στρωματογραφικοί ορίζοντες του σχηματισμού δεν διαφοροποιούνται μακροσκοπικά στην ύπαιθρο, ούτε από τον υποκείμενο σχηματισμό του ανώτερου Σενωνίου.

Το Παλαιόκαινο προσδιορίζεται σε λεπτοτομές των ασβεστόλιθων από χαρακτηριστικά πλαγκτονικά τρηματοφόρα (*Globigerinidae*, *Globorotaliidae*), καθώς και από βενθονικά όπως: *Discocyclina*, *Glomalveolina primaeva*. Στις Ηώκαινικές αποθέσεις εκτός των πλαγκτονικών, απαντούν άφθονα τα βενθονικά τρηματοφόρα *Alveolina*, *Nummulites*, *Cuvillierina*, *Discocyclina*, *Asterodiscus*, *Chapmanina*, *Pellatispira*, *Spiroclypeus*, χρονολογώντας όλες τις Ηώκαινικές βαθμίδες. Συχνή είναι η παρουσία συνιζηματογενών πτυχών (slumping) στην Ηώκαινική τουρβιδιτική ακολουθία.

- Ακολουθεί η ιζηματογένεση του φλύσχη με μεταβατικά στρώματα στο όριο Ηώκαινου - Ολιγοκαίνου, η οποία συνεχίζεται μέχρι το Ακουιτάνιο, με πάχος του να είναι περίπου 2000μ. Η ιζηματογένεση του φλύσχη στην αρχή χαρακτηρίζεται από μαργαϊκές - ψαμμιτικές λιθοφάσεις, η οποία εξελίσσεται προς μαργαϊκές λιθοφάσεις έως ότου γίνει το πέρασμα προς μια μολασσική φάση.

Συμπερασματικά, η Ιόνια ζώνη κατά τη διάρκεια της προ-ορογενετικής εξέλιξής της, από το Τριαδικό έως το Ηώκαινο, άλλαξε τον παλαιογεωγραφικό της χαρακτήρα από νηριτικό σε πελαγικό, αντίθετα με την Προαπούλια και τη Γάβροβο που συνεχίζουν να δέχονται νηριτικά ιζήματα την περίοδο αυτή. Η συνολική στρωματογραφία της Ιονίου ζώνης φαίνεται στην εικόνα 4.7.

Κύριο τεκτονικό χαρακτηριστικό της ζώνης είναι τα μεγάλα ΒΔ διευθύνσεως αντίκλινα και επωθήσεις της περιοχής. Η πορεία των δομών αυτών διακόπτεται από μεγάλα ΒΑ-διευθύνσεως εγκάρσια ρήγματα τα οποία αναλαμβάνουν το ρόλο να διαχωρίσουν περιοχές με διαφορετικό ποσό συστολής (transcurrent faults).



Εικόνα 4.7. Συνθετική στρωματογραφική στήλη της Ιόνιας σειράς (Zelilidis et al. 2003).

4.2.1.2. Παλαιοτεκτονικό πλαίσιο της Ιόνιας ζώνης.

Γεωτεκτονικά, η Ιόνιος ζώνη τοποθετείται στην αποσπασμένη από την Αφρικανική ήπειρο Απούλια μικροπλάκα. Αποτελεί μια τυπική ηπειρωτική λεκάνη, «βαθεία αύλακα» κατά τον Aubouin (1965), με ημιπελαγική - πελαγική ιζηματογένεση, ενώ η ανατολικότερη ζώνη Γαβρόβου - Τρίπολης δρούσε ως υφαλώδες φράγμα.

Χαρακτηρίζεται ως σχετικά «υψηλή» περιοχή, μικρού βαθμού τεκτονικής καταβύθισης, εν αντιθέσει προς τις εκατέρωθεν αυτής ζώνες Γαβρόβου και Παξών (B.P., 1971). Κατά τη διάρκεια του Μεσοζωικού, η Ιόνιος ζώνη θεωρείται ότι καταλάμβανε τμήμα του ελληνικού «μειογεωσυγκλίνου».

Συγκεκριμένα, κατά την περίοδο του Τριαδικού η Ιόνιος ζώνη αντιστοιχούσε σε αβαθές περιπαλιρροιακό περιβάλλον, που κατά περιόδους βρισκόταν σε συνθήκες ανάδυσης (Romani-Papadopoulos, 1983). Στο περιβάλλον αυτό αποτέθηκαν οι εβαποριτικοί σχηματισμοί, που στη συνέχεια διείσδυσαν στα νεότερα στρώματα της σειράς (διαπειρισμός). Μέχρι το κατώτερο Λιάσιο, η Ιόνιος ζώνη αντιστοιχούσε στο δυτικό τμήμα μιας εκτεταμένης ανθρακικής ηπειρωτικής πλατφόρμας, που καταλάμβανε όλη τη δυτική Ελλάδα. δεδομένου δε ότι η λεκάνη της Πίνδου είχε ήδη δημιουργηθεί από το Τριαδικό, το ανατολικό περιθώριο της ηπειρωτικής αυτής πλατφόρμας, αντιστοιχούσε στο ανατολικό περιθώριο του μετέπειτα διαμορφωθέντος υβώματος Γαβρόβου - Τριπόλεως (Κατσικάτσος, 1992).

Στο διάστημα Μέσου Λιασίου - Τιθωνίου, η περιοχή του νότιου περιθωρίου της Τηθύος δεχόταν εφελκυσμό, που προκάλεσε αρχικά την ήπια βύθισή της και στη συνέχεια έναν έντονο ρηγματογόνο τεκτονισμό, με αποτέλεσμα τη διαφοροποίηση της Ιόνιας αύλακας σε επί μέρους παλαιογεωγραφικές ενότητες διαφορετικής βύθισης, οφειλόμενες στην περιστροφή που προκαλούν εγκάρσια προς τη διεύθυνση του εφελκυσμού λιστρικά ρήγματα (Dercourt et al., 1985; Karakitsios, 1988, 1989, 1990, 1992; Karakitsios and Dermizakis, 1997). Στη γεωτεκτονική εξέλιξη της Ιόνιας αύλακας και των περιθωρίων της, επιδρά πιθανότατα, η "αλοκινητική" (halokinesis) τεκτονική του εβαποριτικού υποβάθρου (Karakitsios, 1995).

Λόγω της υφιστάμενης διαφορετικής βύθισης και ανάλογα προς το παλαιογεωγραφικό καθεστώς που διαμορφώθηκε κατά περιοχή, η ιζηματογένεση ήταν συνεχής ή ασυνεχής. Στην πρώτη περίπτωση εμφανίζεται ολόκληρη η στρωματογραφική εξέλιξη της Ιονίου ζώνης, από τους ασβεστόλιθους του Παντοκράτορα μέχρι τους

ασβεστόλιθους της Βίγλας (ασβεστόλιθοι Σινιών, *Ammonitico Rosso*, ασβεστόλιθοι με *filaments* και ανώτεροι σχιστόλιθοι με Ποσειδώνιες). Αντίθετα, στη δεύτερη περίπτωση απουσιάζουν τμήματα της τυπικής στρωματογραφικής στήλης.

Αναφορικά με τους σχηματισμούς του Ιουρασικού διαφοροποιήθηκαν οι ακόλουθες τρεις ζώνες:

- Η ζώνη Α, που περιλαμβάνει τις βαθύτερες και χαμηλής ενέργειας περιοχές, όπου η ιζηματογένεση ήταν συνεχής (π.χ. ασβεστόλιθοι Σινιών, κατώτεροι σχιστόλιθοι με Ποσειδώνιες, ασβεστόλιθοι με *filaments*).
- Η ζώνη Β, με τις παράκτιες περιοχές της πλατφόρμας, όπου έλαβε χώρα απόθεση ιζημάτων τύπου "*Ammonitico Rosso*".
- Η ζώνη C, γνωστή ως ζώνη ασυμφωνίας ή διακοπής ιζηματογένεσης, με τις αναδυόμενες μέχρι το Τιθόνιο περιοχές, που σχημάτιζαν "γυρλάντες" νήσων διευθετημένων κατά μήκος τεκτονικών τόξων.

Το γεγονός ότι οι σύγχρονες τεκτονικές γραμμές ακολουθούν την υφιστάμενη διάταξη των ζωνών, οφείλεται στη μετατροπή των λιστρικών ρηγμάτων σε επιφάνειες επώθησης (IGRS-IFP, 1966). Οι περιοχές της ζώνης C, αντιστοιχούσαν σε υποθαλάσσια υβώματα, όπου η ταχύτητα απόθεσης των ιζημάτων ήταν ιδιαίτερα μικρή. Σε ορισμένες περιπτώσεις είναι πιθανόν τα υβώματα να έφθασαν ή να ξεπέρασαν το όριο ανάδυσης (Karakitsios and Dermitzakis, 1997). Στις περιοχές της ζώνης αυτής, οι ασβεστόλιθοι της Βίγλας αποτίθενται απ'ευθείας επί των ασβεστόλιθων του Παντοκράτορα, με απλή ήγωνιώδη ασυμφωνία και μόνο τοπικά αναπτύσσονται σχηματισμοί *Ammonitico Rosso*, σχιστόλιθοι με Ποσειδώνιες ή ασβεστόλιθοι με *filaments*.

Προς το τέλος του Ιουρασικού, οι συνθήκες ιζηματογένεσης έτειναν σε ομαλοποίηση και από το Τιθόνιο μέχρι και το Σενώνιο επικράτησαν συνθήκες συνεχούς πελαγικής ιζηματογένεσης, γεγονός που θεωρήθηκε ως ένδειξη γεωτεκτονικής σταθερότητας (Aubouin, 1959). Στο χρονικό αυτό διάστημα, έλαβε χώρα η απόθεση του σχηματισμού των ασβεστόλιθων της Βίγλας, στο ανώτερο τμήμα του οποίου φιλοξενούνται οι φωσφορούχοι σχηματισμοί. Η σταθερότητα των συνθηκών ιζηματογένεσης, καθ' όλο αυτό το χρονικό διάστημα, υποδηλώνεται από τη σταθερότητα του συμπλέγματος των μικρο και νάνο απολιθωμάτων των ασβεστόλιθων της Βίγλας.

Ο σχηματισμός των ασβεστόλιθων της Βίγλας, χαρακτηρίζεται από σημαντική πλευρική διακύμανση πάχους. Ενδεικτικά αναφέρεται, ότι ανατολικά της περιοχής Καναλλάκι το πάχος είναι μόλις 5m, στο όρος Τόμαρος περί τα 20m, στην περιοχή των ορέων Κουρέντων περίπου 370m και φθάνει τα 900m στην περιοχή Νεμέρτσας (IGRS-IFP, 1966). Οι σημαντικές αυτές πλευρικές αυξομειώσεις του πάχους του σχηματισμού των ασβεστόλιθων της Βίγλας αποδόθηκαν στα προϋπάρχοντα της γενικής επίκλυσης ανάγλυφα. Συγκεκριμένα, οι μικρού πάχους ακολουθίες θεωρήθηκε ότι αποτέθηκαν σε περιοχές της ζώνης C (Σκουνάκης, 1977).

Η διαφορική βύθιση, που άρχισε στο Μέσο Λιάσιο, συνεχίστηκε και κατά τη διάρκεια απόθεσης των ασβεστόλιθων της Βίγλας, σε όλη, δηλαδή, σχεδόν τη διάρκεια του Κρητιδικού. Έπαιξε, λοιπόν, ουσιαστικό ρόλο στη διαμόρφωση του παλαιοαναγλύφου και κατά συνέπεια στις πλευρικές αυξομειώσεις πάχους του σχηματισμού αυτού. Η συχνότητα των τουρβιδιτικών επεισοδίων, κατά τη διάρκεια των οποίων αποφορτώνονται υλικά από τη διάβρωση των γειτονικών υβωμάτων, ελέγχει επίσης το πάχος των ακολουθιών, ιδιαίτερα στην εσωτερική και εξωτερική Ιόνιο υποζώνη.

Μια ακόμη διαφοροποίηση του σχηματισμού των ασβεστόλιθων της Βίγλας είναι ότι στην εσωτερική και εξωτερική Ιόνιο υποζώνη, ορισμένοι στρωματογραφικοί ορίζοντες εμφανίζονται δολομιτωμένοι. Αυτή η διεργασία δεν επηρέασε καθόλου τους ασβεστόλιθους του ίδιου σχηματισμού της κεντρικής Ιονίου υποζώνης, όπου σημειώνεται και η μεγαλύτερη μείωση του πάχους του σχηματισμού.

Η πτύχωση της Αδριατικοϊόνιας ζώνης έγινε το Κάτω Μειόκαινο με την ονομαζόμενη Στυριακή φάση πτυχώσεων. Τα στρώματα της ζώνης υπέστησαν έντονη λεπίωση στην οποία τα στρώματα της γύψου έπαιξαν το ρόλο του λιπαντικού μέσου που διευκόλυνε τις εσωτερικές ολισθήσεις. Η μορφή των πτυχών που προκλήθηκαν από την τελική Τριτογενή πτύχωση συνήθως είναι πολύπλοκη, διότι αρκετά συχνά συνοδεύεται από διαρρήξεις, έτσι ώστε να δημιουργούνται συνεχείς επωθήσεις ή εφιππεύσεις και να εμφανίζονται παραμορφωμένες πτυχωμένες μορφές.

Χαρακτηριστικό γνώρισμα της τεκτονικής δομής της Ιονίου ζώνης στην Ήπειρο - Στερεά Ελλάδα είναι μια σειρά από επάλληλα μέγα-σύγκλινα και μέγα-αντίκλινα τα οποία με βασική αξονική διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ έως ΒΔ-ΝΑ (διεύθυνση η οποία είναι γενικότερα γνωστή με το όνομα «Διναρική διεύθυνση») επωθούν ή εφιππεύουν το

ένα πάνω στο άλλο προς τα δυτικά. Τόσο οι μέγα-πτυχές όσο και οι πτυχές μικρότερης κλίμακας είναι ασύμμετρες με σταθερή απόκλιση προς ΔΝΔ.

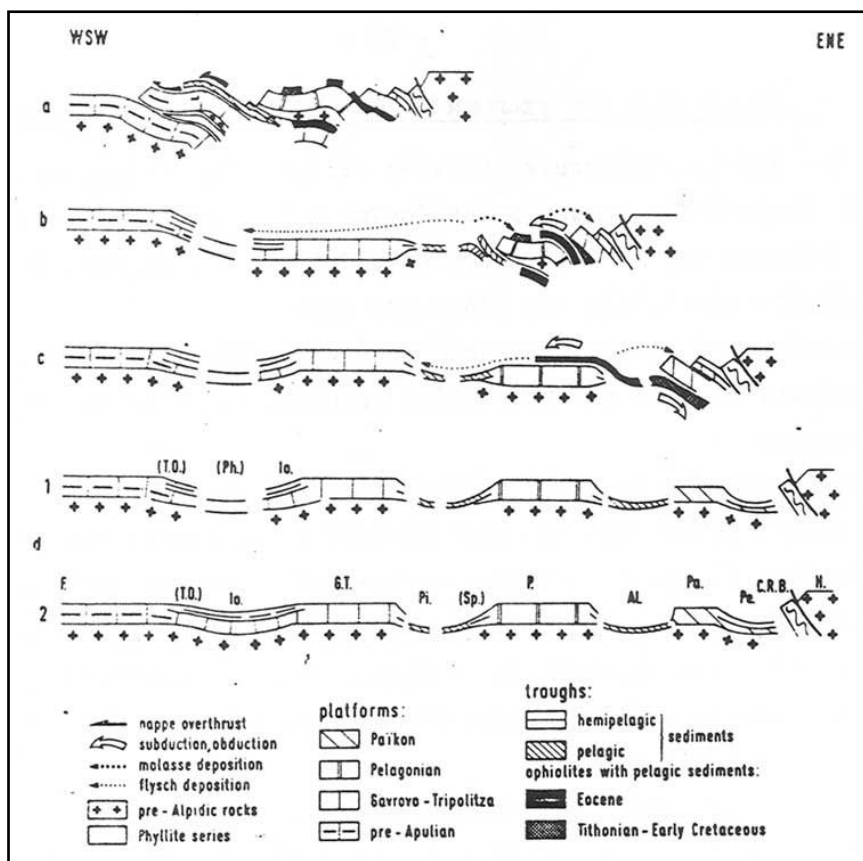
Τέλος, βασικής σπουδαιότητας είναι και τα μεγάλα εγκάρσια ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης τα οποία με γενική διεύθυνση Α-Δ ή ΑΒΑ-ΔΝΔ σχηματίστηκαν αρχικά στη διάρκεια της τελικής πτύχωσης κάθετα τους άξονες των μέγα-πτυχών. Επίσης βασικής σημασίας είναι και τα επιμήκη ρήγματα, με διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ, τα οποία είναι είτε ρήγματα ανάστροφα, είτε ρήγματα κανονικά μεταγενέστερα που προκάλεσαν το σχηματισμό των μεγάλων τάφρων - λεκανών στο χώρο Ηπείρου - Δυτικής Στερεάς.

Παλαιογεωγραφικό ενδιαφέρον παρουσιάζει το θέμα του σχηματισμού των κοιτασμάτων εβαποριτών (γύψου και ορυκτού άλατος) Περμο-Τριαδικής ηλικίας. Δύο παραπλήσιες παλαιογεωγραφικές συνθήκες έχουν προταθεί για την εξήγηση σχηματισμού των εβαποριτών: Σύμφωνα με την πρώτη, κατάλληλο περιβάλλον εξάτμισης κι επομένως σχηματισμού των κοιτασμάτων εβαποριτών ήταν πολλές παραθαλάσσιες ρηχές λίμνες που η επικοινωνία τους με τη θάλασσα φρασσόταν με χαμηλούς βραχίονες.

Με τις παλίρροιες η θάλασσα κατόρθωνε να υπερπηδά τους βραχίονες και να εμπλουτίζει τις λίμνες με άλατα. Κατά τη δεύτερη υπήρχαν μεγάλες, ρηχές, κλειστές λίμνες - λεκάνες, χωρίς επικοινωνία με τη θάλασσα αλλά με συνεχή τροφοδοσία σε άλατα από ποταμούς που προέρχονταν από περιοχές με αλατούχα πετρώματα. Στην συνέχεια (εικόνα 4.8), ακολουθούν σχηματικές τομές για την ορογενετική εξέλιξη των Ελληνίδων.

Ανεξάρτητα πιο από τα δύο ήταν το καταλληλότερο περιβάλλον γεγονός είναι ότι η Αδριατικοϊόνιος ζώνη ήταν κατά τη διάρκεια του Πέρμο-Τριαδικού, μια χερσαία ή πολύ ρηχή θαλάσσια περιοχή έτσι ώστε να έχει τη δυνατότητα να χερσεύει συχνά και να σχηματίσει τελικά τόσο μεγάλα σε πάχος στρώματα εβαποριτών.

Τα κοιτάσματα της γύψου που προαναφέρθηκαν, εκτός από την κανονική στρωματογραφική τους θέση στη βάση των αλπικών ιζημάτων, βρίσκονται συχνά και ενδιάμεσα στα νεώτερα στρώματα της ζώνης (Κρητιδικά και Ηωκαινικά) όπου έχουν ανέλθει διαπειρικά, διαμέσου των ρηγμάτων.



Εικόνα 4.8. Σχηματικές τομές που αναπαριστούν την ορογενετική εξέλιξη των Ελληνίδων (Jacobshagen et al. 1978). a) Περίοδος Μέσου Μειόκαινου. b) Περίοδος Μέσου - Ανω.Ηωκαίνου. c) Περίοδος Ανωτέρου Ιουρασικού - Κατωτέρου Κρητιδικού. d) Περίοδος Μέσου - Ανω Ιουρασικού.

Al = Αλμωπίας, C.R.B. = Περιοδοπική, G.T. = Γαβρόβου-Τρίπολης, H = Ενδοχώρα, Io = Ιόνιος, P = Πελαγονική, Pa = Πάικον, Pe = Παιονίας, Ph = λεκάνη φυλλιτών, Pi = Πίνδου, Sb = Υποπελαγονική, T.O. = Σειρά Plattenkalk.

Αυτή η προς τα πάνω μετανάστευση της γύψου γίνεται από τη θερμότητα που αναπτύσσεται λόγω της γεωθερμικής βαθμίδας και από τις υψηλές πιέσεις που ασκούνται στο βάθος από τα υπερκείμενα στρώματα, συνθήκες που κάνουν τη γύψο πλαστική με ικανότητες ροής. Αυτή η δευτερογενής θέση της γύψου μέσα στα νεώτερα στρώματα είχε οδηγήσει παλιότερα τους ερευνητές στο χαρακτηρισμό των κοιτασμάτων με τους όρους «Κρητιδική γύψος», «Ηωκαινική γύψος» κλπ.

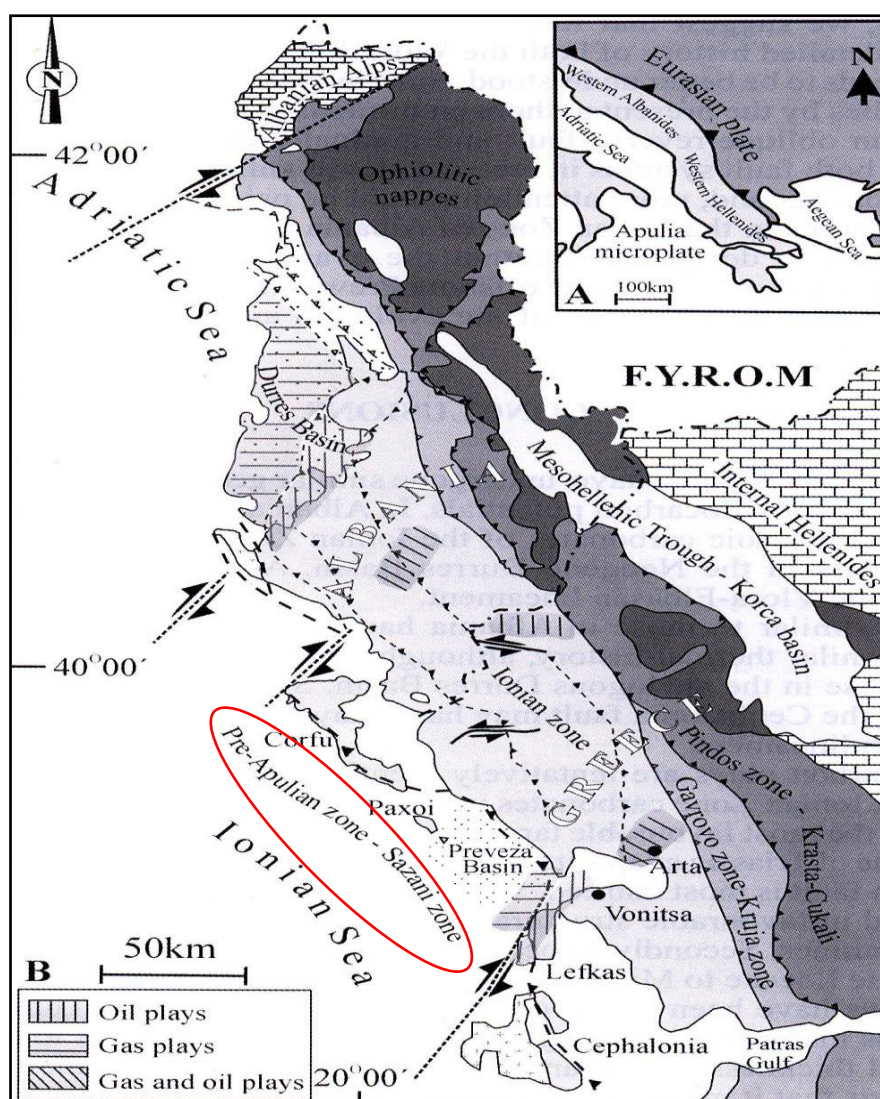
4.1.3. Ζώνη Παξών ή Προαπούλια ζώνη.

4.1.3.1. Στρωματογραφική διάρθρωση.

Η ζώνη των Παξών ονομάστηκε έτσι από τα νησιά Παξοί και οφείλει το όνομα της στον Renz (1940). Ονομάζεται επίσης και Προαπούλια επειδή αποτελεί το ανατολικό

εσωτερικό περιθώριο της Απούλιας ζώνης στην περιοχή της νότιας Ιταλίας (Aubouin, 1959).

Η ζώνη Παξών ή Προαπούλια ζώνη είναι η εξωτερικότερη των Ελληνίδων, αποτελώντας τη μετάβαση προς την Ιόνια αύλακα προς την Απούλια πλατφόρμα που εμφανίζεται στην Ιταλία (παρεμβάλλεται ανάμεσα στην Απούλια πλατφόρμα και στην Ιόνια αύλακα). Η ζώνη Παξών ή Προαπούλια ζώνη (εικόνα 4.9) εμφανίζεται στα νησιά Παξοί, Αντίπαξοι, στο δυτικό τμήμα της Λευκάδας, στο μεγαλύτερο μέρος της Κεφαλονιάς και στη Ζάκυνθο.



Εικόνα 4.9. Γεωγραφική κατανομή των αποθέσεων της Προαπούλιας ζώνης στην Βορειοδυτική Ελλάδα – Αλβανία (Zelilidis et al., 2003).

Επίσης έχουν συναντηθεί και στην περιοχή των Φιλιατρών σε μια βαθιά γεώτρηση (3.800m), που εκτελέστηκε στην περιοχή. Το μεγαλύτερο όμως τμήμα της ζώνης των Παξών, είναι βέβαιο ότι βρίσκεται κάτω από την θάλασσα του Ιονίου πελάγους και χαρακτηρίζεται από μια συνεχή σειρά από νηρητικά ανθρακικά πετρώματα, που η απόθεση τους αρχίζει από το Άνω Τριαδικό και συνεχίζεται μέχρι και το Ολιγόκαινο.

Στην επιφάνεια εμφανίζονται σχηματισμοί από το ανώτερο Κρητιδικό. Οι παλαιότεροι σχηματισμοί έχουν διαπιστωθεί μόνο σε γεωτρήσεις στην ξηρά ή στη θάλασσα. Η Άνω Κρητιδική - Ολιγοκαινική ασβεστολιθική ακολουθία χαρακτηρίζεται από τουρβιδιτικές αποθέσεις κατωφέρειας, με λατυπαγείς - μικρολατυποπαγείς ορίζοντες εναλλάσσονται με πελαγικούς ασβεστόλιθους (ως αποτέλεσμα της παλαιογεωγραφικής της θέσης, στην κατωφέρεια της Απούλιας πλατφόρμα).

Χαρακτηριστικό της ζώνης είναι και η απουσία τυπικού φλύσχη, τον οποίο αντικαθιστά μια σειρά μαργαϊκών σχηματισμών με λατυποπαγείς ασβεστολιθικές ενδιαστρώσεις.

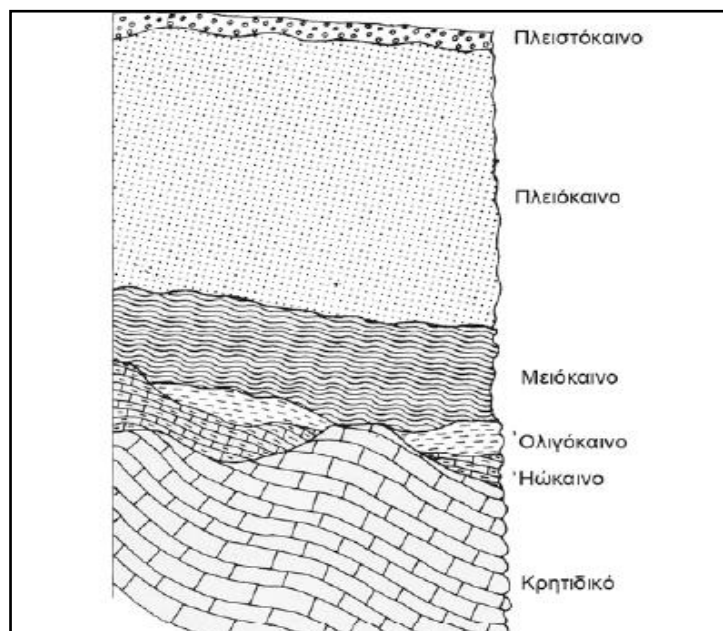
Η στρωματογραφική διάρθρωση της ζώνης έχει ως εξής:

- Το μέσο - ανώτερο Τριαδικό αντιπροσωπεύουν μια σειρά πάχους μεγαλύτερη των 1500μ που συνίσταται από γύψους, δολομίτες και σχιστόλιθους.
- Το κατώτερο και μέσο Ιουρασικό αποθέσεις πάχους 1800μ περίπου μέτρων συνίσταται από νηρητικούς ασβεστόλιθους που εναλλάσσονται με σχιστόλιθους και εβαπορίτες. Το Δογγέριο προσδιορίζεται με *Orbitamina*, *Meyendorffina*, *Kilianina*.
- Το ανώτερο Ιουρασικό αντιπροσωπεύεται από 500 περίπου μέτρα με δολομιτωμένους ασβεστόλιθους, μαργαϊκούς ασβεστόλιθους και ασβεστόλιθους με *Clyperina Jurassica*, *Kurnubia palastiniensis*, *Pfenderina*, *Pseudocyclammina lituus*. Κατά το Τιθόνιο προστίθεται και πλαγκτονικές μορφές (Calpionellidae). Στα ανώτερα στρώματα παρεμβάλλονται ενδιαστρώσεις πυριτικών σχιστόλιθων και μαργών.
- Το κατώτερο Κρητιδικό περιλαμβάνει ασβεστόλιθους και δολομίτες ενίοτε λατυποπαγείς. Σε γεώτρηση στη Ζάκυνθο στη βάση του Κρητιδικού

διαπιστώθηκε λατυποπαγές με ασβεστολιθικές και ηφαιστειακές λατύπες (Νικολάου, 1986). Κατά το Άπτιο - Άλβιο στην πτωχή βενθονική μικροπανίδα (Orbitolinidae, Textulariidae) αρχίζει να προστίθεται τα πρώτα πλαγκτονικά τρηματοφόρα (*Ticinella*).

- Κατά το ανώτερο Κρητιδικό, η νηρητική ιζηματογένεση αποκτά μεταβατικούς προς την λεκάνη χαρακτήρες. Στα βενθονικά τρηματοφόρα (*Cuneolina*) τα φύκι (*Thaumatorporella*) προστίθενται θραύσματα ρουδιστών και πλαγκτονικά τρηματοφόρα (*Globotruncanidae*). Χαρακτηριστική ιζηματογένεση κατωφέρειας χαρακτηρίζει τις ανθρακικές αποθέσεις του Ανώτερου Σενωνίου. Η βενθική μικροπανίδα εμπλουτίζεται σε *Orbitoides*, *Lepidorbitoides*, *Siderolites*, *Hellenocyclina*, *Omphalocyclus* και συνυπάρχει με αφθονία *Globotruncanidae*. Άφθονες είναι οι νηρητικές λατύπες από διάφορους στρωματογραφικούς ορίζοντες της Απούλιας πλατφόρμας.

Κατά το Κρητιδικό η ιζηματογένεση παρουσιάζει έντονα πλευρικές μεταβάσεις και στρωματογραφικά κενά (εικόνα 4.10), τα οποία συνεχίζονται και κατά το Παλαιογενές (Μirkou, 1974). Σύμφωνα με τον Δεμιρτζάκη (1978), η απόθεση των ανθρακικών ιζημάτων έγινε σε μια λεκάνη, η οποία στα δυτικά οριοθετείται από το ύψωμα της Απούλιας.



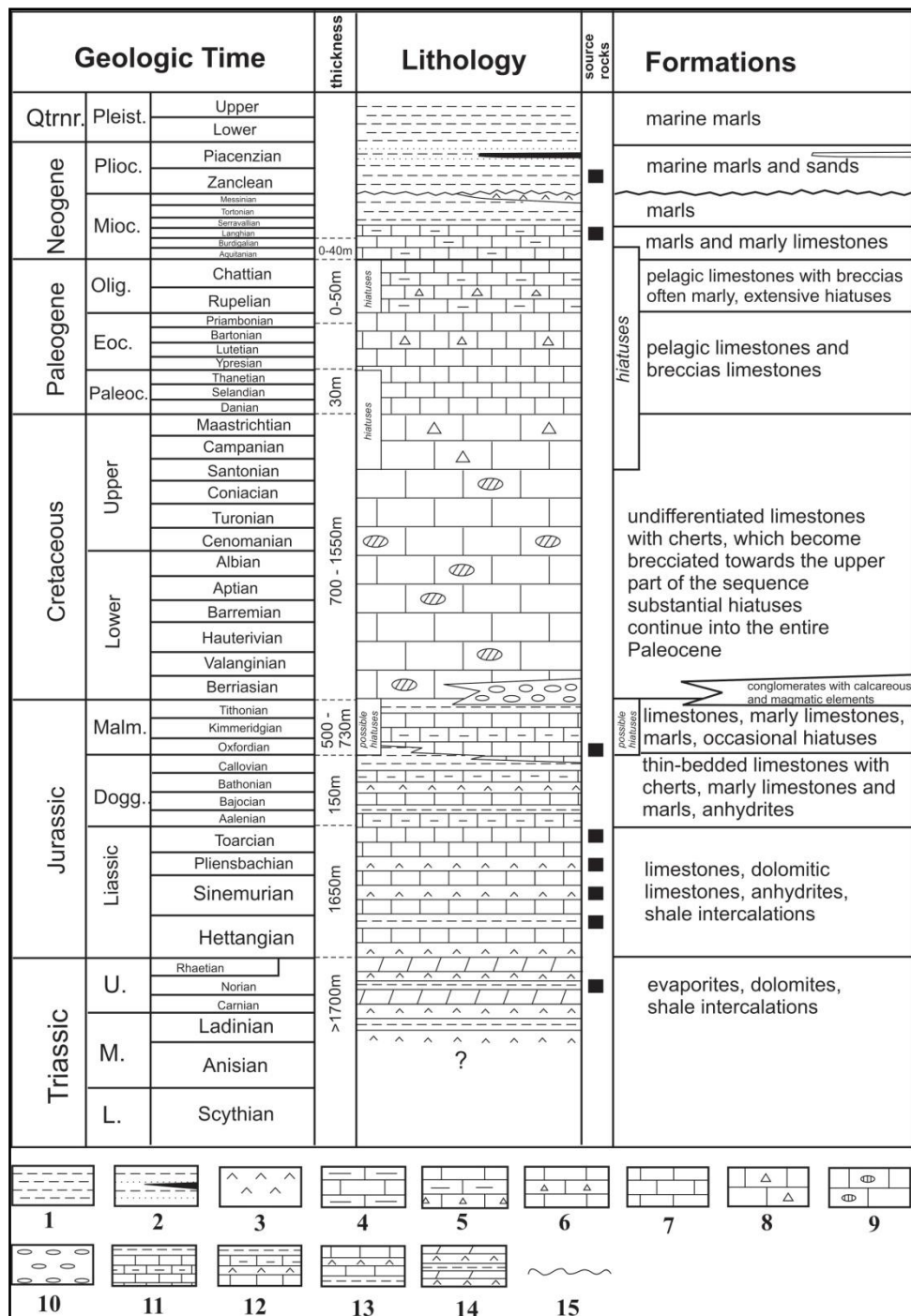
Εικόνα 4.10. Σχηματική απεικόνιση των στρωματογραφικών ασυνεχειών στις αποθέσεις Κρητιδικού - Μειοκαίνου (Μirkou, 1974).

- Στο Παλαιογενές η ιζηματογένεση συνεχίζει να παρουσιάζει την ίδια εναλλαγή μαργαικών ασβεστόλιθων με μικρολατυποπαγείς και λατυποπαγείς ασβεστόλιθους (Mirkou, 1974; Horstmann, 1967). Η βενθονική μικροπανίδα με χαρακτηριστικά είδη *Alveolinidae*, *Nummulitidae*, *Orbitolites*, *Discocyclina*, *Asterodiscus*, *Fabiania*, *Champanina*, *Spiroclypeus*, *Lepidocyclina*, *Miogypsina*, *Miogypsinoides* συνυπάρχει με την πλαγκτονική (*Globigerinidae*, *Globorotaliidae*) και επιτρέπουν λεπτομερή βιοστρωματογραφική διάθρωση του Παλαιοκαίνου - Ηώκαινου - Ολιγοκαίνου. Το ανώτερο Ηώκαινο χαρακτηρίζεται και από υφαλώδεις και περιυφαλώδεις φάσεις με κοράλια, φύκι και βενθονικά τρηματοφόρα (Δερμιτζάκης, 1986).

Η λεπτομερής βιοστρωματογραφική μελέτη των Κρητιδικών και Παλαιογενών αποθέσεων ανέδειξε μικρότερα αλλά και σημαντικά στρωματογραφικά κενά μεταξύ των διαφόρων οριζόντων με γωνιώδεις ασυμφωνίες ή δισυμφωνίες (Mirkou, 1974; Νικολάου, 1986) (εικόνα 4.10). Αποτέλεσμα είναι η διαφοροποίηση του πάχους των αποθέσεων στις διάφορες περιοχές. Στα ιζήματα του Παλαιογενούς, απαντούν επίσης λατύπες αλλά και σημαντικού μεγέθους τεμάχια από ανθρακικές αποθέσεις διαφόρων στρωματογραφικών οριζόντων της Απούλιας πλατφόρμας. Τα γεγονότα αυτά μαρτυρούν την έντονη παλαιορευματική δραστηριότητα και την τοπική παροδική χέρσευση.

- Κατά το Μειόκαινο αποτίθενται μάργες και μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι υποκαθιστώντας την ιζηματογένεση του φλύσχη που απουσιάζει από τη ζώνη Παξών.

Συμπερασματικά, η Προαπούλια ζώνη κατά τη διάρκεια της εξέλιξής της, από το Τριαδικό έως το Ηώκαινο, δέχτηκε νηριτικά ιζήματα, χωρίς να αλλάξει ιδιαίτερα τον χαρακτήρα της. Η συνολική στρωματογραφία της Προαπούλιας ζώνης φαίνεται στην εικόνα 4.11.



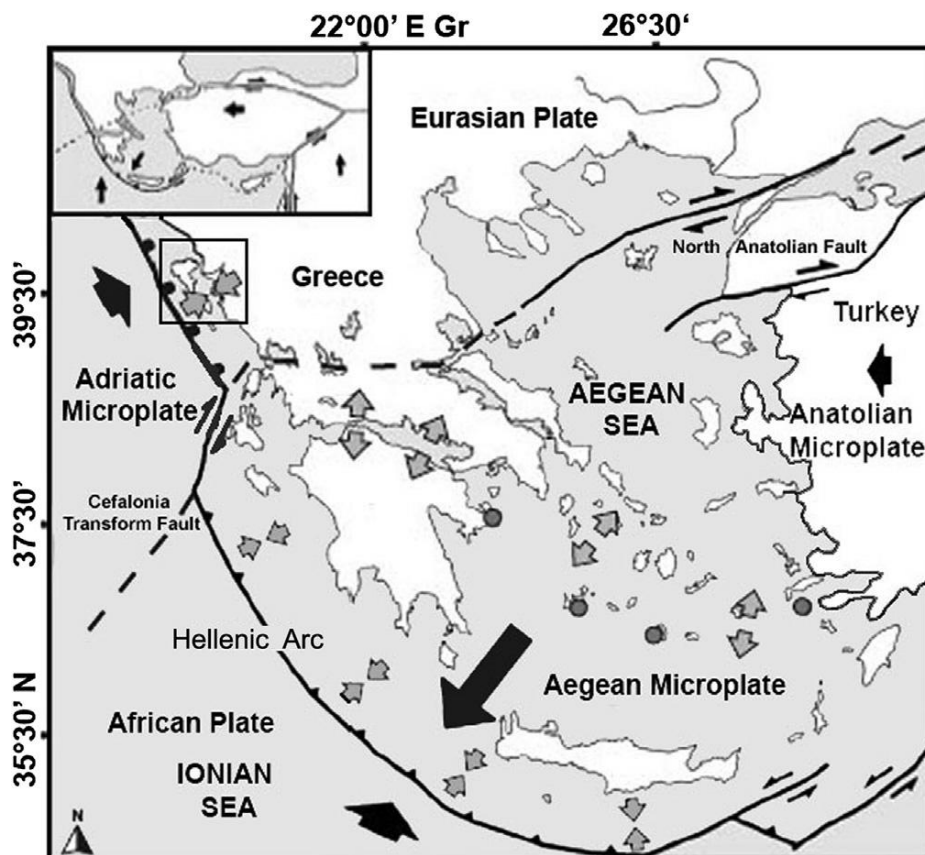
Εικόνα 4.11. Λιθοστρωματογραφική στήλη Προαπούλιας (Παζών) ζώνης (Karakitsios and Rigakis, 2007). 1) θαλάσσιες μάργες, 2) θαλάσσιες μάργες και άμμοι (με μαύρο: ενδιαστρώσεις λιγνίτη), 3) εβαπορίτες, 4) ασβεστόλιθοι συχνά μαργαϊκοί, 5) πελαγικοί ασβεστόλιθοι ή μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι, 6) ασβεστόλιθοι μικτής πελαγικής-νηριτικής φάσης, ορισμένες φορές με λατυποπαγείς ορίζοντες, 7) πελαγικοί ασβεστόλιθοι, 8) ασβεστόλιθοι μικτής πελαγικής-νηριτικής φάσης με θραύσματα ρουδιστών, 9) πελαγικοί ασβεστόλιθοι με κόνδυλους και σπάνιες πυριτικές ενδιαστρώσεις, 10) κροκαλοπαγή με ασβεστολιθικά και μαγματικά στοιχεία, 11) πελαγικοί ασβεστόλιθοι συχνά μαργαϊκοί, 12) ασβεστόλιθοι, άργιλοι και ανυδρίτες, 13) ασβεστόλιθοι και δολομιτικοί ασβεστόλιθοι, ανυδρίτες και αργιλικές ενδιαστρώσεις, 14) εβαπορίτες με ενδιαστρώσεις αργίλων, 15) ασυμφωνία.

5. ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗ ΠΕΡΙΟΧΗΣ

5.1. Τεκτονική ανάλυση.

Η νήσος Κέρκυρα αποτελεί το πλέον εξωτερικό μέρος των γεωτεκτονικών ζωνών των Ελληνίδων στα ΒΒΔ, αντικρίζοντας την Απούλια πλατφόρμα (εικόνα 5.1). Όπως ολόκληρο το Ελληνικό τόξο, η τεκτονική στα νησιά του Ιονίου και της Κέρκυρας είναι αυστηρά συνδεδεμένη με τη σύνθετη τοπική δυναμική των πλακών.

Η καταβύθιση της Αδριατικής ηπειρωτικής λιθόσφαιρας κάτω από την Ευρασιατική πλάκα από το Ηώκαινο - Ολιγόκαινο είχε ως αποτέλεσμα το σχηματισμό του ορογενούς των Ελληνίδων – Αλβανίδων - Διναρίδων. Η διαστολή κατά το Νεογενές έχει μελετηθεί εκτενώς μέσα σε αυτό το ορογενές και στην περιοχή του Αιγαίου γενικότερα (Gautier and Brun, 1994; Zelilidis et al., 1998; Jolivet and Patriat, 1999; Garfunkel, 2004; Dumurdzanov et al., 2005).



Εικόνα 5.1. Σκίτσο των κύριων γεωδυναμικών συνθηκών της περιοχής μελέτης. Το πλαίσιο δείχνει το νησί της Κέρκυρας, σε σχέση με το Ελληνικό τόξο (Vött, 2007).

Η περιοχή όπου το νησί της Κέρκυρα αναδύθηκε από τη θάλασσα του Ιονίου είναι μια συμπίεστική ζώνη, τοποθετούμενη κατά μήκος του ορίου μεταξύ της Αδριατικής μικροπλάκας και της μικροπλάκας του Αιγαίου, αλλά και της Ευρασιατικής και της Αφρικανικής πλάκας, σε μια περιοχή πολύπλοκης σύγκρουσης, καταβύθισης (Sachpazi et al, 2000; Vött, 2007). Αυτό υποδηλώνει ένα γεωδυναμικό μοντέλο που υποθέτει μια αργή BBD-NNA σύγκλιση μεταξύ της Ευρασιατικής και ΑφρικοΑδριατικής ηπειρωτικής πλάκας (Chiarabba et al., 2005; Di Bucci et al.2009, 2010).

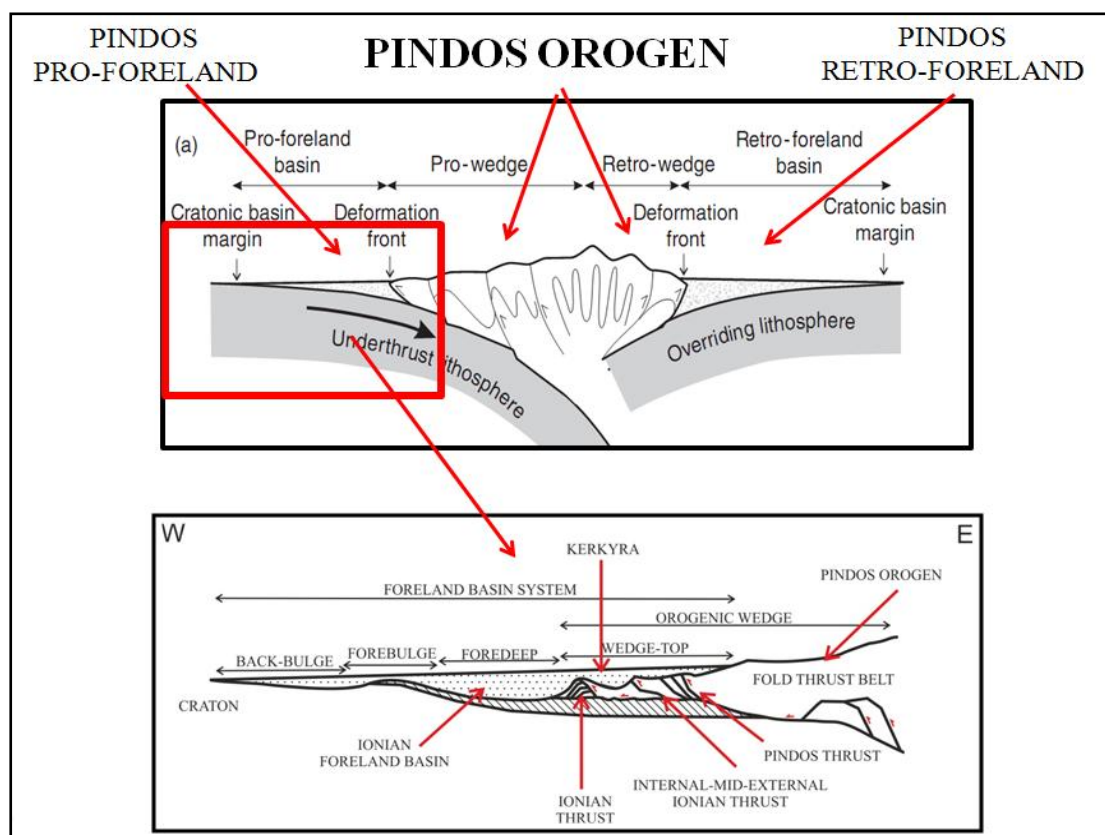
Σε κάποιο στάδιο του Νεογενούς, η βορειοδυτική Ελλάδα συγκρούστηκε με την Απούλια πλατφόρμα (εικόνα 5.2), με αποτέλεσμα το τέλος της περαιτέρω σύγκλισης, σε αντίθεση με την νοτιοδυτική Ελλάδα, όπου η σύγκλιση μεταξύ της λιθόσφαιρας κάτω από το Ιόνιο και το Αιγαίο είναι ακόμη σε εξέλιξη (Kahle et al. 1993; McClusky et al. 2000; Sachpazi et al., 2000; Jimenez-Munt et al. 2003).



Εικόνα 5.2. Χάρτης της κεντρικής περιοχής της Μεσογείου, που δείχνει τη διαμόρφωση της Απουλίας πλατφόρμας σε σχέση με το τόξο της Καλαβρίας και το Ελληνικό τόξο. Ap: Απούλια πλατφόρμα, Ga: Χερσόνησος Gargano, Ke: Κεφαλλονιά, Le: Λευκάδα, Za: Ζάκυνθος, τροποποιημένος από Finetti (1982), Underhill (1989) and Le Pichon et al. (2002) (Hinsbergen et al, 2006).

Η Απούλια πλατφόρμα φαίνεται να χαρακτηρίζεται από αργούς ρυθμούς βύθισης, μεταβαίνοντας προς ένα είδος σταθερότητας στο νοτιότερο τμήμα της (Ferrantia et al., 2006; Mastronuzzi et al., 2007, Di Bucci et al., 2011). Ωστόσο, κατά μήκος της Αλβανικής - Ελληνικής πλευράς, παρατηρείται μια ανυψωτική τάση από πρόσφατες μελέτες που αναφέρονται σε σεισμικές ανυψώσεις και βυθίσεις του Ολόκαινου (Pirazzoli et al, 1994α,β; Vött, 2007; Vött et al., 2007, 2008).

Το κύριο τεκτονικό γεγονός είναι μια κύρια επώθηση (η Ιόνιος επώθηση) η οποία έχει διεύθυνση Β-ΒΔ, κλίση ανατολική και από ιζήματα χρονολογείται ότι έδρασε στο Κατώτερο Μειόκαινο (Makrodimitras et al., 2010). Η επώθηση αυτή βρίσκεται δυτικά του νησιού (εικόνα 5.3) και αποτελεί καθοριστικό παράγοντα για τη μορφή της λεκάνης αλλά και του ανάγλυφου της περιοχής καθώς με τη δράση της άλλαξε την μορφολογία της λεκάνης ιζηματογένεσης και δημιούργησε νέες πηγές τροφοδοσίας (Makrodimitras and Zelilidis 2009, Makrodimitras et al., 2010; Makrodimitras, 2011).

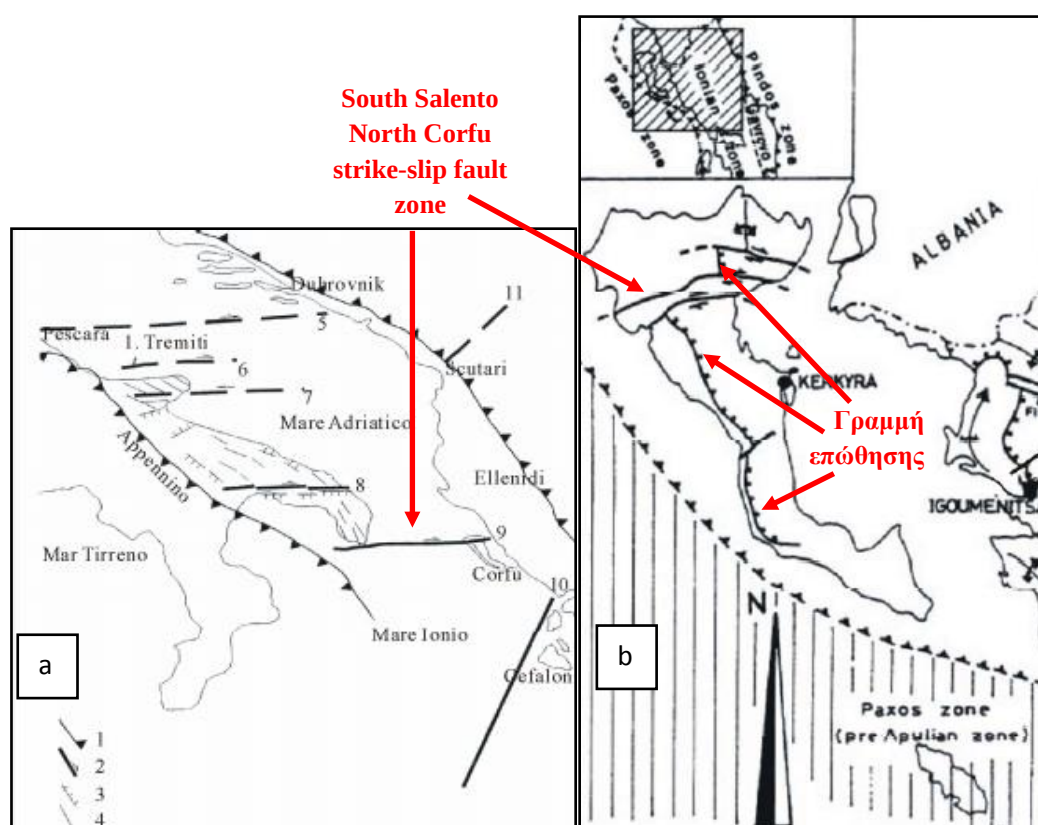


Εικόνα 5.3. Σχηματική αναπαράσταση της λεκάνης προχώρας της Πίνδου, με την τοποθεσία της Κέρκυρας, αλλά και της σχέσης της με την Ιόνιο επώθηση, η οποία την μετέτρεψε σε λεκάνη οπισθοχώρας (τροποποιημένος από Zelilidis and Maravelis., 2013).

Στα βόρεια και στα νότια, το νησί της Κέρκυρας οριοθετείται από δύο μεγάλα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης. Στα βόρεια βρίσκεται το ρήγμα του Scutari-Pec, ενώ στα νότια βρίσκεται το ρήγμα της Κεφαλληνίας.

Χαρακτηριστική τεκτονική δομή της νήσου θεωρείται η γραμμή επώθησης (εικόνα 5.4), διεύθυνσης B-BΔ, που διακόπτεται από εγκάρσια ρήγματα διεύθυνσης Α-Δ (χωρίζοντας την σε τρία τμήματα) (Doutsos and Frydas, 1994). Το μεγαλύτερο από αυτά είναι το South Salento North Corfu strike-slip fault zone (εικόνα 5.4), το οποίο ξεκίνησε την δράση του από το Ολιγόκαινο (Gambini and Tozzi, 1996)

Η επώθηση αυτή, χωρίζει το νησί σε μία αντικλινική ζώνη προς τα ανατολικά και μια συγκλινική προς τα δυτικά. Μέσω της επώθησης αυτής, στρώματα εβαποριτών μετακινήθηκαν προς τα δυτικά, πάνω σε μια απότομα βυθιζόμενη Μειοκαινική ακολουθία (IGSR/IFP, 1966; Frydas, 1991).



Εικόνα 5.4. (α) Τεκτονικός χάρτης της Απούλιας πλατφόρμας, στον οποίο φαίνονται τα κύρια ρήγματα (Pierri et al., 2013) και (β) Τροποποιημένος τεκτονικός χάρτης της Κέρκυρας, στον οποίο φαίνεται η γραμμή επώθησης, η οποία διακόπτεται από εγκάρσια ρήγματα (τροποποιημένος από Karakitsios, 1995).

Ξεκινώντας από τα βόρεια, παρουσιάζεται μια μέγα-αντικλινική δομή (όρος Παντοκράτορα) (εικόνα 5.5). Στον επιμήκη άξονα του αντικλίνου, διεύθυνσης Β-Ν, αποκαλύπτεται υπό μορφή τεκτονικού παραθύρου ο δολομιτικός πυρήνας του.



Εικόνα 5.5. Τροποποιημένος χάρτης της Κέρκυρας από το Google Earth που φαίνονται τα σημεία αναφοράς του κειμένου.

Στο ανατολικό σκέλος του αντικλίνου συμμετέχουν οι ανθρακικοί σχηματισμοί της σειράς της Βίγλας με τους Άνω Κρητιδικούς και Ηωκαινικούς ασβεστόλιθους βορειότερα, ενώ στο δυτικό σκέλος, ανεστραμμένο καθ' όλο το μήκος του, συμμετέχει όλη η μεσοζωική ανθρακική σειρά από τους ασβεστόλιθους του Παντοκράτορα μέχρι και τους Ηωκαινικούς ασβεστόλιθους. Γενικά οι Ηωκαινικοί ασβεστόλιθοι επιππεύουν ελαφρά το φλύσχη, ενώ σε ορισμένα σημεία ο φλύσχη επιππεύεται από τους κρητιδικούς ασβεστόλιθους.

Στο νότιο τμήμα του σκέλους, ένα μεγάλο κατακόρυφο ρήγμα (από Μπαρμπατι έως Νύμφες) ανεβάζει τους δολομίτες δια μέσου του σύγκλινου του φλύσχη της Επίσκεψης. Νοτιότερα οι δολομίτες επιππεύουν τον φλύσχη από Σπαρτίλα μέχρι Κληματιά όπου περικλινώς εμφανίζονται ασβεστόλιθοι “Σινιών”, σχιστόλιθοι και ασβεστόλιθοι της “Βίγλας”. Πρόκειται δηλαδή για ένα κάλυμμα που δυτικά εξαφανίζεται βυθιζόμενο κάτω από τα νεογενή ιζήματα.

Δυτικά του αντικλίνου του Παντοκράτορα, απαντά η λεκάνη Καρουσάδων. Πρόκειται για ένα ευρύ σύγκλινο με άξονα Β-Ν, που είναι ανοιχτό προς τη θάλασσα στο βορρά. Στο ανατολικό τμήμα του σύγκλινου, τα κροκαλοπαγή και λατυποπαγή του Μειο-πλειοκαίνου απαντούν επικλυσιογενώς σε φλύσχη ή σε ασβεστόλιθους. Στα νότια, το σύγκλινο τέμνεται και βυθίζεται από τα εγκάρσια ρήγματα Δ-Α διεύθυνσης του τεκτονικού κέρατος που εκτείνεται από Πυργί έως Παλαιοκαστρίτσα.

Στο κεντρικό τμήμα του νησιού, ένα εγκάρσιο τεκτονικό κέρας εκτείνεται σε όλο το πλάτος του νησιού από τον Ύψο (Πυργί) μέχρι την Παλαιοκαστρίτσα. Το κέρας αυτό υποδιαιρείται σε δύο δευτερεύοντα: ένα βόρειο, αποτελούμενο κυρίως από ασβεστόλιθους “Παντοκράτορα” και σε μικρότερη έκταση από εμφανίσεις γύψου, σχιστόλιθων, μαργών και ασβεστόλιθων “Βίγλας” και ένα νότιο, αποτελούμενο από ασβεστόλιθους Ιουρασικού έως Ηωκαίνου. Στα νότια του κέρατος εμφανίζονται μέσω ρηγμάτων οι διαπειρικοί Τριαδικοί σχηματισμοί, ενώ στα δυτικά αυτό βυθίζεται και καλύπτεται από Νεογενείς σχηματισμούς (περιοχή Λακώνων - Κρήνης).

Τέλος, προς το νότιο τμήμα του νησιού απαντά η ζώνη διαπειρισμού. Εκτείνεται από το πιο πάνω τεκτονικό κέρας, μέχρι του ρήγματος των Αγίων Δέκα (Νότια Κέρκυρα). Η διαπειρική αυτή ζώνη καλύπτει μια ευρεία επιφάνεια στο κεντρικό τμήμα του νησιού και αποτελείται από Τριαδικά Λατυποπαγή μέσα στα οποία είναι διασκορπισμένες πολυάριθμες εμφανίσεις γύψου.

Σύμφωνα με τον Marinós (1971), δυτικά της Κέρκυρας υπήρχε συνέχεια ξηράς, η οποία εξαιτίας ρηγμάτων εφελκυσμού αποκόπηκε πρόσφατα. Οι μεταπτώσεις των δυτικών ακτών της κεντρικής Κέρκυρας θεωρούνται οι αρχαιότερες, ενώ πολύ νεότερες θεωρούνται οι καταβυθίσεις της ΒΔ ακτής (από το ακρωτήριο Δράστης έως το ακρωτήριο Κεφάλι).

Οι Marinós and Sakellariou-Mane (1964), δέχονται ότι οι καταβυθίσεις της ΒΔ ακτής συνέβησαν κατά την Νεολιθική εποχή, καθώς στο ανώτατο τμήμα της ΒΔ ακτής εντοπίστηκαν νεολιθικά εργαλεία της πιο πάνω εποχής, μέσα στις προσχώσεις. Μικρές κλίμακας τεκτονικές κινήσεις στις δυτικές ακτές παρατηρούνται ακόμα και σήμερα (Sordinas, 1983), οι οποίες συνοδεύουν την τελευταία ευστατική ανύψωση της στάθμης της θάλασσας.

Τέλος, σύμφωνα με παλαιομαγνητικές μετρήσεις που έγιναν στα Ιόνια νησιά, φαίνεται ότι το βορειοδυτικό τμήμα του Ελληνικού τόξου έχει δεχτεί μια συνεχόμενη

δεξιόστροφη περιστροφή κατά την διάρκεια της νεανικής του φάσης (~5Ma μέχρι σήμερα), με έναν μέσο όρο περιστροφής της 5°/Ma (Laj et al, 1982; Duermeijer et al., 1999), ενώ σύμφωνα με τους Horner and Freeman, (1983), ο μέσος όρος περιστροφής για την Κέρκυρα, που ξεκίνησε το τεταρτογενές φαίνεται να είναι ~40°.

Νεότερη όμως έρευνα, αναφέρει δεξιόστροφη περιστροφή που ξεκίνησε το Πλειόκαινο, μεταξύ 25-30°, ενώ φαίνεται σε ειδικές περιπτώσεις, όπως στο βορειοανατολικό τμήμα της Κέρκυρας να φτάνει ~49° (Broadley et al., 2006).

5.2. Ιζηματολογική ανάλυση.

Η περιοχή έρευνας εντάσσεται στο γενικότερο γεωλογικό καθεστώς της νήσου Κέρκυρας και για το λόγο αυτό διερευνήθηκαν οι γεωλογικές συνθήκες όλου του νησιού, με ιδιαίτερη έμφαση στο βόρειο τμήμα του.

