

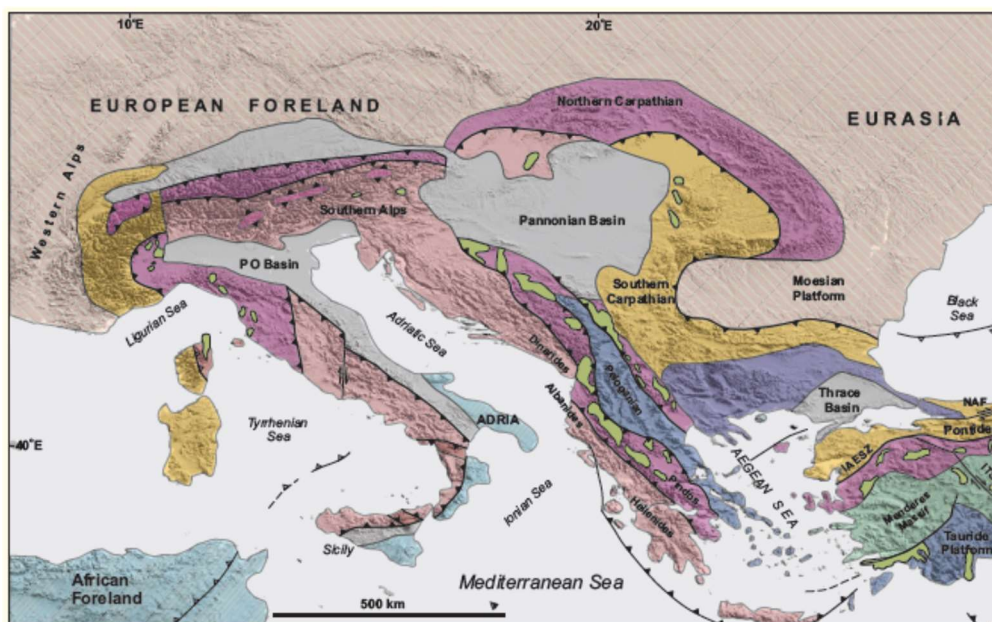


**Τ.Ε.Ι ΚΡΗΤΗΣ**  
**ΣΧΟΛΗ ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΩΝ**  
**ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ**

**ΤΟΜΕΑΣ ΥΔΑΤΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ & ΓΕΩΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ**

**ΕΡΓ. ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΗΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ**  
**ΥΔΡΟΓΕΩΛΟΓΙΑΣ**

**ΤΟ ΠΕΤΡΕΛΑΪΚΟ ΣΥΣΤΗΜΑ ΤΗΣ ΙΟΝΙΑΣ**  
**ΖΩΝΗΣ ΣΤΗ ΔΥΤΙΚΗ ΕΛΛΑΔΑ ΚΑΙ ΑΛΒΑΝΙΑ**



**ΠΤΥΧΙΑΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ**

**Ποτετσιανάκης Κωνσταντίνος**

**2019**

**Τ.Ε.Ι. ΚΡΗΤΗΣ**  
**ΣΧΟΛΗ ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ**  
**ΤΟΜΕΑΣ ΥΔΑΤΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ & ΓΕΩΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ**  
**ΕΡΓ. ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΗΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ ΥΔΡΟΓΕΩΛΟΓΙΑΣ**

**ΤΟ ΠΕΤΡΕΛΑΪΚΟ ΣΥΣΤΗΜΑ ΤΗΣ ΙΟΝΙΑΣ**  
**ΖΩΝΗΣ ΣΤΗ ΔΥΤΙΚΗ ΕΛΛΑΔΑ ΚΑΙ ΑΛΒΑΝΙΑ**

**ΠΤΥΧΙΑΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ**

**Ποτετσιανάκης Κωνσταντίνος**

**2019**

Επιβλέπουσα Καθηγήτρια: Ελένη Κόκκινου  
Αναπληρώτρια Καθηγήτρια

Επιτροπή Αξιολόγησης : Δρ. Ελένη Κόκκινου  
: Δρ. Μαραβελάκης Μανόλης  
: Δρ. Καλδέρης Δημήτριος

Ημερομηνία Παρουσίασης :

Αύξων Αριθμός Πτυχιακής Εργασίας :

---

## Ευχαριστίες

*Θεωρώ υποχρέωσή μου να ευχαριστήσω την επιβλέπουσα καθηγήτρια για την πολύτιμη καθοδήγησή της καθώς και την τριμελή επιτροπή. Επιπρόσθετα, οφείλω να αφιερώσω την πτυχιακή μου εργασία στους γονείς μου και στη γυναίκα μου που μου συμπαραστάθηκαν όλα τα χρόνια της φοίτησής μου στο ΤΕΙ Κρήτης.*

---

## Περιεχόμενα

---

1	ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΠΕΤΡΕΛΑΙΟΥ .....	5
1.1	Γενικά για την προέλευση του πετρελαίου .....	5
1.2	Μητρικό πέτρωμα.....	6
1.3	Τύποι κηρογόνου .....	10
1.4	Μετανάστευση πετρελαίου .....	13
1.5	Παγίδες πετρελαίου .....	15
1.6	Περιβάλλοντα απόθεσης.....	17
1.7	Ταμιευτήρες.....	18
1.8	Πετροφυσικές ιδιότητες.....	19
1.9	Πετρώματα-Καλύμματα.....	21
2	ΓΕΝΙΚΑ ΓΙΑ ΤΗ ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΔΟΜΗ ΤΩΝ ΕΞΩΤΕΡΙΚΩΝ ΕΛΛΗΝΙΔΩΝ ΜΕ ΕΜΦΑΣΗ ΣΤΗΝ ΙΟΝΙΟ ΖΩΝΗ.....	22
2.1	Γενικά.....	22
2.2	Η γεωτεκτονική δομή της Ελλάδας.....	22
2.3	Η γεωλογική δομή των εξωτερικών Ελληνίδων .....	26
2.4	Λιθολογία κάτωθεν των εβαποριτών.....	30
2.5	Το πετρελαϊκό δυναμικό της δυτικής Ελλάδας .....	33
3	ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ.....	35
3.1	Συμπεράσματα.....	35

---

# 1 ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΠΕΤΡΕΛΑΙΟΥ

---

## 1.1 Γενικά για την προέλευση του πετρελαίου

Υπόθεση W - Οργανική προέλευση: Η υπόθεση Western (W), ευνόησε γενικά την ιδέα ότι το πετρέλαιο στη Γη, είναι ένα ορυκτό καύσιμο που σχηματίζεται ως αποτέλεσμα του θανάτου των πρώτων ζώων και των φυτών, όταν οι αρχέγονες θάλασσες στέρεψαν. Η νεκρή φυτική οργανική ύλη παράγει αέριους υδρογονάνθρακες, ενώ η νεκρή ζωική οργανική ύλη παράγει υγρούς υδρογονάνθρακες.

Υπόθεση R-U - Ανόργανη προέλευση: Η αντίθετη άποψη γενικά αναφέρεται ως θεωρία Ρωσίας-Ουκρανίας (R-U), σύμφωνα με την οποία χημικές συνθέσεις στην ανώτερη έκταση του μανδύα της Γης, έχουν υπάρξει και συνεχίζουν να είναι ενεργές περιοχές όπου οι πρόδρομες ουσίες του πετρελαίου σχηματίστηκαν και συνεχίζουν να σχηματίζονται. Σύμφωνα με αυτή την θεωρία, το πετρέλαιο δεν είναι ένα ορυκτό καύσιμο αλλά μία ανανεώσιμη πηγή μεγάλης αφθονίας.

### Δημιουργία πεδίων υδρογονανθράκων

Σύμφωνα με τον Leythaeuser (1975), συσσώρευση πετρελαίου, μπορούν να γίνει, αν εκπληρώνονται οι παρακάτω γεωλογικοί όροι:

- Παρουσία των μητρικών πετρωμάτων που δημιουργούν πετρέλαιο υπό τις κατάλληλες συνθήκες θερμοκρασίας κάτω από την επιφάνεια.
- Συμπύκνωση ιζήματος που οδηγεί σε αποβολή του πετρελαίου από την πηγή στο πέτρωμα αποθήκευσης-ταμιευτήρα (πρωτογενής μετανάστευση πετρελαίου).

- Εμφάνιση πετρώματος ταμιευτήρα που θα είναι αρκετά πορώδες και διαπερατό, επιτρέποντας έτσι την ροή του πετρελαίου μέσω του συστήματος των πόρων (δευτερογενής μετανάστευση πετρελαίου).
- Δομικές διαμορφώσεις των ιζηματογενών στρωμάτων σύμφωνα με τις οποίες ο ταμιευτήρας σχηματίζει παγίδες. Οι παγίδες να σφραγίζονται από πάνω από αδιαπέρατα στρώματα ιζημάτων (μονωτήρες), προκειμένου να συγκρατούνται οι συσσωρεύσεις πετρελαίου.
- Σωστός συγχρονισμός και διαδοχική σειρά των διεργασιών παραγωγής, μετανάστευσης και παγίδευσης πετρελαίου.
- Ευνοϊκές συνθήκες για τη διατήρηση της συσσώρευσης πετρελαίου κατά τη διάρκεια παρατεταμένων περιόδων του γεωλογικού χρόνου. Για παράδειγμα, η διάρρηξη του μονωτήρα θα οδηγήσει σε διάχυση της συσσώρευσης πετρελαίου και η σοβαρή θέρμανση μπορεί να διασπάσει το πετρέλαιο σε φυσικό αέριο.

## 1.2 Μητρικό πέτρωμα

Το μητρικό πέτρωμα αποτελεί την πρώτη προϋπόθεση για την συσσώρευση πετρελαίου και ο όρος έχει μελετηθεί από πολλούς επιστήμονες. Σύμφωνα με τους Tissot et al., (1978), μητρικό πέτρωμα είναι αυτό το οποίο έχει δημιουργηθεί για να παράγει πετρέλαιο. Στο φυσικό περιβάλλον, κάθε λεπτόκοκκο ίζημα που έχει δημιουργήσει και αποβάλλει αρκετούς υδρογονάνθρακες, για να σχηματίσουν μία εμπορεύσιμη συσσώρευση πετρελαίου και φυσικού αερίου, θα μπορούσε θεωρηθεί μητρικό πέτρωμα. Σύμφωνα με τον (Hunt, 1979), μία πηγή πετρελαίου, δηλαδή ένα μητρικό πέτρωμα, είναι λεπτόκοκκο, πλούσιο σε άργιλο ή κλαστικό πέτρωμα πλούσιο σε πυρίτιο ή σκουρόχρωμο ανθρακικό πέτρωμα, το οποίο έχει δημιουργήσει και αποβάλλει υδρογονάνθρακες. Ένα μητρικό πέτρωμα έχει 3 βασικά χαρακτηριστικά:

- Πρέπει να έχει επαρκή περιεκτικότητα από λεπτόκοκκη διασκορπισμένη οργανική ύλη βιολογικής προέλευσης.
- Αυτή η οργανική ύλη θα πρέπει να έχει σύνθεση πλούσια σε υδρογόνο.
- Το μητρικό πέτρωμα θα πρέπει να είναι θαμμένο σε συγκεκριμένα βάθη και να υπόκειται σε κατάλληλες θερμοκρασίες κάτω από την επιφάνεια, έτσι ώστε να ξεκινήσει η διαδικασία παραγωγής πετρελαίου από την θερμική αποικοδόμηση του κηρογόνου.

Με βάση εμπειρικά στοιχεία, τα ελάχιστα επίπεδα συγκέντρωσης του ολικού οργανικού υλικού (TOC), στα μητρικά πετρώματα, είναι 1,5% και 0,5%, σύμφωνα με τον Hunt (1979). Η συγκέντρωση του οργανικού άνθρακα είναι μία κατά προσέγγιση εκτίμηση της περιεκτικότητας σε οργανική ύλη ενός μητρικού πετρώματος. Η οργανική ύλη αποτελείται κυρίως από οργανικό άνθρακα αλλά έχει επίσης και μικρά ποσοστά από N, S, O. Οι παράγοντες που επηρεάζουν την συγκέντρωση του οργανικού άνθρακα στο μητρικό πέτρωμα, ελέγχονται από την σχέση μεταξύ της ποσότητας του πετρελαίου και της εσωτερικής αποθηκευτικής χωρητικότητας του πετρώματος, από άποψη πορώδους. Αν η παρούσα οργανική ύλη είναι λίγη, τότε οι μικρές ποσότητες πετρελαίου που θα δημιουργηθούν, δεν θα υπερβαίνουν την αποθηκευτική χωρητικότητα του πετρώματος.

Μητρικά πετρώματα μπορεί να αποτελέσουν τα αμμώδη πετρώματα (όπως η ποτάμια, θαλάσσια και ξηρή άμμος, προσχωματικές αποθέσεις και άμμοι πυθμένα θαλασσών). Τα περισσότερα μητρικά πετρώματα που έχουν παραγάγει και αποβάλλει εμπορεύσιμες ποσότητες πετρελαίου, έχουν περιεκτικότητα σε TOC της τάξης του 2-10%. Ένα παράδειγμα ενός παραγωγικού μητρικού πετρώματος, είναι ο σχηματισμός Kimmeridge Clay, στην λεκάνη της Βόρειας Θάλασσας που έχει δημιουργήσει τις μεγαλύτερες πετρελαϊκές συσσωρεύσεις σε αυτή την περιοχή και η περιεκτικότητα του μητρικού πετρώματος είναι μεταξύ 5-12% (Bordenave et al., 1993). Ο

σηματισμός των ιζημάτων που είναι πλούσια σε οργανική ύλη, εξαρτάται από τις συνθήκες του περιβάλλοντος απόθεσης. Αυτά τα ιζήματα, αποτίθενται σε υδάτινα περιβάλλοντα που συνεισφέρουν στην οργανική ύλη από υπολείμματα νεκρών οργανισμών. Στα χερσαία περιβάλλοντα, το οργανικό υλικό καταστρέφεται εύκολα, σχεδόν αμέσως μετά την απόθεση, λόγω μικροβιακής και χημικής οξείδωσης. Καλής ποιότητας μητρικά πετρώματα, αποτίθενται σε θαλάσσια ή λιμναία περιβάλλοντα. Ο πλούσιος σε οργανικό υλικό πηλός, διασφαλίζει ότι οι συνθήκες θα είναι ανοξικές, δηλαδή αναγωγικές. Υπάρχουν τρία βασικά σενάρια απόθεσης που εξασφαλίζουν ευνοϊκές συνθήκες για την διατήρηση της οργανικής ύλης (Demaison et al., 1980).

