

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ-ΕΘΝΙΚΟ ΜΕΤΣΟΒΙΟ ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ-ΕΘΝΙΚΟ & ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ- ΔΗΜΟΚΡΙΤΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΡΑΚΗΣ

ΔΙΑΤΜΗΜΑΤΙΚΟ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΩΝ ΣΠΟΥΔΩΝ «ΕΡΕΥΝΑ ΚΑΙ ΕΚΜΕΤΑΛΛΕΥΣΗ ΥΔΡΟΓΟΝΑΝΘΡΑΚΩΝ»

Αξιολόγηση της διαγένεσης εντός ταμιευτήρων υδρογονανθράκων από τη θαλάσσια περιοχή του Β. Αιγαίου

Διατριβή Ειδίκευσης

Νικήτας Π. Αναστάσιος Θεσσαλονίκη, 2017



ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ-ΕΘΝΙΚΟ ΜΕΤΣΟΒΙΟ ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ-ΕΘΝΙΚΟ & ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ- ΔΗΜΟΚΡΙΤΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΡΑΚΗΣ

> Νικήτας Π. Αναστάσιος Γεωλόγος, ΑΠΘ

> > Διατριβή Ειδίκευσης με τίτλο

Αξιολόγηση της διαγένεσης εντός ταμιευτήρων υδρογονανθράκων από τη θαλάσσια περιοχή του Β. Αιγαίου

Συμβουλευτική Επιτροπή: Γεωργακόπουλος Ανδρέας, Καθηγητής, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ, (Επιβλέπων) Καντηράνης Νικόλαος, Επίκουρος Καθηγητής, Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ. Παπαδοπούλου Λαμπρινή, Επίκουρη Καθηγήτρια, Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ.

Θεσσαλονίκη, 2017





Αξιολόγηση της διαγένεσης εντός ταμιευτήρων υδρογονανθράκων από τη θαλάσσια περιοχή του Β. Αιγαίου

Citation

Νικήτας Α. 2018. Αξιολόγηση της διαγένεσης εντός ταμιευτήρων υδρογονανθράκων από τη θαλάσσια περιοχή του Β. Αιγαίου. Διατριβή Ειδίκευσης, Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ.

Nikitas A. 2018. Evaluation of diagenesis in hydrocarbon reservoirs in the marine region of North Aegean. Master Thesis, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki.

Απαγορεύεται η αντιγραφή, αποθήκευση και διανομή της παρούσας εργασίας, εξ ολοκλήρου ή τμήματος αυτής, για εμπορικό σκοπό. Επιτρέπεται η ανατύπωση, αποθήκευση και διανομή για σκοπό μη κερδοσκοπικό, εκπαιδευτικής ή ερευνητικής φύσης, υπό την προϋπόθεση να αναφέρεται η πηγή προέλευσης και να διατηρείται το παρόν μμήνυμα. Ερωτήματα που αφορούν τη χρήση της εργασίας για κερδοσκοπικό σκοπό πρέπει να απευθύνονται προς το συγγραφέα.

Οι απόψεις και τα συμπεράσματα που περιέχονται σε αυτό το έγγραφο εκφράζουν το συγγραφέα και δεν πρέπει να ερμηνευτεί ότι εκφράζουν τις επίσημές θέσεις του Α.Π.Θ.

ΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"	
Περιεχόμενα	
	6
Πεοίληψη	 7
Abstract	7
Εισαγωγή	8
Στοαγαγη Κεφάλαιο 1	g
1 1 Διανένεση – Γενικά	q
1.2 Διανένεση μαμμιτών	
1.3 Διανένεση πηλόλιθων	
1.3.1 Πρώιμη διαγένεση	
1.3.2 Ύστερη διαγένεση (μεγάλου βάθους)	
Βιβλιονραφία	
Κεφάλαιο 2. Γεωλογικά στοιχεία της λεκάνης Καβάλας-Θάσου	
2.1 Ταφοονένεση – Γενικά	
2.2 Ταφρογένεση στην περιοχή Καβάλας-Θάσου	
2.3 Στρωματογραφική στήλη και μοντέλο απόθεσης	
2.3.1 Στρωματογραφική στήλη	
2.3.2 Αποθετικό μοντέλο	
Βιβλιογραφία	
Κεφάλαιο 3. Δειγματοληψία και μέθοδοι έρευνας	
3.1 Δειγματοληψία	
3.2 Απώλειας πύρωσης	
3.3 Φασματομετρία φθορισμού ακτίνων Χ (XRF)	
3.4 Περιθλασιμετρία ακτινών Χ (XRD)	
Κεφάλαιο 4. Αποτελέσματα	
4.1 Απώλεια πύρωσης	
4.1.1 Γεώτρηση ΡΑ35Α	
4.1.2 Γεώτρηση ΡΑ36	
4.1.3 Γεώτρηση ΡΑ40	
4.1.4 Γεώτρηση ΡΑ41	
4.2 XRD	
4.2.1 Ερμηνεία περιθλασιογραμμάτων ακτινών Χ	
4.3 XRF	
Γεώτρηση ΡΑ 35Α	
Γεώτρηση ΡΑ 36	
Γεώτρηση ΡΑ 40	
Γεώτρηση ΡΑ 41	

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Ψηφιακή συλ Βιβλιοθι	λογή 💙	
Κεφάλαιο 5. 3	Συμπεράσματα	
5.1 Ποσοστ	τά άμορφου υλικού και απώλειας πύρωσης σε	ε σχέση με το βάθος και
προσέγγισι	η της οργανικής ύλης	
5.2 Τάση χ/	λωρίτη	
5.3 Συγκολ	λητικό υλικό	
Επίλογος		54
Παράρτημα		



Ευχαριστώ θερμά τον καθηγητή κ. Ανδρέα Γεωργακόπουλο για την βοήθειά του όσον αφορά την εξασφάλιση των δειγμάτων, την ανάθεση και επίβλεψη αυτής της διατριβής ειδίκευσης, αλλά και την πολύ καλή συνεργασία μας.

Ευχαριστώ ιδιαίτερα τον επίκουρο καθηγητή κ. Νικόλαο Καντηράνη για την πολύτιμη βοήθειά του και την πολύ καλή συνεργασία μας, ιδιαίτερα στο κομμάτι της παραγωγής και ερμηνείας των περιθλασιογραμμάτων.

Ευχαριστώ θερμά την επίκουρη καθηγήτρια κ. Λαμπρινή Παπαδοπούλου για τη πολύτιμη βοήθειά της, αλλά και την άριστη συνεργασία μας, ιδιαίτερα στο κομμάτι την παραγωγής υαλοποιημένων δισκίων και των αναλύσεών τους με την μέθοδο φασματομετρίας φθορισμού ακτινών X (XRF).

Τέλος, ευχαριστώ θερμά την γεωλόγο της Energean Oil & Gas κ. Πασχαλιά Κιομουρτζή, για την παραχώρηση των δειγμάτων.

Περίληψη

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Στην παρούσα εργασία, μελετήθηκαν γεωχημικά συνολικά 31 δείγματα θρυμμάτων από 4 υπεράκτιες γεωτρήσεις μεγάλου βάθους, από την θαλάσσια περιοχή του Β. Αιγαίου και συγκεκριμένα από το κοίτασμα "Πρίνος" στην θαλάσσια περιοχή της Καβάλας-Θάσου. Τα δείγματα ήταν "πλυμένα", δηλαδή είχαν απαλλαχθεί από τον πολφό διάτρησης, ο οποίος αποτελείται από ένα μίγμα νερού, μπεντονίτη, βαρύτη και διάφορων πρόσθετων κατά περίπτωση. Όπως φάνηκε από τις αναλύσεις, μεγάλη ποσότητα του βαρύτη παρέμεινε στα δείγματα, δίνοντας μεγάλα ποσοστά για το οξείδιο του βαρίου (1-10%). Οι αναλύσεις που πραγματοποιήθηκαν ήταν η περιθλασιμετρία ακτινών X και η φασματομετρία φθορισμού ακτινών X, ενώ πραγματοποιήθηκε θέρμανση μέρους των δειγμάτων σε υψηλή θερμοκρασία (1050°C) για το υπολογισμό της απώλειας πύρωσης. Τέλος, σύμφωνα με τα αποτελέσματα, εξήχθησαν συμπεράσματα για την εξέλιξη της διαγένεσης στην λεκάνη, την λιθολογία των δειγμάτων και την αρχική περιεκτικότητα σε οργανική ύλη.

Abstract

The present thesis deals with the geochemical study of 31 cuttings sample from 4 offshore deep wells from the marine region of N. Aegean sea and in particular from "Prinos" field in the marine region of Kavala-Thassos. The samples were "washed", meaning that they were relieved from the drilling mud which consists of water, bentonite, baryte and various other additives. As shown in the analysis, large quantity of baryte remained in the sample giving large barium oxide record (1-10%). The analyzes conducted were X ray diffraction and X ray fluorescence, while heating part of the samples at high temperature (1050°C) took place in order to calculate the Loss of Ignition (LoI). Finally, according to the results, conclusions were extracted for the basin's diagenetic evolution, lithology of the samples and the initial organic matter content.



Στην λεκάνη Καβάλας-Θάσου έχουν ανακαλυφθεί 4 κοιτάσματα υδρογονανθράκων (Prinos, Prinos North, Epsilon και South Kavala). Σήμερα, τα 3 από τα 4 αυτά κοιτάσματα (Prinos, Prinos North και South Kavala) βρίσκονται υπό εκμετάλλευση, ενώ το κοίτασμα Epsilon είναι σε φάση ανάπτυξης και προετοιμασίας για παραγωγή στο κοντινό μέλλον. Τα δείγματα που θα μελετηθούν στην παρούσα εργασία έχουν ληφθεί κατά το γεωτρητικό πρόγραμμα του κοιτάσματος "Prinos", το οποίο σήμερα έχει το μεγαλύτερο μερίδιο στην παράγωγή υδρογονανθράκων από την περιοχή. Το κοίτασμα "Prinos" είναι η κύρια γεωλογική δομή παγίδευσης υδρογονανθράκων που παρατηρείται από την μέχρι στιγμής έρευνα στην περιοχή της λεκάνης Καβάλας-Θάσου. Περικλείει 6 τετραγωνικά χιλιόμετρα και η στήλη νερού είναι κατά μέσο όρο 31 μέτρα. Σήμερα, 13 πηγάδια χρησιμοποιούνται για παραγωγή πετρελαίου και 4 για εισπίεση νερού για την διατήρηση της πίεσης, ενώ η μέση ημερήσια παραγωγή για το 2016 ήταν 3177 βαρέλια.

Nea Peramos Epsilon South Kavala South Kavala Thassos

Πληροφορίες από: www.energean.com/operations/greece/prinos.

Εικόνα 1. Σχηματικός χάρτης των block παραχώρησης και των κοιτασμάτων εντός της θαλάσσιας περιοχής Καβάλας-Θάσου. Με πράσινο χρώμα τα κοιτάσματα πετρελαίου και με κόκκινο, το κοίτασμα φυσικού αερίου. Πηγή: www.energean.com



1.1 Διαγένεση – Γενικά

Κατά την διαδικασία της διαγένεσης, ένα χαλαρό και μη συνεκτικό ίζημα, μετατρέπεται σε ένα αποσκληρυμένο και συμπαγές πέτρωμα. Η διαγένεση ξεκινάει αμέσως μετά την απόθεση του ιζήματος και συνεχίζεται μέχρι το πρώτο στάδιο της μεταμόρφωσής του (Tucker, 2001). Οι Curtis (1977) και Burley (1985) δίνουν τον ορισμό της διαγένεσης ως ένα ευρύ φάσμα φυσικών, χημικών και βιολογικών μετά-αποθετικών διαδικασιών κατά τις οποίες, τα ιζήματα και τα νερά των πόρων αντιδρούν, προσπαθώντας να φτάσουν σε μια μορφολογική και γεωχημική ισορροπία με το περιβάλλον.

Σύμφωνα με τον Boggs (2014), η θερμοκρασία της διαγένεσης μπορεί να φτάσει μέχρι 200-



Εικόνα 2. Διάγραμμα με τις συνθήκες θερμοκρασίας και πίεσης κάτω από τις οποίες μπορεί να συμβεί η διαγένεση και η μεταμόρφωση. Φαίνεται επίσης ο σημαντικός ρόλος που παίζει η συνάρτηση θερμοκρασίαςβάθους (γεωθερμική βαθμίδα) που μπορεί να είναι διαφορετική για κάθε περιοχή (Boggs, 2014).

240° C, ενώ η πίεση μέχρι τα 4,5-5 kbar

Οι σημαντικότερες διαδικασίες που λαμβάνουν χώρα κατά την διαγένεση είναι οι εξής:

- Συνεκτικοποίηση (Compaction). Κατά την συνεκτικοποίηση, μειώνεται ο όγκος των διάκενων ανάμεσα στους κόκκους (πορώδες) και κατά συνέπεια το πάχος του ορίζοντα των ιζημάτων. Αυτό συμβαίνει διότι τα ιζήματα καλύπτονται από νέα υλικά που συνεχώς αποτίθενται στην λεκάνη με αποτέλεσμα να αυξάνεται το υπερκείμενο βάρος τους.
- 2. Συγκόλληση (Cementation). Οι κόκκοι του ιζήματος συγκολλώνται μεταξύ τους με αποτέλεσμα την λιθοποίηση του ιζήματος. Στα διάκενα των κόκκων αποτίθεται συγκολλητικό υλικό με την μορφή λεπτομερών κρυστάλλων. Η σύσταση τους είναι

συνήθως ασβεστιτική (CaCO₃) ή πυριτική (SiO₂). Συγκολλητικό υλικό μπορεί να είναι ο αιματίτης (Fe2O₃) ή ο σιδηροπυρίτης (FeS₂), η γύψος (CaSO₄.2H₂O), ο ανυδρίτης (CaSO₄), αλλά και διάφοροι άστριοι.

- 3. Αυθιγένεση (Authigenesis). Πρόκειται για την in situ δημιουργία ορυκτών, κατά την διάρκεια ή μετά την απόθεση του ιζήματος. Τα ορυκτά σχηματίζονται με την διαδικασία της αντικατάστασης, ανακρυστάλλωσης, ή της δευτερογενούς ανάπτυξης επαυξήσεων χαλαζία.
- 4. Αντικατάσταση (Replacement). Κατά την διάλυση ενός ορυκτού συμβαίνει η ταυτόχρονη απόθεση ενός άλλου, στην ίδια θέση. Χαρακτηριστική περίπτωση είναι η αντικατάσταση κρυστάλλων ασβεστίτη με κρυστάλλους δολομίτη σε μια ασβεστολιθική μάζα.
- 5. Διάλυση (Dissolution). Μετατροπή των ορυκτών σε διαλύματα και απομάκρυνσή τους από τον όγκο του πετρώματος/ιζήματος. Χαρακτηριστική είναι η διάλυση του ασβεστίτη όταν έρθει σε επαφή με νερό πλούσιο σε CO₂.
- Ανακρυστάλλωση (Recrystallization). Τα ορυκτά αλλάζουν την κρυσταλλική τους μορφή χωρίς να αλλάζει η ορυκτολογική ή χημική τους σύσταση.
- 7. Βακτηριακή δράση (Bacterial effect). Τα βακτήρια μπορούν να ζήσουν κάτω από τις συνθήκες της πρώιμης διαγένεσης. Με την βακτηριακή δραστηριότητα μπορούν να παραχθούν διάφορά αέρια όπως CH₄, H₂S και CO₂ με συνέπεια να μειωθεί η τιμή του Ph του περιβάλλοντος. Σε αυτήν τη περίπτωση και εφόσον υπάρχει διαθέσιμος σίδηρος (Fe²⁺) μπορεί να σχηματιστεί σιδηροπυρίτης (FeS₂). Επίσης τα αερόβια βακτήρια μπορούν να οξειδωτικό περιβάλλον σε αναγωγικό (Tucker, 2001).

