



ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΤΕΧΝΙΚΗΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ & ΥΔΡΟΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

με θέμα:

«ΥΔΡΟΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΠΡΟΣΕΓΓΙΣΗ ΤΗΣ ΛΕΚΑΝΗΣ ΛΟΥΣΩΝ-ΚΛΕΙΤΟΡΙΑΣ»



Ο φοιτητής:

ΜΑΝΑΡΑΣ ΓΕΩΡΓΙΟΣ

A.E.M.: 3424

ΥΠΕΥΘΥΝΟΣ ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ:

κ. ΣΟΥΛΙΟΣ ΓΕΩΡΓΙΟΣ

ΣΕ ΣΥΝΕΡΓΑΣΙΑ :

κ. ΣΤΟΥΡΝΑΡΑΣ ΓΕΩΡΓΙΟΣ

(Καθηγητής Πανεπιστημίου Αθηνών)

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

1.ΕΙΣΑΓΩΓΗ	1
2.ΚΛΙΜΑ	2
3.ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ	5
Α)ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΗ ΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ	
Β)ΥΔΡΟΓΕΩΛΟΓΙΚΕΣ ΛΕΚΑΝΕΣ	
Γ)ΥΔΡΟΓΡΑΦΙΚΟ ΔΙΚΤΥΟ	

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

1.ΓΕΩΛΟΓΙΑ	10
2.ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ	17
Α. ΣΤΡΩΣΕΙΣ	22
Β. ΔΙΑΚΛΑΣΕΙΣ	29

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

1.ΚΑΡΣΤΙΚΑ ΦΑΙΝΟΜΕΝΑ	42
2.ΧΗΜΙΚΗ ΚΑΙ ΜΗΧΑΝΙΚΗ ΔΡΑΣΗ ΤΟΥ ΝΕΡΟΥ	42
3.ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΕΣ ΚΑΡΣΤΙΚΕΣ ΜΟΡΦΕΣ	44
4.ΥΠΟΓΕΙΕΣ ΚΑΡΣΤΙΚΕΣ ΜΟΡΦΕΣ	49
5.ΠΗΓΕΣ	54

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	60
---------------------	-----------

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η παρούσα εργασία ανατέθηκε από τον καθηγητή κ. Σούλιο Γεώργιο στα πλαίσια της διπλωματικής εργασίας στην ειδίκευση της Εφαρμοσμένης και Περιβαλλοντικής Γεωλογίας, του Τμήματος Γεωλογίας, του Α.Π.Θ.

Ευχαριστίες οφείλουν να δοθούν στον καθηγητή κ. Στουρνάρα Γεώργιο για την πολύτιμη καθοδήγησή του στη συγγραφή της εργασίας αυτής.

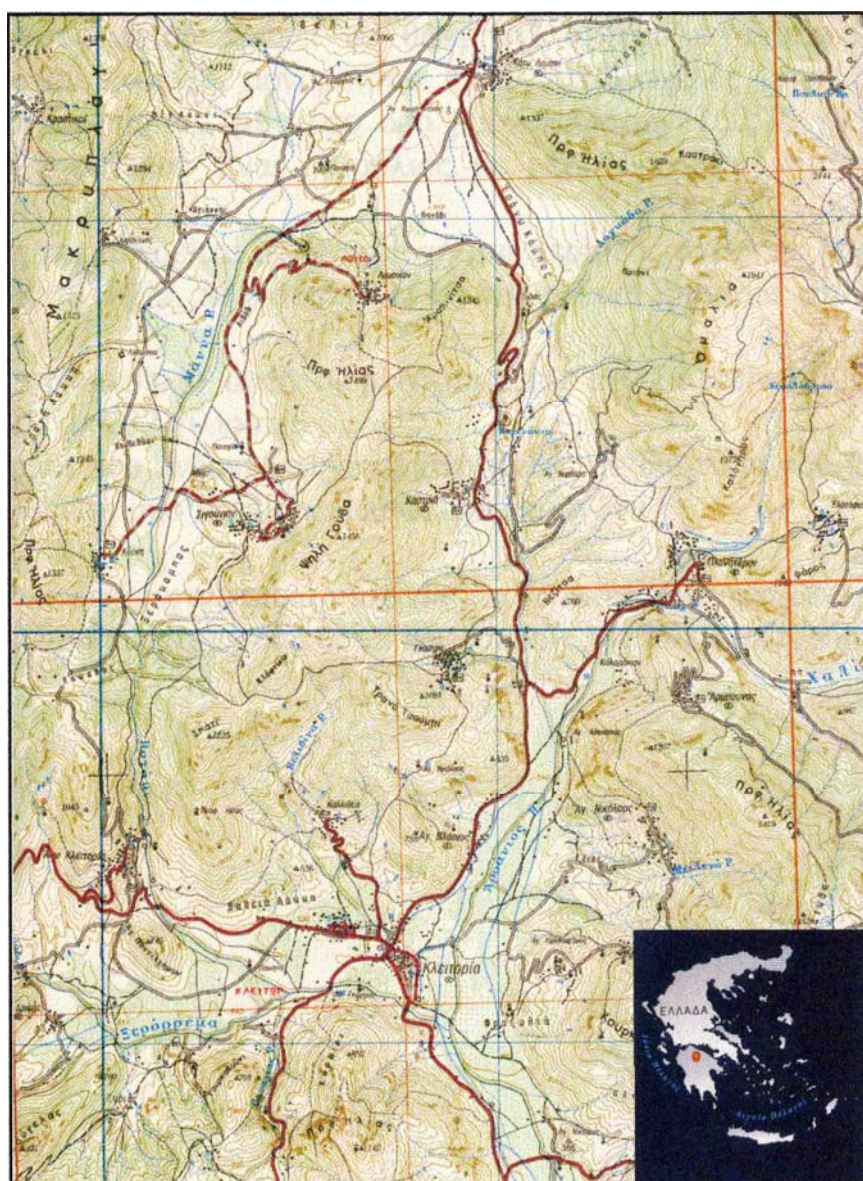
Θερμές ευχαριστίες οφείλουν να δοθούν στην υποψήφια διδάκτωρ κ. Κούτση Ρεγγίνα, για την εξαιρετικά πολύτιμη, καθοδηγητική και αδιάκοπη βοήθειά της, καθώς και για την παροχή όλου του απαραίτητου βιβλιογραφικού υλικού.