Μοντέλο στασιμότητας: Το μοντέλο στασιμότητας (stagnation), απαιτεί μία περιορισμένη θαλάσσια λεκάνη, με περιορισμένη κυκλοφορία του νερού με τον ανοιχτό ωκεανό. Ας πάρουμε για παράδειγμα την Μαύρη Θάλασσα. Λόγω της υψηλής εισόδου γλυκού νερού από τα ποτάμια, τα επιφανειακά ύδατα της, θα έχουν χαμηλά επίπεδα αλατότητας. Αυτές οι επιφανειακές μάζες νερού, ρέουν στην Μεσόγειο Θάλασσα, ενώ η υψηλή αλατότητα άρα και η υψηλότερη πυκνότητα της ροής των υδάτων επιστρέφει ως χαμηλό ρεύμα στην Μαύρη Θάλασσα. Αυτό το ρεύμα, ακολουθεί το ανάγλυφο του πυθμένα και συμπληρώνει τα βαθιά τμήματα της Μαύρης Θάλασσας. Με αυτό τον τρόπο, η στήλη ύδατος παρουσιάζει μια αιχμηρή επαφή μεταξύ της υψηλότερης αλατότητας και των πυκνότερων μαζών νερού από κάτω και των χαμηλότερης αλατότητας υδάτων από πάνω. Αυτός ο τρόπος επικοινωνίας, που στην Μαύρη Θάλασσα βρίσκεται μόνιμα σε βάθη 80-100 μέτρα, αναφέρεται ως Halocline. Κάτω από αυτό βρίσκεται μία τεράστια στάσιμη μάζα νερού, που παρέχει ευνοϊκές συνθήκες για την διατήρηση των νεκρών σωμάτων των φυκιών που εγκαθίστανται εκεί που υπάρχει αρκετό φως και θρεπτικά συστατικά για την ανάπτυξη τους.

Μοντέλο παραγωγικότητας: Το δεύτερο σύστημα απόθεσης, είναι το μοντέλο παραγωγικότητας. Σε ορισμένα σημεία των σημερινών ωκεανών, τα πλούσια σε θρεπτικά συστατικά χαμηλά



ρεύματα ανεβαίνουν προς τα πάνω από τα βαθύτερα τμήματα των ηπειρωτικών πλαγιών και όταν φτάσουν κοντά στην επιφάνεια που διαπερνάται από την ευφωτική ζώνη, υπάρχει τεράστια ανάπτυξη των θαλάσσιων φυκών λόγω της φωτοσυνθετικής δραστηριότητας. Αυτή είναι η βάση της θαλάσσιας τροφικής αλυσίδας. Τα φύκια τρώγονται από το ζωοπλαγκτόν και αυτό με την σειρά του καταναλώνονται από τα ψάρια. Αφού τα υπολείμματα των νεκρών αυτών οργανισμών βυθιστούν κάτω από την θαλάσσια στήλη, η αποδόμηση αρχίζει. Η συντριπτική πλειοψηφία αυτής της βιομάζας είναι φυτοπλαγκτονικής προέλευσης. Εξαιτίας της μεγάλης ποσότητας της αποσυνθεμένης οργανικής ύλης, το οξυγόνο καταναλώνεται σε τέτοιο βαθμό, ώστε μέσα στην στήλη νερού να υπάρχουν δυσαιρόβιες και αναερόβιες συνθήκες. Η απότομη επαφή μεταξύ των νερών του βυθού που έχουν ανεπαρκές οξυγόνο και των πλούσιων σε οξυγόνο επιφανειακών υδάτων είναι γνωστή ως όριο οξειδοαναγωγής. Στον πυθμένα του ωκεανού η οργανική ύλη διασπάται μερικώς από μικροοργανισμούς. Σε αυτή τη διαδικασία, η βακτηριακή βιομάζα προστίθεται στην ιζηματογενή οργανική ύλη. Η περιεκτικότητα σε TOC των ιζημάτων που αποτίθενται σε αυτό το περιβαλλοντικό καθεστώς, είναι της τάξης του 2-4%.

Μοντέλο της ζώνης ελάχιστου οξυγόνου: Το μοντέλο αυτό ελέγχεται από το παγκόσμιο βαθύ ωκεάνιο κυκλοφοριακό σύστημα. Τα ρεύματα των υδάτινων μαζών υψηλότερης πυκνότητας προέρχονται από την Αρκτική και την Ανταρκτική και ρέουν κατά μήκος του θαλάσσιου πυθμένα σε χαμηλότερα γεωγραφικά πλάτη. Όπου συναντήσουν τοπογραφικές εξάρσεις εκτοπίζουν τις πλούσιες σε θρεπτικά συστατικά μάζες νερού του πυθμένα προς την επιφάνεια του ωκεανού. Με αυτό τον τρόπο, μία σειρά από διαδικασίες και επιπτώσεις ξεκινάει, η οποία είναι όμοια με εκείνη στο μοντέλο παραγωγικότητας και οδηγεί στην δημιουργία μίας ανοιχτής ωκεάνιας ζώνης ελάχιστου οξυγόνου. Όπου αυτή η ζώνη, προσκρούει στην υφαλοκρηπίδα, στην οποία αποτίθενται ιζήματα πλούσια σε οργανικό υλικό.

### 1.3 Τύποι κηρογόνου

Η οργανική ύλη που υπάρχει στο υπέδαφος της Γης, αποτελείται από δύο λειτουργικά καθορισμένα κλάσματα, τα βιτουμένα που είναι διαλυτά σε κοινούς οργανικούς διαλύτες και το κηρογόνο που είναι αδιάλυτο σε κοινούς οργανικούς διαλύτες. Το μεγαλύτερο μέρος της ιζηματογενούς οργανικής ύλης, περίπου 95%, αποτελείται από κηρογόνο. Το κηρογόνο, είναι ένα μείγμα οργανικών ενώσεων που περιέχουν άνθρακα, υδρογόνο και οξυγόνο και σε μικρότερες ποσότητες άζωτο και θείο. Ο όρος χρησιμοποιείται για οργανική ύλη που περιέχεται σε μητρικά πετρώματα, τα οποία όταν θερμανθούν, παράγουν πετρέλαιο και θεωρούνται η πρωταρχική πηγή για την παραγωγή του (Durand, 1980). Το κηρογόνο όταν θερμανθεί στους 90° C, απελευθερώνει πετρέλαιο, ενώ για την απελευθέρωση φυσικού αερίου απαιτείται θέρμανση στους 150° C. Υπάρχουν 4 τύποι κηρογόνου. Στο πίνακα 1.1, φαίνεται η ταξινόμηση των τύπων κηρογόνου, ανάλογα με τη περιεκτικότητα σε υδρογονάνθρακες και το περιβάλλον απόθεσης και στο σχήμα 1.1 το διάγραμμα Van Krevelen που δείχνει τις αναλογίες H/C και O/C καθώς και την οργανική ωρίμανση). Με την αύξηση του βάθους ταφής και της θερμοκρασίας, η σύνθεση του κηρογόνου μετακινείται σε χαμηλότερες τιμές H/C και O/C.

Πίνακας 1.1 (<https://wiki.aapg.org/Kerogen>)

<b>Kerogen type</b>	<b>Predominant hydrocarbon potential</b>	<b>Amount of hydrogen</b>	<b>Typical depositional environment</b>
<u>I</u>	Oil prone	Abundant	Lacustrine
<u>II</u>	Oil and gas prone	Moderate	Marine
<u>III</u>	Gas prone	Small	Terrestrial

<u>IV</u>	Neither (primarily composed of <u>vitrinite</u> ) or inert material	None	Terrestrial(?)
-----------	---	------	----------------

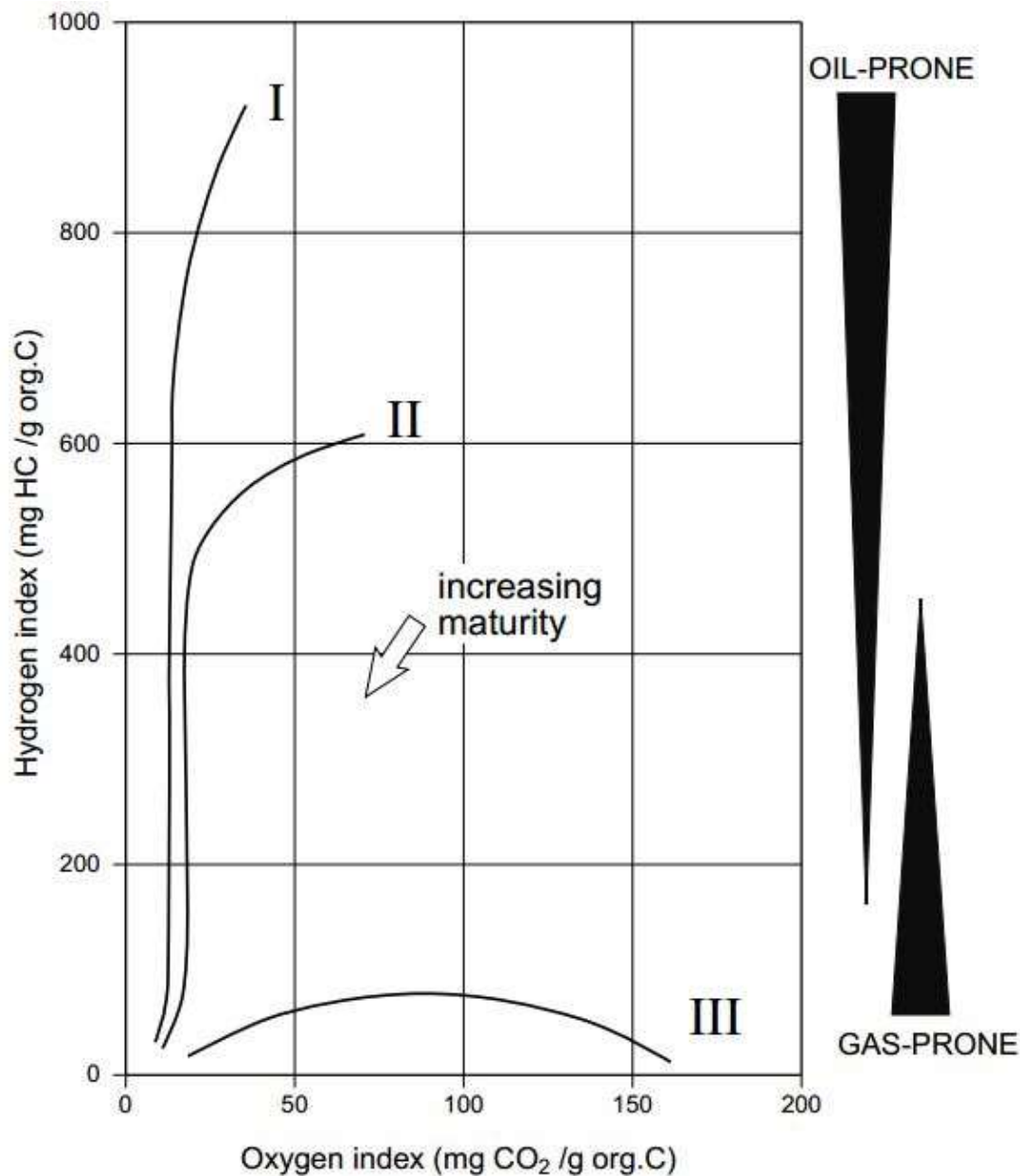
Τύπος I: Αυτός ο τύπος σχηματίζεται κυρίως σε λιμναία περιβάλλοντα και σε ορισμένες περιπτώσεις και σε θαλάσσια. Προέρχεται από άλγες, πλαγκτόν ή από άλλο υλικό που έχει υποστεί μετατροπές από βακτήρια και μικροοργανισμούς που ζουν στο ίζημα. Αυτός ο τύπος είναι πλούσιος σε υδρογόνο και φτωχός σε οξυγόνο. Κυρίως παράγει πετρέλαιο, όμως ανάλογα με το στάδιο της θερμικής εξέλιξης, μπορεί να αποβάλει και αέριο. Αυτός ο τύπος, είναι υπεύθυνος για λιγότερο από 3% των παγκόσμιων αποθεμάτων αερίου και πετρελαίου και δεν είναι καθόλου κοινός. (Klemme, 1991).

Τύπος II: Δημιουργείται κυρίως σε αναγωγικά περιβάλλοντα και βρίσκεται σε μετρίου βάθους θαλάσσιες περιοχές. Πρωταρχικά, προέρχεται από τα απομεινάρια του πλαγκτόν που έχουν επαναδραστηριοποιηθεί από τα βακτήρια. Αυτός ο τύπος κηρογόνου που είναι πλούσιος σε υδρογόνο και φτωχός σε άνθρακα, μπορεί να παράγει πετρέλαιο ή φυσικό αέριο με προοδευτική θέρμανση και ωρίμανση (Vandenbroucke, 2003). Ορισμένα περιβάλλοντα απόθεσης είναι υπεύθυνα για την αυξημένη ενσωμάτωση θειούχων ενώσεων, με αποτέλεσμα μία παραλλαγή του τύπου II, που είναι γνωστή σαν Τύπος 2-S. Η σημαντικότητα αυτού του τύπου, έγκειται στο ότι η δημιουργία του πετρελαίου ξεκινάει πολύ γρηγορότερα, γεγονός που θεωρείται ότι προκαλείται από κινητικές αντιδράσεις στις οποίες συμμετέχουν θειούχες ενώσεις.

Τύπος III: Δημιουργείται από χερσαία φυτικά υπολείμματα που αποτέθηκαν σε αβαθή έως βαθιά θαλάσσια ή και μη περιβάλλοντα. Ο τύπος αυτός, έχει περιεχόμενο σε υδρογόνο χαμηλότερο και

σε οξυγόνο υψηλότερο από τους τυπους I ή II, συνεπώς τείνει να παράγει ξηρό αέριο. Τα περισσότερα κάρβουνα περιέχουν το κηρογόνο τύπου III.

Τύπος IV: Δημιουργείται από την υπολειμματική οργανική ύλη που βρίσκεται σε παλαιότερα ιζήματα και που έχει επαναδραστηριοποιηθεί μετά την διάβρωση. Πριν την τελική εναπόθεση, αυτός ο τύπος κηρογόνου, μπορεί να έχει μεταβληθεί από αναερόβιες συνθήκες, καύση ή βιολογική οξείδωση σε βάλτους ή εδάφη. Έχει αυξημένο περιεχόμενο σε άνθρακα και λίγο υδρογόνο. Θεωρείται νεκρός άνθρακας και έτσι ο τύπος IV δεν έχει σχεδόν καμία πιθανότητα παραγωγής πετρελαίου ή αερίου.



Σχήμα 1.1: Διάγραμμα Van Krevelen (<https://wiki.aapg.org/Kerogen>)

## 1.4 Μετανάστευση πετρελαίου

Σύμφωνα με τον Selley (1998), η μετανάστευση πετρελαίου από το μητρικό πέτρωμα στο τόπο της συσσώρευσης του, δηλαδή στην παγίδα, ελέγχεται κυρίως από τις φυσικές και φυσικοχημικές συνθήκες των ιζηματογενών στρωμάτων, μέσα από τα οποία μετακινείται το πετρέλαιο. Η πίεση,

που μπορεί να είναι είτε υδροστατική, είτε λιθοστατική, ασκεί σημαντική επιρροή στην διαδικασία αυτή. Το πορώδες και η διαπερατότητα διαδραματίζουν επίσης πολύ σημαντικό ρόλο. Πορώδες, είναι ο όγκος των κενών χώρων ως ποσοστό του συνολικού όγκου του πετρώματος. Εκτός από την αφθονία των πόρων στον όγκο ενός πετρώματος, το μέγεθος των πόρων είναι επίσης πολύ σημαντικό για την κυκλοφορία του πετρελαίου. Τα περισσότερα πετρώματα παρουσιάζουν μεγάλη ποικιλία στο μέγεθος των πόρων, η οποία μπορεί να μετρηθεί και να εκφραστεί ως κατανομή μεγέθους πόρων. Σύμφωνα με το πρότυπο σύστημα ταξινόμησης, οι κατηγορίες μεγέθους των πόρων, είναι μακροπόροι, μεσοπόροι, μικροπόροι και υπερμικροπόροι. Υπάρχουν και διάφοροι τύποι του πρωτογενούς και δευτερογενούς πορώδους που προκαλούνται κυρίως από τεκτονικές διεργασίες.