Τέλος, όσον αφορά την οργανική ύλη, σε οξειδωτικά περιβάλλοντα, καταστρέφεται από τα αερόβια βακτήρια και την παρουσία οξυγόνου και παράγονται CO_2 , NH_3 και H_2O .

Σε αναγωγικά περιβάλλοντα, τα αερόβια βακτήρια αποσυνθέτουν την οργανική ύλη και παράγεται CH₄ και CO₂ (Tucker, 2001). Στην περίπτωση αυτή και εφόσον η διαγένεση συνεχιστεί σε μεγαλύτερα βάθη, σχηματίζεται το κηρογόνο που αποτελεί ένα μίγμα οργανικών ενώσεων, από το οποίο θα προκύψουν οι υδρογονάνθρακες.

1.2 Διαγένεση ψαμμιτών

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Η διαγένεση των ψαμμιτών συνδέεται άμεσα με την διαδικασία σχηματισμού και εξέλιξης της λεκάνης εντός της οποίας βρίσκονται. Μπορούμε να χωρίσουμε την διαγένεση σε τρεις διακριτές φάσεις.

1. Ηωγένεση (Eogenesis). Πρόκειται για την πρώιμη διαγένεση και συμβαίνει στα ιζήματα της επιφάνειας και μέχρι τις πρώτες εκατοντάδες μέτρα. Σε περίπτωση που το πορώδες και η διαπερατότητα των ιζημάτων είναι μεγάλη, έτσι ώστε το νερό των πόρων να κινείται με σχετική ευκολία, τότε μπορούμε να μιλάμε για ηωγένεση μέχρι και το 1 χιλιόμετρο ή και παραπάνω. Η θερμοκρασία σε αυτά τα βάθη κυμαίνεται συνήθως ανάμεσα στους 30° C και 70° C. Κατά την ηωγένεση η κύρια διαδικασία που συμβαίνει είναι συμπίεση των στρωμάτων που συνοδεύεται από μικρή ή μεγαλύτερη μείωση των πόρων. Αναπτύσσεται

βακτηριακή δραστηριότητα η οποία μπορεί να οδηγήσει σε σχηματισμό χαρακτηριστικών μορφών στις στρώσεις των ιζημάτων (bioturbation) (Boggs, 2014). Επίσης, χαρακτηριστικό του σταδίου της ηωγένεσης είναι ο σχηματισμός σιδηροπυρίτη κάτω από αναγωγικές συνθήκες.

2. Μεσογένεση (Mesogenesis). Το στάδιο της μεσογένεσης ξεκινάει αμέσως μετά την ηωγένεση και συνεχίζεται μέχρι το βάθος που λαμβάνει χώρα το πρώτο στάδιο της μεταμόρφωσης (αγχιμεταμόρφωση). Η συμπίεση των στρωμάτων αυξάνεται και μειώνεται περαιτέρω το πορώδες με συνέπεια να μειώνεται και το πάχος των οριζόντων. Λόγω της αυξημένης πίεσης και θερμοκρασίας, προκαλείται διάλυση των περισσότερο ασταθών ορυκτών, κάποια από τα οποία μπορούν να ξανακρυσταλλωθούν παίρνοντας την μορφή συγκολλητικής ύλης. Στην μεσογένεση, η θερμοκρασία μπορεί να ξεπεράσει τους 200° C, ενώ το βάθος μπορεί να φτάσει σε κάποιες περιπτώσεις τα 10.000 m.

3. Τελογένεση (Telogenesis). Τελογένεση ονομάζονται οι διαδικασίες που λαμβάνουν χώρα σε ένα ήδη θαμμένο ίζημα, στην περίπτωση που αυτό ξαναβρεθεί σε μικρότερα βάθη λόγω τεκτονικής ανύψωσης της περιοχής στην οποία βρίσκεται θαμμένο. Η πίεση και η θερμοκρασία μειώνονται και τα ιζήματα έρχονται σε επαφή με το οξειδωτικό μετεωρικό νερό. Διάφορα ορυκτά που είχαν σχηματιστεί σε μεγάλο βάθος (όπως και η συγκολλητική ύλη), είναι ασταθή στις νέες συνθήκες και κατά συνέπεια διαλύονται με αποτέλεσμα να αυξάνεται σε ένα βαθμό το πορώδες. Επίσης, κάποια ορυκτά μπορεί να εξαλλοιώνονται προς νέα, στην προσπάθειά τους να ισορροπήσουν χημικά στις νέες συνθήκες. Π.χ. είναι σύνηθες, σε τέτοιες συνθήκες, κάποιοι άστριοι να εξαλλοιώνονται προς αργιλικά ορυκτά (καολινίτη και χλωρίτη).

1.3 Διαγένεση πηλόλιθων

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Σύμφωνα με τον Τσιραμπίδη (2008), πηλόλιθοι (mudrocks) χαρακτηρίζονται εκείνα τα κλαστικά ιζήματα με μέγεθος κόκκων μικρότερο των 1/16 mm. Οι πηλόλιθοι είναι τα πιο διαδεδομένα ιζηματογενή πετρώματα στην γη (Tucker, 2001). Τα συνηθέστερα ορυκτά που συνθέτουν ένα πηλόλιθο είναι τα αργιλικά ορυκτά (ιλίτης, σμεκτίτης, καολινίτης, χλωρίτης), άστριοι και χαλαζίας. Μπορεί επίσης να υπάρχουν σε μικρότερες συνήθως ποσότητες, οξείδια του σιδήρου, ορυκτά βαρέων μετάλλων, σουλφίδια, ζεόλιθοι και ανθρακικά ορυκτά, ενώ, όλοι οι πηλόλιθοι θεωρείται ότι περιέχουν κάποια ποσότητα οργανικής ύλης, με εξαίρεση τους ερυθρούς πηλόλιθους (Boggs, 2009).

Οι πηλόλιθοι που περιέχουν επαρκή ποσότητα οργανικής ύλης έτσι ώστε να παραχθούν υδρογονάνθρακες ονομάζονται μητρικά πετρώματα. Συνήθως τα μητρικά πετρώματα περιέχουν περισσότερο από 1% οργανική ύλη, ενώ αυτά που χαρακτηρίζονται ως πλούσια μητρικά πετρώματα περιέχουν 5-20% οργανική ύλη (Γεωργακόπουλος, 2011).

1.3.1 Πρώιμη διαγένεση <u>Φυσικές αλλαγές</u>

Κατά την ταφή της λάσπης στα πρώτα δεκάδες (ή εκατοντάδες) μέτρα, παρατηρείται μεγάλη συμπαγοποίηση με αντίστοιχη απομάκρυνση του νερού των πόρων, μείωση του

όγκου και του πορώδους, ενώ παράλληλα αυξάνεται η πυκνότητα. Τα φυλλόμορφα ορυκτά, ταξινομούνται καλύτερα, ενώ η οργανική ύλη συμπιέζεται σε μεγάλο βαθμό. Γενικά ισχύει, ότι όσο πιο λεπτόκοκκη είναι η λάσπη, τόσο περισσότερο νερό συγκρατεί και κατά συνέπεια θα υποστεί μεγαλύτερη μείωση όγκου με την απομάκρυνση του νερού (Potter, Maynard, Depetris, 2005). Σύμφωνα με τα παραπάνω, το μεγαλύτερο ποσοστό οργανικής ύλης στην λάσπη, θα οδηγήσει σε μεγαλύτερη μείωση του όγκου. Επίσης, τα φαινόμενα βιολογικής διατάραξης των ιζημάτων (bioturbation), φαίνεται να μειώνουν το βαθμό συμπαγοποίησης, πιθανόν λόγω πρώιμης απόθεσης ασβεστιτικής συγκολλητικής ύλης, ή της ανάδευσης των λεπτόκοκκων στρωμάτων με περισσότερο χονδρόκοκκα (Potter, Maynard, Depetris, 2005).

Το νερό που απομακρύνεται από την λάσπη μεταναστεύει προς γειτονικά στρώματα με μεγαλύτερο πορώδες (π.χ. άμμοι). Αν τέτοια στρώματα απουσιάζουν, τότε το νερό εγκλωβίζεται στην λάσπη με αποτέλεσμα η πίεση να μην αποφορτίζεται και η συμπαγοποίηση να μην ολοκληρώνεται. Τα υψηλής πίεσης στρώματα αυτά, παραμένουν πλαστικά και με τις κατάλληλες συνθήκες πίεσης ή/και τεκτονισμού, μπορούν να δημιουργήσουν διαπυρικά σώματα. Τα διαπυρικά σώματα, μπορούν να φτάσουν μέχρι την επιφάνεια της θάλασσας και να σχηματίσουν λασποηφαίστεια.

Χημικές αλλαγές

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Σχεδόν το σύνολο των χημικών μεταβολών στην πρώιμη διαγένεση έχει να κάνει με την βακτηριακή δραστηριότητα. Τα βακτήρια προκαλούν την βιοαποικοδόμιση (biodegradation) της οργανικής ύλης σε οξικές ή ανοξικές συνθήκες με απελευθέρωση βιογενών αερίων (H₂S, CO₂ και CH₄). Κάποια αναερόβια βακτήρια μπορούν να μεταβολίσουν μεγάλο μέρος της οργανικής ύλης, παράγοντας μεγάλες ποσότητες (βιογενούς) CH₄. Ιδανικές συνθήκες για να συμβεί κάτι τέτοιο, είναι θερμοκρασία 35-45° C, ανοξικές συνθήκες, μέσος ρυθμός ιζηματογένεσης και περιβάλλον με χαμηλή περιεκτικότητα σε θείο. Υπολογίζεται ότι από αυτήν την διαδικασία έχει παραχθεί περίπου το 30% του μέχρι στιγμής ανακαλυφθέντος φυσικού αερίου (Biju-Duval B., 2002)

Το γεγονός αυτό, σε συνδυασμό με τις συνθήκες θερμοκρασίας, πίεσης και σύστασης των υδάτων των πόρων, έχει σαν αποτέλεσμα την δυνατότητα σχηματισμού διάφορων ορυκτών in situ (αυθιγενή ορυκτά). Έτσι, σε ανοξικές συνθήκες μπορεί να σχηματιστεί σιδηροπυρίτης (FeS₂) και ασβεστίτης (CaCO₃), ενώ σε οξικές συνθήκες, ανθρακικά άλατα και οξείδια του σιδήρου (π.χ. σιδηρίτης (FeCO₃) και αιματίτης (Fe₂O₃)), αλλά και ανθρακικά άλατα του ασβεστίου (π.χ. ασβεστίτης (CaCO₃) και φωσφορικά ορυκτά. Επίσης, τα διάφορα άλλα ανθρακικά άλατα του σιδήρου μπορούν να σχηματιστούν και σε συνθήκες ελαφρώς οξικές.

Η οργανική ύλη των ιζημάτων, αφού υποστεί βιοαποικοδόμηση από τους μικροοργανισμούς, στην συνέχεια πολυμερίζεται, δημιουργώντας μακριές μοριακές αλυσίδες μεγάλου μοριακού βάρους. Σχηματίζεται έτσι ένα σύνθετο μίγμα οργανικών ενώσεων, αδιάλυτο στους κοινούς οργανικούς διαλύτες που ονομάζεται κηρογόνο. Το κηρογόνο, με την εξέλιξη της διαγένεσης και την αύξηση της θερμοκρασίας, μπορεί να υποστεί θερμική διάσπαση και να σχηματίσει υδρογονάνθρακες, υγρούς ή/και αέριους.



Ψηφιακή συλλογή

Οι ρυθμοί συμπαγοποίησης μειώνονται, ενώ η πίεση και θερμοκρασία αυξάνονται μέχρι και τα ανώτερα όρια τους (ανώτατα όρια διαγένεσης). Στο νερό των πόρων που απομακρύνεται, βρίσκονται διαλυμένα οξείδια του πυριτίου, διάφορα ιόντα και οργανικά οξέα. Το νερό μεταναστεύει στο πορώδες γειτονικών ψαμμιτικών όγκων, όπου και αποθέτει το περιεχόμενό του, σχηματίζοντας αλβίτη, ασβεστιτική συγκολλητική ύλη και επαυξήσεις χαλαζία. Η συμπαγοποίηση συνοδεύεται με την παράλληλη ή υποπαράλληλη ταξινόμηση των φυλλόμορφων ορυκτών και συνεπώς το πορώδες μειώνεται σημαντικά ενώ η διαπερατότητα σχεδόν μηδενίζεται.

Η ομαλή πορεία συμπαγοποίησης της λάσπης προς πηλόλιθο μπορεί να διακοπεί από την διαδικασία μετατροπής σμεκτίτη σε ιλλίτη η οποία συμβαίνει τυπικά σε βάθος 2-2,5 km και συνοδεύεται από απελευθέρωση νερού (μετατροπή του ενδοστοιβαδιακού νερού σε ελεύθερο). Αν το νερό αυτό μείνει εγκλωβισμένο στους πόρους, μπορεί να οδηγήσει σε υπερπίεση και ρευστοποίηση του ιζήματος. Τα υψηλής πίεσης στρώματα λάσπης/πηλόλιθου, αποκτούν μεγάλη πλαστικότητα και με τις κατάλληλες συνθήκες πίεσης ή/και τεκτονισμού, μπορούν να δημιουργήσουν διαπυρικά σώματα και να διεισδύσουν σε ανώτερους ορίζοντες. Τα διαπυρικά σώματα αυτά, μπορούν να φτάσουν μέχρι την επιφάνεια της θάλασσας και να σχηματίσουν λασποηφαίστεια.



Εικόνα 3. Σχηματική απεικόνιση ενός πλαστικού στρώματος λάσπης/πηλόλιθου με ανάπτυξη διαπυρικών σωμάτων. Ο διαπυρισμός διακόπτει την συνοχή των ανώτερων στρωμάτων και μπορεί να φτάσει μέχρι την επιφάνεια, δημιουργώντας λασποηφαίστεια.



Σε συνθήκες προχωρημένης διαγένεσης, συντελούνται αλλαγές στην χημική σύσταση πολλών ορυκτών με σκοπό την χημική τους ισορροπία στις νέες συνθήκες. Ενδεικτικά, παραθέτονται κάποιες χαρακτηριστικές μετατροπές που συντελούνται στα κύρια ορυκτά ενός πηλόλιθου.

Όσον αφορά τα αργιλικά ορυκτά (σμεκτίτη, ιλλίτη, χλωρίτη και καολινίτη), παρατηρείται μείωση του σμεκτίτη και καολινίτη με την αύξηση του γεωλογικού χρόνου, ενώ θεωρείται ότι σε πηλόλιθους παλαιότερους του Λιθανθρακοφόρου, τα δύο αυτά ορυκτά σχεδόν απουσιάζουν και την θέση τους παίρνουν ο ιλλίτης και ο χλωρίτης σαν σταθερότερα στις συνθήκες της διαγένεσης μεγάλου βάθους.

Ο σμεκτίτης μετατρέπεται σε ιλίτη σχηματίζοντας την μικτή μορφή ιλίτη-σμεκτίτη (I/S) και απελευθερώνοντας νερό και H₂SiO₄. Από την διάλυση του H₂SiO₄ προκύπτει χαλαζίας, ο οποίος μπορεί να σχηματιστεί επί τόπου σε κρυστάλλους μεγέθους ιλύος ή να μεταναστεύει σε διάλυση με τα νερά των πόρων σε γειτονικά ψαμμιτικά στρώματα και να αποτεθεί σαν επαυξήσεις σε

ήδη υπάρχοντες κόκκους χαλαζία. Η μελέτη της μικτής μορφής ιλλίτη-σμεκτίτη μπορεί να μας δώσει σημαντικές



Εικόνα 4. Μικτή μορφή ιλίτη-σμεκτίτη. Με την αύξηση του βάθους και θερμοκρασίας, ο σμεκτίτης μετατρέπεται σε ιλίτη απελευθερώνοντας νερό και H_2SiO_4 (Potter, Maynard, Depetris, 2005).