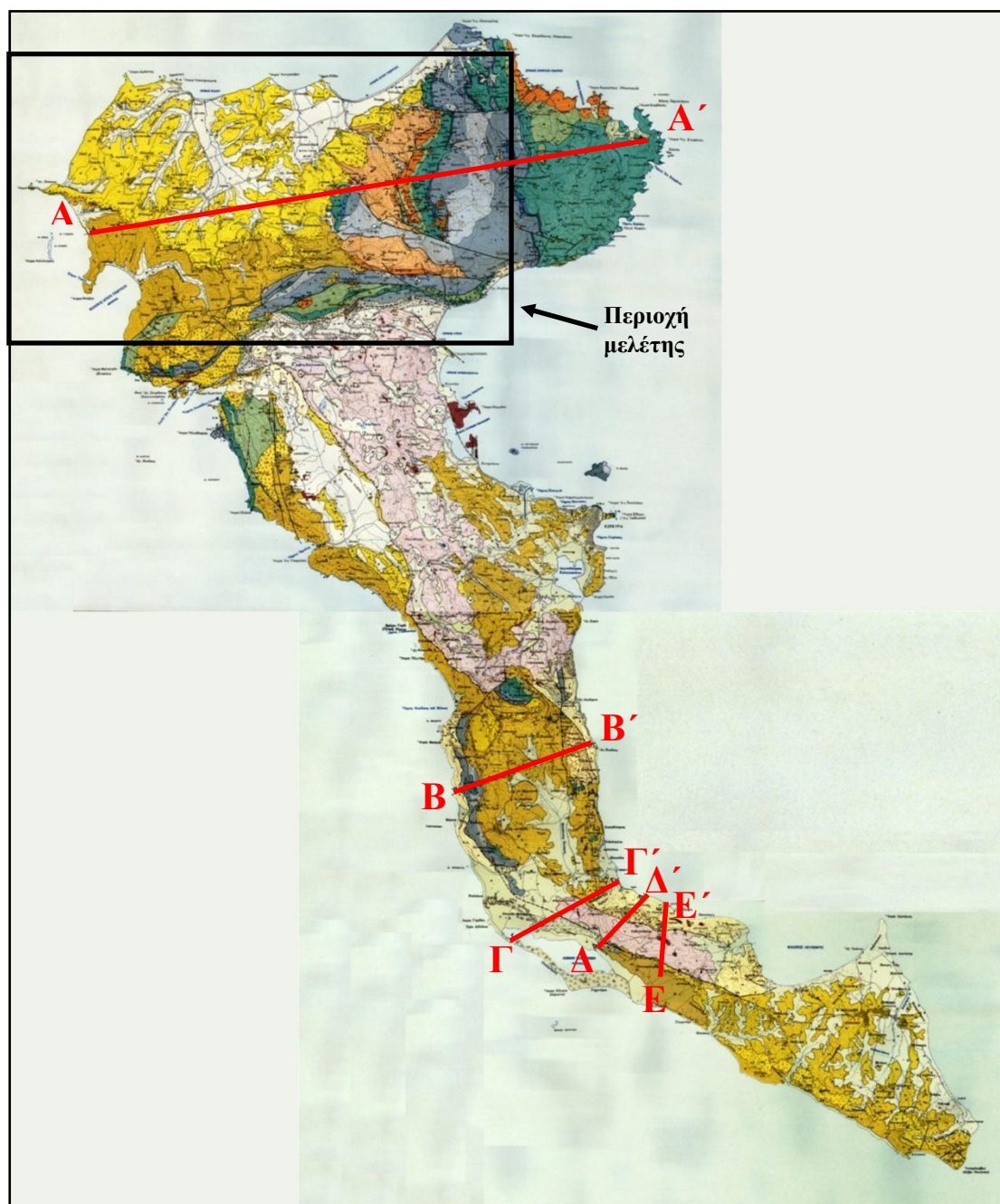
Στο νησί της Κέρκυρας, όπως προαναφέρθηκε, συναντώνται οι γεωλογικοί σχηματισμοί της εξωτερικής Ιόνιας ζώνης. Ασύμφωνα πάνω σε αυτούς έχουν αποθεθεί στα βυθίσματα λεκανών νεογενείς σχηματισμοί (μάργες, μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι, κροκαλοπαγή κλπ.) και τεταρτογενείς αποθέσεις (αλλουβιακές αποθέσεις, υλικά αναβαθμίδων, κώνοι κορημάτων - πλευρικά κορήματα και παράκτιοι σχηματισμοί) με σημαντικότερες εμφανίσεις στο ΒΑ και νότιο τμήμα της νήσου.

Αναλυτικότερα, οι γεωλογικοί σχηματισμοί που απαντούν στο νησί (εικόνα 5.6) διακρίνονται στην Αλπική σειρά, που δομείται από τους σχηματισμούς της Ιονίου ζώνης, στους μολασσικούς σχηματισμούς μεταλπικής ηλικίας και στις τεταρτογενείς αποθέσεις, που αποτελούν τις πλέον σύγχρονες αποθέσεις.

Οι μολασσικοί σχηματισμοί (από το Μέσο Μειόκαινο έως το Πλειόκαινο), επικάθονται σε ασυμφωνία στους σχηματισμούς της Ιόνιας ζώνης και από τους παλαιότερους προς τους νεώτερους είναι οι εξής:

- Μετατεκτονικοί ορίζοντες σε ασυμφωνία με τους προηγούμενους σχηματισμούς, περιλαμβάνοντας λατυποπαγή βάσεως που εναλλάσσονται με μάργες πάχους έως 1000μ (Μέσο - Αν. Μειόκαινο). Η σειρά κάτωθεν του Πλειοκαίνου τερματίζεται με μακροκρυσταλλική γύψο.

- Μάργες κυανές πλαστικές με ψαμμιτικές παρεμβολές και λατυποπαγή, ηλικίας Μείο-Πλειοκαίνου.
- Σχηματισμοί από κυανές πλαστικές μάργες, ψαμμίτες, ψαμμιτοκροκαλοπαγών, κροκαλοπαγών, πάχους μέχρι 500μ (Πλειόκαινο).



Εικόνα 5.6. Τροποποιημένος γεωλογικός χάρτης της Κέρκυρας (ΙΓΜΕ, 1962, φύλλο Βόρειος και Νότιος Κέρκυρα).

5.2.1. Μεταλλικοί σχηματισμοί

Πιο συγκεκριμένα αναγνωρίστηκαν διαφορετικά περιβάλλοντα ιζηματογένεσης (αποθέσεις Βόρειας και Νότιας Κέρκυρας), με ίδια όμως ηλικία απόθεσης. Ειδικότερα:

5.2.1.1. Βόρεια Κέρκυρα

Αναγνωρίστηκαν μετατεκτονικοί ορίζοντες που αποτελούνται από λατυποπαγή βάσεως εναλλασσόμενα με μάργες, πάχους 100-1000μ, εν ασυμφωνία με τους σχηματισμούς της Ιόνιας ζώνης, που μεταβαίνουν σε μάργες με ενστρώσεις ψαμμιτών και κροκαλοπαγών. Στην πόλη της Κέρκυρας, σε συγκλινικές δομές, το Μειόκαινο αρχίζει με κροκαλοπαγείς οργανογενείς ασβεστόλιθους. Το Μειόκαινο τερματίζεται με μακροκρυσταλλική γύψο πάχους 10-30μ.

Η μετάβαση από το Μειόκαινο στο Πλειόκαινο είναι συνεχής. Παρατηρούνται κυανές πλαστικές μάργες με ψαμμιτικές παρεμβολές και ζώνες κροκαλοπαγών, τοποθετούμενες εντός του αδιαίρετου Μειο-πλειοκαίνου.

Στο Πλειόκαινο υπάρχει μια διαφοροποίηση των ιζημάτων, όπου στα δυτικά της λεκάνης των Καρουσάδων (περιοχή Γιαννάδων) έχουμε κυανές πλαστικές μάργες σε συνέχεια των μαργών του Ανώτερου Μειοκαίνου. Στα ανατολικά της λεκάνης, τα Πλειοκαινικά στρώματα (πάχους 500μ περίπου) συνίστανται στην βάση αυτών από κροκαλοπαγή ή λατυποπαγή που βρίσκονται σε ασυμφωνία προς τα Μειοκαινικά.

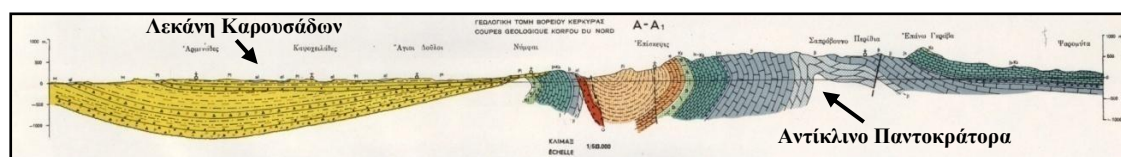
Τα ιζήματα που αποτέθηκαν κατά το κατώτερο Πλειόκαινο, αντιπροσωπεύουν το απόμακρο τμήμα ενός τουρβιδιτικού συστήματος, το οποίο αποτέθηκε σε μια πεπλατυσμένη ΒΒΔ διεύθυνσης λεκάνη, οριοθετημένη από ρήγματα (Monopolis and Bruneton, 1982; Jamet, 1982; Underhill, 1989). Από παλαιογεωμωτικές ροές σε στρώματα άμμου, υποδηλώνεται μία συνεχόμενη ΒΒΔ μεταφορά ιζήματος, παράλληλη προς τα ρήγματα οριοθέτησης της λεκάνης (Monopolis and Bruneton, 1982; Jamet, 1982).

Ίδιας ηλικίας χερσαία και ρηχής θάλασσας δελταϊκά ιζήματα, συνάγεται ότι αντιπροσωπεύει το εγγύς τμήμα του ίδιου συστήματος απόθεσης, εκτίθενται στα νησιά του Ιονίου και την Ελληνική ηπειρωτική χώρα (Ηπειρο), 150χλμ προς τα ΝΝΑ (Doutsos et al., 1987; Clews, 1989).

Αργότερα όμως, και σύμφωνα με τον Makrodimitras et al., 2010; Makrodimitras, 2011, κατά το Κατώτερο Μειόκαινο (πριν 21 εκατ. χρόνια, διάρκεια 7 εκατ. χρόνια) η περιοχή των Διαπόντιων νήσων μετατρέπεται σε λεκάνη οπισθοχώρας της Ιονίου. Η δράση της Ιονίου επώθησης γίνεται πιο έντονη με αποτέλεσμα η ιζηματογένεση να αποκτά υψηλό ρυθμό και να αλλάζει διεύθυνση (από τα δυτικά).

Εκτενή μαγνητοστρωματογραφική μελέτη των ιζημάτων της Βόρειας Κέρκυρας (Linssen, 1991; J.D.A. Zijdeveld et al., unpublished data) έδειξε ότι ολόκληρη η ακολουθία χρονολογείται 500.000 ετών και περιέχει 4 γεωμαγνητικές αναστροφές. Έχει ένα μέσο ρυθμό ιζηματογένεσης $\sim 1\mu/1000$ χρόνια και το μέσο πάχος των μονάδων λοβού (20 έως 25 μ) δείχνουν ότι κάθε στάδιο πρόσχωσης του λοβού αντιπροσωπεύει ένα χρονικό διάστημα της τάξεως των 20 έως 25 χιλιάδων ετών.

Στην συνέχεια (εικόνα 5.7) παρατίθεται η γεωλογική τομή A-A' στην Βόρεια Κέρκυρα, της οποίας η θέση έχει σημειωθεί στην προηγούμενη εικόνα (εικόνα 4.6).



Εικόνα 5.7. Γεωλογική τομή Βορείου Κέρκυρας. (ΙΓΜΕ, 1962, φύλλο Βόρειος και Νότιος Κέρκυρα).

5.2.1.2. Νότια Κέρκυρα

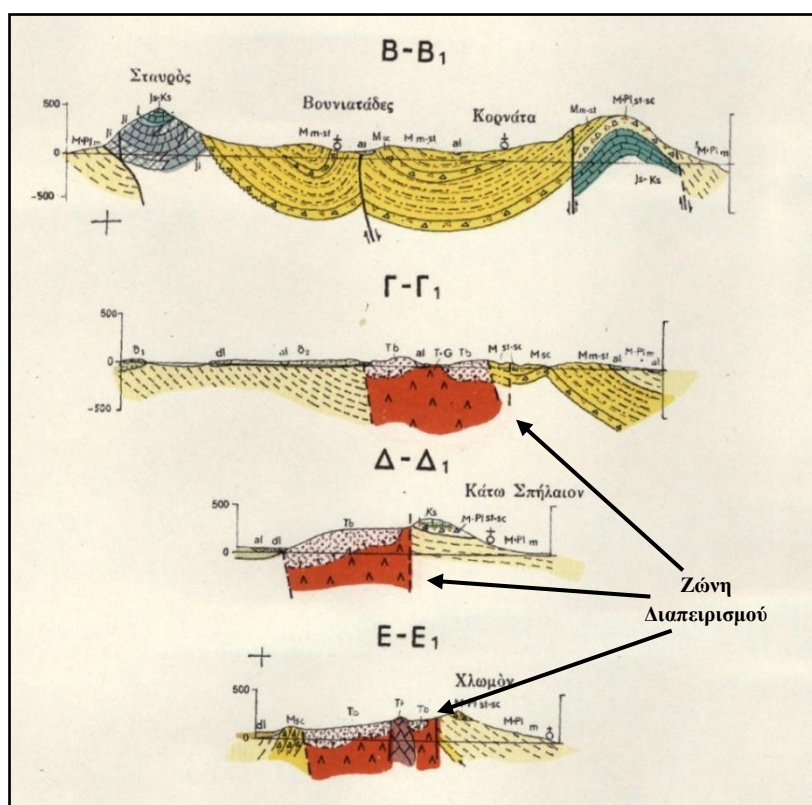
Στην περιοχή Αργυράδων - Αγ. Ματθαίου Σταυρού αναγνωρίστηκαν εναλλαγές ψαμμούχων μαργών και ψαμμιτών με λατυποπαγή βάσης και ορίζοντες γύψου.

Η μετάβαση από το Μειόκαινο στο Πλειόκαινο είναι συνεχής. Παρατηρούνται ψαμμούχες μάργες, ψαμμίτες και λατυποπαγή, προφανώς του Μειοκαίνου, με ορίζοντες γύψου (μεταξύ Χλομού και Κουσπάδων) και ορίζοντες μαργών και κροκαλοπαγών (θέση Ρουμανάδες, Χλομός), των οποίων η σχέσης προς το Μειόκαινο είναι δύσκολο να καθοριστεί.

Η μετάβαση προς το Μειόκαινο δεν παρατηρείται σαφώς (πιθανολογείται ότι οι εμφανίσεις γύψου των Άγιων Δέκα συνιστούν την ζώνη μετάβασης). Στο σύγκλινο της Γαρούνας, τα Πλειοκαινικά κροκαλοπαγή βάσεως επίκεινται ελαφρώς ασύμφωνα των στρωμάτων του Μειοκαίνου και περιλαμβάνουν μάργες πάχους περίπου 150 μ .

Νοτιότερα (περιοχή Λευκίμμης), το κατώτερο τμήμα περιλαμβάνει μάργες και μικροκροκαλοπαγείς ψαμμίτες, εναλλασσόμενους με ιλυούχες μάργες με παρουσία λιγνίτη και γύψου (400μ). Τέλος η κορυφή αποτελείται από ψαμμιτο-κροκαλοπαγή στρώματα, ενώ το ανώτερο τμήμα (300-400μ) περιλαμβάνει κυανότεφρες πλαστικές μάργες.

Στην συνέχεια (εικόνα 5.8) παρατίθενται οι γεωλογικές τομές B-B', Γ-Γ', Δ-Δ' και E-E', στην Νότια Κέρκυρα, της οποίας η θέση έχει σημειωθεί στην εικόνα 5.6.



Εικόνα 5.8. Γεωλογικές τομές Νοτίου Κέρκυρας. (ΙΓΜΕ, 1962, φύλλο Βόρειος και Νότιος Κέρκυρα).

5.2.2. Τεταρτογενείς αποθέσεις.

Είναι οι νεώτερες και σύγχρονες αποθέσεις, όπως οι προσχώσεις κοιλάδων, οι παράκτιες αποθέσεις, τα κορήματα, οι θίνες κλπ. Οι θίνες, παλαιές και νέες, αναπτύσσονται γύρω από τη λίμνη Κορισίων. Τα κορήματα καλύπτουν τις πλαγιές των λόφων και βουνών και σε ορισμένες εξόδους ορεινών κοιλάδων σχηματίζουν μικρούς κώνους.

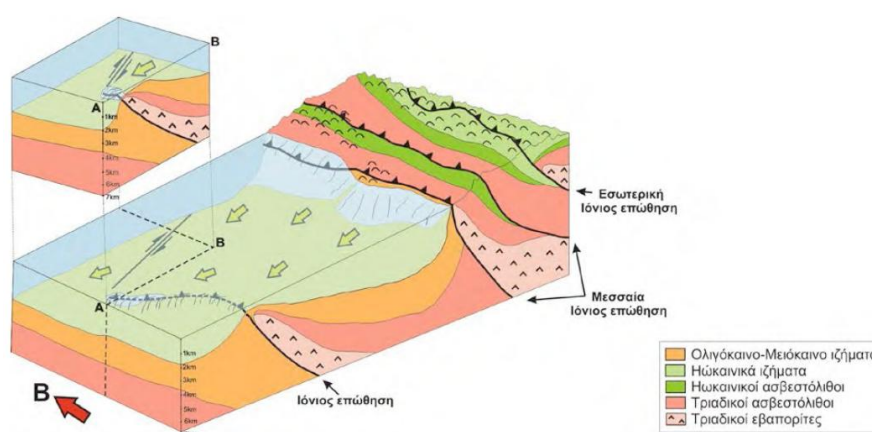
Τέλος, οι προσχώσεις από φερτά υλικά καλύπτουν τις κοίτες των χειμάρρων και τις μικρές κοιλάδες, καθώς και τις παράκτιες πεδινές περιοχές. Οι σχηματισμοί αυτοί είναι γενικά αργιλοαμμώδους σύστασης.

5.3. Παλαιογεωγραφική και Τεκτοορογενετική εξέλιξη.

5.3.1. Ανώτερο-Ανώτατο Ολιγόκαινο έως Κατώτερο Μειόκαινο: (πριν 25 εκατ. χρόνια, διάρκεια 7,5 εκατ. χρόνια).

Στο στάδιο αυτό η περιοχή μελέτης αποτελούσε τμήμα της λεκάνης προχώρας της επώθησης της Πίνδου, στην οποία αποτέθηκαν τουρβιδιτικές αποθέσεις. Η τροφοδοσία των ιζημάτων γινόταν από τα ανατολικά (εικόνα 5.9), όπου σύμφωνα με τον Makrodimitras et al., 2010; Makrodimitras, 2011, τμήμα αυτών των ιζημάτων μεταφέρθηκε από περιοχές με πετρώματα όξινης αλλά και πιο βασικής σύστασης, ενώ πηγή τροφοδοσίας αποτέλεσαν και πετρώματα με ασβεστολιθική σύσταση.

Πηγές τροφοδοσίας μπορούν να θεωρηθούν η Πελαγονική ζώνη, η Σερβομακεδονική μάζα, τα οφιολιθικά συμπλέγματα της Πίνδου ή Voskoroja στην Αλβανία. Τα ρήγματα του Borsh Khardhiqit, της βόρειας Κέρκυρας αλλά και μικρότερα οριζόντια ρήγματα στο εσωτερικό της λεκάνης φαίνεται να λειτουργούν ως αγωγοί ιζημάτων από τα ανάντη προς τα κατόντη, επηρεάζοντας έτσι και το ανάγλυφο της λεκάνης.



Εικόνα 5.9. Τρισδιάστατη παλαιογεωγραφική απεικόνιση της λεκάνης προχώρας της μεσαίας Ιονίου επώθησης από το ανώτερο έως το ανώτατο Ολιγόκαινο. Η ιζηματογένεση σε αυτό το στάδιο πραγματοποιείται κυρίως από τα ανατολικά προς τα δυτικά. (Makrodimitras, 2011).

Η λεκάνη προχώρας της Πίνδου ήταν χωρισμένη σε τρεις υπολεκάνες (εσωτερική, μεσαία και εξωτερική) λόγω των εσωτερικών επωθήσεων (εσωτερική και μεσαία Ιόνιος επώθηση). Οι Avramidis et al., (2000, 2002), Vakalas et al., (2001), και Avramidis and Zelilidis (2001), έδειξαν ότι η ιζηματογένεση επηρεάστηκε από την δράση των εσωτερικών επωθήσεων και από τα ρήγματα μετασχηματισμού επηρεάζοντας κατά συνέχεια την μορφολογία της λεκάνης.

Έτσι αδρομερή ιζήματα κυριαρχούν στις περιοχές κοντά στην επώθηση της Πίνδου (εσωτερική Ιόνιο ζώνη), ενώ λεπτομερή ιζήματα κυριαρχούν μακριά από αυτήν (μεσαία και εξωτερική Ιόνιο ζώνη).

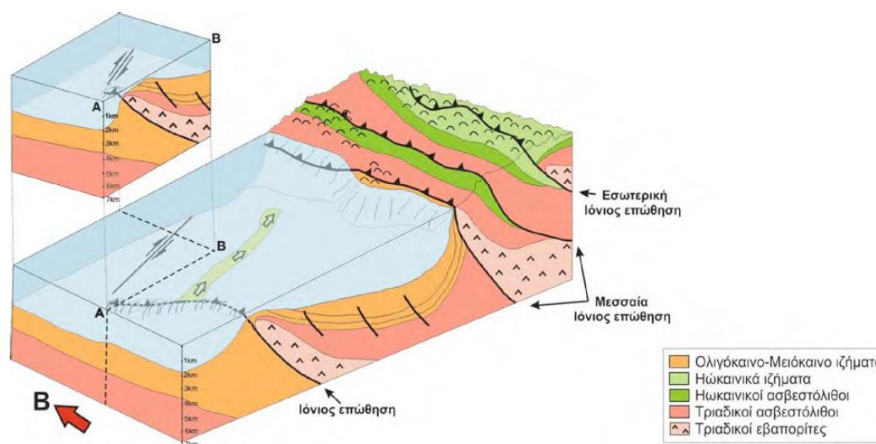
Η δράση της Ιονίου επώθησης ξεκινάει κατά το Ολιγόκαινο και διήρκησε για πάνω από 15,5 εκατομμύρια χρόνια, ενώ αυτήν την περίοδο η δράση της δεν είναι τόσο έντονη όσο η δράση της μεσαίας Ιόνιας επώθησης. Κατά το στάδιο αυτό, η λεκάνη συνεχίζει να χαρακτηρίζεται ως λεκάνη προχώρας της Πίνδου.

5.3.2. Κατώτερο Μειόκαινο: (πριν 21 εκατ. χρόνια, διάρκεια 7 εκατ. χρόνια).

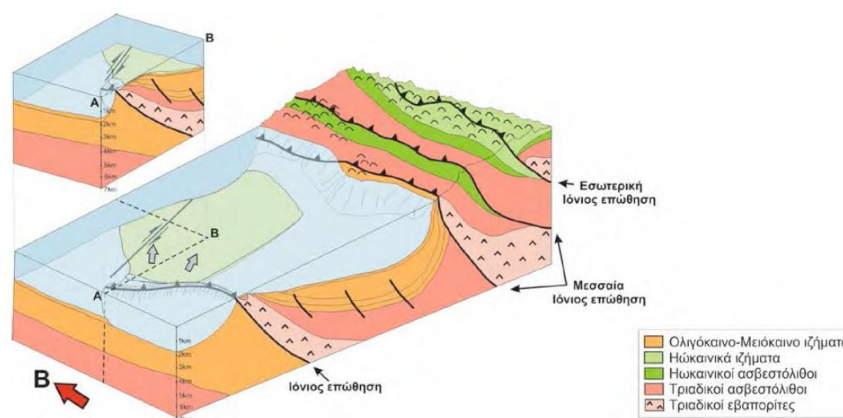
Μεταβαίνοντας στο κατώτερο Μειόκαινο, η δράση της Ιονίου επώθησης γίνεται πιο έντονη, με αποτέλεσμα στη λεκάνη η ιζηματογένεση να αποκτά υψηλό ρυθμό, και οι πηγές να βρίσκονται στα δυτικά των σημερινών Διαπόντιων νήσων (εικόνα 5.10 και 5.11). Αποτέλεσμα αυτής της δράσης είναι να δημιουργούνται ολισθήσεις ιζημάτων στην κατωφέρεια, από τα δυτικά προς τα ανατολικά. Το γεγονός αυτό επιβεβαιώνεται από την παρουσία δύο οριζόντων ολισθοστρωμάτων στην Ερείκουσσα (Makrodimitras, 2011).

Η δράση της Ιονίου επώθησης έχει ως αποτέλεσμα την παραμόρφωση τμήματος της ανώτερης κατωφέρειας. Η Ιόνιος επώθηση στα δυτικά της νήσου Μαθράκι, πιθανόν να δημιουργεί μια διακλάδωση η οποία ευθύνεται για την παραμόρφωση των αποθέσεων κατωφέρειας στο νησί.

Η απόσταση της επώθησης από το νησί, σε συνδυασμό με τις παραμορφώσεις που καταγράφηκαν και την επαφή καταπονημένων αποθέσεων με Τριαδικούς εβαπορίτες, οδηγεί στο συμπέρασμα ότι η Ιόνιος επώθηση πιθανόν να διακλαδώνεται σε τοπικό επίπεδο. Η τροφοδοσία σε ιζήματα από τα δυτικά είναι πιο έντονη από κάθε άλλη περίοδο και η λεκάνη μετατρέπεται σε λεκάνη οπισθοχώρας της Ιονίου επώθησης.



Εικόνα 5.10. Τρισδιάστατη παλαιογεωγραφική απεικόνιση της λεκάνης προχώρας της μεσαίας Ιονίου επώθησης από το ανώτατο Ολιγόκαινο έως το κατώτερο Μειόκαινο – 1^ο και 2^ο ολισθόστρωμα. (Makrodimitras, 2011).



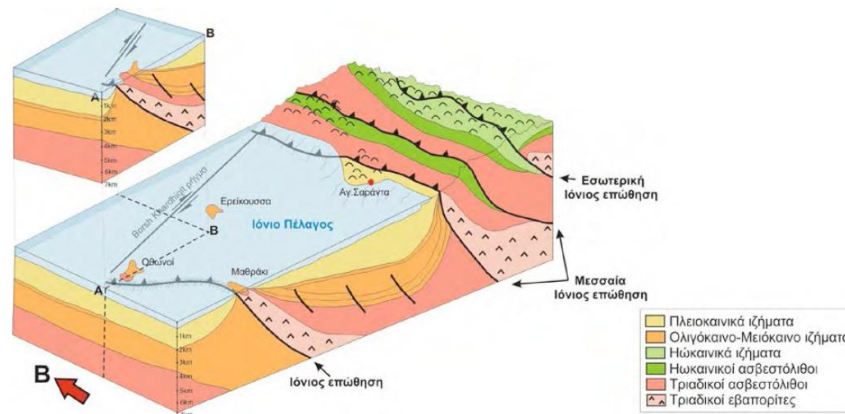
Εικόνα 5.11. Τρισδιάστατη παλαιογεωγραφική απεικόνιση της λεκάνης προχώρας της μεσαίας Ιονίου επώθησης κατά το κατώτερο Μειόκαινο. Η ιζηματογένεση είναι πιο έντονη από τα δυτικά προς τα ανατολικά. (Makrodimitras, 2011).

5.3.3. Μέσο-Ανώτατο Μειόκαινο έως σήμερα: (πριν 12 εκατομμύρια χρόνια).

Σε αυτήν τη χρονική περίοδο, δρα η Ιόνιος επώθηση, δομώντας τη λεκάνη οπισθοχώρας σχεδόν με τη μορφή που έχει σήμερα, έως το τέλος του Μειόκαινου (εικόνα 5.12). Την περίοδο αυτή φαίνεται να σηκώνεται το όρος Παντοκράτορας, χωρίζοντας την Κέρκυρα σε δύο λεκάνες (βόρειος και νότιος Κέρκυρα).

Σύμφωνα με τους Schilling et al. (1976), στην περιοχή των Καββαδάδων (λεκάνη Καρουσάδων) η παρουσία του *Braarudosphaera bigelowi* στα ιζήματα του Άνω Μειόκαινου υποδηλώνει απόθεση κοντά στην ακτή.

Κατά το Πλειόκαινο και Πλειστόκαινο, η λεκάνη οπισθοχώρας γεμίζει με νεότερα ιζήματα παράκτιου περιβάλλοντος, καθώς σύμφωνα με τον Δερμιτζάκη (1976), αλλά και από τον Sordinas (1966; 1968; 1969), υπάρχει πληθώρα παρουσία μαλακίων (π.χ. *Strombus bubonius*) σε Πλειστοκαινικά ιζήματα.



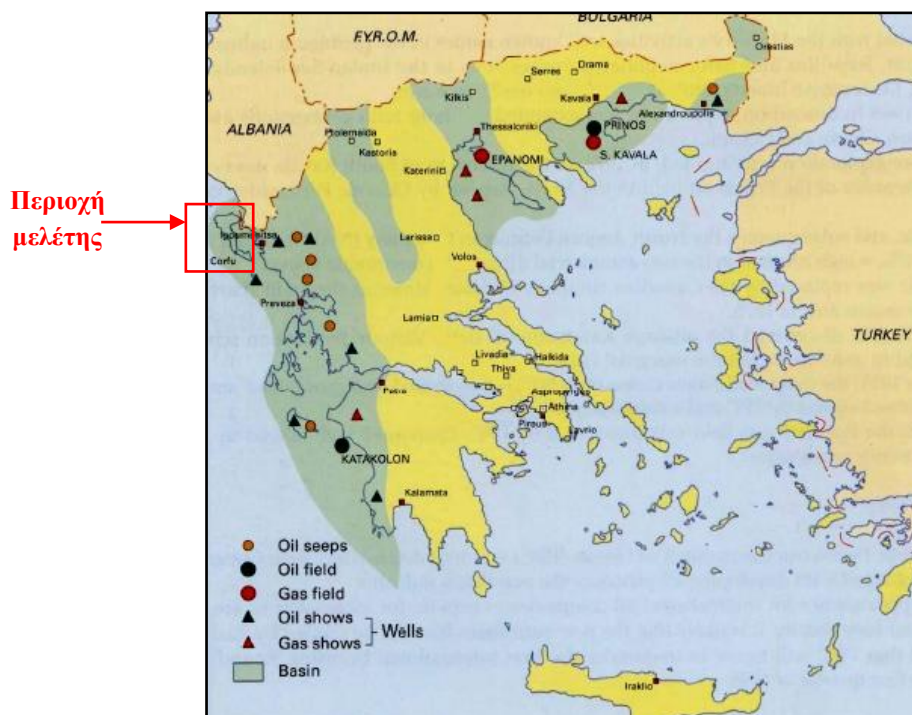
Εικόνα 5.12. Τρισδιάστατη απεικόνιση της λεκάνης προχώρας της μεσαίας Ιονίου επώθησης όπως είναι σήμερα (Ολόκαινο). Τα Πλειστοκαινικά ιζήματα πάχους 2 χιλιομέτρων περίπου, έχουν γεμίσει τη λεκάνη ιζηματογένεσης. (Makrodimitras, 2011).

6. ΔΥΝΑΤΟΤΗΤΑ ΓΕΝΕΣΗΣ ΥΔΡΟΓΟΝΑΝΘΡΑΚΩΝ ΣΤΗΝ ΑΝΘΡΑΚΙΚΗ ΣΕΙΡΑ ΤΗΣ ΚΕΡΚΥΡΑΣ

6.1. Εισαγωγή

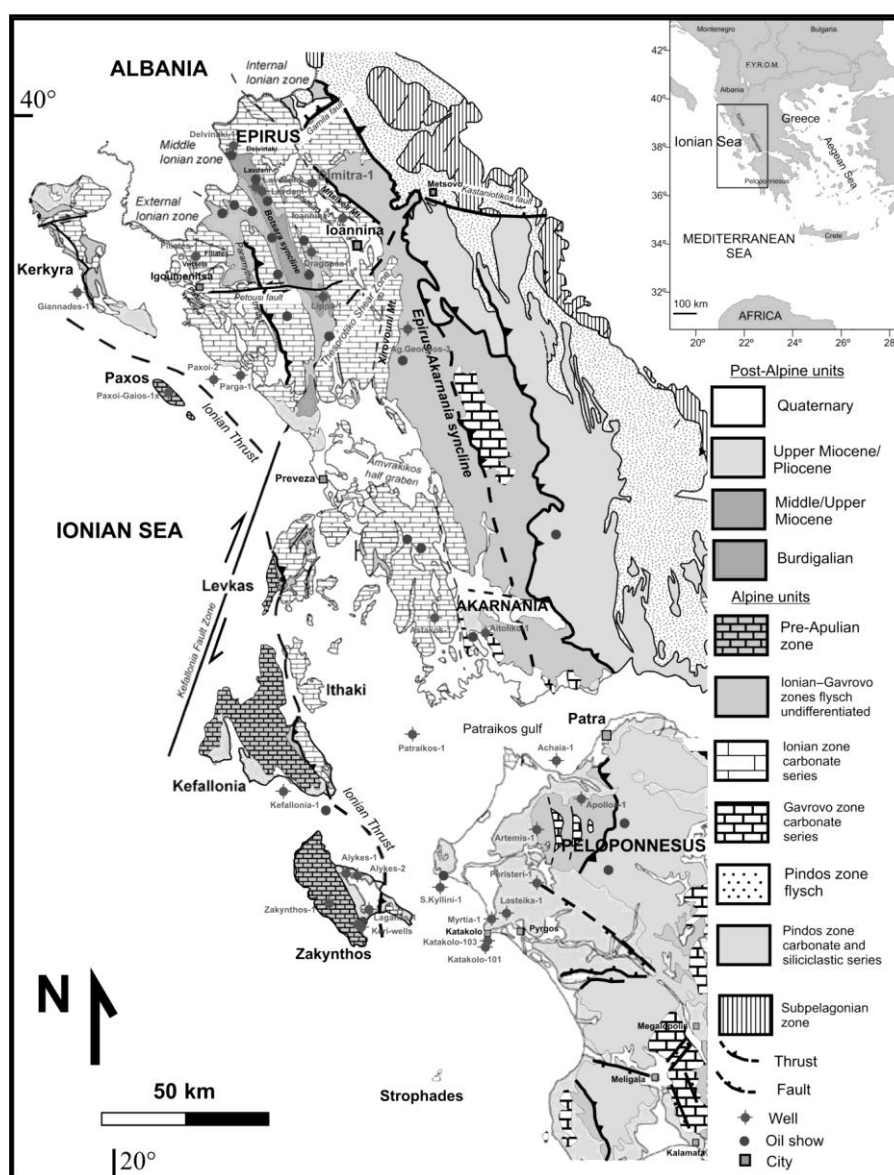
Όπως περιγράφηκε στα προηγούμενα κεφάλαια, οι Ελληνίδες αποτελούν τμήμα του δυτικού παθητικού ηπειρωτικού περιθώριο του Άνω Μεσοζωικού έως Μέσο Καινοζωικού ωκεανού της Τηθύος. Μέσα στην περιοχή αυτή, πυριτικά και πλούσια σε οργανικό άνθρακα πετρώματα συνδέονται με πελαγικές ασβεστιτικές σειρές (Bernoulli and Jenkyns, 1974; Chiotis, 1983; Jenkyns, 1988; Baudin and Lachkar, 1990; Karakitsios, 1995; Karakitsios and Rigakis, 1996; Rigakis and Karakitsios, 1998; Neumann and Zacher, 2004).

Το ενδιαφέρον, αναφορικά με την έρευνα για υδρογονάνθρακες (εικόνα 6.1), μπορεί να συστηματοποιηθεί με βάση τη διάκριση των Ελληνίδων σε εξωτερικές και εσωτερικές, στη δυτική και ανατολική Ελλάδα αντίστοιχα. Η έμφαση θα δοθεί στο πετρελαιοειδές δυναμικό των εξωτερικών ελληνίδων και πιο συγκεκριμένα, στους σχηματισμούς της εξωτερικής Ιονίου, όπου και ανήκει η περιοχή μελέτης.



Εικόνα 6.1. Ιζηματογενείς λεκάνες στην δυτική και βορειοανατολική Ελλάδα. (πηγή: ypreka.gr).

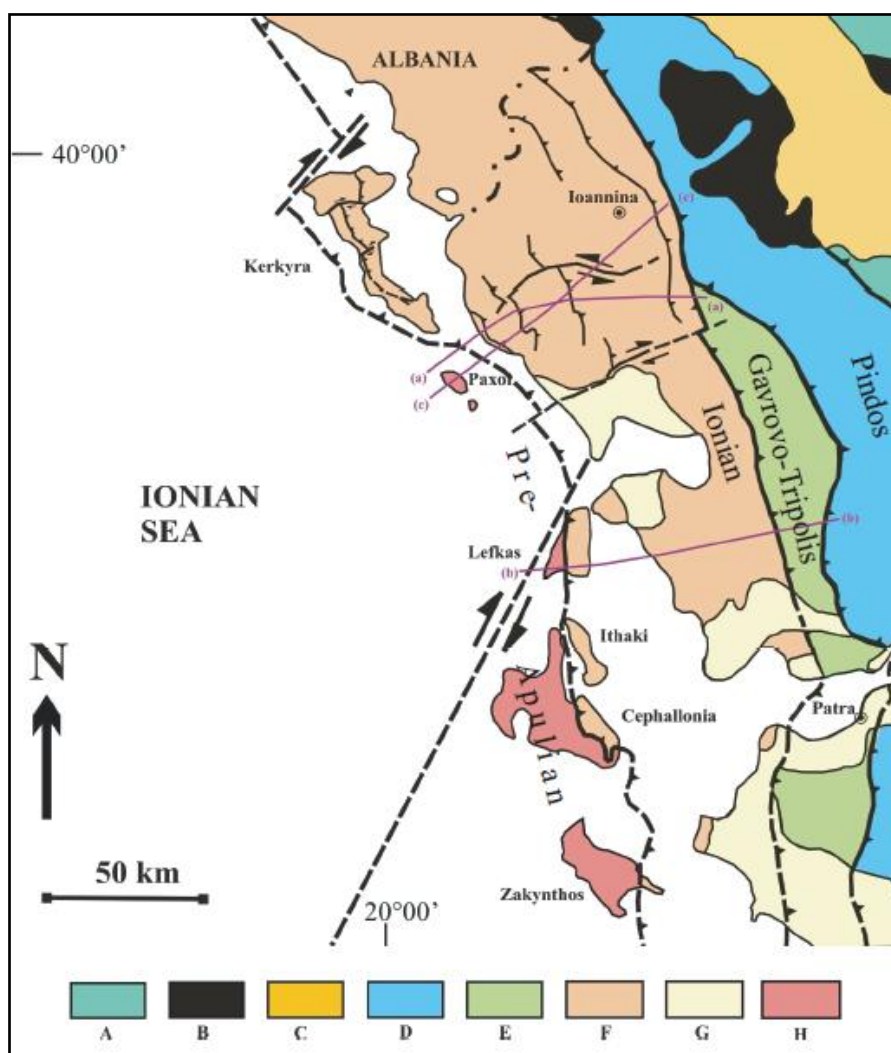
Η έρευνα για τους υδρογονάνθρακες στην δυτική Ελλάδα ξεκίνησε από το 1860. Οι αρχικές έρευνες ξεκίνησαν λόγω της αφθονίας των πηγών υδρογονανθράκων που βρέθηκαν στην περιοχή (εικόνα 6.2), αλλά και από έρευνες στην Αλβανία και Ιταλία που έδειχναν ικανοποιητικά στοιχεία (Monopolis, 1977). Τα αποτελέσματα όμως ήταν λιγότερο από ενθαρρυντικά, καθώς μελέτες σε Αλβανία και Ιταλία έδειχναν σημαντικά και εκτενή πεδία υδρογονανθράκων (Mattavelli and Novelli, 1990; Van Greet et al., 2002; Mavromatidis et al., 2004; Roure et al., 2004; Graham Wall et al., 2006).



Εικόνα 6.2. Απλοποιημένος γεωλογικός χάρτης της βορειοδυτικής Ελλάδας, δείχνοντας πηγές υδρογονανθράκων (Karakitsios and Rigakis, 2007).

6.2. Το δυναμικό της Δυτικής Ελλάδας.

Στη δυτική Ελλάδα (εικόνα 6.3) υπάρχουν λεκάνες με σημαντικό δυναμικό παραγωγής υδρογονανθράκων. Η λεκάνη του Ιονίου συγκεντρώνει όλες τις αναγκαίες προϋποθέσεις για συγκεντρώσεις υδρογονανθράκων όπως, μητρικά πετρώματα (Rigakis and Karakitsios, 1998), για δημιουργία πετρελαίου (Mavromatidis, 2000), πορώδης ταμιευτήρες σε συνδυασμό με στεγανά πετρώματα στην επιφάνεια, καθώς επίσης και δομές παγίδευσης του παλαιοαναγλύφου (Zelilidis et al., 2003).

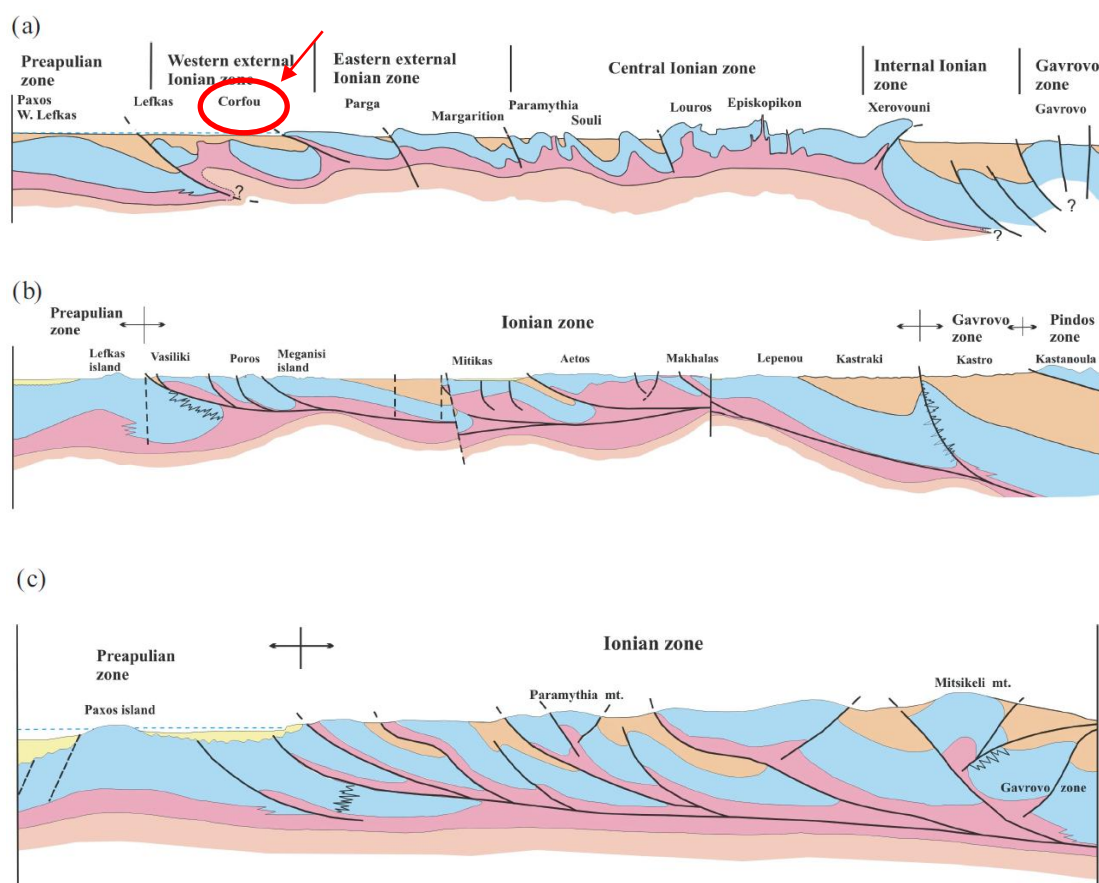


Εικόνα 6.3. Απλοποιημένος γεωλογικός χάρτης της Ελλάδας (δια την τοποθεσία δεξ εικόνα 6.2.). Οι γραμμές (a), (b) και (c) αναφέρονται στην εικόνα 6.4.

A. Pelagonian domain; B. ophiolites; C. Mesohellenic molasse; D. Pindos zone; E. Gavrovo-Tripolis zone; F. Ionian zone; G. Neogene - Quaternary (post-Alpine sediments); H. Pre-Apulia zone. (Karakitsios and Rigakis, 2007).

Επιπλέον, είναι η μοναδική περιοχή για την οποία υπάρχει πληθώρα σημαντικών γεωλογικών πληροφοριών, λόγω του ότι από τις αρχές του 20^{ου} αιώνα προκάλεσε έντονο ενδιαφέρον για εξερεύνηση πετρελαίου (IGRS-IFP, 1966; BP, 1971; Chiotis, 1983; Palakas et al., 1986; Jenkyns, 1988; Karakitsios, 1995; Roussos and Marnelis, 1995; Kamberis et al., 1996; Karakitsios and Rigakis, 1996; Rigakis, 1999; Zelilidis and Kontopoulos 1997; Zelilidis et al., 1997; 2002; 2003; Maravelis et al., 2010; 2012; Maravelis and Zelilidis, 2012).

Οπότε ολόκληρη η επιφάνεια της λεκάνης του Ιονίου έχει καλυφθεί με λεπτομερείς γεωλογικές έρευνες (εικόνα 6.4) ενώ, έχει γίνει και χαρτογράφηση της περιοχής, κλίμακας 1:50000. Επιπροσθέτως, υπάρχουν ομοιότητες του γεωτεκτονικού υποβάθρου της με αυτό της νότιας Αλβανίας το οποίο είναι πετρελαιοπαραγωγικό (Zelilidis et al., 2003).



Εικόνα 6.4. Γεωλογικές τομές κατά μήκος της δυτικής Ελλάδας, δείχνοντας δομές σχετικές με εβαπορίτες (η τοποθεσία τους αναφέρεται στην **εικόνα 6.3.**). (Karakitsios and Rigakis, 2007).

Με το βάλος σημειώνεται η περιοχή της Κέρκυρας.

(α) Τομή από την Προ-Απούλια ζώνη προς την ζώνη της Γαβρόβου. Το προ-εβαποριτικό υπόβαθρο συμμετέχει στην παραμόρφωση του ιζηματογενούς καλύμματος, χωρίς την αποκόλληση του καλύμματος κατά μήκος της εβαποριτικής βάσης. Συγκεντρώσεις υδρογονανθράκων θα μπορούσαν να εντοπιστούν κάτω από την επαφή των εβαποριτών με το υπόβαθρο, σε αντικλινικές δομές.

(β) Τομή από την Προ-απούλια ζώνη προς την ζώνη της Πίνδου. Η συμμετοχή του προ-εβαποριτικού υποβάθρου στην παραμόρφωση του ιζηματογενούς καλύμματος, ακολουθείται από μια μικρή αποκόλληση του καλύμματος, στο επίπεδο των εβαποριτών. Συγκεντρώσεις υδρογονανθράκων μπορούν να εντοπιστούν όπως και στην α τομή.

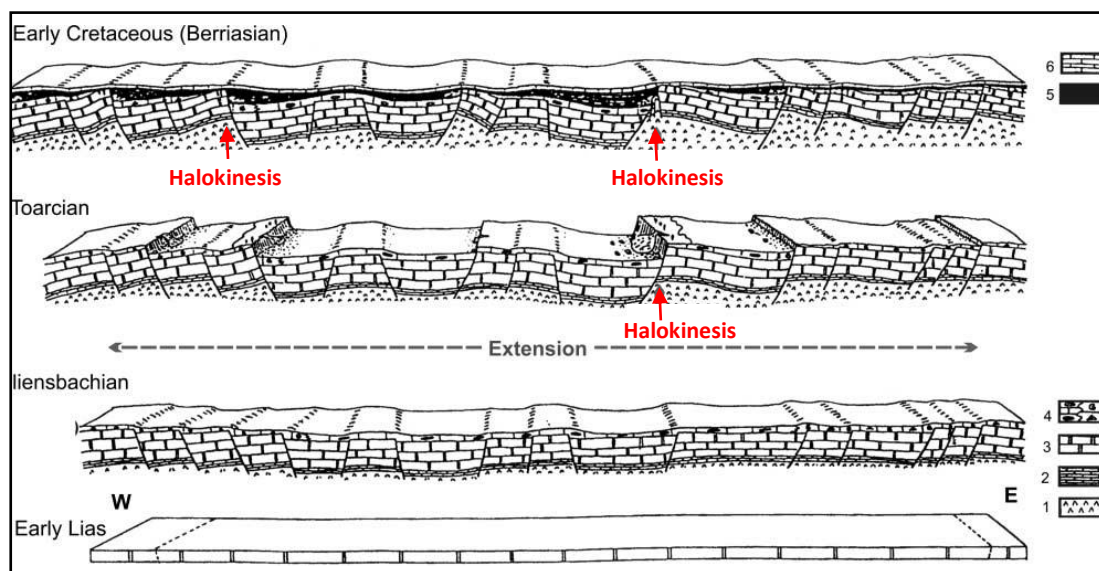
(γ) Τομή κατά μήκος της Ιόνιας ζώνης. Το προ-εβαποριτικό υπόβαθρο δεν συμμετέχει στην παραμόρφωση του ιζηματογενούς καλύμματος. Όμως παρατηρείται αποκόλληση του καλύμματος, στο επίπεδο των εβαποριτών. Το προ-εβαποριτικό επίπεδο βρίσκεται κάτω από τις πιο εσωτερικές ζώνες, έτσι συσχετίζεται με την παραμόρφωση της ηπειρωτικής υποβύθισης, ανατολικά της ζώνης. Η δομή δεν ευνοεί την δημιουργία παγίδευσης των υδρογονανθράκων μεταξύ του εβαποριτικού και προ-εβαποριτικού υποβάθρου, όμως ευνοεί την ύπαρξη τεκτονικών δομών παγίδευσης, σε βαθύς συμπίεστικές duplex δομές. (οι κυματιστές γραμμές στα b και c δείχνουν νεότερες μεταβατικές φάσεις).

Όπως αναφέρθηκε στο 2^ο κεφάλαιο, πίσω από την εμπροσθολεκάνη (foredeep), προς το κέντρο της ορογενετικής ζώνης, αναπτύσσεται η **ζώνη πτυχών και επωθήσεων της προχώρας (foreland fold-and-thrust belt ή σύντομα FTB)**. Τα FTB έχουν μελετηθεί παγκοσμίως και τους έχουν αποδοθεί σημαντικά αποθέματα υδρογονανθράκων (πχ κεντρική Ιταλία) (Bertello et al., 2008).

Πιο συγκεκριμένα και σύμφωνα με δεδομένα από το IHS field reserves data, το 14% των πεδίων υδρογονανθράκων έχει βρεθεί σε ζώνες πτυχών και επωθήσεων, που έχουν αναπτυχθεί σε συγκλίνοντα περιθώρια πλακών. Οι Ελληνίδες στην περιοχή της βορειοδυτικής Ελλάδας (όπου βρίσκεται και η περιοχή μελέτης), αλλά και οι Αλβανίδες, αποτελούν τμήμα ενός τέτοιου συστήματος (εικόνα 5.3). Μπορεί έτσι να ακολουθήσει μια σύνδεση της ορογενετικής διαδικασίας με την γένεση πετρελαϊκών συστημάτων.

Τα κοιτάσματα της βορειοδυτικής Ελλάδας, αποτελούν την δυτική προέκταση των κοιτασμάτων υδρογονάνθρακα στην Αλβανία (Dobrova et al., 2003; Zelilidis et al., 2003). Γεωλογικά, η περιοχή της βορειοδυτικής Ελλάδας αποτελείται από της εξωτερικές Ελληνίδες (Προαπούλια και Ιόνιος ζώνη). Η Ιόνια ζώνη κατά τη διάρκεια της ορογενετικής εξέλιξής της (εικόνα 6.5), από το Τριαδικό έως το Ηώκαινο, άλλαξε τον παλαιογεωγραφικό της χαρακτήρα από νηριτικό σε πελαγικό, αντίθετα με την

Προαπούλια και τη Γάβροβο που συνεχίζουν να δέχονται νηριτικά ιζήματα την περίοδο αυτή. Επιφανειακές ενδείξεις υδρογονανθράκων υπάρχουν και στις δύο ζώνες στη δυτική Ελλάδα.



Εικόνα 6.5. Παλαιογεωγραφική εξέλιξη της Ιόνιας ζώνης, από το Ανώτερο Ιουρασικό μέχρι το Ανώτερο Κρητιδικό (Berriasian) (τροποποιημένος από Karakitsios, 1992). (1) Εβαπορίτες, (2) Ασβεστόλιθοι Φουσταπήδιμα, (3) Ασβεστόλιθοι Παντροκράτωρα, (4) Ασβεστόλιθοι Σινιών και Λούρου, (5) Σχιστόλιθοι με Ποσειδωνίες και (6) Ασβεστόλιθοι Βίγλας.

Δυνητικά μητρικά πετρώματα έχουν ανακαλυφθεί και στις δύο ζώνες, ενώ εκτιμήσεις δείχνουν ότι τα Μεσοζωικά πετρώματα αποτελούν τα κύρια μητρικά πετρώματα στην δυτική Ελλάδα (Rigakis and Karakitsios, 1998; Karakitsios and Rigakis, 2007). Ασβεστολιθικοί σχιστόλιθοι (calcareous shales) του Κατώτερου Κρητιδικού στην εσωτερική (ανατολική) Ιόνια ζώνη, και σχιστόλιθοι με Ποσειδωνίες του Κατώτερου-Μέσου Ιουρασικού στην κεντρική και εξωτερική (δυτική) Ιόνια ζώνη έχουν πολύ καλό δυναμικό για γένεση πετρελαίου (Monopolis and Brunetton, 1982). Ομοίως, καλό δυναμικό γένεσης πετρελαίου έχουν σχηματισμοί του Μέσου Ιουρασικού της προ-Απούλιας ζώνης (Karakitsios and Rigakis, 2007).

Μερικά από τα πλούσια σε οργανικό υλικό ιζήματα, μπορούν να συνδεθούν με εκτεταμένα ανοξικά γεγονότα (Oceanic Anoxic Events - OAEs), όπως έχει ειπωθεί από τους Schlanger and Jenkyns (1976), για το Μεσοζωικό.

Τα πλούσια αυτά σε οργανικό υλικό ιζήματα, εμφανίζονται στην Ιόνια ζώνη στην βορειοδυτική Ελλάδα, και περιέχονται στους σχιστόλιθους της ενότητας Βίγλας ηλικίας Άλβιο - Κενομάνιο ή αλλιώς “Άνω πυριτική ζώνη - Upper Siliceous Zone” του σχηματισμού των ασβεστόλιθων Βίγλας (IGRS-IFP, 1966; Karakitsios, 1995; Rigakis and Karakitsios, 1998). Αν και έχουν διεξαχθεί στρωματογραφικές και γεωχημικές μελέτες σε ορίζοντες στους σχιστόλιθους της ενότητας Βίγλας (Rigakis and Karakitsios, 1998), μέχρι σήμερα δεν έχουν γίνει συνδυαστικές για το ευρύτερο πλαίσιο των ΟΑΕs.

Είναι γνωστό ότι τουλάχιστον δύο ΟΑΕs, που είναι, η ηλικίας Άνω Άπτιου - Selli ή ΟΑΕ1a (Menegatti et al., 1998) και η ηλικίας Κενομάνιου-Τουρώνιου - Bonarelli ΟΑΕ2 (Arthur et al., 1988; Karakitsios et al., 2004; Tsikos et al., 2004), αντιπροσωπεύουν επεισόδια παγκόσμιας διαταραχής σε θαλάσσια μη οργανικά και θαλάσσια-χερσαία οργανικά ρεζερβουάρ, καθώς υπήρξε εκτεταμένος ενταφιασμός οργανικού υλικού. Επιπλέον άλλα τρία ΟΑΕs τουλάχιστον, έχουν αναγνωριστεί στο άνω-μέσο Κρητιδικό (Leckie et al., 2002; Breheret, 1985, 1997; Erbacher et al. 2001; Kuypers et al. 2001, 2002; Herrle, 2002; Herrle et al. 2003a,b).

Στην συνέχεια ακολουθεί η ανάλυση των κύριων μητρικών πετρωμάτων της δυτικής Ελλάδας:

1. **Ορίζοντες σχιστόλιθων στην Τριαδική εβαποριτική ακολουθία** της Ιόνιας ζώνης, χωρίς επιφανειακή εμφάνιση, είναι γνωστοί μόνο από γεωτρήσεις στην περιοχή της Ηπείρου (IGRS-IFP, 1966; Karakitsios, 1995; Karakitsios and Rigakis, 2007) και σύμφωνα με τον Mattavelli (1999), ίδιοι σχηματισμοί στην Αδριατική, αποτελούν μητρικά πετρώματα υδρογονανθράκων.

Οι πλούσιοι σε οργανικό υλικό σχιστόλιθοι μέσα στα Τριαδικά κροκαλοπαγή αποτέθηκαν σε ένα ρηχό περιβάλλον, παράλληλα με την εβαποριτική ακολουθία. Η εβαποριτική ιζηματογένεση σε όλη την λεκάνη βοήθησε την διατήρηση του οργανικού υλικού (Karakitsios and Rigakis, 1998; Karakitsios and Rigakis, 2007).

Το περιεχόμενο οργανικό υλικό (ToC) αυτών των σχιστόλιθων είναι αρκετά υψηλό 16.12%, έχουν πολύ καλή πιθανότητα πετρελαιογένεσης (PP) (8.9-98.8-mg HC/g) και περιέχουν κηρογόνο τύπου I.

Οι Τριαδικοί σχιστόλιθοι είναι θερμοκρασιακά ώριμοι και σύμφωνα με το σχέδιο εξέλιξης του οργανικού υλικού (εικόνα 3.3 – Κεφάλαιο 3) βρίσκονται στο παράθυρο παραγωγής του φυσικού αερίου για την εξωτερική και κεντρική Ιόνιο ζώνη, ενώ για την εσωτερική βρίσκονται στο παράθυρο παραγωγής του πετρελαίου (Karakitsios and Rigakis, 1996; Rigakis and Karakitsios, 1998).

2. **Οι κατώτεροι σχιστόλιθοι με Ποσειδώνιες** της Ιόνιας ζώνης, Ιουρασικής ηλικίας, αποτελούν το πιο σημαντικό μητρικό πέτρωμα την δυτική Ελλάδα (Jenkyns, 1988; Baudin and Lachkar, 1990; Karakitsios, 1990, 1992, 1995; Karakitsios and Rigakis, 1996; Rigakis and Karakitsios, 1998; Karakitsios and Rigakis, 2007). Οι ορίζοντες αυτοί αποτελούνται από πελαγικές λεπτοστρωματώδεις μάργες και ασβεστόλιθους με διαφορετικές φάσεις και πάχος από 10 έως 150m (Karakitsios 1990; 1992; 1995).

Το περιεχόμενο οργανικό υλικό (ToC) αυτών των σχιστόλιθων εκτιμάται από 1.05 έως 19.12% (και με μέσο όρο τα 2.7%), έχουν πολύ καλή πιθανότητα πετρελαιογένεσης (PP) (4-125.85-mg HC/g) και περιέχουν κηρογόνο τύπου Ι και ΙΙ, και στις περισσότερες περιπτώσεις βρίσκονται στο παράθυρο παραγωγής του πετρελαίου (Karakitsios and Rigakis, 1996; Rigakis and Karakitsios, 1998; Rigakis and Karakitsios, 2007).

Η συγκέντρωση και η διατήρηση του οργανικού υλικού εξαρτιόνταν κυρίως από την γεωμετρία της λεκάνης κατά την συνορογενετική περίοδο, η οποία ευνοούσε την συγκέντρωση στάσιμου νερού και κατά συνέπεια της ανόξιας (Karakitsios, 1995; Karakitsios and Rigakis, 2007; Karakitsios et al., 2010).

3. **Οι ανώτεροι σχιστόλιθοι με Ποσειδωνία** της Ιόνιας ζώνης, Ιουρασικής ηλικίας, εμφανίζουν διαφορετικές φάσεις και πάχος από 10 έως 140m, εξαρτώμενη από παλαιογεωγραφική τους θέση. Το περιεχόμενο οργανικό υλικό (ToC) αυτών των σχιστόλιθων εκτιμάται από 1.05 έως 3.34% (και με μέσο όρο τα 2.7%), και στις περισσότερες περιπτώσεις βρίσκονται στο παράθυρο παραγωγής του πετρελαίου (Karakitsios and Rigakis, 1996; Rigakis and Karakitsios, 1998; Rigakis and Karakitsios, 2007).
4. **Οι σχιστόλιθοι του σχηματισμού των ασβεστόλιθων της Βίγλας**, Κρητιδικής ηλικίας εμφανίζουν υψηλή συγκέντρωση οργανικού υλικού (ToC) από 0.94 έως 5%, έχουν πολύ καλή πιθανότητα πετρελαιογένεσης (PP) (4.85-

25-mg HC/g) και περιέχουν κηρογόνο τύπου I και II, προερχόμενο από θαλάσσιους οργανισμούς (φυτοπλαγκτόν, ζωοπλαγκτόν και βακτήρια) (Karakitsios and Rigakis, 1996; Rigakis and Karakitsios, 1998; Karakitsios and Rigakis, 2007).