#### Πρωτογενής μετανάστευση πετρελαίου

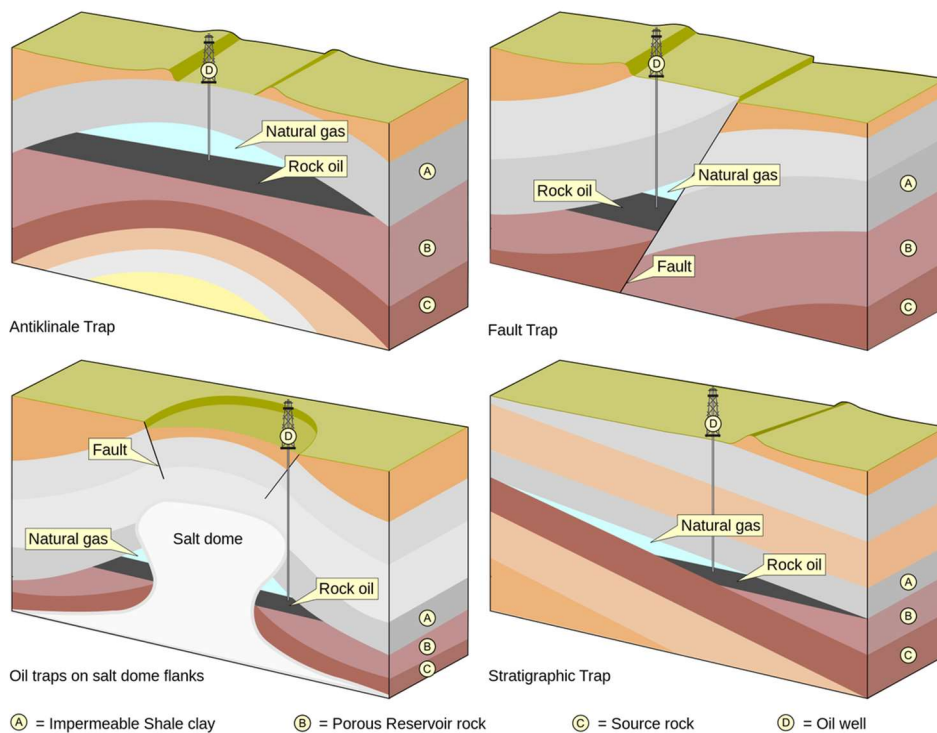
Η πρωτογενής μετανάστευση του πετρελαίου ακολουθεί τις κλίσεις των πιέσεων από το κέντρο της ώριμης μητρικής πηγής προς τις επαφές τους με τους ταμιευτήρες. Διάφορες διαδικασίες ελέγχουν την παραγωγή των πιέσεων. Μία από τις κύριες κινητήριες δυνάμεις για την πρωτογενή μετανάστευση πετρελαίου είναι η συμπίκνωση του ιζήματος λόγω επιβαρυσμένου φορτίου. Οι αιτίες της συμπίκνωσης είναι, ο συνδυασμός της γένεσης πετρελαίου και αερίων, η διαστολή των ρευστών σε αυξημένες θερμοκρασίες και η απελευθέρωση του νερού σε αφυδατωμένα αργιλικά ορυκτά. Η συμπίκνωση επιτυγχάνεται με μείωση του χώρου των πόρων εξαιτίας της απομάκρυνσης του νερού. Σε καλής ποιότητας μητρικά πετρώματα, το πετρέλαιο μετεφέρεται ως ξεχωριστή φάση (England et al., 1987).

#### Δευτερογενής μετανάστευση πετρελαίου

Αν ένα σταγονίδιο πετρελαίου αποβληθεί από ένα μητρικό πέτρωμα που το πάνω όριο του είναι στον πυθμένα, το σταγονίδιο του πετρελαίου μέσω του θαλασσινού νερού θα μετατραπεί σε σταγονίδιο συνεχούς φάσης γιατί το πετρέλαιο είναι λιγότερο πυκνό από το νερό και τα δύο υγρά είναι μη αναμειζίμα. Ο ρυθμός αύξησης εξαρτάται από την διαφορά πυκνότητας (άνωση ή δυναμική άνωση), μεταξύ του πετρελαίου και της υγρής φάσης. Η κύρια κινητήρια δύναμη για την ανοδική κίνηση του πετρελαίου στο θαλασσινό νερό, είναι η άνωση. Η άνωση είναι επίσης η κύρια δύναμη για την μετανάστευση του πετρελαίου και του αερίου σε πετρώματα κορεσμένα σε νερό, στο υπέδαφος. Στο υπέδαφος, που το πετρέλαιο πρέπει να μεταναστεύσει μέσα από τους πόρους του πετρώματος, υπάρχει μία δύναμη που ανθίσταται στην μετανάστευση των υδρογονανθράκων και οι παράγοντες που ρυθμίζουν τη δύναμη αυτής της αντίστασης, είναι η ακτίνα των πόρων του πετρώματος, η διεπιφανειακή τάση υδρογονάνθρακα-νερού και η διαβρεξιμότητα. Αν συνδυαστούν αυτοί οι παράγοντες, ονομάζονται τριχοειδής πίεση. Η τριχοειδής πίεση, έχει οριστεί ως η διαφορά των πιέσεων της υγρής φάσης και της φάσης πετρελαίου σε μία καμπύλη διεπιφάνεια πετρελαίου-νερού (Leverett, 1941). Ο Berg (1975) επεσήμανε ότι η τριχοειδής πίεση μεταξύ πετρελαίου και νερού στους πόρους του πετρώματος, είναι υπεύθυνη για την παγίδευση του πετρελαίου και φυσικού αερίου στο υπέδαφος.

## 1.5 Παγίδες πετρελαίου

Μια παγίδα είναι οποιαδήποτε γεωμετρική διάταξη των πετρωμάτων, ανεξάρτητα από την προέλευσή τους, η οποία επιτρέπει μια σημαντική υποεπιφανειακή συσσώρευση του πετρελαίου ή του αερίου ή και των δύο (Biddle et al., 1994). Οι παγίδες (Σχ. 1.2) μπορούν να χωριστούν σε τρεις μεγάλες κατηγορίες: τις δομικές παγίδες, στρωματογραφικές παγίδες, και τις συνδυαστικές παγίδες, οι οποίες παρουσιάζουν τόσο δομικά, όσο και στρωματογραφικά στοιχεία.



Σχήμα 1.2: Παγίδες πετρελαίου ([https://energyeducation.ca/encyclopedia/Oil\\_and\\_gas\\_traps](https://energyeducation.ca/encyclopedia/Oil_and_gas_traps))

A. Δομικές Παγίδες: Οι δομικές παγίδες, δημιουργούνται από την συναποθετική προς μεταποθετική παραμόρφωση των στρωμάτων σε μία γεωμετρία (δομή), που επιτρέπει την συσσώρευση των υδρογονανθράκων υποεπιφανειακά. Στις δομικές παγίδες ανήκουν τα αντίκλινα, τα ρήγματα και οι δόμοι.

B. Στρωματογραφικές Παγίδες: Ο Levorsen (1934), όρισε την έννοια στρωματογραφική παγίδα σαν μία παγίδα στην οποία το κύριο στοιχείο της παγίδευσης είναι μία αλλαγή στην στρωματογραφία ή στην λιθολογία ή και των δύο στο πέτρωμα-ταμιευτήρα, όπως μία τοπική μεταβολή του πορώδους και της διαπερατότητας. Οι στρωματογραφικές παγίδες, χωρίζονται σε πρωτογενείς παγίδες που προκύπτουν από αλλαγές κατά την ταυτόχρονη εναπόθεση και σε δευτερογενείς που προκύπτουν κατά το στάδιο της διαγένεσης από την πλευρική μεταβολή της περατότητας εντός του ίδιου ιζηματογενούς ορίζοντα.



Γ. Συνδυαστικές παγίδες: Ο Levorsen (1967), περιόρισε την έννοια του όρου συνδυαστική παγίδα για τα χαρακτηριστικά στα οποία ούτε τα δομικά αλλά ούτε τα στρωματογραφικά στοιχεία μόνα τους σχηματίζουν την παγίδα, αλλά και τα δύο είναι απαραίτητα για αυτήν.

## 1.6 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.

Λίμνες: Οι λίμνες είναι οι σημαντικότερες θέσεις απόθεσης μητρικών πετρωμάτων σε ηπειρωτικές ακολουθίες. Απαραίτητη προϋπόθεση για την δημιουργία μητρικών πετρωμάτων σημαντικών διαστάσεων, είναι η διατήρηση των λιμνών για μεγάλο γεωλογικό χρόνο, καθώς επίσης και η παρουσία ανοξικών συνθηκών, γεγονός που παρατηρείται περισσότερο σε σταθερές λίμνες. Το φαινόμενο ανοξικότητας, δηλαδή η διαστρωμάτωση της στήλης του νερού, παρατηρείται επίσης σε βαθιές λίμνες που ελέγχονται από τεκτονική δραστηριότητα, σε χαμηλά γεωγραφικά πλάτη, π.χ σε τροπικά ζεστά κλίματα που το νερό των ποταμών είναι χαμηλής πυκνότητας και δεν σχηματίζει ροές υψηλής πυκνότητας, με αποτέλεσμα να μεταφέρει λιγότερο οξυγόνο άρα την δημιουργία ανοξικών συνθηκών. Τέλος σε ξηρά κλίματα με την προϋπόθεση ό,τι οι λίμνες δεν θα στεγνώσουν με αποτέλεσμα την οξυγόνωση των επιφανειακών ιζημάτων.

Δέλτα: Τα δέλτα αποτελούν επίσης σημαντικές θέσεις απόθεσης μητρικών πετρωμάτων και ανάλογα με τον τύπο τους, εμφανίζουν και διαφορετική συμπεριφορά. Από τα δέλτα, αποδεκτά είναι τα δέλτα εποικοδόμησης (ποτάμιας ή παλιρροϊκής υπερίσχυσης), που χαρακτηρίζονται από εξακολουθητικά χαμηλής ενέργειας περιβάλλοντα, τα οποία ευνοούν την απόθεση μητρικών πετρωμάτων, σε αντίθεση με τα στατικά δέλτα ή καταστρεπτικά (κυματική υπερίσχυση) που παράγουν λιγότερο ευνοϊκά περιβάλλοντα για την απόθεση μητρικών πετρωμάτων.

Θαλάσσιες λεκάνες: Πηγή πετρελαίου αποτελούν τα θαλάσσια μητρικά πετρώματα που μπορεί να σχηματίζονται τόσο σε κλειστές κρηπιδικές λεκάνες, όσο σε ανοιχτές θαλάσσιες υφαλοκρηπίδες και ηπειρωτικές κατωφέρειες. Τα περιβάλλοντα αυτά, είναι διαφορετικά, έτσι θα διαφέρουν και οι μηχανισμοί για την ανάπτυξη μητρικών πετρωμάτων για καθένα από αυτά τα περιβάλλοντα. Δηλαδή, σε κλειστές λεκάνες η υδατική στρωμάτωση μειώνει την παροχή οξυγόνου, ενώ σε ανοιχτές υφαλοκρηπίδες-κατωφέρειες, η προς τα πάνω ωκεάνια ροή διακαίολογεί την υψηλή οργανική παραγωγικότητα και για το λόγο αυτό την υψηλή απαίτηση σε οξυγόνο.

## 1.7 Ταμιευτήρες

Οι υδρογονάνθρακες, συσσωρεύονται κάτω από την επιφάνεια της Γης σε πετρώματα που ονομάζονται ταμιευτήρες. Το πέτρωμα-ταμιευτήρας, που πληροί τις κατάλληλες προϋποθέσεις πορώδους και διαπερατότητας, περιέχει τους υδρογονάνθρακες.

Κλαστικοί- Αμμούχοι ταμιευτήρες: Οι πιο πολλοί υδρογονάνθρακες συσσωρεύονται σε κλαστικά πετρώματα, που επίσης περιέχουν τις μεγαλύτερες ποσότητες των μεγαλύτερων γνωστών ταμιευτήρων. Οι ταμιευτήρες αυτοί, βρίσκονται κυρίως σε άμμους που έχουν υποστεί ποικίλους βαθμούς τσιμεντοποίησης – η τσιμεντοποιημένη άμμος ονομάζεται ψαμμίτης. Πιο σπάνια, ταμιευτήρες μπορούν να βρεθούν σε αποθέσεις κροκαλοπαγών και χαλικιών. Το κοκκομετρικό μέγεθος, καθώς και η διαβάθμιση και η ταξινόμηση των κόκκων, επηρεάζουν άμεσα το πορώδες και την διαπερατότητα.

Ανθρακικοί ταμιευτήρες: Ανθρακικά πετρώματα μπορούν επίσης να περιέχουν μεγάλους ταμιευτήρες υδρογονανθράκων, ιδιαίτερα εκείνα που έχουν υποστεί δολομιτίωση, γεγονός που δείχνει μία αξιοσημείωτη αύξηση στο πορώδες και στην διαπερατότητα. Το πορώδες σε έναν ανθρακικό ταμιευτήρα, μπορεί να είναι από 1-35% (Schmoker et al., 1985). Τα περιβάλλοντα ιζηματογένεσης των πετρωμάτων χημικής προέλευσης είναι κυρίως θαλάσσια και είναι

αποτέλεσμα των διεργασιών εξάτμισης, δεδομένου ότι οι μειώσεις στην περιεκτικότητα διοξειδίου του άνθρακα του νερού ευνοεί την καθίζηση του ανθρακικού ασβεστίου.

## 1.8 Πετροφυσικές ιδιότητες

### Πορώδες

Το πορώδες είναι το μέτρο της αποθηκευτικής ικανότητας του ταμιευτήρα και ορίζεται ως ο λόγος του όγκου των πόρων προς τον συνολικό όγκο και δίνεται από την σχέση:  $\phi = V_p / V_{ol}$  (%).