πληροφορίες για την θερμική ιστορία της λεκάνης εντός της οποίας βρίσκεται καθώς η σύνθεσή της εξαρτάται άμεσα με τις συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας στις οποίες έχει βρεθεί το ορυκτό.

Επίσης, σε λιγότερο συχνές περιπτώσεις που υπάρχει διαφορετικής κρυσταλλικότητας σμεκτίτης (κρυσταλλική δομή τριοκτάεδρου και όχι διοκτάεδρου), μπορεί να προσροφήσει Mg⁺ από το περιβάλλον και να μετατραπεί σε χλωρίτη σχηματίζοντας τη μικτή μορφή ιλίτηχλωρίτη (I/C).

Ο καολινίτης είναι και αυτός ασταθής σε υψηλότερες θερμοκρασίες και πιέσεις. Σταδιακά λοιπόν -και ιδιαίτερα σε αλατούχα νερά με μεγάλα ποσοστά Κ⁺ και Η⁺- μετατρέπεται σε ιλίτη.

Επίσης, η γύψος (CaSO₄.2H₂O) αφυδατώνεται προς ανυδρίτη σε βάθη μεταξύ 1,5 και 4 km και θερμοκρασία περίπου 50-120°C. Με την αφυδάτωση αυτή, το ορυκτό χάνει το 39% του όγκου του (Jowett et al., 1993), γεγονός που συντελεί στην αύξηση του πορώδους.

Τα πλαγιόκλαστα αποβάλλουν σταδιακά όλο το Ca⁺ από την δομή τους και μετατρέπονται σε καθαρό αλβίτη. Το ασβέστιο που απελευθερώνεται μπορεί να συμβάλει στον





Εικόνα 5. Θεωρητικό σχήμα που αναπαριστά την δημιουργία απαυξήσεων χαλαζία, γύρω από ήδη υπάρχον χαλαζιακό κόκκο και καθώς αυξάνεται ο βαθμός συμπαγοποίησης. 1. Αρχικός κόκκος χαλαζία. 2,3, επαυξήσεις χαλαζία με αύξουσα χρονική σειρά (Biju-Duval. B., 2002).

Οργανική ύλη

Μια από τις σημαντικότερες αλλαγές που συντελούνται σε αυτήν τη φάση της διαγένεσης είναι η ωρίμανση της οργανικής ύλης και η παραγωγή υδρογονανθράκων. Ο σημαντικότερος παράγοντας που ελέγχει την γένεση (θερμογενούς) πετρελαίου και φυσικού αερίου είναι η θερμοκρασία. Όταν το μητρικό πέτρωμα βρεθεί σε θερμοκρασία ~50-150° C (παράθυρο πετρελαίου), τότε σχηματίζεται πετρέλαιο, ενώ στους ~150-200° C (παράθυρο αερίου), σχηματίζεται φυσικό αέριο (Peters K.E., Walters C.C., Moldowan J.M., 2005). Ένας άλλος παράγοντας είναι η περιεκτικότητα σε θείο (S). Η μεγάλη περιεκτικότητα σε θείο μειώνει την ενέργεια που απαιτείται για την θερμική διάσπαση του κηρογόνου και κατά συνέπεια, απαιτείται μικρότερη θερμοκρασία για την παραγωγή υδρογονανθράκων (Potter, Maynard, Depetris, 2005).

Επίσης, με την ωρίμανση της οργανικής ύλης απελευθερώνονται σημαντικές ποσότητες οργανικών οξέων και CO₂. Συνδυασμός αυτών των δύο συστατικών, μπορεί να οδηγήσει σε σχηματισμό ασβεστιτικής συγκολλητικής ύλης, ενώ τα οργανικά οξέα μπορούν να μεταναστεύσουν σε ψαμμιτικά στρώματα και να προκαλέσουν την διάλυση του πλαγιόκλαστου και του ασβεστίτη, συμβάλλοντας στην ανάπτυξη δευτερογενούς πορώδους – χωρίς όμως εντυπωσιακά αποτελέσματα (Pittman, E. & Lewan, M., 1994).



220	160	≈[95	mpera 8	ture (양	°C)		10		
ilite + chlorite dolomite, Fe dry gas, CH4, + phengite carbonates CO2 incipient metamorphism, low grade greensch phylite with assemblage muscovite-chlorite-a		crystallinity	in a second seco		chlorite	VS ⇒ 80% ilite	smectite ⇒ VS			ion-exchange reactions	Clay mineral changes	
			fraction		clays	K-feldspar, calcite, kaolinite, fine-grained	waters	silicates in initial pore	Fe ₂ O ₃ nH ₂ O Al ₂ O ₃ nH ₂ O SiO ₂ unstable	amorphous materials	Minerais destroyed	
		gas and oil	on and gas		<u>ol</u>		organic acids, CO ₂ , H ₂ O, H ₂ S		microbial CH4 fermentation	microbial O2. SO2-	Organic matter	
st facies bite-quartz	second clay dehydration	destruction	water from	additional	dehydration	major water addition from initial clay	~20% porosity		elimination via mechanical compaction	~70-80% porosity	Pore water	
waler	structurally held	solution	silica and	a po	oil flushed out	Ca ² · Mg ² · Fe ² · Al ₂ O ₃ SiO ₂	carbonate aggressive-fluids: ACID		carbonate saturated: calcite, dolomite, sidente cements		Pore water expulsion curve	
dickite replaces kaolinite if K * is low chlorite and illite replace kaolinite quartz and albite cementation total porosity occlusion		quartz, illite, albite	Ferrationates	and quartz comentation	K-feldspar +kaolinite quartz and ilite	K* loss from dissolved K-feldspars	kaolinite growth as pH rises	chlorite replacement of green clays	redistributed carbonate	interaction with initial		isochemical and m
		metal mineralization	H C influx and hace	anhydrite cement	albitization of K-feldspar due to Na * influx		anhydrite cement		cerioriate or subriate cements fibrous gypsum veins	(eogenetic) pore waters		ass transfer reactions
				carries metal cations?	NaCl brine	t	lower salinity sulphate brine?		carbonate saturated	sulphate and	Pore water expulsion curve	evaporites
	⇒ H₂S	chemical sulphate	Thermo.	OF NACI DRIVE	mobilization	anhydrite salt dianirs				dissolution, and replace initial pore w	Evaporite i	and carbo
clay- carbonate reactions $\Rightarrow CO_2$					Fe calcite ankerite	stylolites dolomitizatio	pressure			cementation ment with rater	reactions	onates

Εικόνα 6. Πίνακας των Burley, S. και Worden, R. (2009) στον οποίο καταγράφονται οι κύριες μεταβολές που λαμβάνουν χώρα κατά την διαγένεση των ψαμμιτών και πηλόλιθων



Boggs S. Jr. (2014). *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*. 5th edition. London: Pearson Education Limited, p. 122-129.

Burley, S. and Worden, R. (2009). *Sandstone Diagenesis: The Evolution of Sand to Stone*. Chichester: John Wiley & Sons, p. 17-30, 33-35.

Tucker M. (2001). *Sedimentary Petrology: An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks*. 3rd edition. Blackwell Science, p. 55-65, 97-103, 207-210.-

Τσιραμπίδης Α., Ε. (2008). *Ιζηματογενή Πετρώματα*. Θεσσαλονίκη: Εκδόσεις Γιαχούδη, σελ. 85-87, 102-110.

Potter, P., Maynard, J. and Depetris, P. (2010). *Mud and mudstones: Introduction and Overview*. Berlin: Springer, p. 129-147.

Peters K.E., Walters C.C., Moldowan J.M. (2004). *The Biomarker Guide, Volume 2: Biomarkers and Isotopes in the Petroleum Exploration and Earth History*. Cambridge University Press.

Γεωργακόπουλος Α. (2011). *Κοιτασματολογία Πετρελαίου*. Ηλεκτρονικές σημειώσεις μαθήματος "Κοιτασματολογία Πετρελαίου", Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ. σελ. 38-39, 49-55.

Pittman, E. & Lewan, M. (1994). *Organic acids in geological processes*. Berlin: Springer-Verlag, chapter 3.

Wilkinson M., Darby D., Hasze R. S. (1997). Secondary Porosity Generation During Deep Burial Associated with Overpressure Leak-Off: Fulmar Formation, United Kingdom Central Graben. AAPG Bulletin, 81.

Jowett E. C., Lawrence M. Ca (1993). *Predicting Depths of Gypsum Dehydration in Evaporitic Sedimentary Basins*. AAPG Bulletin, 77.

Worden, R. and Morad, S. (2009). *Clay Mineral Cements in Sandstones*. Chichester: John Wiley & Sons.



2.1 Ταφρογένεση – Γενικά

Η ιζηματογένεση, συνδέεται άμεσα με την κατάσταση δυναμικής ισορροπίας στην οποία βρίσκεται η επιφάνεια της γης και η οποία εκφράζεται από την αλληλένδετη δράση των ενδογενών και εξωγενών δυνάμεων. Οι ενδογενείς δυνάμεις (τεκτονική) προκαλούν πολύπλοκες κινήσεις σε τμήματα της λιθόσφαιρας, οι οποίες οδηγούν στον σχηματισμό αναγλύφου μεγάλης κλίμακας (ήπειροι, ωκεανοί, ορογενετικές ζώνες) ή μικρότερης κλίμακας (αύλακες, τάφροι). Το ανάγλυφο αυτό, δημιουργεί τις προϋποθέσεις δράσης των εξωγενών δυνάμεων, οι οποίες καταστρέφουν τις περιοχές των εξαρμάτων, παράγουν υλικό και το μεταφέρουν στις περιοχές των βυθισμάτων, ή παράγουν νέο υλικό in situ μέσα στα βυθίσματα (Ψιλιβίκος, 2010).

Οι Allen P. A & Allen J. B. (2013) θεώρησαν ότι οι ιζηματογενείς λεκάνες μπορούν να δημιουργηθούν από την δράση εφελκυστικών, συμπιεστικών ή οριζόντιας παραμόρφωσης δυνάμεων (ή κάποιου συνδυασμού των τριών), οι οποίες παραμορφώνουν τη λιθόσφαιρα και σχηματίζουν το ανάγλυφο της επιφάνειας της γης.

Στις λεκάνες που σχηματίζονται από εφελκυστικές δυνάμεις (και δυνάμεις οριζόντιας παραμόρφωσης σε ένα βαθμό), κύριο λόγο έχουν το μέτρο των εφελκυστικών δυνάμεων και ο βαθμός της έκτασης που επιτυγχάνεται. Στις λεκάνες αυτές περιλαμβάνονται οι εξής τύποι:

- Ενδοκρατονικά βυθίσματα ή κρατονικές λεκάνες (intracratonic sags/cratonic basins).
 Πρόκειται για βυθίσματα σε ηπειρωτικές περιοχές της γης όπου επικρατεί τεκτονική ηρεμία και δεν βρίσκονται κοντά σε περιοχές που συμβαίνουν τεκτονικά γεγονότα, ώστε να υπάρχει κάποια άμεση σύνδεση. Η υποβύθιση προκαλείται από κανονικά ρήγματα και ξεκινάει με γρήγορο ρυθμό, ο οποίος στην συνέχεια εξασθενεί. Οι λεκάνες που σχηματίζονται είναι σχήματος κυκλικού ή οβάλ και ο τύπος της ιζηματογένεσης είναι κυρίως ρηχής υδάτινης στήλης με έντονη την συνεισφορά χερσαίων ιζημάτων. Οι κρατονικές λεκάνες περιλαμβάνουν πολύ μεγάλες περιοχές της τάξης του ενός εκατομμυρίου τετραγωνικών χιλιομέτρων (π.χ. λεκάνη δυτικής Σιβηρίας, λεκάνη Hudson bay, Καναδάς κ.α.)
- Περιθωριακές ηπειρωτικές λεκάνες (continental rim basins). Είναι οι λεκάνες που δημιουργούνται στο περιθώριο των ζωνών διάρρηξης και γενικά έχουν μικρό βάθος.
 Συνδέονται άμεσα με την διαδικασία δημιουργίας νέου ωκεάνιου φλοιού και των εκατέρωθεν ηπειρωτικών περιθωρίων. Όταν η ηπειρωτική ταφρογένεση ολοκληρωθεί, οι περιθωριακές ηπειρωτικές λεκάνες μπορούν να ταυτιστούνε με την υφαλοκρηπίδα.
- Ηπειρωτικές ταφρογενείς λεκάνες (Rifts). Είναι λεκάνες που δημιουργούνται κατά μήκος ζωνών ηπειρωτικής διάρρηξης από την δράση κυρίως κανονικών, αλλά οριζόντιας μετατόπισης ρηγμάτων. Στην εξέλιξη και ιζηματογένεση των λεκανών αυτών, παίζει μεγάλο ρόλο η ηφαιστειότητα και ο πλουτωνισμός, που συνυπάρχουν σε περιοχές ηπειρωτικής διάρρηξης, λόγω της λέπτυνσης της λιθόσφαιρας και της ανόδου της ασθενόσφαιρας. Η ανάπτυξη των λεκανών ακολουθεί την ανάπτυξη των ρηγμάτων. Έτσι, ενώ αρχικά υπάρχουν κάποιες ηπειρωτικές, ρηχές και κλειστές λεκάνες, με το πέρας του γεωλογικού χρόνου, οι λεκάνες βαθαίνουν και επιμηκύνονται μέχρι να ενωθούν με τον

ωκεανό. Δημιουργείται ωκεάνιος φλοιός και τα δύο ηπειρωτικά τεμάχη απομακρύνονται. Επίσης, οι ζώνες υποβύθισης αυτές, λόγω της επιμήκους ανάπτυξης τους, μπορούν να παίξουν ρόλο στην διαμόρφωση της πορείας ενός ποταμού. Χαρακτηριστικές περιπτώσεις ηπειρωτικών ταφρογενών λεκανών είναι οι λίμνες Τανγκανίκα, Μαλάουι, θάλασσα του Σουέζ, κοιλάδα του Ρήνου, κ.α.

- Αποτυχημένη ταφρογένεση (Failed/aborted rift). Είναι λεκάνες με ιστορία εξέλιξης ίδια με αυτή των ηπειρωτικών ταφρογενών λεκανών, με την διαφορά ότι στην προκειμένη περίπτωση, η τεκτονική δράση διακόπτεται πριν οδηγήσει στην δημιουργία ωκεανού. Χωρίς να λαμβάνει χώρα τεκτονική βύθιση, η λεκάνη γεμίζει με ιζήματα ως το βασικό επίπεδο και σηματοδοτείται το τέλος της απόθεσης και η αρχή της διάβρωσης των ιζημάτων. Χαρακτηριστική είναι η περίπτωση της τάφρου Beneue της κεντρο-δυτικής Αφρικής.
- Πρωτο-ωκεάνιες τάφροι (proto-oceanic troughs). Πρόκειται για επόμενο στάδιο εξέλιξης των ηπειρωτικών ταφρογενών λεκανών, όπου παρατηρείται έκχυση βασικών μαγμάτων στον βυθό της λεκάνης, λόγω προχωρημένης έκτασης με σύνδρομη άνοδο της ασθενόσφαιρας μέχρι τον βυθό της λεκάνης και δημιουργία ωκεάνιου φλοιού. Χαρακτηριστική περίπτωση η Ερυθρά Θάλασσα, όπου έχει σχηματιστεί μια στενή λωρίδα ωκεάνιου φλοιού (~50 km).
- Παθητικά περιθώρια (continental margins). Πρόκειται για τις λεκάνες που προκύπτουν στο περιθώριο των δύο ηπειρωτικών τεμαχών που απομακρύνονται λόγω των εφελκυστικών δυνάμεων. Για να θεωρήσουμε ότι υπάρχουν ηπειρωτικά περιθώρια, πρέπει η απομάκρυνση των τεμαχών να είναι τουλάχιστον 50-150 km, ενώ την τελική τους μορφή προκύπτει με την απομάκρυνση 400-500 km. Στα ηπειρωτικά περιθώρια, συνήθως παρατηρείται κανονική ροή θερμότητας και μειωμένη σεισμικότητα.