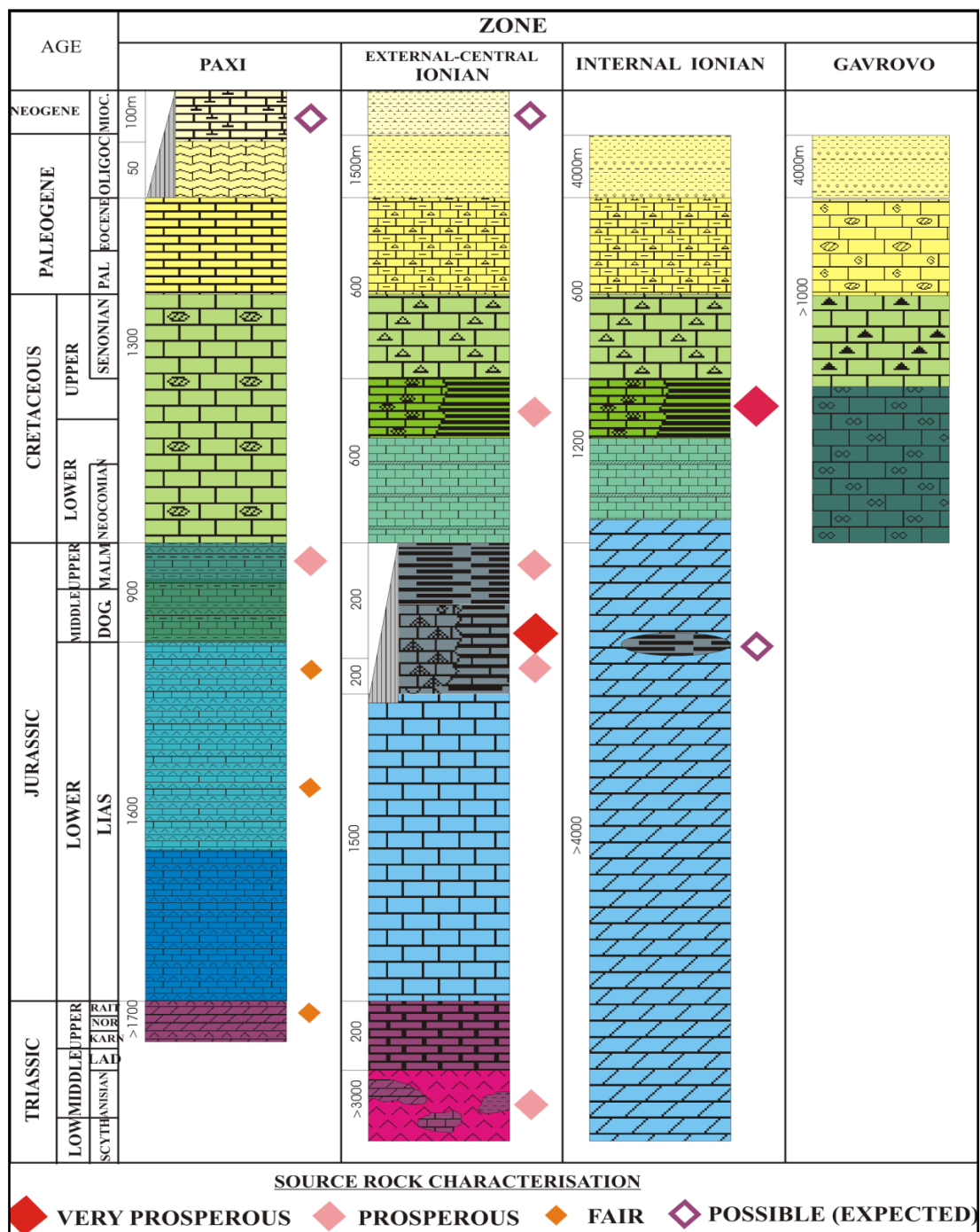
Οι σχιστόλιθοι αυτοί, με πάχος από 10 έως 65m στην κεντρική και εξωτερική Ιόνια ζώνη χαρακτηρίζονται ως θερμικά ανώριμοι (βρίσκονται στα αρχικά στάδια ωρίμανσης), σε αντίθεση με τους σχηματισμούς της εσωτερικής Ιόνιας ζώνης που βρίσκονται στο παράθυρο παραγωγής του πετρελαίου (Karakitsios and Rigakis, 1996; Rigakis and Karakitsios, 1998; Karakitsios and Rigakis, 2007).

Στα κατώτερα και ανώτερα τμήματα των σχιστόλιθων της Βίγλας αναγνωρίζονται τρεις λεπτοί, μαύροι απομονωμένοι ορίζοντες που συνδέονται με τα Selli OAE 1a, Paquier OAE1b με συγκέντρωση οργανικού υλικού (ToC) στα 28.9% και Bonarelli OAE2 στα 44.5% (Karakitsios et al., 2004; Tsikos et al., 2004; Karakitsios et al., 2007; Karakitsios and Rigakis, 2007).

Όμως, οι τρεις αυτοί ορίζοντες, ως απομονωμένοι, δεν μπορούν να θεωρηθούν ως μητρικά πετρώματα λόγω του μικρού τους πάχους και δεν μπορούν να συνεισφέρουν στο δυναμικό υδρογονανθράκων των μητρικών πετρωμάτων του σχηματισμού των ασβεστόλιθων της Βίγλας (Karakitsios et al., 2007, 2010).

Το χρονικό της ωρίμανσης των μητρικών πετρωμάτων προέκυψε από το μοντέλο maturity_versus_time (Rigakis and Karakitsios, 1998; Karakitsios and Rigakis, 2007) και σύμφωνα με αυτό, οι Τριαδικοί σχιστόλιθοι μπήκαν στο παράθυρο παραγωγής πετρελαίου στο κατώτερο Ιουρασικό, οι κατώτεροι σχιστόλιθοι με Ποσειδώνιες στο Μειόκαινο (Serravalian) και οι σχιστόλιθοι του σχηματισμού της Βίγλας για την εσωτερική Ιόνια ζώνη μετά το Μειόκαινο (Rigakis and Karakitsios, 1998; Karakitsios and Rigakis, 2007).

Στην συνέχεια (εικόνα 6.6), παρουσιάζεται η συγκριτική σχέση των λιθοστρωματογραφικών στηλών της Ιόνιας και Προ-απούλιας ζώνης και χαρακτηρισμός της ικανότητας τους για παραγωγή υδρογονανθράκων.



Εικόνα 6.6. Συγκριτική σχέση των λιθοστρωματογραφικών στηλών και χαρακτηρισμός της ικανότητας τους για παραγωγή υδρογονανθράκων (Zelilidis et al., 2013).

Όσον αφορά τα ρεζερβουάρ στην δυτική Ελλάδα, αυτά βρίσκονται σε διάφορα επίπεδα μέσα στην Μεσοζωϊκή - Παλαιοζωϊκή ασβεστολιθική ακολουθία της Ιόνιας ζώνης, όπως οι ασβεστόλιθοι του Παντοκράτορα, οι Ηωκαινικοί ασβεστόλιθοι (Karakitsios and Rigakis, 2007), με πορώδες που ανέρχεται μέχρι και το 8% και πολλές φορές ευνοείται λόγω ρηγμάτων, αυξάνοντας το δευτερογενές πορώδες.

6.3. Το δυναμικό της Κέρκυρας.

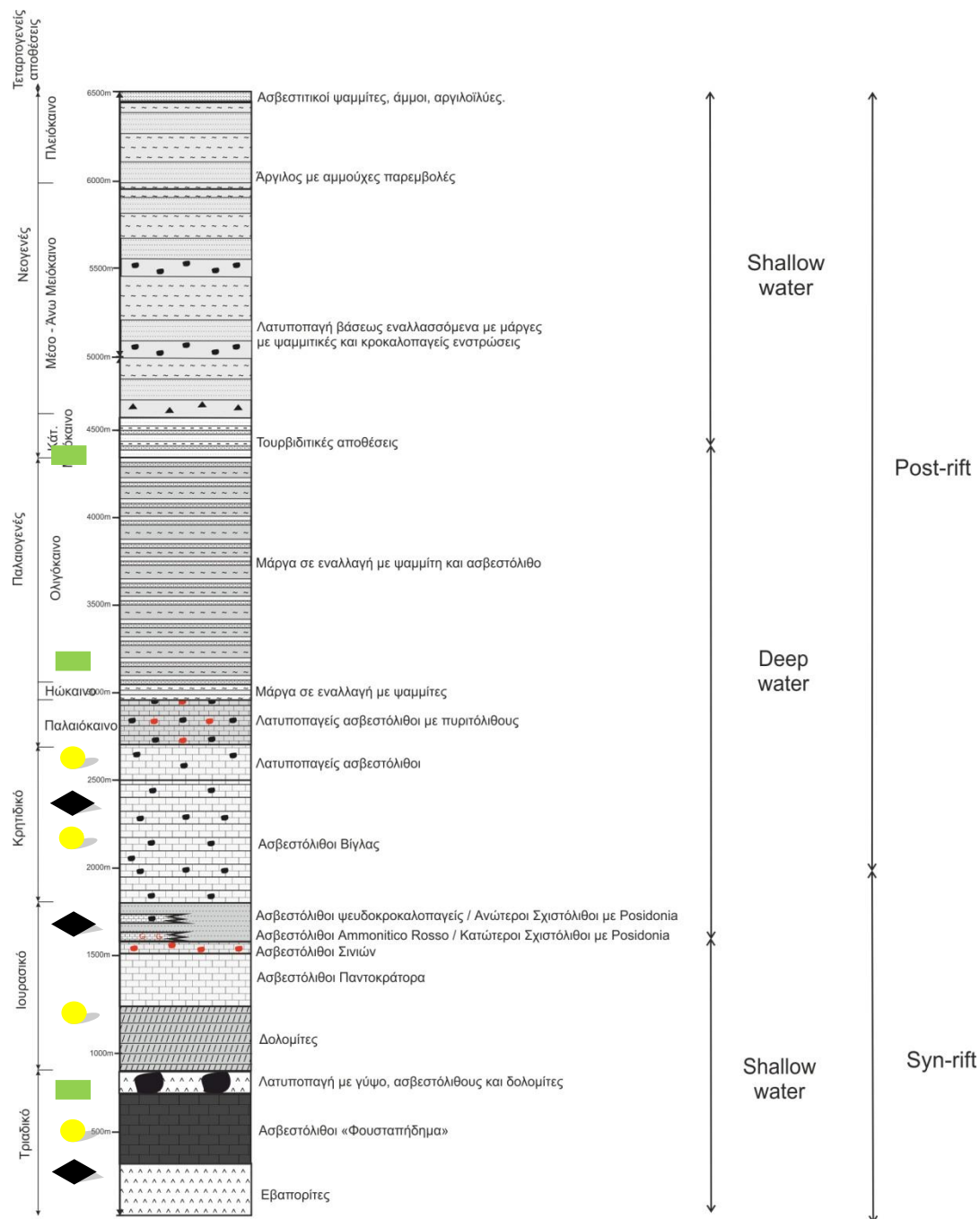
Με βάση τους γεωλογικούς χάρτες του ΓΜΕ (κλίμακας 1:50000), βόρειος και νότιος Κέρκυρα, αναγνωρίστηκαν τα πετρώματα που βρίσκονται στο νησί της Κέρκυρας και σύμφωνα με την βιβλιογραφία που αναφέρθηκε στις προηγούμενες παραγράφους, φαίνεται να απαντώνται σχηματισμοί, οι οποίοι πιθανώς να οδήγησαν στην δημιουργία πεδίων υδρογονανθράκων (εικόνα 6.7).

Φαίνεται έτσι ότι πιθανό μητρικό πέτρωμα αποτελούν οι πλούσιοι σε οργανικό υλικό σχιστόλιθοι μέσα στα Τριαδικά κροκαλοπαγή, οι οποίοι αποτέθηκαν σε ένα ρηχό περιβάλλον και σε υπολεκάνες συγχρόνως με την εβαποριτική ακολουθία. Η εβαποριτική ιζηματογένεση σε όλη την λεκάνη βοήθησε στην διατήρηση του οργανικού υλικού, ενώ παράλληλα θεωρούνται θερμοκρασιακά ώριμοι, ενώ βρίσκονται στο παράθυρο παραγωγής του φυσικού αερίου.

Κύριο όμως μητρικό πέτρωμα φαίνεται να αποτελούν οι σχιστόλιθοι με Ποσειδώνιες Ιουραικής ηλικίας, οι οποίοι σχηματίστηκαν στις βαθύτερες και χαμηλής ενέργειας περιοχές, όπου η ιζηματογένεση ήταν συνεχής, καθιστώντας ικανή την διατήρηση του οργανικού υλικού. Παράλληλα όμως, η συγκέντρωση και η διατήρηση του οργανικού υλικού εξαρτιόνταν κυρίως από την γεωμετρία της λεκάνης κατά την συνορογενετική περίοδο, η οποία ευνοούσε την συγκέντρωση στάσιμου νερού και κατά συνέπεια της ανόξιας, τα οποία ενισχύθηκαν και από ανοξικά γεγονότα ΟΑΕs. Τα πετρώματα αυτά θεωρούνται θερμοκρασιακά ώριμα, ενώ βρίσκονται στο παράθυρο παραγωγής του πετρελαίου.

Οι υδρογονάνθρακες που παράγονται, πιθανώς αργότερα να μετανάστευσαν προς τα πάνω και να συγκεντρώθηκαν στο αποταμιευτήριο πέτρωμα, που πιθανώς είναι υπερκείμενοι ασβεστόλιθοι (ασβεστόλιθοι βίγλας - λατυποπαγείς ασβεστόλιθοι), όπου το πορώδες δημιουργείται και βελτιστοποιείται δευτερογενώς λόγω της διαλυτοποίησης, δολομιτίωσης, κατακερματισμού, τσιμεντοποίησης και επανακρυστάλλωσης.

Η αλοκίνηση (halokinesis) (εικόνα 6.5), κατά τη διάρκεια της συμπιεστικής φάσης της ορογένεσης, μπορεί να έχει δημιουργήσει διαπειρικές δομές άλατος και, κατά συνέπεια, να έχει συμβάλει στη δημιουργία των κατάλληλων παγίδων υδρογονανθράκων (Gluyas and Swarbrick, 2004).



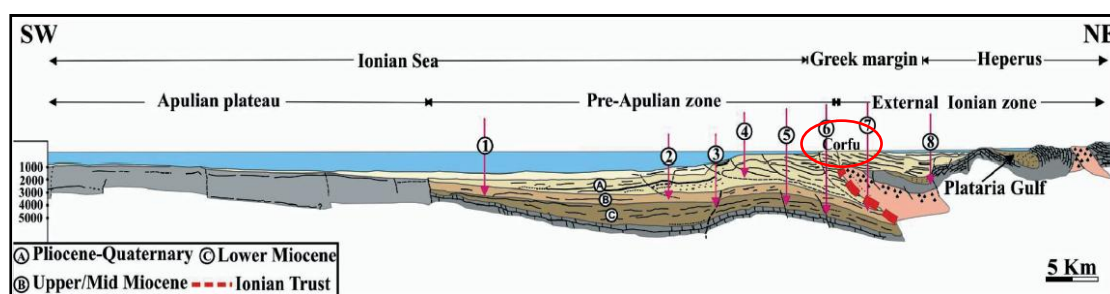
Εικόνα 6.7. Η συγκεντρωτική στρωματογραφική στήλη των σχηματισμών της Κέρκυρα. Με κόκκινο ρόμβο, σημειώνονται πιθανά μαγματικά πετρώματα, με κίτρινο κύκλο πιθανά ρεζερβουάρ και με τον πράσινο κύβο, σημειώνονται πιθανά πετρώματα που θα μπορούσαν να δράσουν ως κάλυμμα. Η τομή προέκυψε από την σύνθεση στρωματογραφικών στηλών των Ζαφειρόπουλος και Μαρνέλης, 2012; Zelilidis et al., 2003, 2013 και τους χάρτες του IFME για την Κέρκυρα (φύλλα βόρειος και νότιος Κέρκυρα).

Συνολικά οι παγίδες μπορεί να αντιπροσωπεύονται από στρωματογραφικά χαρακτηριστικά σε Μειοκαινικούς ψαμμίτες, αντικλινικές δομές σε Μεσοζωικούς ή

Ηωκαινικούς ασβεστολιθικούς ταμιευτήρες με κάλυμμα φλύσχη ή Νεογενή κλαστικά, καθώς επίσης διαπειρικές δομές γύρω από δόμους άλατος (Monopolis and Bruneton, 1982).

Γενικά οι δομές που αναμένονται, σε σχέση με τις τεκτονικές παγίδες, είναι αυτές που συναντώνται σε πτυχωσιγενείς/ορογενετικές ζώνες (fold-and-thrust belts) που χαρακτηρίζονται από επιφάνεια αποκόλλησης στο βάθος, όπως τυφλές επωθήσεις (blind-thrusts), αντίκλινα ράμπας (ramp anticlines), αντίκλινα διάδοσης (fault-propagation fold) κλπ. (Monopolis and Bruneton, 1982).

Στην εικόνα 6.8, παρουσιάζεται ένα τυπικό σεισμικό προφίλ κατά μήκος της Απούλιας πλατφόρμας και των λεκανών προχώρας και οπισθοχώρας της Ιονίου, όπου φαίνεται και η Κέρκυρα.

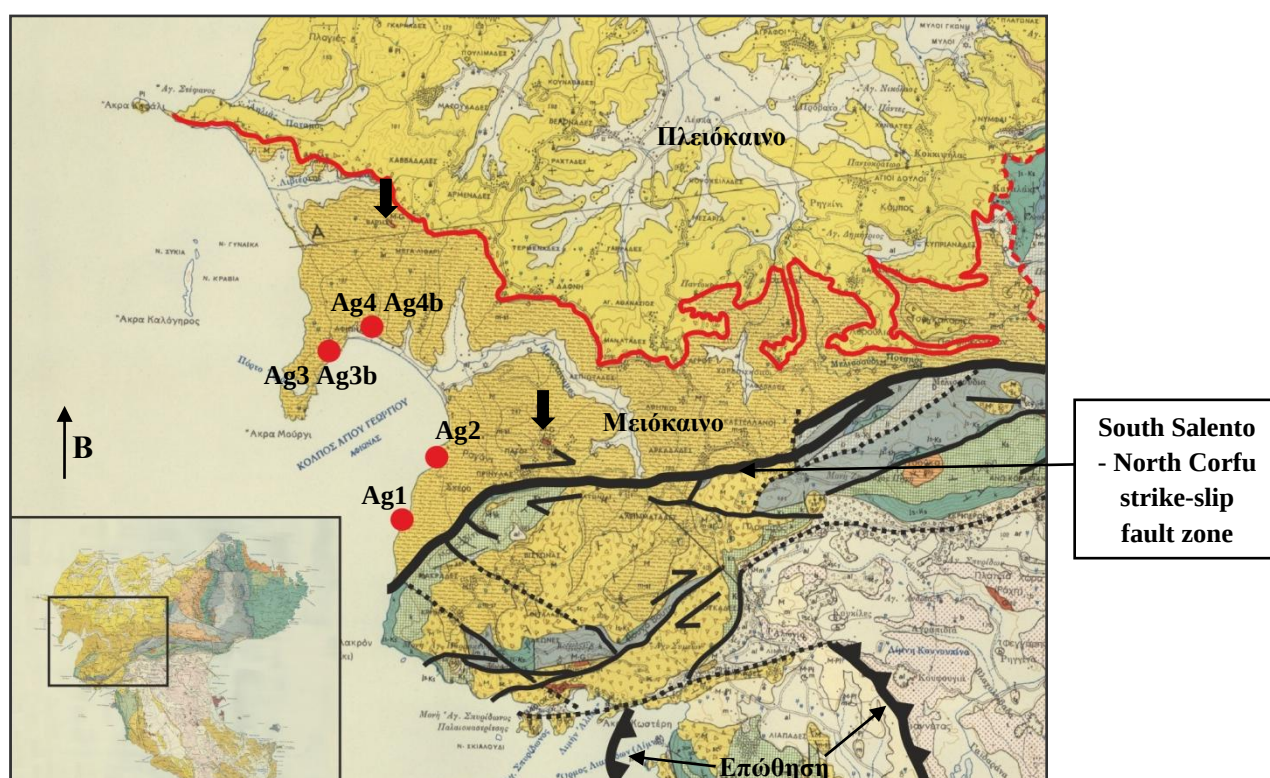


Εικόνα 6.8. Τυπικά σεισμικά προφίλ κατά μήκος της Απούλιας πλατφόρμας και των λεκανών προχώρας και οπισθοχώρας της Ιονίου (Monopolis and Bruneton, 1982, τροποποιημένος από Maravelis et al., 2012). Η κόκκινη διακεκομμένη γραμμή δείχνει την Ιόνια επώθηση, ενώ τα βελάκια δείχνουν πιθανές περιοχές παγίδευσης.

7. ΕΡΓΑΣΙΑ ΥΠΑΙΘΡΟΥ

7.1. Περιγραφή της υπό μελέτη περιοχής.

Κατά την εργασία υπαίθρου, συλλέχτηκαν 79 δείγματα από 6 διαφορετικές τομές, οι οποίες βρίσκονται στην παράκτια περιοχή του κόλπου του Άγιου Γεωργίου Πάγων (εικόνα 7.1). Επίσης έγινε δειγματοληψία ακόμα 9 δειγμάτων από τη βόρεια περιοχή της Κέρκυρας (περιοχή Καρουσάδων-Αστρακερί-Ρόδα-Ζυγούς). Έτσι προέκυψε η παρακάτω στρωματογραφική διάρθρωση:

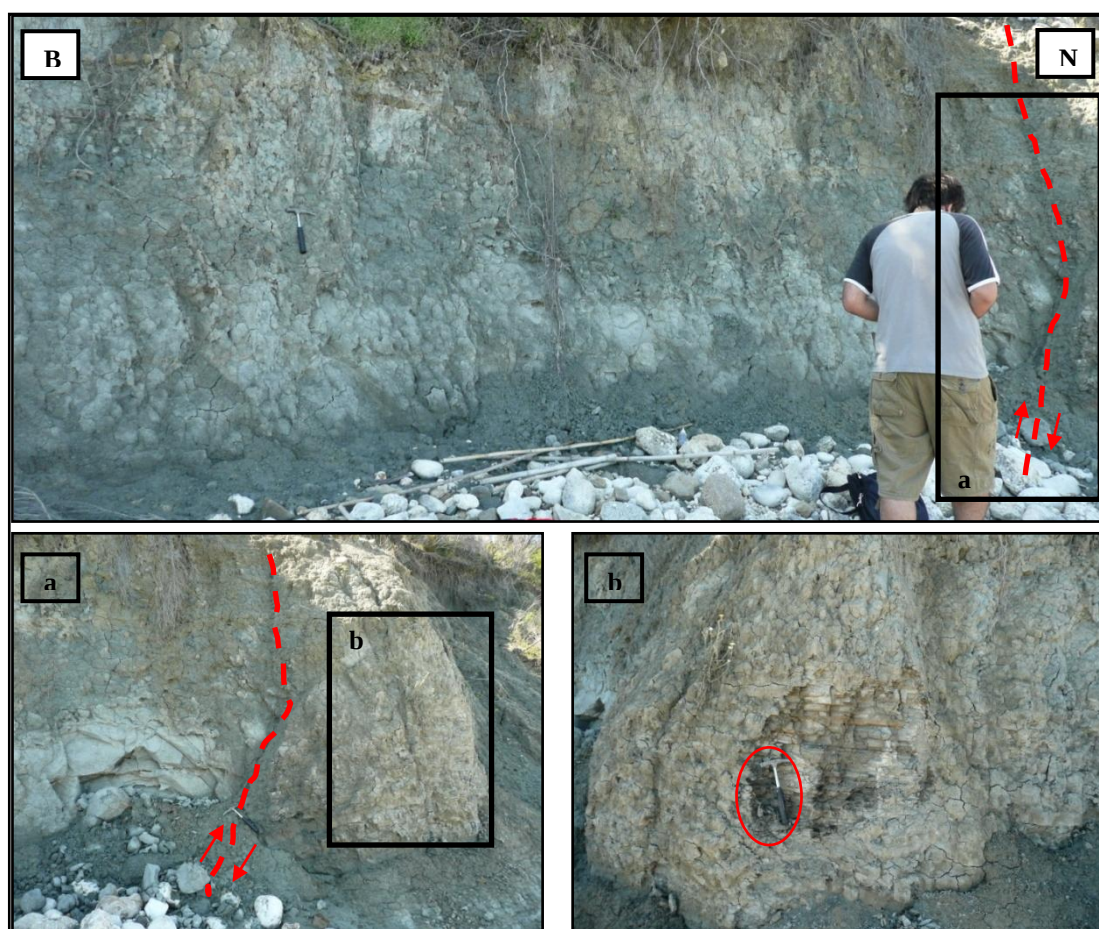


Εικόνα 7.1. Τροποποιημένος γεωλογικός χάρτης της περιοχής Αγίου Γεωργίου Πάγων (ΙΓΜΕ, 1962, φύλλο Βόρειος Κέρκυρα), όπου με κόκκινη γραμμή σημειώνεται η επαφή του Μειοκαινίου – Πλειοκαινίου, και με κόκκινη διακεκομμένη η επαφή του Μειο-Πλειοκαινίου με το υπόβαθρο, με μαύρη γραμμή σημειώνονται τα ρήγματα της περιοχής, με μαύρη διακεκομμένη γραμμή εμφανίζονται πιθανά ρήγματα της περιοχής σύμφωνα με τον γεωλογικό χάρτη του ΙΓΜΕ, 1962 (φύλλο Βόρειος Κέρκυρα), με βέλος οι εμφανίσεις γύψου Μειοκαινικής ηλικίας και τέλος, οι θέσεις των τομών.

Η τομή Ag1 (εικόνα 7.2) βρίσκεται στα νότια του κόλπου και έχει εκτιμώμενο πάχος περίπου τα 3m. Στην τομή παρατηρούνται εναλλαγές κυανότεφρης ιλύος, με μικρές

παρενστρώσεις άμμου. Τα στρώματα αυτά παρουσιάζονται υπό-οριζόντια, ενώ το πάχος της άμμου αυξάνει προς τα επάνω (από 2cm σε 10cm). Οι εναλλαγές αλλάζουν την συχνότητα τους, από την βάση προς την οροφή, από 6:1 σε 3:1 (ιλύς-άμμος), μειώνοντας την συχνότητα των στρωμάτων της ιλύος.

Στο νότιο τμήμα της τομής υπάρχει πιθανή παρουσία ρήγματος (εικόνα 7.2), που δείχνει επανάληψη του κύκλου με άμμους που παχαίνουν προς τα επάνω, και ιλύς με λεπτότερα πάχους στρώματα, ενώ η συχνότητα εναλλαγής των στρωμάτων γίνεται 2:1 (ιλύς-άμμος). Η τομή ακολουθεί προς Παλαιοκαστρίτσα (νότια) μια ευρεία ζώνη ~50m «κατακλαστική-μεταβατική» με εναλλαγές κυανότεφρης ιλύος και ασβεστολιθικών λατυποπαγών (εικόνα 7.3). Στο τέλος της ζώνης εμφανίζονται οι ασβεστόλιθοι της Ιόνιας ζώνης, όπου σύμφωνα με τον γεωλογικό χάρτη του ΙΓΜΕ, 1962 (φύλλο Βόρειος και Νότιος Κέρκυρα) είναι Ιουρασικής ηλικίας.



Εικόνα 7.2. Τομή Ag1, στην οποία παρατηρήθηκαν οι εναλλαγές ιλύος-άμμου, νότια του κόλπου του Αγίου Γεώργιου Πάγων (πάνω) και η παρουσία ρήγματος με την επανάληψη του κύκλου (κάτω).



Εικόνα 7.3. Εναλλαγές λεπτόκοκκου υλικού και ασβεστολιθικών λατυποπαγών, η κόκκινη γραμμή δείχνει την επαφή των στρωμάτων.

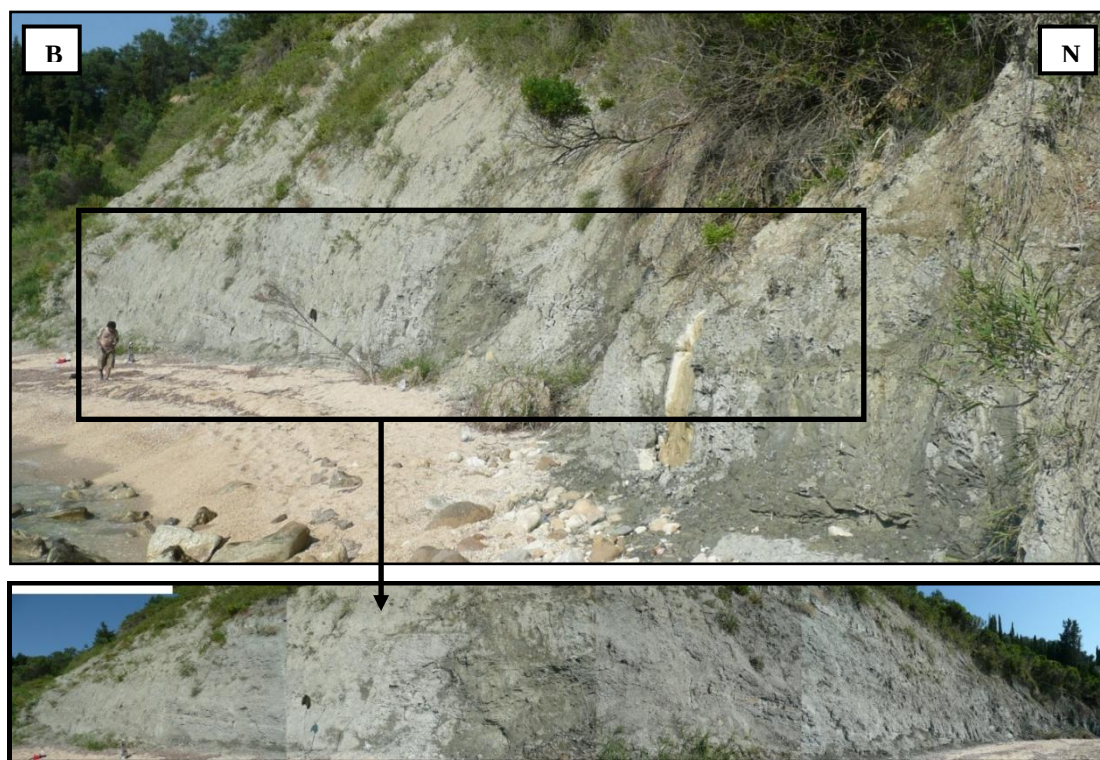
Προς βορρά (παραλία Άγιου Γεώργιου Πάγων), επικρατεί μια εκτεταμένη ζώνη ~20m χωρίς παρουσία τομών, με εμφάνιση διαβρωμένης ιλύος και ενίοτε κροκαλοπαγών. Στα πεσμένα τεμάχια κροκαλοπαγών έχουμε κυριαρχία ασβεστόλιθου, ενώ σπανιότερα έχουμε ιλύς - άμμο, στα οποία όμως παρατηρούνται δισκοειδής δομές διαφυγής του νερού. Μετά την ζώνη αυτή παρατηρείται κυανότεφρη ιλύς, πάχους ~1m, να υπέρκειται κροκαλοπαγούς πάχους ~1m (εικόνα 7.4).



Εικόνα 7.4. Κυανότεφρη ιλύς που υπέρκειται κροκαλοπαγή, η κόκκινη γραμμή δείχνει την επαφή των στρωμάτων.

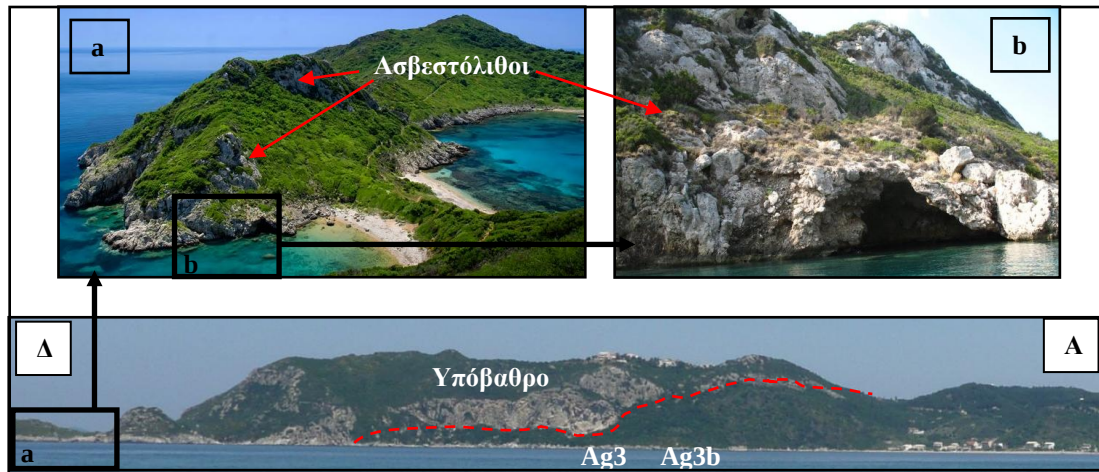
Βορειότερα (τομή Ag2) (εικόνα 7.5), πλευρικά και πιθανώς στρωματογραφικά χαμηλότερα από την προηγούμενη τομή (Ag1) (πριν την παραλία του Αγίου Γεωργίου Πάγων), παρατηρείται τομή εκτιμώμενου πάχους τα 30m.

Η τομή αποτελείται από εναλλαγές γκρι - καφέ οριζόντων ιλύος – άμμου που κλίνουν προς νότο. Οι εναλλαγές αλλάζουν την συχνότητα τους, από την βάση προς την οροφή, από 6:1 σε 3:1 (ιλύς-άμμος), μειώνοντας την συχνότητα των στρωμάτων της ιλύος. Τα στρώματα της ιλύς στην βάση έχουν πάχος τα 20cm που μειώνεται προς τα άνω, σε αντίθεση με τις παρεμβολές άμμου που αυξάνουν το πάχος τους από το κατώτερο προς το ανώτερο τμήμα.



Εικόνα 7.5. Τομή Ag2, στην οποία παρατηρήθηκαν εναλλαγές ιλύος - άμμου.

Στην απέναντι πλευρά του κόλπου (βορειότερα), παρατηρήθηκε τομή με εκτιμώμενο πάχος τα 10m (τομή Ag3) και αυξανόμενο κοκκομετρικό μέγεθος προς τα πάνω. Τα ιζήματα της τομής φαίνεται να βρίσκονται στην βάση ενός κανονικού ρήγματος που τα φέρνει σε επαφή με το υπόβαθρο (ασβεστόλιθους) (εικόνα 7.6).



Εικόνα 7.6. Ρήγμα στην βόρεια πλευρά του κόλπου του Αγίου Γεωργίου Πάγων, που φέρνει σε επαφή την τομή Ag3 με το υπόβαθρο.

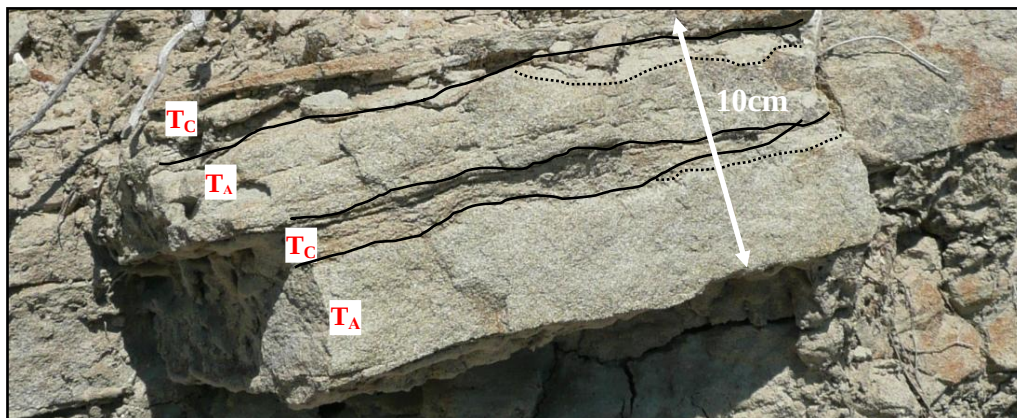
Η τομή Ag3 (εικόνα 7.7), αν και έχουμε εναλλαγές ιλύος - άμμου, είναι διαφορετική σε σχέση με τις προηγούμενες δύο τομές (Ag1 και Ag2). Η αναλογία της ιλύος - άμμου αλλάζει σχεδόν σε 1:1 (ιλύς - άμμος), με το πάχος της άμμου (~10cm) να είναι εμφανώς μεγαλύτερο της ιλύος (~4cm). Τα στρώματα αριστερά του ρήγματος παρουσιάζουν μια ΒΔ διεύθυνση κλίσεως με 48° κλίση, που αυξάνει σε σχεδόν 60° κλίση δεξιά του ρήγματος.



Εικόνα 7.7. Η τομή Ag3 στα βόρεια του κόλπου του Αγίου Γεωργίου Πάγων, που παρατηρήθηκαν εναλλαγές ιλύος - άμμου.

Στα στρώματα της άμμου αναγνωρίστηκε ρυτίδωση. Το γεγονός της απότομης μετάβασης των στρωμάτων (sharp contact) μεταξύ της άμμου και της ιλύος και η ταυτόχρονη απουσία μάκρο-απολιθωμάτων μας οδηγεί στην απόρριψη ενός ρηχού περιβάλλοντος απόθεσης (απόθεση θυέλλης), οδηγώντας μας στο συμπέρασμα

ύπαρξης ενός περιβάλλοντος βαθιάς θάλασσας που επιβεβαιώνεται και από την παρουσία των T_A και T_C οριζόντων της ημιτελούς ακολουθίας Bouma (εικόνα 7.8).



Εικόνα 7.8. Ακολουθία Bouma μέσα στην τομή Ag3. Τα γράμματα δείχνουν τις υποδιαιρέσεις της ακολουθίας Bouma.

Πλευρικά και στρωματογραφικά ανώτερα, τα στρώματα της άμμου αυξάνουν το πάχος τους, ακολουθούμενα από μια ζώνη περίπου 200m, με κροκαλοπαγή.

Πιο ανατολικά, πλευρικά της προηγούμενης τομής και στρωματογραφικά χαμηλότερα, στη τομή Ag3b με εκτιμώμενο πάχος τα 10m (εικόνα 7.9), παρατηρούνται εναλλαγές ιλύος - άμμου, με εμφανή κυριαρχία των στρωμάτων της άμμου (πάχους 40cm), σε σχέση με τα στρώματα της ιλύος (πάχους ~10cm), σχεδόν με συχνότητα 2:1 (άμμος - ιλύς). Τα στρώματα παρουσιάζουν διεύθυνση κλίσης 82° και κλίση 14° .



Εικόνα 7.9. Τομή Ag3b, πλευρικά της τομής Ag3, που παρατηρήθηκαν εναλλαγές ιλύς - άμμου.

Ανατολικά και προς το κέντρο της λεκάνης, παρατηρείται τομή (Ag4) εκτιμώμενου πάχους περίπου τα 5m, αποτελείται μόνο από στρώματα ιλύος (εικόνα 7.10). Τα στρώματα είναι πάχους ~10cm και παρουσιάζουν διεύθυνση κλίσης 322° και κλίση 42° .



Εικόνα 7.10. Τομή Ag4 στο κέντρο της λεκάνης, που παρατηρήθηκαν στρώματα ιλύς.

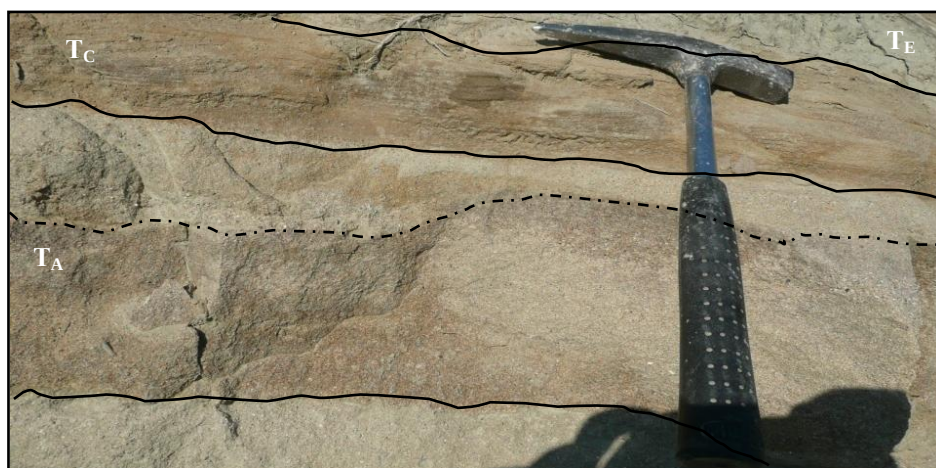
Νοτιότερα και στρωματογραφικά ανώτερα (τομή Ag4b), παρατηρείται τομή εκτιμώμενου πάχους περίπου τα 5m, με στρώματα ιλύος, μέσα στα οποία εμφανίζονται 4 επεισόδια άμμου (εικόνα 7.11), διαφορετικού πάχους το καθένα (από 10 έως 50cm). Η διεύθυνση κλίσης εξακολουθεί να είναι ίδια, όπως και στην προηγούμενη τομή (τομή Ag4), όμως η κλίση μειώνεται όσο ανεβαίνουμε στρωματογραφικά από 45° σε 20° .



Εικόνα 7.11. Τομή Ag4b, με τα τέσσερα επεισόδια άμμου που παρατηρήθηκαν μέσα στα στρώματα ιλύος.

Στο μεγάλους πάχους στρώμα άμμου αναγνωρίστηκε ρυτίδωση, η μετάβαση επαφής των στρωμάτων είναι απότομη, ενώ παράλληλα έχουμε και απουσία μακρο-απολιθωμάτων. Μπορούμε έτσι να δεχτούμε την ύπαρξη ενός περιβάλλοντος βαθιάς θάλασσας, που επιβεβαιώνεται και από την παρουσία των T_A , T_C και $T_E(?)$ της ημιτελούς ακολουθίας Bouma (εικόνα 7.12).

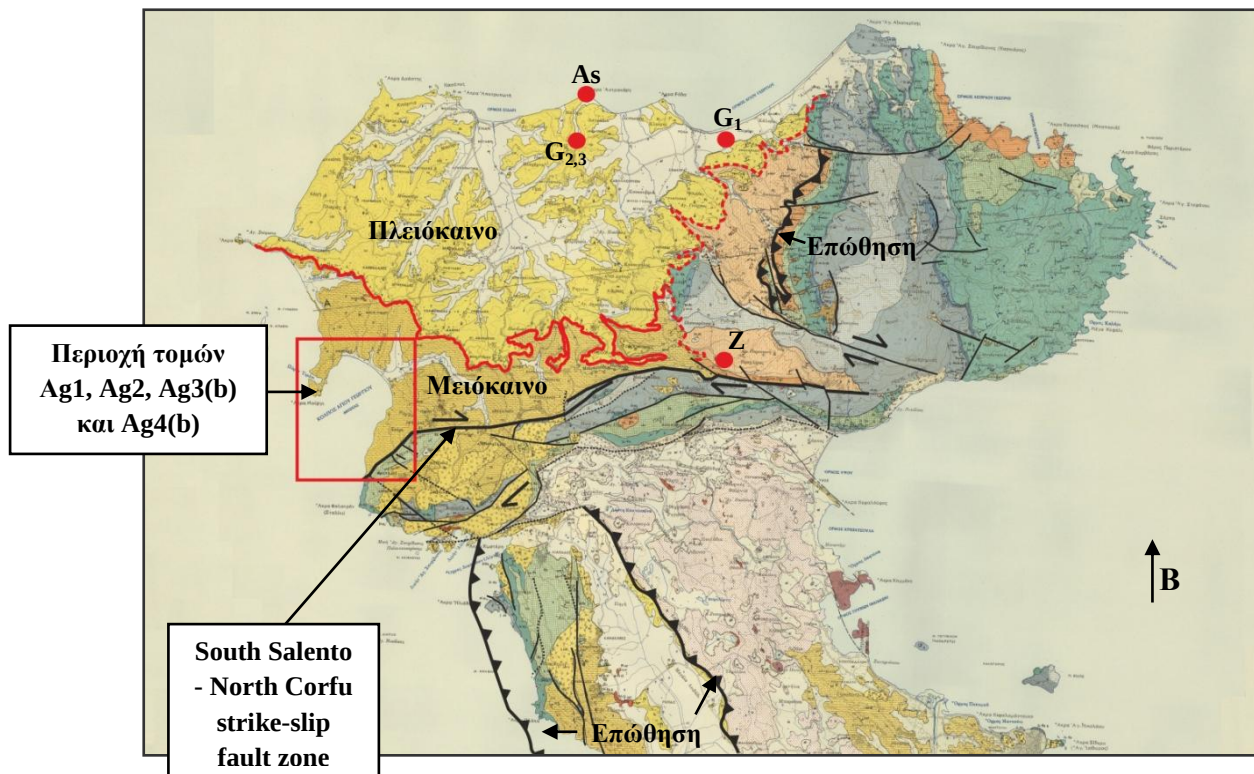
Η παρουσία της ημιτελούς ακολουθίας Bouma μας δηλώνει την παρουσία ενός περιβάλλοντος υποθαλάσσιου ριπιδίου και η αλλαγή κλίσης των στρωμάτων πιθανώς να δηλώνει την παρουσία slump, το οποίο φιλοξενείται πάνω από τον προηγούμενο κύκλο.



Εικόνα 7.12. Ακολουθία Bouma μέσα στην τομή Ag4b και συγκεκριμένα στο παχύ στρώμα άμμου. Τα γράμματα δείχνουν τις υποδιαιρέσεις της ακολουθίας Bouma.

Επιπροσθέτως, έγινε δειγματοληψία (Τομή As, G και Z) από την βόρεια περιοχή της Κέρκυρας (περιοχή Καρουσάδων-Αστρακερί-Ρόδα-Ζυγούς) (εικόνα 7.13), με σκοπό την σύγκριση του περιβάλλοντος ιζηματογένεσης των περιοχών μακριά της Ιόνιας επώθησης σε σχέση με την περιοχή κοντά σε αυτήν (προηγούμενες τομές).

Στο λιμάνι της περιοχής του χωριού Αστρακερί (τομή As), παρατηρήθηκε τομή (εικόνα 7.14) με εναλλαγές ιλύος - άμμου και εκτιμώμενο πάχος ~6m. Υπάρχουν σπάνιες παρεμβολές άμμου στο κατώτερο τμήμα, οι οποίες στα ανώτερα στρώματα αυξάνουν το πάχος τους (από 1-2cm σε 5cm), αλλά και την συχνότητα τους από 5:1 σε 3:1 έως και 2:1 (ιλύς - άμμος). Στην οροφή της τομής υπάρχει εδαφικός ορίζοντας, ενώ τα στρώματα παρουσιάζονται οριζόντια.



Εικόνα 7.13. Τροποποιημένος γεωλογικός χάρτης της περιοχής Αγίου Γεωργίου Πάγων (ΙΓΜΕ, 1962, φύλλο Βόρειος Κέρκυρα), όπου με κόκκινη γραμμή σημειώνεται η επαφή του Μειοκαίνου – Πλειοκαίνου, και με κόκκινη διακεκομμένη η επαφή του Μειο-Πλειοκαίνου με το υπόβαθρο, με μαύρη γραμμή σημειώνονται τα ρήγματα της περιοχής, με μαύρη διακεκομμένη γραμμή εμφανίζονται πιθανά ρήγματα της περιοχής σύμφωνα με τον γεωλογικό χάρτη του ΙΓΜΕ, 1962 (φύλλο Βόρειος Κέρκυρα), και τέλος, οι θέσεις των τομών.



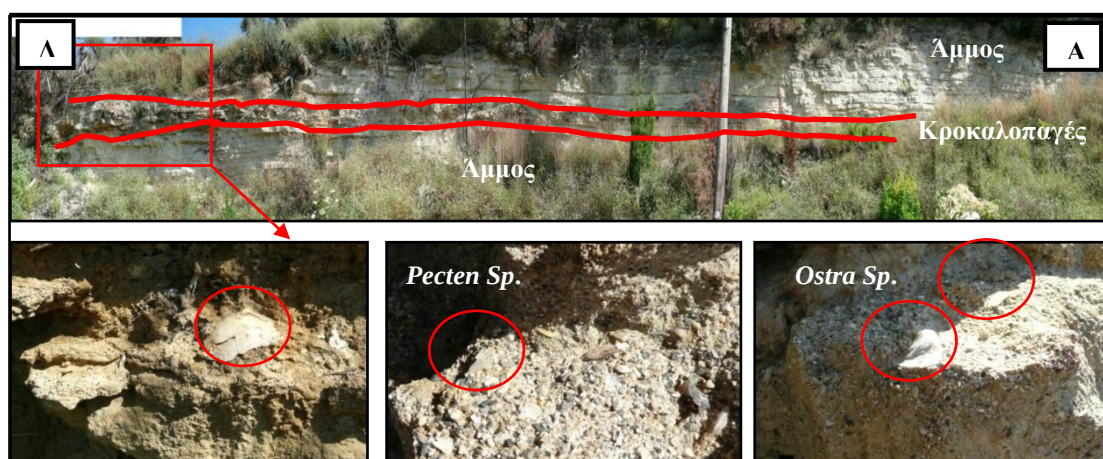
Εικόνα 7.14. Η τομή As που παρατηρήθηκαν εναλλαγές ιλύος – άμμου, στην περιοχή Αστρακερί.

Ανατολικά της περιοχής του χωριού Ρόδα, (δείγμα G1) παρατηρήθηκε τεχνική τομή (εικόνα 7.15) ύψους ~5m από λεπτостρωματώδη λευκότεφρο μαργαϊκό ασβεστόλιθο, πλούσιο σε απολιθώματα.



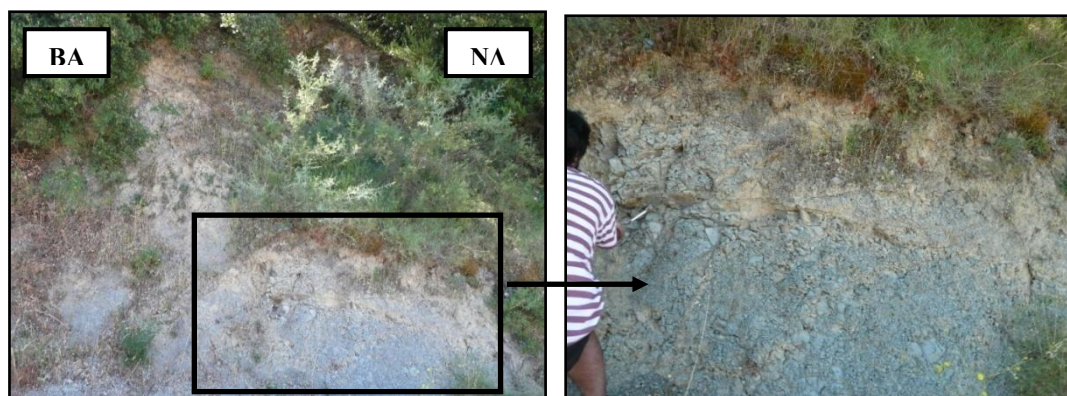
Εικόνα 7.15. Τεχνική τομή (G1) που παρατηρήθηκε λεπτοστρωματώδης λευκότεφρος μαργαϊκός ασβεστόλιθος.

Δυτικά της περιοχής του χωριού Ρόδα, προς τη περιοχή Καρουσάδων, παρατηρήθηκε τομή (G2-3) με εναλλαγές άμμου συνολικού πάχους 2m με κροκαλοπαγές πάχους 50cm. Η τομή αυτή πιθανόν αποτελεί την οροφή των δειγμάτων As. Στην τομή φαίνονται στρώματα άμμου κατά τόπους ερυθρά, πλούσια σε απολιθώματα παραλίας (εικόνα 7.16), ενώ το μεσαίο στρώμα (πιο παχύ) μπορεί να χαρακτηριστεί σαν beach rock.



Εικόνα 7.16. Η τομή G2-3 που παρατηρήθηκαν εναλλαγές άμμου πλούσιου σε απολιθώματα παραλίας (δίθυρα) με κροκαλοπαγές.

Τέλος, μεταξύ της περιοχής Ζυγού - Ομαλού (τομή Z), παρατηρήθηκε τομή (εικόνα 7.17) εκτιμούμενου πάχους ~5m. Το υλικό φαίνεται να είναι πηλίτης, κυανότεφρου χρώματος, ενώ παρατηρούνται πεσμένα τμήματα (στρώματα άμμου) με χαρακτηριστικές δισκοειδής δομές διαφυγής του νερού.



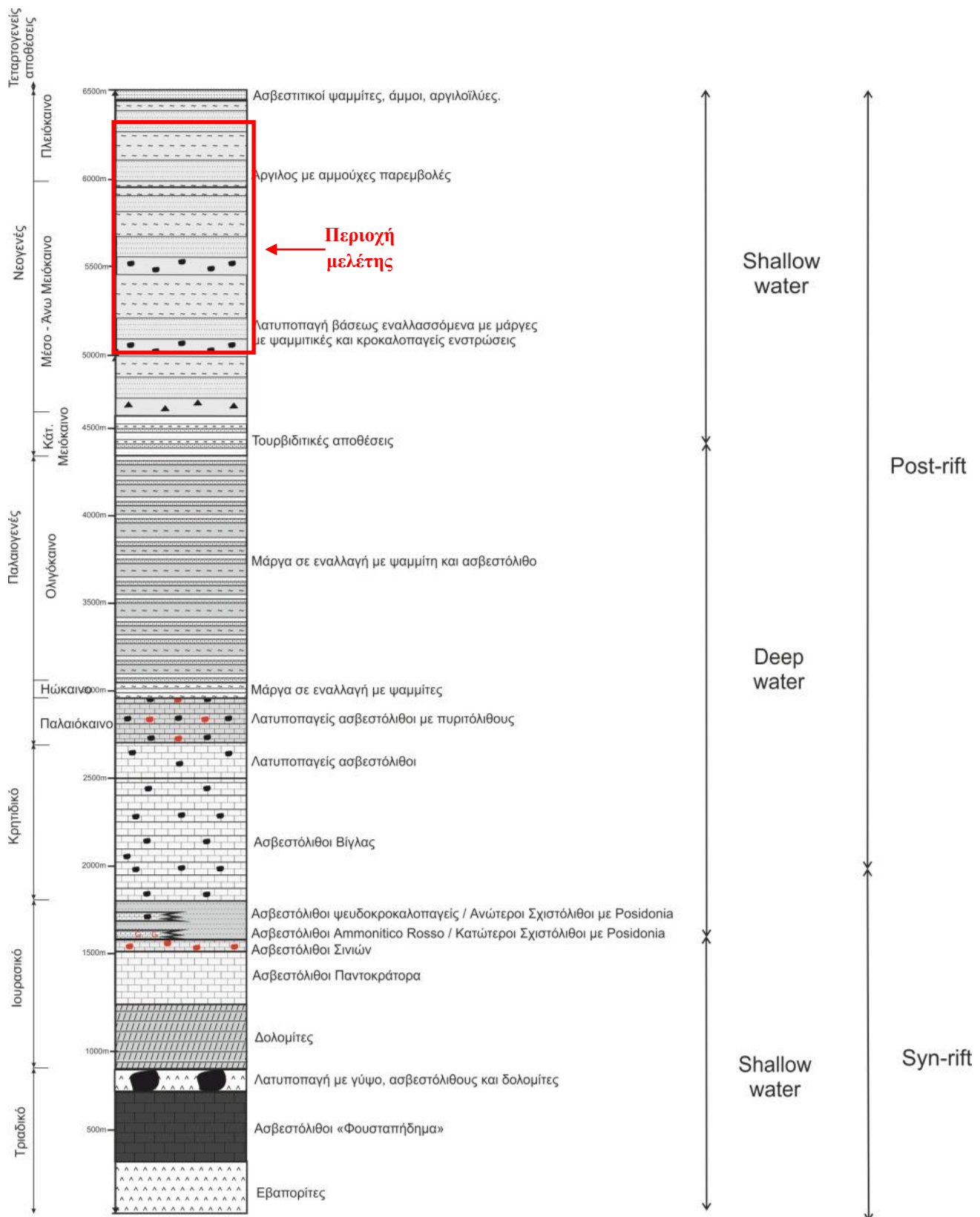
Εικόνα 7.17. Τομή Z, που παρατηρήθηκαν στρώματα πηλίτη.

7.2. Στρωματογραφικές στήλες.

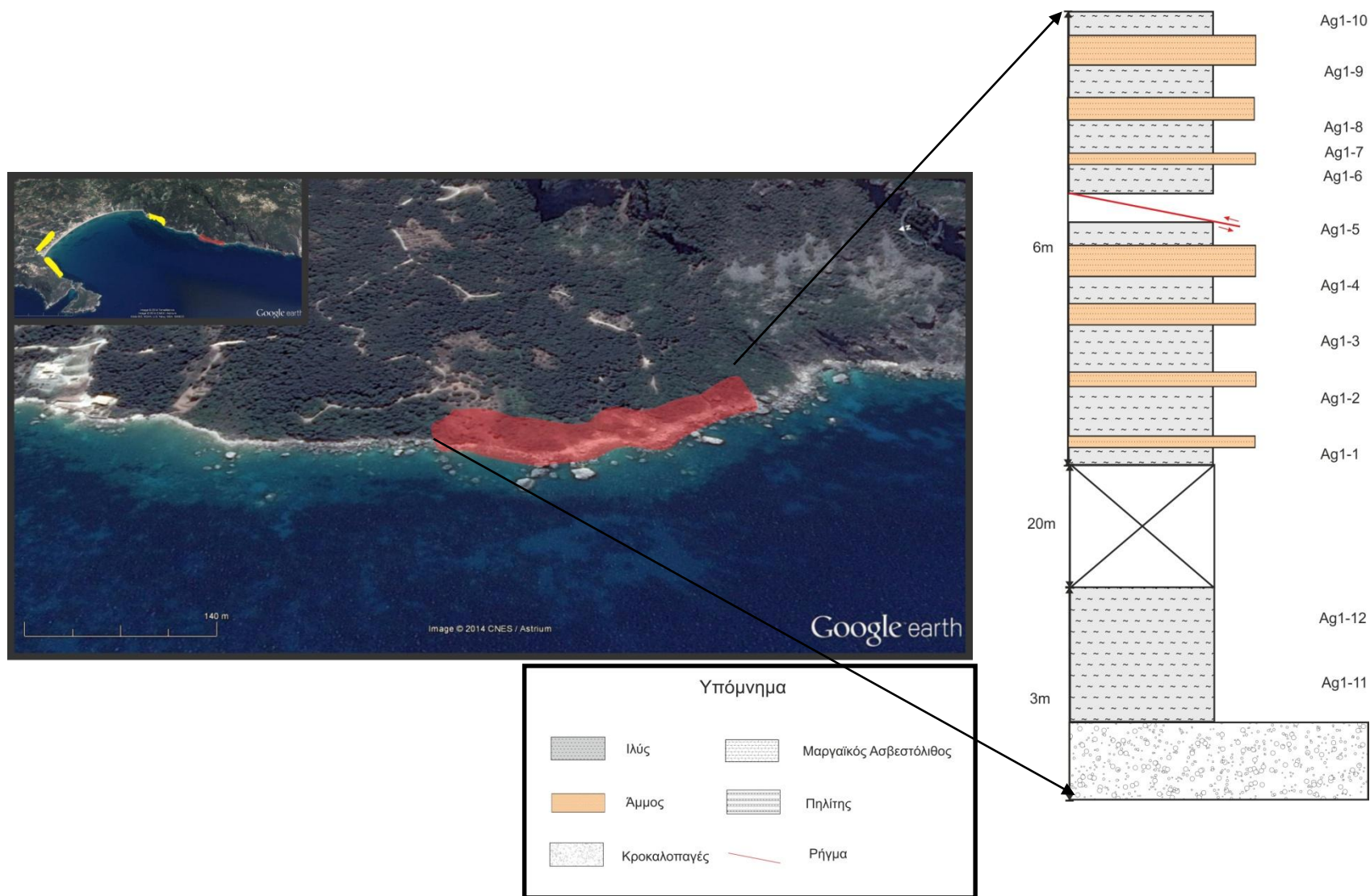
Παρακάτω παρατίθενται η συγκεντρωτική στρωματογραφική στήλη των σχηματισμών της Κέρκυρας (εικόνα 7.18) και στην συνέχεια (εικόνες 7.19 έως 7.24) ακολουθούν οι στρωματογραφικές στήλες των τομών που περιγράφηκαν, δίνοντας και την θέση των δειγμάτων που συλλέχθηκαν.

Στην εικόνα 7.25 παρουσιάζονται τα κύρια ρήγματα σύμφωνα με τον γεωλογικό χάρτη του Ι.Γ.Μ.Ε., φύλλο Βόρειος Κέρκυρα, (1962) , τα πιθανά ρήγματα, τα οποία αναγνωρίστηκαν από την μορφολογία του εδάφους και το όριο Μειοκαίνου – Πλειοκαίνου και στην εικόνα 7.26 παρουσιάζονται εικόνες του κόλπου του Άγιου Γεώργιου Πάγων, στις οποίες απεικονίζονται τα κύρια και πιθανά ρήγματα που αναγνωρίστηκαν από την μορφολογία του εδάφους, καθώς και οι θέσεις των τομών.