Δύο τύποι πορώδους μπορούν να μετρηθούν, το ολικό ή απόλυτο πορώδες και το αποτελεσματικό πορώδες. Το ολικό πορώδες είναι ο λόγος όλων των χώρων των πόρων προς τον συνολικό όγκο του πετρώματος, ενώ το αποτελεσματικό πορώδες είναι ο λόγος των διασυνδεδεμένων κενών χώρων προς τον συνολικό όγκο. Επίσης, το πορώδες μπορεί να διαχωριστεί ανάλογα με την προέλευση του σε πρωτογενές και δευτερογενές. Το πρωτογενές πορώδες δημιουργείται κατά την απόθεση του ιζήματος, ενώ το δευτερογενές δημιουργείται από γεωλογικές διαδικασίες που λαμβάνουν χώρα μετά την απόθεση του ιζήματος. Αυτές οι αλλαγές στους αρχικούς χώρους των πόρων, μπορεί να προέρχονται από πίεση στο έδαφος, κίνηση νερού κ.α. Ένα πέτρωμα-ταμιευτήρας πρέπει να έχει υψηλό πορώδες για να μπορεί να αποτελέσει δεξαμενή πετρελαίου και οι πόροι του πρέπει να συνδέονται σε τέτοιο βαθμό ώστε να επιτρέπει στο περιεχόμενο πετρελαϊκό ρευστό να ρέει διαμέσου του πετρώματος προς τη γεώτρηση. Το πορώδες του ταμιευτήρα επηρεάζει τα αποθέματα ενός πιθανού υπαρκτού πετρελαϊκού πεδίου.

### Διαπερατότητα

Η διαπερατότητα είναι μία δευτερεύουσα ιδιότητα των πετρωμάτων και εξαρτάται άμεσα από τις πρωταρχικές ιδιότητες της υφής, δομής και σύστασης του πετρώματος. Αν η σύνθεση θεωρείται σχετικά σταθερή και οι μικρής κλίμακας επιδράσεις της στρώσης αγνοούνται, τότε η υφή είναι πρώτης σημασίας. Η διαπερατότητα επηρεάζει το ρυθμό με τον οποίο τα πετρελαϊκά ρευστά

μπορούν να κινηθούν έξω από τον ταμιευτήρα κατά τη διάρκεια παραγωγής. 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.

Η διαπερατότητα ορίζεται μαθηματικά από το νόμο του Darcy :

Θεωρούμε ένα οριζόντιο ταμιευτήρα κυλινδρικής μορφής, μήκους  $x$  και επιφάνειας  $A$ , κορεσμένο με ένα ρευστό ιξώδους  $\mu$ . Κατά μήκος του ταμιευτήρα υπάρχει μεταβολή της πίεσης ( $\Delta P$ ). 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 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  $1 \text{ cm}^2$ , με μια παροχή  $1 \text{ cm}^3/\text{sec}$ , υφιστάμενο πτώσης πίεσης ισοδύναμη με  $1 \text{ atm/cm}$  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.

## 1.9 Πετρώματα-Καλύμματα

Ως πέτρωμα κάλυμμα ορίζεται ένας σχιστόλιθος ή κάποιο άλλο αδιαπέρατο πέτρωμα, το οποίο δρα ως εμπόδιο στην μετανάστευση του πετρελαίου στην επιφάνεια. Υπέρκειται του αποταμιευτήριου πετρώματος και συνήθως σχηματίζει παγίδα. Είναι επίσης γνωστό ως πέτρωμα οροφής ή ως πέτρωμα καπάκι (roof rock - cap rock).

Οι πετροφυσικές ιδιότητες των περιφερειακών μονωτήρων καθορίζουν τον χαρακτηρισμό τους. Ο χαρακτηρισμός τους απαιτεί την κατανόηση της αποθηκευτικής ικανότητας του περιφερειακού μονωτήρα. Η ικανότητα σφράγισης ή αποθηκευτική ικανότητα του περιφερειακού μονωτήρα (seal capacity), είναι η τριχοειδής πίεση (capillary pressure), ή το ύψος της στήλης στην οποία ένα παγιδευμένο ρευστό αρχίζει να ρέει μέσω ενός περιφερειακού μονωτήρα. Οι περιφερειακοί μονωτήρες, είναι αποτελεσματικοί εφόσον αποτελούνται από πολύ λεπτούς πόρους που οδηγούν σε χαμηλό πορώδες και διαπερατότητα. Αυτά με την σειρά τους δημιουργούν υψηλή τριχοειδή πίεση. Υψηλή τριχοειδής πίεση σε συνδυασμό με τη διαβρεξιμότητα και διεπιφανειακή τάση (ιδιότητες IFT), καθορίζουν το τελικό ύψος της στήλης που ένας μονωτήρας μπορεί να συγκρατήσει. Η διαβρεξιμότητα και οι ιδιότητες IFT, παίζουν πολύ σημαντικό ρόλο στην γεωλογική αποθηκευτικότητα του CO<sup>2</sup>, μέσω της επίδρασης τους στην αποθηκευτικότητα του μονωτήρα σε σχέση με την τριχοειδή πίεση, ελέγχοντας έτσι την δυνατότητα κίνησης του CO<sub>2</sub>, μέσω του μονωτήρα και επηρεάζοντας τον τελικό αποθηκευτικό όγκο του ταμιευτήρα.

---

## 2 ΓΕΝΙΚΑ ΓΙΑ ΤΗ ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΔΟΜΗ ΤΩΝ ΕΞΩΤΕΡΙΚΩΝ ΕΛΛΗΝΙΔΩΝ ΜΕ ΕΜΦΑΣΗ ΣΤΗΝ ΙΟΝΙΟ ΖΩΝΗ

---

### 2.1 Γενικά

Η Ιόνια Ζώνη έχει μακρά ιστορία εξερεύνησης και φιλοξενεί πολυάριθμες εμφανίσεις υδρογονανθράκων, συμπεριλαμβανομένου του πεδίου πετρελαίου-αερίου στην τοποθεσία Κατάκολο στη ΒΔ Πελοπόννησο. Τα παλαιότερα ιζήματα που έχουν αναγνωριστεί είναι οι Τριαδικοί εβαπορίτες. Παρόλα αυτά, μέχρι στιγμής, οι εβαπορίτες δεν έχουν μελετηθεί σε όλο τους το βάθος και η στρωματογραφία κάτω από τους εβαπορίτες παραμένει άγνωστη. Είναι σημαντικό να κατανοηθεί ο μηχανισμός που συμμετέχουν οι εβαπορίτες στις τεκτονικές κινήσεις, επειδή επηρεάζουν σημαντικά την δομή των παγίδων υδρογονανθράκων. Οι παγίδες κάτω από τους αλλοχθόνους εβαπορίτες θεωρούνται ελκυστικοί στόχοι, επειδή είναι βαθιά θαμμένες έτσι ώστε να διαφυλάσσουν υδρογονάνθρακες καλής ποιότητας. Η επιτυχής πρόσβαση στους υδρογονάνθρακες εξαρτάται από την κατανόηση του γεωλογικής δομής και των παραγόντων την ελέγχουν.

### 2.2 Η γεωτεκτονική δομή της Ελλάδας

Η γεωτεκτονική δομή της Ελλάδας (Σχ. 2.1) ορίζεται από ισοπικές ζώνες, που εμφανίζουν μοναδικά χαρακτηριστικά και ονομάζονται Ελληνίδες ζώνες. Η διεύθυνση των Ελληνίδων ζωνών είναι Βόρεια- Βορειοδυτική προς Νότια- Νοτιοανατολική. Οι Ελληνικές γεωτεκτονικές ζώνες, οι οποίες συνηθίστηκε να λέγονται απλά "Ελληνίδες ζώνες", είναι από τα Ανατολικά προς τα Δυτικά οι εξής:

- Η μάζα της Ροδόπης

- Η Σερβομακεδονική μάζα
- Η Περιοδοπική ζώνη
- Η ζώνη Παιονίας- Πάικου- Αλμωπίας (ζώνη Αξιού)
- Η Πελαγονική ζώνη
- Η Αττικοκυκλαδική ζώνη
- Η Υποπελαγονική ζώνη ή ζώνη Ανατολικής Ελλάδας
- Η ζώνη Παρνασσού-Γκιώνας
- Η ζώνη Ωλονού-Πίνδου
- Η ζώνη Γαβρόβου-Τρίπολης
- Η Αδριατικοϊόνιος ζώνη
- Η ζώνη Παξών ή Προαπουλία

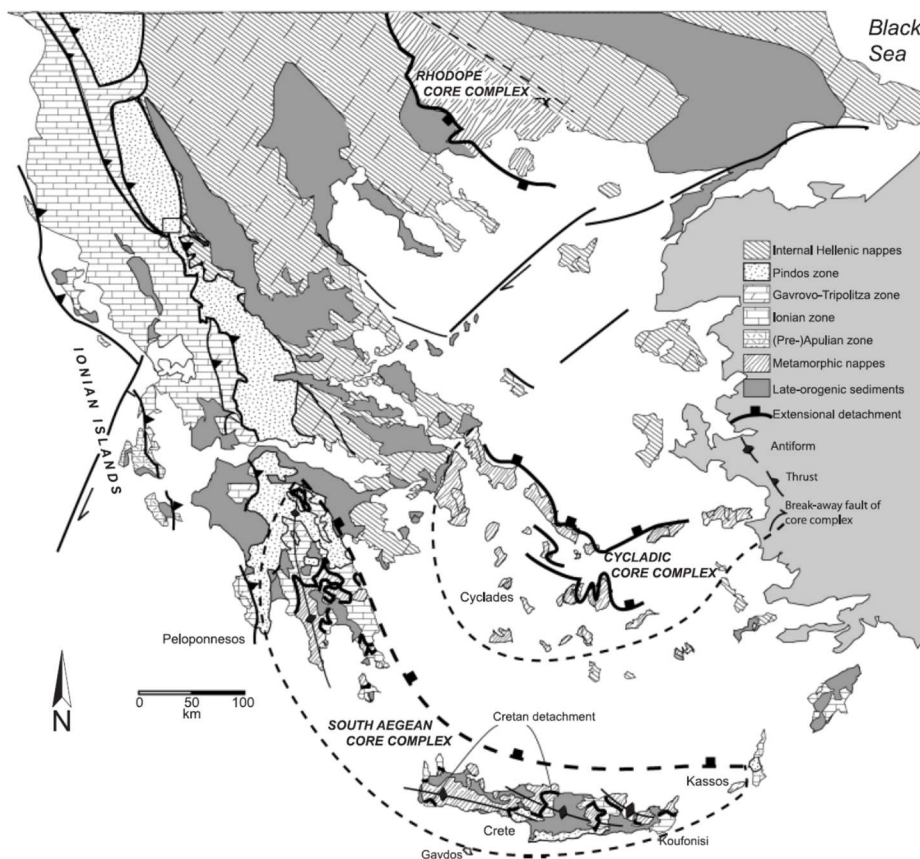
Εκτός από τις παραπάνω ζώνες, αναφέρονται ακόμη σαν διακριτές γεωτεκτονικές μονάδες η Ενότητα "Ταλέα όρη - πλακώδεις ασβεστόλιθοι" που μάλλον ανήκει στην Αδριατικοϊόνιο ζώνη, καθώς και η Ενότητα Βοιωτίας, που πιθανόν είναι τμήμα της Υποπελαγονικής ζώνης.

Από τις γεωτεκτονικές ζώνες της Ελλάδας οι μάζες Ροδόπης και Σερβομακεδονικής θεωρούνται ότι αποτελούν την "Ελληνική Ενδοχώρα", οι ζώνες Περιοδοπική, Παιονίας, Πάικου, Αλμωπίας, Πελαγονική, Αττικοκυκλαδική και Υποπελαγονική ονομάζονται "Εσωτερικές Ελληνίδες" και οι ζώνες Παρνασσού-Γκιώνας, Ωλονού-Πίνδου, Γαβρόβου-Τρίπολης, Αδριατικοϊόνιος/Ιόνιος και Παξών ονομάζονται "Εξωτερικές Ελληνίδες".

Οι μάζες της Ροδόπης και Σερβομακεδονικής της Ελληνικής Ενδοχώρας, που συγκροτούνται κυρίως από προ-Αλπικά κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα, είναι τμήματα παλιού ηπειρωτικού φλοιού. Τα λίγα Αλπικά ιζήματα των δύο ζωνών είναι τυπικά νηριτικά, γεγονός που δείχνει ότι

στους Αλπικούς χρόνους η Ελληνική Ενδοχώρα ήταν ρηχή θάλασσα ενώ μεγάλο μέρος αυτής ήταν χέρσος.

Οι Εξωτερικές Ελληνίδες ζώνες (Σχ. 2.1) Παρνασσού-Γκιώνας, Γαβρόβου-Τρίπολης, Αδριατικοϊόνιος και Παξών τοποθετούνται στην Απουλία μικροπλάκα, που αποσπάστηκε από την Γκοντβάνα και αντιπροσωπεύουν περιοχές συνεχούς ηπειρωτικής νηριτικής ιζηματογένεσης κατά τους Αλπικούς χρόνους. Σχετική διαφοροποίηση παρατηρείται στην ιζηματογένεση της Αδριατικοϊονίου ζώνης που είχε, κυρίως, κατά την περίοδο του Μέσου-Άνω Ιουρασικού, χαρακτήρα ηπειρωτικής λεκάνης, όπου αποτέθηκαν πελαγικά-ημιπελαγικά ιζήματα".



Σχήμα 2.1: Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδας (σύμφωνα με van Hinsbergenn D. .J. and Meulenkamp J.E., 2006; Bornovas & Rontogianni-Tsiabaou, 1983).



Σύμφωνα με την παλαιογεωγραφική οργάνωση που προτάθηκε για τον Ελληνικό χώρο από τους Aubouin (1959, 1965) και Mercier (1968), η συγκριτική παλαιογεωγραφική εξέλιξη των Ελληνίδων ζωνών μπορεί να συνοψισθεί για τους Αλπικούς χρόνους στα παρακάτω:

Κατά το Τριαδικό η ιζηματογένεση ήταν σχετικά ομοιόμορφη νηριτική για ολόκληρο τον Ελληνικό χώρο που βρίσκονταν κάτω από τη στάθμη της θάλασσας της Τηθύος. Από το Άνω Τριαδικό αρχίζει η διαμόρφωση των χώρων βαθύτερης ιζηματογένεσης που ήταν η αύλακα της ζώνης Παιονίας και η αύλακα της ζώνης Ωλονού-Πίνδου, όπου και αποτέθηκαν ιζήματα πελαγικά.

Στο Λιάσιο (Κάτω Ιουρασικό) διαμορφώνονται σε χώρους πελαγικής ιζηματογένεσης η ζώνη Αλμωπίας και η Αδριατικοϊόνιος ζώνη, όπου από το Δογγέριο (Μέσο Ιουρασικό) αποτέθηκαν πελαγικά-ημιπελαγικά ιζήματα (σχιστοκερατόλιθοι, πελαγικοί ασβεστόλιθοι), όπως και στις ζώνες Παιονίας και Πίνδου. Αντίθετα στις υπόλοιπες ισοπικές ζώνες εξακολουθεί η νηριτική ανθρακική ιζηματογένεση (ασβεστόλιθοι, δολομίτες κ.λπ.).