Εικόνα 7. Κύριοι τύποι ιζηματογενών λεκανών από εφελκυστικές δυνάμεις, ανάλογα με το μέτρο του εφελκυσμού και της παρατηρούμενης έκτασης (stretching).

Χωρίζονται σε

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη ηφαιστειακά ενεργά περιθώρια όπου παρατηρούνται πλουτωνικά, ηφαιστειακά πετρώματα και ηφαιστειοκλαστικές σειρές και σε μη ηφαιστειακά περιθώρια όπου παρατηρούνται μόνο ιζηματογενή πετρώματα.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Ιζηματογενείς λεκάνες μπορούν να δημιουργηθούν και από την δράση συμπιεστικών δυνάμεων.

Η σημαντικότερη γεωλογική διεργασία που μπορεί να σχηματίσει λεκάνες από την δράση συμπιεστικών δυνάμεων είναι αυτή της σύγκλισης των τεκτονικών πλακών. Η σύγκλιση μπορεί να αφορά ωκεάνια-ωκεάνια πλάκα, ωκεάνια-ηπειρωτική πλάκα ή ηπειρωτική-ηπειρωτική πλάκα. Σε αυτήν τη παράγραφο, θα εστιάσουμε στην περίπτωση της σύγκλισης ωκεάνιας-ηπειρωτικής πλάκα, καθώς αυτού του τύπου η γεωλογική διεργασία συντελεί στην διαμόρφωση των ιζηματογενών λεκανών στον ελλαδικό χώρο. Βέβαια, αμφισβητείται το αν η Μεσόγειος θάλασσα είναι ωκεανός (με την έννοια της ύπαρξης ωκεάνιας πλάκας πλάκας κάτω από ηπειρωτική, λίγο πριν το τελικό στάδιο της σύγκρουσης των δύο ηπειρωτικών τεμαχών και της ανάπτυξης του ορογενούς.

Η διαδικασία της ορογένεσης χωρίζεται σε δύο στάδια. Κατά το πρώτο στάδιο (στάδιο γεωσυγλίνου), και υπό καθεστώς κυρίως εφελκυστικών δυνάμεων λαμβάνει χώρα η ηπειρωτική διάρρηξη και δημιουργείται νέος ωκεάνιος φλοιός. Κατά το δεύτερο στάδιο (πραγματικό στάδιο ορογένεσης), και υπό καθεστώς κυρίως συμπιεστικών δυνάμεων, λαμβάνει χώρα η τεκτονική υποβύθιση μέχρι να καταστραφεί όλος ο ωκεάνιος φλοιός και να συγκρουστούν τα δύο ηπειρωτικά τεμάχη (Κίλιας, 2009).

Να σημειωθεί ότι οι λεκάνες που δημιουργούνται κατά το στάδιο της ορογένεσης οφείλονται σε συμπιεστικές δυνάμεις οι οποίες προκαλούν την σύγκλιση, υποβύθιση και τελικά την σύγκρουση δύο τεκτονικών πλακών. Μπορεί όμως να προκύψουν, δευτερογενώς, δυνάμεις εφελκυστικές οι οποίες αναπτύσσονται ακριβώς λόγω των ίδιων συμπιεστικών δυνάμεων που προκαλούν την σύγκλιση των πλακών. Έτσι, αυτού του τύπου οι λεκάνες θα συμπεριληφθούν σε αυτήν την παράγραφο, γιατί στην ουσία οφείλουν την δημιουργία τους σε συμπιεστικές δυνάμεις.

Η τεκτονική υποβύθιση μιας ωκεάνιας πλάκας κάτω από μια ηπειρωτική, μπορεί να συμβαίνει κάτω από διαφορετικές γεωλογικές συνθήκες στα διάφορα μέρη του πλανήτη και ανά διαφορετικές περιόδους στον γεωλογικού χρόνου. Εν τούτοις, παρατηρούνται αρκετές ομοιότητες όσον αφορά την σύνθεση του γεωλογικού σκηνικού που προκύπτει από την διαδικασία αυτήν. Τα βασικότερα χαρακτηριστικά λοιπόν που παρατηρούνται σε μια τεκτονική υποβύθιση ωκεάνιου φλοιού κάτω από ηπειρωτικό είναι:

- Τεκτονική τάφρος μεγάλου βάθους (trench/deep trough). Βρίσκεται ακριβώς στο μέτωπο της σύγκλισης των πλακών και μπορεί να έχει βάθος μεγαλύτερο των 10 km. Μάλιστα, το βαθύτερο σημείο της γης βρίσκεται σε μια τέτοια τεκτονική τάφρο του Ειρηνικού ωκεανού, στην σύγκλιση της Ειρηνικής πλάκας με την Ασιατική. Στον ελλαδικό χώρο, η τεκτονική τάφρος ονομάζεται Ελληνική περιφεριακή τάφρος και αποτελεί ένα σύστημα βαθιών υποθαλάσσιων βυθισμάτων (ως 5000m). Η Ελληνική περιφερειακή τάφρος συγκροτείται από μια νοητή λωρίδα που περιλαμβάνει το Ιόνιο πέλαγος, το νότιο Κρητικό πέλαγος και την θάλασσα νότια της Ρόδου μέχρι την Κύπρο.
- Πρίσμα επαύξησης (accretionary wedge). Τοποθετείται στο μέτωπο της σύγκλισης και ανάμεσα της τάφρου και της εμπροσθοτόξιας λεκάνης. Πρόκειται για μια σφήνα,

πληρωμένη με έντονα τεκτονισμένα θαλάσσια ιζήματα τα οποία μπορεί να φέρουν κομμάτια του ωκεάνιου φλοιού που αντιστάθηκαν στην υποβύθιση. Ο τεκτονισμός οφείλεται στις έντονες συμπιεστικές δυνάμεις που ασκούνται κατά την σύγκλιση των πλακών και είναι υπεύθυνος για την ανύψωση σε μικρότερα βάθη του πρίσματος επαύξησης. Το πρίσμα επαύξησης στον ελλαδικό χώρο "ακολουθεί" εξωτερικά το Ελληνικό περιφερειακό τόξο και μπορεί να παρατηρηθεί εύκολα σε βαθυμετρικούς χάρτες.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

- Εμπροσθοτόξεια λεκάνη (forearc basin). Λεκάνη που σχηματίζεται μπροστά από το ηφαιστειακό τόξο από δυνάμεις εφελκυσμού. Στον ελλαδικό χώρο, η εμπροσθοτόξια λεκάνη αποτελείται από τον χώρο του Αιγαίου εξωτερικά του ηφαιστειακού τόξου και μέχρι την Κρήτη.
- Ηφαιστειακό/μαγματικό τόξο (volcanic/magmatic arc). Σχηματίζεται από την άνοδο του μάγματος που προκύπτει από την καταδυόμενη ωκεάνια ή/και από την ηπειρωτική πλάκα και αποτελεί το φυσικό όριο μεταξύ της οπισθοτόξειας και εμπροσθοτόξειας λεκάνης. Κατά την υποβύθιση της ωκεάνιας πλάκας και με την αύξησης της θερμοκρασίας αλλά κυρίως της πίεσης, συντελείται (κατά σειρά) πρασινοσχιστολιθική, αμφιβολιτική και εκλογιτική μεταμορφωση. Κατά την μεταμόρφωση αυτήν, αφυδατώνονται τα ένυδρα ορυκτά και απελευθερώνεται H2O το οποίο μεταναστεύει κατακόρυφα στην υπερκείμενη ηπειρωτική λιθόσφαιρα (Κορωναίος, 1996). Τα ένυδρα ρευστά που απελευθερώνονται παίζουν καταλυτικό ρόλο την μερική τήξη των πετρωμάτων της ηπειρωτικής λιθόσφαιρας. Το μάγμα που παράγεται είναι αυτό που θα ανέλθει μέχρι την επιφάνεια και θα οδηγήσει στην ανάπτυξη του ηφαιστειακού τόξου και των διάφορων γειτονικών πλουτωνικών όγκων. Σε περίπτωση ανάπτυξης εκτεταμένων πυριγενών όγκων, μπορεί να σχηματιστούν ενδοτόξειες λεκάνες (intra-arc basins) από εφελκυστικές ή οριζόντιας μετατόπισης λεκάνες μέσα στον πυριγενή όγκο ή από την πιθανή κατάρρευση κάποιας καλδέρας (Smith & Landis, 1995). Στον ελλαδικό χώρο, το ηφαιστειακό τόξο ονομάζεται "ηφαιστειακό τόξο του Αιγαίου" και αποτελείται από τη νοητή λωρίδα που περιλαμβάνει τα νησιά Νίσυρος, Κως, Πάτμος, Σαντορίνη, Αντίπαρος, Μήλος, Μέθανα, Λιχάδα Ευβοίας και Ψαθούρα Αλοννήσου.
- Οπισθοτόξεια λεκάνη (back-ark basin). Λεκάνη που σχηματίζεται από εφελκυστικές δυνάμεις και τοποθετείται πίσω από το ηφαιστειακό τόξο. Είναι δυνατόν η διάρρηξη να συνεχιστεί και σε βάθος γεωλογικού χρόνου να προκύψει νέος ωκεανός στην θέση της οπισθοτόξιας λεκάνης. Στον ελλαδικό χώρο, οπισθοτόξια λεκάνη θεωρείται το κομμάτι του Αιγαίου πελάγους που βρίσκεται εσωτερικά του ηφαιστειακού τόξου. Κατ' επέκταση, η λεκάνη Καβάλας-Θάσου έχει δημιουργηθεί στα πλαίσια του σχηματισμού της λεκάνης αυτής.



Εικόνα 8. Σχηματική γεωλογική τομή της υποβύθισης μιας ωκεάνιας πλάκας κάτω από μια ηπειρωτική με σύγχρονο σχηματισμό ιζηματογενών λεκανών στο μέτωπο της σύγκλισης και εσωτερικά του μετώπου.

2.2 Ταφρογένεση στην περιοχή Καβάλας-Θάσου

Η δημιουργία της λεκάνης Πρίνου – Καβάλας συνδέεται με την τελευταία φάση τεκτονισμού της Αλπικής ορογένεσης, η οποία διαμόρφωσε την σημερινή γεωλογική εικόνα του ελλαδικού χώρου και η οποία συνεχίζεται μέχρι σήμερα. Η αλπική ορογένεση χωρίζεται σε 2 περιόδους οι οποίες αναφέρονται συνοπτικά παρακάτω.

Αλπική ορογένεση

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

ήμα Γεωλογίας

Κατά την πρώτη περίοδο (Α. Ιουρασικό – Κ. Κρητιδικό) ξεκίνησε η σύγκλιση των λιθοσφαιρικών πλακών της Απουλίας και της Κιμμερικής-Ευρασιατικής πλάκας. Η Απουλία πλάκα περιλαμβάνει τις γεωτεκτονικές ενότητες Ιονίου και Γαβρόβου-Τριπόλεως, ενώ η Ευρασιατική πλάκα περιλαμβάνει την Πελαγονική ζώνη και την ελληνική ενδοχώρα (Περιροδοπική, Σερβομακεδονική και Ροδοπική μάζα). Ανάμεσα σε αυτές τις δύο πλάκες και στον χώρο που βρίσκεται σήμερα η οροσειρά τις Πίνδου, υπήρχε ο παλαιο-ωκεανός Νέο-Τηθύς, που εκτεινόταν σε διεύθυνση ΝΑ-ΒΔ. Ο ωκεανός έκλεισε (καταστράφηκε) με την τελική ηπειρωτική σύγκρουση των δύο πλακών κατά το Ηώκαινο και στο ΝΔ περιθώριό του δημιουργήθηκε η Μεσόγειος θάλασσα.

Η δεύτερη περίοδος της αλπικής ορογένεσης συνεχίστηκε με την υποβύθιση της ασθενέστερης Απουλίας πλάκας κάτω από την ισχυρότερη Κιμμερική-Ευρασιατική με σύγχρονη πάχυνση του φλοιού στο μέτωπο της σύγκρουσης (ανάπτυξη οροσειράς Πίνδου) και απόθεση-πτύχωση των συνορογενετικών ιζημάτων (φλύσχης εξωτερικών ελληνίδων). Ταυτόχρονα, ο ωκεάνιος φλοιός της Νέο-Τηθύος που είχε υποβυθιστεί κάτω από την Κιμμερική-Ευρασιατική πλάκα, προκάλεσε τον μαγματισμό και αναθόλωση της ενδοχώρας (Σερβομακεδονική, Περιροδοπική και Ροδοπική μάζα), με αποτέλεσμα την ανάπτυξη εφελκυστικών δυνάμεων και λέπτυνση του ηπειρωτικού φλοιού (Ηώκαινο-Ολιγόκαινο-Μειόκαινο). Μπορούμε λοιπόν να πούμε, ότι στην ανάπτυξη αυτών των εφελκυστικών δυνάμεων οφείλεται ο σχηματισμός της λεκάνης Πρίνου-Καβάλας, όπως και οι υπόλοιπες λεκάνες του Αιγαίου και ιδιαίτερα του Β. Αιγαίου. Επίσης να σημειωθεί ότι στην ανάπτυξη των λεκανών του Β. Αιγαίου θεωρείται ότι έπαιξε σημαντικό ρόλο το μεγάλο, οριζόντιας μετατόπισης, ρήγμα της Ανατολίας, το οποίο ξεκινάει από την ηπειρωτική Β. Τουρκία και

εκτείνεται μέχρι την περιοχή του Β. Αιγαίου όπου και διακλαδίζεται σε δύο μικρότερα, οριζόντιας μετατόπισης, ρήγματα.

Κατά Ολιγόκαινο-Κ. το Μειόκαινο αναπτύσσεται η μέγιστη πάχυνση του ηπειρωτικού φλοιού και παρατηρείται η μετατόπιση της ζώνης συμπίεσης στην Ιόνιο ζώνη και πιο εξωτερικά (σημερινή Ελληνική περιφερειακή τάφρος) και η αντίστοιχη μετατόπιση της



Εικόνα 9. Ανάπτυξη του ρήγματος της Ανατολίας στο Β. Αιγαίο. Επίσης διακρίνονται η Ελληνική Περιφεριακή Τάφρος, η οπισθοτόξια λεκάνη

ζώνης εφελκυσμού (τεκτονικά παράθυρα Ολύμπου, Όσσας, Κυκλάδων) με τον αντίστοιχο μαγματισμό (ηφαιστειακό τόξο Αιγαίου) κατά το Μειόκαινο-Πλειόκαινο.

Στον ελλαδικό χώρο λοιπόν, κατά την διάρκεια του Παλαιογενούς και λόγω εφελκυστικού καθεστώτος ξεκινούν να εμφανίζονται κανονικά ρήγματα με διεύθυνση BA-NΔ και BΔ-NA, με αποτέλεσμα να δημιουργούνται στην περιοχή τεκτονικές τάφροι (grabens), οι οποίες οριοθετούνται από τεκτονικά κέρατα (horsts). Σήμερα στην Ελλάδα, τεκτονικές τάφροι θεωρούνται οι πεδιάδες, οι λίμνες και οι θαλάσσιες περιοχές ενώ τα τεκτονικά κέρατα αντιπροσωπεύονται από τα νησιά και τις τοπογραφικά ψηλότερες ηπειρωτικές περιοχές. Ιδιαίτερα, για την περιοχή του Αιγαίου, υπολογίζεται ότι η εφελκυστική τεκτονική οδήγησε σε συντελεστή λέπτυνσης της λιθόσφαιρας (αρχικό πάχος λιθόσφαιρας προς τελικό), β~2 (Χιώτης, 1990).