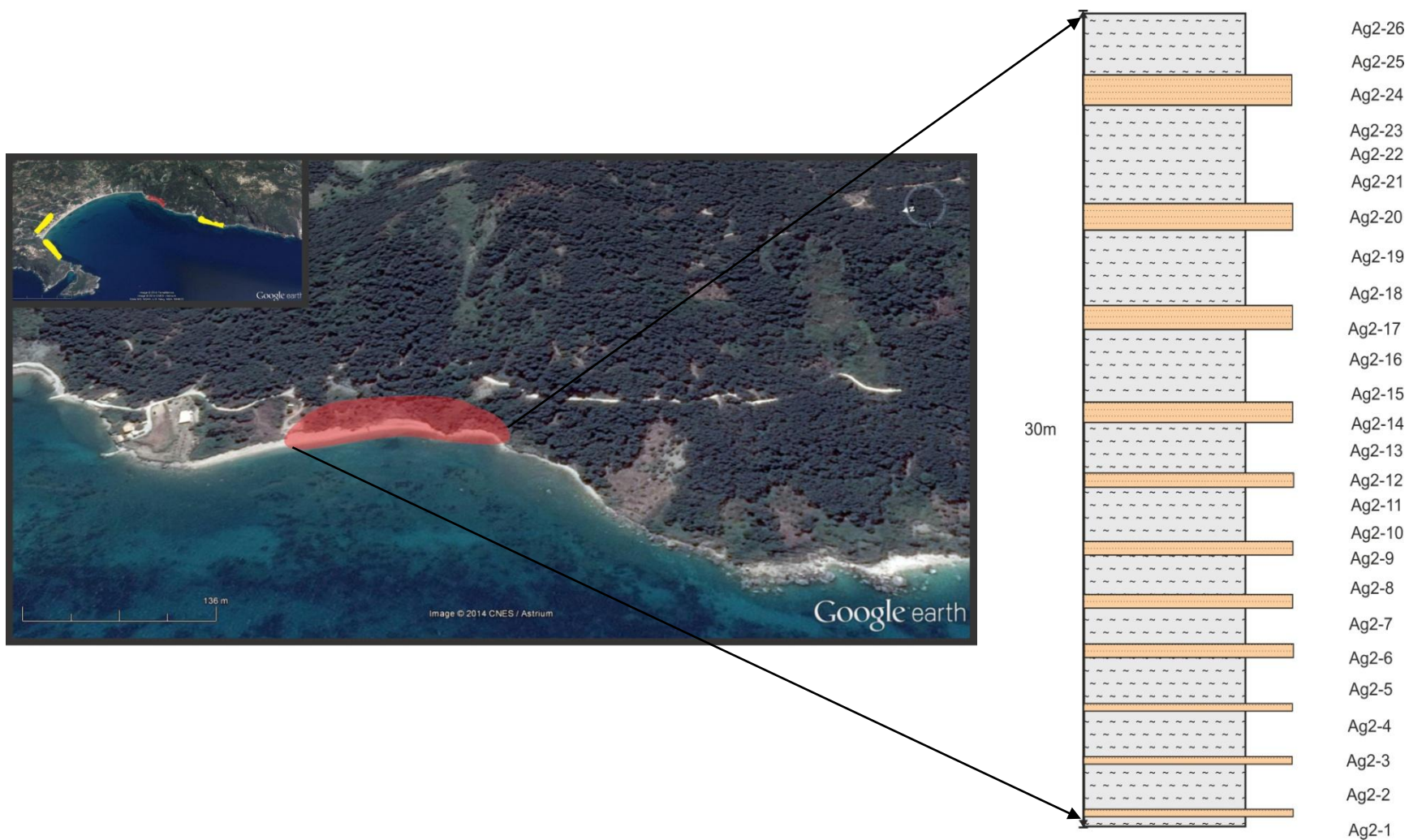
Τέλος, στην εικόνα 7.27 παρουσιάζονται οι κλίσεις των στρωμάτων, τα κύρια ρήγματα της περιοχής και οι σύνθετες στρωματογραφικές στήλες ανά θέση:



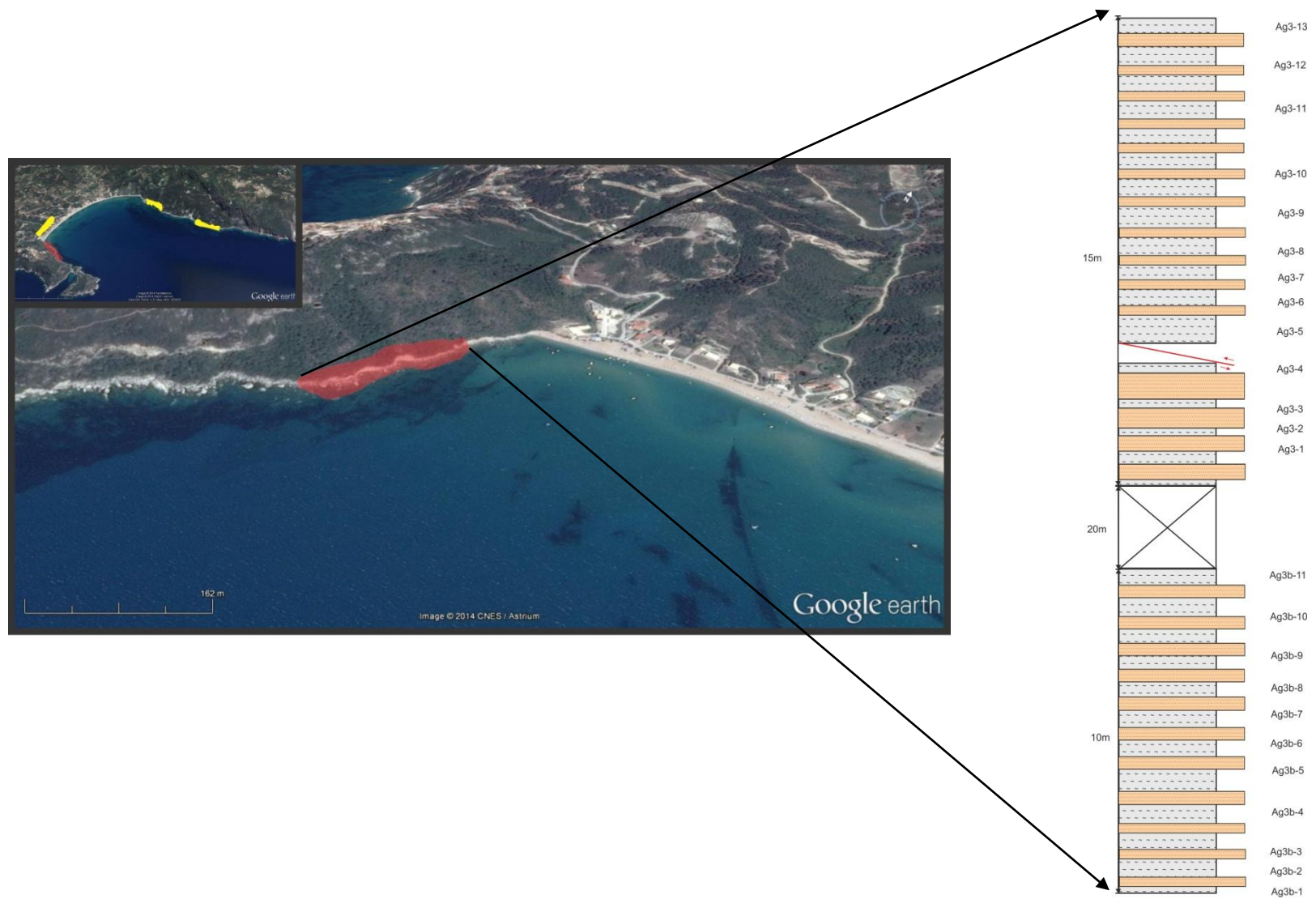
Εικόνα 7.18. Η συγκεντρωτική στρωματογραφική στήλη των σχηματισμών της Κέρκυρας. Η τομή προέκυψε από την σύνθεση στρωματογραφικών στηλών των Zelilidis et al., 2003 και τους χάρτες του IGME για την Κέρκυρα (φύλλα βόρειος και νότιος Κέρκυρα).



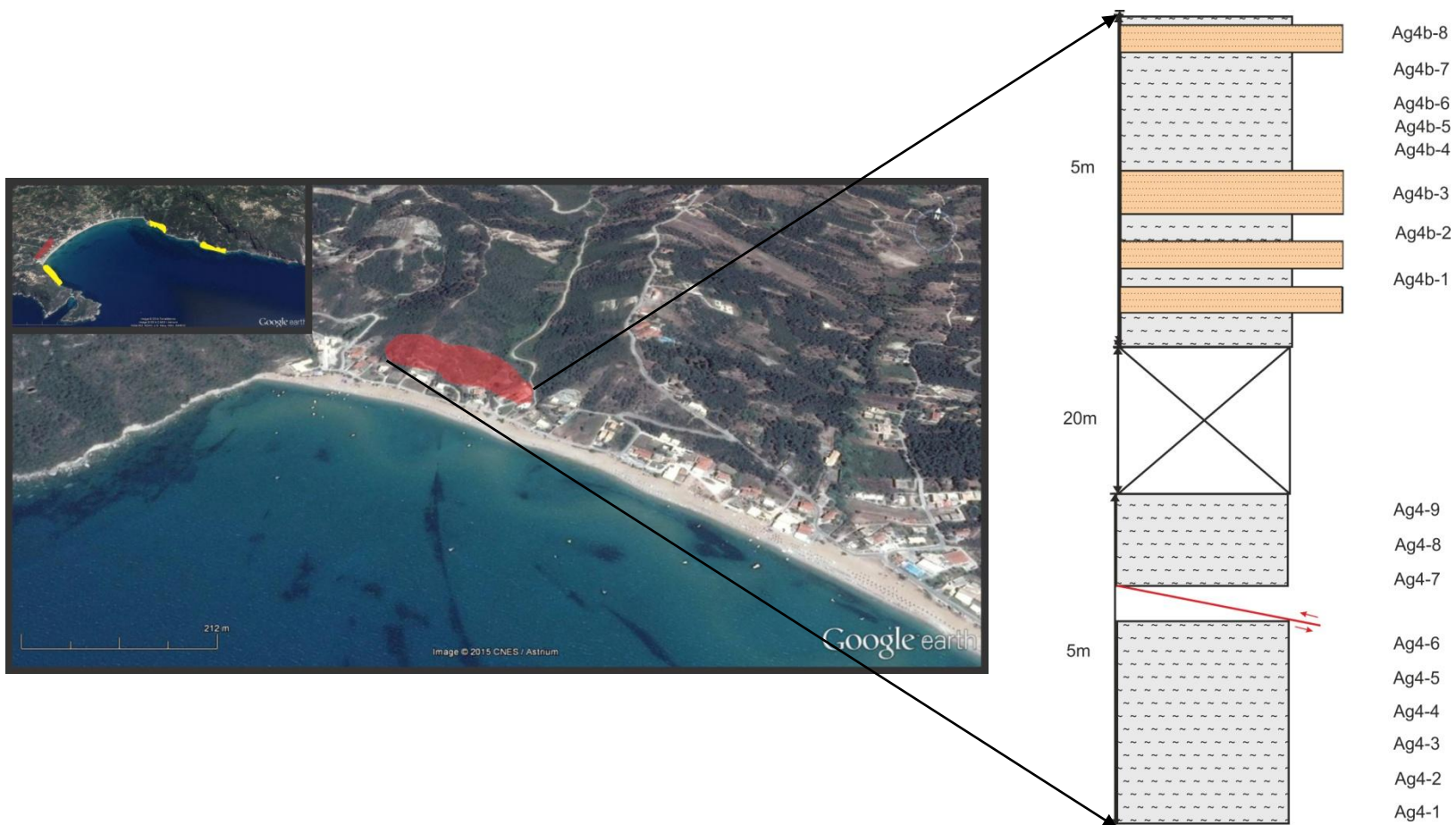
Εικόνα 7.19. Τομή Ag1 στην νότια περιοχή του κόλπου του Αγίου Γεώργιου Πάγων.



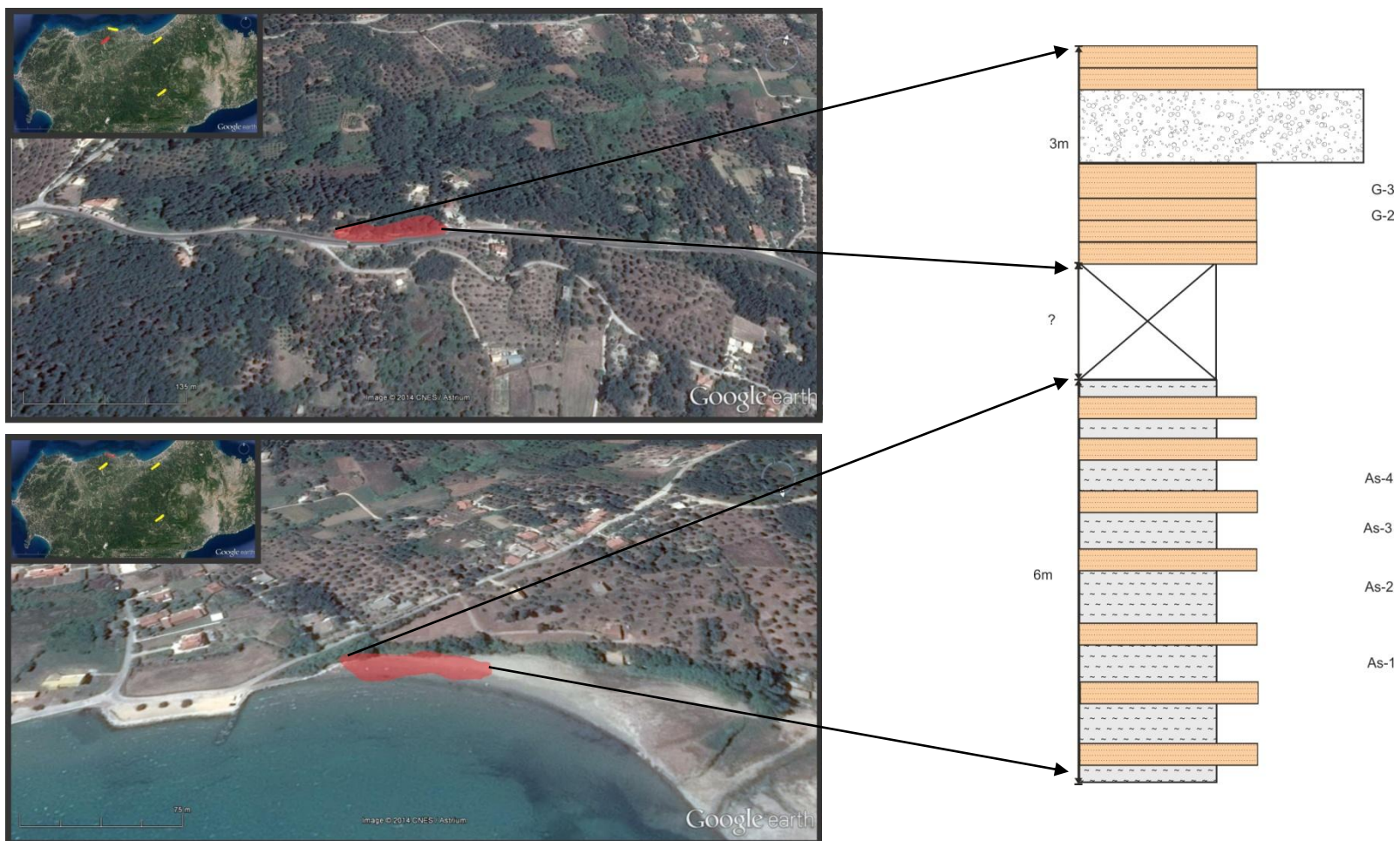
Εικόνα 7.20. Τομή Ag2 στην νότια περιοχή του κόλπου του Αγίου Γεώργιου Πάγων.



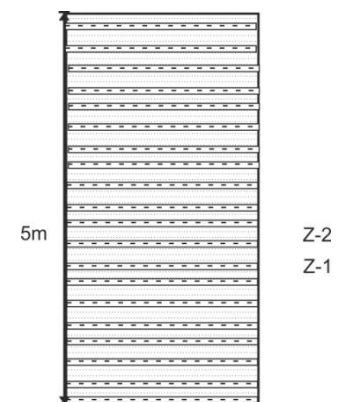
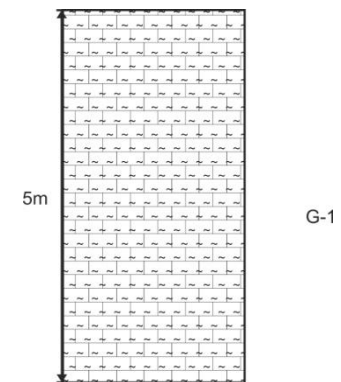
Εικόνα 7.21. Τομή Ag3 και Ag3b στην βορειοδυτική περιοχή του κόλπου του Αγίου Γεωργίου Πάγων.



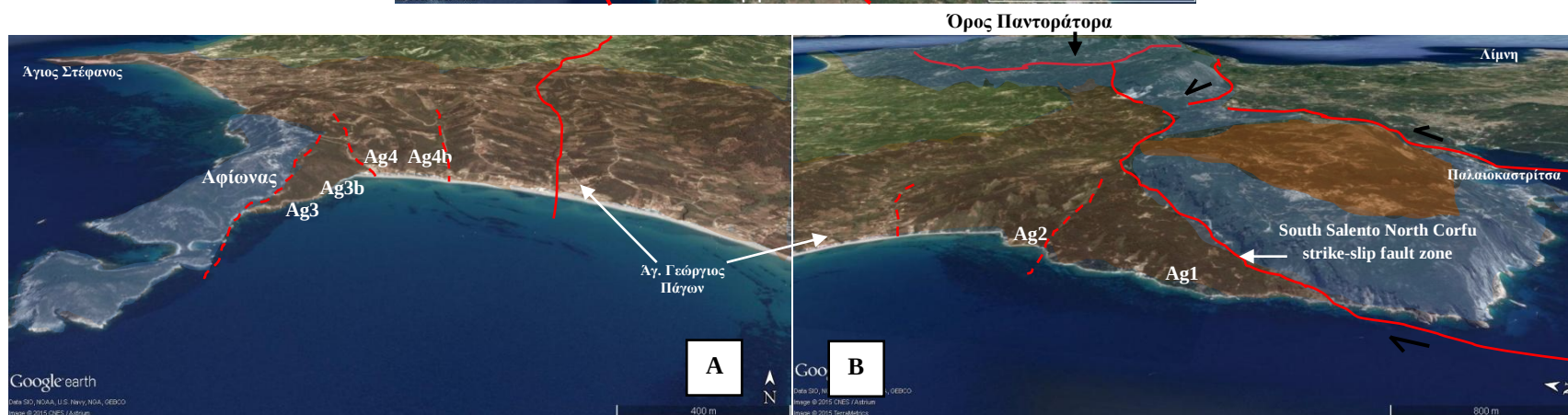
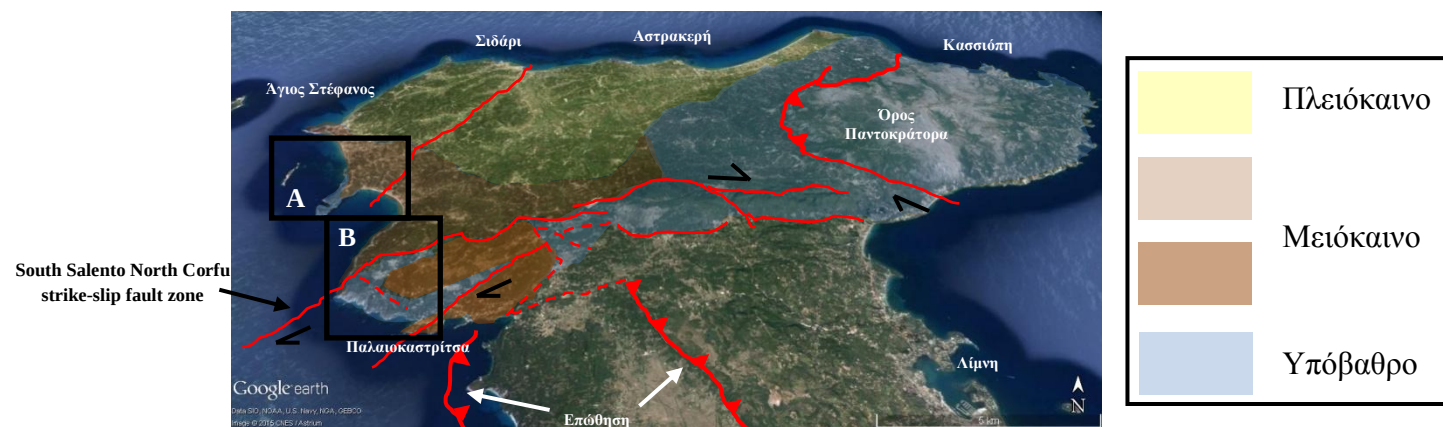
Εικόνα 7.22. Τομή Ag4 και Ag4b στην βόρεια περιοχή του κόλπου του Αγίου Γεωργίου Πάφου.



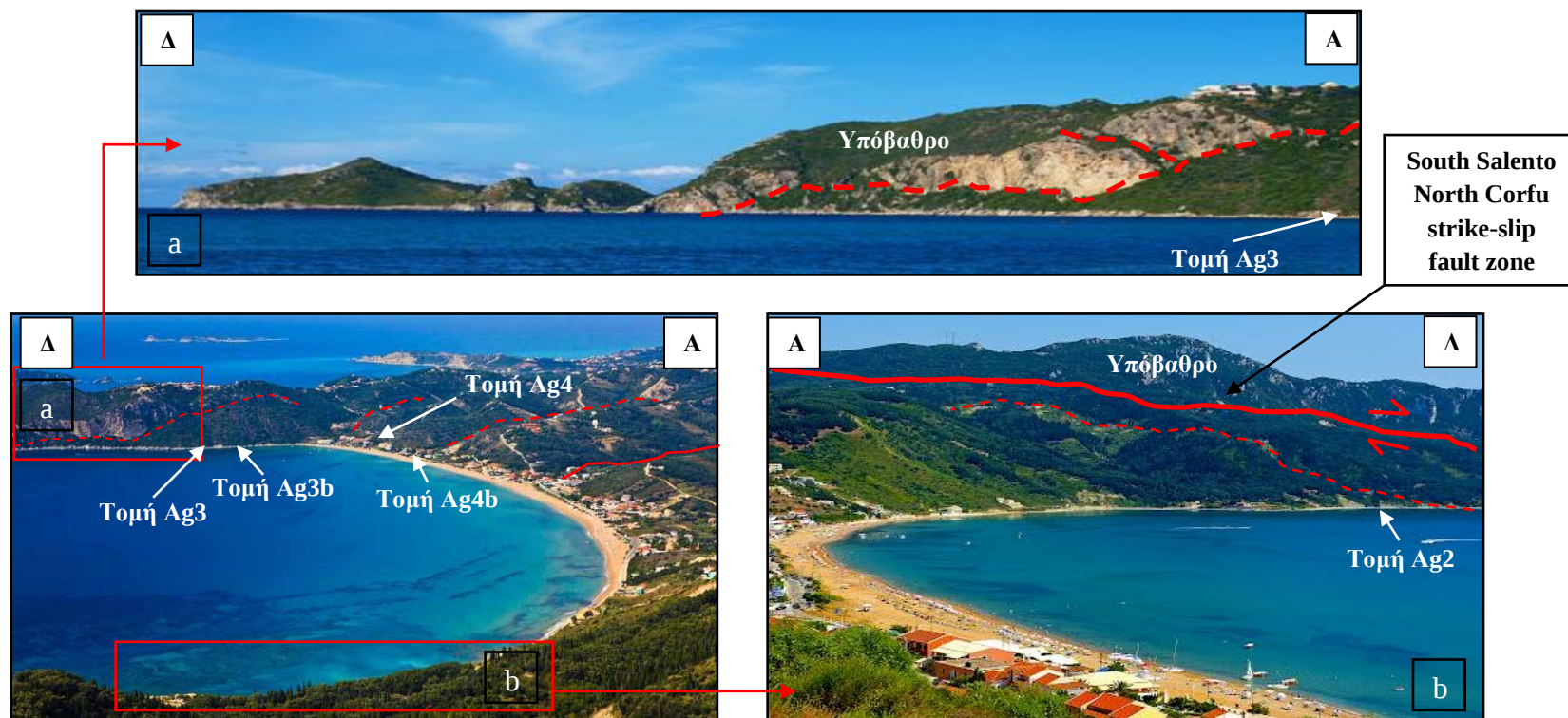
Εικόνα 7.23. Τομή As και G2,3 στην βόρεια περιοχή της Κέρκυρας.



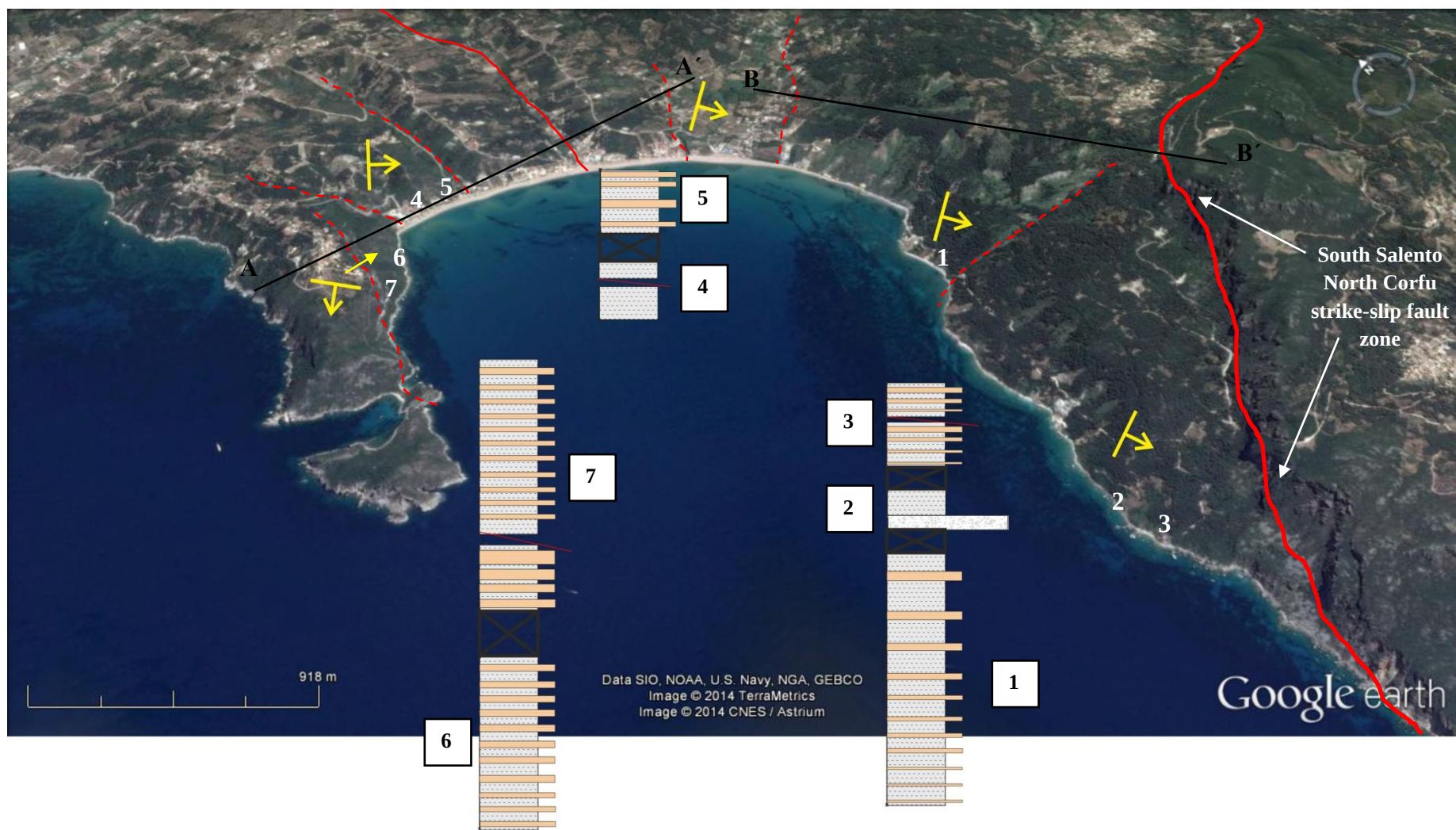
Εικόνα 7.24. Τομή G1 και Z στην βόρεια περιοχή της Κέρκυρας.



Εικόνα 7.25. Τροποποιημένες εικόνες από το Google earth, στις οποίες παρουσιάζονται με κόκκινη γραμμή τα κύρια ρήγματα της περιοχής μελέτης, όπως παρουσιάζονται από τον γεωλογικό χάρτη του Ι.Γ.Μ.Ε., φύλλο Βόρειος και Νότιος Κέρκυρα, (1962) και από τον σεισμοτεκτονικό χάρτη της Ελλάδας του Ι.Γ.Μ.Ε., (1989), με διακεκομμένη κόκκινη γραμμή παρουσιάζονται πιθανά ρήγματα, τα οποία αναγνωρίστηκαν από την μορφολογία.



Εικόνα 7.26. Εικόνες του κόλπου του Αγίου Γεωργίου Πάγων, που αντιστοιχούν στις εικόνες 7.25 Α και Β και στις οποίες παρουσιάζονται με κόκκινη γραμμή τα κύρια ρήγματα της περιοχής μελέτης, με διακεκομμένη κόκκινη γραμμή παρουσιάζονται ρήγματα που αναγνωρίστηκαν από την μορφολογία του εδάφους, καθώς και οι θέσεις των τομών.



Εικόνα 7.27. Τροποποιημένη εικόνα από το Google earth, στην οποία παρουσιάζονται οι κλίσεις των στρωμάτων, τα ρήγματα της περιοχής και οι σύνθετες στρωματογραφικές στήλες ανά θέση, όπου 1=Ag2, 2,3=Ag1, 4= Ag4, 5=Ag4b, 6=Ag3b και 7=Ag3.

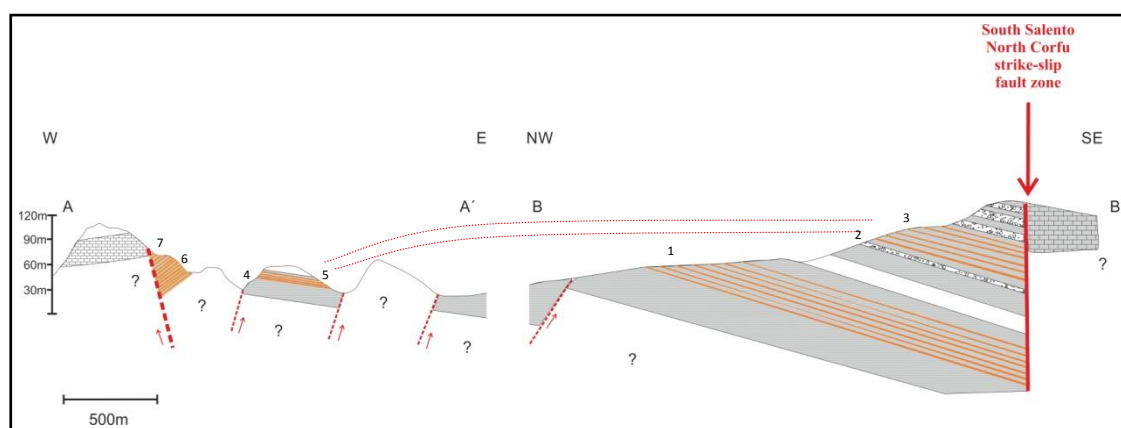
7.3. Παλαιογεωγραφική εξέλιξη

Μέσα από την ανάλυση ιζηματολογικών και τεκτονικών δεδομένων που περιγράφηκαν σε προηγούμενα κεφάλαια, την διεύθυνση και φορά κλίσης των στρωμάτων, μας δίνεται η δυνατότητα δημιουργίας σεναρίων μέσα από τα οποία μπορεί να περιγραφτεί η παλαιογεωγραφική εξέλιξη της περιοχής μελέτης.

Πρέπει να σημειώσουμε ότι για την ορθή και καλύτερη απόδοση των παρακάτω σεναρίων χρειάζεται εκτενής μικροτεκτονική και βιοστρωματογραφική μελέτη της περιοχής.

Επιπροσθέτως, λόγω της απουσίας παλαιορευματικών δεδομένων στα ιζήματα της περιοχής και γνωρίζοντας: 1. την παρουσία της επώθησης ανατολικά της περιοχής μελέτης, η οποία ανυψώνει την οροσειρά του Παντοκράτορα, δημιουργώντας έντονο ανάγλυφο και 2. την παρουσία του οριζόντιου ρήγματος «South Salento - North Kerkyra strike-slip fault zone», το οποίο είναι ενεργό από το Ολιγόκαινο έως και σήμερα, δρώντας ως διάυλος μεταφοράς ιζημάτων, μπορούμε να δεχτούμε ότι η τροφοδοσία της λεκάνης γινόταν κατά κύριο λόγο από τα ανατολικά και με διεύθυνση Α-Δ.

Στην εικόνα 7.28 παρουσιάζονται οι τομές ΑΑ' και ΒΒ' της περιοχής μελέτης, στις οποίες παρουσιάζονται τα ρήγματα, η γεωμετρία και η θέση των στρωμάτων στο χώρο, από απευθείας παρατήρηση φυσικών τομών στην ύπαιθρο.



Εικόνα 7.28. Τομή ΑΑ' και ΒΒ' της περιοχής μελέτης, οι διαδρομές των οποίων φαίνονται στην εικόνα 7.28 και στις οποίες φαίνονται τα ρήγματα, πώς αυτά επηρεάζουν το ανάγλυφο αλλά και την στρωματογραφική ακολουθία της περιοχής, όπου 1=Ag2, 2,3=Ag1, 4= Ag4, 5=Ag4b, 6=Ag3b και 7=Ag3

Σενάριο Α.

Έχοντας υπόψη την παρουσία του κανονικού ρήγματος στα βόρεια της περιοχής μελέτης (εικόνα 7.26α), το οποίο φέρνει σε επαφή τα ιζήματα με το υπόβαθρο, γνωρίζουμε ότι τα ιζήματα των τομών 6 (Ag3) και 7 (Ag3b) βρίσκονται στην βάση του ρήγματος αυτού, η οποία βυθίζεται.

Πιο ανατολικά, στην κεντρική περιοχή του κόλπου του Άγιου Γεώργιου Πάγων, έχουμε την παρουσία επάλληλων λιστρικών ρηγμάτων (εικόνα 7.25Α και εικόνα 7.26). Τα ρήγματα αυτά ανυψώνουν και παράλληλα στρίβουν τα ιζήματα των τομών 4 (Ag4) και 5 (Ag4b) δημιουργώντας ράμπες (σκαλοπάτια), διαμορφώνοντας την κατανομή που φαίνεται και στην εικόνα 7.28 (τομή ΑΑ').

Εξετάζοντας έτσι την διεύθυνση και φορά κλίσης των στρωμάτων στην κεντρική και νότια περιοχή του κόλπου (εικόνα 7.27), το γεγονός ότι λόγω της δράσης των λιστρικών ρηγμάτων τα ιζήματα των τομών 4 και 5 ανυψώνονται και ότι τα ιζήματα των τομών 6 και 7 βυθίζονται σε σχέση με την λοιπή στρωματογραφική ακολουθία (εικόνα 7.28), καθώς επίσης και το γεγονός ότι τα ιζήματα των τομών 6 και 7 βρίσκονται πολύ κοντά στο κύριο λιστρικό ρήγμα και θεωρητικά αποτελούν το τελευταίο γεγονός ιζηματογένεσης σε μια ασύμμετρη λεκάνη με το βάθος να είναι μεγαλύτερο κοντά στη βάση του λιστρικού ρήγματος, μπορούμε να θεωρήσουμε ότι τα ιζήματα της τομής 6 και 7 είναι τα νεότερα της στρωματογραφικής ακολουθίας του κόλπου.

Η διεύθυνση και φορά κλίσης των ιζημάτων στις τομές 6 και 7 είναι διαφορετική σε σχέση με την λοιπή στρωματογραφική ακολουθία (τομές 1 έως 5) που βρίσκεται στα κεντρικά και νότια του κόλπου και μπορεί να συσχετιστεί με την δράση του κανονικού ρήγματος που τα φέρνει σε επαφή με το υπόβαθρο, αλλά και την παράλληλη δράση των λοιπών επάλληλων λιστρικών ρηγμάτων στην κεντρική περιοχή του κόλπου του Άγιου Γεώργιου Πάγων που ανυψώνουν και παράλληλα στρίβουν τα ιζήματα δημιουργώντας ράμπες (σκαλοπάτια).

Έτσι, στην αρχή της ιζηματογένεσης, έχουμε την απόθεση των ιζημάτων των τομών 1 έως 5. Τα ιζήματα των τομών 4 και 5, που βρίσκονται στο κεντρικό σημείο του κόλπου παρουσιάζουν κοινά λιθολογικά χαρακτηριστικά με τα ιζήματα στις τομές 2 και 3, που βρίσκονται στα νότια. Έτσι, είτε μπορούν να συσχετιστούν ως κοινό στρώμα με την λογική της πλευρικής συνέχειας και διαφοροποίησης κατά την

ιζηματογένεση, είτε αποτελούν συνέχεια κύκλων ιζηματογένεσης μέσα στην ίδια ακολουθία (εικόνα 7.28).

Παράλληλα, η παρουσία της ακολουθίας Bouma σε αμμούχα στρώματα της τομής 5, που δηλώνει τουρβιδιτικές αποθέσεις, μπορεί να συνδεθεί είτε 1. με την σταδιακή ανύψωση της οροσειράς του Παντοκράτορα, είτε 2. με την σύγχρονη κατά την ιζηματογένεση δράση ρηγμάτων της περιοχής.

Στην συνέχεια και στρωματογραφικά ανώτερα, φαίνεται να αποτέθηκαν τα ιζήματα των τομών 6 και 7. Στα ιζήματα της τομής 6 παρατηρείται ακολουθία Bouma, ενώ αξιοσημείωτο είναι η αύξηση της συχνότητας των κύκλων ιζηματογένεσης.

Σε νεότερο χρόνο πλέον και καθώς η επώθηση εξακολουθεί να σηκώνει το όρος Παντοκράτορα, πιθανώς σηκώνονται τα ήδη αποτεθέντα ιζήματα του Μειόκαινου και έτσι η ιζηματογένεση συνεχίζεται προς τα ΒΒΔ της περιοχής μελέτης. Στο συμπέρασμα αυτό μας βοηθά και το γεγονός ότι η Πλειοκαινική ακολουθία ανατολικά της λεκάνης των Καρουσάδων βρίσκεται σε ασυμφωνία με τα Μειοκαινικά ιζήματα, ενώ στην δυτική περιοχή η μετάβαση είναι συνεχής.

Τέλος, καθώς η συμπιεστική τεκτονική μεταναστεύει προς τα δυτικά, έχουμε την ανάπτυξη κανονικών ρηγμάτων στο πρίσμα προσαύξησης, στην περιοχή μελέτης, με την δράση τους να είναι σημαντική για την τελική διαμόρφωση της στρωματογραφικής συνέχειας και του ανάγλυφου, όπως περιγράφηκε νωρίτερα.

Σενάριο Β.

Κατά την ιζηματογένεση, έχουμε την απόθεση των ιζημάτων της τομής 6 και 7. Στην συνέχεια και λόγω δράσης ρηγμάτων, η λεκάνη κατακερματίζεται και απομονώνεται στα νότια. Στην αποκομμένη πλέον λεκάνη έχουμε απόθεση των ιζημάτων της τομής 1 έως 5. Πιθανώς, η τομή 4 και 5 στον βορρά, είτε να σχετίζεται με την τομή 2 και 3 στα νότια αντίστοιχα, με την λογική της πλευρικής συνέχειας και διαφοροποίησης κατά την ιζηματογένεση, είτε αποτελεί συνέχεια κύκλων ιζηματογένεσης.

Η παρουσία της ακολουθίας Bouma σε αμμούχα στρώματα της τομής 5, δηλώνει τουρβιδιτικές αποθέσεις και μπορεί να συνδεθεί, είτε με την σταδιακή ανύψωση της οροσειράς του Παντοκράτορα, είτε με την σύγχρονη δράση ρηγμάτων της περιοχής κατά την ιζηματογένεση.

Σε νεότερο χρόνο πλέον και καθώς η επώθηση εξακολουθεί να ανυψώνει το όρος Παντοκράτορα, πιθανώς ανυψώνονται τα ήδη αποτεθέντα ιζήματα του Μειόκαινου και έτσι η ιζηματογένεση συνεχίζεται προς τα ΒΒΔ της περιοχής μελέτης. Στο συμπέρασμα αυτό μας βοηθά και το γεγονός ότι η Πλειοκαινική ακολουθία ανατολικά της λεκάνης των Καρουσάδων βρίσκεται σε ασυμφωνία με τα Μειοκαινικά ιζήματα, ενώ στην δυτική περιοχή η μετάβαση είναι συνεχής.

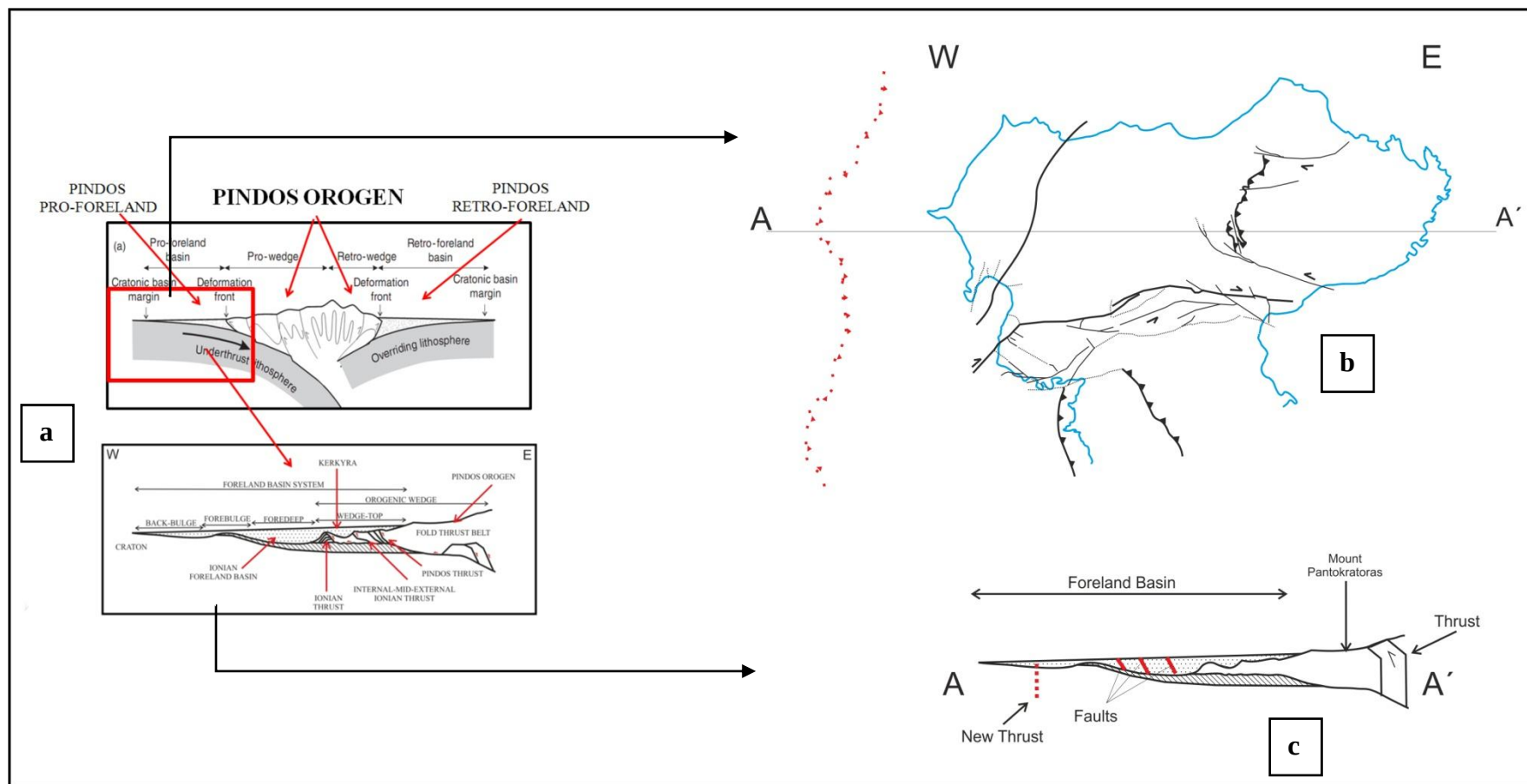
Τέλος, καθώς η τεκτονική έχει μεταναστεύει προς τα δυτικά, έχουμε την ανάπτυξη κανονικών ρηγμάτων στην περιοχή μελέτης, δηλαδή αναπτύσσεται μια σειρά από επάλληλα λιστρικά ρήγματα (εικόνα 7.25Α και εικόνα 7.26), τα οποία σηκώνουν και στρίβουν τα παλαιότερα ιζήματα, αλλάζοντας την πρωταρχική διεύθυνση τους και δημιουργούν ράμπες (σκαλοπάτια), όπως φαίνεται και στην εικόνα 7.25Α.

Προϋπόθεση για την ορθή χρήση του σεναρίου αυτού είναι η παρουσία μεγάλου ρήγματος βόρεια της περιοχής των τομών 6 και 7, ικανό ώστε να χωρίσει και να απομονώσει την λεκάνη στην νοτιοανατολική περιοχή ιζηματογένεσης των τομών 1 έως 5.

Η διαφορά των δύο σεναρίων βασίζεται στο πότε ξεκίνησε η μετανάστευση της τεκτονικής προς τα δυτικά και πότε αναπτύχθηκε η νέα επώθηση δυτικά του νησιού της Κέρκυρας (εικόνα 7.29).

Σύμφωνα με το σενάριο Α της παλαιογεωγραφικής εξέλιξης, η συμπιεστική τεκτονική στον χώρο της περιοχής μελέτης, μεταναστεύει προς τα δυτικά μετά την ολοκλήρωση της ιζηματογένεσης, και συνεπώς τα κανονικά ρήγματα δημιουργήθηκαν μετά την ιζηματογένεση, τα οποία διαμόρφωσαν το σημερινό ανάγλυφο, την φορά της κλίσης και την διεύθυνση κλίσης των στρωμάτων.

Σύμφωνα με το σενάριο Β της παλαιογεωγραφικής εξέλιξης, η συμπιεστική τεκτονική άρχισε να μεταναστεύει προς τα δυτικά νωρίτερα, και η δημιουργία εφελκυστικής τεκτονικής έλαβε χώρα στο πρίσμα προσαύξησης κατά το Μειόκαινο.



Εικόνα 7.29. Σχηματική αναπαράσταση (α) της λεκάνης προχώρας της Πίνδου, με την τοποθεσία της Κέρκυρας, αλλά και της σχέσης της με την Ιόνιο επώθηση (τροποποιημένος από Zelilidis and Maravelis, 2013), (β) χάρτης του βόρειου τμήματος της Κέρκυρας που παρουσιάζονται τα κύρια τεκτονικά στοιχεία (σύμφωνα με τον γεωλογικό χάρτη του Ι.Γ.Μ.Ε., φύλλο Βόρειος και Νότιος Κέρκυρα, (1962) και από τον σεισμοτεκτονικό χάρτη της Ελλάδας του Ι.Γ.Μ.Ε., (1989)) και (γ) τομή ΑΑ', στην οποία φαίνονται η ανάπτυξη της νέας επώθησης και των κανονικών ρηγμάτων κατά την μετανάστευση της τεκτονικής προς τα δυτικά.

8. ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΑΚΟΙ ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΡΕΥΝΑΣ

Τα δείγματα των πετρωμάτων ανακτήθηκαν από την παράκτια ζώνη στα Βορειοδυτικά του νησιού της Κέρκυρας. Τα δείγματα αναλύθηκαν για την περιεκτικότητα τους σε CaCO_3 και C_{org} .

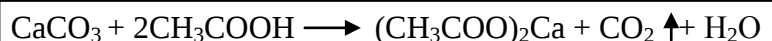
Στο σημείο αυτό πρέπει να σημειωθεί ότι οι μέθοδοι δοκιμής που πραγματοποιήθηκαν είναι ποιοτικοί ή ημιποσοτικοί, λόγω των ελάχιστων – μικρών απαιτήσεων σε εργαστηριακό εξοπλισμό, τα δεδομένα που προκύπτουν από αυτές περιέχουν την «αβεβαιότητα» και το ευρισκόμενο αποτέλεσμα είναι μόνο μια εκτίμηση της αληθούς τιμής.

Επιπροσθέτως, με την χρήση τυπικών κοκκομετρικών αναλύσεων και με την μέθοδο της πιέτας υπολογίστηκαν οι στατιστικές παράμετροι τους.

8.1. Ανάλυση και ποσοτικός προσδιορισμός του ανθρακικού ασβεστίου (CaCO_3).

8.1.1. Μεθοδολογία της ανάλυσης του ανθρακικού ασβεστίου (CaCO_3).

Για τον προσδιορισμό της % περιεκτικότητας των δειγμάτων σε ανθρακικό ασβέστιο (CaCO_3) χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος διάλυσης του ανθρακικού ασβεστίου (CaCO_3) με οξικό οξύ (CH_3COOH) (Varnava, 1979), προς σχηματισμό ευδιάλυτου άλατος οξικού ασβεστίου ($(\text{CH}_3\text{COO})_2\text{Ca}$) και την διαφυγή του παραγόμενου διοξειδίου του άνθρακος (CO_2), σύμφωνα με την εξίσωση:



Σύμφωνα με τη μέθοδο αυτή, ζυγίζεται για κάθε δείγμα 1gr ξηρού και κονιοποιημένου δείγματος και μεταφέρεται σε κωνική φιάλη των 100ml. Μέσα στην κωνική φιάλη προσθέτονται 10ml (περίσσεια) οξικού οξέος 25% w/w και το δείγμα τοποθετείται προς ανάδευση για τέσσερις ώρες σε ηλεκτρικό δονητή, είτε παραμένει προς αντίδραση σε ηρεμία για 24 ώρες, σε θερμοκρασία περιβάλλοντος.

Αφού ολοκληρωθεί η διαδικασία αυτή, πραγματοποιείται διήθηση του εναπομένου δείγματος και των προϊόντων της αντίδρασης σε προζυγισμένο, με ζυγό ακριβείας, φίλτρο διηθητικού χαρτιού, πολύ λεπτού ηθμού (DIN EN ISO 9001). Το ευδιάλυτο

άλας του οξικού ασβεστίου διέρχεται από το διηθητικό χαρτί και για τον σκοπό αυτό πραγματοποιούνται διαδοχικές εκπλύσεις του φίλτρου με απιονισμένο νερό.

Το διηθητικό χαρτί με το αδιάσπαστο ίζημα αφήνεται προς ξήρανση στον φούρνο σε θερμοκρασία μικρότερη των 60°C και εν συνεχεία ζυγίζεται σε ζυγό ακριβείας. Η διαφορά του βάρους του διηθητικού χαρτιού με και χωρίς ίζημα δίνει το βάρος του μη ανθρακικού μέρους του δείγματος, ενώ η διαφορά του συγκρατηθέντος ιζήματος από το αρχικό βάρος του δείγματος πολλαπλασιαζόμενο επί εκατό, μας δίνει το ποσοστό του ανθρακικού ασβεστίου που περιέχεται στο δείγμα. Εάν το βάρος του αρχικού δείγματος δεν είναι ακριβώς 1gr, τότε το επί της εκατό ποσοστό του ανθρακικού ασβεστίου δίνεται από τον τύπο:

$$\% \text{ ποσοστό } \text{CaCO}_3 = [(W_{\text{δείγματος}} - \Delta W_{\text{φίλτρου}} / W_{\text{δείγματος}}] \times 100\%$$

Παρασκευή CH₃COOH 25% w/w.

Σε μια ογκομετρική φιάλη γίνεται πρόσθεση 250 ml CH₃COOH σε 600 ml απιονισμένου νερού. Ακολουθεί καλή ανάδευση και πλήρωση της φιάλης με απιονισμένο νερό μέχρι τα 1000 ml.

Το ανθρακικό ασβέστιο ως μέσο αναγνώρισης περιβαλλόντων απόθεσης.

Η αύξηση ή μείωση του ποσοστού του ανθρακικού ασβεστίου, σε μια ακολουθία ιζημάτων μας δείχνει συνθήκες ιζηματογένεσης. Επί πλέον φαίνεται πως υπάρχει σχέση μεταξύ του ποσοστού του ανθρακικού υλικού και της κοκκομετρικής κατανομής π.χ. στα ποτάμια - δελταϊκά ιζήματα, όπου επικρατούν συνθήκες έντονης ιζηματογένεσης παρατηρείται αύξηση της ποσότητας του ανθρακικού ασβεστίου προς τα λεπτότερα κλάσματα. Συμβαίνει το αντίθετο όσο το δυναμικό του ποταμού καθώς και το παρεχόμενο ίζημα αυξάνονται (Manickam et al, 1985). Στα θαλάσσια ιζήματα σε θέσεις χαμηλού ρυθμού ιζηματογένεσης το ανθρακικό υλικό αυξάνει προς τα χονδρόκοκκα κλάσματα (Saadallah A. and Kukal Z., 1969).

8.1.2. Αποτελέσματα της ανάλυσης του ανθρακικού ασβεστίου (CaCO₃).

Από την εργαστηριακή ανάλυση του ανθρακικού ασβεστίου προέκυψε ότι το ποσοστό του διακυμαίνεται από περιοχή σε περιοχή από 18.12 έως και 59.49%, όπως φαίνεται και στους πίνακες 1 έως 7 και στο ραβδόγραμμα της εικόνας 8.1 έως 8.7. Παρόλο την μεγάλη απόκλιση της μέγιστης με την ελάχιστη τιμή, μπορεί να παρατηρηθεί μια ομοιομορφία στην κατανομή του ανθρακικού ασβεστίου από

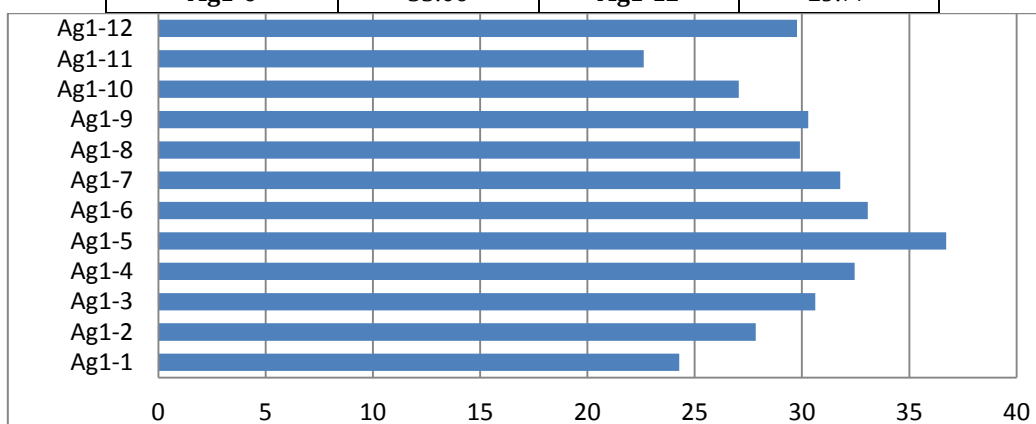
περιοχή σε περιοχή, η οποία τείνει να συγκεντρωθεί γύρω από το 25%. Παρόλο αυτά, δείγματα όπως το Ag4b-3, G1-3 και Z1-2 ξεφεύγουν από την γενική τάση συγκέντρωσης. Αυτό όμως δικαιολογείται, ειδικά για τα δείγματα G1-3 και Z1-2, αφού προέρχονται από διαφορετική περιοχή, άρα και πηγή τροφοδοσίας.

Το γενικό χαμηλό ποσοστό του CaCO_3 σε όλες τις τομές πιθανώς υποδηλώνει και την σταδιακή πλήρωση της λεκάνης, ενώ ίσως να μπορεί να συνδεθεί και με τις ψυχρές κλιματολογικές συνθήκες που επικρατούσαν κατά το τέλος του Μειόκαινου στην περιοχή μελέτης (Bertolani and Marchetti, 1985), όπου πιθανώς να οδήγησαν σε αύξηση της διαλυτότητας του CaCO_3 .

Είναι αξιοσημείωτο να αναφέρουμε ότι υπάρχει μια τάση συγκέντρωσης του CaCO_3 γύρω από μια τιμή, γεγονός που πιθανώς δείχνει την σχετική ομοιομορφία στο περιβάλλον ιζηματογένεσης και η περιοδική αύξηση και μείωση του CaCO_3 μέσα στην στρωματογραφική ακολουθία πιθανώς δείχνει κύκλους ιζηματογένεσης.

Πίνακας 1. Ποσοστιαία συμμετοχή των δειγμάτων Ag1_1-12 σε CaCO_3

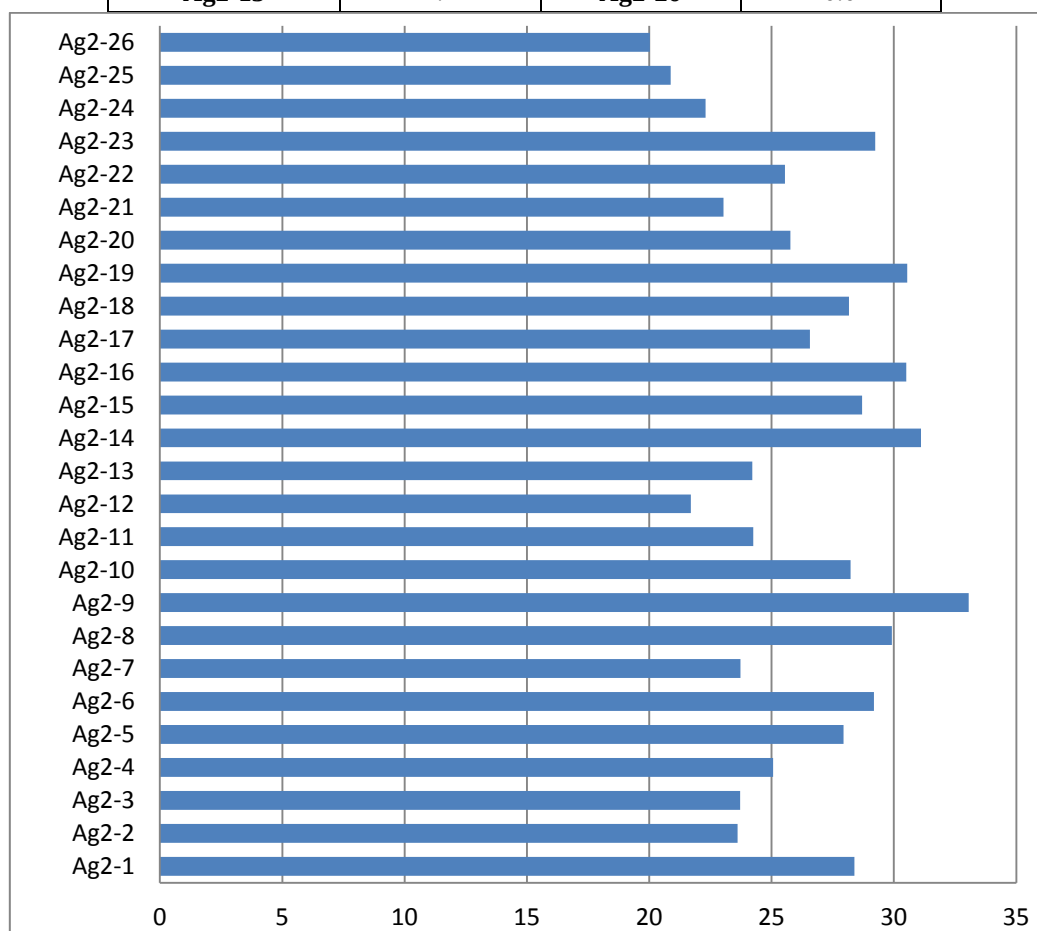
ΑΡΙΘΜΟΣ ΔΕΙΓΜΑΤΟΣ	ΠΟΣΟΣΤΟ % CaCO_3	ΑΡΙΘΜΟΣ ΔΕΙΓΜΑΤΟΣ	ΠΟΣΟΣΤΟ % CaCO_3
Ag1-1	24.27	Ag1-7	31.78
Ag1-2	27.84	Ag1-8	29.90
Ag1-3	30.61	Ag1-9	30.29
Ag1-4	32.45	Ag1-10	27.05
Ag1-5	36.72	Ag1-11	22.62
Ag1-6	33.06	Ag1-12	29.77



Εικόνα 8.1. Ραβδόγραμμα της % περιεκτικότητας των δειγμάτων σε CaCO_3

Πίνακας 2. Ποσοστιαία συμμετοχή των δειγμάτων Ag2_1-26 σε CaCO₃

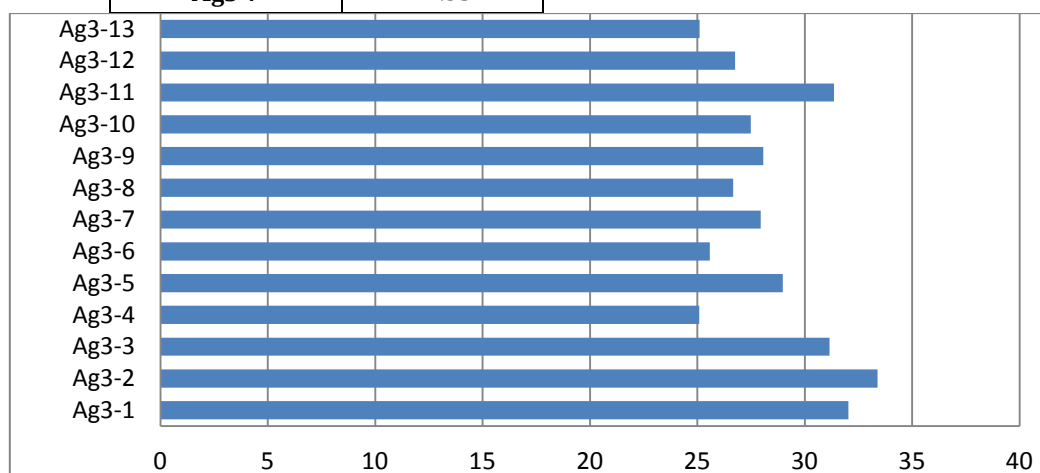
ΑΡΙΘΜΟΣ ΔΕΙΓΜΑΤΟΣ	ΠΟΣΟΣΤΟ % CaCO ₃	ΑΡΙΘΜΟΣ ΔΕΙΓΜΑΤΟΣ	ΠΟΣΟΣΤΟ % CaCO ₃
Ag2-1	28.39	Ag2-14	31.11
Ag2-2	23.61	Ag2-15	28.70
Ag2-3	23.71	Ag2-16	30.50
Ag2-4	25.06	Ag2-17	26.56
Ag2-5	27.94	Ag2-18	28.16
Ag2-6	29.17	Ag2-19	30.53
Ag2-7	23.73	Ag2-20	25.76
Ag2-8	29.91	Ag2-21	23.03
Ag2-9	33.05	Ag2-22	25.55
Ag2-10	28.23	Ag2-23	29.22
Ag2-11	24.25	Ag2-24	22.30
Ag2-12	21.70	Ag2-25	20.87
Ag2-13	24.21	Ag2-26	20.02



Εικόνα 8.2. Ραβδόγραμμα της % περιεκτικότητας των δειγμάτων σε CaCO₃.