Την περίοδο Ανωτέρου Ιουρασικού - Κάτω Κρητιδικού εκδηλώνεται η ονομαζόμενη πρώιμη ορογενετική δράση που πλήττει τις Εσωτερικές Ελληνικές ζώνες και προκαλεί πτύχωση των σχηματισμών τους. Ταυτόχρονα προκαλείται απόσυρση της θάλασσας και προσωρινή ανάδυση των Εσωτερικών ζωνών και χέρσευση αυτών κατά το Κάτω Κρητιδικό. Η διακοπή αυτή της ιζηματογένεσης που μεταφράσθηκε σε συγκεκριμένο στρωματογραφικό κενό κατά το Κάτω Κρητιδικό στις Εσωτερικές ζώνες, δεν έλαβε χώρα στις Εξωτερικές ζώνες, όπου η ιζηματογένεση συνεχίσθηκε αδιάκοπη χωρίς στρωματογραφικό κενό.

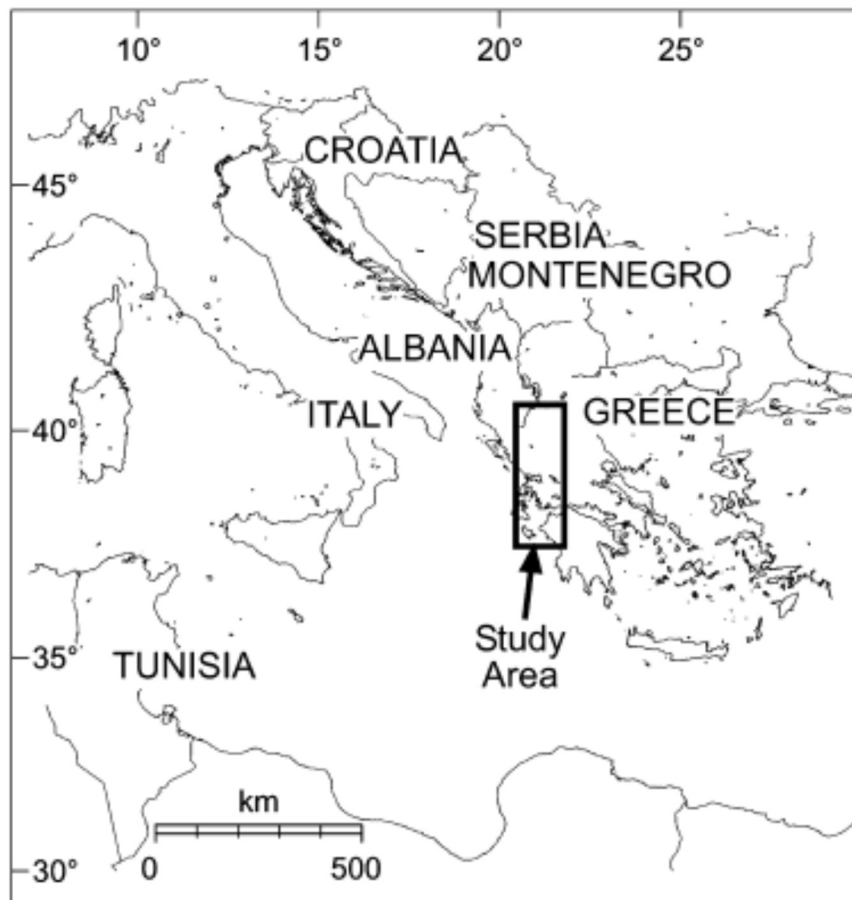
Στο Μέσο Κρητιδικό η στάθμη της θάλασσας ανήλθε και κάλυψε και πάλι το χώρο των Εσωτερικών Ελληνίδων με τη λεγόμενη Μέσο-Ανω Κρητιδική επίκλυση της θάλασσας ή "επίκλυση του Κενομανίου", η οποία απέθεσε τα Μέσο-Ανω Κρητιδικά στρώματα με ασυμφωνία

πάνω στους πτυχωμένους προ-Κρητιδικούς σχηματισμούς. Σε πολλές περιοχές η έναρξη της επίκλυσης σηματοδοτείται από την απόθεση ως πρώτου στρώματος ενός κροκαλοπαγούς επίκλυσης (κροκαλοπαγές βάσης) το οποίο παρατηρείται μόνο στις Εσωτερικές ζώνες και όχι στις Εξωτερικές, όπου η ιζηματογένεση συνεχίστηκε αδιατάρακτη.

Στο Άνω Κρητιδικό η ιζηματογένεση συνεχίζεται πελαγική, κυρίως με πυριτικούς πλακώδεις ασβεστόλιθους, στις αύλακες και ανθρακική νηριτική στις ζώνες-υβώματα.

### **2.3 Η γεωλογική δομή των εξωτερικών Ελληνίδων**

Η λεκάνη του Ιονίου (Σχ. 2.2) βρίσκεται στα δυτικά τμήματα της ζώνης αναδίπλωσης και ώσης των Ελληνίδων. Η Ιόνια ζώνη αναπτύχθηκε κατά τη διάρκεια της σύγκρουσης και της συνεχόμενης σύγκλισης των χώρων της Αφρικής και των Ευρασιατικών πλακών, με απαρχές στη Μεσοζωική περίοδο. Οι παραμορφώσεις που συνδέονται με αυτή τη σύγκλιση ήταν στην ουσία ένα προοδευτικό "μέτωπο παραμόρφωσης" που μετανάστευσε προς τα δυτικά και συμπίεσε την προηγούμενη επικρατούσα εκτατική λεκάνη και τη μορφολογία πλατφόρμας (IGRS-IFP, 1966; Clement et al., 2000).

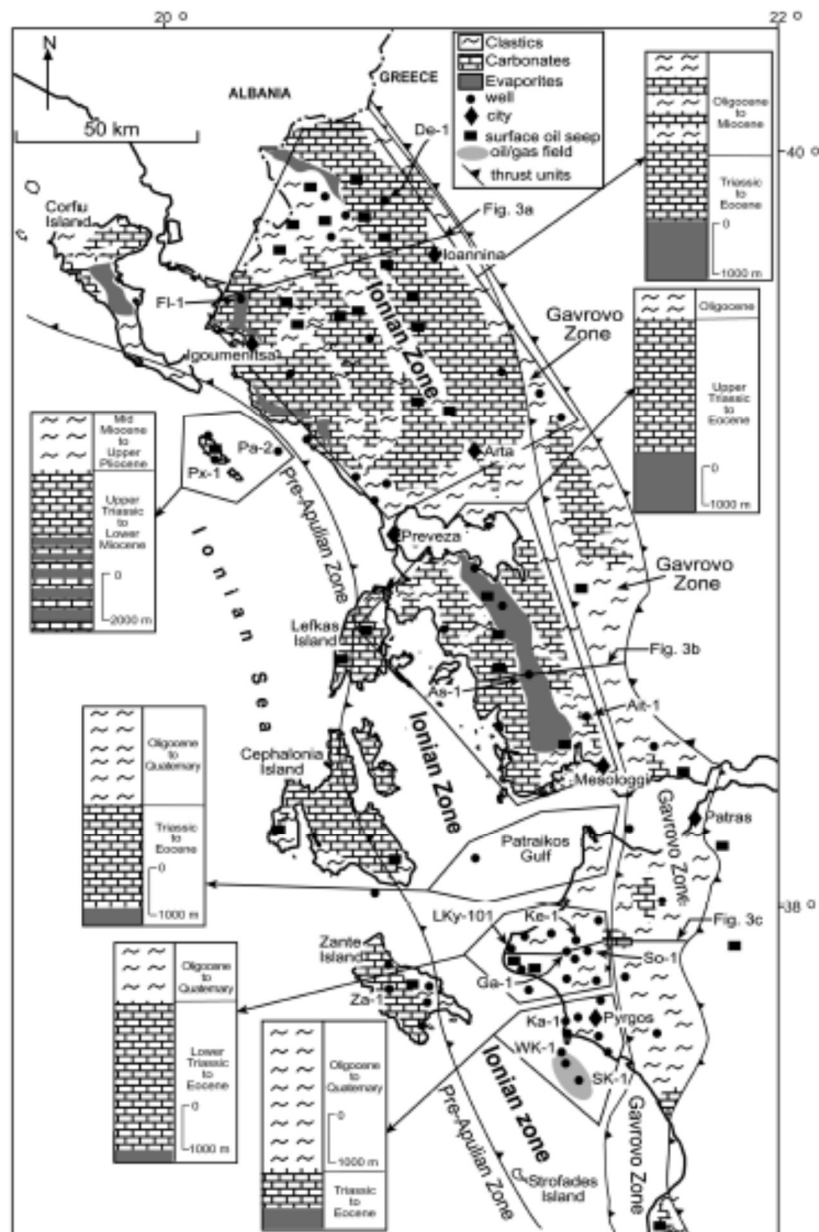


Σχήμα 2.2. Η περιοχή μελέτης και οι χώρες στις οποίες αναφέρθηκε ύπαρξη στρατιγραφικών στοιχείων εξατμιζόμενων σωματιδίων (Μανροματιδής, 2009)

Αυτές οι ζώνες λεκάνης και πλατφόρμας μπορούν να εξακολουθούν να αναγνωρίζονται σήμερα ως ισοπέδεις ή ισοπικές ζώνες, οι οποίες εμφανίζονται ως ζώνες παράλληλες προς την παραμόρφωση. Η ζώνη του Ιονίου οριοθετείται στη ζώνη προ-Απουλίας (ή Παξών) στα δυτικά και στην Ζώνη Γαβρόβου στα αριστερά της (Σχήμα 2.2). Η ζώνη του Ιονίου έχει τρεις βασικές λιθολογικές συνιστώσες: τους Τριαδικούς εβαπορίτες και τα ανθρακικά άλατα, τα ανθρακικά Ιουρασικά-Κρητιδικά, και Τριτογενή κλαστικά (κυρίως φλύσχη και μολάσσα) και ανθρακικά (κυρίως ασβεστόλιθοι).

Κατά τη διάρκεια της Ιουρασική προς Κρητιδική γεωλογική περίοδο ο Ιόνιος χώρος διαιρέθηκε σε μπλοκ ανυψώσεων και καθιζήσεων λόγω κανονικών ρηγμάτων. Αυτή η εικόνα αντικατοπτρίζει τη μεταβολή του πάχους των εναποτιθέμενων στρωμάτων. Τα πάχη των ιζημάτων που εντοπίζονται στην Ιόνια ζώνη ποικίλουν ανάλογα με την παλαιοτοπογραφία. Η πληροφορία για το αντιπροσωπευτικό πάχος τους, προέρχεται από γεωτρήσεις που έχουν γίνει στην περιοχή (Σχ. 2.3). Λεπτομερής εξέταση πολυάριθμων φρεατίων στην Ιόνια Ζώνη δείχνουν ότι το πάχος των Μεσοζωικών ιζημάτων κυμαίνεται από 1,2 έως 3,8 χλμ. βόρεια, μεταξύ 1,1 χλμ. και 3,5 χλμ στο κέντρο και από 1,5 έως 3,9 χλμ. στη νότια Ιόνια Ζώνη. Ωστόσο, δεδομένα από σεισμικές έρευνες (κυρίως από τη Βόρεια και την Κεντρική Ιόνια Ζώνη) δείχνουν ότι το πάχος μπορεί να είναι μέχρι και 8 km (Mavromatidis, 2004). Παρόμοια μέγιστη τιμή των 10 km έχει αναφερθεί και στην περιοχή της Αλβανίας (Velaj, 2001).

Λίγες πληροφορίες υπάρχουν για την προ-μεσοζωική εξέλιξη της δυτικής Ελλάδας λόγω του γεγονότος ότι τα προ-μεσοζωικά πετρώματα δεν εκτίθενται ούτε στην επιφάνεια, ούτε έχουν εντοπιστεί σε γεωτρήσεις. Η παλαιότερη γνωστή λιθολογία είναι οι Τριαδικοί εβαπορίτες (Σχ. 2.2), οι οποίοι είναι έντονα τεκτονισμένοι και κυριαρχούνται από την παρουσία ανυδρίτη, γύψου και αλίτη σε μερικά φρέατα (π.χ., Αστακός-1). Το πάχος των εβαποριτών, η λιθολογία που μπορεί να υπάρχει κάτωθεν του και οι τεκτονικές κινήσεις στη Δυτική Ελλάδα είναι ζωτικής σημασίας για την εξερεύνηση των υδρογονανθράκων στην περιοχή αυτή.

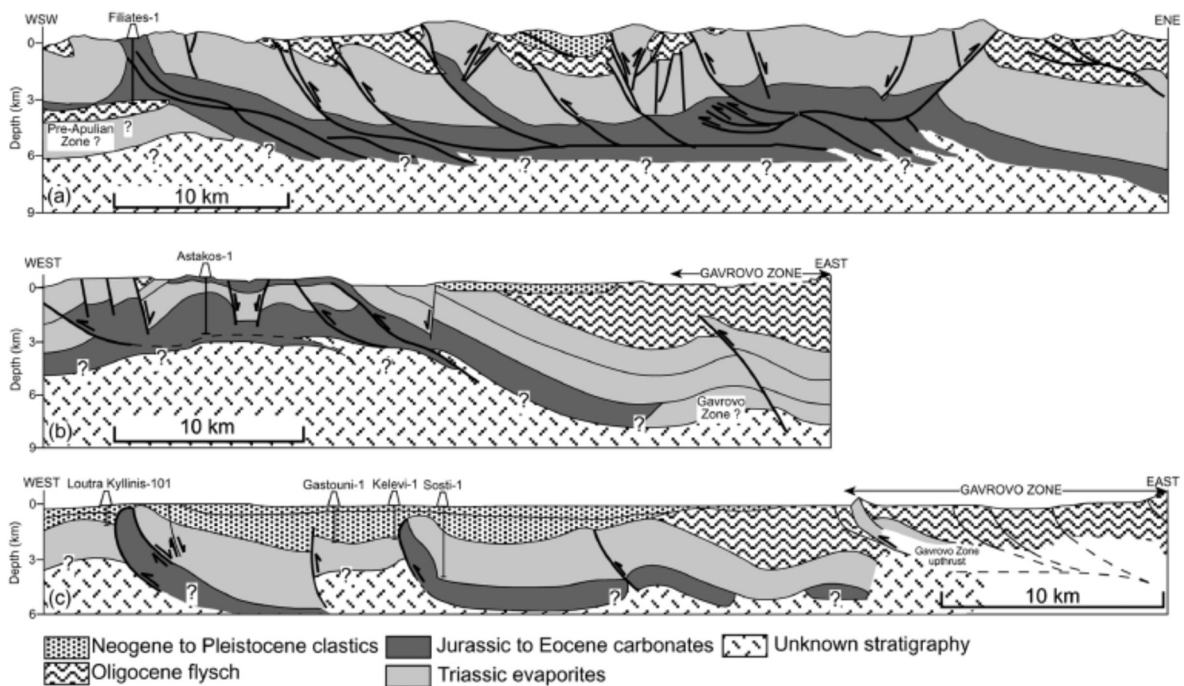


Σχήμα 2.3. Απλοποιημένη γεωλογική επιφάνεια της δυτικής Ελλάδας (Karakitsios, 1995; Manomatidis, 2009, τροποποίηση από IGME, 1983). Χρονοστρωματογραφική περίληψη διαφόρων περιοχών της Ιονικής Ζώνης και της προ-Απουλίας παρουσιάζεται επίσης. Περίληψη προέκυψε από αναφορές πηγών, τμήματα αναχώρησης και σεισμικά δεδομένα. Σημαντικά πηγάδια και εμφανίζονται και οι επιφάνειες λαδιού επιφανείας. (Ait-1 D Aitolikon-1, As-1 D Astakos-1, De-1 D Demetra-1, Fl-1 D Filiates-1, Ga-1 D Gastouni-1, Ka-1 D Katakolon-1, Ke-1

D Kelevi-1, Lky-101 D Loutra Kyllinis-101, Pa-2 D Parga-2, Px-1 D Paxi-1, So-1 D Sosti-1, SK-1 D South Katakolon-1, WK-1 D West Katakolon-1).