Διαμόρφωση της λεκάνης Πρίνου-Καβάλας

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Η περιοχή της Καβάλας – Θάσου σαν μέρος της Ροδοπικής μάζας που διαμορφώθηκε κατά τα προηγούμενα στάδια της αλπικής ορογένεσης, αποτελείται από κρυσταλλοσχιστώδη και πυριγενή (κυρίως πλουτωνικά) πετρώματα, τα οποία αποτελούν και το υπόβαθρο της λεκάνης Πρίνου-Καβάλας. Ο τεκτονισμός στην περιοχή ενεργοποιήθηκε περίπου κατά το κάτω Μειόκαινο ως αποτέλεσμα της υποβύθισης της Αφρικανικήςς πλάκας κάτω από την Ευρωπαϊκή, αλλά και λόγω της υποβύθισης της Απουλίας πλάκας κάτω από την Ελληνική ενδοχώρα (Ροδόπη και Σερβομακεδονική), η οποία είχε ξεκινήσει ήδη κατά το Παλαιογενές. Η υποβύθιση της Αφρικής (από τον Νότο), σε συνδυασμό με την υποβύθιση της Απουλίας (από τα Ανατολικά), συνοδεύτηκε από την ανάπτυξη συμπιεστικών δυνάμεων στο μέτωπο της σύγκρουσης (Ελληνική περιφεριακή τάφρος) και εφελκυστικών δυνάμεων εσωτερικά του μετώπου (Αιγαίο πέλαγος-Ηπειρωτική Ελλάδα). Οι εφελκυστικές αυτές δυνάμεις είχαν αποτέλεσμα τον σχηματισμό της λεκάνης Πρίνου-Καβάλας (όπως και άλλων λεκανών του Αιγαίου) από μεγάλα συνθετικά και αντιθετικά κανονικά ρήγματα και την σταδιακή πλήρωσή της με ιζήματα από το υδρογραφικό δίκτυο της περιοχής και κυρίως από τον ποταμό Νέστο (παλαιο-Νέστος). Οι σημαντικότερες ακολουθίες των ιζημάτων (αυτές που αντιπροσωπεύουν το μητρικό πέτρωμα, το πέτρωμα ταμιευτήρα και το κάλυμμα) αποτέθηκαν κατά το Κ.-Μ. Μειόκαινο-Κ. Πλειόκαινο. Στην αρχή του κάτω Μειόκαινου προέκυψε η ανύψωση της ράχης της Νότιας Καβάλας με αποτέλεσμα την διακοπή επικοινωνίας της λεκάνης Πρίνου – Καβάλας με την ανοιχτή θάλασσα. Το γεγονός αυτό, σε συνδυασμό με το παλαιοκλίμα της περιοχής, οδήγησε κατά το Μεσσήνιο (άνω Μειόκαινο), σε ένα κύκλο εξάτμισης και επανατροφοδοσίας της λεκάνης με νερό, με αποτέλεσμα την απόθεση μιας παχιάς ακολουθίας (μέχρι και 1800m) εβαποριτών οι οποίοι αποτελούνται από 7 διακριτούς ορίζοντες. Από την αρχή του Πλειόκαινου και μέχρι σήμερα, η ιζηματογένεση στην λεκάνη συνεχίζεται με κανονικούς ρυθμούς και η τεκτονική δραστηριότητα είναι μειωμένη. Το πάχος των ιζημάτων σήμερα ξεπερνάει κατά σημεία τα 5000m. Το κοίτασμα του Πρίνου αποτελούν κατά κύριο λόγο τέσσερις πετρελαιοφόροι Μειοκαινικοί ψαμμίτες (ταμιευτήρες Α1, Α2, Β και C), εντός των οποίων βρίσκονται διάφοροι αργιλικοί ορίζοντες, οι οποίοι έχουν τον ρόλο των μητρικών πετρωμάτων αλλά και των πετρωμάτων καλυμμάτων κατά περίπτωση. Το άνω όριο των πετρελαιοφόρων σχηματισμών διακόπτουν οι Α. Μειοκαινικοί εβαποριτικοί ορίζοντες, οι οποίοι παίζουν και αυτοί τον ρόλο του πετρώματος καλύμματος.

Τοπογραφικά όρια της λεκάνης Πρίνου – Καβάλας αποτελούν σήμερα: η Θάσος (ΝΑ), η ράχη της Νότιας Καβάλας (ΝΔ) και η (σημερινή) ακτογραμμή του Ν. Καβάλας (ΒΔ και ΒΑ). Οι

διαστάσεις της λεκάνης είναι χονδρικά 38km μήκος και 20km πλάτος (Πασαδάκης et. al. 2005)

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη



Εικόνα 10. Γεωλογικός χάρτης της περιοχής της Καβάλας με τα όρια της λεκάνης Πρίνου – Καβάλας και τις ορυχθείσες γεωτρήσεις μέχρι το 2008. Από Kiomourtzi P. Pasadakis P. Zelilidis A. 2008. Source Rock and Depositional Environment Study of Three Hydrocarbon Fields in Prinos - Kavala Basin (North Aegean): The Open Petroleum Engineering Journal, June 2008.

2.3 Στρωματογραφική στήλη και μοντέλο απόθεσης

2.3.1 Στρωματογραφική στήλη

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Η λεκάνη Πρίνου-Καβάλας περιέχει ιζηματογενείς ακολουθίες Κ.Μειοκαινικές ως Πλειοκαινικές, οι οποίες κατά τόπους φτάνουν τα 5800m πάχος. Οι ακολουθίες αυτές μπορούν να χωριστούν σε 3 ομάδες: α) μετα-εβαποριτικοί σχηματισμοί, β) εβαποριτικές ακολουθίες και γ) προ-εβαποριτικοι σχηματισμοί.

Μετα-εβαποριτικοί σχηματισμοί. Πρόκειται για ιζήματα Πλειο-Πλειστοκαινικά κοκκομετρίας άμμου ως αργίλου, το οποία στις περιοχές μέγιστης ανάπτυξής τους φτάνουν τα 2700 m πάχος. Κατά το Πλειστόκαινο το αποθετικό περιβάλλον ήταν τύπου λαγούνας ή/και ρηχό θαλάσσιο με ποικίλες τιμές αλατότητας, ενώ κατά τόπους έλαβε χώρα ο σχηματισμός λιγνίτη. Τα ιζήματα του Α. Πλειόκαινου έχουν αποτεθεί σε μακρινή απόσταση από την ακτή και σε περιβάλλον βαθιάς θάλασσας. Το γεγονός αυτό επιβεβαιώνει η απουσία βρυόζωων και η αυξητική τάση του πληθυσμού των πλαγκτονικών τρηματοφόρων. Τα Κ. Πλειοκαινικά ιζήματα υποδεικνύουν περιβάλλον κλειστής λεκάνης με χαμηλή συγκέντρωση οξυγόνου.

Εβαποριτικές ακολουθίες. Αποτελείται από μια κλαστική-εβαποριτική ακολουθία, περίπου 800 m και ηλικίας Μειοκαίνου, εντός της οποίας περιλαμβάνονται 7 διακριτοί εβαποριτικοί ορίζοντες. Η ανάπτυξη των εβοποριτικών οριζόντων συνδέεται άμεσα με το καταγεγραμμένο γεγονός της "κρίσης αλατότητας της Μεσογείου". Οι εβαπορίτες μπορεί να αποτελούνται από αλίτη, γύψο, ανυδίτη και ασβεστίτη και έχουν πάχος αρκετές δεκάδες μέτρα.

Προ-εβαποριτικοί σχηματισμοί. Ιζήματα ηλικίας Κάτω και Μέσου Μειοκαίνου, τα οποία έχουν αποτεθεί πάνω στο κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο της Ροδοπικής μάζας. Πρόκειται για τους σχηματισμούς εντός των οποίων φιλοξενούνται (κατά τόπους) τα κοιτάσματα υδρογονανθράκων. Θεωρείται ότι οι ιζηματογενείς ακολουθίες αυτές αντιπροσωπεύουν τουρβιδιτικές αποθέσεις του Κάτω και Μέσου Μειόκαινου και το πάχος τους είναι περίπου 2100 m. Οι πετρελαϊκοί ταμιευτήρες είναι σύνηθες να περιέχουν αργιλικές ενστρώσεις, οι οποίες παίζουν τον ρόλο του μητρικού πετρώματος ή του πετρώματος-καλύμματος. Οι αργιλικές ενστρώσεις, μαζί με το διαφορετικό πάχος των σχηματισμών κατά τόπους, μας δείχνουν ότι η απόθεση έλαβε χώρα σε διαφορετικές θέσεις στο παλαιο-κανάλι. Διακρίνονται 4 πετρελαϊκοί ταμιευτήρες (A1, A2, B και C) οι οποίοι οροθετούνται από ευδιάκριτα αργιλικά στρώματα, τα οποία συσχετίζονται μεταξύ τους κατά την μελέτη των ορυχθέντων γεωτρήσεων. Τέλος, η κοκκομετρία των σχηματισμών ποικίλει από λεπτόκοκκοι



Εικόνα 11. Σύνθετη στρωματογραφική στήλη της λεκάνης Πρίνου – Καβάλας. Με πράσινο χρώμα κυκλώνονται οι μετα-εβαποριτικοί σχηματισμοί, με ροζ χρώμα οι εβαποριτικές ακολουθίες και με κίτρινο χρώμα οι προεβαποριτικές αποθέσεις. Το σύνολο των πετρελαϊκών ταμιευτήρων βρίσκεται στους προ-εβαποριτικούς σχηματισμούς Από την συνδυαστική μελέτη πυρήνων, θρυμμάτων και διαγραφιών, προέκυψε ο χωρισμός των λιθοφάσεων σε τέσσερις κατηγορίες ανάλογα με το αποθετικό περιβάλλον (ιδιαίτερα στους προ-εβαποριτικούς σχηματισμούς) σύμφωνα με το μοντέλο των Walker & Mutti (1973). Παρακάτω αναφέρονται οι 4 κατηγορίες φάσεων.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

2.3.2 Αποθετικό μοντέλο

<u>Facies A4/B2</u>. Μαζώδεις στρωματωμένοι ψαμμίτες με βαθμιδωτή και αυξανόμενη κοκκομετρία με το βάθος και χαλικώδεις ψαμμίτες. Κακή ταξινόμηση των κόκκων και γενικά αδρόκοκκοι και μη στρογγυλεμένοι κόκκοι άμμου. Θεωρείται καλής ποιότητας ταμιευτήρας.

<u>Facies C</u>. Μαζώδεις στρωματωμένοι ψαμμίτες με βαθμιδωτή και αυξανόμενη κοκκομετρία με το βάθος. Κατά τόπους ψαμμιτικά στρώματα σταδιακά μετατρέπονται σε πηλιτικά. Κακή ταξινόμηση των κόκκων και γενικά μέση ως μεγάλη διάμετρος κόκκων. Θεωρείται καλής ποιότητας ταμιευτήρας.

<u>Facies E</u>. Σχηματισμός με γενικά πολύ λεπτόκοκκη άμμο και πλήθος αργιλικών ενστρώσεων. Θεωρείται κακής ποιότητας ταμιευτήρας.

Facies D. Κοκκομετρία γενικά μικρότερης διαμέτρου από την φάση C και μικρού λόγου άμμου/αργίλου. Συχνά παρατηρούνται αργιλικές στρώσεις με κάποιες αμμώδεις





Georgakopoulos A. 1998. *Lithology and Stratigraphy of the Neogene Prinos-Kavala Basin, Northern Greece*. Geological Society of Greece, Special Publications, No 9.79-84.2000.

Pollak, W. H. (1979). Structural and lithological development of the Prinos-Kavala basin, sea of Thrace, Greece. Ann. Geol. Pays Hellen., Tome hors serie II, 1003-1011.

Proedrou P. and Papaconstantinou. C.M. (2004). *Prinos Basin - A Model For Oil Exploration*. Bulletin of the Geological Society of Greece, vol. XXXVI.

Ψιλιβίκος Α., Ψιλιβίκος Α. (2010). Ιζηματολογία. Εκδόσεις Τζιόλα, p. 177-179, 215-221.

Allen, P. and Allen, J. (2013). *Basin Analysis: Principles and Application to Petroleum Play Assessment, 3rd edition*. John Wiley & Sons, p. 54-71, 98-104, 111-112, 118-120.

Κίλιας Α. (2009) Εισαγωγή στην Τεκτονική Γεωλογία. Εκδόσεις "ΟΛΥΜΠΟΣ", p. 58-63, 85-88.

Κορωναίος Α. (1996). Σημειώσεις Πετρογένεσης Πυριγενών Πετρωμάτων. Πανεπιστημιακό Τυπογραφείο Α.Π.Θ., p. 51-56.

Smith, G. A. (1988). *Intra-arc basins* (No. CONF-880301-). American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK.

Μουντράκης Δ., Μ. (2010). *Γεωλογία και Γεωτεκτονική Εξέλιξη της Ελλάδας*. Θεσσαλονίκη: UNIVERSITY STUDIO PRESS, σελ. 318-335, 352-354.

Γεωργακόπουλος Α. (1998). Μελέτη μητρικών πετρωμάτων της πετρελαιοφόρου λεκάνης Πρίνου-Καβάλας με μεθόδους οργανικής γεωχημείας. Bulletin of the Geological Society of Greece, vol. XXXII/3, p. 325-333.

Προέδρου Π. (1988). Επαναπροσδιορισμός της ηλικίας της λεκάνης του Πρίνου. Bulletin of the Geological Society of Greece, vol. XX/2, p. 141-147.

Χιώτης Ε. (1992). Μελέτη Μηχανισμού Γένεσης της Λεκάνης Νέστου-Πρίνου. Νέες Προοπτικές Ερευνών για Υδρογονάνθρακες. Αθήνα: Bulletin of the Geological Society of Greece, 1993, vol. XXXVIII/2, p. 525-534.

Παπαζάχος Κ. Β. και Παπαζάχος Β. Κ. (2008). *Εισαγωγη στη Γεωφυσικη*. Εκδόσεις Ζήτη, κεφάλαιο 7.

Πασαδάκης Ν., Κουτσοθεοδώρου Ε., Μανούτσογλου Ε., Παπακωνσταντίνου Κ., Κιομουρτζή Π., Ζεληλίδης Α. (2005). *Συγκριτική Αξιολόγηση Πετρελαίων Της Λεκάνης Πρίνου-Καβάλας Με Χρήση Βιοδεικτών*. Θεσσαλονίκη: 2° Συνέδριο της Επιτροπής Οικονομικής Γεωλογίας, Ορυκτολογίας & Γεωχημείας, σελ. 309-317

Χιώτης Ε. (1990). Εκτίμηση της θερμικής κατάστασης και του πάχους της λιθόσφαιρας στο Αιγαίο. Congress of the Geological Society of Greece (5th : May 24-27, 1990 : Thessaloniki).



3.1 Δειγματοληψία

Για την παρούσα εργασία, παραχωρήθηκαν από την εταιρία Energean Oil & Gas – Kavala Oil, τριανταένα (31) δείγματα από τέσσερεις (4) υπεράκτιες (offshore) γεωτρήσεις μεγάλου βάθους (PA35A, PA36, PA40, PA41) από το κοίτασμα υδρογονανθράκων του Πρίνου με την μορφή θρυμμάτων (cuttings). Κάθε δείγμα ζύγιζε περίπου 100-200gr.

Για κάθε γεώτρηση εξασφαλίστηκαν οχτώ (8) δείγματα – δύο (2) δείγματα για κάθε ένα από τους τέσσερεις πετρελαϊκούς ταμιευτήρες A1, A2, B και C. Εξαίρεση αποτελεί, η γεώτρηση PA36 από την οποία και ελήφθηκαν μόνο εφτά (7) δείγματα. Τα βάθη των δειγμάτων κυμαινόταν από 2575m μέχρι 3115m.