Θεσσαλονίκη, 2005

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

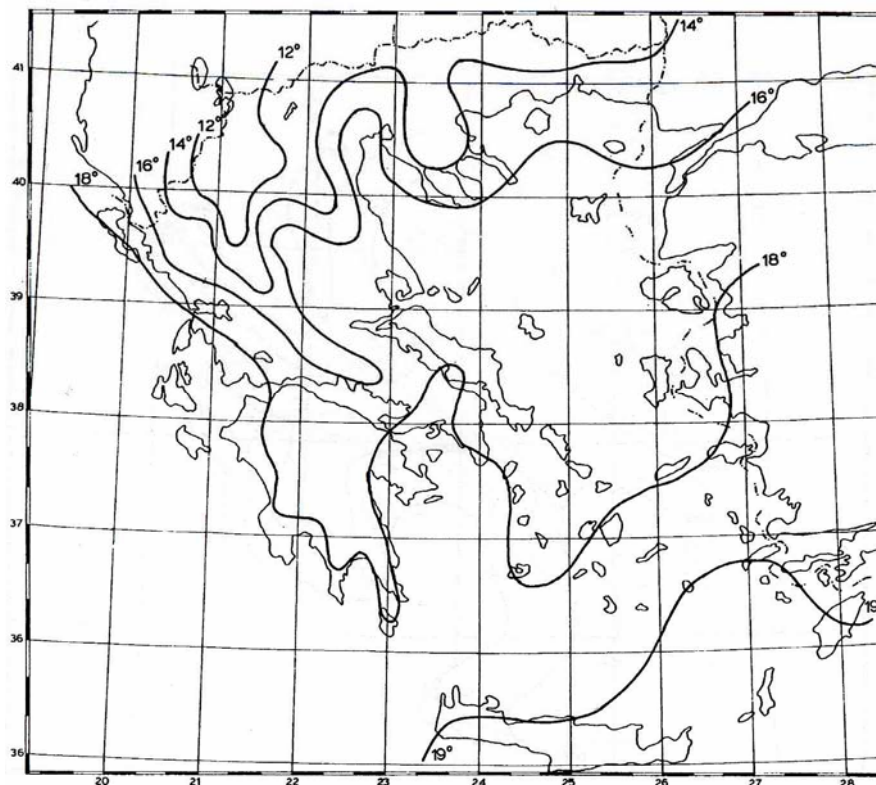
Η περιοχή μελέτης βρίσκεται στην Πελοπόννησο, στο νομό Αχαΐας δυτικά των Αροάνιων ορέων (Χελμός). Οι γεωγραφικές συντεταγμένες είναι : γεωγραφικό μήκος $22^{\circ} 05' \text{ A}$ έως $22^{\circ} 11' \text{ A}$, γεωγραφικό πλάτος $37^{\circ} 52' \text{ B}$ έως $38^{\circ} 00' \text{ B}$. Περιλαμβάνει τα χωριά : Κάτω Λουσοί, Χαρακτινός, Λουσικόν, Καστριά, Σιγούνι, Γλάστρα, Άνω Κλειτορία, Καλλιθέα. Η εξεταζόμενη περιοχή αποτελείται από δύο υδρολογικές λεκάνες, τη λεκάνη Σιγουνίου-Λουσών και τη λεκάνη Κλειτορίας (στην οποία ανήκει η υπολεκάνη Καστριών).



Χάρτης 1: Απόσπασμα του τοπογραφικού χάρτη της περιοχής μελέτης.

2.ΚΛΙΜΑ

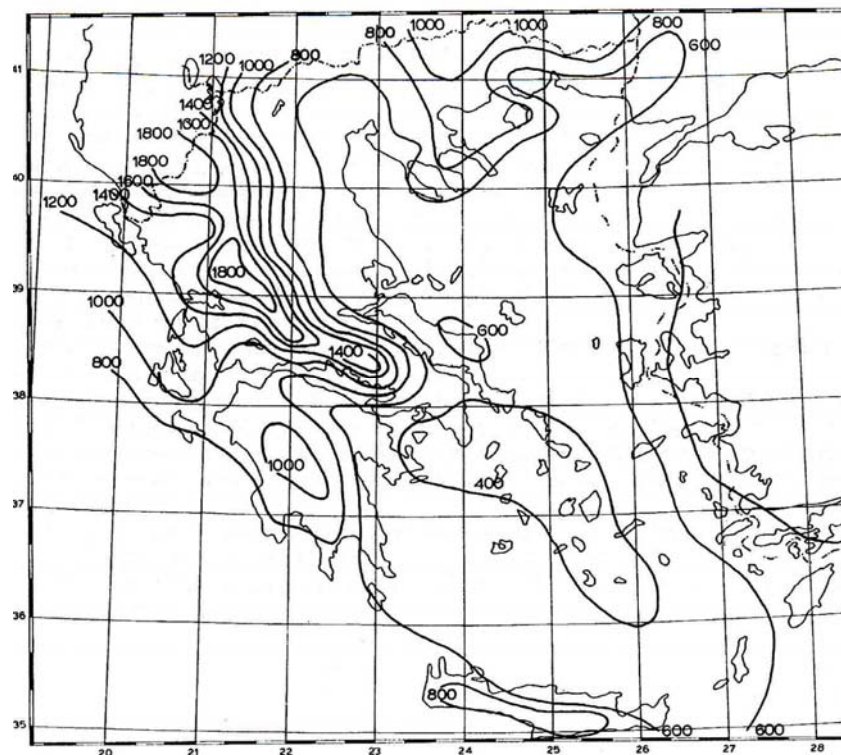
Η Ελλάδα βρίσκεται μεταξύ των 12°C και των $19,5^{\circ}\text{C}$ στον ετήσιο ισοθερμικό χάρτη, όπως φαίνεται και από το Σχήμα 1.1. Κατά την περίοδο του χειμώνα η θερμοκρασία αυξάνεται από το βορρά προς το νότο, ενώ κατά την περίοδο του καλοκαιριού η θερμοκρασία αυξάνεται από την ακτογραμμή προς την ενδοχώρα. Ο ετήσιος μέσος όρος της θερμοκρασίας, που ελλατώνεται για κάθε 1000m υψομέτρου, είναι από 4°C έως 7°C , έχοντας πάντα υπόψη την εποχή του χρόνου.



Σχήμα 1.1 : Ετήσιος ισοθερμικός χάρτης της Ελλάδος.(Κατά MORFIS, A., ZOJER, H. 1986)

Η μέση ετήσια υγρασία κυμαίνεται μεταξύ 60% και 70%. Η περίοδος με τη περισσότερη υγρασία είναι ο χειμώνας με την μέση ετήσια θερμοκρασία να φτάνει 80%. Η πιο «ξηρή» περίοδος είναι αυτή του καλοκαιριού με μέση μηνιαία υγρασία 50%.

Η αφύσικη κατανομή της ενδοχώρας με τη θάλασσα και του υψομέτρου προκαλεί μεγάλες διαφορές στην κατανομή των βροχοπτώσεων. Η μέγιστη ετήσια βροχόπτωση μειώνεται από τα δυτικά προς τις ανατολικές και από το βορρά προς το νότο. Το μέγεθος τους κυμαίνεται μεταξύ 1500 έως 400mm, όπως φαίνεται και στο Σχήμα 1.2.



Σχήμα 1.2 : Ετήσιες βροχομετρικές καμπύλες της Ελλάδος.
(Κατά MORFIS, A., ZOJER, H. 1986)

Λόγω του μεγάλου υψομέτρου και της ύπαρξης των μεγάλων ορεινών όγκων της ευρύτερης περιοχής, το κλίμα της περιοχής Καστριών μπορεί να χαρακτηριστεί ως καθαρά ηπειρωτικό. Τόσο οι βροχοπτώσεις όσο και οι χιονοπτώσεις, στα ψηλότερα σημεία, είναι έντονες για μεγάλα διαστήματα του έτους.