## 2.4 Λιθολογία κάτωθεν των εβαποριτών

Αρκετές γεωτρήσεις έχουν διεισδύσει στους εβαποριτές της Δυτικής Ελλάδας, αλλά δεν τους διαπερνούν. Τα πηγάδια Ζακύνθος-1 (TB 3.677 μ), Σώστη-1 (TB 3.952 μ), το γειτονικό Κελέβι-1 (TB 1,844 m), Παξοί-1 (TB 3,753 m), έφθασαν σε περισσότερο από 800-m πάχους Τριαδικών εβαποριτών σε αλληλουχία; ενώ τα φρέατα Αιτωλικό-1 (TB 4.575 m), Αστακός-1 (TB 3.324 m), Φιλιάτες-1 (TB 3.700 m) και Δήμητρα-1 (TB 3.900 m) έχουν διεισδύσει σε πάνω από 1.000 m πάχους Τριαδικούς εβαποριτές. Ωστόσο, σεισμικές έρευνες στη χερσαία Ιόνιο ζώνη δείχνουν ελάχιστο πάχος 2.000 m (Mavromatidis, 2004) (Σχ. 2.4), το οποίο είναι παρόμοιο για το πάχος των εβαποριτών που αναφέρθηκαν στην Αλβανία (Velaj et al., 1999). Σε όλα τα φρεάτια υπήρχαν μόνο δευτερεύουσες ενδείξεις υδρογονανθράκων στο τμήμα των εβαποριτών.



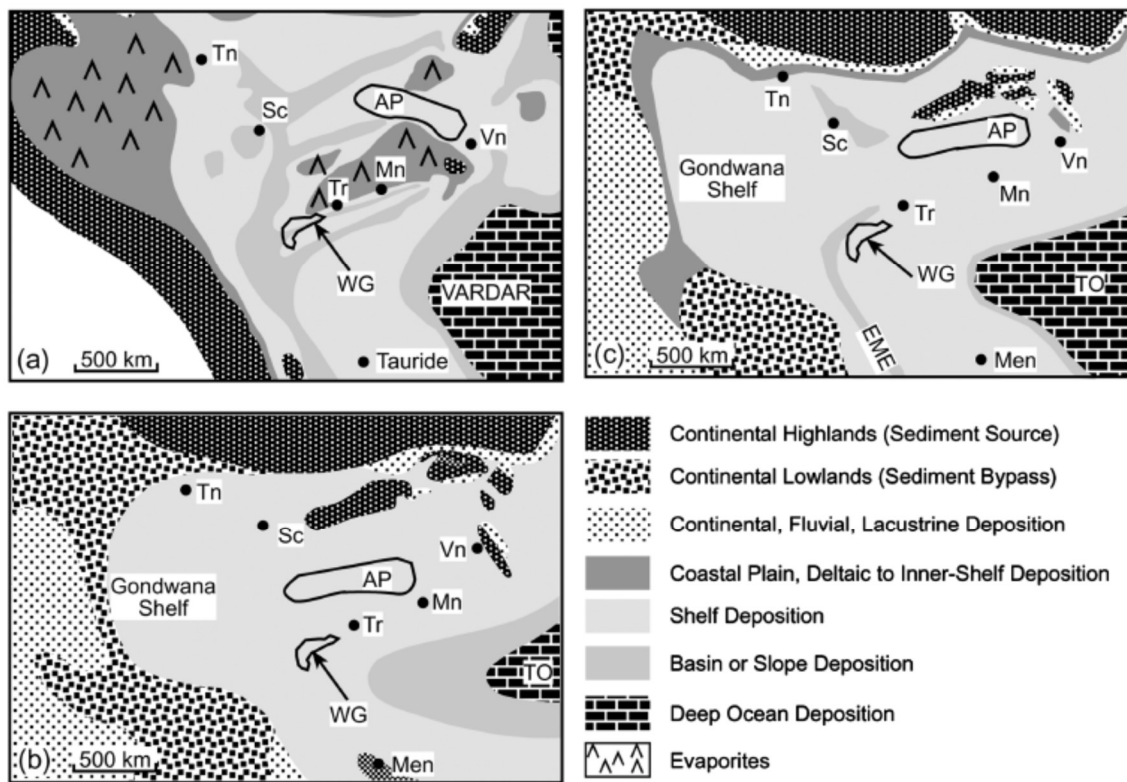
Σχήμα 2.4. Γεωτομές διαμέσου της ακτής της Δυτικής Ελλάδας. Η επεξήγηση βασίστηκε στις σεισμικές γραμμές, δεδομένα φρεάτων και τη γεωλογία της επιφάνειας. (Mavromatidis, 2004)

Οι Yilmaz et al. (1996) στους παλαιογεωγραφικούς χάρτες τους δείχνουν πολύ καθαρά ότι για τη Δυτική Ελλάδα η ανθρακική λιθολογία είναι η κυρίαρχη από τη Μέση Λιθανθρακοφόρο περίοδο έως Άνω Τριαδική (Σχ. 2.5). Ωστόσο, η τοποθεσία της περιοχής μελέτης στους παλαιογεωγραφικούς χάρτες είναι πολύ σχετική και πολύ γενική. Η τοποθεσία της Δυτικής Ελλάδας δεν αποκλείει την απόθεση κλαστικών ιζημάτων και επομένως σε ένα τμήμα Λιθανθρακοφόρου-Πέρμιας γεωλογικής περιόδου, η ανθρακική/κλαστική λιθολογία ίσως είναι πιο αντιπροσωπευτική. Μελέτες παθητικής σεισμικής τομογραφίας στο βόρειο τμήμα της Ιόνιας Ζώνης δείχνουν μια ζώνη μετάβασης σε βάθη 4.000 μέτρων από εβαπορίτες έως ανθρακικά πετρώματα (ταχύτητες  $> 5$  km/sec) (Karotas et al., 2003). Ωστόσο, οι ζώνες υψηλής πίεσης και, συνεπώς, η οι υψηλές ταχύτητες μπορεί να έχουν επηρεαστεί από τις ζώνες που είναι κορεσμένες με νερό, με κάποιο τρόπο δεν είναι πολύ πιθανό να υπάρχουν. Επιπλέον, ταχύτητες από βαθιές γεωτρήσει στην Αλβανική Ιόνιο Ζώνη (Velaj, 2001) μέτρησαν τιμές στα 5-5,5 km/sec στο τμήμα εβαποριτών.

Αναμφισβήτητα, τίποτα δεν είναι απλό στην επιστήμη και ένας τέτοιος συμβιβασμός είναι απαραίτητος μεταξύ των αποδεικτικών στοιχείων μιας σαφούς ανθρακικής λιθολογίας (δηλαδή παλαιογεωγραφική χάρτες και γεωφυσικές υπογραφές) έναντι μικτής λιθολογίας ανθρακικών και κλαστικών, όπως φαίνεται από τρυπημένα τμήματα στις γειτονικές χώρες της ζώνης του Ιονίου. Λαμβάνοντας υπόψη τις σκέψεις σχετικά με τις αβεβαιότητες της ανασυγκρότησης των παλαιογεωγραφικών χαρτών, την ευαισθησία των γεωφυσικών μεθόδων και τα ισχυρά αναλογικά φρεατικά δεδομένα, οι εβαπορίτες είναι ίσως υποκείμενοι από (Carboniferous-Permo-Triassic

στην ηλικία;) κλαστικά ιζήματα, ακολουθούμενοι από μια λεπτή μικτή κλαστική / ανθρακική και τελικά ανθρακική σειρά ιζημάτων.

Ομαλή παράμετρος για να διασαφηνιστεί η λιθολογία που εδράζεται κάτωθεν των εβαποριτών είναι η τεκτονική ιστορία της περιοχής. Περιφερειακές γεωλογικές διατομές. (Monopolis and Bruneton, 1982, Kamberis et al., 1996) Δημοσιευμένες και μη, σεισμικές (Μαυροματίδης, 2004). μελέτες από τη Δυτική Ελλάδα (Zelilidis et al., 2003; Karakitsios, 1995). και μελέτες από τη ζώνη του Ιονίου στην Αλβανία (Nieuwland et al., 2001; Velaj, 2001, Velaj et al., 1999) υπογραμμίζουν το ρόλο των εξατμιστών ως ζώνη απογείωσης στην ώθηση του δυτικού τμήματος κατά τη διάρκεια των φάσεων συμπίεσης από τη Μειόκενο στην Πλειόκενο.



Σχήμα 2.5. Παλαιογεωγραφία της Ευρώπης στην α) Ανώτερη Τριασική, β) Άνω Πέρμια και γ) Κάτω Πέρμια. Απεικονίζονται οι μεγαλύτερες πόλεις και σημαντικές τοποθεσίες (Yilmaz et al.,



1996). AP D Apulian Platform, EME D Eastern Mediterranean Basin, Men D Menderes-Turkey, Mn D Montenegro, Sc D Sicily, TO D Tethys Ocean, Tn D Tunis, Tr D Tirana, Vn D Venice, WG D Western Greece.

## 2.5 Το πετρελαϊκό δυναμικό της δυτικής Ελλάδας

Το πετρελαϊκό δυναμικό της Ιόνιας ζώνης παρουσιάζεται στον πίνακα 2.1 και στηρίζεται στην εργασία των Kamberis et al. (2019, under publication).

**Πίνακας 2.1** Oil system of the Ionian zone (A/H) and related parameters (Source rocks-lithology, TOC %, porosity %). Data with asterisk (\*) are from various works (Diamanti et al., 1995; Gjika et al., 2001; Prifti and Muska, 2010; Velaj, 2015 \*\*; Karakitsios, 2013 \*\*\*; Karakitsios and Rigakis, 2007). See also the source map at the end of this work.

Age	Lithology / source rocks	Sample location	TOC (%)		Porosity % (effective)	
			A(*)	H (**)	A(*) Fracture/ matrix+vuggy	H(***) (average total)
Eocene - U. Cretaceous	Organogenic limestone			1-28.87	0.1-1.5 0.7-4.2	3
L. Cretaceous	Dolom/shale/Vigla shale member	Outcrop/well	0.02-27	0.94-5.00	0.1-0.3 1.5-2.3	1.7
U. Jurassic	Shale	outcrop	0.03-509			5*
M. Jurassic	Shale	outcrop	0.04-9.4		0.1-0.3	3
	Clay Limestone with filaments Ammonitico rosso	well	2			3*
U. Toarcian	Posidonia shale	outcrop		1.05-3.34		5
L. Toarcian	Posidonia shale	outcrop	0.09-3.7	1.05-19.12		5
L. Jurassic	Dolomite shale Siniais / Louros limestone Pantokrator	outcrop	0.01-52		0.5-3.0	2*
					1.0-7.0	3* 10*

U. Triassic	Shale/clay/ Foustapidima limestone	outcrop	0.02- 38.5	16.12		3*
Lower Triassic	..... Breccias/dolomite				0.5-3.0 1.0-7.0	13*

---

## 3 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

---

### 3.1 Συμπεράσματα

1. Οι Τριαδικοί εβαπορίτες έχουν πάχος 2-3 χλμ. και τοπικά πιθανόν να ξεπερνούν τα 3 χλμ. όταν παρεμβάλλονται διαπυρικές δομές. Τόσο μεγάλο πάχος εβαποριτών δεν επιτρέπει την εξαγωγή υψηλής ποιότητας σεισμικής πληροφορίας από τους βαθύτερους, υποκείμενους ορίζοντες, που σχετίζονται με επαναλήψεις α) των ανθρακικών ακολουθιών στην Ιόνια και Προ-Απούλια ζώνη και β) της Περμο–Τριαδική ακολουθίας. Οι Τριαδικοί εβαπορίτες περιέχουν μητρικά πετρώματα (Ιταλία, Αλβανία), ενώ στην Ελλάδα θα μπορούσαν να αντιστοιχούν σε πιθανά μητρικά πετρώματα (Κυλλήνη).
2. Στην Απούλια πλατφόρμα, η ανθρακική ακολουθία βυθίζεται προς τα ανατολικά και υπόκειται στα εξωτερικά τμήματα της Ιόνιας ζώνης (π.χ. Κέρκυρα/Ελλάδα, αντίκλινο Cika/Αλβανία). Οι Τριαδικοί εβαπορίτες λειτούργησαν ως ορίζοντας αποκόλλησης της επωθητικής ζώνης (Νότιο Ιόνιο/Ζάκυνθος). Σε αυτή την περιοχή, η μετατόπιση εκτείνεται από 15 έως 20 χλμ ενώ πιθανόν να υπερβαίνει τα 38 χλμ στο σύνορο μεταξύ Αλβανίας και Ελλάδος.
3. Οι επωθήσεις της Προ-απούλιας ζώνης βυθίζονται προς τα ανατολικά και ενώνονται με τον ορίζονται αποκόλλησης σε μέγιστο βάθος 10 χλμ. Στη θέση αυτών των δομών, κάποιες συσσωρεύσεις Τριαδικών εβαποριτών κατέληξαν σε διαπυρισμούς που άλλαξαν τη μορφή των προ-υπαρχόντων επωθητικών δομών της Αλβανίας (Cika, Kurveleshi αντικλινικές ζώνες) και της Ελλάδας (διαπυρισμός Zavrtohon). Ο διαπυρισμός Zavrtohon έχει εντοπιστεί σε γεωτρήσεις στην Ελλάδα (Dimitra -1). Επίσης, βάσει σεισμικών πληροφοριών, μεγάλης κλίμακας, διαπυρισμοί έχουν αναπτυχθεί σε τοποθεσίες προ-υπαρχόντων εφελκυστικών δομών του Ιονίου (Mounta Fault και Κεφαλλονιάς).
4. Το βασικό μητρικό πέτρωμα της Ιόνιας ζώνης είναι οι μαύροι σχιστόλιθοι της Ανώτερης Τριαδικής–πρώιμης Ιουρασικής περιόδου (Αλβανία) και Ιουρασικής περιόδου (Ελλάδα/Αλβανία) καθώς και οι μαύροι σχιστόλιθοι της Ιουρασικής–κατώτερης Κρητιδικής περιόδου (Ελλάδα/Αλβανία). Πολλές όμως ανακαλύψεις υδρογονανθράκων της Αλβανίας έχουν γίνει στην Περι-αδριατική βύθιση, όπου έχουν καταγραφεί εμφανίσεις

υδρογονανθράκων σε κλαστικά ιζήματα (επίπεδα άμμου) ηλικίας Μειόκαινου, τα οποία φορτίζονται από Μεσοζωικά πετρώματα με κάθετη μετακίνηση (πεδία Patos-Marginza, Kucova). Τέλος, υπάρχουν εμφανίσεις υδρογονανθράκων σε άμμους ηλικίας Μεσσήνιο-Τορτόνιο (πεδίο φυσικού αερίου Ραπαја) και οι άμμοι Πλειοκαινικής ηλικίας (πεδίο φυσικού αερίου Divjaka) που φορτίζονται από τα κλαστικά πετρώματα (Peri-Adriatic βύθιση).