Εικόνα 13. Τρισδιάστατη αναπαράσταση του κοιτάσματος Prinos και οι γεωτρήσεις που έχουν πραγματοποιηθεί μέχρι στιγμής. Τονίζονται οι γεωτρήσεις από τις οποίες προέρχονται τα μελετώμενα δείγματα. Πηγή: www.energean.com



Αρχικά, τα δείγματα κονιοποιήθηκαν σε αχάτινο (ηλεκτρικό) γουδί μέχρι να πάρει την μορφή αναφούς σκόνης και το δείγμα να αποκτά την μορφή "φλούδας" καθώς το γουδί βρίσκεται σε λειτουργία.

Μέρος του κάθε δείγματος τοποθετείται σε κεραμικές κάψες και μετριέται το βάρος τους. Στην συνέχεια, οι κάψες με τα δείγματα μπαίνουν σε ειδικό φούρνο υψηλής θερμοκρασίας, στον οποίο και παραμένουν για δύο (2) ώρες στην θερμοκρασία των 1050° C. Με αυτήν τη διαδικασία επιτυγχάνεται πλήρης καύση/εξάτμιση της οργανικής ύλης, της υγρασίας, διάφορων πτητικών κτλ., που θα μπορούσαν δυσκολέψουν τις μεθόδους έρευνας (XRF).

Τα δείγματα βγαίνουν από τον φούρνο σε θερμοκρασία 200-300° C, διότι σε θερμοκρασίες χαμηλότερες των 100° C, το δείγμα μπορεί να απορροφήσει υγρασία από την ατμόσφαιρα, με αποτέλεσμα να παραχθούν μη ακριβή αποτελέσματα.

Κατόπιν, τα δείγματα τοποθετούνται σε ξηραντήρα, αεροστεγώς κλεισμένα, μέχρι να αποκτήσουν θερμοκρασία περιβάλλοντος.

Τέλος, μετριέται το νέο βάρος των δειγμάτων και υπολογίζεται η απώλεια πύρωσης (Loss of Ignition - LoI).

Επίσης, τα αποτελέσματα της απώλειας πύρωσης μπορουν να μας δώσουν μια εικόνα για τα ποσοστά της οργανικής ύλης που περιέχονται στα δείγματα, διότι θεωρείται ότι το μεγαλύτερο ποσοστό της απώλειας πύρωσης οφείλεται σε υδρογονάνθρακες.

3.3 Φασματομετρία φθορισμού ακτίνων X (XRF)

Για την μέτρηση των κύριων στοιχείων των δειγμάτων χρησιμοποιούμε τα δείγματα που έχουν υποστεί την απώλεια πύρωσης.

Χρησιμοποιώντας ζυγαριά ακριβείας, ζυγίζονται αρχικά τέσσερα (4) γραμμάρια τετραβορικό λίθιο (lithium tetraborate - Li₂B₄,O₇) flux, τα οποία τοποθετούνται μέσα κάψα πλατίνας. Κατόπιν, ζυγίζεται ένα (1) γραμμάριο του δείγματος και τοποθετείται μέσα στην κάψα προσέχοντας να μην έρθει σε επαφή με τα τοιχώματα του σκεύους. Τέλος, ζυγίζονται τέσσερα (4) επιπλέον γραμμάρια flux, τα οποία τοποθετούνται και αυτά στην κάψα, σκεπάζοντας εντελώς το δείγμα.

To flux χρησιμοποιείται για να μειώσει το σημείο τήξης του δείγματος.

Γίνεται προσπάθεια, το δείγμα να μην έρχεται σε άμεση επαφή με το σκεύος, διότι σε περίπτωση που το δείγμα περιέχει κάποιο στοιχείο που μπορεί να αντιδράσει με την πλατίνα (Pt), υπάρχει πιθανότητα διάβρωσης του σκεύους.

Στο μίγμα δείγματος-flux, προστίθενται περίπου 4-5 σταγόνες ιωδιούχου λιθίου (Lil) με σκοπό την αύξηση του ιξώδους, έτσι ώστε το μίγμα μετά την τήξη του, να μπορεί εύκολα να ρέει εύκολα.

Το σκεύος με το μίγμα τοποθετείται στο αυτόματο μηχάνημα τήξεως (automatic fusion machine) και τήκεται στους 1150° C.

Αυτόματα, το τήγμα χύνεται σε μεταλλικό καλούπι και ψύχεται, ώσπου να πάρει την μορφή γυαλιού.

Το υαλοποιημένο δισκίο μεταφέρεται στο φασματόμετρο φθορισμού ακτινών Χ (XRF), όπου υπολογίζονται ποιοτικά και ποσοτικά τα κύρια στοιχεία με την μορφή οξειδίων.

Καθαρισμός πλατινένιας κάψας.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Η κάψα πλατίνας μετά την διαδικασία περιέχει υπολείμματα του ρευστοποιημένου και ξανά κρυσταλλωμένου μίγματος. Ο καθαρισμός της κάψας γίνεται με τήξη ανθρακικού νατρίου (NaCO₃) στους 1150°C. Με την ψύξη και στερεοποίηση του μίγματος, τα υπολείμματα δείγματος – flux έχουν αφομοιωθεί στον στερεοποιημένο ανθρακικό νάτριο.

Στη συνέχεια η κάψα πλατίνας τοποθετείται σε δοχείο ζέσεως με θερμό διάλυμα 50% υδροχλωρικού οξέος (HCl) μέχρι να διαλυθούν όλα τα υπολείμματα.

Η κάψα μπορεί να ξαναχρησιμοποιηθεί και η διαδικασία επαναλαμβάνεται για το επόμενο δείγμα.



Εικόνα 14. Αρχή λειτουργίας του φασματόμετρου φθορισμού ακτινών Χ. Ακτινοβολία Χ προερχόμενη από την πηγή, προσπίπτει σε ηλεκτρόνιο του υπό εξέταση χημικού στοιχείου και το εκτοπίζει. Την θέση του παίρνει ηλεκτρόνια από ανώτερη στοιβάδα. Η μετάπτωση του ηλεκτρονίου παράγει δευτερογενώς χαρακτηριστική ακτινοβολία Χ του άγνωστου στοιχείου, η οποία ανιχνεύεται και αναγνωρίζεται. Πηγή: www.at-minerals.com

Οι αναλύσεις έγιναν σε φασματόμετρο φθορισμού ακτίνων-Χ, τύπου S4-Pioneer (Bruker-AMS, Deutschland) στο Διατμηματικό Εργαστήριο της Σχολής Θετικών Επιστημών του Α.Π.Θ. Το φασματόμετρο χρησιμοποιεί λυχνία Rh, σύστημα 5 κρυστάλλων: LIF200, LIF220, LIF420, XS-55 και PET και δύο ανιχνευτές: έναν ανιχνευτή ροής αερίου (gas proportional counter) και έναν ανιχνευτή σπινθήρων (scintillation counter). Ο ανιχνευτής αερίου χρησιμοποιεί αέριο P10 που είναι μίγμα αερίων 90% αργό και 10% μεθάνιο. Τα κύρια στοιχεία υπό μορφή οξειδίων (Si, Ti, Al, Fe Mn, Mg, Ca, K, Na, P) αναλύθηκαν στα υαλοποιημένα δισκία σε συνθήκες λειτουργίας 60kV και 45mA. Για τη βαθμονόμηση του φασματόμετρου χρησιμοποιήθηκαν τα παρακάτω πρότυπα: GSN (γρανίτης), MAN (γρανίτης), JG-2 (γρανίτης), RGM-1 (ρυόλιθος), JR-1 (ρυόλιθος), JG-3 (γρανοδιορίτης), ACE (γρανίτης), G2 (γρανίτης).



Το δείγμα κονιοποιείται σε αχάτινο μηχανικό γουδί μέχρι να αποκτήσει την υφή αναφούς σκόνης. Κατά την διαδικασία δεν πρέπει να ασκείται επιπλέον βάρος από αυτό της αχάτινης ράβδου, διότι υπάρχει κίνδυνος αλλαγής της κρυσταλλικής δομής των ορυκτών ή ακόμα και



παράγονται τα διαγράμματα γωνίας 2θ – έντασης ανακλώμενου κύματος (περιθλασιονράμματα). Από την μελέτη και ε

της χημικής τους σύστασης.

Ύστερα, μέρος του δείγματος τοποθετείται με προσοχή στην υποδοχή της πλαστικής τράπεζας, χωρίς να πιεστεί καθόλου. Στην υποδοχή της τράπεζας, θα πρέπει τελικά να μην υπάρχει έλλειμα ή περίσσεια δείγματος.

Τέλος, η τράπεζα μαζί με το δείγμα, μεταφέρεται στο περιθλασίμετρο, όπου πραγματοποιούνται οι αναλύσεις και Εικόνα 15. Τυπικό αχάτινο μηχανικό γουδί και ράβδος. Εικόνα από: www2.arnes.si

(περιθλασιογράμματα). Από την μελέτη και ερμηνεία των διαγραμμάτων, εξάγεται η ορυκτολογική σύσταση (ποιοτικά και ποσοτικά) του κάθε δείγματος.

Η ορυκτολογική ανάλυση έγινε με χρήση περιθλασίμετρου τύπου Philips PW 1710 με ακτινοβολία χαλκού μήκους κύματος CuKα= 1,54184 Å, φίλτρο Ni= 0,0170mm και βήμα σάρωσης 1°/min.

Το εύρος σάρωσης ήταν από 3-63° σε όλα τα παρασκευάσματα, το σύνολο των οποίων ήταν τυχαίου προσανατολισμού. Οι προετοιμασίες και αναλύσεις των δειγμάτων, πραγματοποιήθηκαν αξιοποιώντας τον εργαστηριακό εξοπλισμό και χώρο του Τομέα Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-

Κοιτασματολογίας του Τμήματος Γεωλογίας του Α.Π.Θ.



Εικόνα 16. Σχηματική απεικόνιση της αρχής λειτουργίας ενός περιθλασιόμετρου. Διακρίνεται η διάταξη της πηγής ακτινών Χ, του δείγματος και του δέκτη. Εικόνα από: www.bragitoff.com



4.1 Απώλεια πύρωσης

Τα αποτελέσματα της απώλειας πύρωσης (LoI) φαίνονται στους παρακάτω πίνακες. Οι τιμές της απώλειας πύρωσης κυμαίνονται ανάμεσα στα 5,21 % και 26,61 %, με μέση τιμή 14,02 %.

Το ποσοστό της απώλειας πύρωσης οφείλεται κυρίως στην παρουσία οργανικής ύλης, αλλά και στην υγρασία και άλλα συστατικά. Μπορούμε λοιπόν, μετρώντας τα ποσοστά του της απώλειας πύρωσης, να σχηματίσουμε μια εικόνα όσον αφορά το ποσοστό της οργανικής ύλης που εμπεριέχεται στα δείγματα, χωρίς αυτή να μετρηθεί απ' ευθείας.

Δείγμα	Ποσοστό απώλειας πύρωσης, % κ.β. (LOI)
PA 35A_2650	17,85
PA 35A_2700	10,72
PA 35A_2780	17,74
PA 35A_2815	9,14
PA 35A_2870	9,59
PA 35A_2905	5,21
PA 35A_2925	8,80
PA 35A_2935	9,37

4.1.1 Γεώτρηση PA35A

Πίνακας 1. Το σύνολο των δειγμάτων της γεώτρησης PA35A, με τις αντίστοιχες τιμές απώλειας πύρωσης (LOI) που υπολογίστηκαν από την διαφορά βάρους, πριν και μετά την πύρωση.
	Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη
	4.1.2 Γεώτρηση ΡΑ36
Ποσ	Α.Π. Δείγμα
	Α.Π.Δείγμα

Ιοσοστό απώλειας πύρωσης, % κ.β. (LOI)

PA 36_2735	25,64
PA 36_2800	43,84
PA 36_2830	20,35
PA 36_2870	17,54
PA 36_2910	15,72
PA 36_2955	17,57
PA 36_2960	25,66

Πίνακας 2. Το σύνολο των δειγμάτων της γεώτρησης PA36, με τις αντίστοιχες τιμές απώλειας πύρωσης (LOI) που υπολογίστηκαν από την διαφορά βάρους, πριν και μετά την πύρωση.

4.1.3 Γεώτρηση ΡΑ40	
Δείγμα	Ποσοστό απώλειας πύρωσης, % κ.β. (LOI)
PA 40_2575	24,02
PA 40_2620	14,50
PA 40_2675	9,82
PA 40_2705	7,29
PA 40_2750	9,23
PA 40_2795	6,42
PA 40_2820	5,23
PA 40_2865	6,48

Πίνακας 3. Το σύνολο των δειγμάτων της γεώτρησης PA40, με τις αντίστοιχες τιμές απώλειας πύρωσης (LOI) που υπολογίστηκαν από την διαφορά βάρους, πριν και μετά την πύρωση.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη	
4.1.4 Γεώτρηση PA41	
Α.Π. Δείγμα	

Ποσοστό απώλειας πύρωσης, % κ.β. (LOI)

PA 41_2850	26,61
PA 41_2855	21,17
PA 41_2905	15,63
PA 41_2985	11,85
PA 41_3040	11,11
PA 41_3080	13,92
PA 41_3105	13,78
PA 41_3115	13,59

Πίνακας 4. Το σύνολο των δειγμάτων της γεώτρησης PA40, με τις αντίστοιχες τιμές απώλειας πύρωσης (LOI) που υπολογίστηκαν από την διαφορά βάρους, πριν και μετά την πύρωση.

Δ.Π.Θ Στο παράρτημα παρουσιάζονται τα περιθλασιογράμματα που προέκυψαν από την μέθοδο της περιθλασιμετρίας ακτινών Χ (XRD), η οποία πραγματοποιήθηκε στο σύνολο των δειγμάτων. Παρακάτω ακολουθούν οι ερμηνείες των περιθλασιογραμμάτων όπως αυτές διαμορφώθηκαν στα πλαίσια της παρούσας εργασίας.

4.2.1 Ερμηνεία περιθλασιογραμμάτων ακτινών Χ

Το ποσοστό του άμορφου υλικού καταγράφεται στα περιθλασιογράμματα μεταξύ 10° και 20° περίπου και οφείλεται κυρίως στην παρουσία οργανική ύλης, αλλά και στην υγρασία και άλλα συστατικά. Μπορούμε λοιπόν, μετρώντας τα ποσοστά του άμορφου υλικού, να σχηματίσουμε μια εικόνα όσον αφορά το ποσοστό της οργανικής ύλης που εμπεριέχεται στα δείγματα, χωρίς αυτή να μετρηθεί απ' ευθείας.

Το υπόλοιπο μέρος των δειγμάτων (κρυσταλλικό), είναι αυτό που περιλαμβάνει τα ορυκτά που συνθέτουν το πέτρωμα/ίζημα και τα οποία αναγνωρίζονται και μετρούνται παρακάτω ως ποσοστό % (κ.β.) επί του κρυσταλλικού μέρους των δειγμάτων.

	2650m	2700m	2780m	2815m	2835m	2870m	2905m	2925m
Άμορφο	11,2%	13%	12,5%	9,3%	7,1%	8,9%	8,4%	10,7%
Κρυσταλλικό	88,2%	87%	87,2%	90,7%	92,9%	81,1%	91,6%	89,3%
Quartz	23,6%	21,9%	38,0%	47,5%	35,2%	45,7%	32,9%	56,8%
Calcite	12,1%	2,5%	23,9%	19,7%	3,9%	17,1%	2,6%	6,1%
Dolomite	7,4%	2,4%	2,3%	2,4%	2,0%	2,5%	0,0%	3,4%
K-Feldspar	39,6%	49,4%	10,1%	12,6%	33,0%	18,7%	48,6%	0,0%
Plagioclase	7,1%	18,4%	14,9%	11,8%	16,0%	9,1%	10,0%	18,1%
Mica	2,8%	0,8%	2,8%	2,0%	3,1%	2,6%	2,3%	0,0%
Halite	5,3%	2,7%	3,4%	1,4%	3,0%	1,3%	0,0%	6,1%
Gypsum	1,0%	1,8%	2,0%	2,5%	2,1%	1,8%	3,6%	5,1%
Chlorite	0,0%	0,0%	1,6%	0,0%	1,6%	1,2%	0,0%	3,3%
Pyrite	1,2%	0,0%	0,9%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	1,2%

Γεώτρηση ΡΑ35Α

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

ήμα Γεωλογίας

4.2 XRD

Πίνακας 4. Ποιοτική και ποσοτική ερμηνεία των περιθλασιογραμμάτων της γεώτρησης PA35A και υπολογισμός των ποσοστών του άμορφου και κρυσταλλικού υλικού.