Από τις παρατηρήσεις του σταθμού Άνω Λουσών βγαίνει ένα μέσο ετήσιο ύψος βροχής ίσο με 1200mm. Από τον αντίστοιχο σταθμό Καλαβρύτων της Ε.Μ.Υ. το μέσο ετήσιο ύψος βροχής, λαμβάνοντας την περίοδο 1965-1994, ανέρχεται σε 893,72 mm. Η διαφορά αυτή είναι αναμενόμενη λόγω της υψομετρικής διαφοράς των δύο σταθμών. Το ολικό ύψος νετού πρέπει να θεωρηθεί ακόμη μεγαλύτερο, διότι δεν υπάρχουν στην περιοχή χιονομέτρου. Ο πλέον βροχερός μήνας μπορεί να θεωρηθεί ο Ιανουάριος, με μέσο όρο βροχοπτώσεων 160,76 mm, ενώ αντίθετα ο ξηρότερος είναι ο Ιούλιος, με μέσο όρο βροχοπτώσεων 11,01 mm.

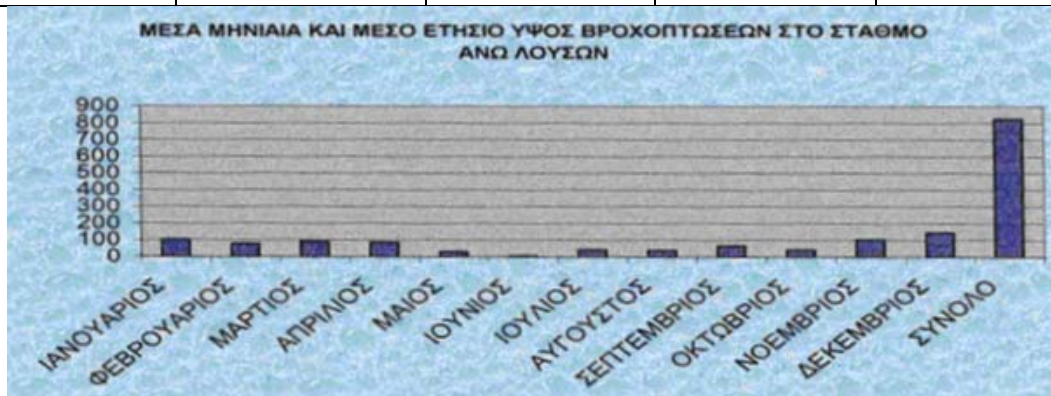
Επίσης παρατηρείται στην περιοχή μια περίοδος σχετικής ξηρασίας απο το 1984 έως το 1992, που συμπίπτει με την γενική ξηρασία στον Ελλαδικό χώρο. Κατά την περίοδο αυτή οι βροχοπτώσεις άγγιξαν την μικρότερη τιμή τους το 1991, με 232 mm.

Οι άνεμοι που πνέουν στην περιοχή κατά την διάρκεια του έτους έχουν κυρίως διεύθυνση από βορρά και λιγότερο από νότο.

ΣΤΑΘΜΟΣ ΑΝΩ ΛΟΥΣΩΝ

	1994	1995	1996	1997	Μ.Ο
ΙΑΝΟΥΑΡΙΟΣ		94,5	129,2	87,4	103,7
ΦΕΒΡΟΥΑΡΙΟΣ		24,1	160,1	46,8	77
ΜΑΡΤΙΟΣ		85,2	81,5	109,2	91,9667
ΑΠΡΙΛΙΟΣ	61,2	17,6	102,1	157	84,475
ΜΑΙΟΣ	44,8	5	56,5	11,5	29,45
ΙΟΥΝΙΟΣ	0,9	1		17,7	6,5333
ΙΟΥΛΙΟΣ	2	113,1	8	41,5	41,15
ΑΥΓΟΥΣΤΟΣ	47,9	77,3	7	16,1	37,075
ΣΕΠΤΕΜΒΡΙΟΣ	0,4	99,9	120,6	43,4	66,075
ΟΚΤΩΒΡΙΟΣ	9,9	0,3	114,5		41,5667
ΝΟΕΜΒΡΙΟΣ	11	168,8	127,6		102,467
ΔΕΚΕΜΒΡΙΟΣ	174	58,7	197,9		143.533
ΣΥΝΟΛΟ					824,992

		ΠΑΧΟΣ ΧΙΟΝΟΥ(cm)	ΙΣΟΔ.ΥΨΟΣ ΒΡΟΧΗΣ	ΟΛΙΚΟ ΥΨΟΣ
1995	ΝΟΕΜΒΡΙΟΣ	18	20,4	89,2
1996	ΙΑΝΟΥΑΡΙΟΣ	0,9	0,5	129,7
1996	ΦΕΒΡΟΥΑΡΙΟΣ	18	24	184,1
1997	ΦΕΒΡΟΥΑΡΙΟΣ	3	3,3	50,1
1997	ΜΑΡΤΙΟΣ	17,7	39	148,2



Σχήμα 1.3 : Βροχομετρικά στοιχεία και γραφικές παραστάσεις αυτών, από τους βροχομετρικούς σταθμούς των Άνω Λουσών και των Καλαβρύτων. (Κατά ΚΑΡΑΓΚΚΙΟΖΗΣ, Δ., ΝΑΣΙΟΣ, Ι., ΣΥΡΡΟΣ, Σ. 2002).

3. ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ

Α) ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΗ ΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ

Με την βοήθεια γεωμορφολογικών στοιχείων από το χάρτη μορφολογικών κλίσεων (Γ. Βαϊοπούλου, Δ. Γρύλλη και Ε. Καλύβα, 1996, Γεωλογικές παρατηρήσεις στην ευρύτερη περιοχή Κάτω Κλειτορίας-Διπλωματική εργασία) η περιοχή μελέτης χωρίζεται στους εξής τομείς:

α) Ορεινή περιοχή :

Αναπτύσσεται σε μεγάλα υψόμετρα και αποτελείται από τους αλπικούς σχηματισμούς. Αυτοί αντιπροσωπεύονται από Κρητιδικούς ασβεστόλιθους της ενότητας Τρίπολης και από την ενότητα Πίνδου σε όλη της την ανάπτυξη.

Η νεοτεκτονική παραμόρφωση είναι ο κυριότερος παράγοντας διαμόρφωσης του ορεινού αναγλύφου. Αυτό φαίνεται τόσο από την έντονη κατά βάθος διάβρωση, που παρατηρείται σε ορισμένους κλάδους του υδρογραφικού δικτύου, όσο και από τα τεκτονικά στοιχεία της περιοχής και την παραμορφωσή τους.

Οι ασβεστόλιθοι της Τρίπολης είναι έντονα καρστικοποιημένοι, επιφανειακά και σε βάθος. Σε αυτό το καρστικό δίκτυο είναι αναπτυγμένο και το σπήλαιο «των Λιμνών», στα Καστριά.

Όμως και οι ασβεστόλιθοι της ενότητας Πίνδου είναι καρστικοποιημένοι, λιγότερο απ'ότι οι ασβεστόλιθοι Τρίπολης και η ανάπτυξη του δικτύου είναι εντελώς επιφανειακή.

β) Λοφώδης περιοχή :

Η λοφώδης περιοχή χωρίζεται σε τμήματα, ανάλογα με το υψόμετρο, στο οποίο αναπτύσσονται οι λόφοι.

- Οι λόφοι στο ρέμα του Λαγκαδά που βρίσκονται ανατολικά του σπηλαίου και αναπτύσσονται σε υψόμετρα 600-800m. Λιθολογικά αποτελείται απο τεταρτογενή ιζήματα.