Πίνακας 3. Ποσοστιαία συμμετοχή των δειγμάτων Ag3_1-13 σε CaCO₃

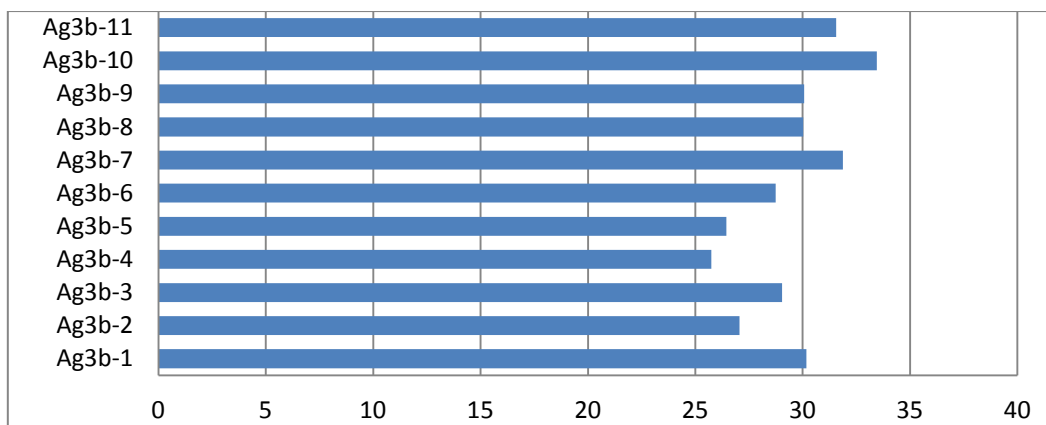
ΑΡΙΘΜΟΣ ΔΕΙΓΜΑΤΟΣ	ΠΟΣΟΣΤΟ % CaCO ₃	ΑΡΙΘΜΟΣ ΔΕΙΓΜΑΤΟΣ	ΠΟΣΟΣΤΟ % CaCO ₃
Ag3-1	32.03	Ag3-8	26.66
Ag3-2	33.39	Ag3-9	28.06
Ag3-3	31.15	Ag3-10	27.49
Ag3-4	25.07	Ag3-11	31.36
Ag3-5	28.97	Ag3-12	26.74
Ag3-6	25.57	Ag3-13	25.09
Ag3-7	27.95		



Εικόνα 8.3. Ραβδόγραμμα της % περιεκτικότητας των δειγμάτων σε CaCO₃.

Πίνακας 4. Ποσοστιαία συμμετοχή των δειγμάτων Ag3b_1-11 σε CaCO₃

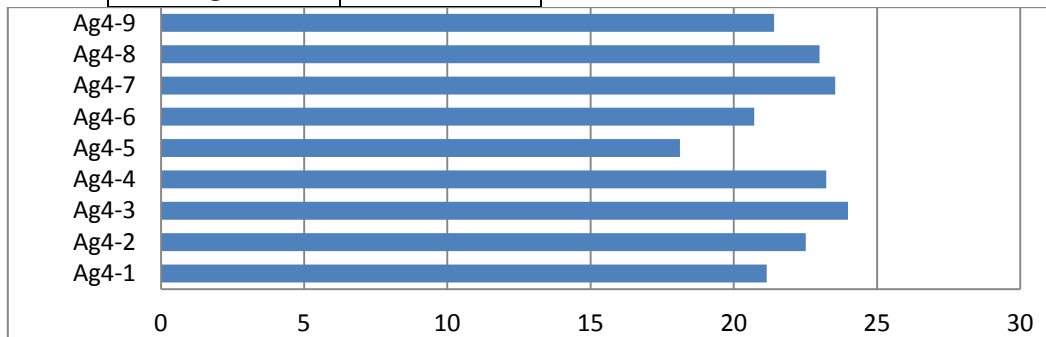
ΑΡΙΘΜΟΣ ΔΕΙΓΜΑΤΟΣ	ΠΟΣΟΣΤΟ % CaCO ₃	ΑΡΙΘΜΟΣ ΔΕΙΓΜΑΤΟΣ	ΠΟΣΟΣΤΟ % CaCO ₃
Ag3b-1	30.17	Ag3b-7	31.86
Ag3b-2	27.05	Ag3b-8	30.02
Ag3b-3	29.03	Ag3b-9	30.07
Ag3b-4	25.74	Ag3b-10	33.45
Ag3b-5	26.44	Ag3b-11	31.56
Ag3b-6	28.74		



Εικόνα 8.4. Ραβδόγραμμα της % περιεκτικότητας των δειγμάτων σε CaCO_3 .

Πίνακας 5. Ποσοστιαία συμμετοχή των δειγμάτων Ag4_1-9 σε CaCO_3

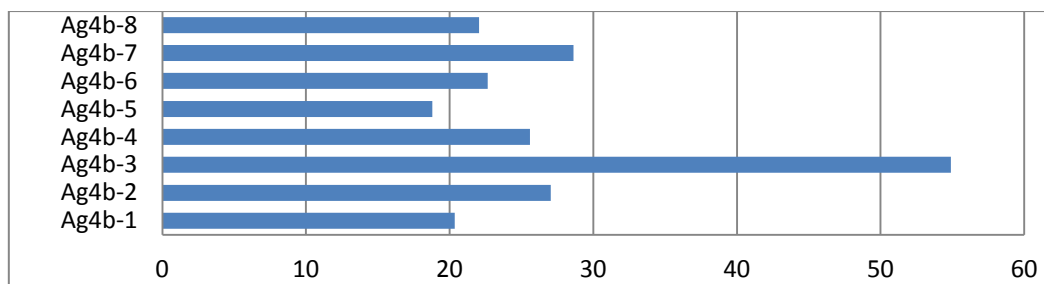
ΑΡΙΘΜΟΣ ΔΕΙΓΜΑΤΟΣ	ΠΟΣΟΣΤΟ % CaCO_3	ΑΡΙΘΜΟΣ ΔΕΙΓΜΑΤΟΣ	ΠΟΣΟΣΤΟ % CaCO_3
Ag4-1	21.14	Ag4-6	20.71
Ag4-2	22.51	Ag4-7	23.54
Ag4-3	23.99	Ag4-8	22.99
Ag4-4	23.23	Ag4-9	21.40
Ag4-5	18.12		



Εικόνα 8.5. Ραβδόγραμμα της % περιεκτικότητας των δειγμάτων σε CaCO_3 .

Πίνακας 6. Ποσοστιαία συμμετοχή των δειγμάτων Ag4b_1-8 σε CaCO_3

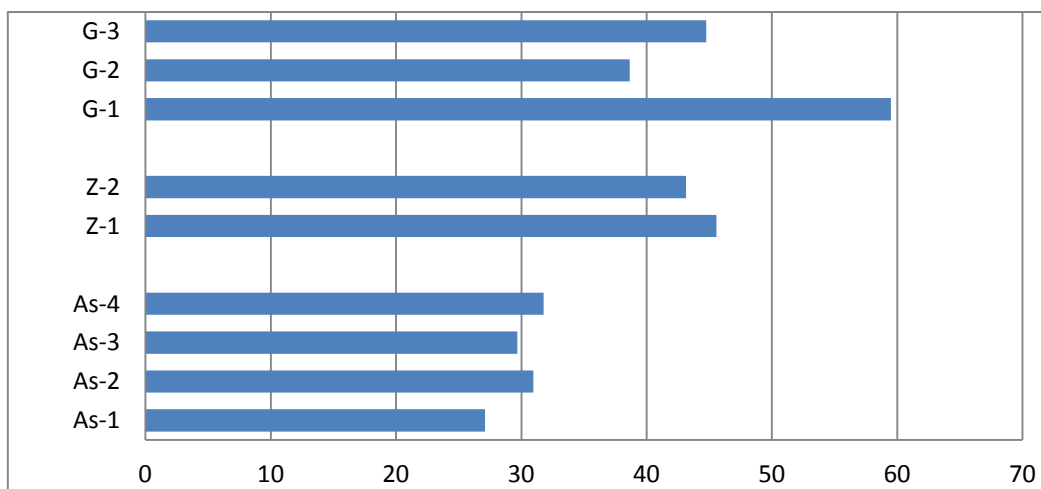
ΑΡΙΘΜΟΣ ΔΕΙΓΜΑΤΟΣ	ΠΟΣΟΣΤΟ % CaCO_3	ΑΡΙΘΜΟΣ ΔΕΙΓΜΑΤΟΣ	ΠΟΣΟΣΤΟ % CaCO_3
Ag4b-1	20.36	Ag4b-5	18.80
Ag4b-2	27.03	Ag4b-6	22.64
Ag4b-3	54.88	Ag4b-7	28.62
Ag4b-4	25.58	Ag4b-8	22.04



Εικόνα 8.6. Ραβδόγραμμα της % περιεκτικότητας των δειγμάτων σε CaCO_3 .

Πίνακας 7. Ποσοστιαία συμμετοχή των δειγμάτων As1-4, G1-3 και Z1-2 σε CaCO_3

ΑΡΙΘΜΟΣ ΔΕΙΓΜΑΤΟΣ	ΠΟΣΟΣΤΟ % CaCO_3	ΑΡΙΘΜΟΣ ΔΕΙΓΜΑΤΟΣ	ΠΟΣΟΣΤΟ % CaCO_3
Z-1	45.57	As-1	27.09
Z-2	43.15	As-2	30.96
		As-3	29.69
G-1	59.49	As-4	31.77
G-2	38.63		
G-3	44.75		



Εικόνα 8.7. Ραβδόγραμμα της % περιεκτικότητας των δειγμάτων σε CaCO_3 .

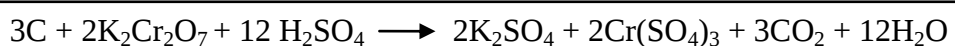
8.2. Ανάλυση και ποσοτικός προσδιορισμός του οργανικού άνθρακα (C_{org}).

8.2.1. Μεθοδολογία της ανάλυσης οργανικού άνθρακα (C_{org}).

Το οργανικό υλικό ποιοτικά αναγνωρίζεται από τα χουμικά και τα βιτουμεινιούχα συστατικά και ποσοτικά προσδιορίζεται με τον υπολογισμό του εκατοστιαίου ποσοστού του οργανικού άνθρακα που υπάρχει ανά δείγμα. Η μέθοδος που

εφαρμόστηκε (τροποποιημένη μέθοδος Walkley - Black σύμφωνα με τον Gaudette et al., 1974.), στηρίζεται στην οξείδωση του περιεχόμενου οργανικού άνθρακα και την εν συνεχεία εξουδετέρωση ενός δημιουργημένου όξινου περιβάλλοντος με τιτλοδότηση.

Σύμφωνα με την μέθοδο αυτή ζυγίζουμε 0,2 έως 0,5 gr ξηρού και κονιοποιημένου δείγματος, τα οποία τοποθετούνται σε κωνική φιάλη όγκου 500 ml. Προστίθενται στο ίζημα 10 ml κανονικού διαλύματος (1N) διχρωμικού καλίου ($K_2Cr_2O_7$) και ακολουθεί ανάδευση με προσεκτικό κούνημα της φιάλης, ώστε να διαλυθεί το κονιοποιημένο δείγμα στο υγρό. Στο μίγμα που σχηματίζεται προστίθενται 20 ml πυκνού (96% w/w) θεικού οξέος (H_2SO_4) και το περιεχόμενο της φιάλης με τα αντιδρώντα σώματα αναδεύεται καλά, με απλό κούνημα της φιάλης για ένα λεπτό και με προσοχή, ώστε να έρθει το ίζημα σε πλήρη επαφή με το αντιδραστήριο, χωρίς να κολλήσει στα τοιχώματα της φιάλης. Το μίγμα αφήνεται σε ηρεμία για τριάντα λεπτά ώστε να ολοκληρωθεί η εξώθερμη αντίδραση που περιγράφεται από την εξίσωση:



Μετά την παρέλευση του χρόνου των τριάντα λεπτών, το διάλυμα αραιώνεται με απιονισμένο νερό μέχρι να αποκτήσει όγκο 200 ml και σε αυτό προστίθενται 10 ml φωσφορικού οξέος (H_3PO_4) περιεκτικότητας 85% w/w, 0,2 gr φθοριούχου νατρίου (NaF) και 15 σταγόνες δείκτη διφαινυλαμίνης ($(C_6H_5)_2NH$). Το σύστημα τοποθετείται σε μαγνητικό αναδευτήρα και επανατιτλοδοτείται με διάλυμα ένυδρου σιδηρούχου θεικού αμμωνίου $[(NH_4)_2Fe(SO_4)_2 \times 6H_2O]$ κανονικότητας 0,5N.

Το χρώμα εξελίσσεται από θαμπό πράσινοκαφέ σε ελαιοπράσινο με την προσθήκη περίπου 10 ml σιδηρούχου διαλύματος. Το χρώμα συνεχίζει να μεταβάλλεται με την συνέχιση της τιτλοδότησης και αποκτά ένα βαθύ γαλαζωπό - γκριζόμαυρο χρώμα. Από αυτό το σημείο και μετά, με την προσθήκη 10 - 20 σταγόνων του σιδηρούχου διαλύματος επέρχεται η μεταβολή στο χρώμα, την οποία θα μεταβάλει η τελευταία σταγόνα που θα μετατρέψει το περιεχόμενο της φιάλης σε πολύ φωτεινό πράσινο.

Η ίδια διαδικασία πραγματοποιείται και σε «τυφλό» δείγμα, δηλαδή σε δείγμα χωρίς ίζημα, το οποίο πρέπει να ακολουθεί πάντα κάθε διαφορετική ομάδα δειγμάτων που τιτλοδοτούνται, αλλά και κάθε φορά που παρασκευάζεται εκ νέου κάποιο από τα αντιδραστήρια που χρησιμοποιούνται. Το επί τοις % ποσοστό του οργανικού άνθρακα μέσα στο δείγμα υπολογίζεται από την εξίσωση:

$$C (\%) = 10 - (1 - T/S)[1,0N(0,003)(100/W)] = 3(1 - T/S)/W$$

Όπου T = τιτλοδοτημένο δείγμα (ml σιδηρούχου διαλύματος), S = τιτλοδοτημένο «τυφλό» δείγμα (ml σιδηρούχου διαλύματος), 0,003 = 12/4000 = το μέγιστο δυνατό βάρος του άνθρακα, 1,0N = η κανονικότητα του K₂Cr₂O₇, 10 = η ποσότητα σε ml του K₂Cr₂O₇ και W = το βάρος του ιζήματος σε gr.

Παρασκευή των αντιδραστηρίων που χρησιμοποιούνται.

Το κανονικό διάλυμα (1N) του διχρωμικού καλίου K₂Cr₂O₇ παρασκευάζεται με την διάλυση 49,44gr σκόνης καθαρού διχρωμικού καλίου σε 1000 ml διαλύματος.

Το διάλυμα ένυδρου σιδηρούχου θειικού αμμωνίου [(NH₄)₂Fe(SO₄)₂ x 6H₂O] κανονικότητας 0,5N παρασκευάζεται με την διάλυση 196,1 gr ουσίας σε περίπου 800 ml απιονισμένου νερού, στο οποίο έχουν προστεθεί 20 ml H₂SO₄ και ακολουθεί συμπλήρωση με απιονισμένο νερό μέχρι όγκου 1000 ml.

Ο δείκτης διφαινυλαμίνης ((C₆H₅)₂NH) παρασκευάζεται με την διάλυση 0,5 gr ουσίας (δείκτη) σε 20 ml απιονισμένου νερού και την προσθήκη 100 ml H₂SO₄ στο προκύπτον διάλυμα.

Το οργανικό υλικό ως μέσο αναγνώρισης περιβαλλόντων απόθεσης.

Το οργανικό υλικό μπορεί να θεωρηθεί ως ένα σημαντικό μέσον για την αναγνώριση των περιβαλλόντων απόθεσης ιζημάτων, καθώς η παρουσία του υποδηλώνει περιβάλλον ιζηματογένεσης (Folk, 1968; Ibach, 1982). Το οργανικό υλικό αφθονεί κυρίως σε περιοχές έντονης εκδήλωσης ζωής όπως στο θαλάσσιο και λιμναίο βυθό, σε περιοχές όπου το μορφολογικό ανάγλυφο βυθίζεται γρήγορα και όπου υπάρχει έλλειψη της βακτηριακής δράσης. Ευνοϊκές συνθήκες δημιουργίας του αποτελούν τα στάσιμα νερά, αναγωγικού χαρακτήρα.

Στην υφαλοκρηπίδα το ποσοστό του οργανικού άνθρακα είναι μικρότερο του 1%, ενώ στην λιμνοθάλασσα είναι μεγαλύτερο του 1% (Kukal, 1971). Στα θαλάσσια ιζήματα κυμαίνεται από 0,5-1% ενώ στα παράκτια ιζήματα το ποσοστό κυμαίνεται από 1-5% (Trask et al., 1939).

Τα πετρώματα, ανάλογα με τις τιμές του ToC που περιέχουν, μπορούν να χαρακτηριστούν ως προς την πιθανότητα γένεσης υδρογονανθράκων. Η μελέτη μεγάλου αριθμού δειγμάτων διαφορετικών ηλικιών έχει οδηγήσει στο συμπέρασμα ότι η ελάχιστη τιμή TOC που απαιτείται για τον προσδιορισμό ενός πετρώματος ως

ανώριμο μητρικό είναι 0,5% κ.β. (Hunt, 1979; Hedberg and Moody, 1979; Tissot and Welte, 1984).

Έτσι, πετρώματα με τιμές ToC μικρότερες του 0,5% έχουν φτωχή δυνατότητα γένεσης, με τιμές από 0,5% έως 1% έχουν μέτρια δυνατότητα γένεσης, με τιμές από 1% έως 2% καλή δυνατότητα γένεσης και από τιμές 2% έως 4% έχουν πολύ καλή δυνατότητα γένεσης και τέλος τα πετρώματα πάνω από 4% θεωρείται ότι έχουν εξαιρετική δυνατότητα γένεσης (Peters and Casa, 1994).

8.2.2. Αποτελέσματα της ανάλυσης οργανικού άνθρακα (C_{org}).

Τα αποτελέσματα της ανάλυσης του οργανικού άνθρακα (C_{org}) παρατίθενται στον πίνακα 8 έως 14 και στο ραβδόγραμμα της εικόνας 8.8 έως 8.14. Φαίνεται ότι η κατανομή του οργανικού άνθρακα (C_{org}) κυμαίνεται από 0% έως και 2,72%. Παρατηρείται μια αύξηση της περιεκτικότητας του οργανικού άνθρακα (C_{org}) στα δείγματα της τομής Ag1 και Ag2, αλλά και στα δείγματα Z και As, ενώ μειώνεται στα δείγματα των τομών Ag3, Ag3b, Ag4, Ag4b και G.

Για την τομή Ag1, τα δείγματα στο σύνολο τους έχουν υψηλό ποσοστό οργανικού υλικού C_{org} . Ο μέσος όρο περιεκτικότητας σε C_{org} είναι 1.67%, ενώ 8 από τα 12 δείγματα έχουν περιεκτικότητα πάνω από το μέσο όρο. Στην πλειοψηφία τους τα δείγματα (Ag1-1 έως 8) παρουσιάζουν καλή έως και πολύ καλή δυνατότητα γένεσης, τα δείγματα Ag1-10 και 12 έχουν μέτρια δυνατότητα γένεσης και τα δείγματα Ag1-9 και 11 παρουσιάζουν φτωχή δυνατότητα γένεσης.

Για την τομή Ag2, τα δείγματα στο σύνολο τους έχουν και αυτά υψηλό ποσοστό οργανικού υλικού C_{org} , σε μικρότερο όμως ποσοστό σε σχέση με την τομή Ag1. Ο μέσος όρο περιεκτικότητας σε C_{org} είναι 0.88%, με 11 δείγματα από τα 26 να έχουν τιμές πάνω από τον μέσο όρο. Τα δείγματα στην πλειοψηφία τους παρουσιάζουν μέτρια έως καλή δυνατότητα γένεσης υδρογονανθράκων. Πιο συγκεκριμένα τα δείγματα Ag2-5,6,8,10,15,21,22 παρουσιάζουν καλή έως και πολύ καλή δυνατότητα γένεσης, τα δείγματα Ag2-4,7,9, 17 έως 20 και 24 έως 26 έχουν μέτρια δυνατότητα γένεσης, και τα δείγματα Ag2-1 έως 3 Ag2-11 έως 14 παρουσιάζουν φτωχή δυνατότητα γένεσης υδρογονανθράκων.

Για τις τομές Ag3, Ag3b, Ag4 και Ag4b ισχύει το αντίθετο. Ο μέσος όρος περιεκτικότητας σε C_{org} για τις τομές Ag3 και 3b είναι 0.31% και για τις τομές Ag4 και 4b είναι 0.39%. Στην πλειοψηφία τους τα δείγματα παρουσιάζουν φτωχή

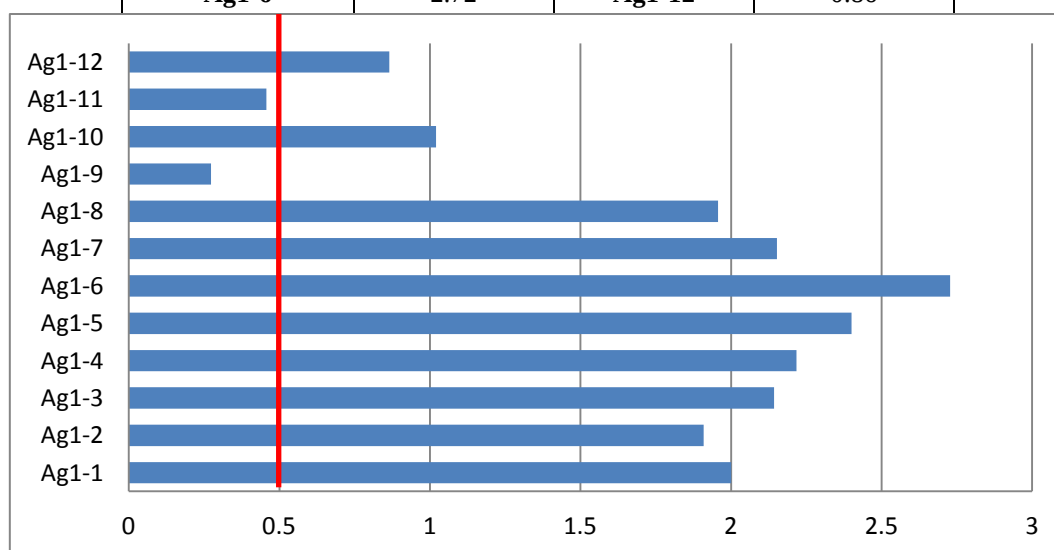
δυνατότητα γένεσης, με εξαίρεση τα δείγματα Ag3-6 έως 10, Ag3b-1, Ag4-2,3,7 και Ag4b-1,6 που παρουσιάζουν μέτρια δυνατότητα γένεσης.

Τα δείγματα των τομών Z και As, με μέσο όρο περιεκτικότητας σε C_{org} το 0.89% και 0.80% αντίστοιχα, παρουσιάζουν μέτρια δυνατότητα γένεσης και ειδικά το Z1 παρουσιάζει καλή δυνατότητα γένεσης, σε αντίθεση με τα δείγματα της τομής G, με μέσο όρο περιεκτικότητας σε C_{org} το 0.32%, παρουσιάζοντας στο σύνολο τους φτωχή δυνατότητα γένεσης.

Συμπερασματικά και με εξαίρεση τα δείγματα G, Z και As που ανήκουν σε διαφορετική περιοχή, τα λοιπά δείγματα δείχνουν πιθανών ένα αρχικό βαθύ, αναγωγικό περιβάλλον στα εξωτερικά σημεία του κόλπου (νότια - τομές Ag1 και Ag2), όπου έχω και τις μεγαλύτερες τιμές οργανικού άνθρακα (C_{org}), και που μεταβαίνει σε ένα πιο ρηχό και πιο οξειδωτικό περιβάλλον (τομές Ag3, Ag3b, Ag4 και Ag4b) στα βόρεια - κεντρικά τμήματα του κόλπου.

Πίνακας 8. Ποσοστιαία συμμετοχή των δειγμάτων Ag1_1-12 σε C_{org} .

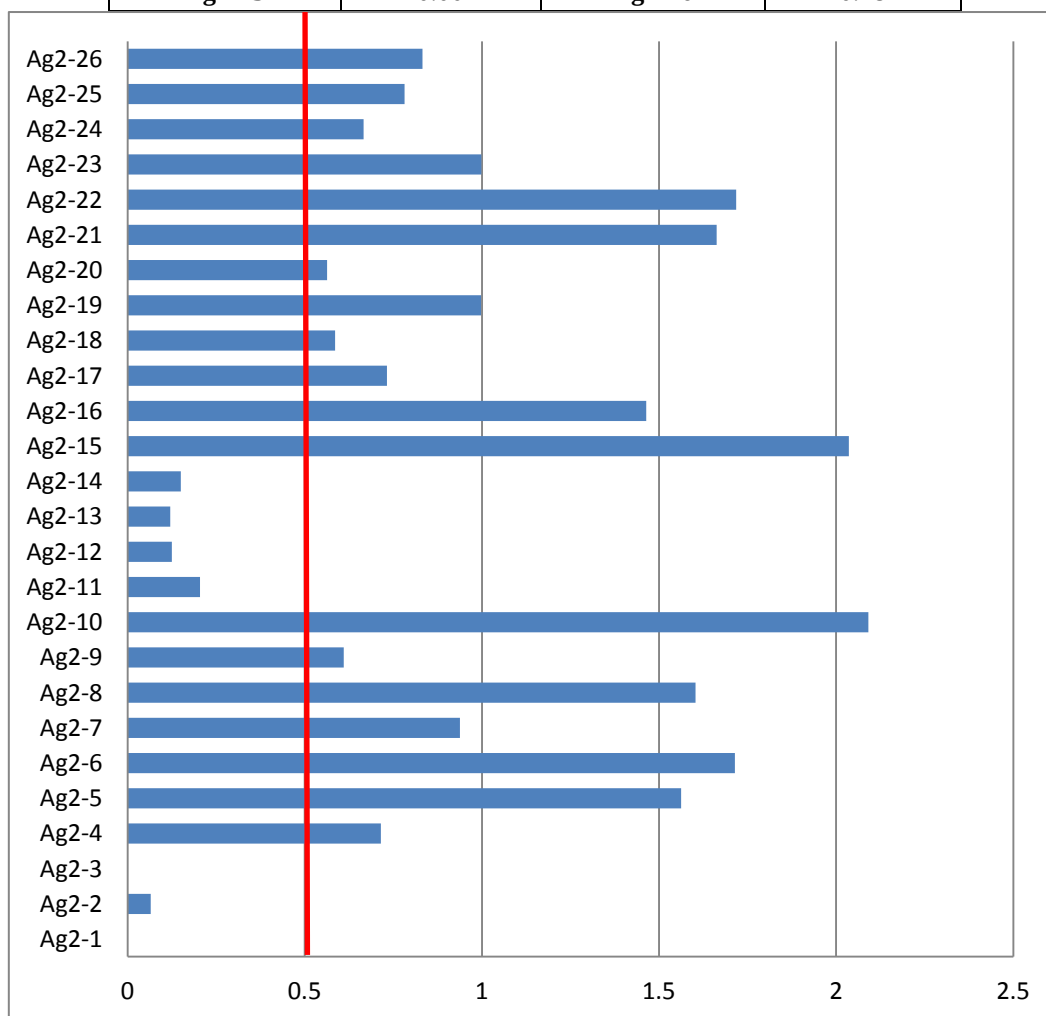
ΑΡΙΘΜΟΣ ΔΕΙΓΜΑΤΟΣ	ΠΟΣΟΣΤΟ % C_{org}	ΑΡΙΘΜΟΣ ΔΕΙΓΜΑΤΟΣ	ΠΟΣΟΣΤΟ % C_{org}
Ag1-1	2.00	Ag1-7	2.15
Ag1-2	1.90	Ag1-8	1.95
Ag1-3	2.14	Ag1-9	0.27
Ag1-4	2.21	Ag1-10	1.02
Ag1-5	2.40	Ag1-11	0.45
Ag1-6	2.72	Ag1-12	0.86



Εικόνα 8.8. Ραβδόγραμμα της % περιεκτικότητας των δειγμάτων σε C_{org} .

Πίνακας 9. Ποσοστιαία συμμετοχή των δειγμάτων Ag2_1-26 σε Corg.

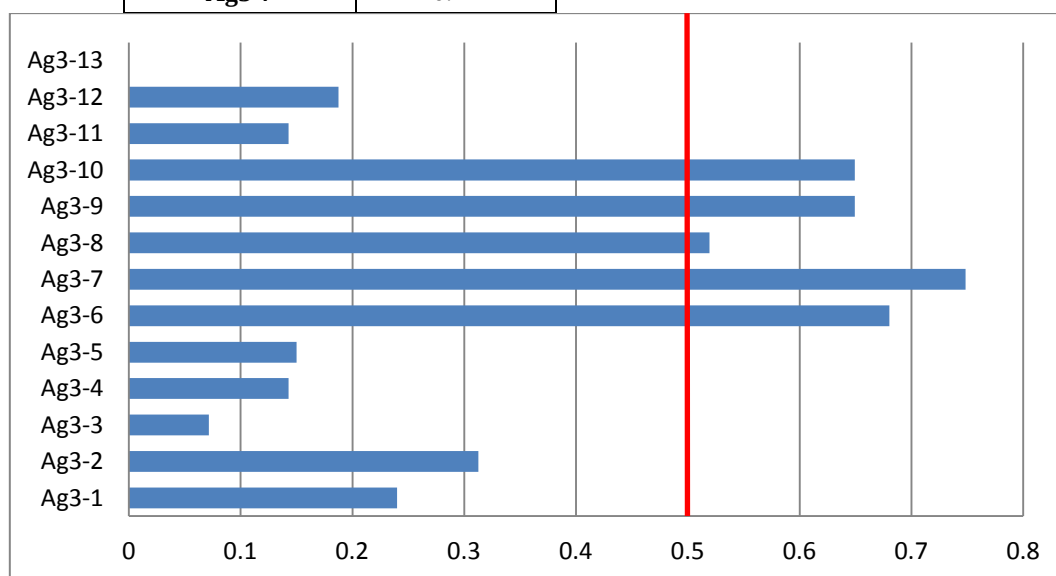
ΑΡΙΘΜΟΣ ΔΕΙΓΜΑΤΟΣ	ΠΟΣΟΣΤΟ % Corg	ΑΡΙΘΜΟΣ ΔΕΙΓΜΑΤΟΣ	ΠΟΣΟΣΤΟ % Corg
Ag2-1	0.00	Ag2-14	0.12
Ag2-2	0.06	Ag2-15	0.15
Ag2-3	0.00	Ag2-16	2.03
Ag2-4	0.71	Ag2-17	1.46
Ag2-5	1.56	Ag2-18	0.73
Ag2-6	1.71	Ag2-19	0.58
Ag2-7	0.93	Ag2-20	0.99
Ag2-8	1.60	Ag2-21	0.56
Ag2-9	0.60	Ag2-22	1.66
Ag2-10	2.09	Ag2-23	1.71
Ag2-11	0.20	Ag2-24	0.99
Ag2-12	0.12	Ag2-25	0.66
Ag2-13	0.00	Ag2-26	0.78



Εικόνα 8.9. Ραβδόγραμμα της % περιεκτικότητας των δειγμάτων σε Corg.

Πίνακας 10. Ποσοστιαία συμμετοχή των δειγμάτων Ag3_1-13 σε Corg.

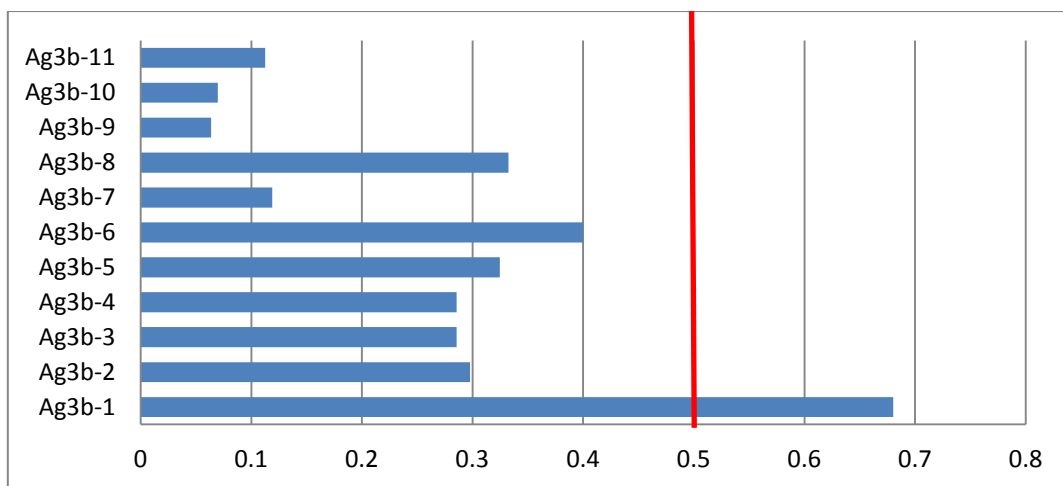
ΑΡΙΘΜΟΣ ΔΕΙΓΜΑΤΟΣ	ΠΟΣΟΣΤΟ % Corg	ΑΡΙΘΜΟΣ ΔΕΙΓΜΑΤΟΣ	ΠΟΣΟΣΤΟ % Corg
Ag3-1	0.24	Ag3-8	0.51
Ag3-2	0.31	Ag3-9	0.64
Ag3-3	0.07	Ag3-10	0.64
Ag3-4	0.14	Ag3-11	0.14
Ag3-5	0.15	Ag3-12	0.18
Ag3-6	0.68	Ag3-13	0.00
Ag3-7	0.74		



Εικόνα 8.10. Ραβδόγραμμα της % περιεκτικότητας των δειγμάτων σε Corg.

Πίνακας 11. Ποσοστιαία συμμετοχή των δειγμάτων Ag3b_1-11 σε Corg.

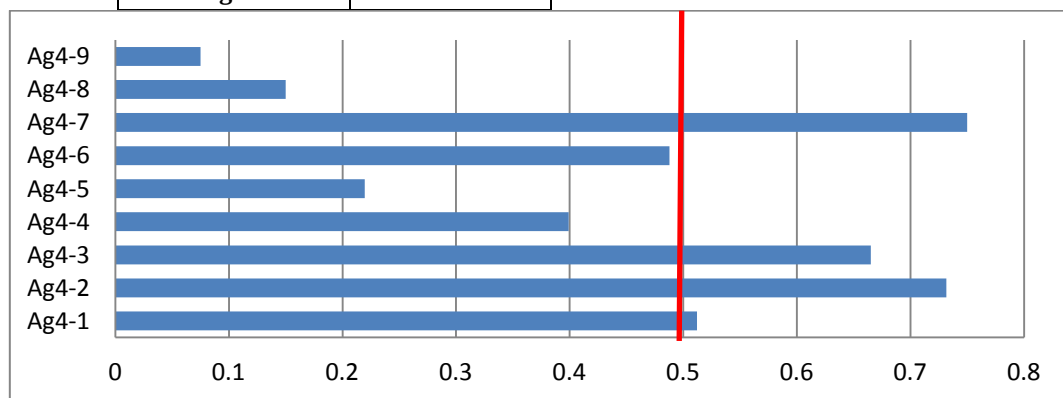
ΑΡΙΘΜΟΣ ΔΕΙΓΜΑΤΟΣ	ΠΟΣΟΣΤΟ % Corg	ΑΡΙΘΜΟΣ ΔΕΙΓΜΑΤΟΣ	ΠΟΣΟΣΤΟ % Corg
Ag3b-1	0.68	Ag3b-7	0.11
Ag3b-2	0.29	Ag3b-8	0.33
Ag3b-3	0.28	Ag3b-9	0.06
Ag3b-4	0.28	Ag3b-10	0.06
Ag3b-5	0.32	Ag3b-11	0.11
Ag3b-6	0.40		



Εικόνα 8.11. Ραβδόγραμμα της % περιεκτικότητας των δειγμάτων σε Corg.

Πίνακας 12. Ποσοστιαία συμμετοχή των δειγμάτων Ag4_1-9 σε Corg.

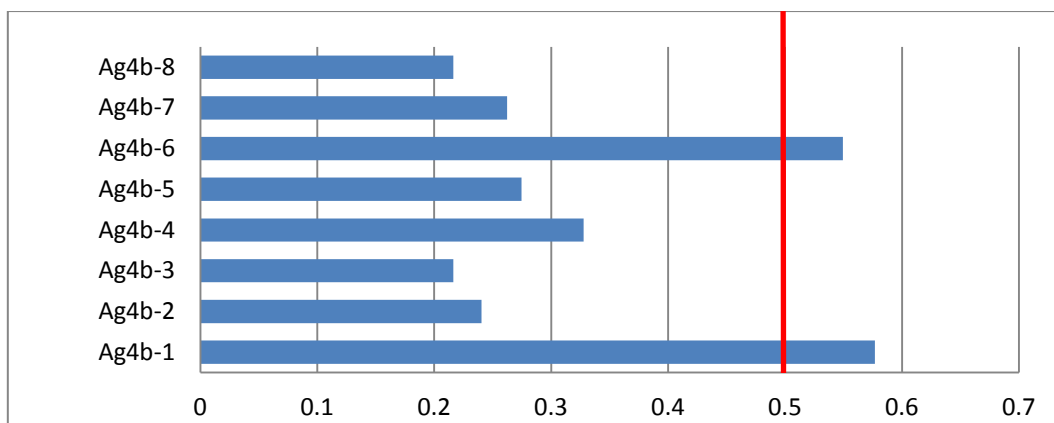
ΑΡΙΘΜΟΣ ΔΕΙΓΜΑΤΟΣ	ΠΟΣΟΣΤΟ % Corg	ΑΡΙΘΜΟΣ ΔΕΙΓΜΑΤΟΣ	ΠΟΣΟΣΤΟ % Corg
Ag4-1	0.51	Ag4-6	0.48
Ag4-2	0.73	Ag4-7	0.75
Ag4-3	0.66	Ag4-8	0.15
Ag4-4	0.39	Ag4-9	0.07
Ag4-5	0.21		



Εικόνα 8.12. Ραβδόγραμμα της % περιεκτικότητας των δειγμάτων σε Corg.

Πίνακας 13. Ποσοστιαία συμμετοχή των δειγμάτων Ag4b_1-8 σε Corg.

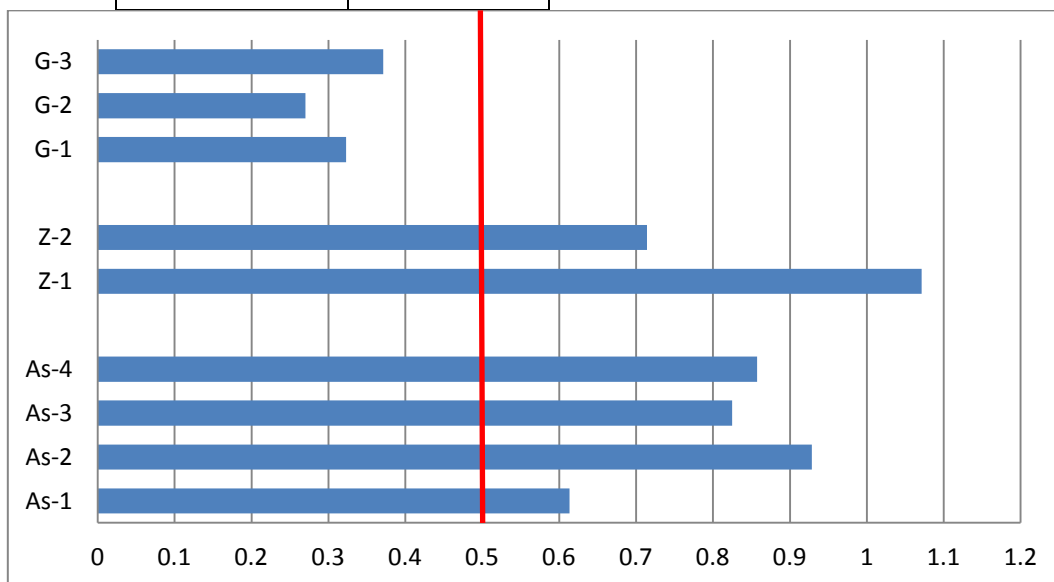
ΑΡΙΘΜΟΣ ΔΕΙΓΜΑΤΟΣ	ΠΟΣΟΣΤΟ % Corg	ΑΡΙΘΜΟΣ ΔΕΙΓΜΑΤΟΣ	ΠΟΣΟΣΤΟ % Corg
Ag4b-1	0.57	Ag4b-5	0.27
Ag4b-2	0.24	Ag4b-6	0.54
Ag4b-3	0.21	Ag4b-7	0.26
Ag4b-4	0.32	Ag4b-8	0.21



Εικόνα 8.13. Ραβδόγραμμα της % περιεκτικότητας των δειγμάτων σε Corg.

Πίνακας 14. Ποσοστιαία συμμετοχή των δειγμάτων As1-4, G1-3 και Z1-2 σε Corg.

ΑΡΙΘΜΟΣ ΔΕΙΓΜΑΤΟΣ	ΠΟΣΟΣΤΟ % Corg	ΑΡΙΘΜΟΣ ΔΕΙΓΜΑΤΟΣ	ΠΟΣΟΣΤΟ % Corg
Z-1	1.07	As-1	0.61
Z-2	0.71	As-2	0.92
		As-3	0.82
G-1	0.32	As-4	0.85
G-2	0.27		
G-3	0.37		



Εικόνα 8.14. Ραβδόγραμμα της % περιεκτικότητας των δειγμάτων σε Corg.

8.3. Συγκριτική Σχέση Ανθρακικού Ασβεστίου (CaCO_3) και Οργανικού Άνθρακα (C_{org}).

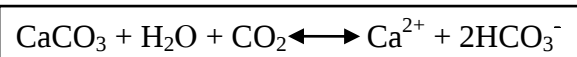
8.3.1. Μεθοδολογία της συγκριτικής σχέσης Ανθρακικού Ασβεστίου (CaCO_3) και Οργανικού Άνθρακα (C_{org}).

Όπως αναφέρθηκε σε προηγούμενο κεφάλαιο, το οργανικό υλικό αφθονεί κυρίως σε περιοχές έντονης εκδήλωσης ζωής, όπως στο θαλάσσιο και λιμναίο βυθό, σε περιοχές όπου το μορφολογικό ανάγλυφο βυθίζεται γρήγορα και όπου υπάρχει έλλειψη της βακτηριακής δράσης. Ωστόσο, ένα μεγάλο μέρος του οργανικού υλικού που παράχθηκε σε ένα τέτοιο περιβάλλον ανακυκλώνεται μέσα στο βιολογικό κύκλο.

Για να διατηρηθεί το οργανικό υλικό, το ποσοστό οξυγόνου του νερού του ιζήματος θα πρέπει να είναι πολύ χαμηλό ή μηδενικό επίπεδο. Τέτοιες ευνοϊκές συνθήκες δημιουργίας του αποτελούν τα στάσιμα νερά, αναγωγικού χαρακτήρα, ως αποτέλεσμα είτε υπερπαραγωγής και εναπόθεσης οργανικού υλικού, είτε περιορισμένης κυκλοφορίας νερού με αποτέλεσμα την μη ανακύκλωση του οξυγόνου.

Αντίθετα, η διάβρωση οδηγεί στην οξείδωση του οργανικού υλικού των μητρικών πετρωμάτων, αλλά και στην διάλυση και καθίζηση ορυκτών στα ψαμμιτικά και ασβεστολιθικά πετρώματα. Τα παλαιό-οικολογικά χαρακτηριστικά (οργανικό υλικό, ποσό οξυγόνου) επηρεάζονται από το επίπεδο της στάθμης της θάλασσας (Rodríguez-Tovar et al., 2010).

Επίσης, η διάλυση του ανθρακικού ασβεστίου (CaCO_3) επηρεάζεται από την θερμοκρασία, την πίεση και την μερική πίεση του διοξειδίου του άνθρακα (CO_2). Η διάλυση του ανθρακικού ασβεστίου (CaCO_3) ελέγχεται από την διάλυση του διοξειδίου του άνθρακα (CO_2), σύμφωνα με την παρακάτω σχέση:



Όσο περισσότερο διοξείδιο του άνθρακα (CO_2) μπορεί να διαλυθεί στο νερό, τόσο πιο πολύ θα είναι και το ανθρακικό ασβέστιο (CaCO_3) που θα διαλυθεί. Εφόσον το CO_2 διαλύεται ευκολότερα στις υψηλές πιέσεις και στις χαμηλές θερμοκρασίες, έτσι και το CaCO_3 διαλύεται περισσότερο στα βαθιά νερά του ωκεανού, παρά στα επιφανειακά νερά. Εκτός από την πίεση και την θερμοκρασία, ο κορεσμός σε CaCO_3 εξαρτάται και από το pH. Όσο μεγαλύτερο είναι το pH του νερού, τόσο πιο μεγάλη είναι και η συγκέντρωση σε CO_2 . Όσο περισσότερο CO_2 προστίθεται στα βαθιά νερά

του ωκεανού λόγω της αναπνοής των οργανισμών τόσο πιο εύκολα το νερό του πυθμένα διαβρώνει τα ασβεστιτικά κελύφη.

Κατά την αποσύνθεση των θαλάσσιων ιζημάτων από το οξυγόνο και την οξείδωση του οργανικού υλικού, CO_2 απελευθερώνεται στο νερό των πόρων με αποτέλεσμα να μειώνεται το pH του νερού και να οδηγούμαστε σε υπερκορεσμό του CaCO_3 στο νερό. Τότε το CO_2 μπορεί να γίνει ουδέτερο κατά την διάλυση του CaCO_3 των ιζημάτων. Με αυτήν την διαδικασία το CaCO_3 που πέφτει σε έναν πυθμένα με υπερκορεσμένο σε CaCO_3 νερό μπορεί να υποβληθεί σε μετά-αποθετική διάλυση (Martin and Sayles, 2004). Η διάλυση του CaCO_3 από τους οργανισμούς (metabolic dissolution) μπορεί να είναι ανεξάρτητη από τον κορεσμό των περιβαλλόντων νερών (Milliman et al., 1999).

Από την άλλη πλευρά, το CaCO_3 στα πελαγικά ιζήματα ελέγχεται από την έκταση της παροχής άνθρακα στο θαλάσσιο πυθμένα σε σταθερή ένταση διαλύσεως (παράγοντας της παραγωγικότητας), διακυμάνσεις στην περιεκτικότητα του άνθρακα σε σταθερό ρυθμό τροφοδοσίας άνθρακα (παράγοντας της διαλυτοποίησης), αλλαγή στις αναλογίες των ασβεστούχων/πυριτικών σωματιδίων στην ροή και αραίωση από μη βιογενή υλικό όπως αιολικά και ηφαιστειακά σωματίδια (Khim et al., 2011).

Γνωρίζοντας το ποσοστό του οργανικού υλικού των ιζημάτων μπορούμε να αναγνωρίσουμε τα περιβάλλοντα απόθεσης των ιζημάτων αυτών (Folk, 1968). Επίσης, η ανάλυση ανθρακικού ασβεστίου χρησιμοποιείται στην ιζηματολογική ανάλυση για να χαρακτηρίσει περιβάλλοντα απόθεσης των ιζημάτων.

Όταν η σχέση μεταξύ CaCO_3 - Corg μέσα στα ιζήματα είναι αντιστρόφως ανάλογη, σημαίνει πως το CO_2 που παράχθηκε από την αποσύνθεση του Corg στο υποεπιφανειακό στρώμα νερού (όπου έχουμε απουσία κυκλοφορίας και ανακύκλωσης O_2) και στα ιζήματα, είχε ως αποτέλεσμα τη μείωση του pH του νερού, επισπεύδοντας έτσι την διάλυση του CaCO_3 που παράγεται στο επιφανειακό στρώμα νερού. Αυτό συμβαίνει για ιζήματα με ποσοστό Corg πάνω από 12% ή για εποχικούς ανοξικούς πυθμένες (Dean, 1999;2002).

Αντίθετα, όταν παρατηρείται θετική συσχέτιση των δύο ποσοστών, συμβαίνει λόγω της απομάκρυνσης του CO_2 , καθώς και σε υψηλές θερμοκρασίες όπου μειώνεται η διαλυτότητα του CaCO_3 και το pH στο επιφανειακό στρώμα νερού, με αποτέλεσμα να επιταχύνεται η παραγωγή CaCO_3 (Hodell et al., 1998).

Η διακοπή της σχέσης αυτής μέσα στην στρωματογραφική στήλη δείχνει ότι το CaCO_3 στα ιζήματα ελέγχεται κυρίως από την διάλυσή του στο υποεπιφανειακό στρώμα νερού και στα ιζήματα λόγω της αποσύνθεσης του οργανικού υλικού. Συνεπώς, από την σύγκριση της σχέσης του CaCO_3 και του TOC, ανάλογα με την συσχέτιση τους και το ποσοστό τους, μπορούν να προκύψουν και τα εξής συμπεράσματα:

1. Αρνητική συσχέτιση ποσοστών των δύο δεικτών: α. TOC μεγάλο και CaCO_3 μικρό που μπορούν να αποδοθούν σε ανοξικές- αναγωγικές συνθήκες, β. TOC μικρό και CaCO_3 μεγάλο όταν έχουμε οξειδωτικές συνθήκες και το TOC οξειδώνεται ενώ ευνοείται η καθίζηση μεγάλου ποσοστού CaCO_3 .
2. Θετική συσχέτιση με: α. και τα δύο χαμηλά σημαίνει ότι ίσως έχουμε ανοξικές συνθήκες (χαμηλό CaCO_3) με χαμηλή οργανική παραγωγικότητα, β. και τα δύο υψηλά ποσοστά που ίσως οφείλονται σε οξειδωτικές συνθήκες (υψηλό CaCO_3) και το υψηλό TOC να οφείλεται στο γρήγορο ρυθμό ενταφιασμού σε μια γρήγορα βυθιζόμενη λεκάνη όπου το οργανικό υλικό δεν προλαβαίνει να οξειδωθεί.

Για την σύγκριση των δύο παραμέτρων χρησιμοποιήθηκε ο συντελεστής συσχέτισης ή συντελεστή προσδιορισμού (coefficient of determination) R^2 , ο οποίος εκφράζει το βαθμό και τον τρόπο που οι δύο μεταβλητές συσχετίζονται, δηλαδή πως η μία μεταβάλλεται ως προς την άλλη. Ως R^2 , μπορεί να οριστεί η συσχέτιση των τιμών που προκύπτουν από την εξίσωση της ευθείας παλινδρόμησης και των πραγματικών τιμών. Οι χαρακτηριστικές τιμές του R^2 είναι από 0 έως 1 και ερμηνεύονται ως εξής:

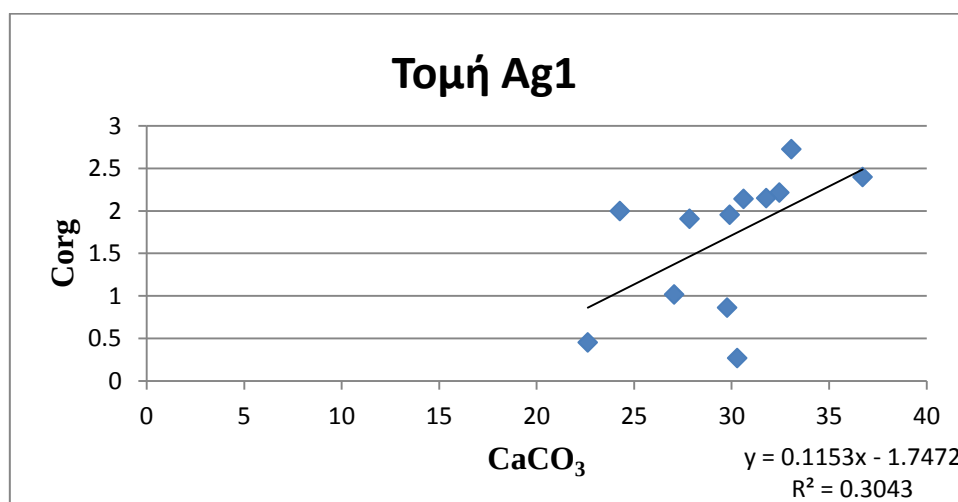
Όταν $R^2 = 1$: υπάρχει τέλεια θετική συσχέτιση μεταξύ των X και Y και όταν $R^2 = 0$: δεν υπάρχει καμιά (γραμμική) συσχέτιση μεταξύ των X και Y. Όταν ο συντελεστής συσχέτισης είναι κοντά στο 1, η γραμμική συσχέτιση των δύο παραμέτρων είναι ισχυρή (συνήθως χαρακτηρίζουμε ισχυρές τις συσχετίσεις όταν $R^2 > 0.9$) ενώ όταν είναι κοντά στο 0 οι τ.μ. είναι πρακτικά ασυσχέτιστες.

8.3.2. Αποτελέσματα της συγκριτικής σχέσης Ανθρακικού Ασβεστίου (CaCO_3) και Οργανικού Άνθρακα (C_{org}).

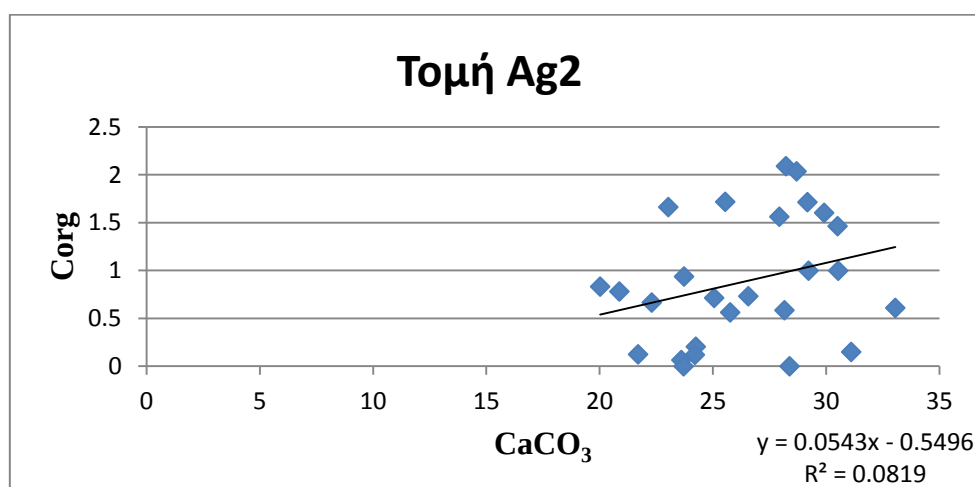
Στις παρακάτω εικόνες 8.15 έως 8.19, παρουσιάζονται τα διαγράμματα συσχέτισης του Ανθρακικού Ασβεστίου (CaCO_3) και Οργανικού Άνθρακα (C_{org}). Παρατηρείται ότι το R^2 για τις τομές του Άγιου Γεωργίου Πάγων είναι μικρότερο του 0.3, δηλαδή

κοντά στο 0. Φαίνεται έτσι ότι η συσχέτιση των δύο παραμέτρων είναι πρακτικά αδύνατη. Αντιθέτως, οι τομές στην βόρεια πλευρά του νησιού As και Z έχουν υψηλό R^2 , με αποτέλεσμα η γραμμική συσχέτιση των δύο παραμέτρων είναι ισχυρή.

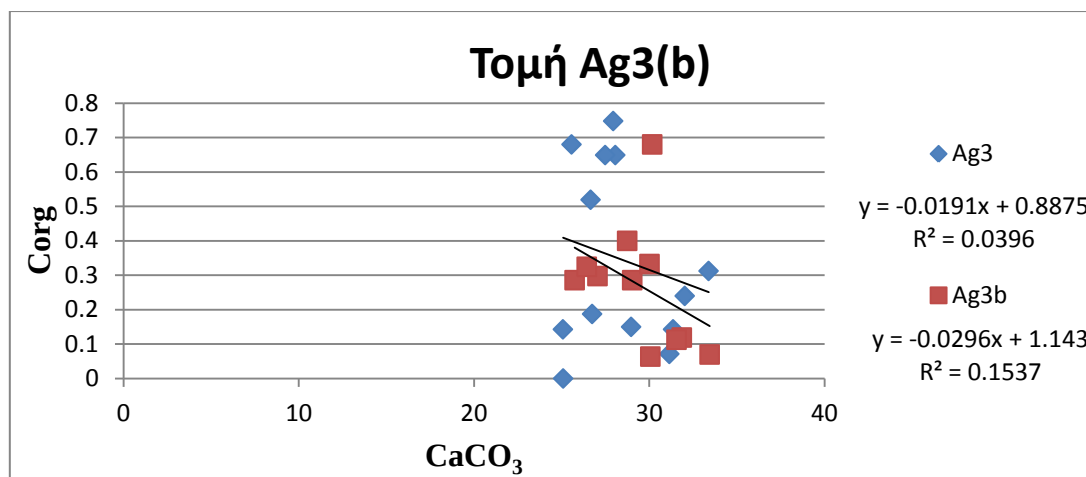
Επειδή ο συντελεστής συσχέτισης R^2 δεν εξηγεί την αρνητική συσχέτιση, έγινε μια προσπάθεια συσχέτισης των δύο παραπάνω δεικτών, που παρουσιάζεται στην εικόνα 8.20. Συμπερασματικά, πρέπει να σημειωθεί ότι συγκεντρωτικά παρατηρείται μια σταθερή διακύμανση του CaCO_3 , με μόνο το ToC να μεταβάλλεται συνεχώς. Έτσι φαίνεται ότι η μεταβολή του ToC στα δείγματα είναι ανεξάρτητη του CaCO_3 και έτσι δεν μπορεί να γίνει συσχέτιση αυτών των δύο παραμέτρων.



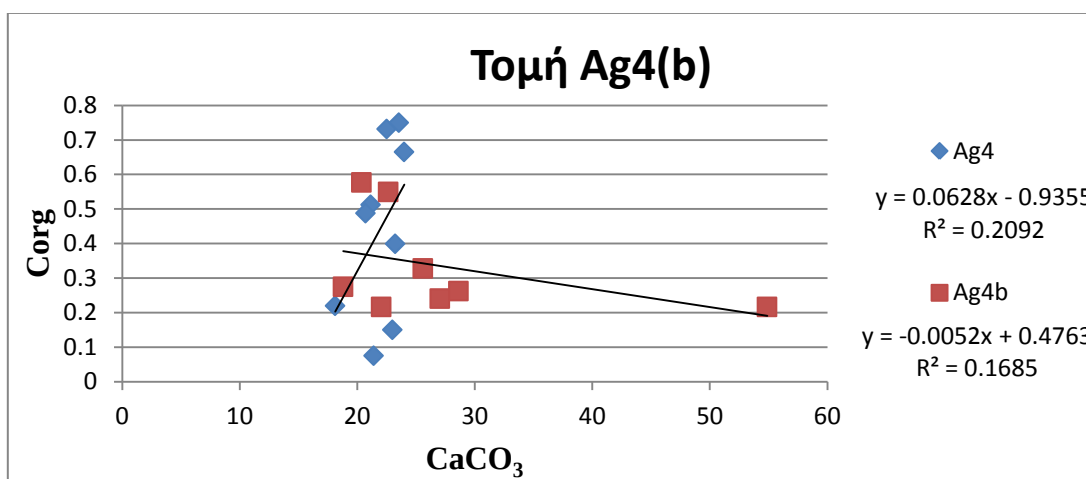
Εικόνα 8.15: Διάγραμμα που δίνεται η συσχέτιση των ToC και CaCO_3 για τα δείγματα της τομής Ag1.



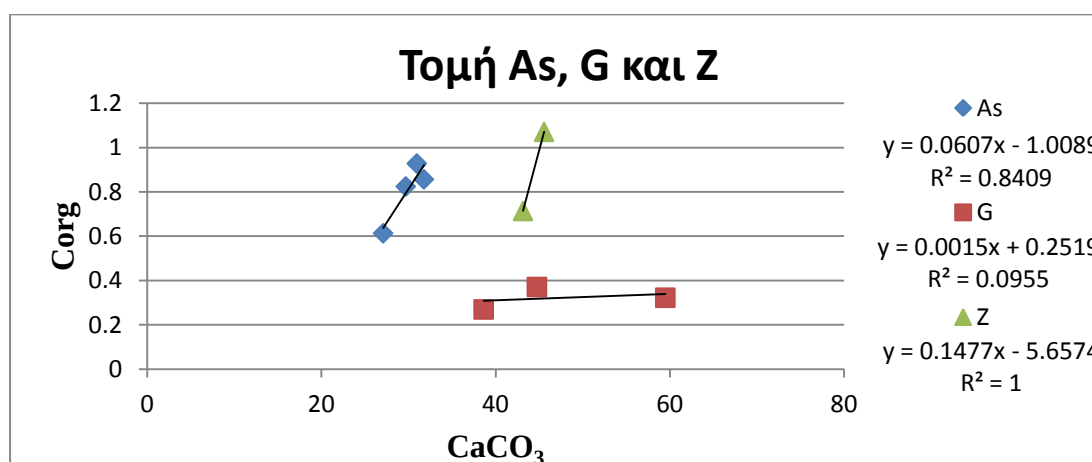
Εικόνα 8.16: Διάγραμμα που δίνεται η συσχέτιση των ToC και CaCO_3 για τα δείγματα της τομής Ag2.