μηματεωχογίας								
	2735m	2800m	2830m	2870m	2910m	2955m	2960m	
Άμορφο	19%	16%	19,5%	10,3%	11,2%	10,2%	11,5%	
Κρυσταλλικό	81%	84%	80,5%	89,7%	88,8%	89,8%	88,5%	
Quartz	48,3%	33,8%	33,1%	35,7%	38,8%	36,0%	13,6%	
Calcite	6,6%	2,0%	2,1%	3,0%	1,6%	0,0%	11,4%	
Dolomite	9,7%	6,6%	8,6%	8,9%	7,8%	7,4%	0,0%	
K-Feldspar	0,0%	11,6%	23,1%	26,5%	17,1%	23,5%	27,4%	
Plagioclase	8,4%	14,3%	16,3%	13,5%	15,0%	18,6%	0,0%	
Mica	18,7%	15,6%	3,1%	3,0%	7,3%	6,1%	0,0%	
Halite	5,3%	7,1%	3,1%	2,6%	3,1%	3,6%	29,4%	
Gypsum	3,2%	2,4%	2,0%	2,3%	2,9%	0,0%	0,0%	
Chlorite	0,0%	5,9%	7,4%	3,5%	4,4%	3,5%	18,2%	
Pyrite	0,0%	0,9%	1,3%	1,0%	1,1%	1,3%	0,0%	
Γεώτρηση Γ	PA36							

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Πίνακας 5. Ποιοτική και ποσοτική ερμηνεία των περιθλασιογραμμάτων της γεώτρησης PA36 και υπολογισμός των ποσοστών του άμορφου και κρυσταλλικού υλικού.



2	575m	2620m	2675m	2705m	2750m	2795m	2820m	2865m
Άμορφο	9,2%	12%	10,8%	9,0%	15,1%	9%	9,1%	8,8%
Κρυσταλλικό	90,8%	88%	89,2%	91,0%	84,9%	91%	90,9%	91,2%
Quartz	19,8%	35,1%	29,5%	28,7%	43,1%	38,7%	65,8%	55,2%
Calcite	36,6%	16,3%	2,2%	2,4%	3,1%	1,4%	1,9%	1,6%
Dolomite	4,0%	1,4%	2,5%	2,0%	3,9%	2,4%	2,3%	4,2%
K-Feldspar	17,9%	18,8%	34,6%	42,2%	25,5%	34,5%	6,3%	10,0%
Plagioclase	8,5%	21,2%	22,9%	18,0%	14,2%	15,5%	16,0%	21,2%
Mica	5,8%	3,0%	2,2%	1,8%	2,0%	1,9%	1,1%	2,3%
Halite	5,3%	2,5%	3,4%	2,1%	4,8%	1,7%	1,4%	1,0%
Gypsum	1,4%	1,6%	2,2%	1,8%	3,3%	2,3%	4,9%	4,0%
Chlorite	0,0%	0,0%	0,0%	1,0%	0,0%	1,2%	0,0%	0,0%
Pyrite	0,7%	0,0%	0,4%	0,0%	0,0%	0,4%	0,3%	0,5%

Πίνακας 6. Ποιοτική και ποσοτική ερμηνεία των περιθλασιογραμμάτων της γεώτρησης PA40 και υπολογισμός των ποσοστών του άμορφου και κρυσταλλικού υλικού.

Βιβλιο	θήκη							
Γεώτρη	ση ΡΑ4	2Σ"						
	2850m	2905m	2955m	2985m	3040m	3080m	3105m	3115m
Άμορφο	15,7%	13,4%	8,9%	10,4%	10,4%	9,6%	16,1%	9,5%
Κρυσταλλικό	84,3%	86,6%	91,1%	89,6%	89,6%	90,4%	83,9%	90,5%
Quartz	41,6%	30,1%	34,4%	52,7%	32,0%	19,2%	31,5%	38,1%
Calcite	8,0%	3,3%	1,5%	1,8%	0,9%	0,6%	0,9%	1,5%
Dolomite	4,5%	2,6%	4,0%	2,5%	4,1%	2,8%	2,9%	6,3%
K-Feldspar	20,8%	29,8%	31,8%	23,6%	33,7%	51,4%	34,6%	13,0%
Plagioclase	0,0%	19,7%	19,0%	12,3%	17,7%	16,0%	18,4%	22,8%
Mica	0,0%	7,9%	4,4%	2,0%	4,2%	5,0%	4,4%	6,6%
Halite	6,7%	2,1%	1,7%	1,7%	1,9%	1,3%	2,0%	3,7%
Gypsum	10,6%	1,8%	0,1%	1,6%	2,8%	1,3%	1,7%	3,3%
Chlorite	7,9%	2,1%	2,2%	1,9%	1,9%	2,0%	2,9%	3,3%
Pyrite	0,0%	0,6%	0,8%	0,0%	0,5%	0,5%	0,7%	1,5%

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Πίνακας 7. Ποιοτική και ποσοτική ερμηνεία των περιθλασιογραμμάτων της γεώτρησης PA41 και υπολογισμός των ποσοστών του άμορφου και κρυσταλλικού υλικού.

Παρακάτω φαίνονται τα αποτελέσματα των χημικών αναλύσεων με την μέθοδο XRF και παρουσιάζονται τα ποσοστά των κύριων στοιχείων ανά δείγμα με την μορφή οξειδίων. Τα δείγματα χωρίζονται σε 4 πίνακες, με τον κάθε πίνακα να περιέχει τις αναλύσεις των δειγμάτων κάθε γεώτρησης. Να σημειωθεί ότι κάποια δείγματα δεν κατέστη δυνατόν να μετρηθούν. Αυτό οφείλεται σε αποτυχημένες προσπάθειες παραγωγής υαλοποιημένων δισκίων, είτε λόγω θραύσης των δίκιων κατά την ψύξη, είτε λόγω ανάπτυξης φυσαλίδων. Η θραύση των δισκίων, πιθανόν να οφείλεται σε τυχαίο γεγονός ή στην ύπαρξη αδρόκοκκων υλικών, ενώ δεν αποκλείεται και η παρουσία μεταλλικών δύστηκτων υλικών. Η ανάπτυξη φυσαλίδων δείχνει την μη απομάκρυνση της συνολικής ποσότητας της αέριας φάσης.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

μήμα Γεωλογίας

4.3 XRF

Στις αναλύσεις παρατηρούνται μεγάλες σχετικά ποσότητες βαρίου, το οποίο πιθανότατα οφείλεται στο ορυκτό βαρύτης. Η παρατήρηση αυτή οφείλεται στην σύνθεση του πολφού διάτρησης, ο οποίος συνήθως περιέχει ποσότητες βαρύτη. Το βάριο χρησιμοποιείται για να αυξήσει την πυκνότητα του πολφού διάτρησης και με αυτόν το τρόπο να καταστεί δυνατό να αντισταθμιστούν μεγάλες πιέσεις που τυχόν θα προκύψουν κατά την όρυξη της γεώτρησης. Τα δείγματα που εξασφαλίστηκαν, αν και "πλυμένα" (δηλαδή απαλλαγμένα από το πολφό διάτρησης).

Επίσης να σημειωθεί ότι στα δείγματα PA35A_2650 και PA36_2960 παρατηρήθηκαν μεγάλες ποσότητες SO₃ με τιμές 6,27 % και 5,94 % αντίστοιχα. Σε αυτό το γεγονός μπορεί να οφείλεται η αλλοίωση ενός πλατινένιου σκεύους κατά την διαδικασία της τήξης τους δείγματος PA36_2960, καθώς η πλατίνα (Pt) μπορεί να αντιδράσει με το θείο (S).

Στους τέσσερεις παρακάτω πίνακες φαίνονται οι αναλύσεις που πραγματοποιήθηκαν.

Πίνακας 8. Γεώτρηση ΡΑ 35Α. Χημική ανάλυση κύριων στοιχείων (ως ποσοστό επί τοις εκατό, κατά βάρος) των εφτά (7) από το σύνολο των οχτώ (8) διαθέσιμων δειγμάτων.

			'				
	2650 m	2780 m	2815 m	2870 m	2905 m	2925 m	2935 m
SiO ₂	37,61	46,87	65,07	63,98	73,18	64,75	62,44
TiO ₂	0,23	0,14	0,09	0,10	0,09	0,12	0,10
Al ₂ O ₃	6,80	7,27	8,09	7,82	8,23	7,65	6,95
Fe ₂ O ₃	2,70	1,25	0,73	0,83	0,69	1,18	2,12
MnO	0,03	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02
MgO	4,83	2,24	1,76	1,89	1,14	1,60	1,70
CaO	12,92	14,34	7,55	8,63	4,25	6,37	7,11
Na ₂ O	2,69	2,46	2,45	2,24	2,36	3,23	2,55
K2O	1,94	1,96	2,98	2,88	3,59	3,25	2,96
P_2O_5	0,11	0,05	0,03	0,04	0,02	0,03	0,04
SO ₃	6,27	3,07	1,16	1,23	0,69	2,04	2,15
BaO	5,75	2,37	0,89	0,69	0,48	1,83	2,35
SrO	0,21	0,00	0,05	0,05	0,05	0,08	0,09
LOI	17,85	17,74	9,14	9,59	5,21	8,80	9,37
Total	99,93	99,78	100,00	100,00	100,01	100,97	99,95

Γεώτρηση ΡΑ 35Α

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

δράς

τος"

			rewtpijo	17730		
	2735 m	2830 m	2870 m	2910 m	2955 m	2960 m
SiO ₂	36,55	48,86	51,82	51,87	50,73	20,59
TiO ₂	0,14	0,31	0,28	0,29	0,31	0,09
Al ₂ O ₃	5,67	11,00	10,37	10,52	10,94	2,93
Fe ₂ O ₃	2,46	3,25	2,47	2,90	3,25	5,22
MnO	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04
MgO	1,64	3,78	4,22	4,88	3,86	1,65
CaO	22,64	5,29	5,30	5,30	5,35	26,59
Na₂O	1,16	2,36	2,34	2,52	2,45	1,72
K₂O	1,10	2,89	3,04	3,23	3,23	0,19
P_2O_5	0,06	0,10	0,08	0,09	0,09	0,08
SO ₃	1,62	0,91	1,20	1,41	1,00	5,94
BaO	1,71	0,81	1,13	1,11	0,95	9,59
SrO	0,11	0,07	0,08	0,08	0,09	0,28
LOI	25,64	20,35	17,54	15,72	17,57	25,66
Total	100,53	100,02	99,90	99,96	99,87	100,57

Γεώτρηση ΡΑ 36

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Πίνακας 9. Γεώτρηση PA 36. Χημική ανάλυση κύριων στοιχείων (ως ποσοστό επί τοις εκατό, κατά βάρος) των έξη (6) από το σύνολο των εφτά (7) διαθέσιμων δειγμάτων. Απουσιάζει η μέτρηση του δείγματος PA36_2800, λόγω θραύσης του υαλοποιημένου δισκίου κατά την ψύξη. Επίσης, στο δισκίο δημιουργήθηκαν ευδιάκριτα μαύρα στίγματα που παραπέμπουν σε ύπαρξη δύστηκτων υλικών.

Γεώτρηση ΡΑ 40 2620 m 2820 m 2575 m 2750 m 2865 m SiO₂ 34,22 54,92 64,90 70,47 68,64 TiO₂ 0,12 0,09 0,12 0,07 0,12 Al₂O₃ 5,60 6,37 7,76 7,14 8,75 Fe₂O₃ 1,71 1,38 2,19 1,97 1,92 MnO 0,02 0,01 0,02 0,01 0,02 MgO 1,46 1,98 2,45 1,17 1,46 CaO 4,33 3,29 4,13 21,79 13,36 Na₂O 1,74 2,57 3,02 2,79 2,84 K₂O 1,02 2,01 3,17 3,43 3,15 P₂O₅ 0,06 0,04 0,04 0,04 0,03 SO₃ 3,45 1,34 1,15 1,36 0,58 BaO 3,60 1,81 1,96 2,84 1,77 SrO 0,12 0,07 0,07 0,10 0,07 LOI 24,02 14,50 9,23 5,23 6,48 Total 99,91 99,92 99,96 99,91 99,97

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Πίνακας 10. Γεώτρηση ΡΑ 40. Χημική ανάλυση κύριων στοιχείων (ως ποσοστό επί τοις εκατό, κατά βάρος) των πέντε (5) από το σύνολο των οχτώ (8) διαθέσιμων δειγμάτων. Απουσιάζουν οι μετρήσεις των δειγμάτων ΡΑ40_2705 και ΡΑ40_2795 λόγω θραύσης των υαλοποιημένων δισκίων κατά την ψύξη τους, ενώ το δισκίο

	Γεώτρηση ΡΑ 41										
	2850 m 2955 m 2905 m 2985 m 3040 m 3105 m 3115 m										
SiO ₂	30,32	49,30	53,44	61,61	63,94	56,83	58,37				
TiO ₂	0,12	0,22	0,14	0,16	0,18	0,29	0,30				
AI2O ₃	2,68	8,38	7,36	8,45	9,20	10,45	10,07				
Fe ₂ O ₃	2,56	2,32	1,98	1,67	1,62	2,76	2,92				
MnO	0,05	0,03	0,02	0,02	0,03	0,04	0,04				

του ΡΑ40_2675 υαλοποιήθηκε ανομοιόμορφα και δεν κατέστη δυνατόν να μετρηθεί.

Βιβλιοθήκη									
	MgO	0,77	2,85	1,79	2,34	2,68	3,19	3,16	
0	CaO	31,45	6,87	9,32	4,58	3,68	4,56	4,48	
ľ	Na₂O	0,85	2,74	2,70	3,11	2,75	3,18	2,61	
ł	√ 2 0	0,42	2,59	2,77	3,13	3,50	3,01	3,06	
F	P ₂ O ₅	0,10	0,09	0,19	0,08	0,07	0,09	0,08	
S	SO₃	2,34	2,27	2,07	1,16	0,60	0,87	0,67	
E	BaO	1,56	1,11	2,41	1,75	0,58	0,89	0,61	
S	SrO	0,12	0,06	0,09	0,07	0,04	0,06	0,05	
L	-01	26.61	21.17	15.63	11.85	11.11	13.78	13.59	
٦	Fotal	99,97	100,01	99,92	99,97	99,97	100,00	99,99	

Πίνακας 11. Γεώτρηση ΡΑ 41. Χημική ανάλυση κύριων στοιχείων (ως ποσοστό επί τοις εκατό, κατά βάρος) των πέντε (7) από το σύνολο των οχτώ (8) διαθέσιμων δειγμάτων. Απουσιάζει η μέτρηση του δείγματος ΡΑ41_3080, λόγω θραύσης του υαλοποιημένου δισκίου κατά την ψύξη.

Κεφάλαιο 5. Συμπεράσματα

5.1 Ποσοστά άμορφου υλικού και απώλειας πύρωσης σε σχέση με το βάθος και προσέγγιση της οργανικής ύλης

Θεωρείται ότι το ποσοστό του άμορφου υλικού και η απώλεια πύρωσης μπορούν να προσεγγίσουν το ποσοστό της οργανικής ύλης.