-Μια σειρά λόφων βρίσκονται βόρεια του χωριού Λουσικό, μεταξύ Κ. Λουσών και Χαρακτινού. Αναπτύσσονται σε υψόμετρα 1000-1050m. Λιθολογικά αποτελούνται από ραδιολαρίτες και τεταρτογενείς αποθέσεις.

-Οι λόφοι από Πλειστοκαινικά ιζήματα που αναπτύσσονται γύρω από τον ορεινό όγκο Προφήτη Ηλία και περιλαμβάνουν τα χωριά Κ.Λουσοί και Α.Λουσοί και ανατολικότερα αυτών. Υψομετρικά βρίσκονται μεταξύ 1000-1600m.

-Οι λόφοι από κώνους κορημάτων, Τεταρτογενούς ηλικίας, που βρίσκονται Νότια του όρους Κάστρο, ΒΑ του χωριού Κλειτωρίας, αναπτύσσονται σε υψόμετρο 600-680m.

Ο λόφος από κώνους κορημάτων ΒΔ του όρους Τουρκοβούνι, ανατολικά της Παλαιοκατούνας. Βρίσκεται σε υψόμετρο 600m.

γ) Πεδινή περιοχή :

- Στο Μάννα ρέμα αναπτύσσεται πεδινή περιοχή σε υψόμετρο 1000m, όπου λιθολογικά αποτελείται από αλλούβια Ολοκαινικής ηλικίας. Το υδρογραφικό δίκτυο αυτής της περιοχής αποτελείται αποκλειστικά από το Μάννα ρέμα και τους κλάδους μικρότερης τάξης. Σ' αυτήν περιέχονται και οι καταβόθρες μέσα στις οποίες χύνονται όχι μόνο τα νερά του Μάννα ρέματος, αλλά και αυτά που αποπνέουν από το όρος Βέλιες.
- Η πεδινή περιοχή που αναπτύσσεται στο Ξερρόρεμα σε υψόμετρο 540m και αποτελείται από αλλούβια Ολοκαινικής ηλικίας. Το υδρογραφικό δίκτυο της περιοχής αυτής αποτελείται αποκλειστικά από το Ξερρόρεμα και τους κλαδούς μικρότερης τάξης. Ο κύριος κλάδος τροφοδοτεί τον Αροάνιο ποταμό, κοντά στο χωριό Κλειτορία.
- Η πεδινή περιοχή μικρής έκτασης, που αναπτύσσεται από το χωριό Πλανητέρο, σε υψόμετρο 600m, συνεχίζει Νότια ακολουθώντας την πορεία του Αροάνιου ποταμού. Η έκταση της μεγαλώνει στο χωριό Κλειτορία, όπου ο Αροάνιος ενώνεται με το Ξερρόρεμα. Η πεδινή έκταση συνεχίζεται και νοτιότερα παραπλεύρως του Αροάνιου.

Β) ΥΔΡΟΓΕΩΛΟΓΙΚΕΣ ΛΕΚΑΝΕΣ

ΛΕΚΑΝΗ ΣΙΓΟΥΝΙΟΥ-ΛΟΥΣΩΝ

Σε αυτήν περιλαμβάνονται τα χωριά Άνω Λουσοί, Κάτω Λουσοί, Λουσικό, Σιγούνι και Λεύκη. Η λεκάνη αυτή οριοθετείται από τον υδροκρίτη που ξεκινάει με διεύθυνση Β-Ν από το ύψωμα Πρ. Ηλίας δυτικά της Λεύκης μέχρι την Μακρυπλαγιά. Μετά αλλάζει διεύθυνση και γίνεται Α-Δ από τα υψώματα του όρους Βέλιες μέχρι την κορυφή Αυγό. Από εκεί μέχρι την Νεραϊδοράχη έχει διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ. Στη συνέχεια αλλάζει και πάλι με διεύθυνση Α-Δ μέχρι τον Πρ.Ηλία (Καστράκι). Από τον Πρ.Ηλία μέχρι τον Ξυδιά έχει διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ. Περνώντας από τον αυχένα Ξυδιά έχει γίνει Α-Δ έως την Αμολινίτσα. Από αυτή έως τον Πρ.Ηλία έχει διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ και διασχίζει τα υψώματα Πρ.Ηλίας και Ψηλή Γούβα με διεύθυνση περίπου Β-Ν. Τέλος έχουμε μια ακόμη αλλαγή σε Α-Δ, που περνά από Ξηρόκαμπο και χωριό Λευκή για να κλίσει η λεκάνη.

ΛΕΚΑΝΗ ΚΛΕΙΤΟΡΙΑΣ

Στα βόρεια ο υδροκρίτης ακολουθεί πορεία από τον Πρ. Ηλία-Δυτικά της Λεύκης μέχρι την Ψηλή Κορυφή, όπως αυτή περιγράφεται στην υπολεκάνη Καστριών. Από την Ψηλή Κορυφή συνεχίζει Δυτικά προς το Νεραϊδάλωνο. Από εκεί συνεχίζει με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ προς την κορυφή του όρους Γαρδίκι, συνεχίζει Νότια στο όρος Νησί, Νοτιότερα στο όρος Κυνηγού Διάσελο, μετά συνεχίζει με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ προς τα όρη Ντουρτουβάνα, Φράγκα και Μαυράδα, συνεχίζει με διεύθυνση Α-Δ προς Κρινόφυτα και συνεχίζει να κατευθύνεται Νότια (νοτιότερα της περιοχής μελέτης μας). Από το χωριό Φίλια ο υδροκρίτης κινείται με διεύθυνση ΑΒΑ-ΔΝΔ προς το όρος Γύμνακος συνεχίζει βόρεια στο όρος Τάρταρης και κινείται Βόρεια μέχρι τα όροι Ζέμπη. Από εκεί συνεχίζει με διεύθυνση Δ-Α προς το όρος Πριόλιθος και από εκεί με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ προς το όρος Κατσίκι και Πρ.Ηλία-Δυτικά της Λεύκης .

Γ) ΥΔΡΟΓΡΑΦΙΚΟ ΔΙΚΤΥΟ

Το υδρογραφικό δίκτυο της περιοχής παρουσιάζει κυρίως δύο μορφές. Η μία είναι το παράλληλο δίκτυο που αναπτύσσεται επάνω στα μεταλικά ιζήματα και το άλλο είναι το ορθογώνιο που αναπτύσσεται στα αλπικά.

Το ορθογώνιο υδρογραφικό δίκτυο, ελέγχεται από την γεωλογία και συγκεκριμένα από την επίδραση που ασκούν τα συστήματα διακλάσεων και ρηγμάτων στη δημιουργία αυτού. Σε αυτό το είδος δικτύου ο κύριος κλάδος και οι παραπόταμοι συμβάλλουν σε ορθή γωνία. Μια ποικιλία του ορθογώνιου τύπου είναι ο γωνιώδης τύπος που σχηματίζεται σε συστήματα διακλάσεων ή ρηγμάτων, τα οποία συνδέονται κατά οξείες ή αμβλείες γωνίες.