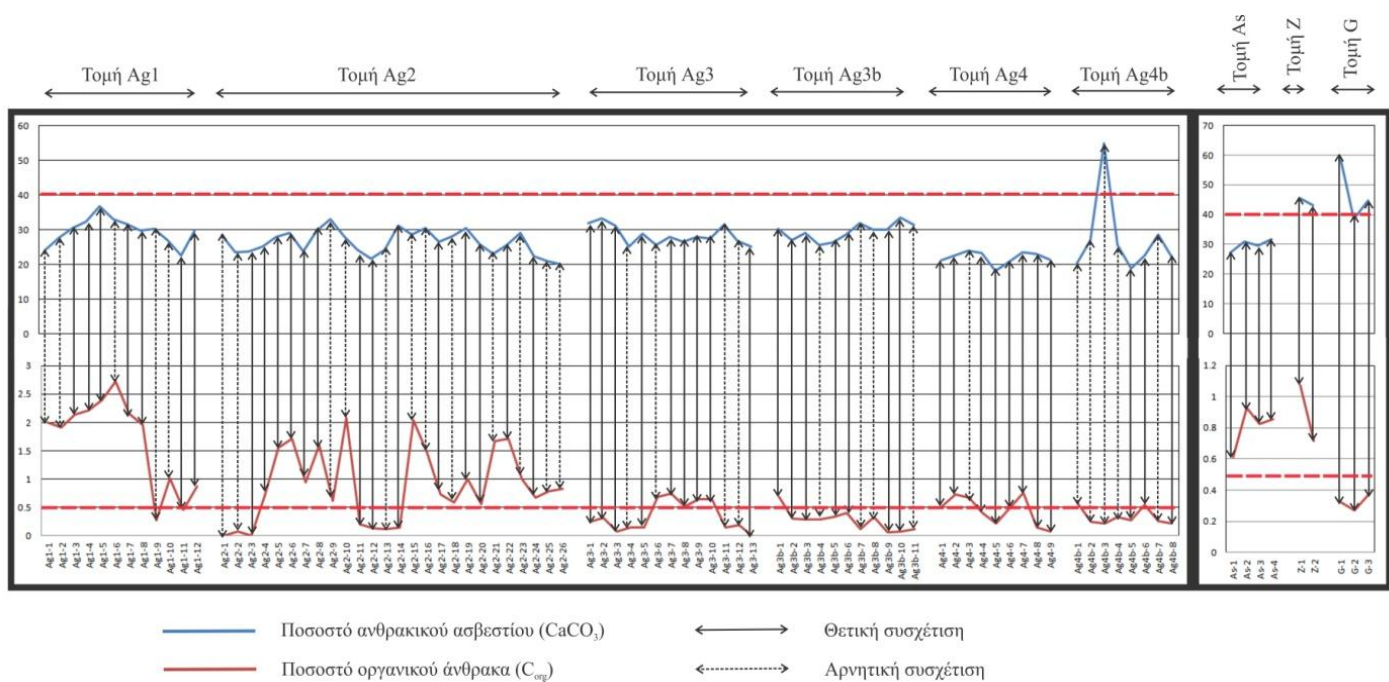
Εικόνα 8.17: Διάγραμμα που δίνεται η συσχέτιση των ToC και CaCO₃ για τα δείγματα της τομής Ag3(b).



Εικόνα 8.18: Διάγραμμα που δίνεται η συσχέτιση των ToC και CaCO₃ για τα δείγματα της τομής Ag4(b).



Εικόνα 8.19: Διάγραμμα που δίνεται η συσχέτιση των ToC και CaCO₃ για τα δείγματα της τομής As, G και Z.



Εικόνα 8.20. Συγκριτικό διάγραμμα σχέσης της % περιεκτικότητας των δειγμάτων σε CaCO_3 και Corg των δειγμάτων της περιοχής μελέτης.

Στην τομή Ag1 και Ag2, το ποσοστό του CaCO_3 παραμένει σταθερό, με παράλληλη υψηλή παρουσία και έντονη αυξομείωση του ποσοστού του TOC. Τα χαμηλά ποσοστά του CaCO_3 πιθανώς δείχνουν χαμηλούς ρυθμούς ιζηματογένεσης, με αποτέλεσμα τα ποσοστά του TOC πιθανώς να συνδέονται και να επηρεάζονται από το περιβάλλον που επικρατούσε. Έτσι ίσως να έχουμε έναν αναγωγικού περιβάλλοντος πυθμένα, όπου το TOC δεν οξειδώνεται εύκολα και διατηρείται στα ιζήματα.

Στις τομές Ag3 και Ag3b το ποσοστά του CaCO_3 παραμένουν σταθερά χαμηλά (στα ίδια επίπεδα με πριν), ενώ η παρουσία του TOC μειώνεται, έχοντας συχνές εναλλαγές στη διακύμανση του. Οι αυξομειώσεις αυτές πιθανώς να συνδέονται με ύπαρξη εποχικού ανοξικού πυθμένα (απουσία κυκλοφορίας και ανακύκλωσης του O_2) (Dean, 1999;2002). Φαίνεται να αποτελεί μεταβατικό στάδιο μεταξύ των Ag1, Ag2 και Ag4, Ag4b.

Στον τομή Ag4 παρατηρείται μόνο θετική συσχέτιση των δύο παραμέτρων, με μία μόνο αρνητική συσχέτιση, ενώ στην τομή Ag4b φαίνεται να έχω εναλλαγές αρνητικών και θετικών συσχετίσεων. Τα χαμηλά ποσοστά του TOC πιθανώς να

συνδέονται με πιο ρηχό περιβάλλον από πριν, με αποτέλεσμα την πιο εύκολη οξείδωση του.

Το γενικό χαμηλό ποσοστό του CaCO_3 σε όλες τις τομές πιθανώς υποδηλώνει και τη σταδιακή πλήρωση της λεκάνης, ενώ ίσως να μπορεί να συνδεθεί και με τις ψυχρές κλιματολογικές συνθήκες που επικρατούσαν κατά το τέλος του Μειόκαινου στην περιοχή μελέτης (Bertolani and Marchetti, 1985), όπου πιθανώς να οδήγησαν σε αύξηση της διαλυτότητας του CaCO_3 .

Επιπροσθέτως, στις τομές As και Z έχω μόνο θετικές συσχετίσεις, που με την παράλληλη παρουσία οργανικού υλικού, σημαίνει πιθανώς, ότι ίσως έχουμε ανοξικές συνθήκες (χαμηλό CaCO_3). Τέλος για την τομή G φαίνεται ότι πιθανώς έχουμε οξειδωτικές συνθήκες και το TOC οξειδώνεται, ενώ ευνοείται η καθίζηση μεγάλου ποσοστού CaCO_3 .

8.4. Κοκκομετρική Ανάλυση

8.4.1. Μεθοδολογία για την κοκκομετρική ανάλυση.

Η κοκκομετρική ανάλυση αποτελεί τη βάση των ιζηματολογικών αναλύσεων και προσφέρει τον υπολογισμό μιας σειράς από χαρακτηριστικές στατιστικές παραμέτρους από τους οποίους χαρακτηρίζονται:

- Η κατανομή του κοκκομετρικού μεγέθους των κόκκων των ιζημάτων
- Τα ποσοστά κατανομής των ομάδων μεγεθών των κόκκων του πετρώματος
- Η ταξινόμηση του πετρώματος από το οποίο ανακτήθηκε το δείγμα
- Το περιβάλλον απόθεσης των ιζημάτων

Η μέθοδος που χρησιμοποιήθηκε αποτελείται από τρία στάδια. Αρχικά την αποσυμπέτρωση του δείγματος, στη συνέχεια την κοκκομετρική ανάλυση με κόσκινα, και τέλος με πιπέττα, όπως περιγράφεται παρακάτω:

Η κοκκομετρική ανάλυση, η οποία αποσκοπεί στον προσδιορισμό των κοκκομετρικών παραμέτρων για την περιγραφή της κοκκομετρικής κατανομής των ιζημάτων, πραγματοποιείται με κόσκινα για χονδρόκοκκα υλικά και με τη μέθοδο πιπέττας για την ανάλυση των λεπτόκοκκων ιζημάτων που απαρτίζονται κυρίως από

πηλό και άργιλο, με συμμετοχή λεπτομερούς άμμου που ποσοστιαία σπανίως υπερβαίνουν το 10%.

Από κάθε δείγμα λαμβάνεται περίπου 20 gr, τα οποία τοποθετούνται σε ποτήρι ζέσεως των 600ml, προστίθενται περίπου 100ml απιονισμένου νερού, το περιεχόμενο αναδεύεται επί 5 ως 10 λεπτά με την χρήση λαβίδας κατά αραιά χρονικά διαστήματα ώστε να πετύχουμε την πιο δυνατή διάλυση και τέλος το δείγμα σκεπάζεται με ύαλο ωρολογίου. Μετά την πάροδο περίπου 24 ωρών προστίθενται 25ml H₂O₂ (Υπεροξειδίο του Υδρογόνου ή Perydrol - 30% κατά όγκο) με ταυτόχρονη ισχυρή ανάδευση. Θα παρατηρηθεί έντονος αναβρασμός, ο οποίος σε σύντομο χρονικό διάστημα καταπαύει. Συνήθως τα γκρι ιζήματα είναι αυτά, στα οποία παρατηρείται έντονος αναβρασμός διότι σχηματίστηκαν σε αναγωγικό περιβάλλον (π.χ. στάσιμα νερά) και έτσι περιέχουν περισσότερο οργανικό υλικό.

Εάν το δείγμα είναι ανθιστάμενο στην αποσυμπέτρωση, μπορούμε να ρίξουμε διάλυμα CH₃COOH (οξικό οξύ), ώστε να πετύχουμε την τελική διάλυση του.

Εφόσον συνεχίζει να παρατηρείται αναβρασμός, συνεχίζουμε να προσθέτουμε μικρές ποσότητες H₂O₂ κατά αραιά χρονικά διαστήματα μέχρι την πλήρη κατάπαυση του αναβρασμού. Τέλος για τη διαπίστωση του σωστού αποτελέσματος προσθέτουμε μικρές ποσότητες H₂O₂ (περίπου 5ml) όταν το δείγμα σταματήσει να αναβράζει. Η πλήρης κατάπαυση του αναβρασμού σημαίνει την πλήρη οξείδωση του οργανικού υλικού (πρωτεΐνη, υδατάνθρακες, κτλ.), το οποίο έχει εγκλεισθεί μέσα στο υπό ανάλυση δείγμα και συγχρόνως επιτυγχάνεται η πλήρης αποσυμπέτρωση των δειγμάτων στους επιμέρους κόκκους από τους οποίους συνίσταται. Εάν ο αναβρασμός συνεχίζεται για μεγάλο χρονικό διάστημα, μπορούμε να ρίξουμε 6 σταγόνες (Υδροχλωρικού οξέος) ώστε να υποβοηθηθεί η διάσπαση.

Ακολούθως βράζεται το δείγμα πάνω σε θερμαντική πλάκα για την πλήρη διάσπαση του H₂O₂. Το περιεχόμενο του ποτηριού ζέσεως αφήνεται να ψυχθεί και κατόπιν προσθέτεται απιονισμένο νερό, με παράλληλη έκπλυση των τοιχωμάτων με σκοπό την απομάκρυνση του συγκολλημένου ιζήματος. Τα δείγματα αφήνονται με το ποτήρι ζέσεως υπό κλίση και σε ηρεμία έως ότου το νερό γίνει διαυγές και εν συνεχεία υφίσταται διαδοχικές εκπλύσεις για την απομάκρυνση των προϊόντων οξείδωσης αλλά και του υπολειπόμενου H₂O₂ που τυχόν έχει παραμείνει ύστερα από τον

βρασμό. Οι εκπλύσεις αυτές πραγματοποιούνται με την αφαίρεση του προϋπάρχοντος νερού με την χρήση πιπέτας και εκ νέου πρόσθεση απιονισμένου νερού.

Στη συνέχεια χρησιμοποιούμε ογκομετρικό κύλινδρο των 1000ml, πάνω από τον οποίο τοποθετούμε χωνί και κόσκινο N_o 230 (63μm) που διαχωρίζει τον πηλό / άργιλο. Το χωνί και το κόσκινο τα πλένουμε και τα βρέχουμε με απιονισμένο νερό πριν την χρήση. Ρίχνουμε το κάθε δείγμα μέσα στο κόσκινο, ξεπλένοντας όλο το υλικό από το ποτήρι ζέσεως καθώς και το κόσκινο με απιονισμένο νερό ώστε να περάσει όλο το υλικό <63μm που τυχόν είχε συγκρατηθεί στους κόκκους του ιζήματος, οι οποίοι δεν διήλθαν. Το υπόλοιπο υλικό που παρέμεινε στο κόσκινο, το τοποθετούμε σε κάψα εκπλένοντας το μέσα από το κόσκινο. Τοποθετούμε όλες τις κάψες στο φούρνο και θερμαίνουμε στους ~80°C έως ότου εξατμιστεί όλο το νερό. Όταν εξατμιστεί το νερό, κοσκινίζουμε το ίζημα ξανά με το ίδιο κόσκινο και ότι περάσει (pan) το ρίχνουμε μέσα στον αντίστοιχο ογκομετρικό κύλινδρο (υλικό που δεν έφυγε με την έκπλυση).

Διασπορά της Αργίλου - Χρήση Calgon (εξαμεταφωσφορικό νάτριο).

Προσθέτουμε 25ml Calgon σε κάθε δείγμα στον ογκομετρικό κύλινδρο και ακολουθεί πλήρωση με απιονισμένο νερό μέχρι τα 1000ml, κάνοντας ταυτόχρονα και έκπλυση των τοιχωμάτων. Γίνεται ανάδευση του περιεχομένου για λίγα λεπτά. Η άργιλος διασπάται και μένει σε αιώρηση, λόγω της δημιουργίας αντίθετων φορτίων και μη ύπαρξης δυνάμεων συνοχής. Στην αντίθετη περίπτωση η άργιλος κροκιδώνεται (δημιουργία συσσωμάτων), έχοντας έτσι αποτυχία στην διαδικασία.

Οι ογκομετρικοί κύλινδροι τοποθετούνται μέσα σε «ενυδρείο» και γίνεται πλήρωση του δοχείου με νερό. Θερμαίνουμε το νερό στους 29°C και διατηρούμε την θερμοκρασία σταθερή με την χρήση θερμοστάτη. Κατόπιν γίνεται ανάδευση του περιεχομένου του εκάστοτε κυλίνδρου και ανά συγκεκριμένα χρονικά διαστήματα γίνεται δειγματοληψία 25ml νερού με την χρήση πιπέτας.

Το υλικό που συλλέγεται τοποθετείται σε ποτήρια ζαχάρεως (1 σετ των 6, ανά δείγμα), τα οποία έχουν προζυγιστεί. Όταν ολοκληρωθεί η διαδικασία τα ποτήρια ζαχάρεως τοποθετούνται στον φούρνο για απομάκρυνση του νερού και εν συνεχεία ζυγίζονται. Η αφαίρεση του βάρους της φιάλης χωρίς ίζημα από την φιάλη με ίζημα μας δίνει το βάρος των κλάσεων και το βάρος του Calgon. Με την ίδια διαδικασία

υπολογίζεται και το βάρος του Calgon στα 25ml. Η αφαίρεση του από το βάρος της κλάσης και από το βάρος Calgon μας δίνει το διορθωμένο βάρος.

Παρασκευή Calgon.

Σ' ένα ποτήρι ζέσεως των 1000ml προσθέτουμε 40gr Calgon και ~ 800ml απιονισμένο νερό. Τοποθετούμε μέσα στο ποτήρι ένα μαγνήτη και κάνουμε ανάδευση με την χρήση ενός μαγνητικού αναδευτήρα, ώστε να διαλυθεί το Calgon και να δημιουργηθεί ένα ομογενές μείγμα. Εν συνεχεία τοποθετούμε το παρασκευασμένο δείγμα μέσα σε ογκομετρική φιάλη των 1000ml και ακολουθεί πλήρωση με απιονισμένο νερό μέχρι τα 1000ml.

Στατιστικές παράμετροι και περιβάλλοντα απόθεσης.

Από τα δεδομένα που προέκυψαν από την παραπάνω μέθοδο, κατασκευάστηκαν οι κοκκομετρικές καμπύλες με σκοπό τον υπολογισμό των στατιστικών παραμέτρων, που έγινε με την χρήση του λογισμικού Origin 6.0.

Βάσει των τιμών των στατιστικών παραμέτρων που υπολογίστηκαν σύμφωνα με τους τύπους του πίνακα 15, είναι δυνατός ο χαρακτηρισμός των ιζημάτων ανάλογα με το βαθμό ταξινόμησής τους (σί), τη λοξότητα ή ασυμμετρία τους (SKi) και την κύρτωσή τους (KG), σύμφωνα με τις ονοματολογίες ταξινόμησης που έχουν προτείνει οι Folk and Ward (1957).

Πίνακας 15. Υπολογιστικοί τύποι των στατιστικών παραμέτρων

Στατιστικές Παράμετροι	Folk and Ward 1957
Διάμεσος	Φ_{50}
Αριθμ. Μέσος	$1/3(\Phi_{16}+\Phi_{50}+\Phi_{84})$
Τυπική Απόκλιση	$1/4(\Phi_{84}-\Phi_{16}) + 1/6.6(\Phi_{95}-\Phi_{5})$
Ασυμμετρία	$(\Phi_{16}+\Phi_{84}-2\Phi_{50})/2(\Phi_{84}-\Phi_{16}) + (\Phi_{5}+\Phi_{95}-2\Phi_{50})/2(\Phi_{95}-\Phi_{5})$
Κύρτωση	$(\Phi_{95}-\Phi_{5})/2.44(\Phi_{75}-\Phi_{25})$

Οι στατιστικές παράμετροι που υπολογίστηκαν είναι:

Διάμεσος (Median, Md): Το 50% κατά βάρος των κόκκων είναι χονδρότεροι από τη διάμεσο και το 50% λεπτότεροι από αυτήν. Η διάμεσος είναι η διάμετρος που αντιστοιχεί στο σημείο της αθροιστικής καμπύλης 50% και μπορεί να εκφραστεί είτε σε mm είτε σε τιμές Φ . (Md_{Φ} ή Md_{mm}) (Κοντόπουλος, 2009).

Αριθμητικός μέσος (Mean Size): Ο Inman πρότεινε τη φόρμουλα $(\Phi_{16} + \Phi_{84})/2$ για τον αριθμητικό μέσο, αλλά ο τύπος αυτός δεν είναι αποτελεσματικός σε ασύμμετρες καμπύλες. **Ο Γραφικός Μέσος (graphic mean) (M_Z)** κατά Folk and Ward που δίνεται από τη φόρμουλα $MZ = (\Phi_{16} + \Phi_{50} + \Phi_{84})/3$ δίνει μία πιο πιστή συνολική εικόνα της κατανομής σε σχέση με τη διάμεσο μιας και είναι στηριγμένη σε τρία σημεία (Κοντόπουλος, 2009).

Σταθερή απόκλιση (standard deviation): Η σταθερή απόκλιση εκφράζει την ομοιομορφία ή ταξιθέτηση (sorting) των ιζημάτων (Κοντόπουλος, 2009) και μπορεί να χαρακτηριστεί ως:

- <0.35Ø πολύ καλή ταξιθέτηση (very well sorted)
- 0.35Ø – 0.50Ø καλή ταξιθέτηση (well sorted)
- 0.50Ø – 0.71Ø μέτρια καλή ταξιθέτηση (moderately well sorted)
- 0.71Ø – 1.00Ø μέτρια ταξιθέτηση (moderately sorted)
- 1.00Ø – 2.00Ø πτωχή ταξιθέτηση (poorly sorted)
- 2.00Ø – 4.00Ø πολύ φτωχή ταξιθέτηση (very poorly sorted)
- > 4.00Ø πάρα πολύ φτωχή ταξιθέτηση (extremely poorly sorted)

Ασυμμετρία (asymmetry, skewness) Sk_1 : Όταν οι τιμές μιας μεταβλητής δεν ισαπέχουν από το σημείο της μέγιστης συχνότητας (επικρατούσα τιμή ή τύπος = Mode) και πάντα από τη μια πλευρά του σημείου μέγιστης συχνότητας (Mode) υπάρχει μεγαλύτερος αριθμός συχνοτήτων σε σχέση προς την άλλη πλευρά του, τότε η καμπύλη είναι ασύμμετρη (Κοντόπουλος, 2009). Μπορεί να χαρακτηριστεί ως:

- (+) 1.00 – (+) 0.30 πολύ θετική ασυμμετρία (strongly fine-skewed)
- (+) 0.30 – (+) 0.10 θετική ασυμμετρία (fine-skewed)
- (+) 0.10 – (-) 0.10 σχεδόν κανονική ασυμμετρία (near-symmetrical)
- (-) 0.10 – (-) 0.30 αρνητική ασυμμετρία (coarse-skewed)
- (-) 0.30 – (-) 1.00 πολύ αρνητική ασυμμετρία (strongly coarse-skewed)

Κύρτωση (kurtosis) K_G : Η κύρτωση μετρά την αναλογία μεταξύ της διασποράς των τιμών (sorting) στα άκρα και της διασποράς των τιμών στην κεντρική περιοχή της κατανομής, δηλαδή αναφέρεται στο βαθμό συγκέντρωσης των τιμών της μεταβλητής

γύρω από το μέσον και τα άκρα (“tails”) της κατανομής (Κοντόπουλος, 2009). Μπορεί να χαρακτηριστεί ως:

<0.67 πολύ πλατύκυρτη (very platykurtic)

0.67 – 0.90 πλατύκυρτη (platykurtic)

0.90 – 1.11 μεσόκυρτη (mesokurtic)

1.11 – 1.50 λεπτόκυρτη (leptokurtic)

1.50 – 3.00 πολύ λεπτόκυρτη (very leptokurtic)

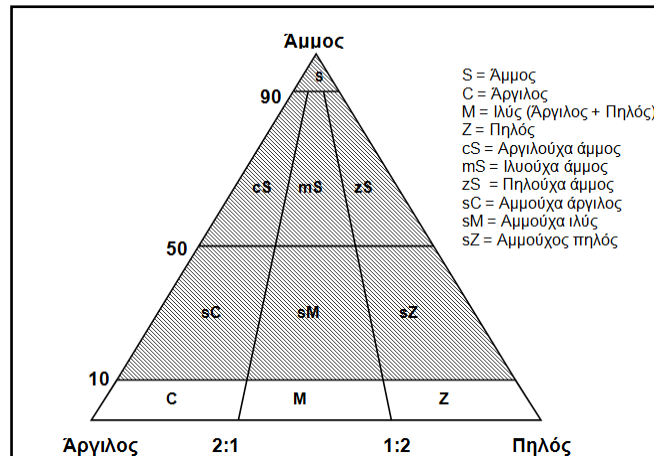
>3.00 πάρα πολύ λεπτόκυρτη (extremely leptokurtic)

Ο γραφικός μέσος του κοκκομετρικού μεγέθους (Mz) είναι αντίστοιχος με το μαθηματικό Μ.Ο. (Mean) που υπολογίζεται σε μια κανονική κατανομή. Έννοιες σχετικές με το μέσο όρο (M) είναι η μέση τιμή (Median) που αντιστοιχεί στο 50% του πληθυσμού και η επικρατέστερη τιμή (Mode) που αντιστοιχεί στο επικρατέστερο κλάσμα μεγέθους του πληθυσμού. Σε συμμετρικές κατανομές ο μέσος όρος, η μέση τιμή και η επικρατέστερη τιμή συμπίπτουν και η γραφική ασυμμετρία (Ski) χαρακτηρίζεται ως σχεδόν συμμετρική.

Σε ασύμμετρες κατανομές, όπου ο μέσος όρος και η μέση τιμή βρίσκονται προς την πλευρά των αδρομερέστερων διαμέτρων η γραφική ασυμμετρία (Ski) χαρακτηρίζεται από πολύ αρνητική μέχρι αρνητική ασυμμετρία (περίσσεια αδρομερέστερου πληθυσμού). Σε αντίθετη περίπτωση, σε ασύμμετρες κατανομές, όπου ο μέσος όρος και η μέση τιμή βρίσκονται προς την πλευρά των λεπτομερέστερων διαμέτρων η γραφική ασυμμετρία (Ski) χαρακτηρίζεται από πολύ θετική μέχρι θετική ασυμμετρία (περίσσεια λεπτομερέστερου πληθυσμού).

Όσον αφορά την εικόνα της κύρτωσης σε έναν πληθυσμό κόκκων, φαίνεται ότι ο φτωχός βαθμός ταξιθέτησης στα άκρα σε σχέση προς την κεντρική περιοχή της κοκκομετρικής κατανομής οδηγεί στον χαρακτηρισμό της ως λεπτόκυρτη μέχρι πολύ λεπτόκυρτη. Φτωχός βαθμός ταξιθέτησης στην κεντρική περιοχή σε σχέση προς τα άκρα της κοκκομετρικής κατανομής οδηγεί στον χαρακτηρισμό της ως πλατύκυρτη μέχρι πολύ πλατύκυρτη. Στην περίπτωση κανονικής κατανομής η γραφική κύρτωση χαρακτηρίζεται ως μεσόκυρτη.

Στην συνέχεια καθορίστηκε ο λιθολογικός χαρακτήρας των ιζημάτων με την βοήθεια του τριγώνου ταξινόμησης κατά Folk and Ward (εικόνα 8.21).



Εικόνα 8.21. Διάγραμμα ταξινόμησης κατά Folk and Ward (1957).

Η μελέτη των στατιστικών παραμέτρων, στοχεύει σε: α. να συγκριθούν δείγματα από όμοια περιβάλλοντα ιζηματογένεσης ή από όμοιες στρωματογραφικές μονάδες, β. να ερμηνευθούν το μέσο μεταφοράς και απόθεσης (άνεμος, ποτάμι, τουρβιδιτικό ρεύμα κλπ), γ. να ερμηνεύσουν τις διαδικασίες της τελικής απόθεσης (αιώρηση, σύρσιμο, αναπήδηση κλπ) και δ. να ερμηνεύσουν το περιβάλλον απόθεσης μιας και κάθε περιβάλλον φαίνεται να χαρακτηρίζεται από συγκεκριμένα εύρη τιμών στις στατιστικές παραμέτρους των ιζημάτων του.

Οι στατιστικοί παράμετροι από μόνοι τους ή σε συνδυασμό μεταξύ τους μπορούν να μας παραθέσουν πληροφορίες για το περιβάλλον ιζηματογένεσης και για τον λόγο αυτό χρησιμοποιήθηκαν τα παρακάτω διαγράμματα:

- Moiola and Visser (1968), με προβολή των K_G με το $Sk1$, όπου αρνητικές τιμές του $Sk1$ σημαίνουν βαθιές αποθέσεις, ενώ θετικές τιμές του σημαίνουν ρηχές αποθέσεις. Εναλλαγές θετικών και αρνητικών τιμών $Sk1$ σημαίνουν εναλλαγές του βάθους της θάλασσας (Duane, 1964).
- Friedman (1961, 1979), με προβολή των σ_1 με το $Sk1$, για άμμους παράκτιες ή κοντά στην ακτή και θίνες.
- Amarall (1977), με προβολή των Mz με το $Sk1$, για διαχωρισμό των άμμων σε ποτάμιες και παράκτιες ή γενικά κυματικής δράσης, παράλληλα με το Steward (1958), με προβολή των Md με το σ_1 ,
- Valia and Cameron (1979), (α) με προβολή των Mz με το $Sk1$ και (β) με προβολή των σ_1 με το $Sk1$, για τον προσδιορισμό του βάθους απόθεσης,

- Steward (1958), με προβολή των Md με το σ1,
- Passega (1957, 1969), με προβολή των C, L, A, M σε διαγράμματα C=M για τον προσδιορισμό του τρόπου απόθεσης. Το C προβάλλει το 1% εκατοστημόριο και αναφέρεται στο επί τις % της μεγαλύτερης τιμής της διαμέτρου, ποσοστό που προκύπτει από την κοκκομετρική καμπύλη κάθε δείγματος. Τα L και A αντιστοιχούν σε ποσοστά του κλάσματος που έχουν διάμετρο κόκκων μεγαλύτερο των 31 και 4 μm αντίστοιχα και το M αναφέρεται στο γραφικό μέσο (Md).

Στο διάγραμμα αυτό διαμορφώνεται ένα ελικοειδές πεδίο αποτελούμενο από τέσσερα τμήματα. Τα σημεία που απεικονίζονται στο τμήμα NO, αντιστοιχούν σε κόκκους, που κυλίνουν στον πυθμένα ενός πεδίου απόθεσης, ακόμη και όταν δεν υπάρχει στροβιλισμός. Στο τμήμα OP συμβαίνει κύλιση και αιώρηση του υλικού, ενώ στο τμήμα PQ αιώρηση και κύλιση.

Οι κόκκοι που απεικονίζονται στο τμήμα QR, που είναι παράλληλο με την ευθεία C=M, στην κατωφέρεια του ελικοειδούς πεδίου, αποτίθενται μετά από διαβαθμισμένη αιώρηση, χωρίς κύλιση. Το υλικό, το οποίο αποτιθέμενο απεικονίζεται σε αυτό το τμήμα του πεδίου προβολής, συνίσταται συνήθως από άμμο, το αιώρημα της οποίας έχει συγκέντρωση, που κυμαίνεται από 1g/l έως 8,5g/l. Το μέγεθος του μέγιστου κόκκου στη διαβαθμισμένη αιώρηση εξαρτάται από τον βαθμό τύρβωσης που συμβαίνει όταν αρχίζει η απόθεση. Το τμήμα RS, είναι παράλληλο προς τον άξονα της διαμέσου και αντιστοιχεί σε ομογενές αιώρημα, που κατά τον Passega (1964), περιγράφεται από ομοιόμορφη συγκέντρωση κόκκων στο αιώρημα, στην κορυφή μιας υδάτινης στήλης, ενώ μικρή τυρβώδης ροή κοντά στον πυθμένα δεν επιτρέπει την ταξινόμηση των αποτιθέμενων κόκκων.

Τέλος στο κυκλικό πεδίο απεικονίζονται τα πελαγικά ιζήματα, κοντά στην αρχή των αξόνων, μακριά από τη γραμμή C=M. Ένα πελαγικό αιώρημα συγκροτείται από κόκκους μεγέθους μικρότερου από 30μm-40μm.

Όπως αναφέραμε, οι στατιστικοί παράμετροι από μόνοι τους ή σε συνδυασμό μεταξύ τους μπορούν να μας παραθέσουν πληροφορίες για το περιβάλλον ιζηματογένεσης. Ισχύει ότι στην παράκτια ζώνη παρατηρείται αύξηση του κοκκομετρικού μεγέθους από τη μέση της παράκτιας ζώνης έως την περιοχή πίσω από την ακτή κατά 0.35Ø. Ο

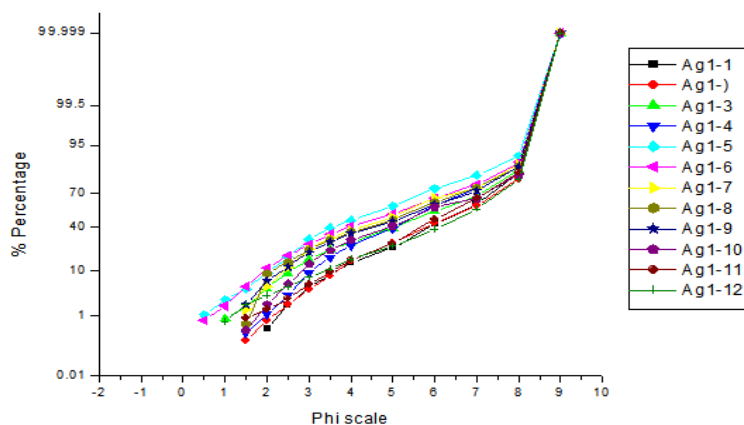
βαθμός ταξιθέτησης ακολουθεί την ίδια εξέλιξη με σ_1 στις ακτές από καλό έως πολύ καλό ($<0.35\phi$).

Στις ποτάμιες αποθέσεις έχουμε βαθμό ταξιθέτησης (σ_1) μεγαλύτερο του 1.20 και Sk_1 μικρότερο του 1.00. Στις αιολικές αποθέσεις έχουμε για τις άμμους καλό σ_1 , το Sk_1 μικρότερο του 1.00 και μέσο μέγεθος (Mz) από 0.15-0.35 ϕ . Στις αποθέσεις παραλιών στο σ_1 κυμαίνεται από 1.10-1.23 και το Sk_1 μικρότερο του 1.00, ενώ στις κοκκομετρικές καμπύλες των ιζημάτων παρατηρούνται δύο κυρτώσεις που αντιστοιχούν σε διαφορετικούς υποπληθυσμούς ιζημάτων. Στις ρηχές θάλασσες (παλιρροιακά επίπεδα και υποπαράκτια πεδία) έχουμε άσχημο βαθμό ταξιθέτησης (σ_1), ενώ το Sk_1 μικρότερο του 1.00 (Fuchtbauer and Muller, 1970).

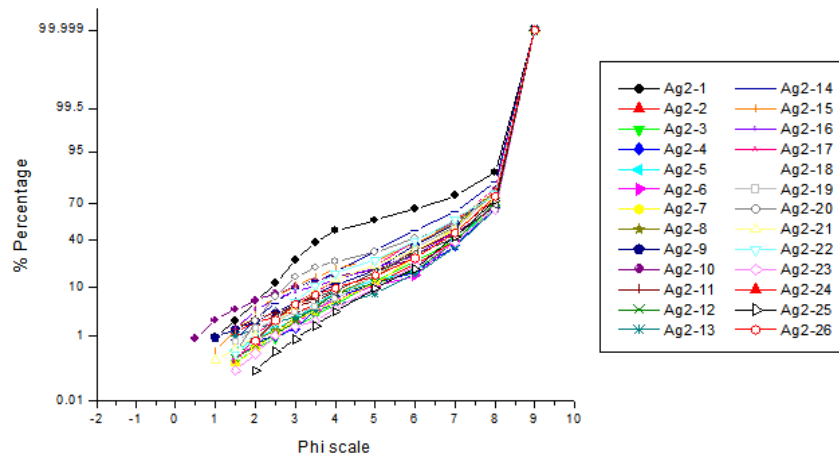
Με κριτήριο το Sk_1 διαπιστώνουμε ότι με ομοιόμορφη ελαφρά αλλαγή από αρνητικές σε θετικές τιμές Sk_1 δείχνονται παραλίες ακτών κόλπων (Mason and Folk, 1958), ενώ σε λιμναίες παραλίες τα περισσότερα ιζήματα κοντά στην ακτογραμμή και πίσω από αυτήν προς την χέρσο έχουν ελαφρά αρνητικές τιμές Sk_1 (Hulsey, 1962; Coleman, 1969). Τέλος, κατά τον Friedman (1979) έχουμε θετικές τιμές Sk_1 στις παράκτιες αποθέσεις και αρνητικές τιμές στις αποθέσεις αμμοθινών.

8.4.2. Αποτελέσματα της κοκκομετρικής ανάλυσης.

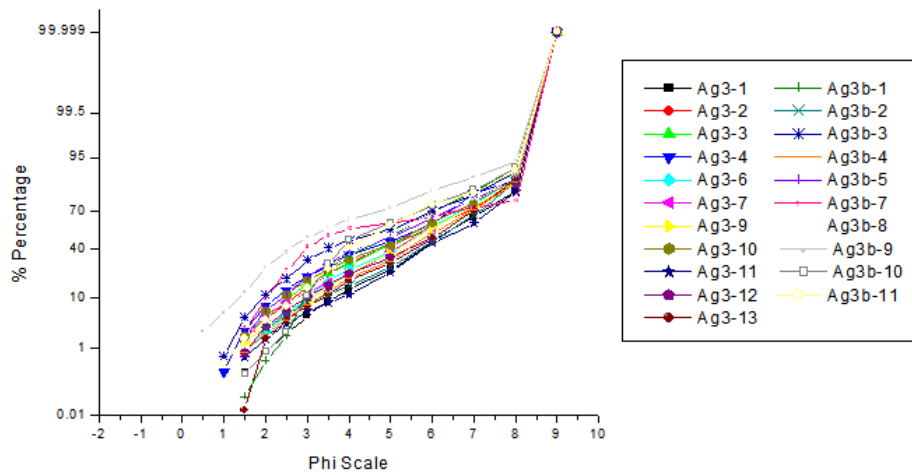
Από την ιζηματολογική ανάλυση προέκυψαν κοκκομετρικές καμπύλες, οι οποίες παρουσιάζονται στις εικόνες 8.22 έως 8.26 και υπολογίστηκαν οι στατιστικές παράμετροι των κοκκομετρικών κατανομών των δειγμάτων με την χρήση των υπολογιστικών τύπων των γραφικών παραμέτρων κατά Folk and Ward και ακολούθως έγινε χαρακτηρισμός τους.



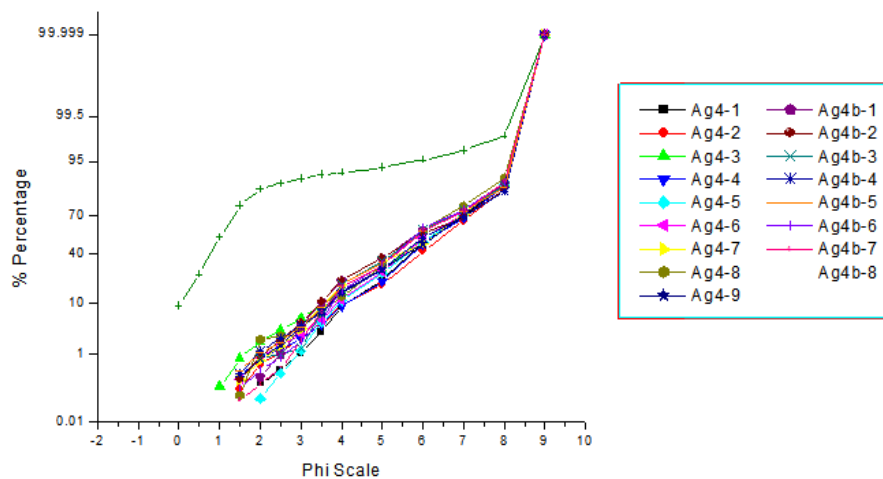
Εικόνα 8.22. Κοκκομετρικές καμπύλες των δειγμάτων της τομής Ag1.



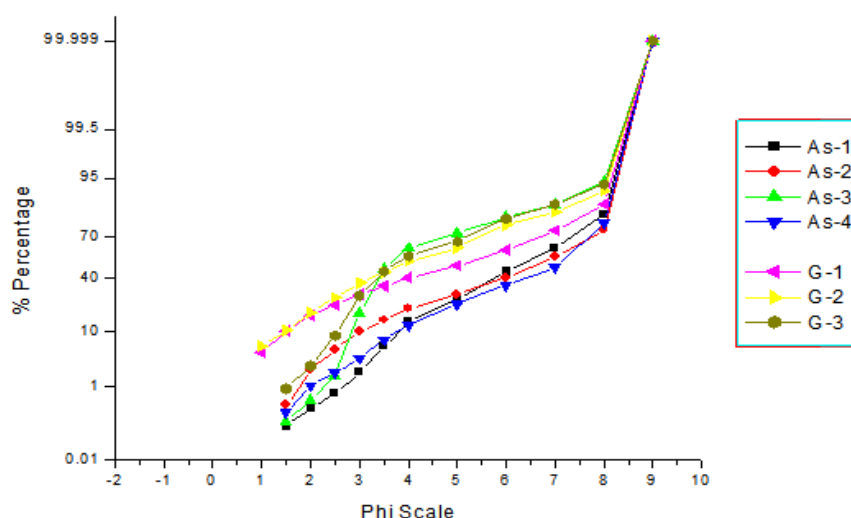
Εικόνα 8.23. Κοκκομετρικές καμπύλες των δειγμάτων της τομής Ag2.



Εικόνα 8.24. Κοκκομετρικές καμπύλες των δειγμάτων της τομής Ag3 και Ag3b.



Εικόνα 8.25. Κοκκομετρικές καμπύλες των δειγμάτων της τομής Ag4 και Ag4b.



Εικόνα 8.26. Κοκκομετρικές καμπύλες των δειγμάτων της τομής Z, G και As.

Στην συνέχεια, στον πίνακα 16, παρουσιάζονται οι στατιστικές παράμετροι, που υπολογίστηκαν από τις κοκκομετρικές καμπύλες και ο χαρακτηρισμός τους. Στις εικόνες 8.27 έως 8.31 παρουσιάζονται οι προβολές των δειγμάτων πάνω στο διάγραμμα ταξινόμησης κατά Folk and Ward (1957) και στον πίνακα 17, παρουσιάζεται ο λιθολογικός χαρακτηρισμός των δειγμάτων.

Πίνακας 16. Στατιστικές παράμετροι των δειγμάτων και χαρακτηρισμός τους

Δείγμα	Τυπική Απόκλιση (σ1)	Χαρακτηρισμός	Δείγμα	Τυπική Απόκλιση (σ1)	Χαρακτηρισμός
Ag1-1	1.70	Φτωχή ταξιθέτηση	Ag3-7	1.96	Φτωχή ταξιθέτηση
Ag1-2	1.73	Φτωχή ταξιθέτηση	Ag3-8	-	-
Ag1-3	2.13	Πολύ Φτωχή ταξιθέτηση	Ag3-9	1.87	Φτωχή ταξιθέτηση
Ag1-4	1.87	Φτωχή ταξιθέτηση	Ag3-10	2.13	Πολύ Φτωχή ταξιθέτηση
Ag1-5	2.20	Πολύ Φτωχή ταξιθέτηση	Ag3-11	1.69	Φτωχή ταξιθέτηση
Ag1-6	2.27	Πολύ Φτωχή ταξιθέτηση	Ag3-12	1.94	Φτωχή ταξιθέτηση
Ag1-7	2.16	Πολύ Φτωχή ταξιθέτηση	Ag3-13	1.77	Φτωχή ταξιθέτηση
Ag1-8	2.21	Πολύ Φτωχή ταξιθέτηση	Ag3b-1	1.80	Φτωχή ταξιθέτηση
Ag1-9	2.17	Πολύ Φτωχή ταξιθέτηση	Ag3b-2	1.77	Φτωχή ταξιθέτηση
Ag1-10	2.06	Πολύ Φτωχή ταξιθέτηση	Ag3b-3	2.21	Πολύ Φτωχή ταξιθέτηση
Ag1-11	1.77	Φτωχή ταξιθέτηση	Ag3b-4	1.82	Φτωχή ταξιθέτηση
Ag1-12	1.87	Φτωχή ταξιθέτηση	Ag3b-5	2.10	Πολύ Φτωχή ταξιθέτηση
Ag2-1	2.16	Πολύ Φτωχή ταξιθέτηση	Ag3b-6	-	-
Ag2-2	1.34	Φτωχή ταξιθέτηση	Ag3b-7	2.43	Πολύ Φτωχή ταξιθέτηση
Ag2-3	1.34	Φτωχή ταξιθέτηση	Ag3b-8	1.98	Φτωχή ταξιθέτηση
Ag2-4	1.29	Φτωχή ταξιθέτηση	Ag3b-9	2.19	Πολύ Φτωχή ταξιθέτηση
Ag2-5	1.32	Φτωχή ταξιθέτηση	Ag3b-10	1.77	Φτωχή ταξιθέτηση
Ag2-6	1.19	Φτωχή ταξιθέτηση	Ag3b-11	1.91	Φτωχή ταξιθέτηση

Ag2-7	1.34	Φτωχή ταξιθέτηση	Ag4-1	1.44	Φτωχή ταξιθέτηση
Ag2-8	1.43	Φτωχή ταξιθέτηση	Ag4-2	1.47	Φτωχή ταξιθέτηση
Ag2-9	1.62	Φτωχή ταξιθέτηση	Ag4-3	1.68	Φτωχή ταξιθέτηση
Ag2-10	1.83	Φτωχή ταξιθέτηση	Ag4-4	1.47	Φτωχή ταξιθέτηση
Ag2-11	1.55	Φτωχή ταξιθέτηση	Ag4-5	1.54	Φτωχή ταξιθέτηση
Ag2-12	1.30	Φτωχή ταξιθέτηση	Ag4-6	1.52	Φτωχή ταξιθέτηση
Ag2-13	1.20	Φτωχή ταξιθέτηση	Ag4-7	1.69	Φτωχή ταξιθέτηση
Ag2-14	1.88	Φτωχή ταξιθέτηση	Ag4-8	1.55	Φτωχή ταξιθέτηση
Ag2-15	2.00	Πολύ Φτωχή ταξιθέτηση	Ag4-9	1.68	Φτωχή ταξιθέτηση
Ag2-16	1.79	Φτωχή ταξιθέτηση	Ag4b-1	1.73	Φτωχή ταξιθέτηση
Ag2-17	1.69	Φτωχή ταξιθέτηση	Ag4b-2	1.80	Φτωχή ταξιθέτηση
Ag2-18	1.89	Φτωχή ταξιθέτηση	Ag4b-3	1.33	Φτωχή ταξιθέτηση
Ag2-19	1.44	Φτωχή ταξιθέτηση	Ag4b-4	1.67	Φτωχή ταξιθέτηση
Ag2-20	2.11	Πολύ Φτωχή ταξιθέτηση	Ag4b-5	1.71	Φτωχή ταξιθέτηση
Ag2-21	1.72	Φτωχή ταξιθέτηση	Ag4b-6	1.72	Φτωχή ταξιθέτηση
Ag2-22	1.83	Φτωχή ταξιθέτηση	Ag4b-7	1.59	Φτωχή ταξιθέτηση
Ag2-23	1.23	Φτωχή ταξιθέτηση	Ag4b-8	1.64	Φτωχή ταξιθέτηση
Ag2-24	1.59	Φτωχή ταξιθέτηση	As-1	1.66	Φτωχή ταξιθέτηση
Ag2-25	1.19	Φτωχή ταξιθέτηση	As-2	1.98	Φτωχή ταξιθέτηση
Ag2-26	1.53	Φτωχή ταξιθέτηση	As-3	1.66	Φτωχή ταξιθέτηση
Ag3-1	1.72	Φτωχή ταξιθέτηση	As-4	1.67	Φτωχή ταξιθέτηση
Ag3-2	2.06	Πολύ Φτωχή ταξιθέτηση	Z-1	-	-
Ag3-3	2.06	Πολύ Φτωχή ταξιθέτηση	Z-2	-	-
Ag3-4	2.12	Πολύ Φτωχή ταξιθέτηση	G-1	2.50	Πολύ Φτωχή ταξιθέτηση
Ag3-5	-	-	G-2	2.36	Πολύ Φτωχή ταξιθέτηση
Ag3-6	1.91	Φτωχή ταξιθέτηση	G-3	1.81	Φτωχή ταξιθέτηση

Δείγμα	Διάμεσος (Md)	Αριθμητικός Μέσος (Mz)	Δείγμα	Διάμεσος (Md)	Αριθμητικός Μέσος (Mz)
Ag1-1	6.45	6.23	Ag3-7	5.64	5.61
Ag1-2	6.42	6.21	Ag3-8	-	-
Ag1-3	5.67	5.56	Ag3-9	5.63	5.65
Ag1-4	5.54	5.55	Ag3-10	5.38	5.27
Ag1-5	4.31	4.70	Ag3-11	6.32	6.26
Ag1-6	4.85	4.93	Ag3-12	6.07	5.81
Ag1-7	5.08	5.15	Ag3-13	6.04	5.87
Ag1-8	5.23	5.19	Ag3b-1	5.02	5.08
Ag1-9	5.33	5.27	Ag3b-2	6.2	6.03
Ag1-10	5.56	5.58	Ag3b-3	4.41	4.67
Ag1-11	6.20	6.09	Ag3b-4	5.87	5.79
Ag1-12	6.66	6.23	Ag3b-5	5.05	5.08
Ag2-1	4.27	4.85	Ag3b-6	-	-
Ag2-2	7.36	7.00	Ag3b-7	3.80	4.69
Ag2-3	7.37	6.97	Ag3b-8	4.98	5.20
Ag2-4	7.42	7.11	Ag3b-9	3.08	3.62
Ag2-5	7.34	7.05	Ag3b-10	4.24	4.81
Ag2-6	7.39	7.19	Ag3b-11	4.43	4.92
Ag2-7	5.97	6.46	Ag4-1	5.99	6.13
Ag2-8	6.92	6.69	Ag4-2	6.32	6.33
Ag2-9	6.82	6.54	Ag4-3	5.91	5.90
Ag2-10	7.05	6.61	Ag4-4	6.10	6.18

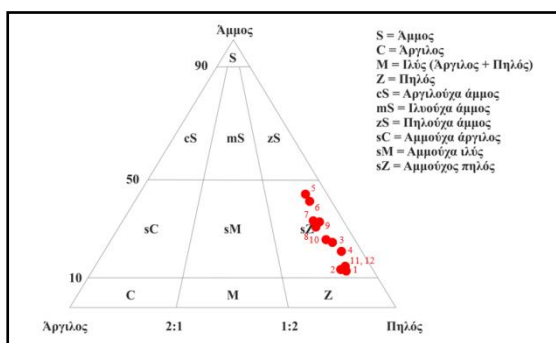
Ag2-11	7.11	6.72	Ag4-5	6.05	6.06
Ag2-12	7.34	7.05	Ag4-6	5.94	5.97
Ag2-13	7.49	7.19	Ag4-7	6.08	5.88
Ag2-14	6.13	6.00	Ag4-8	5.67	5.78
Ag2-15	6.75	6.16	Ag4-9	6.06	5.94
Ag2-16	7.00	6.54	Ag4b-1	5.59	5.68
Ag2-17	6.69	6.38	Ag4b-2	5.67	5.79
Ag2-18	6.60	6.19	Ag4b-3	0.93	1.02
Ag2-19	6.69	6.60	Ag4b-4	5.63	5.75
Ag2-20	6.70	5.97	Ag4b-5	5.93	5.99
Ag2-21	7.08	6.52	Ag4b-6	5.67	5.77
Ag2-22	6.62	6.22	Ag4b-7	5.64	5.76
Ag2-23	7.41	7.07	Ag4b-8	5.67	5.75
Ag2-24	7.18	6.74	As-1	6.31	6.18
Ag2-25	7.25	7.02	As-2	6.62	6.12
Ag2-26	7.14	6.76	As-3	4.00	4.46
Ag3-1	6.19	6.15	As-4	7.07	6.51
Ag3-2	5.47	5.42	Z-1	-	-
Ag3-3	5.38	5.33	Z-2	-	-
Ag3-4	5.27	5.12	G-1	5.06	4.89
Ag3-5	-	-	G-2	3.85	4.24
Ag3-6	5.59	5.50	G-3	3.71	4.31

Δείγμα	Ασυμμετρία (Sk1)	Χαρακτηρισμός	Δείγμα	Ασυμμετρία (Sk1)	Χαρακτηρισμός
Ag1-1	-0.49	Πολύ Αρνητική Ασυμμετρία	Ag3-7	-0.20	Αρνητική Ασυμμετρία
Ag1-2	-0.45	Πολύ Αρνητική Ασυμμετρία	Ag3-8	-	-
Ag1-3	-0.25	Αρνητική Ασυμμετρία	Ag3-9	-0.08	Σχεδόν Κανονική Ασυμμετρία
Ag1-4	-0.03	Σχεδόν Κανονική Ασυμμετρία	Ag3-10	-0.18	Αρνητική Ασυμμετρία
Ag1-5	0.39	Πολύ Θετική Ασυμμετρία	Ag3-11	-0.34	Πολύ Αρνητική Ασυμμετρία
Ag1-6	0.04	Σχεδόν Κανονική Ασυμμετρία	Ag3-12	-0.45	Πολύ Αρνητική Ασυμμετρία
Ag1-7	0.04	Σχεδόν Κανονική Ασυμμετρία	Ag3-13	-0.36	Πολύ Αρνητική Ασυμμετρία
Ag1-8	-0.09	Σχεδόν Κανονική Ασυμμετρία	Ag3b-1	0.18	Θετική Ασυμμετρία
Ag1-9	-0.13	Αρνητική Ασυμμετρία	Ag3b-2	-0.44	Πολύ Αρνητική Ασυμμετρία
Ag1-10	-0.06	Σχεδόν Κανονική Ασυμμετρία	Ag3b-3	0.28	Θετική Ασυμμετρία
Ag1-11	-0.32	Πολύ Αρνητική Ασυμμετρία	Ag3b-4	-0.22	Αρνητική Ασυμμετρία
Ag1-12	-0.76	Πολύ Αρνητική Ασυμμετρία	Ag3b-5	0.01	Σχεδόν Κανονική Ασυμμετρία
Ag2-1	0.60	Πολύ Θετική Ασυμμετρία	Ag3b-6	-	-
Ag2-2	-0.99	Πολύ Αρνητική Ασυμμετρία	Ag3b-7	0.82	Πολύ Θετική Ασυμμετρία
Ag2-3	-0.99	Πολύ Αρνητική Ασυμμετρία	Ag3b-8	0.20	Θετική Ασυμμετρία
Ag2-4	-0.99	Πολύ Αρνητική Ασυμμετρία	Ag3b-9	0.74	Πολύ Θετική Ασυμμετρία
Ag2-5	-0.94	Πολύ Αρνητική Ασυμμετρία	Ag3b-10	0.88	Πολύ Θετική Ασυμμετρία
Ag2-6	-0.88	Πολύ Αρνητική Ασυμμετρία	Ag3b-11	0.60	Πολύ Θετική Ασυμμετρία
Ag2-7	0.58	Πολύ Θετική Ασυμμετρία	Ag4-1	0.11	Θετική Ασυμμετρία
Ag2-8	-0.65	Πολύ Αρνητική Ασυμμετρία	Ag4-2	-0.17	Αρνητική Ασυμμετρία
Ag2-9	-0.71	Πολύ Αρνητική Ασυμμετρία	Ag4-3	-0.15	Αρνητική Ασυμμετρία
Ag2-10	-0.97	Πολύ Αρνητική Ασυμμετρία	Ag4-4	-0.01	Σχεδόν Κανονική Ασυμμετρία
Ag2-11	-0.91	Πολύ Αρνητική Ασυμμετρία	Ag4-5	-0.08	Σχεδόν Κανονική Ασυμμετρία
Ag2-12	-0.94	Πολύ Αρνητική Ασυμμετρία	Ag4-6	-0.03	Σχεδόν Κανονική Ασυμμετρία
Ag2-13	-0.99	Πολύ Αρνητική Ασυμμετρία	Ag4-7	-0.31	Πολύ Αρνητική Ασυμμετρία
Ag2-14	-0.37	Πολύ Αρνητική Ασυμμετρία	Ag4-8	0.10	Θετική Ασυμμετρία

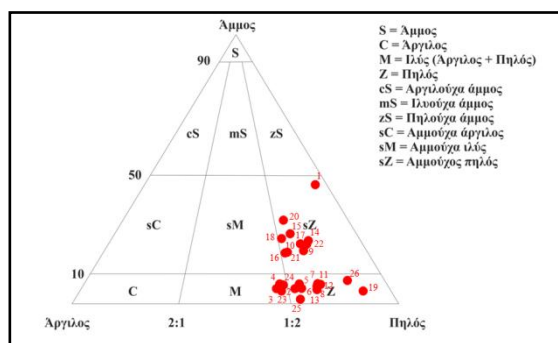
Ag2-15	-0.91	Πολύ Αρνητική Ασυμμετρία	Ag4-9	-0.24	Αρνητική Ασυμμετρία
Ag2-16	-0.96	Πολύ Αρνητική Ασυμμετρία	Ag4b-1	0.08	Σχεδόν Κανονική Ασυμμετρία
Ag2-17	-0.66	Πολύ Αρνητική Ασυμμετρία	Ag4b-2	0.06	Σχεδόν Κανονική Ασυμμετρία
Ag2-18	-0.71	Πολύ Αρνητική Ασυμμετρία	Ag4b-3	0.78	Πολύ Θετική Ασυμμετρία
Ag2-19	-0.40	Πολύ Αρνητική Ασυμμετρία	Ag4b-4	0.16	Θετική Ασυμμετρία
Ag2-20	-0.92	Πολύ Αρνητική Ασυμμετρία	Ag4b-5	-0.04	Σχεδόν Κανονική Ασυμμετρία
Ag2-21	-0.99	Πολύ Αρνητική Ασυμμετρία	Ag4b-6	0.07	Σχεδόν Κανονική Ασυμμετρία
Ag2-22	-0.67	Πολύ Αρνητική Ασυμμετρία	Ag4b-7	0.17	Θετική Ασυμμετρία
Ag2-23	-0.97	Πολύ Αρνητική Ασυμμετρία	Ag4b-8	0.09	Σχεδόν Κανονική Ασυμμετρία
Ag2-24	-0.98	Πολύ Αρνητική Ασυμμετρία	As-1	-0.30	Πολύ Αρνητική Ασυμμετρία
Ag2-25	-0.76	Πολύ Αρνητική Ασυμμετρία	As-2	-0.76	Πολύ Αρνητική Ασυμμετρία
Ag2-26	-0.93	Πολύ Αρνητική Ασυμμετρία	As-3	0.91	Πολύ Θετική Ασυμμετρία
Ag3-1	-0.25	Πολύ Αρνητική Ασυμμετρία	As-4	-0.99	Πολύ Αρνητική Ασυμμετρία
Ag3-2	-0.13	Αρνητική Ασυμμετρία	Z-1	-	-
Ag3-3	-0.12	Αρνητική Ασυμμετρία	Z-2	-	-
Ag3-4	-0.19	Αρνητική Ασυμμετρία	G-1	-0.21	Αρνητική Ασυμμετρία
Ag3-5	-	-	G-2	0.40	Πολύ Θετική Ασυμμετρία
Ag3-6	-0.15	Αρνητική Ασυμμετρία	G-3	0.97	Πολύ Θετική Ασυμμετρία

Δείγμα	Κύρτωση (K _c)	Χαρακτηρισμός	Δείγμα	Κύρτωση (K _c)	Χαρακτηρισμός
Ag1-1	0.87	Πλατύκυρτη	Ag3-7	0.87	Πλατύκυρτη
Ag1-2	0.74	Πλατύκυρτη	Ag3-8	-	-
Ag1-3	0.70	Πλατύκυρτη	Ag3-9	0.82	Πλατύκυρτη
Ag1-4	0.73	Πλατύκυρτη	Ag3-10	0.80	Πλατύκυρτη
Ag1-5	0.80	Πλατύκυρτη	Ag3-11	0.88	Πλατύκυρτη
Ag1-6	0.70	Πλατύκυρτη	Ag3-12	0.81	Πλατύκυρτη
Ag1-7	0.64	Πολύ Πλατύκυρτη	Ag3-13	0.89	Πλατύκυρτη
Ag1-8	0.67	Πλατύκυρτη	Ag3b-1	0.76	Πλατύκυρτη
Ag1-9	0.69	Πλατύκυρτη	Ag3b-2	0.94	Μεσόκυρτη
Ag1-10	0.64	Πολύ Πλατύκυρτη	Ag3b-3	0.72	Πλατύκυρτη
Ag1-11	0.86	Πλατύκυρτη	Ag3b-4	0.85	Πλατύκυρτη
Ag1-12	0.86	Πλατύκυρτη	Ag3b-5	0.74	Πλατύκυρτη
Ag2-1	0.65	Πολύ Πλατύκυρτη	Ag3b-6	-	-
Ag2-2	1.01	Μεσόκυρτη	Ag3b-7	0.52	Πολύ Πλατύκυρτη
Ag2-3	0.90	Μεσόκυρτη	Ag3b-8	0.84	Πλατύκυρτη
Ag2-4	1.19	Λεπτόκυρτη	Ag3b-9	0.90	Μεσόκυρτη
Ag2-5	1.19	Λεπτόκυρτη	Ag3b-10	0.81	Πλατύκυρτη
Ag2-6	1.19	Λεπτόκυρτη	Ag3b-11	0.92	Μεσόκυρτη
Ag2-7	0.89	Πλατύκυρτη	Ag4-1	0.88	Πλατύκυρτη
Ag2-8	0.85	Πλατύκυρτη	Ag4-2	0.90	Μεσόκυρτη
Ag2-9	0.91	Μεσόκυρτη	Ag4-3	0.93	Μεσόκυρτη
Ag2-10	1.24	Λεπτόκυρτη	Ag4-4	0.88	Πλατύκυρτη
Ag2-11	0.86	Πλατύκυρτη	Ag4-5	0.84	Πλατύκυρτη
Ag2-12	1.19	Λεπτόκυρτη	Ag4-6	0.84	Πλατύκυρτη
Ag2-13	1.18	Λεπτόκυρτη	Ag4-7	0.75	Πλατύκυρτη
Ag2-14	0.80	Πλατύκυρτη	Ag4-8	0.90	Μεσόκυρτη
Ag2-15	0.90	Μεσόκυρτη	Ag4-9	0.87	Πλατύκυρτη
Ag2-16	1.05	Μεσόκυρτη	Ag4b-1	0.74	Πλατύκυρτη
Ag2-17	0.86	Πλατύκυρτη	Ag4b-2	0.70	Πλατύκυρτη
Ag2-18	0.81	Πλατύκυρτη	Ag4b-3	2.54	Πολύ Λεπτόκυρτη
Ag2-19	0.81	Πλατύκυρτη	Ag4b-4	0.76	Πλατύκυρτη

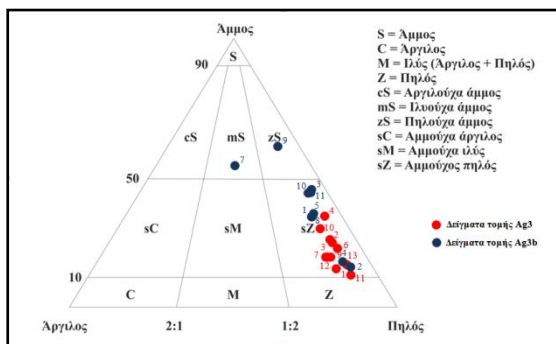
Ag2-20	0.67	Πλατύκυρτη	Ag4b-5	0.81	Πλατύκυρτη
Ag2-21	0.81	Πλατύκυρτη	Ag4b-6	0.77	Πλατύκυρτη
Ag2-22	0.75	Πλατύκυρτη	Ag4b-7	0.79	Πλατύκυρτη
Ag2-23	0.96	Μεσόκυρτη	Ag4b-8	0.65	Πολύ Πλατύκυρτη
Ag2-24	0.93	Μεσόκυρτη	As-1	0.76	Πλατύκυρτη
Ag2-25	0.95	Μεσόκυρτη	As-2	0.713	Πλατύκυρτη
Ag2-26	1.02	Μεσόκυρτη	As-3	1.03	Μεσόκυρτη
Ag3-1	0.85	Πλατύκυρτη	As-4	0.78	Πλατύκυρτη
Ag3-2	0.73	Πλατύκυρτη	Z-1	-	-
Ag3-3	0.77	Πλατύκυρτη	Z-2	-	-
Ag3-4	0.88	Πλατύκυρτη	G-1	0.67	Πλατύκυρτη
Ag3-5	-	-	G-2	0.86	Πλατύκυρτη
Ag3-6	0.79	Πλατύκυρτη	G-3	0.90	Μεσόκυρτη



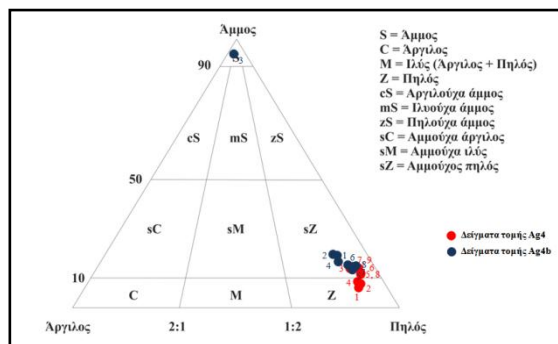
Εικόνα 8.27. Διάγραμμα ταξινόμησης κατά Folk and Ward (1957) για την τομή Ag1.