Δεδομένου ότι τα διαθέσιμα δείγματα ελήφθησαν από παραγωγικούς ταμιευτήρες, θεωρείται ότι τα θρύμματα είναι κορεσμένα σε υδρογονάνθρακες. Η υπόθεση αυτή επιβεβαιώνεται και από το γεγονός ότι κατά την διάρκεια της παραμονής των δειγμάτων στον φούρνο υψηλής θερμοκρασίας, απελευθερώθηκε ισχυρή οσμή πετρελαίου. Κατά την απώλεια πύρωσης λοιπόν θεωρείται ότι η διαφορά βάρους που καταγράφεται πριν και μετά την πύρωση, οφείλεται στο μεγαλύτερο ποσοστό στην ύπαρξη οργανικής ύλης η οποία υπέστη καύση και απομακρύνθηκε από τα δείγματα.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Το μέρος των δειγμάτων που χρησιμοποιήθηκαν για την παραγωγή περιθλασιογραμμάτων, είναι θρύμματα που υπέστησαν μεν κονιοποίηση, αλλά όχι απώλεια πύρωσης. Σε αυτό το δείγμα μπορεί να μετρηθεί το άμορφο υλικό το οποίο καταγράφεται στα περιθλασιογράμματα μεταξύ των γωνιών 10° και 20° περίπου. Το άμορφο υλικό μπορεί να αντιπροσωπεύει ποσότητες οργανικής ύλης, υγρασία, ηφαιστειακό γυαλί και διάφορες άλλες ενώσεις, οργανικές και μη, που δεν έχουν κρυσταλλική δομή. Το ηφαιστειακό γυαλί θεωρείται ότι απουσιάζει από τα δείγματα καθώς είναι πολύ ασταθές στις συνθήκες της διαγένεσης και -εφόσον αρχικά υπήρχε- θα είχε εξαλλοιωθεί στις πρώτες εκατοντάδες μέτρα της ταφής. Το ίδιο ισχύει και για την υγρασία, το μεγαλύτερο ποσοστό της οποίας θεωρείται ότι έχει εξατμιστεί μετά την ανάκτηση των δειγμάτων.

Να σημειωθεί ότι η αρχική περιεκτικότητα σε οργανική ύλη/υδρογονάνθρακες είναι λογικό να ήταν μεγαλύτερη κατά την αρχική ανάκτηση των δειγμάτων από τις γεωτρήσεις. Ένα μέρος (διάφοροι ελαφριοί υδρογονάνθρακες διαλυτοί στο νερό), απομακρύνθηκε από τα θρύμματα κατά την διαδικασία του "πλυσίματος", για την απαλλαγή των δειγμάτων από τον πολφό διάτρησης. Επίσης, διάφορα πτητικά συστατικά (υδρογονάνθρακες κ.α.) έχουν εξατμιστεί κατά την διάρκεια αποθήκευσης των δειγμάτων καθώς οι συσκευασίες τους δεν ήταν αεροστεγώς κλεισμένες.

Στους παρακάτω πίνακες φαίνονται τα ποσοστά των άμορφων υλικών όπως καταγράφηκαν στα περιθαλσιογράμματα και το ποσοστά της απώλειας πύρωσης για το κάθε δείγμα και σε συνάρτηση με το βάθος δειγματοληψίας. Παρατηρούνται παραπλήσιες τιμές και τάσεις των δύο μεγεθών.





<u>α της</u> Διάγραμμα 2. Γεώτρηση PA36. Ποσοστά του άμορφου υλικού, της απώλειας πύρωσης και του CaO σε συνάρτηση με το βάθος.

T...............



Διάγραμμα 3. Γεώτρηση ΡΑ40. Ποσοστά του άμορφου υλικού, της απώλειας πύρωσης και του CaO σε συνάρτηση με το βάθος.



Διάγραμμα 4. Γεώτρηση PA41. Ποσοστά του άμορφου υλικού, της απώλειας πύρωσης και του CaO σε συνάρτηση με το βάθος.

Στα παρακάτω διαγράμματα, παρουσιάζεται το ποσοστό του χλωρίτη σε σχέση με το βάθος. Παρατηρείται ανοδική τάση στο ποσοστό του χλωρίτη σε σχέση με το βάθος, λόγω της σταδιακής μετατροπής του σμεκτίτη σε χλωρίτη κατά την εξέλιξης της διαγένεσης. Το γεγονός αυτό επιβεβαιώνει την ομαλή πορεία της διαγένεσης με το βάθος (αν και ασφαλέστερα συμπέρασμα θα εξαγόταν με μεγαλύτερο αριθμό δειγμάτων) στην περιοχή των γεωτρήσεων PA 35A, PA 36 και PA 41. Για την γεώτρηση PA 40, δεν μπορούν να εξαχθούν ασφαλή συμπεράσματα καθώς υπάρχει δυσκολία στην αναγνώριση του χλωρίτη λόγω ιδιαιτερότητας των δειγμάτων ή λόγω της πολύ μικρής παρουσίας (ή απουσίας) του ορυκτού.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

5.2 Τάση χλωρίτη





Διάγραμμα 5. Κατανομή του χλωρίτη σε συνάρτηση με το βάθος στην γεώτρηση PA35A. Διακρίνεται η αυξητική τάση των ποσοστών του ορυκτού.

Διάγραμμα 6. Κατανομή του χλωρίτη σε συνάρτηση με το βάθος στην γεώτρηση PA36. Διακρίνεται η αυξητική τάση των ποσοστών του ορυκτού.



Στο παρακάτω διάγραμμα παρατηρείται αύξηση του ποσοστού του χαλαζία και μείωση του ποσοστού του ασβεστίτη με το βάθος, γεγονός το οποίο μας φανερώνει -εκτός από τις ιδιαιτερότητες του αρχικού κλαστικού υλικού- την ανάπτυξη κυρίως πυριτικού και δευτερευόντως ασβεστιτικού συγκολλητικού υλικού, κατά τη διαγένεση. Επίσης, είναι πιθανόν ο δολομίτης και ο σιδηροπυρίτης να συνεισφέρουν στον σχηματισμό συγκολλητικού υλικού.



Διάγραμμα 8. Γεώτρηση 40. Σύγκριση των ποσοστών χαλαζία και ασβεστίτη σε συνάρτηση με το βάθος.



Είναι γεγονός ότι η αύξηση του πυριτικού συγκολλητικού υλικού συνδέεται με την αύξηση του βάθους. Οι βασικές διεργασίες που έχουν σαν συνέπεια την αύξηση του διαλυμένου πυριτίου στο νερό των πόρων είναι:

Η μετατροπή του σμεκτίτη σε ιλλίτη.

- Η μετατροπή του μοντμοριλλονίτη σε ιλλίτη.
 - Η μετατροπή των αστρίων σε καολινίτη.
 - Η διάλυση των αστρίων

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

> Η διάλυση σκελετικών υπολειμμάτων διαφόρων οργανισμών (ραδιολαρίτες, γη διατόμων κτλ.)

Έτσι, το πυρίτιο βρίσκεται διαλυμένο στο νερό των πόρων και όταν οι συνθήκες (κορεσμός, πίεση, θερμοκρασία) το επιτρέψουν, κρυσταλλώνεται σαν λεπτομερής χαλαζίας στο πορώδες του ιζήματος ή σαν επαυξήσεις γύρω από τους ήδη υπάρχοντες κόκκους χαλαζία.



Η μέχρι τώρα πολύπλευρη μελέτη του κοιτάσματος του Πρίνου και το γειτονικών κοιτασμάτων στον κόλπο της Καβάλας (Prinos North, Epsilon και South Kavala), έχουν αποδείξει ένα καλό δυναμικό της περιοχής όσον αφορά την παραγωγή υδρογονανθράκων. Αναγνωρίζεται δηλαδή ένα πλήρες πετρελαϊκό σύστημα (μητρικό πέτρωμα, ταμιευτήρας και κάλυμμα), ενεργό κατά το παρελθόν (τουλάχιστον), το οποίο έχει δώσει γένεση σε οικονομικά εκμεταλλεύσιμες συγκεντρώσεις υδρογονανθράκων. Αυτή η περιοχή (κόλπος Καβάλας) αποτελεί μέχρι και σήμερα το μοναδικό πεδίο εκμετάλλευσης υδρογονανθράκων στην Ελλάδα (Γεωργακόπουλος, 1992).

Είναι γενικά αποδεκτό ότι οι σημερινές ιζηματογενείς λεκάνες του Βόρειου Αιγαίου (Θερμαϊκός κόλπος, Σποράδες, Καβάλα) σχηματίστηκαν από τη δράση της εφελκυστικής τεκτονικής, που ξεκίνησε κατά το Μειόκαινο (Γεωργακόπουλος, 1998).

Οι εφελκυστικές δυνάμεις έχουν αποτέλεσμα τον μερικό κερματισμό και την τοπική λέπτυνση της λιθόσφαιρας, δημιουργώντας στο ανάγλυφο της γης μια συγκλινική δομή. Η πλήρωση του κομματιού αυτού της λιθόσφαιρας με ιζήματα από τις τοπογραφικά ψηλότερες περιοχές, οδηγούν στην δημιουργία ιζηματογενών λεκανών. Η ποσοτικοποίηση της λιθοσφαιρικής λέπτυνσης ως επακόλουθο των εφελκυστικών δυνάμεων και της ανόδου της ασθενόσφαιρας έχει επιχειρηθεί από αρκετούς ερευνητές.

Ο Χιώτης (1989) υπολόγισε την ισοστατική και τεκτονική βύθιση συναρτήσει του χρόνου, από της έναρξη της απόθεσης, στο δέλτα του Νέστου και στην τάφρο του Πρίνου. Ο συντελεστής λέπτυνσης του φλοιού που προέκυψε, αυξάνεται από το δέλτα του Νέστου (με τιμή β=1.37) προς την τάφρο του Πρίνου (β=1,53) και έχει μέση τιμή β=1,45.

Oι Le Pichon et al. (1985), υπολόγισαν βάση γεωλογικών και γεωφυσικών δεδομένων, τον συντελεστή λιθοσφαιρικής λέπτυνσης κατά μήκος της περιοχής μεταξύ Β. Σποράδων και Σιθωνίας και κατέληξαν σε πολύ υψηλές τιμές (ως και β=3.5). Βάσει αυτών, θεωρούν ότι στην τάφρο του Β. Αιγαίου πλησίον των Β. Σποράδων, η περιοχή μέγιστης λέπτυνσης αντιστοιχεί σε βάθος της ασυμφωνίας Moho περίπου ίσο με μόλις 15 km.

Οι Le Pichon & Angelier (1979) συμπεραίνουν ότι είτε βάσει άμεσων γεωλογικών παρατηρήσεων, είτε βάσει έμμεσων εκτιμήσεων του πάχους του φλοιού, η συνολική λέπτυνση στο Αιγαίο είναι της τάξης του 30% ως 40% (β=1,3 ως 1,4), ενώ ειδικότερα για το Κρητικό πέλαγος (βόρεια της Κρήτης), η τιμή υπολογίζεται περίπου σε β=1,7 (Angelier et al. 1982 και McKenzie, 1978), ενώ το πάχος της λιθόσφαιρας σε απόλυτα μεγέθη υπολογίζεται σε περίπου 50 km (Χιώτης, 1991).

Συμπεραίνουμε λοιπόν, ότι σε πολλές περιοχές του Αιγαίου πελάγους έχουν σχηματιστεί ιζηματογενείς λεκάνες λόγω της εφελκυστικής τεκτονικής που ξεκίνησε στην αρχή του Μειόκαινου και μάλιστα με τιμές λιθοσφαιρικής λέπτυνσης μεγαλύτερης από αυτής της λεκάνης του Πρίνου (β=1,53). Κατά τις προηγούμενες δεκαετίες, πραγματοποιήθηκαν δύο γεωτρητικά προγράμματα στην περιοχή του Β. Αιγαίου με σκοπό την ανακάλυψη πεδίων υδρογονανθράκων (κόλπος Καβάλας και Επανομή Θεσσαλονίκης), τα οποία ολοκληρώθηκαν με την ανακάλυψη των πεδίων πετρελαίου και φυσικού αερίου στον κόλπο της Καβάλας και του (μικρού) κοιτάσματος φυσικού αερίου στην Επανομή. Μένει λοιπόν να συνεχιστεί και να επεκταθεί η έρευνα και σε αντίστοιχες περιοχές που φαίνεται από τα μέχρι τώρα δεδομένα να έχουν παρόμοιες προοπτικές όσον αφορά την ανακάλυψη κάποιου πετρελαϊκού συστήματος. Χαρακτηριστικά αναφέρθηκαν παραπάνω, η λεκάνη του Ορφανού, το Θρακικό πέλαγος, το Κρητικό πέλαγος και οι Β. Σποράδες, καθώς οι λεκάνες αυτές φαίνεται να μοιράζονται αφενός, τον ίδιο μηχανισμό σχηματισμού και ίδιο -περίπουχρόνο δημιουργίας με αυτόν της λεκάνης του Πρίνου και αφετέρου, την περίπου ίδια ή αρκετά μεγαλύτερη τιμή λιθοσφαιρικής λέπτυνσης με αυτήν της λεκάνης του Πρίνου. Βέβαια, απέχει πολύ ακόμα ο ορισμός ενός πλήρους πετρελαϊκού συστήματος σε αυτές τις περιοχές (πέτρωμα κάλυμμα, ταμιευτήρας, μητρικό πέτρωμα), όμως, αν μη τι άλλο, πρόκειται για περιοχές ενδιαφέροντος στις οποίες οι έρευνες θα πρέπει να εστιάσουν.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη



Εικόνα 17. Συντελεστές λιθοσφαιρικής λέπτυνσης στο χώρο του Αιγαίου, όπως αυτοί υπολογίστηκαν από διάφορους ερευνητές κατά τις προηγούμενες δεκαετίες



Βιβλιογραφία

Χιώτης Ε. (1992). *Μελέτη Μηχανισμού Γένεσης της Λεκάνης Νέστου-Πρίνου. Νέες Προοπτικές Ερευνών για Υδρογονάνθρακες*. Αθήνα: Bulletin of the Geological Society of Greece, 1993, vol. XXXVIII/2, p. 525-534.

Georgakopoulos A. (1992). *History, status and future considerations of hydrocarbon exploration in Greece*. First Break vol. 10, No. 11, p. 413-416.

Angelier J., Lyberis N. & Le Pichon X., Barrier E., Huchon P. (1982). *The tectonic development of the Hellenic Arc and the Sea of Crete: A synthesis*. Tectonophysics. vol. 86. p. 159-196. 10.1016/0040-1951(82)90066-X.

McKenzie D., (1978). Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions. Geophysical Journal International, vol. 55, Issue 1, p. 217–254.

Le Pichon X., Lyberis N., Alvarez F. (1984). *Subsidence history of the North Aegean Trough*. Geological Society, London, Special Publications, vol. 17, p. 727-741.

Le Pichon, X. & Angelier J. (1979). *The Hellenic Arc and Trench System: a key to the neotectonic evolution of the Eastern Mediterranean Area*. Tectonophysics. vol. 60, p. 1-42. 10.1016/0040-1951(79)90131-8.

Γεωργακόπουλος Α. (1998). Μελέτη μητρικών πετρωμάτων της πετρελαιοφόρου λεκάνης Πρίνου-Καβάλας με μεθόδους οργανικής γεωχημείας. Bulletin of the Geological Society of Greece, vol. XXXII/3, p. 325-333.

Χιώτης Ε. (1990). Εκτίμηση της θερμικής κατάστασης και του πάχους της λιθόσφαιρας στο Αιγαίο. Congress of the Geological Society of Greece (5th : May 24-27, 1990 : Thessaloniki).



Παράρτημα

Παρακάτω, παρουσιάζονται τα περιθλασιογράμματα που προέκυψαν από την μέθοδο της περιθλασιμετρίας ακτινών X (XRD), η οποία εφαρμόστηκε στο σύνολο των δειγμάτων. Παρουσιάζονται με σειρά αυξανόμενου βάθους τα περιθλασιογράμματα των γεωτρήσεων PA35A (8 δείγματα), PA36 (7 δείγματα), PA40 (8 δείγματα) και PA41 (8 δείγματα).






























⁷²



73





