Το υδρογραφικό δίκτυο εμφανίζεται κατά τόπους ολοκληρωμένο. Η πυκνότερη ανάπτυξη του εντοπίζεται στις εμφανίσεις του ραδιολαρίτη και του φλύσχη (μέτρια απορροή, πολυ μικρή κατείσδυση) και η ατελής μορφή του στους ασβεστόλιθους της Τριπόλεως. Σε αυτούς, το δευτερογενές πορώδες και οι καρστικές δομές δημιουργούν συνθήκες αυξημένης κατείσδυσης. Το καθεστώς απορροής και κατείσδυσης συνδέεται άμεσα με την τεκτονική και την γεωλογία. Οι αβεστόλιθοι εμφανίζουν στοιχεία μεγάλης κατείσδυσης και μικρής απορροής.

Σύμφωνα με τα παραπάνω το ποτάμι που διασχίζει τον Ξερόκαμπο και την Άνω Κλειτορία καταλήγοντας στο Ξερόρεμα είναι ορθογώνιου τύπου, όπως ανατολικότερα το ρέμα Βελιβίνια που καταλήγει στο Ξερόρεμα, το ρέμα Λαγκαδά στα βορειοανατολικά του χάρτη μας είναι επίσης ορθογώνιου τύπου αλλά εμφανίζει και διαγώνια μορφή, όπως και το ρέμα Χαλίκι που καταλήγει στον Αοράνιο ποταμό.

Εκτός από τα αλπικά, το ορθογώνιο δίκτυο εμφανίζεται στο Μάννα ρέμα και στο Ξερόρεμα, μέσα στα οποία έχουμε μεταλικές αδιαπέρατες αποθέσεις. Οι κλάδοι τους ξεκινούν από το αλπικό, διαρρέουν τα μεταλικά, για να φτάσουν στον κύριο κλάδο του κάθε ρέματος.

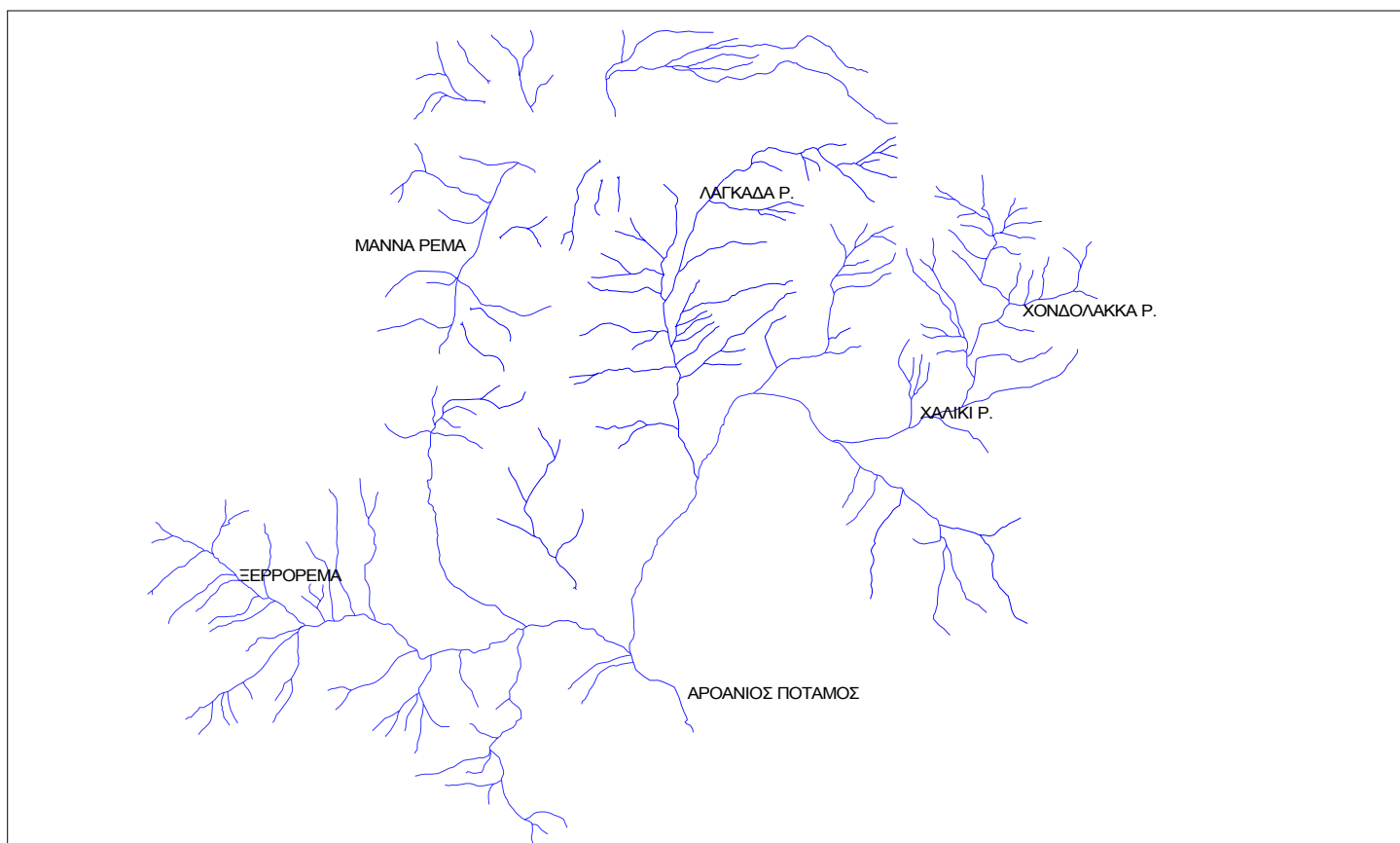
Όσον αφορά την ανάπτυξη ορθογώνιου συστήματος παρατηρούμε ότι είναι μικρή, με μεγάλου μήκους κλάδους και χαμηλό βαθμό διακλάδωσης. Πρόκειται για ένα υδρογραφικό δίκτυο με τραχεία υφή, δηλαδή αραιό υδρογραφικό δίκτυο με μικρή συχνότητα κλάδων.

Στα μεταλικά έχουμε ανάπτυξη παράλληλου υδρογραφικού δικτύου. Ο τύπος αυτός παρατηρείται εκεί όπου υπάρχει μια εμφανής κλίση κλιτύος ή εκεί όπου η γεωλογική δομή υποχρεώνει το σχηματισμό αυτού σε κανονικά διαστήματα

παράλληλης ή σχεδόν παράλληλης μορφής, όπως επίσης και στα κράσπεδα των νεοανοιχθέντων οδών. Στους Κάτω Λουσούς, οι κλάδοι είναι παράλληλοι μεταξύ τους και έχουν διεύθυνση Α-Δ. Όλοι οι κλάδοι ενώνονται δίνοντας ένα κλάδο μεγαλύτερης τάξης, που έχει την ίδια διεύθυνση. Τα νερά αυτά κινούνται προς τα Δυτικά ενώνονται με κλάδους που ρέουν από το όρος Βέλιες (B-N) και οδεύουν προς το Νότο. Εκεί χάνονται στον Απωνόκαμπο, προφανώς λόγω της ύπαρξης των καταβοθρών.

Το παράλληλο δίκτυο, σε αντίθεση με το ορθογώνιο, παρουσιάζει μεγάλη ανάπτυξη με λεπτή υφή, δηλαδή πρόκειται για πυκνό υδρογραφικό σύστημα με μεγάλη πυκνότητα κλάδων.