## Βιβλιογραφία

1. Albpetrol 1993. *Petroleum exploration opportunities in Albania*. 1<sup>st</sup> onshore licensing round in Albania. London, Western Geophysical publicity brochure.
2. Alther, R., Kreuzer, H., Wendt, I., Lenz, H., Wagner, G.A., Keller, J., Harre, W. & Hohndorf, A. 1982. A Late Oligocene/Early Miocene high temperature belt in the Attico-Cycladic crystalline complex (SE Pelagonian, Greece). *Geologisches Jahrbuch*, **E23**, 97-164.
3. Andronikidis, N., Kokinou, E., Vafidis, A., Kamberis, E. & Manoutsoglou, E. 2018. Deformation patterns in the southwestern part of the Mediterranean Ridge (South Matapan Trench, Western Greece). *Marine Geophysical Research*, **39(4)**, 475-490, <https://doi.org/10.1007/s11001-017-9337-0>
4. Aubouin, J. & Dercourt, J. 1962. Zone Preapullienne zone Ionienne et zone du Gavrovo en Peloponnese occidentale. *Bulletin de Société Géologique de la France*, **4**, 785-794.
5. Aubouin, J., Blanchet, R., Cadet, J.P., Celet, P., Charvet, J., Chorowicz, J., Cousin, M. & Rampoux, J.P. 1970. Essai sur la géologie des Dinarides. *Bulletin de la Société géologique de France*, **12**, 1060-1095.
6. Aubouin, J., Bonneau M., Davidson J., Leboulenger, P. & Matesco S. 1976. Esquisse structurale de l'arc Egéen externe: des Dinarides aux Taurides. *Bulletin de la Société géologique de France*, **7**, XVIII, 327-336.
7. Babault, J., Teixell, A., Struth, L., Van Den Driessche, J., Arboleya, M.L. & Tesón, E. 2013, Shortening, structural relief and drainage evolution in inverted rifts: Insights from the Atlas Mountains, the eastern Cordillera of Colombia and the Pyrenees. *Geological Society Special Publication*, **377(1)**, 141-158.
8. Bally, A. W., Burbi, L., Cooper, C. & Ghelardoni, R. 1986. Balanced sections and seismic reflection profiles across the Central Apennines. *Mem. Soc. Geol. It.*, **35**, 257-310.
9. Bellas, S. M. 1997. Calcareous nannofossils of the Tertiary Flysch (post-Eocene to Early Miocene) of the Ionian Zone in Epirus, NW Greece: Taxonomy and Biostratigraphical correlations. *Berliner Geowiss. Abh.*, **E22**, 1-173.
10. Billo, S.M. 1996. Geology of marine evaporites favorable for oil, gas exploration. *Oil & Gas Journal*, **94**, 69-73.
11. Bornovas, I. & Rontogianni-Tsiabaou T. 1983. *Geological map of Greece*. Institute of Geology and Mineral exploration, Athens, Greece.
12. Boyer, S. & Elliott, D. 1982. Thrust systems. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, **66**, 1196-1230.
13. Brooks, M., Clews, J.E., Melis, S. & Underhill, J.R. 1988. Structural development of Neogene basins in Western Greece. *Basin Research*, **1**, 129-138.
14. BP (British Petroleum Company Limited) 1971. *The geological results of petroleum exploration in western Greece*. Institute of Geology Subsurface Research, Athens, 10, 73p.
15. Burchfiel, B.C. 1980. Eastern European alpine system and the Carpathian orocline as an example of collision tectonics. *Tectonophysics*, **63**, 31-61.

16. Burchfiel, B. C., Zhiliang, C., Hodges, K.V., Yuping, L., Royden, L.H., Changrong, D. & Jiene, X. 1992. The South Tibetan detachment system, Himalayan orogen: Extension contemporaneous with and parallel to shortening in a collisional mountain belt. *Geological Society of America, Special Papers*, **269**, 1-51.
17. Camerlenghi, A., Cita, M. B., Della Vedova, B., Fusi, N., Mirabile, L & Pellis, G. 1995. Geophysical evidence of mud diapirism on the Mediterranean Ridge Accretionary Complex. *Marine Geophysical Research*, **17**, 115-141.
18. Chaumillon, E., Mascle, J. & Hoffmann, H.J. 1996. Deformation of the western Mediterranean Ridge: importance of Messinian evaporitic formations. *Tectonophysics*, **263**, 163-190.
19. Chaumillon, E. & Mascle, J. 1997. From foreland to forearc domains: New multichannel seismic reflection survey of the Mediterranean ridge accretionary complex (Eastern Mediterranean). *Marine Geology*, **138**, 237-259.
20. Clews, E. 1989. Structural controls on basin evolution: Neogene to Quaternary of the Ionian zone, Western Greece. *Journal of the Geological Society*, **146**, 447-57.
21. Coward, M.P. & Potts, G.J 1983. Complex strain patterns developed at the frontal and lateral tips to shear zones and thrust zones. *Journal of Structural Geology*, **5**, 383-399.
22. de Voogd, B., Truffert, C., Chamot-Rooke N., Huchon P., Lallemand, S. & Le Pichon X. 1992. Two-ship deep seismic soundings in the basins of the Eastern Mediterranean Sea (Pasiphae Cruise). *Geophysical Journal International*, **109**, 536-552.
23. DeCelles, P. G., Robinson, D. M. & Zandt, G. 2002. Implications of shortening in the Himalayan fold-thrust belt for uplift of the Tibetan Plateau. *Tectonics*, **21(6)**, 1062, doi: 10.1029/2001TC001322
24. Dewey, J. F., Pitman, W.C., Ryan, W.B.F. & Bonnin, J. 1973. Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. *Geological Society of America Bulletin*, **84**, 31-37.
25. Dhima, S., Misho, V., & Hajnaj, P. 1996. *The seismic interpretation for exploration of new target in South Albania*. First Congress of the Balkan Geophysical Society, September 2- 27, 1996, Athens, Greece.
26. Diamanti, F., Sadikaj, Y., Zaimi, L., Tushe, I., Gjoka, M., Prifti, I., & Murataj, B. 1995. *Hydrocarbon potential of Albania, in 1965–1995, 30 years*. Oil and Gas Institute: Albpetrol ed., 1-300.
27. Dinter, D.A. & Royden, L. 1993. Late Cenozoic extension in northeastern Greece: Strymon Valley detachment system and Rhodope metamorphic core complex. *Geology*, **21**, 45-48.
28. Doutsos, T., Pe-Piper, G., Boronkay, K., & Koukouvelas, I. 1993. Kinematics of the Central Hellenides. *Tectonics*, **12**, 936-53.
29. Doutsos, T., Koukouvelas, I.K. & Xypolias, P. 2006. A new orogenic model for the External Hellenides. *Geological Society Special Publication*, **260**, 507-520.
30. Downey, M.W. 1984. Evaluating seals for hydrocarbon accumulations. *Bulletin American Association of Petroleum Geologists*, **68**, 1752-1763.
31. Duerr, S., Altherr, R., Keller, J., Okrusch, M. & Seidel, E. 1978. The median Aegean Crystalline belt: stratigraphy, structure, metamorphism, magmatism. In: Cloos, H., Roederand, D. & Schmidt, K. (eds) *Alps, Appenines, Hellenides*. IUCG Sci. Rep, Stuttgart, 455-477.

32. Faupl, P., Pavlopoulos, A., & Migiros, G. 1998. On the provenance of flysch deposits in the External Hellenides of mainland Greece: results from heavy mineral studies. *Geological Magazine*, **135**, 421-42.
33. Finetti, I. & Morelli, C. 1972, Wide scale digital seismic exploration of the Mediterranean Sea. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, **14**, 291-342.
34. Fleury, J. J. 1980. Les zones de Gavrovo-Tripolitza et du Pinde-Olonos (Grèce Continental), et Péloponnesse du Nord. Evolution d'une plate-forme et d'un bassin dans leur cadre Alpin. *Société de la Géologie de Nord, Lille Publication*, **4**, 1-651.
35. Frasher, A., Salvadori B. & Bare, V. 2009. Geophysical outlook on structure of the Albanides. *Journal of the Balkan Geophysical Society*, **12**, 9-30.
36. Fruehn, J., Reston T., Von Huene R. & Bialas J. 2002. Structure of the Mediterranean Ridge accretionary complex from seismic velocity information. *Marine Geology*, **186**, 43-58.
37. Gjika, A., Guri, S., Guri, M., Gjika, M. & Trifoni, E. 2001. The interpretation of seismic facies in the molassic deposition of Preadriatic foredeep. *Bulletin of the Geological society of Greece*, **XXXIV/4**, 1493-1501.
38. Godfriaux, J. 1968. Etude géologique de la région de l'Olympe (Grèce). *Annales Geologiques des Pays Helliniques*, **19**, 1-282.
39. Guri, S. & Guri, M. 1996. *The seismic contribution on interpretation of External Albanides Structural Model*. First Congress of the Balkan Geophysical Society, Athens, Greece.
40. Huguen, C., Chamot-Rooke, N., Loubrieu, B., & Mascle, J. 2006. Morphology of a pre-collisional, salt-bearing, accretionary complex: The Mediterranean Ridge (Eastern Mediterranean). *Marine Geophysical Research*, **27**, 61-75, doi:10.1007/s11001-005-5026-5
41. ISPGJ-IGJN 1983. *Geological map of Albania*. Tirana, Albania. Scale 1:200.000.
42. ISPGJ-IGJN 1985. *Tectonic map of Albania*. Tirana, Albania. Scale 1:200.000.
43. Jacobshagen, V. 1986. *Introduction*. In: Jacobshagen, V. (ed.) *Geologie von Griechenland*. Berlin, Gebrüder Borntraeger, 1-9
44. Jardin, A., Roure, F. & Nikolla, L. 2011. Subsalt depth seismic imaging and structural interpretation in Dumrea area, Albania. Oil and gas science Technology, Rev. IFP. *Energie nouvelles*, **66(6)**, 919-929.
45. Jenkins, D.A.L. 1972. Structural development of Western Greece. Jenkins, D.A.L. 1972. Structural development of western Greece. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, **56**, 128-149
46. Jones, G., & Robertson, A.H.F. 1991. Tectonostratigraphy and evolution of the Mesozoic Pindos ophiolite and related units, northwestern Greece. *Journal of the Geological Society*, **148**, 267-88.
47. Jones, K. A., Warner M., Le Meur D., Pascal, G., & Tay P. L 2002. Wide-angle images of the Mediterranean Ridge backstop structure and the IMERSE Working Group. *Marine Geology*, **186**, 145-166.

48. Kamberis, E. 1987. *Geological and oil-geology study of NW Peloponnesus*. PhD thesis, Athens Polytechnical School, Athens Greece, 1-143 (in Greek).
49. Kamberis, E., Ioakim, Ch., Tsaila-Monopolis, St., Tsapralis V. 1992. Geodynamic and palaeogeographic evolution of western Peloponnesus (Greece) during the Neogene. *Paleontologia I evolutio*, **24-25**, 363-376.
50. Kamberis, E., Marnelis, F., Loucoyannakis, M., Maltezou, F., Hirn, A. & Streamers Group 1996. Structure and Deformation of the External Hellenides Based on Seismic Data from Offshore Western Greece. *EAGE Special Publication*, **5**, 207-214.
51. Kamberis, E., Ioakim, Ch., Tsaila-Monopolis, St., Marnelis, F. & Sotiropoulos, S. 1998. Geologic and Paleogeographic evolution of Western Greece during the Neogene - Quaternary period in the geodynamic setting of the Hellenic Arc. *Roman. J. Stratigraphy*, **78**, 63-73.
52. Kamberis, E., Rigakis N., Tsaila-Monopolis St., Ioakim Ch. & Sotiropoulos, Sp. 2000. Shallow biogenic gas-accumulations in Late Cenozoic sands of Katakolon peninsula, Western Greece. *Geological Society of Greece, Special Publications*, **9**, 121-138.
53. Kamberis, E., Sotiropoulos, S., Aximniotou, O., Tsaila-Monopoli S. & Ioakim, C. 2000a. Late Cenozoic deformation of Gavrovo and Ionian zones in NW Peloponnesos (western Greece). *Annali di Geofisica*, **43**, 905-19.
54. Kamberis, E., Ioakim, Ch., Tsaila-Monopolis St., Marnelis, F. & Sotiropoulos, Sp. 2000b. Geodynamic and Palaeogeographic evolution of the Ionian area (Western Greece) during upper Cenozoic. *Geological Society of Greece, Special Publications*, **9**, 109-120.
55. Kamberis, E., Pavlopoulos, A., Tsaila-Monopoli S., Sotiropoulos S. & Ioakim, C. 2005. Deep-water sedimentation and paleogeography of foreland basins in the NW Peloponnese (Greece). *Geologica Carpathica*, **56**, 503-515.
56. Kamberis, E., Sotiropoulos, S., Marnelis F. & Rigakis N. 2013. Thrust tectonics in the central part of the External Hellenides, the case of the Gavrovo thrust. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, **XLVII**, 2, 540-550.
57. Karakitsios, V., Danelian, T. & De Wever, P. 1988. Radiolarian ages (Calloviaian to latest Tithonian) from the Limestones with Filaments, Upper Posidonia Beds and Vigla Limestones, Ionian zone, Epirus, Greece. *Comptes Rendus - Academie des Sciences, Serie II*, **306(5)**, 367-372.
58. Karakitsios, V., 1992. Ouverture et inversion tectonique du basin Ionien (Epire, Grece). *Annales Geologiques des Pays Helleniques*, **35**, 185-318.
59. 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 Geologists Bulletin*, **79**, 960-80.
60. Karakitsios, V. & Rigakis, N. 2007. Evolution and petroleum potential of western Greece. *Journal of Petroleum Geology*, **30 (3)**, 197-300.
61. Karakitsios, V. 2013. Western Greece and Ionian Sea petroleum systems. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **97(9)**, 1567-1595.
62. Karakitsios, V., Roveri, M., Lugli, S., Manzi, V., Gennari, R., Antonarakou, A., Triantaphyllou, M., Agiadi, K., Kontakiotis, G., Kafousia, N., de Rafelis, M. 2017. A record of the Messinian salinity crisis in the eastern Ionian tectonically active domain (Greece, eastern Mediterranean). *Basin Research*, **29(2)**, 203-233.