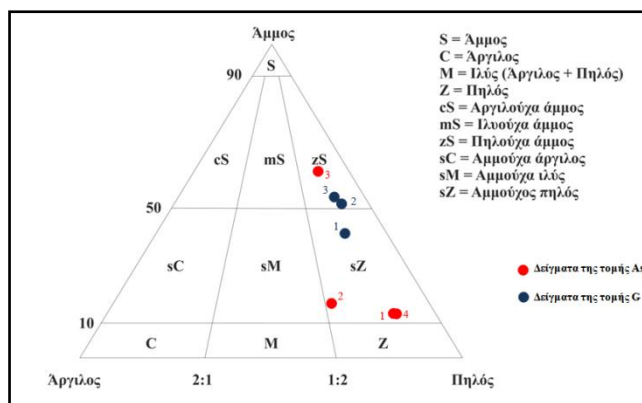
Εικόνα 8.28. Διάγραμμα ταξινόμησης κατά Folk and Ward (1957) για την τομή Ag2.



Εικόνα 8.29. Διάγραμμα ταξινόμησης κατά Folk and Ward (1957) για την τομή Ag3(b).



Εικόνα 8.30. Διάγραμμα ταξινόμησης κατά Folk and Ward (1957) για την τομή Ag4(b).



Εικόνα 8.31. Διάγραμμα ταξινόμησης κατά Folk and Ward (1957)
για τις τομές As, G και Z.

Πίνακας 17. Ο λιθολογικός χαρακτηρισμός των δειγμάτων κατά Folk and Ward.

Δείγμα	Άμμος	Πηλός	Άργιλος	Χαρακτηρισμός	Δείγμα	Άμμος	Πηλός	Άργιλος	Χαρακτηρισμός
Ag1-1	13.89	69.63	16.48	Αμμούχος Πηλός	Ag3-7	21.00	66.53	12.46	Αμμούχος Πηλός
Ag1-2	14.52	65.72	19.74	Αμμούχος Πηλός	Ag3-8	-	-	-	-
Ag1-3	27.11	58.79	14.09	Αμμούχος Πηλός	Ag3-9	21.87	65.74	12.38	Αμμούχος Πηλός
Ag1-4	24.33	64.28	11.38	Αμμούχος Πηλός	Ag3-10	31.41	57.32	11.26	Αμμούχος Πηλός
Ag1-5	45.99	45.87	8.13	Αμμούχος Πηλός	Ag3-11	11.34	71.04	17.61	Αμμούχος Πηλός
Ag1-6	40.57	48.71	10.70	Αμμούχος Πηλός	Ag3-12	21.76	64.84	13.89	Αμμούχος Πηλός
Ag1-7	36.63	51.86	11.49	Αμμούχος Πηλός	Ag3-13	17.53	70.61	11.84	Αμμούχος Πηλός
Ag1-8	35.58	52.02	12.40	Αμμούχος Πηλός	Ag3b-1	34.03	58.19	7.77	Αμμούχος Πηλός
Ag1-9	34.22	53.25	12.53	Αμμούχος Πηλός	Ag3b-2	15.29	71.52	13.20	Αμμούχος Πηλός
Ag1-10	28.38	54.92	16.70	Αμμούχος Πηλός	Ag3b-3	46.92	44.38	8.69	Αμμούχος Πηλός
Ag1-11	15.04	69.25	15.71	Αμμούχος Πηλός	Ag3b-4	19.27	67.80	12.92	Αμμούχος Πηλός
Ag1-12	15.55	64.27	20.18	Αμμούχος Πηλός	Ag3b-5	37.57	51.86	10.57	Αμμούχος Πηλός
Ag2-1	47.28	41.17	11.44	Αμμούχος Πηλός	Ag3b-6	-	-	-	-
Ag2-2	5.93	67.79	31.26	Πηλός	Ag3b-7	56.63	20.28	23.09	Ιλυόχος Άμμος
Ag2-3	4.95	61.03	34.02	Ιλύς	Ag3b-8	35.36	54.18	10.46	Αμμούχος Πηλός
Ag2-4	6.93	60.23	32.83	Ιλύς	Ag3b-9	64.05	30.20	5.74	Πηλούχος Άμμος
Ag2-5	8.07	62.38	29.53	Πηλός	Ag3b-10	46.75	45.60	7.64	Αμμούχος Πηλός
Ag2-6	6.20	65.17	28.62	Πηλός	Ag3b-11	40.65	50.97	8.37	Αμμούχος Πηλός
Ag2-7	5.62	71.00	23.38	Πηλός	Ag4-1	8.73	79.13	12.13	Πηλός
Ag2-8	8.00	70.65	21.33	Πηλός	Ag4-2	9.34	76.20	14.44	Πηλός
Ag2-9	11.01	67.79	21.19	Αμμούχος Πηλός	Ag4-3	14.94	73.48	11.58	Αμμούχος Πηλός
Ag2-10	15.22	51.75	33.02	Αμμούχος Ιλύς	Ag4-4	9.23	77.65	13.10	Πηλός
Ag2-11	8.47	64.3	27.22	Πηλός	Ag4-5	11.01	76.87	12.11	Αμμούχος Πηλός
Ag2-12	7.69	63.5	28.8	Πηλός	Ag4-6	11.38	77.57	11.05	Αμμούχος Πηλός
Ag2-13	4.97	61.35	33.67	Ιλύς	Ag4-7	18.11	70.21	11.67	Αμμούχος Πηλός
Ag2-14	16.65	67.32	16.03	Αμμούχος Πηλός	Ag4-8	12.82	77.57	9.60	Αμμούχος Πηλός
Ag2-15	18.97	59.93	21.10	Αμμούχος Πηλός	Ag4-9	15.04	72.70	12.26	Αμμούχος Πηλός
Ag2-16	12.97	60.96	26.07	Αμμούχος Πηλός	Ag4b-1	20.81	67.50	11.68	Αμμούχος Πηλός
Ag2-17	13.01	66.81	20.18	Αμμούχος Πηλός	Ag4b-2	20.68	64.55	14.76	Αμμούχος Πηλός
Ag2-18	17.37	61.30	21.32	Αμμούχος Πηλός	Ag4b-3	92.02	6.46	1.51	Άμμος
Ag2-19	6.27	71.10	22.62	Πηλός	Ag4b-4	18.35	68.99	12.65	Αμμούχος Πηλός

Ag2-20	23.35	53.43	23.21	Αμμούχος Πηλός	Ag4b-5	14.24	70.47	15.28	Αμμούχος Πηλός
Ag2-21	13.20	59.94	26.84	Αμμούχος Πηλός	Ag4b-6	18.01	68.86	13.12	Αμμούχος Πηλός
Ag2-22	16.42	60.08	23.48	Αμμούχος Πηλός	Ag4b-7	15.55	73.10	11.34	Αμμούχος Πηλός
Ag2-23	3.95	61.75	34.28	Ιλύς	Ag4b-8	16.77	72.15	11.07	Αμμούχος Πηλός
Ag2-24	8.53	60.40	31.06	Ιλύς	As-1	13.55	69.52	16.92	Αμμούχος Πηλός
Ag2-25	3.56	68.37	28.06	Πηλός	As-2	19.90	54.50	25.58	Αμμούχος Πηλός
Ag2-26	9.73	65.26	25.00	Πηλός	As-3	62.12	32.02	5.85	Πηλούχος Άμμος
Ag3-1	13.45	69.29	17.25	Αμμούχος Πηλός	As-4	12.16	65.96	21.86	Αμμούχος Πηλός
Ag3-2	28.91	58.79	12.29	Αμμούχος Πηλός	Z-1	-	-	-	-
Ag3-3	28.86	59.52	11.62	Αμμούχος Πηλός	Z-2	-	-	-	-
Ag3-4	35.48	52.53	11.98	Αμμούχος Πηλός	G-1	40.01	47.49	12.50	Αμμούχος Πηλός
Ag3-5	-	-	-	-	G-2	52.33	39.54	8.12	Πηλούχος Άμμος
Ag3-6	24.88	63.99	11.13	Αμμούχος Πηλός	G-3	56.25	37.37	6.38	Πηλούχος Άμμος

Πρέπει να αναφερθεί πως κατά την εργαστηριακή άσκηση, τέσσερα από τα δείγματα (Ag3-5, Ag3b-5, Z-1 και Z-2) ήταν πολύ ισχυρώς διαγεννημένα, που σημαίνει πως η διάσπαση τους δεν κατέστη δυνατή και εννέα δείγματα (Ag3-6, Ag3-8, Ag3-10, Ag3b-1, Ag3b-3, Ag3b-5, Ag3b-7, Ag3b-9 και Ag3b-10) είχαν μερικώς διασπαστεί, έτσι πραγματοποιήθηκε μια απλή περιγραφή, που ακολουθεί στον Πίνακα 18.

Πίνακας 18. Περιγραφή των ισχυρά διαγεννημένων δειγμάτων.

Αριθμός δείγματος	Περιγραφή	Αριθμός δείγματος	Περιγραφή
Ag3-5	Κίτρινη, πολύ λεπτόκοκκη άμμος	Ag3b-6	Κίτρινη, λεπτόκοκκη άμμος που κοκκινίζει τοπικά.
Ag3-6	Κίτρινη, πολύ λεπτόκοκκη άμμος	Ag3b-7	Κίτρινη, λεπτόκοκκη άμμος που κοκκινίζει τοπικά.
Ag3-8	Κίτρινη, πολύ λεπτόκοκκη άμμος	Ag3b-9	Κίτρινη άμμος που κοκκινίζει τοπικά.
Ag3-10	Κίτρινη, πολύ λεπτόκοκκη άμμος	Ag3b-10	Κίτρινη, πολύ λεπτόκοκκη άμμος που κοκκινίζει τοπικά.
Ag3b-1	Κίτρινη, λεπτόκοκκη άμμος με παρουσία αργιλικού υλικού που κοκκινίζει τοπικά.	Z-1	Λεπτόκοκκος πλήτης κυανού χρώματος.
Ag3b-3	Κίτρινη, λεπτόκοκκη άμμος που κοκκινίζει τοπικά.	Z-2	Λεπτόκοκκος πλήτης κυανού χρώματος.
Ag3b-5	Κίτρινη, λεπτόκοκκη άμμος με παρουσία αργιλικού υλικού.		

Στον πίνακα 19, που ακολουθεί παρουσιάζονται συγκεντρωτικά όλες οι στατιστικές παράμετροι μαζί με την λιθολογία αλλά και το ποσοστό του οργανικού υλικού (C_{org}) και του ανθρακικού ασβεστίου ($CaCO_3$) ανά δείγμα.

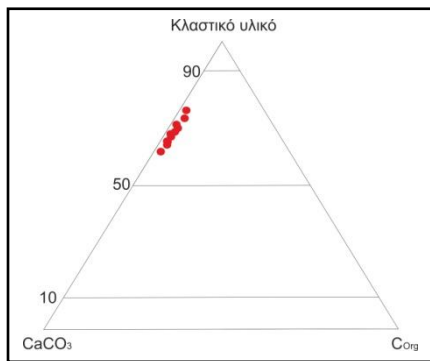
Πίνακας 19. Συγκεντρωτική παρουσίαση των στατιστικών παραμέτρων, της λιθολογίας, του ποσοστού του οργανικού υλικού (C_{org}) και του ανθρακικού ασβεστίου ($CaCO_3$) ανα δείγμα.

Δείγμα	Λιθολογία			Τυπική Απόκλιση (σ1)	Διάμεσος (Md)	Αριθμητικός Μέσος (Mz)	Ασυμμετρία (Sk1)	Κύρτωση (KG)	C_{org} %	$CaCO_3$ %
	Άμμος %	Πηλός %	Άργιλος %							
Ag1-1	13.89	69.63	16.48	1.70	6.45	6.23	-0.49	0.87	2.00	24.27
Ag1-2	14.52	65.72	19.74	1.73	6.42	6.21	-0.45	0.74	1.90	27.84
Ag1-3	27.11	58.79	14.09	2.13	5.67	5.56	-0.25	0.70	2.14	30.61
Ag1-4	24.33	64.28	11.38	1.87	5.54	5.55	-0.03	0.73	2.21	32.45
Ag1-5	45.99	45.87	8.13	2.20	4.31	4.70	0.39	0.80	2.40	36.72
Ag1-6	40.57	48.71	10.70	2.27	4.85	4.93	0.04	0.70	2.72	33.06
Ag1-7	36.63	51.86	11.49	2.16	5.08	5.15	0.04	0.64	2.15	31.78
Ag1-8	35.58	52.02	12.40	2.21	5.23	5.19	-0.09	0.67	1.95	29.90
Ag1-9	34.22	53.25	12.53	2.17	5.33	5.27	-0.13	0.69	0.27	30.29
Ag1-10	28.38	54.92	16.70	2.06	5.56	5.58	-0.06	0.64	1.02	27.05
Ag1-11	15.04	69.25	15.71	1.77	6.20	6.09	-0.32	0.86	0.45	22.62
Ag1-12	15.55	64.27	20.18	1.87	6.66	6.23	-0.76	0.86	0.86	29.77
Ag2-1	47.28	41.17	11.44	2.16	4.27	4.85	0.60	0.65	0.00	28.39
Ag2-2	5.93	67.79	31.26	1.34	7.36	7.00	-0.99	1.01	0.06	23.61
Ag2-3	4.95	61.03	34.02	1.34	7.37	6.97	-0.99	0.90	0.00	23.71
Ag2-4	6.93	60.23	32.83	1.29	7.42	7.11	-0.99	1.19	0.71	25.06
Ag2-5	8.07	62.38	29.53	1.32	7.34	7.05	-0.94	1.19	1.56	27.94
Ag2-6	6.20	65.17	28.62	1.19	7.39	7.19	-0.88	1.19	1.71	29.17
Ag2-7	5.62	71.00	23.38	1.34	5.97	6.46	0.58	0.89	0.93	23.73
Ag2-8	8.00	70.65	21.33	1.43	6.92	6.69	-0.65	0.85	1.60	29.91
Ag2-9	11.01	67.79	21.19	1.62	6.82	6.54	-0.71	0.91	0.60	33.05
Ag2-10	15.22	51.75	33.02	1.83	7.05	6.61	-0.97	1.24	2.09	28.23
Ag2-11	8.47	64.30	27.22	1.55	7.11	6.72	-0.91	0.86	0.20	24.25
Ag2-12	7.69	63.50	28.80	1.30	7.34	7.05	-0.94	1.19	0.12	21.70
Ag2-13	4.97	61.35	33.67	1.20	7.49	7.19	-0.99	1.18	0.12	24.21
Ag2-14	16.65	67.32	16.03	1.88	6.13	6.00	-0.37	0.80	0.15	31.11
Ag2-15	18.97	59.93	21.10	2.00	6.75	6.16	-0.91	0.90	2.03	28.70
Ag2-16	12.97	60.96	26.07	1.79	7.00	6.54	-0.96	1.05	1.46	30.50
Ag2-17	13.01	66.81	20.18	1.69	6.69	6.38	-0.66	0.86	0.73	26.56
Ag2-18	17.37	61.30	21.32	1.89	6.60	6.19	-0.71	0.81	0.58	28.16
Ag2-19	6.27	71.10	22.62	1.44	6.69	6.60	-0.40	0.81	0.99	30.53
Ag2-20	23.35	53.43	23.21	2.11	6.70	5.97	-0.92	0.67	0.56	25.76
Ag2-21	13.20	59.94	26.84	1.72	7.08	6.52	-0.99	0.81	1.66	23.03
Ag2-22	16.42	60.08	23.48	1.83	6.62	6.22	-0.67	0.75	1.71	25.55
Ag2-23	3.95	61.75	34.28	1.23	7.41	7.07	-0.97	0.96	0.99	29.22
Ag2-24	8.53	60.40	31.06	1.59	7.18	6.74	-0.98	0.93	0.66	22.30
Ag2-25	3.56	68.37	28.06	1.19	7.25	7.02	-0.76	0.95	0.78	20.87
Ag2-26	9.73	65.26	25.00	1.53	7.14	6.76	-0.93	1.02	0.83	20.02
Ag3-1	13.45	69.29	17.25	1.72	6.19	6.15	-0.25	0.85	0.24	32.03
Ag3-2	28.91	58.79	12.29	2.06	5.47	5.42	-0.13	0.73	0.31	33.39
Ag3-3	28.86	59.52	11.62	2.06	5.38	5.33	-0.12	0.77	0.07	31.15
Ag3-4	35.48	52.53	11.98	2.12	5.27	5.12	-0.19	0.88	0.14	25.07
Ag3-6	24.88	63.99	11.13	1.91	5.59	5.50	-0.15	0.79	0.68	25.57
Ag3-7	21.00	66.53	12.46	1.96	5.64	5.61	-0.20	0.87	0.74	27.95
Ag3-9	21.87	65.74	12.38	1.87	5.63	5.65	-0.08	0.82	0.64	26.66
Ag3-10	31.41	57.32	11.26	2.13	5.38	5.27	-0.18	0.80	0.64	28.06
Ag3-11	11.34	71.04	17.61	1.69	6.32	6.26	-0.34	0.88	0.14	27.49
Ag3-12	21.76	64.84	13.89	1.94	6.07	5.81	-0.45	0.81	0.18	31.36
Ag3-13	17.53	70.61	11.84	1.77	6.04	5.87	-0.36	0.89	0.00	26.74
Ag3b-1	34.03	58.19	7.77	1.80	5.02	5.08	0.18	0.76	0.68	30.17
Ag3b-2	15.29	71.52	13.20	1.77	6.20	6.03	-0.44	0.94	0.29	27.05
Ag3b-3	46.92	44.38	8.69	2.21	4.41	4.67	0.28	0.72	0.28	29.03

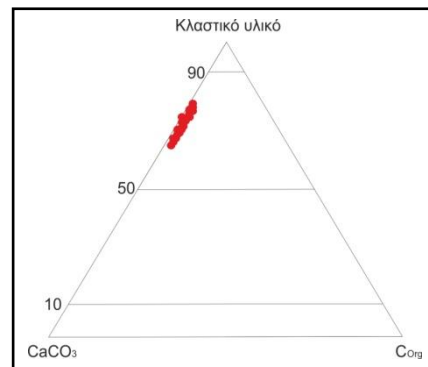
Ag3b-4	19.27	67.80	12.92	1.82	5.87	5.79	-0.22	0.85	0.28	25.74
Ag3b-5	37.57	51.86	10.57	2.10	5.05	5.08	0.01	0.74	0.32	26.44
Ag3b-7	56.63	20.28	23.09	2.43	3.80	4.69	0.82	0.52	0.11	31.86
Ag3b-8	35.36	54.18	10.46	1.98	4.98	5.20	0.20	0.84	0.33	30.02
Ag3b-9	64.05	30.20	5.74	2.19	3.08	3.62	0.74	0.90	0.06	30.07
Ag3b-10	46.75	45.60	7.64	1.77	4.24	4.81	0.88	0.81	0.06	33.45
Ag3b-11	40.65	50.97	8.37	1.91	4.43	4.92	0.60	0.92	0.11	31.56
Ag4-1	8.73	79.13	12.13	1.44	5.99	6.13	0.11	0.88	0.51	21.14
Ag4-2	9.34	76.20	14.44	1.47	6.32	6.33	-0.17	0.90	0.73	22.51
Ag4-3	14.94	73.48	11.58	1.68	5.91	5.90	-0.15	0.93	0.66	23.99
Ag4-4	9.23	77.65	13.10	1.47	6.10	6.18	-0.01	0.88	0.39	23.23
Ag4-5	11.01	76.87	12.11	1.54	6.05	6.06	-0.08	0.84	0.21	18.12
Ag4-6	11.38	77.57	11.05	1.52	5.94	5.97	-0.03	0.84	0.48	20.71
Ag4-7	18.11	70.21	11.67	1.69	6.08	5.88	-0.31	0.75	0.75	23.54
Ag4-8	12.82	77.57	9.60	1.55	5.67	5.78	0.10	0.90	0.15	22.99
Ag4-9	15.04	72.70	12.26	1.68	6.06	5.94	-0.24	0.87	0.07	21.40
Ag4b-1	20.81	67.50	11.68	1.73	5.59	5.68	0.08	0.74	0.57	20.36
Ag4b-2	20.68	64.55	14.76	1.80	5.67	5.79	0.06	0.70	0.24	27.03
Ag4b-3	92.02	6.46	1.51	1.33	0.93	1.02	0.78	2.54	0.21	54.88
Ag4b-4	18.35	68.99	12.65	1.67	5.63	5.75	0.16	0.76	0.32	25.58
Ag4b-5	14.24	70.47	15.28	1.71	5.93	5.99	-0.04	0.81	0.27	18.80
Ag4b-6	18.01	68.86	13.12	1.72	5.67	5.77	0.07	0.77	0.54	22.64
Ag4b-7	15.55	73.10	11.34	1.59	5.64	5.76	0.17	0.79	0.26	28.62
Ag4b-8	16.77	72.15	11.07	1.64	5.67	5.75	0.09	0.65	0.21	22.04
As-1	13.55	69.52	16.92	1.66	6.31	6.18	-0.30	0.76	0.61	27.09
As-2	19.90	54.50	25.58	1.98	6.62	6.12	-0.76	0.71	0.92	30.96
As-3	62.12	32.02	5.85	1.66	4.00	4.46	0.91	1.03	0.82	29.69
As-4	12.16	65.96	21.86	1.67	7.07	6.51	-0.99	0.78	0.85	31.77
G-1	40.01	47.49	12.50	2.50	5.06	4.89	-0.21	0.67	0.32	59.49
G-2	52.33	39.54	8.12	2.36	3.85	4.24	0.40	0.86	0.27	38.63
G-3	56.25	37.37	6.38	1.81	3.71	4.31	0.97	0.90	0.37	44.75

Στις εικόνες 8.32 έως 8.36 έγινε μια προσπάθεια ταξινόμησης των δειγμάτων με βάση το περιεχόμενο ποσοστό τους σε κλαστικό υλικό, CaCO_3 και C_{org} . Η προβολή των ποσοστών αυτών σε τρίγωνο μας έδειξε ότι τα δείγματα αποτελούνται κυρίως από κλαστικό υλικό και έτσι μπορούν να χαρακτηριστούν ως κλαστικά ιζήματα.

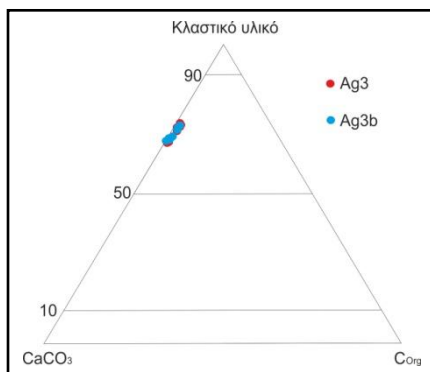
Τέλος, στις εικόνες 8.37 έως 8.44 παρατίθενται τα διαγράμματα προβολής των στατιστικών παραμέτρων με σκοπό την αναγνώριση περιβαλλόντων ιζηματογένεσης και τον τρόπο μεταφοράς και απόθεσης.



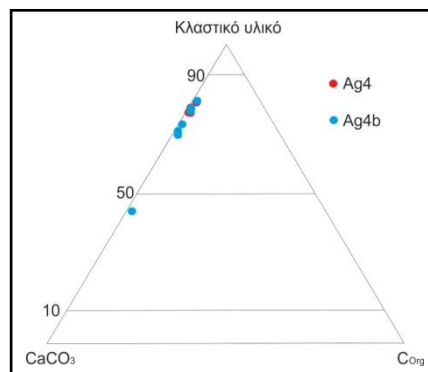
Εικόνα 8.32. Διάγραμμα ταξινόμησης κλαστικού υλικού – CaCO₃ – C_{org} για την τομή Ag1.



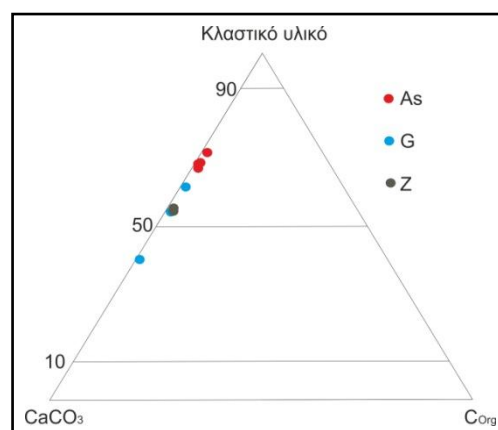
Εικόνα 8.33. Διάγραμμα ταξινόμησης κλαστικού υλικού – CaCO₃ – C_{org} για την τομή Ag2.



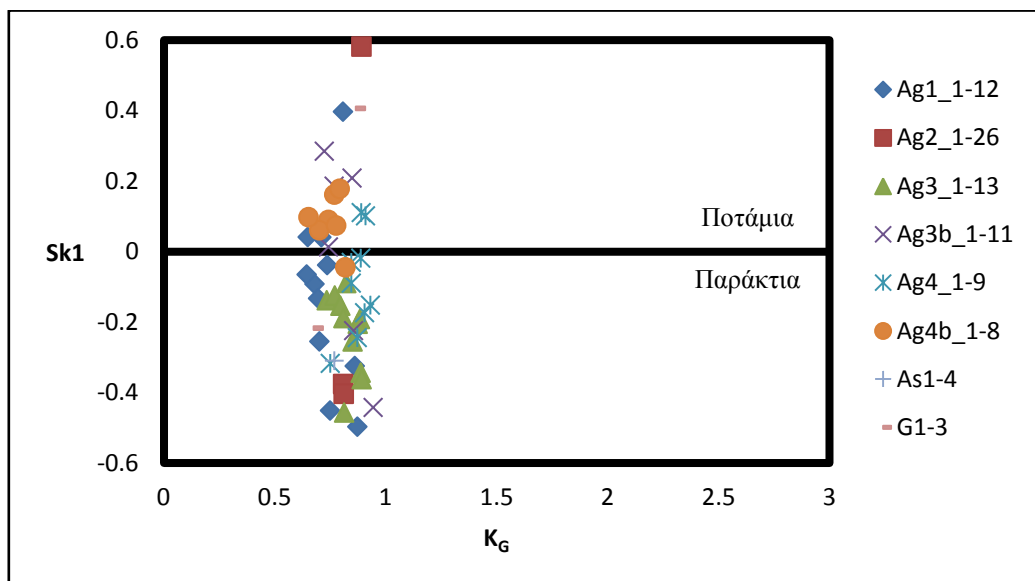
Εικόνα 8.34. Διάγραμμα ταξινόμησης κλαστικού υλικού – CaCO₃ – C_{org} για την τομή Ag3(b).



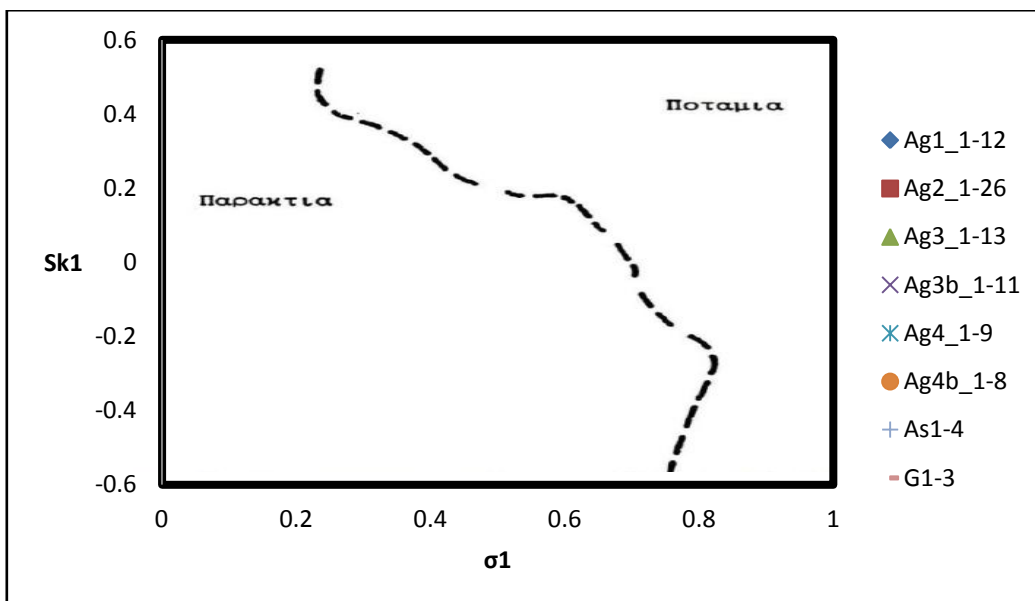
Εικόνα 8.35. Διάγραμμα ταξινόμησης κλαστικού υλικού – CaCO₃ – C_{org} για την τομή Ag4(b).



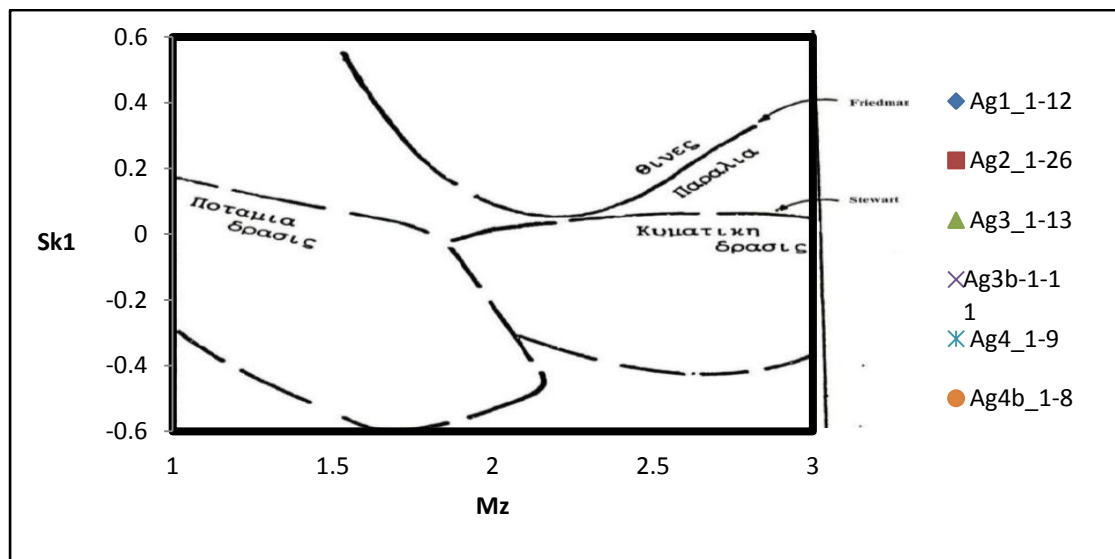
Εικόνα 8.36. Διάγραμμα ταξινόμησης κλαστικού υλικού – CaCO₃ – C_{org} για τις τομές As, G και Z.



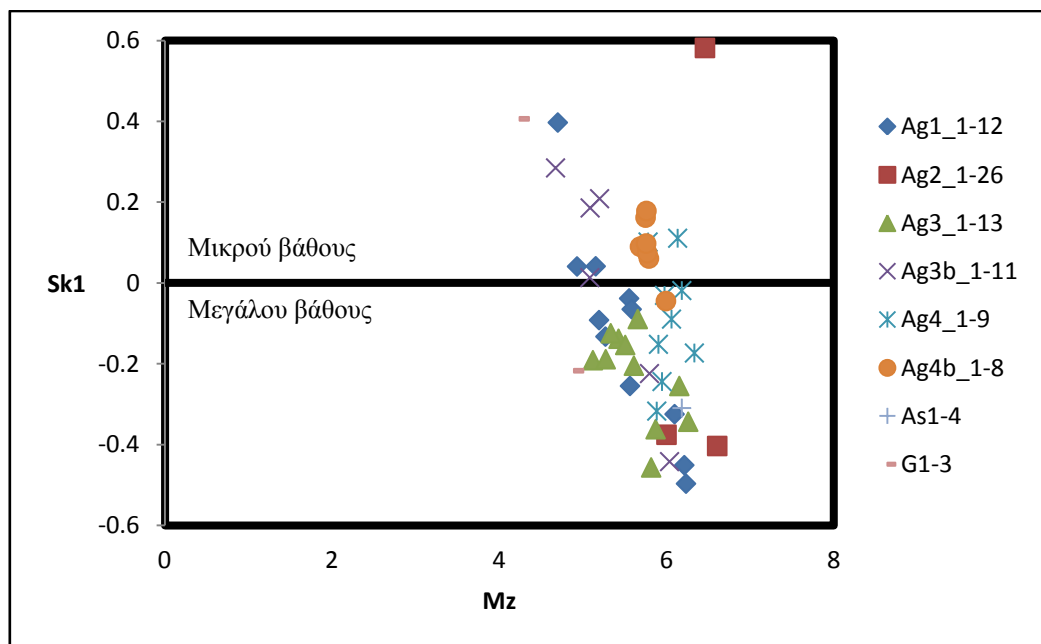
Εικόνα 8.37. Διάγραμμα κατά Moiola and Visser (1968) με προβολή των K_G με το $Sk1$.



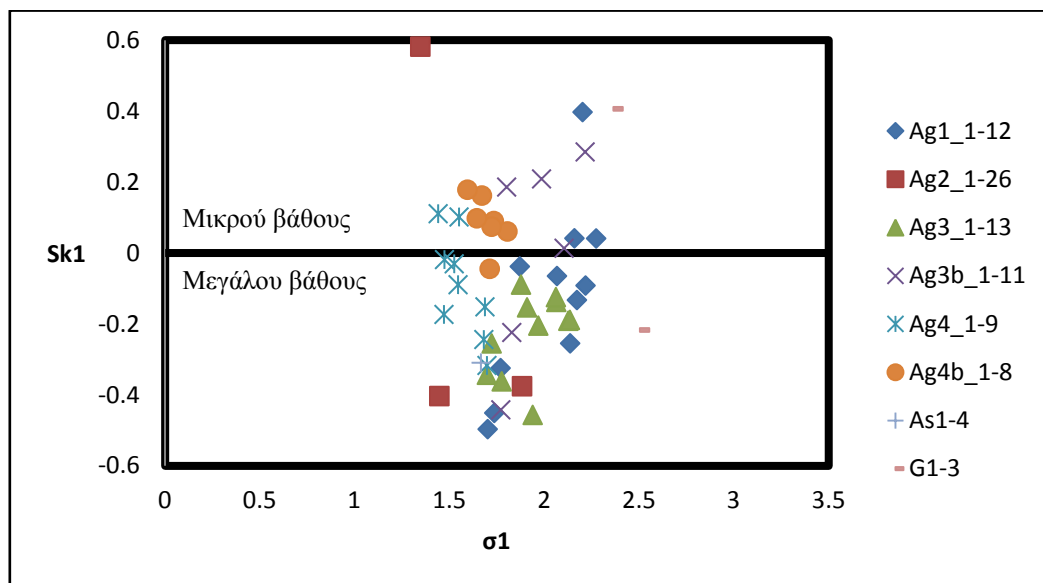
Εικόνα 8.38. Διάγραμμα κατά Friedman (1979) με προβολή του σ_1 με το $Sk1$.



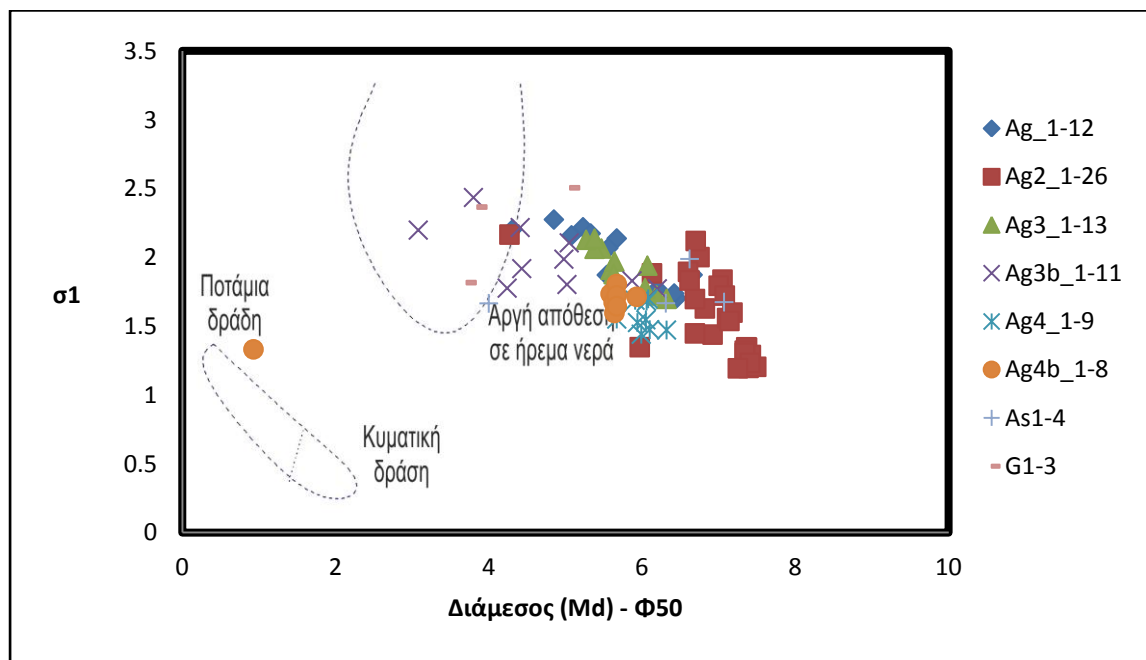
Εικόνα 8.39. Διάγραμμα κατά Amarall (1977) με προβολή των Mz με το Sk1.



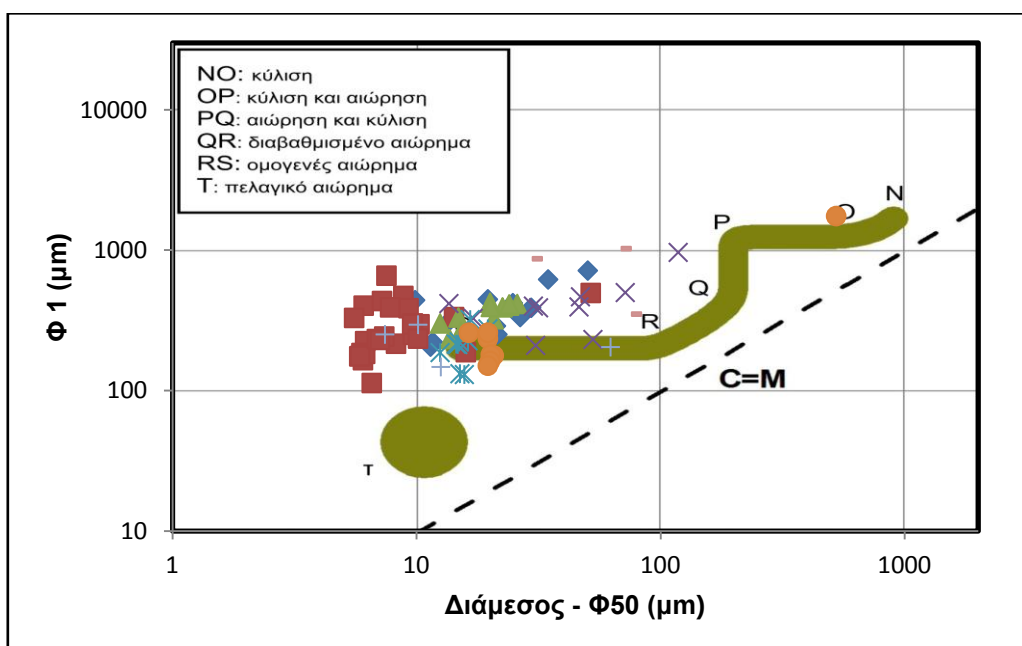
Εικόνα 8.40. Διάγραμμα κατά Valia and Cameron (1979) με προβολή των Mz με το Sk1



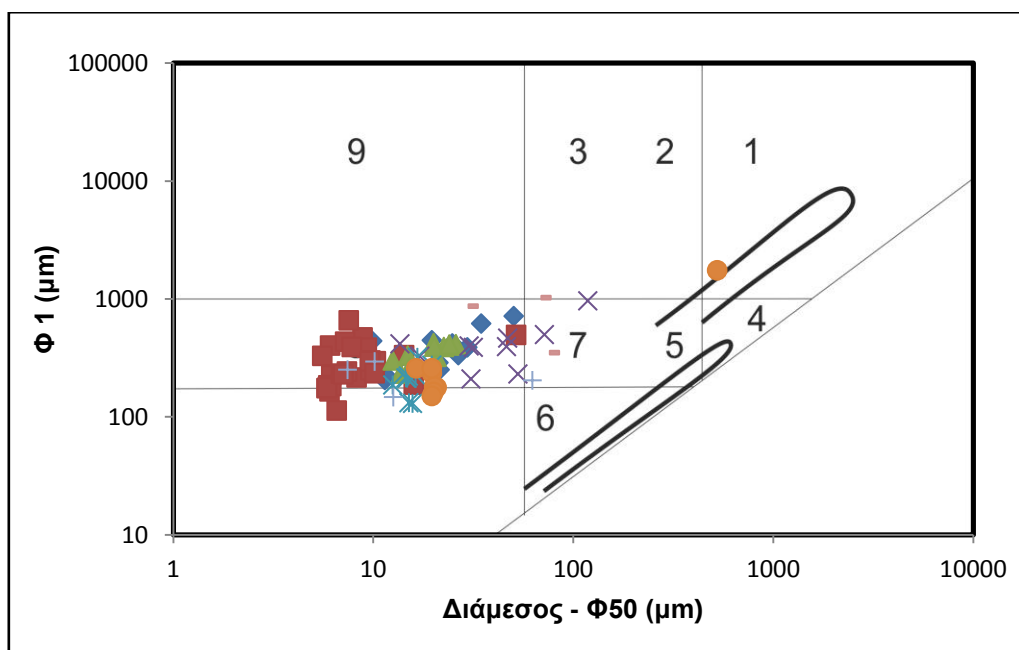
Εικόνα 8.41 Διάγραμμα κατά Valia and Cameron (1979) με προβολή των σ_1 με το Sk_1 .



Εικόνα 8.42. Διάγραμμα κατά Steward (1958) με προβολή των Md με το σ_1 .



Εικόνα 8.43. Διάγραμμα κατά Passega (1957, 1969) με προβολή των C, L, A, M σε διαγράμματα C=M.



Εικόνα 8.44. Διάγραμμα κατά Passega (1957, 1969) με προβολή των C, L, A, M σε διαγράμματα C=M. Οι σκούρες μαύρες καμπύλες αντιπροσωπεύουν τουρβιδιτικά πεδία που έχουν προταθεί από τον Passega (1957). Τα πεδία αυτά πιστοποιήθηκαν από τον Passega, που μελέτησε τουρβιδιτικές αποθέσεις στα Απέννινα (Ιταλία).

Όπως αναφέραμε, οι στατιστικοί παράμετροι από μόνοι τους ή σε συνδυασμό μεταξύ τους μπορούν να μας παραθέσουν πληροφορίες για το περιβάλλον ιζηματογένεσης. Το γεγονός της κύριας παρουσίας λεπτόκοκκου κλάσματος σε συνδυασμό με τις στατιστικές παραμέτρους μας δείχνουν ότι η κύρια μεταφορά είναι η αιώρηση.

Από τη χρήση των παραπάνω διαγραμμάτων φαίνεται ότι στο διάγραμμα Friedman και Amarall δεν υπάρχουν προβολές. Η επεξεργασία των διαγραμμάτων Valia and Cameron καθώς και Moila and Visher χρησιμοποιήθηκαν για να τεκμηριώσουμε το βάθος ιζηματογένεσης. Από τα διαγράμματα αυτά φαίνεται ότι τα ιζήματα των τομών Ag2 και Ag3 αποτέθηκαν στα βαθύτερα τμήματα της λεκάνης. Τα ιζήματα των τομών Ag1, Ag3b και Ag4 φαίνεται να έχουν αποθέσεις σε βαθειά και ρηχά νερά, ενώ τα ιζήματα της τομής Ag4b φαίνεται να αποτέθηκαν κυρίως σε ρηχά νερά.

Όμως, το γεγονός ότι κατά την εργασία υπαίθρου, στην τομή Ag3 και Ag4b παρατηρήθηκε ημιτελής ακολουθία Bouma και το γεγονός ότι η αλλαγή της κλίσης των στρωμάτων από την βάση προς την οροφή της τομής Ag4b, ερμηνεύτηκε ως παρουσία slump, έρχεται σε σύγκρουση με τα παραπάνω και για τον λόγο αυτό, τα διαγράμματα αυτά δεν μπορούν να συμπεριληφθούν στα συμπεράσματα.

Το διάγραμμα όμως του Passega (1957), δείχνει ως αιώρηση και κύλιση τον τρόπο μεταφοράς των ιζημάτων του δείγματος στο οποίο παρατηρήθηκε η ημιτελής ακολουθία Bouma, η οποία μπορεί να συσχετιστεί εύκολα με τον τρόπο μεταφοράς που αναμένεται σε τουρβιδιτικές αποθέσεις. Το δείγμα αυτό ταυτόχρονα φαίνεται να προβάλλεται στα όρια της μίας από τις δύο σκούρες μαύρες καμπύλες που έχουν προταθεί από τον Passega και αντιπροσωπεύουν τουρβιδιτικά πεδία, επιβεβαιώνοντας την θεωρία ύπαρξης της στα ιζήματα της τομής.

Στο σημείο αυτό πρέπει να αναφέρουμε ότι διαγράμματα τα οποία συσχετίζουν κοκκομετρικό μέγεθος και περιβάλλον απόθεσης, δεν είναι πάντα αξιόπιστα, όπως βλέπουμε και παραπάνω. Έτσι, είναι ορθότερο να χρησιμοποιείται το διάγραμμα του Passega (1957), στο οποίο **η προβολή των παραμέτρων παράγει πεδία, κάθε ένα από τα οποία χαρακτηρίζει και συσχετίζει ένα ιδιαίτερο περιβάλλον απόθεσης με ένα ιδιαίτερο μηχανισμό απόθεσης.**

Σύμφωνα με το διάγραμμα κατά Passega, (1957), παρατηρείται μια μετάβαση του τρόπου μεταφοράς των ιζημάτων από κύλιση, σε διαβαθμισμένο αιώρημα αλλά και υπό μορφή ομογενούς αιωρήματος και πελαγικού αιωρήματος. Η κύρια παρουσία

ομογενούς και πελαγικού αιωρήματος, σε συνδυασμό με τη λιθολογία μας δείχνουν ότι το σύνολο της ιζηματογενούς ακολουθίας αποτέθηκε σε μία βαθιά ζώνη μιας ιζηματογενούς λεκάνης, γεγονός που επιβεβαιώνει και όσα αναφέραμε στο 7^ο κεφαλαίο.

9. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΑΚΩΝ ΑΝΑΛΥΣΕΩΝ

1. Από την εργαστηριακή ανάλυση του ανθρακικού ασβεστίου προέκυψε ότι το ποσοστό του διακυμαίνεται από περιοχή σε περιοχή από 18.12 έως και 59.49%, όπως φαίνεται και στους πίνακες 1 έως 7 και στο ραβδόγραμμα της εικόνας 8.1 έως 8.7. Παρόλο την μεγάλη απόκλιση της μέγιστης με την ελάχιστη τιμή, μπορεί να παρατηρηθεί μια ομοιομορφία στην κατανομή του ανθρακικού ασβεστίου από περιοχή σε περιοχή, η οποία τείνει να συγκεντρωθεί γύρω από το 25%. Παρόλο αυτά, δείγματα όπως το Ag4b-3, G1-3 και Z1-2 ξεφεύγουν από την γενική τάση συγκέντρωσης. Αυτό όμως δικαιολογείται, ειδικά για τα δείγματα G1-3 και Z1-2, αφού προέρχονται από διαφορετική περιοχή, άρα και πηγή τροφοδοσίας.

Είναι αξιοσημείωτο να αναφέρουμε ότι υπάρχει μια τάση συγκέντρωσης του CaCO_3 γύρω από μια τιμή, γεγονός που πιθανώς δείχνει την σχετική ομοιομορφία στο περιβάλλον ιζηματογένεσης και η περιοδική αύξηση και μείωση του CaCO_3 μέσα στην στρωματογραφική ακολουθία πιθανώς δείχνει κύκλους ιζηματογένεσης.

2. Από την εργαστηριακή ανάλυση του οργανικού άνθρακα (C_{org}) προέκυψε ότι η κατανομή του οργανικού άνθρακα (C_{org}) κυμαίνεται από 0% έως και 2,72%. Παρατηρείται μια αύξηση της περιεκτικότητας του οργανικού άνθρακα (C_{org}) στα δείγματα της τομής Ag1 και Ag2, αλλά και στα δείγματα Z και As, ενώ μειώνεται στα δείγματα των τομών Ag3, Ag3b, Ag4, Ag4b και G.

Όσον αφορά την δυνατότητα πετρελαιογένεσης, συμπεραίνουμε ότι:

- Από την περιοχή νότια της παραλίας του Άγιου Γεώργιου Πάγων (τομή Ag1 και Ag2) τα δείγματα παρουσιάζουν πολύ υψηλές τιμές οργανικού άνθρακα C_{org} , έτσι έχουν καλή έως και πολύ καλή δυνατότητα γένεσης. Παρόλο αυτά, υπάρχουν και δείγματα όπως τα Ag1-9, Ag1-11, Ag2-1 έως 3 Ag2-11 έως 14 που παρουσιάζουν φτωχή δυνατότητα γένεσης.
- Από την περιοχή ανατολικά και κεντρικά της παραλίας του Άγιου Γεώργιου Πάγων (τομές Ag3, Ag3b, Ag4 και Ag4b) τα δείγματα στην πλειοψηφία τους τα δείγματα παρουσιάζουν φτωχή δυνατότητα γένεσης, με εξαίρεση τα δείγματα Ag3-6 έως 10, Ag3b-1, Ag4-2,3,7 και Ag4b-1,6 που παρουσιάζουν μέτρια δυνατότητα γένεσης.

- Από την βόρεια περιοχή του νησιού, τα δείγματα των τομών Z (περιοχή Ζυγού) και As (περιοχή Αστρακερί), παρουσιάζουν μέτρια δυνατότητα γένεσης και ειδικά το Z1 παρουσιάζει καλή δυνατότητα γένεσης, σε αντίθεση με τα δείγματα της τομής G (περιοχή Ρόδα), που παρουσιάζουν φτωχή δυνατότητα γένεσης.

Συμπερασματικά και με εξαίρεση τα δείγματα G, Z και As που ανήκουν σε διαφορετική περιοχή, τα λοιπά δείγματα δείχνουν πιθανών ένα αρχικό βαθύ, αναγωγικό περιβάλλον στα εξωτερικά σημεία του κόλπου (τομές Ag1 και Ag2), όπου έχω και τις μεγαλύτερες τιμές οργανικού άνθρακα (C_{org}), που μεταβαίνει σε ένα πιο ρηχό και πιο οξειδωτικό περιβάλλον (τομές Ag3, Ag3b, Ag4 και Ag4b) στα κεντρικά τμήματα του κόλπου.

3. Σύμφωνα με τα διαγράμματα συσχέτισης του Ανθρακικού Ασβεστίου ($CaCO_3$) και Οργανικού Άνθρακα (C_{org}), παρατηρείται ότι το R^2 για τις τομές του Αγίου Γεωργίου Πάγων είναι μικρότερο του 0.3, δηλαδή κοντά στο 0. Φαίνεται έτσι ότι η συσχέτιση των δύο παραμέτρων είναι πρακτικά αδύνατη. Αντιθέτως, οι τομές στην βόρεια πλευρά του νησιού As και Z έχουν υψηλό R^2 , με αποτέλεσμα η γραμμική συσχέτιση των δύο παραμέτρων είναι ισχυρή. Επειδή ο συντελεστής συσχέτισης R^2 δεν εξηγεί την αρνητική συσχέτιση, έγινε μια προσπάθεια συσχέτισης των δύο παραπάνω δεικτών.

Συμπερασματικά, πρέπει να σημειωθεί ότι συγκεντρωτικά παρατηρείται μια σταθερή διακύμανση του $CaCO_3$, με μόνο το ToC να μεταβάλλεται συνεχώς. Έτσι φαίνεται ότι η μεταβολή του ToC στα δείγματα είναι ανεξάρτητη του $CaCO_3$ και έτσι δεν μπορεί να γίνει συσχέτιση αυτών των δύο παραμέτρων.

4. Το γενικό χαμηλό ποσοστό του $CaCO_3$ σε όλες τις τομές υποδηλώνει και το σταδιακό μπάζωμα της λεκάνης, ενώ ίσως να μπορεί να συνδεθεί και με τις ψυχρές κλιματολογικές συνθήκες που επικρατούσαν κατά το τέλος του Μειόκαινου στην περιοχή μελέτης, όπου πιθανώς να οδήγησαν σε αύξηση της διαλυτότητας του $CaCO_3$.

5. Η κύρια λιθολογία που επικρατεί είναι ο αμμούχος πηλός και φαίνεται από τα δείγματα πως γενικά το κλάσμα της αργίλου παρουσιάζει διακύμανση στις τιμές, ενώ υπάρχει μικρή παρουσία μικρών κροκάλων ασβεστόλιθου και κερατόλιθου στο δείγμα Ag4b-3.

6. Το γεγονός της κύριας παρουσίας λεπτόκοκκου κλάσματος σε συνδυασμό με τις στατιστικές παραμέτρους μας δείχνουν ότι η κύρια μεταφορά είναι η αιώρηση. Από τη χρήση των παραπάνω διαγραμμάτων φαίνεται ότι στο διάγραμμα Friedman και Amarall δεν υπάρχουν προβολές. Η επεξεργασία των διαγραμμάτων Valia and Cameron καθώς και Moila and Visher χρησιμοποιήθηκαν για να τεκμηριώσουμε το βάθος ιζηματογένεσης. Από τα διαγράμματα αυτά φαίνεται ότι τα ιζήματα των τομών Ag2 και Ag3 αποτέθηκαν στα βαθύτερα τμήματα της λεκάνης. Τα ιζήματα των τομών Ag1, Ag3b και Ag4 φαίνεται να έχουν αποθέσεις σε βαθιά και ρηχά νερά, ενώ τα ιζήματα της τομής Ag4b φαίνεται να αποτέθηκαν κυρίως σε ρηχά νερά.

Όμως, το γεγονός ότι κατά την εργασία υπαίθρου, στην τομή Ag3 και Ag4b παρατηρήθηκε ημιτελής ακολουθία Bouma και το γεγονός ότι η αλλαγή της κλίσης των στρωμάτων από την βάση προς την οροφή της τομής Ag4b, ερμηνεύτηκε ως παρουσία slump, έρχεται σε σύγκρουση με τα παραπάνω και για τον λόγο αυτό, τα διαγράμματα αυτά δεν μπορούν να συμπεριληφθούν στα συμπεράσματα.

Το διάγραμμα όμως του Passega, δείχνει ως αιώρηση και κύλιση τον τρόπο μεταφοράς των ιζημάτων του δείγματος στο οποίο παρατηρήθηκε η ημιτελής ακολουθία Bouma, η οποία μπορεί να συσχετιστεί εύκολα με τον τρόπο μεταφοράς που αναμένεται σε τουρβιδιτικές αποθέσεις. Το δείγμα αυτό ταυτόχρονα φαίνεται να προβάλλεται στα όρια της μίας από τις δύο σκούρες μαύρες καμπύλες που έχουν προταθεί από τον Passega και αντιπροσωπεύουν τουρβιδιτικά πεδία, επιβεβαιώνοντας την θεωρία ύπαρξης της στα ιζήματα της τομής.

Στο σημείο αυτό πρέπει να αναφέρουμε ότι διαγράμματα τα οποία συσχετίζουν κοκκομετρικό μέγεθος και περιβάλλον απόθεσης, δεν είναι πάντα αξιόπιστα, όπως βλέπουμε και παραπάνω. Έτσι, είναι ορθότερο να χρησιμοποιείται το διάγραμμα του Passega, στο οποίο **η προβολή των παραμέτρων παράγει πεδία, κάθε ένα από τα οποία χαρακτηρίζει και συσχετίζει ένα ιδιαίτερο περιβάλλον απόθεσης με ένα ιδιαίτερο μηχανισμό απόθεσης.**

Σύμφωνα με το διάγραμμα κατά Passega, παρατηρείται μια μετάβαση του τρόπου μεταφοράς των ιζημάτων από κύλιση, σε διαβαθμισμένο αιώρημα αλλά και υπό μορφή ομογενούς αιωρήματος και πελαγικού αιωρήματος. Η κύρια παρουσία ομογενούς και πελαγικού αιωρήματος, σε συνδυασμό με τη λιθολογία μας δείχνουν ότι το σύνολο της ιζηματογενούς ακολουθίας αποτέθηκε σε μία βαθιά ζώνη μιας

ιζηματογενούς λεκάνης πού όσο όμως μετακινούμαστε σε στρωματογραφικά ανώτερα τμήματα της λεκάνης, το περιβάλλον γίνεται όλο και πιο ρηχό.

10. ΓΕΝΙΚΑ ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

A. Τα μελετηθέντα ιζήματα της περιοχής μελέτης στο νησί της Κέρκυρας με την παρουσία της ημιτελούς ακολουθίας Bouma, και των οριζόντων ολίσθησης (slump) μέσα στην στρωματογραφική ακολουθία, παράλληλα με τις εργαστηριακές αναλύσεις, μας οδηγούν στο συμπέρασμα ότι έχουμε ένα βαθύ περιβάλλον απόθεσης με απότομες κλίσεις.

B. Η αύξηση του κοκκομετρικού μεγέθους προς τα πάνω και ο σταδιακός περιορισμός των νεωτέρων ιζημάτων στα βόρεια - βορειοδυτικά της λεκάνης, που πιστοποιείται από την παρουσία εσωτερικών ασυμφωνιών, μας οδηγούν στο συμπέρασμα της προς τα πάνω μείωσης του βάθους ιζηματογένεσης αλλά και του σταδιακού περιορισμού της έκτασης της λεκάνης.

C. Το σταδιακό ρήχαιμα της λεκάνης στο Μειόκαινο, πιθανά να μην συνδέεται μόνο με τη σταδιακή πλήρωση της λεκάνης και την ευστατική πτώση της στάθμης της θάλασσας, αλλά και με την σταδιακή αδρανοποίηση της Ιονίου επώθησης? ανατολικά της περιοχής μελέτης και του οριζοντίου ρήγματος του South Salento – North Corfu.

D. Μέσα από την ανάλυση ιζηματολογικών (σε 7 τομές) και τεκτονικών δεδομένων (σε όλη την περιοχή μελέτης), την διεύθυνση και φορά κλίσης των στρωμάτων, μας δόθηκε η δυνατότητα δημιουργίας δύο σεναρίων, μέσα από τα οποία μπορεί να περιγραφτεί η παλαιογεωγραφική εξέλιξη της περιοχής μελέτης:

1. Σύμφωνα με το σενάριο A της παλαιογεωγραφικής εξέλιξης η ιζηματογένεση (τομές 1 έως 7) έλαβε χώρα σε μία ενιαία λεκάνη, όπου αρχικά αποτέθηκε η τομή 1 και ακολούθησαν οι υπόλοιπες με την σειρά αρίθμησης τους.
2. Όμως, για το σενάριο B της παλαιογεωγραφικής εξέλιξης, η ιζηματογένεση ξεκίνησε με τις τομές 6 και 7, λόγω ρηγμάτων ακολούθησε ο διαχωρισμός της λεκάνης και η απομόνωση της στο νότιο τμήμα της, όπου συνεχίστηκε η ιζηματογένεση των λοιπών τομών 1 έως 5.

E. Η διαφορά των δύο σεναρίων βασίζεται στο πότε ξεκίνησε η μετανάστευση της τεκτονικής προς τα δυτικά και πότε αναπτύχθηκε η νέα επώθηση δυτικά του νησιού της Κέρκυρας:

1. Σύμφωνα με το σενάριο Α της παλαιογεωγραφικής εξέλιξης, η συμπίεστική τεκτονική στον χώρο της περιοχής μελέτης, μεταναστεύει προς τα δυτικά μετά την ολοκλήρωση της ιζηματογένεσης, και συνεπώς τα κανονικά ρήγματα δημιουργήθηκαν μετά την ιζηματογένεση, τα οποία διαμόρφωσαν και το σημερινό ανάγλυφο, την φορά της κλίσης και την διεύθυνση κλίσης των στρωμάτων.

Η λεκάνη στο σενάριο αυτό χαρακτηρίζεται ως λεκάνη προχώρας σε όλη την διάρκεια της ζωής της.