Όλα τα παραπάνω ρέματα καταλήγουν στον Αροάνιο ποταμό που αποτελεί τον κύριο κλάδο του υδρογραφικού μας δικτύου και έχει διεύθυνση από το Βορρά προς το Νότο.



Σχήμα 1.4 : Υδρογραφικό δίκτυο ευρύτερης περιοχής.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

1. ΓΕΩΛΟΓΙΑ

ΖΩΝΗ ΩΛΟΝΟΥ-ΠΙΝΔΟΥ

Γεωτεκτονική θέση και παλαιογεωγραφία

Η ονομασία δόθηκε για πρώτη φορά από τον Philipson (1898) από το βουνό Ωλονός της Πελοποννήσου και την οροσειρά της Πίνδου, όπου γίνεται και η κύρια ανάπτυξη της ζώνης. Πιο συχνά χρησιμοποιείται ο απλός όρος «ζώνη Πίνδου» που δόθηκε από τον Aubouin (1959).

Η ζώνη Ωλονού-Πίνδου από τα Ελληνοβουλγαρικά σύνορα κατεβαίνει προς τον κορμό της ηπειρωτικής Ελλάδας, στα βουνά Πίνδος, Άγραφα, Αιτωλικό, Βαρδούσια και μετά στην Πελοπόννησο στα βουνά Παναχαϊκό και Ωλονό. Τμήματα αυτής βρίσκονται και στα νησιά Κρήτη και Ρόδο ακολουθώντας την Α-Δ κάμψη του Διναρικού τόξου.

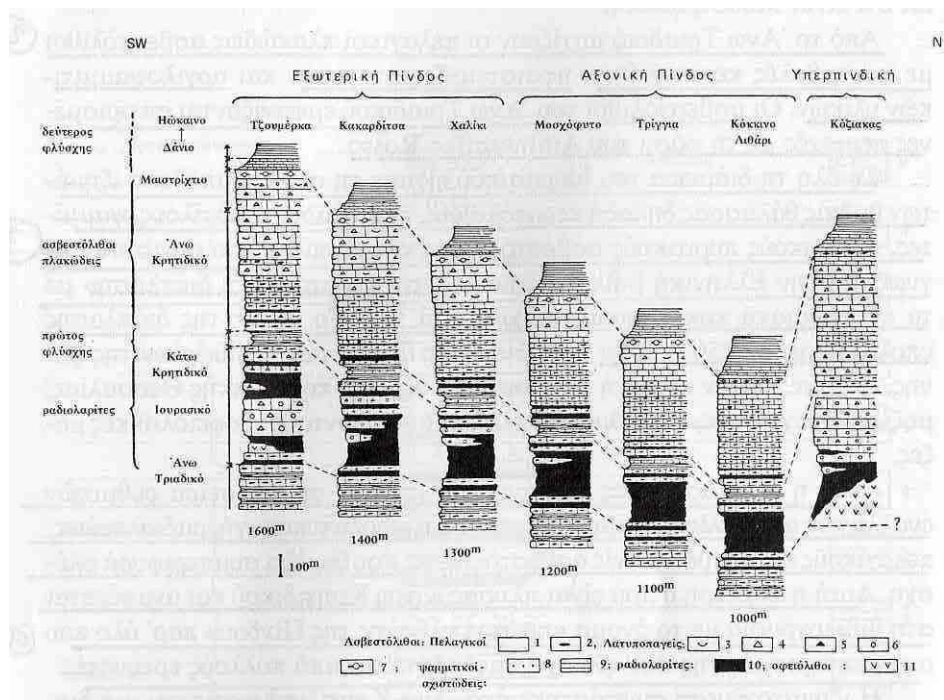
Η ζώνη Ωλονού-Πίνδου θεωρήθηκε σαν η πιο βαθιά Ελληνική αύλακα ανάμεσα στα υβώματα της Πελαγονικής προς τα ανατόλικά και Γαβρόβου προς τα δυτικά. Συνήθως αναφέρεται σαν το «Ελληνικό ευγεωσύγκλινο» κατά την διάρκεια του Μεσοζωικού.

Σύμφωνα με τις νεώτερες απόψεις για την γεωλογική δομή του Ελληνικού χώρου, χωρίς να αμφισβητείται η παλαιογεωγραφική θέση της ζώνης Πίνδου σαν αύλακας, μετατίθεται το πρόβλημα στο αν η ζώνη Πίνδου αντιπροσωπεύει τον παλιό κατεστραμμένο ωκεανό της Νεο-Τηθύος, όπως πιστεύουν οι περισσότεροι ερευνητές ή μια παλιά ηπειρωτική θάλασσα, όπως δέχονται μερικοί άλλοι.

Η ζώνη της Πίνδου διαιρέθηκε από τον Aubouin (1959) σε τρεις παλαιογεωγραφικές υποζώνες :

- Την ανατολική πλευρά της αύλακας που ονομάστηκε «Υπερπινδική υποζώνη», με ιζήματα μεταβατικά μεταξύ της ζώνης Πίνδου και της Υποπελαγονικής. Η υποζώνη αυτή συγκροτείται από δύο ενότητες πετρωμάτων, του βουνού Κόζιακας και των Θυμιανών.
- Την αξονική υποζώνη με ιζήματα της πιο βαθιάς θάλασσας.
- Τη δυτική πλευρά, μεταβατική προς το ύβωμα Γαβρόβο-Τριπόλεως που λέγεται και «Εξωτερική Πίνδος».

Οι παλαιογεωγραφικές διαφορές των τριών υποζωνών αντανακλούν στην ιζηματολογία αυτών, η οποία απεικονίζεται στις λιθοστρωματογραφικές στήλες του σχήματος 2.1.



Σχήμα 2.1 : Διαδοχικές λιθοστρωματογραφικές στήλες, με τις οποίες δείχνεται η παλαιογεωγραφική διαίρεση της ζώνης Πίνδου σε τρεις υποζώνες κατά τον Aubouin (1959).

Ο αρχικός καθορισμός της Υπερπινδικής υποζώνης σαν παλαιογεωγραφικός χώρος μεταξύ της αύλακας της Πίνδου και της Υποπελαγονικής κατωφέρειας, αποκτά ιδιαίτερη σημασία με τις νεώτερες αντιλήψεις για τη γεωτεκτονική εξέλιξη των Ελληνίδων σύμφωνα με τις οποίες οι ζώνες Πίνδου και Υποπελαγονική αντιπροσωπεύουν έναν παλιό ωκεάνιο χώρο, που βρισκόταν Δυτικά της Πελαγονικής και σχετιζόταν με τη Νεο-Τηθύ. Η παρουσία των οφειολίθων στην ενότητα Κόζιακα της Υπερπινδικής υποζώνης, καθώς βέβαια και το χαρακτηριστικό κοινό γνώρισμα των δύο ζωνών Πίνδου και Υποπελαγονικής, που είναι η μεγάλη παρουσία της σχιστοκερατολιθικής διάπλασης, στηρίζουν την άποψη αυτή.