63. Kiliyas, A. & Mountrakis, D. 1987. Zum tektonischen Bau der zentral-Pelagonischen zone (Kamvounia-Gebirge N. Griechenland). *Z. dt. Geol. Ges.* 138, 211-237.
64. Kiliyas, A., Tranos, M., Mountrakis, D., Shallo, M., Marto, A. & Turku, I. 2001. Geometry and kinematics of deformation in the Albanian orogenic belt during the Tertiary. *Journal of Geodynamics*, **31(2)**, 169-187.
65. Kodra, A. & Bushati, S. 1991. Paleotectonic emplacement of the ophiolites of Mirdita zone. *Bull. Shk. Gjeol.*, **1**, 99-108.
66. Kokinou, E., Kamberis, E., Vafidis, A., Monopolis, D., Ananiadis, G., Zelilidis, A., 2005. Deep seismic reflection data from offshore Western Greece: a new crustal model for the Ionian Sea. *Journal of Petroleum Geology*, 28(2), 81-98.
67. Kokinou, E., Papadimitriou, E., Karakostas, V., Kamperis, E. & Vallianatos, F. 2006. The Kefalonia Transform Zone (offshore Western Greece) with special emphasis to its prolongation towards the Ionian Abyssal Plain. *Marine Geophysical Researches*, 27(4), 241-252.
68. Kokinou, E. & Kamberis, E. 2009. The structure of the Kythira-Antikythira strait, offshore SW Greece (35.7°-36.6N). In: van Hinsbergen, D.J.J., Edwards, M.A., Govers, R. (eds), *Geodynamics of Collision and Collapse at the Africa-Arabia-Eurasia subduction zone*. Geological Society, London, Special Publications, **311**, 343-360.
69. Kokinou, E., Kamberis E., Kotsi F., Lioni K. and Velaj T. 2017. The Impact of Evaporites in the Greek and Albanian Oil Systems. 79th EAGE Conference and Exhibition 2017, doi: 10.3997/2214-4609.201700975
70. Kokkalas, S., Kamperis E., Xypolias, P., Sotiropoulos, S. & Koukouvelas, I. 2013. Coexistence of thin-and thick-skinned tectonics in Zakynthos area (western Greece): Insights from seismic sections and regional seismicity. *Tectonophysics*, **597-598**, 73-84.
71. Lallemand, S., Truffert, C., Jolivet, L., Henry P., Chamot-Rooke, N., & De Voogd, B. 1994. Spatial transition from compression to extension in the Western Mediterranean Ridge accretionary complex. *Tectonophysics*, **234**, 33-52.
72. Le Pichon, X., M. Fournier, and L. Jolivet, 1992. Kinematics, topography, shortening, and extrusion in the India- Eurasia collision. *Tectonics*, **11**, 1085-1098.
73. Le Pichon, X, Lallemand, S. J., Chamot-Rooke, N., Lemeur, D. & Pascal, G. 2002. The Mediterranean Ridge backstop and the Hellenic nappes. *Marine Geology*, 186, 111-125.
74. Makris, J. & Papoulia, J. 2014. The backstop between the Mediterranean Ridge and western Peloponnese, Greece: its crust and tectonization. An active seismic experiment with ocean bottom seismographs. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, **55(2)**, 249-279, doi: 10.4430/bgta0125.
75. Marnelis, F., Roussos, N., Rigakis, N. & Karakitsios V. 2007. Structural geology of the western Greece fold-and-thrust belt. AAPG and AAPG European Region Energy Conference and Exhibition 2007, Athens, Greece, November 14–17, Guide to Fieldtrip 1, 29p.
76. Mavromatidis, A., Kelessidis, V.C. & 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, 1-8.

77. Mavromatidis, A. & Kelessidis, V.C. 2009. Investigations into the causes of high formation pressures in deep drilling in western Greece. *Mineral Wealth*, **153**, 9-21.
78. Melo, V. & Shallo, M., Aliaj, Sh., Xhomo, A. & Bakia, H., 1991a. Thrust and nappe tectonics in geological structure of Albanides. *Bul. Shk. Gjeol.*, **1**, 7-20.
79. Melo, V., Aliaj, Sh., Kora, A., Xhomo, P., Naso, F., Lula, K., Gjata, V. & Hoxhe, V. 1991b. Tectonic windows of the external zones in the eastern regions of Albanides. *Bul. Shk. Gjeol.*, **1**, 21-29.
80. Monopolis, D. & Bruneton, A. 1982. Ionian Sea (Western Greece): its structural outline deduced from drilling and geophysical data. *Tectonophysics*, **83**, 227-242.
81. Murphy, M.A., Yin, A., Harrison, T.M., Durr, S.B., Chen, Z., Ryerson, F.J., Kidd, W.S.F., Wang, X. & Zhou, X. 1997. Did the Indo-Asian collision alone create the Tibetan plateau?. *Geology*, **25(8)**, 719-722.
82. Nikolaou, C., 1986. *Contribution to the knowledge of the Neogene, the geology and the Ionian and pre-Apulian limits in relation to the petroleum geology observations in Strofades, Zakynthos and Kephalinia islands*. PhD thesis, University of Athens, 1-228.
83. Nocquet, J. M. & Calais, E. 2003. Crustal velocity field of Western Europe from permanent GPS array solutions, 1996-2001. *Geophysical Journal International*, **154**, 72-88.
84. Palacas, J.G., Monopolis, D., Nicolaou, C.A. & Anders, D.E., 1986. Geochemical correlation of surface and subsurface oils, western Greece. *Organic Geochemistry*, **10(1-3)**, 417-423.
85. Papa, A. & Kondo, A. 1968. Reflections about the Sazani zone and its transition to the Ionian zone. *Bull. Tirana Univ., Nat. Sci.*, **2**, 44-47.
86. Patriat, P. & Achache, J. 1984. Indian-Asia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanisms of plates. *Nature*, **311**, 615 – 62.
87. Paulucci, G., Novelli, L., Bongiorni, D. & Cesaroni, R. 1988. Deep offshore exploration in the Southern Adriatic Sea. *20<sup>th</sup> Offshore Technology Conference, Houston*, OTC 5730, 413-421.
88. Pavlopoulos, A. 1983. *Contribution to the geological study of the Makrynoros flysch in Akarnania*. PhD thesis, University of Thessaloniki 1-100.
89. Pavlopoulos, A., Kamperis, E., Sotiropoulos, S. & Triantaphylou, M. 2010. Tectonosedimentary significance of the Messinia conglomerates (SW Peloponnese, Greece). *Bulletin of the Geological Society of Greece*, **XLIII**, 2, 15-725.
90. Pomoni-Papaioannou, F., Karakitsios, V., Kamberis, E. & Marnelis, F. 2004. Chevron-type halite and nodular anhydrite in the Triassic subsurface evaporites of the Ionian zone (Western Greece). *Bulletin of the Geological Society of Greece*, **36 (1)**, 578-586.
91. Prifti, I. & Muska, K. 2010. Hydrocarbons occurrences and petroleum geochemistry of Albania oils. *International workshop*, November 7-12, Tirana, Albania, 137-143.
92. Reston, T J., Fruehn, J., Von Huene R. & IMERSE Working Group 2002. The structure and evolution of the western Mediterranean Ridge. *Marine Geology*, **186**, 83-110.
93. Richter, D., 1976. Das Flysch-Stadium der Helleniden-Ein Überblick. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, **127**, 467-83.

94. Rigakis, N. & Karakitsios, V. 1998. The source rock horizons of the Ionian Basin (NW Greece). *Marine and Petroleum Geology*, **15**, 593–617.
95. 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*. PhD thesis, Athens University, 1-25.
96. Rigakis, N., Roussos, N., Kamberis, E. & Proedrou, P. 2001. Hydrocarbon gas accumulations in Greece and their origin. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, **XXXIV/3**, 1265-1273.
97. Robertson Group plc 1990. *An integrated study of the petroleum potential of NW Peloponnesus, Greece*. Internal report/DEP EKY.
98. Robertson, A., Clift, P.D., Degnan, P.J. & Jones, G. 1991. Palaeogeographic and palaeotectonic evolution of the Eastern Mediterranean Neotethys. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **87**, 289-343.
99. Robertson, R. & Shallo, M. 2000. Mesozoic-Tertiary tectonic evolution of Albania in its regional Eastern Mediterranean context. *Tectonophysics*, **316**, 197-254.
100. Roure, F. & Sassi, W. 1995. Kinematic of deformation and petroleum potential appraisal in Neogene foreland fold-and-thrust belt systems. *Petroleum Geosciences*, **1**, 253-269.
101. Roure, F., Prenjasi, E. & Xhafa, Z. 1995. *Petroleum geology of the Albanian thrust belt*. Guide book to the Field Trip 7, AAPG International Conference, Nice, 50.
102. Roure, F., Nazaj, S., Mushka, K. Fili, I., Cadet, J. P. & Bonneau, M. 2004. Kinematic evolution and petroleum systems an appraisal of the Outer Albanides. In: McClay, K.R. (ed) *Thrust tectonics and hydrocarbon systems*. AAPG Memoir, **82**, 474-493.
103. Roussos, N. & Marnelis, F., 1995. Greece licensing round to focus on Western sedimentary basins. *Oil and Gas Journal*, **93(10)**, 58-62.
104. Sage, L. & Letouzey, J. 1990. Convergence of the African and Eurasian plates in the eastern Mediterranean. In: Letouzey, J. (ed) *Petroleum and Tectonics in Mobile Belts*. Editions Technip, Paris, 49-68.
105. Seidel, E., Kreuzer, H., Harre, W. 1982. A Late Oligocene/Early Miocene high pressure belt in the external Hellenides. *Geologisches Jahrbuch*, **E23**, 165-206.
106. Seitaj, H., Mëhillka, L., Xhelili, A. & Kamberi, Th. 1996. Complex interpretation of seismic and geological data of Western orogenic front of Ionian zone and prospect of this area. 1<sup>st</sup> Congress of the Balkan Geophysical Society.
107. Shallo, M. 1990. Ophiolitic melange and fyschoidal sediments of the Tithonian-Lower Cretaceous in Albania. *Terra Nova*, **2**, 476-483.
108. Shallo, M., 1992. Geological evolution of the Albanian ophiolite and their platform periphery. *Geologische Rundschau*, **81**, 681-694.
109. Skourlis, K. & Doutsos, T. 2003. The Pindos fold-and - thrust belt (Greece). Inversion kinematics of a passive continental margin. *International journal of Earth Sciences*, **92(6)**, 891-903, <http://dx.doi.org/10.1007/s00531-003-0365-4>
110. Sorel, D., Bizon, G., Aliaj, S. & Hasani, L. 1992. Stratigraphical data on the age and duration of the compressional tectonic phases in the External Hellenides (NW Greece and Albania) since the Miocene. *Bulletin - Societe Geologique de France*, **163(4)**, 447-454.
111. Sotiropoulos, S., Kamberis, E., Triantaphyllou, M.V. & Doutsos, T. 2003. Thrust sequences in the central part of the External Hellenides. *Geological Magazine*, **140 (6)**, 661-668.

112. Sotiropoulos, S., Triantaphyllou, M., Kamberis, E. & Tsaila-Monopolis, S. 2008. Paleogene terrigenous (flysch) sequences in Etoloakarnania region (W. Greece). Plankton Stratigraphy and paleoenvironmental implications. *Geobios*, **41**, 415-433.
113. Tay, P. L., Lonergan, L., Warner M., Jones, K. A, Babassilas D, Camerlenghi A, Cernbori L, Chamot-Rooke, N., Dickmann, T., Fruehn, J., Jones, K., Lallemand, S., Le Meur, D., Le Pichon, X., Lonergan, L., Loucoyannakis, M., Nicolich, R., Pascal, G., Reston, T., Von Huene R, Warner, M. & Westbrook, G. 2002. Seismic investigation of thick evaporite deposits on the central and inner unit of the Mediterranean Ridge accretionary complex. *Marine Geology*, **186 (1-2)**, 167-194.
114. Teixell, A., Arboleya, M.L., Julivert, M. & Charroud, M. 2003. Tectonic shortening and topography in the central High Atlas (Morocco). *Tectonics*, **22(5)**, 6-1 - 6-13.
115. Truffert, C., Chamot-Rooke., N, Lallemand, S., de Voogd, B., Huchon, P. & Le Pichon, X., 1993. The crust of the Western Mediterranean Ridge from deep seismic data and gravity modelling. *Geophysical Journal International*, **114**, 360-372.
116. Underhill, J. R. 1988. Triassic evaporites and Plio-Quaternary diapirism in western Greece. *Journal of the Geological Society*, **145**, 269-282, doi: 10.1144/gsjgs. 145.2.0269
117. Underhill, J. R. 1989. Late Cenozoic deformation of the Hellenides foreland, western Greece. *Geological Society of America Bulletin*, **101**, 613-634.
118. Velaj, T., Jano, K. & Gjani, E. 1998. Salt movement on external Albanides and its implications for thrust and subthrust complex. EAGE conference and technical exhibition, Leipzig, Germany, 8-12 June, 533.
119. Velaj, T. 2001. Evaporites in Albania and their impact on the thrusting processes. *Journal of the Balkan Geophysical Society*, **4(1)**, 9-18.
120. Velaj, T. 2011. Tectonic style in Western Albania Thrustbelt and its implication on hydrocarbon exploration. *AAPG search and discovery*, Article # 10371.
121. Velaj, T. 2015. The structural style and hydrocarbon exploration of the subthrust in the Berati Anticlinal Belt, Albania. *Journal of Petroleum Exploration and Production Technology*, **5(2)**, 123-145.
122. Warner, M. A. 1982. Source and time of generation of hydrocarbons in Fossil Basin, western Wyoming thrust belt. In: Powers, R.B. (ed) *Geologic studies of the Cordilleran thrust belt*. Rocky Mountain Association of Geologists, **2**, 805-816.
123. Warren, J.K. 2000. Evaporites, brines and base metals: low temperature ore emplacement controlled by evaporite diagenesis. *Australian Journal of Earth Sciences*, **47**, 179-208.
124. Warren, J.K., 2006. *Evaporites, sediments, resources and hydrocarbons*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.
125. Xenopoulos, St. 2000. Exploration and exploitation on hydrocarbons in Greece. Current activities perspectives. *Third congress of mineral wealth*, Technical Chamber of Greece, 479-488.
126. Xhufi, C. & Canaj, B. 1999. Some aspects of seismic-geologic interpretation in thrusting belts, Albania. Second Congress of the Balkan Geophysical Society.

127. Xypolias, P. & Doutsos, T. 2000. Kinematics of rock flow in a crustal-scale shear zone: Implication for the orogenic evolution of the southwestern Hellenides. *Geological Magazine*, **137(1)**, 81-96.
128. Zappaterra, E. 1994. Source-rock distribution model of Periadriatic Region. *AAPG Bulletin*, **78**, 394-421.
129. Zelilidis, A., Piper, D.J.W., Vakalas, I., Avramidis, P. & Getsos, K. 2003. Oil and gas plays in Albania: do equivalent plays exist in Greece?. *Journal of petroleum geology*, **26(1)**, 29-48.