2. Σύμφωνα με το σενάριο Β της παλαιογεωγραφικής εξέλιξης, η συμπίεστική τεκτονική άρχισε να μεταναστεύει προς τα δυτικά νωρίτερα, και η δημιουργία εφελκυστικής τεκτονικής έλαβε χώρα στο πρίσμα προσαύξησης κατά το Μειόκαινο, με την μετατροπή της λεκάνης προχώρας σε λεκάνη οπισθοχώρας. Πιθανά η νέα επώθηση δυτικά του νησιού να αποτέλεσε μια επιπρόσθετη πηγή τροφοδοσίας από τα δυτικά και με διεύθυνση Δ-Α για την απομονωμένη λεκάνη, συνδέοντας την και με το «μπάζωμα» της.

Η λεκάνη στο σενάριο αυτό χαρακτηρίζεται ως λεκάνη προχώρας κατά το αρχικό στάδιο της (ιζηματογένεση τομών 6 και 7), ενώ στην συνέχεια μπορεί να χαρακτηριστεί ως λεκάνη όπισθοχώρας (τομές 1 έως 5), λόγω της δράσης της νέας επώθησης δυτικά της περιοχής μελέτης.

Ε. Με βάση την λιθολογία της περιοχής αλλά και το περιεχόμενο οργανικό άνθρακα στα ιζήματα, φαίνεται πως μεγάλο μέρος των Μειοκαινικών ιζημάτων, συνολικού πάχους περίπου τα 500μ, θα μπορούσαν να αποτελέσουν μητρικά πετρώματα γένεσης υδρογονανθράκων.

Γ. Μελετώντας την ανθρακική σειρά της Κέρκυρας εκτιμήθηκε ότι πιθανά μητρικά πετρώματα μπορεί να αποτελέσουν:

1. Οι πλούσιοι σε οργανικό υλικό σχιστόλιθοι μέσα στα Τριαδικά κροκαλοπαγή που αποτέθηκαν σε ένα ρηχό περιβάλλον, συγχρόνως με την εβαποριτική ακολουθία, η οποία βοήθησε την διατήρηση του οργανικού υλικού.

Το πέτρωμα θεωρείται θερμοκρασιακά ώριμο και βρίσκεται στο παράθυρο παραγωγής του φυσικού αερίου.

2. Οι πλούσιοι σε οργανικό υλικό σχιστόλιθοι με Ποσειδώνιες Ιουρασικής ηλικίας, σχηματίστηκαν στις βαθύτερες και χαμηλής ενέργειας περιοχές, όπου η ιζηματογένεση ήταν συνεχής, καθιστώντας ικανή την διατήρηση του οργανικού υλικού. Παράλληλα όμως, η συγκέντρωση και η διατήρηση του οργανικού υλικού εξαρτιόνταν κυρίως από την γεωμετρία της λεκάνης κατά την συνορογενετική περίοδο, η οποία ευνοούσε την συγκέντρωση στάσιμου νερού και από ανοξικά γεγονότα OAEs.

Το πέτρωμα αυτό θεωρείται θερμοκρασιακά ώριμο και βρίσκεται στο παράθυρο παραγωγής του πετρελαίου.

3. Όσον αφορά τους σχιστόλιθους μέσα στην σειράς της Βίγλας, αν και συνδέονται άμεσα με τα OAEs, δεν χαρακτηρίζονται ως θερμικά ώριμοι. Οι τρεις ορίζοντες των OAEs, ως απομονωμένοι, δεν μπορούν να θεωρηθούν ως μητρικά πετρώματα λόγω του μικρού τους πάχους και δεν μπορούν να συνεισφέρουν στο δυναμικό υδρογονανθράκων των μητρικών πετρωμάτων του σχηματισμού των ασβεστόλιθων της Βίγλας.

H. Οι υπερκείμενοι ασβεστόλιθοι (ασβεστόλιθοι Βίγλας - λατυποπαγείς ασβεστόλιθοι του Κρητιδικού), μπορούν να αποτελέσουν το ταμιευτήριο πέτρωμα, με το πορώδες τους να ευνοείται κυρίως από την ύπαρξη διακλάσεων.

I. Οι παγίδες που αναμένονται, είναι αυτές που συναντώνται σε πτυχωσιγενείς - ορογενετικές ζώνες, ενώ μπορεί επίσης να αντιπροσωπεύονται από στρωματογραφικά χαρακτηριστικά σε Μειοκαινικούς ψαμμίτες, αντικλινικές δομές κυρίως στο ανατολικό τμήμα της Κέρκυρας, καθώς επίσης διαπειρικές δομές γύρω από δόμους άλατος.

J. Με βάση τις κλίσεις των στρωμάτων οι πιθανοί παραγόμενοι υδρογονάνθρακες θα μπορούσαν να μεταναστεύσουν εύκολα προς τα βόρεια της περιοχής μελέτης και να εγκλωβιστούν είτε από κανονικά ρήγματα όπου φέρνουν σε επαφή τα ανθρακικά με τα κλαστικά ιζήματα, είτε από τις διαπειρικές δομές των εβαποριτών με κύρια εμφάνιση τους βόρεια της περιοχή μελέτης, προσφέροντας έτσι μόνωση.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Διεθνής Βιβλιογραφία

- Allen P.A. and Allen J.R., (2006):** Basin Analysis, Principles and Applications, 2nd edition.
- Amaral E.J. and Pryor W.A., (1977):** Depositional environment of the St. Peter sandstone deduced by textural analysis. Jour. Sed. Petr., V47, Nol, 32-52.
- Arthur M.A., Dean, W.E. and Pratt L.M., (1988):** Geochemical and climatic effects of increased marine organic carbon burial at the Cenomanian/Turonian boundary. Nature 335, 714–17.
- Aubouin J., (1959):** Contribution a l'étude géologique de la Grèce septentrionale: Les confins de l'Epire et de la Thessalie. Ann. Géol. Pays Hellen 10, 1-483.
- Aubouin J., (1963):** Esquisse paleogeographique et structurales des chaines alpines de la Méditerranée moyenne. Geologische Rundschau 53, σελ. 480-534.
- Aubouin J., (1965):** Geosynclines. Develop. Geotectonics, 1, 335 p., Elsevier.
- Aubouin J., (1974):** Des tectoniques superposées et de leur signification par rapport aux modèles géophysiques: l'exemple des Dinarides; paléotectonique, tectonique, tarditectonique, néotectonique. Bull. Soc. Geol. Fr., (7), XV, 426-460.
- Aubouin J., (1977):** Alpine Tectonics and Plate Tectonics: Thoughts about the Eastern Mediterranean. In: Europe from Crust to Core, 143-158, J. Wiley.
- Aubouin J. and Dercomrt J., (1963):** Zone Preapulienne, zone Ionienne et zone du Gavrobo et Peloponnese occidentale. Bul. Soc. Geol. France, 4 No6, p. 785-794, Paris.
- Aubouin J., Le Pichon X., Winterer E. and Bonneau M., (1977):** Les Hellenides dans l'optiques de le tectonique des plaques. 6th Colloq. Geol. Aegean Region, Athens, 3, 1333-1354.
- Avigad D. and Garfunkel Z., (1991):** Uplift and exhumation of high pressure metamorphic terrains: the example of the Cyclades blue-schist belt. Tectonophysics, 188, 357-372.
- Avramidis P., Zelilidis A. and Kontopoulos N., (2000):** Thrust dissection control of deep-water clastic dispersal patterns in the Klematia-Paramythia foreland basin, Western Greece. -Geol.Mag., 137, 667-685.
- Avramidis P. and Zelilidis, A., (2001):** The nature of deep-marine sedimentation and palaeocurrent trends as evidence of Pindos foreland basin fill conditions, University of Patras, Department of Geology, Sedimentology Laboratory, 26500 Patras, Greece.
- Avramidis P., Zelilidis A., Vakalas I., and Kontopoulos N., (2002):** Interactions between tectonic activity and eustatic sea-level changes in the Pindos and Mesohellenic basins, NW Greece: Basin evolution and hydrocarbon potential. Journal of Petroleum Geology, Vol. 25 (1), pp 53-82.
- Baudin F. and Lachkar G., (1990):** Géochimie organique et palynologie du Lias supérieur en zone ionienne (Grèce). Exemple d'une sédimentation anoxique conservée dans une paléomarge en distension. Bulletin de la Société. Géologique de France 8, 123–32.
- Beaumont C., (1981):** Foreland basin, Geophys J Roy Astron Soc, 65: 291-329.
- Bernoulli D. and Jenkyns H.C., (1974):** Alpine, Mediterranean and Central Atlantic Mesozoic Facies in relation to the early evolution of the Tethys. In Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation (eds R. H. Dott and R. H. Shaver), pp. 129–60. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication no. 19.
- Bertello F., Fantoni R. and Franciosi R., (2008):** Exploration Country Focus: Italy, AAPG–ER Newsletter, June, p. 5-9.
- Bertoni E. and Marchetti D., 1985:** Pollen palaeoclimatology in the Mediterranean since Messinian time. In: D.J. Stanley and F.C. Wezel (Editors), Geological Evolution of the Mediterranean basin. Springer, New York, pp. 525.

- Bornovas I. and Rontogianni-Tsiabaou T., 1983:** Geological Map of Greece. Institute of Geology and Mineral Exploration, Athens.
- BP Co., (1971):** The geological results of petroleum exploration in Western Greece. Εκδόσεις ΙΓΜΕ, Αθήνα 10, 73p.
- Bréhéret J.G., (1985):** Indices d'un événement anoxique étendu a la Téthys alpine, a l'Albien inférieur (événement Paquier). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, Séries II 300, 355–8.
- Bréhéret J.G., (1997):** L'Aptien et l'Albien de la Fosse Vocontienne (bordures et bassin): Evolution de la sédimentation et enseignements sur les événements anoxiques. Publication Société Géologique du Nord 25, 614 pp.
- Brooks M., Clews J.E, Melis S. and Underhill J.R., (1988):** Structural development of Neogene basins in western Greece. Basin Res., 1, p. 129-138.
- Broadley L., Platzman E., Platt J., Papanikolaou M. and Matthews S., (2006):** Paleomagnetism and the tectonic evolution of the Ionian zone, northwestern Greece, Postcollisional tectonics and magmatism in the Mediterranean region and Asia: Geological Society of America Special Paper 409, p. 137–155
- Brunn J., (1956):** Contribution a étude Géologique du Pinde Septentrional et d'une partie de la Macédoine Occidental. Ann. Geol. Pays Hellen, 7, 1-358.
- Buick I.S., (1991):** The late-Alpine evolution of an extensional shear zone, Naxos, Greece. Journal of the Geological Society of London, 152, 639-654.
- Chiarabba C., Jovane L. and Stefano R.D., (2005):** A new look to the Italian seismicity: seismotectonic inference. Tectonophysics, 395 (2005), pp. 251–268.
- Chiotis S., (1983):** Contribution of Organic Geochemistry to the Oil Exploration in Greece. Proceedings 1st Geological Congress, Geological Society of Greece 1, 203–17.
- Clews J., (1989):** Structural controls on basin evolution: Neogene to Quaternary of the Ionian zone of western Greece. J. Soc. London, 146. p. 447-457
- Coleman J.M., (1969):** Brahmaputra River: Channel processes and sedimentation, Sedimentary Geology, Volume 3, Issues 2–3, August 1969, Pages 129–239.
- Condie C.K., (1997):** Plate tectonics and crustal evolution.
- Coward M.P. and Dietrich D. (1989):** Alpine Tectonics – an overview. In: Alpine Tectonics (eds. Coward M.P, Dietrich D. and Park R.G.) Geological Society Special Publications, 45, 1-29.
- Dean W.E., (1999):** The carbon cycle and biogeochemical dynamics in lake sediments: Journal of Paleolimnology, v. 21, p. 375–393.
- Dean W.E., (2002):** A 1500-year record of climatic and environmental change in Elk Lake, Minnesota II: Geochemistry, mineralogy, and stable isotopes: Journal of Paleolimnology v.27, in press.
- DeCelles P.G. and Giles K.A., (1996):** Foreland basin systems, Basin Research, 8, 105–123.
- Dercourt J. and Thiebault F., (1979):** Creation and evolution of the Northern margin of the Mesogean ocean between Africa and Apulia in the Peloponnesus (Greece). In Proceedings of the VI Colloquium on the Geology of the Aegean Region (ed G. Kallergis) III, σελ. 1313-1332.
- Decourt J., Ricou L.E. and Vrielynck B., (1993):** Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps. Commission pour le Carte Géologique du Monde/Commission for the Geological Map of the World, Paris.
- Dercourt J., Zonenshain L.V., Ricou L.E., Kasmin V.G., Le Pichon V., Knipper A.L., Grandjacquet C., Sborshchikov I.M., Boulou J., Sorokhtin O., Geyssant J., Lepvrier C., Biju-Duval B., Sibuet J.C., Savostin L.A., Westphal M. and Lauer J.P., (1985):** Presentation de 9 cartes paleogeographiques au 1/20.000.000 s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la periode du Lias a l'Actuel. Bull. Soc. geol. France, Paris, 8 ser., Vol. 1-5, pp. 637-652.
- Dercourt J., Zonenshain L.V., Ricou L.E., Kasmin V.G., Le Pichon V., Knipper A.L., Grandjacquet C., Sborshchikov I.M., Boulou J., Sorokhtin O., Geyssant J., Lepvrier C., Biju-Duval B., Sibuet J. C., Savostin L.A., Westphal M. and Lauer J.P., (1985):** Geologic evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamir since the Lias. Tectonophysics, Vol. 123, No 1-4, pp. 241-315, Amsterdam.

- Demaison G.J. and Moore G.T., (1980):** Anoxic environments and oil source bed genesis. *Org. Geochem.*, 2:9-31
- Dennis G.J., (1972):** Structural Geology, John Wiley and Sons Inc., New York.
- Dewey J.P., Pitman W.C., Ryan W.B.F. and Bonnin J., (1973):** Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. *Geological Society of America Bulletin*, 84, 3137-3180.
- Di Bucci D., Ridente D., Fracassi U., Trincardi F. and Valensise G., (2009):** Marine palaeoseismology from very high resolution seismic imaging: The Gondola Fault Zone (Adriatic foreland), *Terra Nova*, 21, 393–400, doi:10.1111/j.1365-3121.2009.00895.x.
- Di Bucci, D., Caputo R., Mastronuzzi G., Fracassi U., Sansò P. and Selleri G., (2010):** First evidence of Late Quaternary tectonics from quantitative joint analysis in the southern Adriatic foreland (Italy), *J. Geodyn.*, doi:10.1016/j.jog.2010.01.012, in press.
- Di Bucci, D., Caputo R., Mastronuzzi G., Fracassi U., Sansò P. and Selleri G., (2010):** Tectonic evidence for the ongoing Africa- Eurasia convergence in central Mediterranean foreland areas: A journey among long- lived shear zones, large earthquakes, and elusive fault motions, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 115, B12404, doi:10.1029/2009JB006480, 2010
- Di Bucci, D., Caputo R., Mastronuzzi G., Fracassi U., Selleri G. and Sansò P., (2011):** Quantitative Analysis of Extensional Joints in the Southern Adriatic Foreland (Italy), and the Active Tectonics of the Apulia Region, *Journal of Geodynamics*, Vol. 51, No. 1-2, pp. 141-155
- Dickinson W.R., (1974):** Plate tectonics and sedimentation. In: *Tectonics and Sedimentation* (Ed. by W.R. Dickinson), Spec. Publ. 22, 1-27. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Los Angeles.
- Dilek Y., (2006):** Post-collisional Tectonics and Magmatism in the Mediterranean and Asia, *Collision tectonics of the Mediterranean region: causes and consequences*, Geological Society of America, Special Papers, eds Dilek Y., Pavlides S. 409, pp 1–13.
- Dilek Y. and Altunkaynak S., (2007):** Cenozoic crustal evolution and mantle dynamics of post-collisional magmatism in western Anatolia. *International Geology Review* 49:431–453.
- Dilek Y. and Pavlides S., (2006):** Post-collisional Tectonics and Magmatism in the Mediterranean and Asia, *Geological Society of America, Special Papers*, 409.
- Dilek Y. and Thy P., (2006):** Age and petrogenesis of plagiogranite intrusions in the Ankara mélange, central Turkey. *Island Arc* 15:44–57.
- Dilek Y. and Whitney D. L., (1997):** Counterclockwise *PTt* trajectory from the metamorphic sole of a Neotethyan ophiolite (Turkey) *Tectonophysics* 280:295–301.
- Dilek Y., Shallo M. and Furnes H., (2005):** Rift-drift, seafloor spreading, and subduction tectonics of Albanian ophiolites. *International Geology Review* 47:147–176.
- Dobrova H., Kolly E. and Schmitz U., (2003):** E and P Ventures in the Eastern-Central Europe Transformation States after 1989 – a Review of Expectations and Results.– *Oil Gas Eur. Mag.*, 4, 172–182.
- Doutsos Th., Kontopoulos D. and Frydas D., (1987):** Neotectonic evolution of northwestern continental Greece - *Geol. Rdsch.*, 76/2: 433 - 450, 9figs., 1 tab., Stuttgart
- Doutsos Th. and Frydas D., (1994):** The Corfu thrust (Greece) - *Comptes Rendus Acad. Sci. Paris*, t 318, ser.n, p. 659 a 666; Paris.
- Duermeijer C.E., Krijgsman W., Langereis C.G., Meulenkamp J.E., Triantafyllou M.V. and Zachariasse W.J., (1999):** A late Pleistocene clockwise rotation phase of Zakynthos (Greece) and implications for the evolution of the western Aegian arc. *Earth and Planetary Science Letters* 173 (1999), p. 315-331.
- Dumurdzanov N., Serafimovski B.T. and Burchfiel C., (2005):** Cenozoic tectonics of Macedonia and its relation to the South Balkan extensional regime. *Geosphere*, 1, 1–22, doi: 10.1130/GES00006.1
- Erbacher J., Huber B.T., Norris R.D. and Markey M., (2001):** Increased thermohaline stratification as a possible cause for a Cretaceous oceanic anoxic event. *Nature* 409, 325–7.
- Fassoulas C., Kilias A. and Mountrakis D., (1994):** Postnappe stacking extension and exhumation of HP/LT rocks in the island of Crete, Greece. *Tectonics*, 13, 127-138.

- Ferrantia L., Antoniolib F., Mauzc B., Amorosid A., Prab G.D., Mastronuzzie G., Monacof C., Orrug P., Pappalardoh M., Radtkai U., Rendaj P., Romanoa P., Sansok P. and Verrubbib V., (2006):** Markers of the last interglacial sea-level high stand along the coast of Italy: Tectonic implications, *Quaternary International* 145–146 (2006) 30–54.
- Finetti I., (1982):** Structure, stratigraphy and evolution of the central Mediterranean Sea. *Bolletino di Geofisica Teoretica ed Applicata* 24:247–312
- Flemings P.B. and Jordan T., (1989):** A synthetic stratigraphic model of foreland basin development, *Jour. Geophys. Res.*, 94, 3851– 3866.
- Fleury J., (1980):** Les zones de Gavrovo-Tripolitza et du Pinde-Olonos (Grèce continentale et Péloponnèse du nord). Evolution d'une plate-forme et d'un bassin dans leur cadre aplin. *Soc. Géol. Nord*, Publication n4, 1-473.
- Folk R.L., (1968):** Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill Publishing Co, Austin, Texas, 170p.
- Folk R.L. and Ward W.S., (1957):** Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. *Jour. Sed. Petr.*, 27, Nol, 3-26.
- Friedman G.M., (1979):** Differences in size distributions of populations of particles among sands of various origins. Addendum to IAS Presidential Address. *Sedimentology*, 26, 859-862.
- Frydas D., (1991):** Sfficofiagelles et narmofossiles calcaires du Mio-Pliocene de Corfou (Grece) - *Revue de Micropal and mt*, vol. 34 (4): 279-295, 5 Figs., 3 pi.; Paris.
- Füchtbauer H. and Muller G., (1970):** Sedimente und Sedimentgesteine. *Sediment Petrologie II*. Stuttgart, E. Schweizerbart, 726 pp.
- Garfunkel Z., (2004):** Origin of the eastern Mediterranean basin: a reevaluation. *Tectonophysics* 391, 11–34.
- Gambini R., and Tozzi M., (1996):** Tertiary geodynamic evolution of Southern Adria microplate. *Terra Nova*, 8, σελ. 593-602.
- Gaudette H.E., Flight W.R., Toner L. and Folger D.W., (1974):** An inexpensive titration method for the determination of organic carbon in recent sediments. *Jour. Sed. Petr.*, 44, 249-253.
- Gautier P. and Brun J.P., (1994):** Ductile crust exhumation and extensional detachments in the central Aegean (Cyclades and Evia Islands). *Geodynamica Acta*, 7, 57-85.
- Gautier P., Brun J.P. and Jolivet L., (1993):** Structure and kinematics of Upper Cenozoic extensional detachment on Naxos and Paros (Cyclades islands). *Tectonics*, 12, 1180-1194.
- Gawthorpe R.L. and Leeder M.R. (2000):** Tectono- sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Pes.*, 12, p. 195-218.
- Gilbert G.K., (1890):** Lake Bonneville, U.S. Geol. Surv. Monogr., 1: 438pp.
- Gluyas J. and Swarbrick R., (2004):** Petroleum Geoscience 1st edition, by Blackwell Science Ltd
- Godfriaux I., (1968):** Etude géologique de la région de l'Olympe (Grèce). *Ann.geol.Pays Hellen.* 19, 1-281.
- Graham Wall, B.R., Girbaces R., Mesonjesi A. and Aydin A., 2006):** Evolution of fracture and fault-controlled fluid pathways in carbonates of the Albanides fold-thrust belt: *AAPG Bulletin*, v. 90, p. 1227–1249.
- van Greet, M., Swennen R., Durmishi C., Roure F. and Muchez Ph., (2002):** Paragenesis of Cretaceous to Eocene carbonate reservoirs in the Ionian foreland fold-and-thrust belt (Albania): Relation between tectonism and fluid flow: *Sedimentology*, v. 49, p. 697–718.
- Hatcher R.D. and Williams R.T., (1986):** Mechanical models for single thrust sheets and their relationships to mechanical behavior of orogenic belts: *Geological Society of America Bulletin*, v. 97, p. 975-985.
- Hedberg R. M. and Moody J. D., (1979):** Petroleum prospects of the deep offshore. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 63:p. 286-300.
- Herrle J.O., (2002):** Paleoceanographic and paleoclimatic implications on Mid-Cretaceous black shale formation in the Vocontian Basin and the Atlantic: evidence from calcareous nannofossils and stable isotopes. *Tubinger Mikropalaontologische Mitteilungen* 27, 114 pp.

- Herrle, J.O., Pross J., Friedrich O. and Hemleben C., (2003a):** Short-term environmental changes in the Cretaceous Tethyan Ocean: micropalaeontological evidence from the early Albian Oceanic Anoxic Event 1b. *Terra Nova* 15, 14–19.
- Herrle, J.O., Pross J., Friedrich O., Kossler P. and Hemleben C., (2003b):** Forcing mechanisms for mid-Cretaceous black shale formation: evidence from the upper Aptian and lower Albian of the Vocontian Basin (SE France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 190, 399–426.
- van Hinsbergen D.J.J., Van der Meer Z.D.G., Zachariasse W.J., Meulenkamp Z.J.E., (2006):** Deformation of western Greece during Neogene clockwise rotation and collision with Apulia, *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* (2006) 95: 463–490.
- Hodell D.A. and Schelske C.L., (1998):** Production, sedimentation, and isotopic composition of organic matter in Lake Ontario. *American Society of Limnology and Oceanography*. 43(2), p 200-214.
- Horner F. and Freeman R., (1983):** Palaeomagnetic evidence from the pelagic limestones for clockwise rotation of the Ionian Zone, Western Greece: *Tectonophysics*, v. 98, p. 11–27, doi: 10.1016/0040-1951(83)90208-1.
- Horstmann G., (1967):** Geologie de la partie meridionale de l' ile Zante (Grece) These, Univ. Paris, pp. 127-28 pls., Paris.
- Hunt J.M., (1979):** Petroleum Geochemistry and Geology. Freeman, San Francisco ISBN 0-7167-1005-6.
- Hulsey D.J., (1962):** Beach sediments of eastern Lake Michigan, University of Illinois.
- Ibach L.E.J., (1982):** Relationship between sedimentation rate and total organic carbon content in ancient marine sediments. *Ammer. Ass. Petr. Geol. Bui.*, 66, No2, 170-188, 12 figs, 4 tabl.
- IGRS-IFP (1966):** Étude géologique de l' Epire (Grece nord – occidentale), 2 vol. Editions Technip, Paris, σελ. 306.
- Inman D.L., (1952):** Measures for describing the size distribution of sediments. *Journal of Sedimentary Petrology* 22: 125–145.
- Jacobshagen V., (1986):** Geologie von Griechenland. Berlin: Gebruder Bornträger, σελ. 363.
- Jacobshagen V., Duerr F., Kockel K., Kopp K.O., Kowalczyk G., Berckhemer H. and Buttner D., (1978):** Structure and geodynamic evolution of the Aegean region. In: In: H. Cloos, D. Roeder. and K. Schmidt (eds), *Alps, Apennines, Hellenides*. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, pp. 537-564.
- Jamet M., (1982):** Étude néotectonique de Corfou et etude paléomagnétique de sédiments néogène des Îles de Corfou, Céphalonie et Zante [Phd Thesis]: Orsay, France, Université de Paris-sud, 184p.
- Jenkins D.A.L., (1972):** Structural development of Western Greece. *American Association of Petroleum Geology, Bulletin* 56, σελ. 128-149.
- Jenkyns H.C., (1988):** The Early Toarcian (Jurassic) Anoxic Event: Stratigraphic, Sedimentary, and Geochemical Evidence. *American Journal of Science* 288, 101–51.
- Jiménez-Munt I., Sabadini R., Gardi A. and Bianco G., (2003):** Active deformation in the Mediterranean from Gibraltar to Anatolia inferred from numerical modeling and geodetic and seismological data. *J Geophys Res* 108(B1):2006. DOI10.1029/2001JB001544
- Jordan T.E., (1981):** Thrust loads and foreland basin evolution, Cretaceous, Western United States. *AAPG Bull* 65:2506-2520
- Jolivet L. and Patriat M., (1999):** Ductile extension and the formation of the Aegean Sea. In: *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension Within the Alpine Orogen* (B. Durand, L. Jolivet, F. Horvath and M. Seranne, eds). *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 156, 427–456.
- Jolivet L., Goffé B., Monié P., Truffert-Lucey C., Patriat M. and Bonneau M., (1996):** Miocene detachment in Crete and exhumation P-T-t paths of high pressure metamorphic rocks. *Tectonics*, 15, 1129-1153.
- Kahle H.G., Müller M.V., Mueller S. and Veis G., (1993):** The Kephallonia transform fault and the rotation of the Apulian platform: evidence from satellite geodesy. *Geophys Res Lett* 20(8):651–654.

- Kamberis E., Marnelis F., Loucoyannakis M., Maltezou F., Hirn A. and Streamers Group, (1996):** Structure and deformation of the External Hellenides based on seismic data from offshore Western Greece. In: WESSELY, G. and LIEBL, (Eds.), Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe. EAGE Special Publication, 5, 207-214.
- Karakitsios V., (1988):** Sur la differenciation de la zone Ionienne en Epire (Grece Nord-Occidentale). Bull. Geol. Soc. Greece, Vol. XX/2, pp. 181-196.
- Karakitsios V., (1989):** Alpine deformation of Tripolis s.l. series in Peloponnesus and Crete (Greece) and their dynamic interpretation. Ann. Geol. Pays Hell., v. 34/1 p. 21-30
- Karakitsios V., (1989):** New data on the stratigraphy of the Jurassic formations of the Ionian series in Epirus (Greece). Tectonic and Palaeogeographical consequences. Bulletin Geol. Soc. Greece, v. 23/2, p. 59-74
- Karakitsios V., (1990):** Chronologie et Geometrie de l' ouverture d'un bassin et se son inversion tectonique: Le bassin Ionien (Epire, Grece). These, Univ. P. et M. Curie, Paris, pp. 1-310.
- Karakitsios V., (1992):** Ouverture et inversion tectonique du bassin Ionien (Epire, Grece). Ann. geol. Pays hellen., Vol. 35, pp. 185-318.
- Karakitsios V., (1995):** The influence of preexisting structure and halokinesis on organic matter preservation and thrust system evolution in the Ionian Basin, Northwest Greece. American Association of Petroleum Geology, Bulletin 79, σελ. 960-980.
- Karakitsios V. and Dermitzakis M., (1997):** Lacunes sédimentaires, discordances et phénomènes paléokarstiques (Pliensbachien-Tithonique) dans la zone ionienne (Epire, Grèce nord-occidentale). Ann. Geol. Pays Hell., v. 37, p. 847-864.
- Karakitsios V., Tsikos H., Van Breugel Y., Koletti L., Sinninghe Damste J.S. and Jenkyns H.C., (2007):** First evidence for the Cenomanian-Turonian oceanic anoxic event (OAE2 or “Bonarelli” event) from the Ionian zone, western continental Greece: International Journal of Earth Sciences, v. 96, p. 343–352, doi:10.1007
- Karakitsios V., Kafousia N. and Tsikos H., (2010):** Oceanic anoxic events as recorded in the Mesozoic sedimentary record of mainland Greece: Hellenic Journal of Geosciences, v. 45, p. 123–131.
- Karakitsios V. and Rigakis N., (1996):** New Oil Source Rocks Cut in Greek Ionian Basin. Oil and Gas Journal, v. 94(7), σελ. 56-59
- Karakitsios V. and Rigakis N., (2007):** Evolution and petroleum potential of western Greece, Journal of Petroleum Geology, Vol. 30(3), July 2007, pp 197-218
- Karakitsios V., Tsikos H., Van Breugel Y., Bakopoulos I. and Koletti L., (2004):** Cretaceous oceanic anoxic events in western continental Greece, Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας τομ. XXXVI, 2004.
- Karner G.D. and Watts A.B. (1983):** Gravity anomalies and flexure of lithosphere at mountain ranges, Jour. Geophys. Res., 88, 10 449–477.
- Khim B.K., Kim H.J., Cho Y.S., Chi S.B. and Yoo C.M., (2011):** Orbital Variations of Biogenic CaCO₃ and Opal Abundance in the Western and Central Equatorial Pacific Ocean During the Late Quaternary. Terr. Atmos. Ocean. Sci. 23 -1 , 107-117.
- Kilias A. and Mountrakis D., (1990):** Kinematics of the crystalline sequences in the western Rhodope massif. Geologica Rhodopica, 2nd Hellenic-Bulgarian Symposium, Thessaloniki, vol. 2, 100-116.
- Kilias A. and Mountrakis D., (1998):** Tertiary extension of the Rhodope massif associated with granite emplacement (Northern Greece). Acta Vulcanologica, 10, 331-333.
- Kilias A., Falalakis G. and Mountrakis D., (1999):** Cretaceous-Tertiary structures and kinematics of the Serbomacedonian metamorphic rocks and their relation to the exhumation of the Hellenic Hinterland (Macedonia, Greece). International Journal of Earth Sciences, 88, 513-531.
- Kilias A., Fassoulas C. and Mountrakis D., (1994):** Tertiary extensional of continental crust and uplift of Psiloritis metamorphic core complex in the central part of the Hellenic arc (Crete, Greece). Geologische Rundschau, 83, 417-430.

- Kilias A., Tranos M.D., Orozco M., Alonso-Chaves F.M. and Soto G.I., (2002):** Extensional collapse of the Hellenides: A review. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, Vol.15, No.3-4, pp. 129-139.
- Kober L., (1929):** Beitrage zur Geologie von Attika. Sitz. Ber. Akad. Wiss. Wien, Math.-Naturw. Kl., (1), 138 (7), σελ. 299-327.
- Kockel F., Mollat H. and Walther H.W., (1971):** Geologie des Serbo-Mazedonischen Massivs und seines mesozoischen Rahmens (Northgriechenland). *Geol.Jb*,89,529-551.
- Kockel F., Mollat, H. and Walther H.W., (1977):** Erlauterungen zur geologischen karte der Chalkidiki und angrenzender Gebiete 1/100.000 (Nord Griechenland). Bund. Fur. Geowiss. V. Rohstoffe, 100 p. Hannover.
- Kokinou E., Kamberis E., Vafidis A., Monopolis D., Ananiadis G. and Zelilidis A., (2005):** Deep seismic reflection data from offshore western Greece: A new crustal model for the Ionian sea. *Journal of Petroleum Geology*, 28, 81-98.
- Kukal Z., (1971):** Geology of recent sediments. Academic Press London and New York, 490 pp.
- Kuypers M.M.M., Blokker P., Erbacher J., Kinkel H., Pancost R.D., Scouten S. and Sinninghe Damste J.S., (2001):** Massive expansion of marine Archaea during a mid-Cretaceous Oceanic Anoxic Event. *Science* 293, 92–4.
- Kuypers M.M.M., Blokker P., Hopmans E.C., Kinkel H., Pancost R.D., Scouten S. and Sinninghe Damste J.S., (2002):** Archaeal remains dominate marine organic matter from the early Albian oceanic anoxic event 1b. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 185, 211–34.
- Laj C., Jamet M., Sorel D., and Valente J.P., (1982):** First paleomagnetic results from Mio-Pliocene series of the Hellenic sedimentary arc. *Tectonophysics*, 86: p. 45-67.
- Le Pichon X., Lallemand S.J., Chamot-Rooke N., Lemeur D. and Pascal G., (2002):** The Mediterranean Ridge backstop and the Hellenic nappes. *Mar Geol* 186:111–125.
- Leckie R.M., Bralower T.J. and Cashman R., (2002):** Oceanic anoxic events and plankton evolution: Biotic response to tectonic forcing during the mid-Cretaceous. *Paleoceanography* 17, 10.1029/2001PA000623, 29 pp.
- Linssen J.H., (1991):** Properties of Pliocene sedimentary geomagnetic reversal records from the Mediterranean : *Geologica Ultraiectina*, v.80, 231p.
- Lister G.S. and Forster M., (1996):** Inside the Aegean metamorphic core complexes. Technical publication Australian Crustal Research Centre, 45, 110 p.
- Lyon-Caen H. and Molnar P., (1985):** Gravity anomalies, flexure of the Indian plate, and the structure, support and evolution of the Himalaya and Ganga Basin, *Tectonics*, 4, 513–538.
- Makrodimitras G. and Zelilidis A., (2009):** New aspects for the northwestern part of Pindos foreland evolution, Diapontia islands, Greece. 27th IAS meeting of Sedimentology 2009, Alghero – Italy, σελ. 260.
- Makrodimitras G., Vakalas I., Stoykova K., and Zelilidis A., (2010):** Age determination and paleogeographic reconstruction of Diapontia islands in NW Greece, based on Calcareous nannofossils. Abstract book VolXLIIINo2 of 12th International congress of Geological society of Greece, σελ. 675.
- Makrodimitras G., (2011):** Sedimentary basins evolution of submarine fans in Diapontia Islands, North of Corfu. PhD thesis, Patras University Press 2011, S. 287.
- Manickam S., Barbaroux L. and Ottman F., (1985):** Composition and mineralogy of suspend sediment in the fluvio-estuarine zone of the Loize River, France, *Sedimentology* 32,721-741.
- Maravelis A., Makrodimitras G. and Zelilidis A., (2012):** Hydrocarbon prospectivity in the Apulian platform and Ionian zone, in relation to strike-slip fault zones, foreland and backthrust basins of Ionian thrust, in Greece. - *Oil and Gas European Magazine*.
- Maravelis A., Manutsoglou E., Konstantopoulos P., Pantopoulos G., Makrodimitras G., Zoumpoulis E. and Zelilidis A. (2012):** Hydrocarbon plays and prospectivity of the Mediterranean ridge. Energy sources Part A – recovery utilization and environmental effects.

- Maravelis A. and Zelilidis A., (2012):** Unraveling provenance from Eocene-Oligocene sandstones of the Thrake, North-east Greece by Caravviolo et al., 2011, sedimentology, doi:10.1111/j.1365-3091.2011.01248.x. Discussion. – Sedimentology.
- Maravelis A. and Zelilidis A. (2012):** Porosity-permeability and textural parameters of the Paleogene forearc sedimentary fill on Lemnos Island, NE Greece. – Turkish Journal of Earth Sciences, v.21, 415-438.
- Marinos G. and Sakellariou-Mane E., (1964):** Peri tes Elikias ton teleutaeon Vythiseon tou Ioniou Pelagous – Aneyresis prehistorikou stromatos tes lithinis epochis es vorioithitiken Kerkyran. – Bull. Geol. Soc. Greece, v.6: 14-24, Athenes.
- Marinos G., (1971):** Sur la géologie littorale de la mer Ionniène et de la mer Egée. Exemples a Corfu et dan l'Attique. Inst. Oceanogr., t. Xa. 9-17, Athènes.
- Martin, W. and Sayles, F., (2004):** The recycling of biogenic material of the seafloor. In : Holland, H.D. and Turekian, K.K. (eds.). Treatise on Geochemistry, Vol. 7, Sediments, Diagenesis and Sedimentary Rocks (ed. F.T. Mackenzie), Elsevier. Amsterdam, 37-66 pp.
- Mason C.C. and Folk R.L. (1958):** Differentiation of beach, dune and Aeolian flat environments by size analysis, Mustang Island, Texas: Jour. Sed. Petrology, v. 28, p. 211-226.
- Mastronuzzi G., Pignatelli C., Sansò P. and Selleri G., (2007):** Boulder Accumulations Produced by the 20th of February, 1743 Tsunami along the Coast of South-Eastern Salento (Apulia Region, Italy), Marine Geology, Vol. 242, No. 1-3, pp. 191-205.
- Mattavelli L. and Novelli L., (1990):** Geochemistry and habitat of the oils in Italy: AAPG Bulletin, v. 74, p. 1623–1639.
- Mavromatidis A., (2000):** Maturity modeling of western Greece and Albania. Enterprise Oil Ltd., Unpublished report: pp.150.
- Mavromatidis A., Kelessidis C.V., and Monopolis D.G., (2004):** A review of recent hydrocarbon exploration in Greece and its potential: 1st International Conference on Advances in Mineral Resource Management and Environmental Geotechnology, Chania, Greece, June 7–9, 2004, p. 1–8.
- McClusky S., Balassanian S., Barka A., Demir C., Ergintav S., Georgiev I., Gurkan O., Hamburger M., Hurst K., Kahle H., Kastens K., Kekilidze G., King R., Kotzev V., Lenk O., Mahmoud S., Mishin A., Madariya M., Ozounis A., Paradissis D., Peter Y., Prelipin M., Reilinger R., Sanli I., Seeger H., Tealeb A., Toksoz M.N and Veig G., (2000):** Global Positioning Sytem constrains on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterrenean and Caucasus. J Geophys Res 105(B3):5695–5719.
- McGeary D. and Plummer C., (1992):** Physical Geology, Wm. C. Brown Publishers.
- Menegatti A.P., Weissert H., Brown R.S., Tyson R.V., Farrimond P., Strasser A. and Caron M., (1998):** High-resolution $\delta^{13}\text{C}$ stratigraphy through the early Aptian “Livello Selli” of the Alpine Tethys.Paleoceanography 13, 530–45
- Michard A., Goffe B., Liati A. and Mountrakis D., (1994):** Découverte du facieès schiste bleu dans les nappes du Circum Rhodope: un element d' une ceinture HP-BT éohellénique en Grèce septentrionale? Compte Reve Academie des Sciences Paris, 318, II, 1535-1542.
- Milliman J.D., Troy P.J., Balch W.M., Adams A.K., Li Y.H. and Mackenzie F.T., (1999):** Biologically mediated dissolution of calcium carbonate above the chemical lysocline, Deep Sea-Res. I, 46, 1653–1669.
- Mirkou R.M., (1974):** Stratigraphie et Géologie de la partie septentrionale de l' Île de Zante Grèce. Ann. Geol. Pays Hell., 26:35-108, Αθήνα.
- Moila R.J. and Visser D., (1968):** Textural parameters: an evaluation, Jour. Sed. Petr., V260, p. 45-63.
- Monopolis D. G., (1977):** Oil exploration in Greece: Proceedings of the Conference “The Energy Problem of Greek Economy Today,” organized by the Technical Chamber of Greece, Athens, Greece, May 23–28, 1977 p. 1–7.
- Monopolis D. and Bruneton A., (1982):** Ionian sea (Western Greece) - Its structural outline deduced from drilling and geophysical data. Tectonophysics, 83, 227-242.

- Mountrakis D., (1982):** Emplacement of the Kastoria ophiolite on the western edge of the Internal Hellenides. *Ofioliti*, 7, N. 213, 397-406.
- Mountrakis D., (1984):** Structural evolution of the Pelagonian Zone in northwestern Macedonia, Greece. In: J.E. Dixon and A.H.F. Robertson (Eds.), *The geological evolution of the Eastern Mediterranean*. Geol. Soc. London Spec. Publ., 17: 569- 581.
- Mountrakis D., (1986):** The Pelagonian zone in Greece: A polyphase deformed fragment of the Cimmerian continent and its role in the geotectonic evolution of the Eastern Mediterranean. *Journal of Geology*, 94, 335- 347.
- Mountrakis D., (2006):** Tertiary and Quaternary tectonics of Greece, *Geological Society of America Special Papers*, 409, p. 125-136.
- Mutti E., (1977):** Thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Paleogene Hecho Group System (south-central Pyrenees, Spain): *Sedimentology*, 24, 107-131.
- Mutti E. and Ricci Lucchi F., (1975):** Turbidite facies and facies associations, In: *Examples of turbidite facies and facies associations from selected formation of the northern Apennines: LA.S. fieldtrip guidebook A-11*, International Sedimentologic Congress IX, 21-36.
- Mutti E., Nilsen T.H. and Ricci Lucchi F., (1978):** Outer fan depositional lobes of the Laga Formation (upper Miocene and lower Pliocene), east-central Italy, in Stanley, D.J. and Kelling, G., eds., *Sedimentation in Submarine Canyons, Fans and Trenches: Stoudsburg, Pennsylvania*, Downen, Hutchinson and Ross, 210-223.
- Naylor M. and Sinclair D., (2008):** Pro- vs. retro-foreland basins, *Basin Research*, doi: 10.11111/j.1365-2117.2008.00366. X.
- Neumann P. and Zacher W., (2004):** The Cretaceous sedimentary history of the Pindos Basin (Greece). *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)* 93, 119–31.
- Palakas J.G., Monopolis D., Nicolaou C.A. and Anders D.E., (1986):** Geochemical correlation of surface and subsurface oils, western Greece. In: Leythaeuser D. and Rullkötter J. (Eds), *Advances in organic geochemistry 1985*. *Organic Geochemistry*, 10, 417-423.
- Passey R., (1957):** Texture as characteristic of clastics deposition: *Am. Soc. Assoc. Petrol. Geol. Bull. Tulsa*, Okland, 41, 1952-1984.
- Passey R., (1964):** Grain size representation by CM patterns as a geologic tool: *Jour. Sed. Petrol. Tulsa Ok.*, 34, No. 4, 830-847.
- Passey R. and Byramjee R., (1969):** Grain-size image of Clastic deposits. *Sedimentology*, 13, 233-253.
- Peters K.E. and Casa M.R., (1994):** Applied source rock geochemistry in L. B. Magoon and W. G. Dow, eds., *The petroleum system – from source to trap*, American Association of Petroleum Geologists Memoir 60, p. 93 – 120.
- Pirazzoli P.A., Stiros S.C., Arnold M., Laborel J., Laborel-Deguen F. and Papageorgiou S., (1994a):** Episodic uplift deduced from Holocene shorelines in the Perachora Peninsula, Corinth area, Greece. *Tectonophysics* 229, 201e209.
- Pirazzoli P.A., Stiros S.C., Laborel J., Arnold M., Papageorgiou S. and Morhange C., (1994b):** Late-Holocene shoreline changes related to palaeoseismic events in the Ionian Islands, Greece. *The Holocene* 4, 397.
- Pierri P., Lorenzo S. and Calcagnile G., (2013):** Analysis of the Low-Energy Seismic Activity in the Southern Apulia (Italy), *Open Journal of Earthquake Research*, 2013, 2, 91-105
- Pomoni-Papaioannou F., (1994):** Paleoenvironmental reconstruction of a condensed hardground-type depositional sequence at the Cretaceous-Tertiary contact in the Parnassus-Ghiona zone, central Greece. *Sedimentary Geology*, 93, 7-24, Amsterdam.
- Price R.A., (1971):** Gravitational Sliding and the foreland thrust and fold belt of the North American Cordillera: discussion. *Geol Soc Am Bull.* 82:1133-1138.
- Price R.A., (1973):** Large scale gravitational flow of supracrustal rocks, Southern Canadian Rockies, in: De Jong, K. A. and Scholten, K. (Eds.): *Gravity and Tectonics*, J. Wiley. New York, 491–502.

- Price R.A. and Mountjoy E.W., (1970):** Geologic Structure of the Canadian Rocky Mountains between bow and Athabasca Rivers – a progress report, in Structure of the Southern Canadian Cordillera: Geol. Assoc. Canada Spec., paper 6, p. 7-25.
- Renz C., (1940):** Die Tectonik der Griechischen Gebirge. Pragm. Akad. Athen, 8, 1-171.
- Renz C., (1955):** Die vomeogene stratigraphie der normalsedimentaren Formationen Griechenlands. I.G.SR., Athens.
- Richter D., (1976):** Das Flysch-Stadium der Helleniden-Ein Überblick. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft 127, σελ. 467-483.
- Ricou L.E., (1994):** Tethys reconstructed: plates continental fragments and their boundaries since 260Ma from Central America to South-Eastern Asia. Geodynamica Acta, 7, 169-218.
- Rigakis N., (1999):** Contribution to stratigraphic research on wells and outcrops of the Alpine formations in Western Greece, in relation to the petroleum generation efficiency of their organic matter. Ph.D Thesis (unpublished), University of Athens, 255 pp.
- Rigakis N. and Karakitsios V., (1998):** The source rock horizons of the Ionian Basin (NW Greece). Marine and Petroleum Geology 15, 593–617.
- Ring U.K, Laws S. and Bernet M., (1999):** Structural analysis of a complex nappe sequence and late-orogenic basins from the Aegean Island of Samos, Greece. Journal of Structural Geology, 21, 1575-1601.
- Robertson A.H.F. and Dixon J.E., (1984):** Introduction: aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean. Geol. Soc. London, Sp. Publ., 17, 1-74.
- Robertson A.H.F., Clift P.D., Degnan P.J. and Jones G., (1991):** Palaeogeographic and palaeotectonic evolution of the Eastern Mediterranean Neotethys. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 87, 289-343.
- Robertson A.H.F., Dixon J.E. and Brown S., (1996):** Alternative tectonic models for the Late Paleozoic-Early Tertiary development of Tethys in the Eastern Mediterranean region. Geological Society of London, sp. Publ. 105, 239-263.
- Roure, F., Fili I., Nazaj S., Cadet J.P., Mushka K. and Bonneau M., (2004):** Kinematic and petroleum systems: An appraisal of the outer Albanides, in K. R. McClay, ed., Thrust tectonics and hydrocarbon systems: AAPG Memoir 82, p. 474–493.
- Roussos N. and Marnelis F., (1995):** Greece licensing round to focus on western sedimentary basins. Oil and Gas Journal, March 6, 58-62.
- Saadallah A. and Kukal Z., (1969):** Grain size and carbonate content in costal sediment of Iraq. Jour. Iraq G. Soc, 2, 3-10.
- Sachpazi M., Hirn A., Clement C., Haslinger F., Laigle M., Kissling E., Charvis P., Hello Y., Lepine J.C., Sapin M. and Ansorge J., (2000):** Western Hellenic subduction and Cephalonia Transform: local earthquakes and plate transport and strain. Tectonophysics, 319, σελ. 301-319.
- Schlanger S.O. and Jenkyns H.C., (1976):** Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences. Geologie en Mijnbouw 55, 179–84.
- Seidel E., Kreuzer H. and Harre W., (1982):** A Late Oligocene-Early Miocene high pressure belt in the External Hellenides. Geologisches Jahrbuch, E23, 165-206.
- Sengör A.M.C., (1979):** Mid-Mesozoic closure of Permo-Triassic Tethys and its implications. Nature, 279, 590-593.
- Sengör A.M.C., Yilmaz Y. and Ketin I., (1980):** Remnants of a pre-Late Jurassic ocean in northern Turkey: Fragments of Permian-Triassic Paleo-Tethys? Geol. Soc. Am. Bull., 91, 599-609.
- Sengör A.M.C., Yilmaz Y. and Sungurly O., (1984):** Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: nature and evolution of the western termination of Paleo-Tethys. Geological Society of London, Sp. Pub. 77-112.
- Sengör A.M.C., Altiner D., Cin A., Ustaömer T. and Hsü K. J. (1988):** Origin and assembly of the Tethyside orogenic collapse at the expense of Gondwana Land. In Gondwana and Tethys, (eds Audley-Charles M.G. & Hallam A.) Geological Society of London, Sp. Pub., No 37, pp. 119-181.

- Schlunegger E., Matter A., Burbank D.W. and Klaper E.M., (1997a):** Magneto-stratigraphic constraints on relationships between evolution of the central Swiss Molasse basin and Alpine orogenic events, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 109, 225–241.
- Schlunegger F., Jordan T.E. and Klaper E.M., (1997b):** Controls of erosional denudation in the orogen on foreland basin evolution: the Oligocene central Swiss Molass Basin as an example, *Tectonics*, 16, 823–840.
- Schilling A., Stradner H., Cita M.B. and Gaetani M., (1976):** Stratigraphic investigations on the Late Neogene of Corfou (Greece) with special reference to the Miocene/Pliocene boundary and to its geodynamic significance: *Società Geologica Italiana Memorie*, v. 16, p. 279-317
- Sinclair H.D. and Allen P.A., (1992):** Vertical versus horizontal motions in the alpine orogenic wedge: stratigraphic response in the foreland basin, *Basin Research*, 4, 215–232.
- Sinclair H.D., Coakley B.J., Allen P.A. and Watts A.B., (1991):** Simulation of foreland basin stratigraphy using a diffusion model of mountain belt uplift and erosion: an example from the central Alps, Switzerland, *Tectonics*, 10, 599–620.
- Smith A.G., (1971):** Alpine deformation and the oceanic areas o the Tethys, Medierranean and Atlantic. *Geological Society of America Bulletin*, 82, 2039-2070.
- Smith A.G., Hynes A.J., Menzies M., Nisbet E.G., Price I., Welland M.J. and Ferriere J., (1975):** The stratigraphy of the Othris Mountains, eastern central Greece: A deformed Mesozoic continental margin sequence – *Eclog. Geol. Helv.*, 68, 463-481.
- Smith A.G. and Woodcock N.H., (1982):** Tectonic syntheses of the Alpine-Mediterranean region: a review. In: *Alpine-Mediterranean Geodynamics* (eds Berckhemer H., Hsu K.) *Geodynamics Series*, 7, 15-38.
- Sordinas A., (1966):** Prehistoric research in Corfu up to 1965. – *Kerkyraika Chronika*, v.11:141-148
- Sordinas A., (1968):** Prehistoric research in Corfu during 1966. – *Kerkyraika Chronika*, v.14:77-83
- Sordinas A., (1969):** Investigations of the prehistory of Corfu during 1964-1966. - *Balkan studies*, v10:343-424.
- Sordinas A., (1983):** Quaternary shorelines in the region of Corfu – Quaternary coastlines and marine archeology, *Academic Press*, p. 335-344.
- Sotiropoulos S., Kamberis E., Triantaphyllou V.M. and Doutsos T., (2003):** Thrust sequences in the central part of the External Hellenides, *Geol. Mag.* 140 (6), 2003, pp. 661–668. c_ 2003 Cambridge University Press 661.
- Stach E., Mackowsky M.T., Teichmüller M., Taylor G.H., Chandra D. and Teichmüller R., (1982):** *Stach's Textbook of Coal Petrology*, Gebrüder, Borntraeger, Berlin, 535 pp.
- Stampfli G., Marcoux J. and Baud A., (1991):** Tethyan margins in space and time. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 87, 373-410.
- Stewart H.B., (1958):** Sedimentary reflections of depositional environments in San Miguel Lagoon, Baja California, Mexico: *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, V42, p. 2567-2618.
- Stockmal G., Beaumont C. and Boutillier R., (1986):** Geodynamic models of convergent margin tectonics: Transition from rifted margin to overthrust belt and consequences for foreland-basin development, *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 70, 181–190.
- Stockmal G.S. and Beaumont C., (1987):** Geodynamic model of convergent margin tectonics: the southern Cordillera and the Swiss Alps. *Canad. Soc. Petr. Geol. Mem.*, 12, 393–411.
- Trask P. D., (1939):** Organic content of recent marine sediments. *Recent marine sediments*, 428-453.
- Tissot B. and Welte D.H., (1984):** *Petroleum Formation and Occurrence*, Springer Verlag.
- Rodríguez-Tovar F.J., Uchman A., Payros A., Orue-Etxebarria X., Apellaniz E. and Molina E., (2010):** Sea-level dynamics and palaeoecological factors affecting trace fossil distribution in Eocene turbiditic deposits (Gorrondatxe section, N Spain), *Elsevier, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 285 (2010) 50–65.
- Tsikos H., Karakitsios V. Van Breugels Y., Walsworth-Bell B., Bombardiere L., Rose Petrizzo M., Sinninghe Damste J., Schouten S., Erba E., Premoli Silva I., Farrimond P., Tyson V. R., (2004):**

Organic-carbon deposition in the Cretaceous of the Ionian Basin, NW Greece: the Paquier Event (OAE 1b) revisited, *Geol. Mag.* **141** (4), 2004, pp. 401–416. c_ 2004 Cambridge University Press 401

- Underhill J.R., (1985):** Neogene and Quaternary tectonics and sedimentation in Western Greece. PhD thesis Cardiff, Wales, University College, University of Wales.
- Underhill J.R., (1989):** Late Cenozoic deformation of the Hellenides foreland, western Greece. *Bulletin of the Geological Society of America*, 101, p 613-634.
- Vakalas J., Ananiadis G., Mpourlokas J., Poulimenos D., Getsos K., Pantopoulos G., Avramidis P., Zelilidis A. and Kontopoulos N., (2001):** Pakaeocurrent directions as an indicator of Pindos foreland evolution (central and southern part), Western Greece – *Bull. Geol. Soc. Greece*, v.XXXIV/2, 785-791.
- Valia H.S. and Cameron B., (1977):** Skewness as an Paleoenvironmental indicator. *Jour. Sed. Petr.*, 47, No2,784-793.
- Vandenberg L.C. and Lister G.S., (1996):** Structural analysis of basement tectonites from the Aegean metamorphic core complex of Ios, Cyclades, Greece. *Journal of Structural Geology* 18, 1437-1454.
- Varnavas S.P., (1979):** Geochemistry of sediments from the eastern Pacific. Ph. D. Thesis University London pp. 431.
- Vergely P., (1976):** Chevauchement vers l' Ouest et rétrocharriage vers l' Est des ophiolites: deux phases tectoniques au cours du Jurassique supérieur-Eocène dans les Hellénides internes. *Bull. Soc. géol. France*, 18, 231-244.
- Vött A., (2007):** Relative sea level changes and regional tectonic evolution of seven coastal areas in NW Greece since the mid-Holocene. *Quaternary Science Reviews* 26, 894e919.
- Vött A., Brückner H., Brockmüller S., May M., Fountoulis I., Gaki-Papanastassiou K., Herd R., Lang F., Maroukian H., Papanastassiou D. and Sakellariou D., (2007):** Tsunami impacts on the Lefkada coastal zone during the past millennia and their palaeogeographical implications. In: Papadatou-Giannopoulou, H. (Ed.), *Proceedings of the International Conference Honouring Wilhelm Dörpfeld*, August 6e9, 2006, Lefkada.
- Vött A., Brückner H., May M., Lang F., Herd R. and Brockmüllera S., (2008):** Strong tsunami impact on the Bay of Aghios Nikolaos and its environs (NW Greece) during Classical Hellenistic times. *Quaternary International* 181, 105e122.
- Watts A.B., (1992):** The effective thickness of the lithosphere and the evolution of foreland basins, *Basin Research*, 4, 169–178.
- Windley B.F., (1992):** Proterozoic collisional and accretionary orogens. In: *Condie, K. C., (ed) Proterozoic crustal evolution*, Elsevier, Amsterdam, 419-446.
- Zelilidis A., Konstantopoulos P. and Maravelis A., (2013):** Hydrocarbon Prospectivity in Apulian Platform and Ionian Zone, in Relation to Strike-Slip Fault Zones, Foreland and Back-Thrust Basins of Ionian Thrust in Greece, Adapted from oral presentation given at AAPG European Regional Conference and Exhibition, Barcelona, Spain, April 8-10, 2013.
- Zelilidis A., Kontopoulos N., Avramidis P. and Bouzos D., (1997):** Late Eocene to early Miocene depositional environments of the Mesohellenic basin, North-Central Greece: Implications for hydrocarbon potential. - *Geologica Balcanica*, 27, 1-2, 45-55.
- Zelilidis A. and Kontopoulos N. (1997):** Depositional environments of the Pentalophos formation in the Mesohellenic basin: Application to the concept of the hydrocarbon habitat. - *Ορυκτός Πλούτος*, 102, 45-52.
- Zelilidis A., Kontopoulos N., Avramidis P. and Piper D., (1998):** Tectonic and sedimentological evolution of the Pliocene-Quaternary basins of Zakynthos Island, Greece: case study of the transitions from compressional to extensional tectonics. *Basin Research*, 10, 393-408.
- Zelilidis A. and Maravelis A., (2013):** Understanding the existing Hydrocarbon System in Greece, *Balkan Oil and Gas 2013 Summit*, IRN, Grande Bretagne, Athens, Greece.
- Zelilidis A., Piper D.J.W. and Kontopoulos N. (2002):** Sedimentation and basin evolution of the Oligocene - Miocene Mesohellenic basin, Greece. – *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 86 (1), 161-182.

Zelilidis A., Piper D., Vakalas I., Avramidis P. and Getsos K., (2003): Oil and gas plays in Albania: Do equivalent plays exist in Greece? *Journal of Petroleum Geology*, 26, 29-48.

Ελληνική Βιβλιογραφία

Δεμιρτσάκης Μ., (1976): Εισαγωγή στην Γεωλογία των Πετρελαίων.

Ζαφειρόπουλος Γ. και Μαρινέλης Φ., (2012): Το πετρελαϊκό δυναμικό της χώρας με βάση τις μέχρι σήμερα έρευνες, ΕΛΛΗΝΙΚΑ ΠΕΤΡΕΛΑΙΑ Α.Ε. Έρευνα και Εκμετάλλευση Υδρογονανθράκων.

Ζεληλίδης Α., (1988): Μεταμειοκαινική εξέλιξη της ΝΔ Πελοποννήσου, Διδακτορική διατριβή, σελ 12-48., 1988

Ζεληλίδης Α., (1995): Σημειώσεις μαθήματος «Γεωλογία Πετρελαίων». Πανεπ. Πατρών.

Ζεληλίδης Α., (2006): Σημειώσεις μαθήματος «Περιβάλλοντα Ιζηματογένεσης Βαθέων Θαλασσών».

Πανεπ. Πατρών.

Ζεληλίδης Α., (2008): Σημειώσεις μαθήματος «Γεωλογία Πετρελαίων». Πανεπ. Πατρών.

Ι.Γ.Μ.Ε., (1962): Φύλλο Βόρειος Κέρκυρα, 1:50000.

Ι.Γ.Μ.Ε., (1962): Φύλλο Νότιος Κέρκυρα, 1:50000.

Κατσικάτσος Γ., (1992): Γεωλογία της Ελλάδας, Οργανισμός Εκδόσεως Διδακτικών Βιβλίων Πανεπιστημίου Πατρών, Αθήνα.

Κοντόπουλος Ν., (2009): Σημειώσεις Ιζηματολογίας, Τμήμα Γεωλογίας, Πανεπιστήμιο Πατρών.

Μουντράκης Δ., (1985): Γεωλογία της Ελλάδος. University Studio Press. Θεσσαλονίκη.

Νικολάου Ν., (1986): Συμβολή στη γνώση του νεογενούς και της γεωλογίας των ζωνών Ιόνιας και Προαπούλιας σε σχέση με πετρελαιογεωλογικές παρατηρήσεις κυρίως στα νησιά Στροφάδες, Ζάκυνθο, Κεφαλληνία. Διδακτορική Διατριβή.

Σκουνάκης Σ., (1977): Συμβολή της μελέτης των συνθηκών γενέσεως των κοιτασμάτων φωσφόρου της δυτικής Ελλάδος. Φωσφορούχοι ασβεστόλιθοι της νήσου Κεφαλληνίας. Πρακτ. Ακαδ. Αθηνών, τ. 52, σ. 384-395.

Σταματάκη Σ., (2005): Σημειώσεις μαθήματος Μηχανική Πετρελαίων, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο.

Χρήσιμοι ιστότοποι

greencorfu.com: ιστότοπος της Κέρκυρας με πληροφορίες για το νησί.

mpgpetroleum.com: Petroleum Oil and Gas Prospecting Fundamentals from MPG Petroleum, INC., Oil and Gas Fundamentals – Reservoir rock.

mpgpetroleum.com/fundamentals.html: από την PG Petroleum, Inc είναι μια ιδιωτική εταιρεία που δημιουργεί και αναπτύσσει έργα γεωτρήσεων στην αναζήτηση των εγχώριων αποθεμάτων πετρελαίου και φυσικού αερίου, που στον ιστότοπο της παρέχει πληροφορίες για υδρογονάνθρακες.

pgesafetyeducation.com: είναι μια ηλεκτρονική πηγή πληροφοριών για την ηλεκτρική ενέργεια και τους υδρογονάνθρακες από την Pacific Gas και Electric Company.

tethysoil.com/en/: είναι μια Σουηδική εταιρεία ενέργειας επικεντρώνεται στην εξερεύνηση και παραγωγή πετρελαίου και φυσικού αερίου, που στον ιστότοπο της παρέχει πληροφορίες για υδρογονάνθρακες.

ypeka.gr/: ιστότοπος του Υπουργείου Περιβάλλοντος, Ενέργειας και Κλιματικής Αλλαγής.