Λιθοστρωματογραφική εξέλιξη

Δεν έχει βρεθεί προαλπικό υπόβαθρο της ζώνης Ωλονού-Πίνδου. Γενικά τα πρώτα αλπικά ιζήματα σε όλη την έκταση της ζώνης είναι δολομίτες και ασβεστόλιθοι Μέσου Τριαδικού. Σε ορισμένες εντούτοις περιοχές έχουν παρατηρηθεί κάτω από τους δολομίτες και από τους ασβεστόλιθους μερικές κλαστικές

ιζηματογενείς σειρές που αποτελούνται κυρίως από ψαμμίτες και ασβεστολιθικές παρεμβολές. Και αυτών των ιζημάτων η ηλικία θεωρείται ότι είναι Μεσοτριάδικη.

Από το Άνω Τριαδικό αρχίζουν οι πελαγικοί πλακώδεις ασβεστόλιθοι με παρεμβολές κερατόλιθων, ηφαιστειοϊζηματογενών και αργιλοψαμμιτικών υλικών. Οι ασβεστόλιθοι του Άνω Τριαδικού εμφανίζονται σε ορισμένες περιοχές με τη φάση του Ammonitico Rosso.

Σε όλη τη διάρκεια του Ιουρασικού είχαμε τη συνεχή απόθεση ιζημάτων βαθιάς θάλασσας δηλαδή κερατόλιθους, ραδιολαρίτες, αργίλους, ψαμμίτες πελαγικούς-πυριτικούς ασβεστόλιθους και ιάσπιδες που συνιστούν τη γνωστή στη Ελληνική βιβλιογραφία «σχιστοκερατολιθική διάπλαση», με εντυπωσιακά κοκκινοπράσινα χρώματα της. Το πάχος της διάπλασης υπολογίζεται σε 150-200m. Σε ορισμένες θέσεις των περιθωρίων της ζώνης, όπως π.χ. στην περιοχή του βουνού Κόζιακας της δυτικής Θεσσαλίας, μαζί με τη σχιστοκερατολιθική διάπλαση εμφανίζονται και οφειολιθικές μάζες.

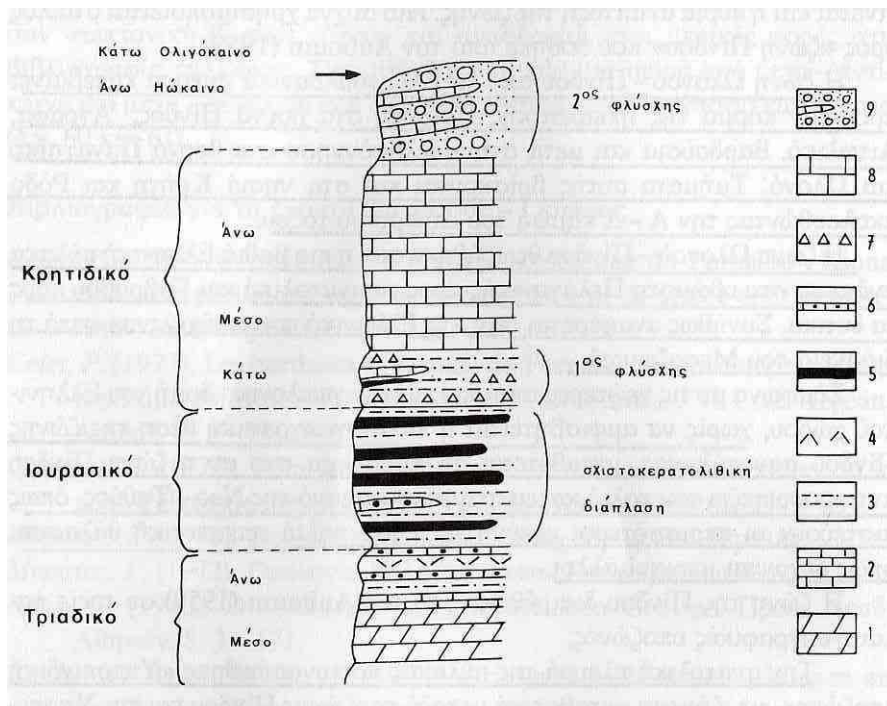
Αυτή η διάπλαση προς τα πάνω εξελίσσεται σε μια σειρά ρυθμικών εναλλαγών από πελίτες, ψαμμίτες, μάργες, μικρολατυποπαγή, ραδιολαρίτες, πελαγικούς και λατυποπαγείς ασβεστόλιθους, που θυμίζει συμπεριφορά φλύσχη. Αυτή η ανώτερη σειρά είναι ηλικίας Κάτω Κρητιδικού και αναφέρεται στη βιβλιογραφία με το όνομα «πρώτος φλύσξης της Πίνδου», παρόλο που ο χαρακτηρισμός της σαν φλύσχη αμφισβητείται από πολλούς ερευνητές.

Η ιζηματογένεση συνεχίστηκε στο Άνω Κρητιδικό χωρίς καμία διακοπή, χωρίς καμία ασυμφωνία, με την απόθεση πελαγικών πλακώδων ασβεστολίθων, με ενστρώσεις πυριτικές και συνολικό πάχος 500m.

Απο τα τέλη του Κρητιδικού (Μαιστρίχτιο-Δάνιο), η ιζηματογένεση τροποποιείται, γίνεται περισσότερο ασβεστομαργαϊκή μεταβατική προς τον φλύσχη, η απόθεση του οποίου από το Δάνιο συνεχίζεται στο Τριτογενές μέχρι το Άνω Ηώκαινο-Κάτω Ολιγόκαινο. Ο τριτογενής αυτός φλύσξης ονομάζεται και «δεύτερος φλύσξης της Πίνδου», για διάκριση από τον Κάτω Κρητιδικό «πρώτο φλύσχη». Είναι ο κύριος φλύσξης, ο πιο τυπικός και αντιπροσωπευτικός του Ελληνικού χώρου με ρυθμικές εναλλαγές κροκαλοπαγών, ψαμμιτών, μαργών και ασβεστολίθων.

Μέσα στα αργιλοψαμμιτικά ιζήματα του φλύσχη εμφανίζονται συχνά όγκοι ολισθολίθων με διαστάσεις από λίγα cm μέχρι πολλά μέτρα. Χαρακτηριστικό του φλύσχη της Πίνδου είναι οι ωραίες πτυχωμένες εικόνες που παρουσιάζει σε πολλές θέσεις.

Τα μολασσικά ιζήματα της Μεσοελληνικής αύλακας, ηλικίας Ολιγοκαίνου, επικάθονται με ασυμφωνία πάνω στα πτυχωμένα στρώματα του φλύσχη της Πίνδου ηλικίας Ανώτερου Ηώκαινου, παρατήρηση που πιστοποιεί το τέλος της απόθεσης του φλύσχη στο Ανώτερο-Τελικό Ηώκαινο.



Σχήμα 2.2: Σχηματική λιθοστρωματογραφική στήλη, αντιπροσωπευτική της ζώνης Ωλονού-Πίνδου, 1: δολομίτες, 2: πλακώδεις ασβεστόλιθοι, 3: αργιλοψαμμίτες, 4: ηφαιστειοϊζηματογενή υλικά, 5: κερατόλιθοι 6: ασβεστόλιθοι με πυριτικές ενστρώσεις 7: λατυποπαγή 8: ανωκρητιδικοί ασβεστόλιθοι 9: σχηματισμός φλύσχη. (Κατά ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ, Δ.Μ., 1985).

ΖΩΝΗ ΓΑΒΡΟΒΟΥ-ΤΡΙΠΟΛΕΩΣ

Γεωτεκτονική θέση και παλαιογεωγραφία

Η ζώνη Γαβρόβου- Τρίπολης βρίσκεται δυτικά της ζώνης Πίνδου και προεκτείνεται με διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ απο την Ήπειρο προς την Πελοπόννησο όπου εμφανίζεται να περιβάλλεται τεκτονικά από τη ζώνη Ωλονού-Πίνδου. Στο γεωγραφικό χώρο Ηπείρου-Στερεάς Ελλάδας η ζώνη κατέχει λωρίδα μήκους 250km περίπου και μέσου πλάτους 10km με μέγιστο πλάτος εμφανίσεων περίπου 20km. Αντίθετα στην Πελοπόννησο η έκταση εμφανίσεων της ζώνης είναι πολύ μεγαλύτερη. Τα βουνά Τύμφη, Γαβρόβο, Χελμός, Μαίναλο, Πάρνων περιλαμβάνονται στη ζώνη αυτή. Μεγάλα τμήματα της Κρήτης και της Ρόδου κατέχονται επίσης απο τους σχηματισμούς της ζώνης.

Η ζώνη Γαβρόβου-Τρίπολης καθορίσθηκε σαν ύβωμα, που είχε συνεχή νηριτική ιζηματογέννεση και χώριζε το ευγεωσύγκλινο της ζώνης Ωλονού-Πίνδου απο το μειογεωσύγκλινο της Αδριοτικοϊονίου ζώνης. Παλαιότερα θεωρούνταν σαν δύο ξεχωριστά υβώματα. Το ύβωμα Γαβρόβου στον κορμό της ηπειρωτικής Ελλάδας και το ύβωμα Τρίπολης στην Πελοπόννησο. Τα δύο αυτά υβώματα εντάχθηκαν σε μια ζώνη (Γαβρόβου-Τρίπολης) απο τον Dercourt (1964) παρόλο που ορισμένοι θεωρούν ακόμη τις δύο περιοχές παλαιογεωγραφικά ανεξάρτητες. Με τις σύγχρονες αντιλήψεις της παγκόσμιας τεκτονικής η ζώνη Γαβρόβου-Τριπόλης θεωρείται ότι αντιπροσωπεύει παλιά, αλπική ηπειρωτική πλατφόρμα με νηριτική ανθρακική ιζηματογένεση.

Όσον αφορά το θέμα της σχέσης μεταξύ Γαβρόβου και Τρίπολης είναι γεγονός ότι υπάρχουν υπόνοιες για κάποια διαφοροποίηση στις συνθήκες ιζηματογένεσης μεταξύ των δύο περιοχών, αλλά το πρόβλημα είναι που μπορεί να βρίσκεται, αν βέβαια βρίσκεται, ένα τέτοιο όριο μεταξύ Γαβρόβου και Τρίπολης. Έχει εκφρασθεί υπόνοια ότι ίσως το τεκτονικό κάλυμμα της Πίνδου καλύπτει πιθανόν το υποτιθέμενο αυτό όριο.

Λιθοστρωματογραφική εξέλιξη

1) Το προαλπικό υπόβαθρο και το πρόβλημα των «φυλιττών»

Προαλπικό υπόβαθρο αναφέρεται μόνο στην Πελοπόννησο και την Κρήτη αλλά και εκεί έχει πλέον αμφισβητηθεί έντονα αν πράγματι πρόκειται για προαλπικούς σχηματισμούς της ζώνης Γαβρόβου-Τριπόλεως. Συγκεκριμένα πρόκειται για

ημιμεταμορφωμένα πετρώματα, φυλλίτες, χαλαζίτες και πλακώδεις ανακρυσταλωμένους ασβεστόλιθους γνωστούς με τον όρο «Plattenkalk». Τα πετρώματα αυτά έχουν συχνές εμφανίσεις στην Πελοπόννησο (Ταΰγετος, Πάρνων, Αρκαδία, Χελμός) στο νησί των Κυθήρων και την Κρήτη. Με απολιθώματα που βρέθηκαν στα πετρώματα αυτά, αλλά και με λιθολογικές συγκρίσεις είχαν καταταχθεί στο Άνω Παλαιοζωικό (Λιθανθρακοπέρμιο) και φυσικά θεωρήθηκαν ως το προαλπικό υπόβαθρο της ζώνης. Αργότερα όμως άλλα παλαιοντολογικά τεκμήρια που βρέθηκαν ανέτρεψαν την άποψη για μόνο προαλπική ηλικία των πετρωμάτων αυτών.

Πιο αναλυτικά με νεώτερες έρευνες που έγιναν στα πετρώματα αυτά διακρίθηκαν βασικά δύο ενότητες σχηματισμών, η σειρά των «Plattenkalk» και η σειρά των «φυλιττών», οι οποίες είναι ανεξάρτητες μεταξύ τους.

2) Αλπικοί σχηματισμοί

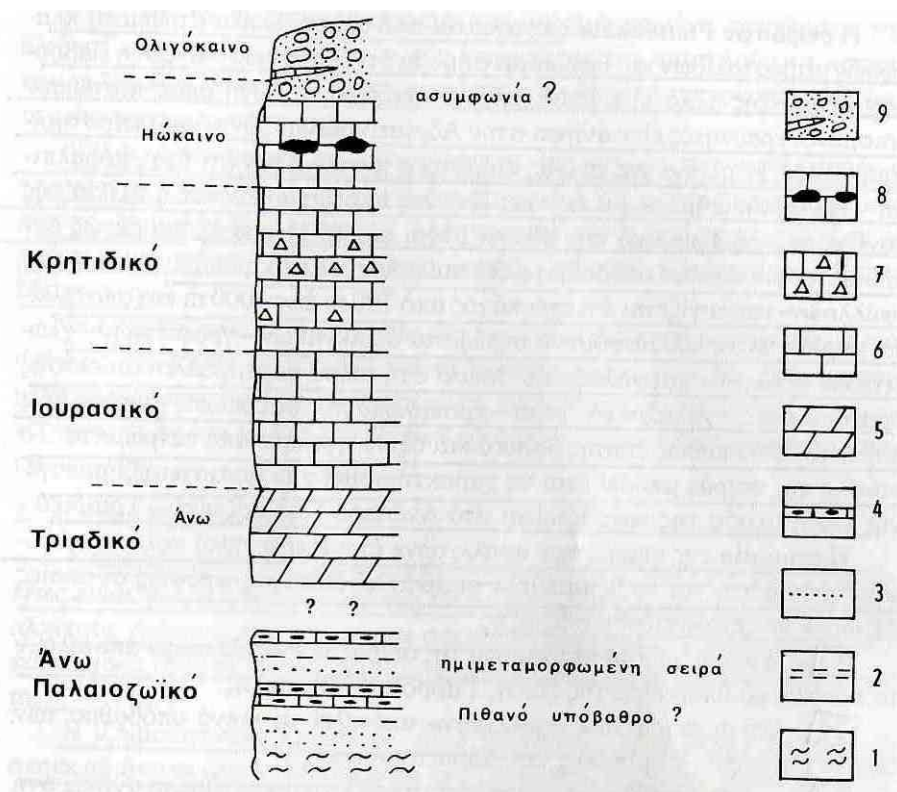
Ανεξάρτητα από το αμφιλεγόμενο υπόβαθρο η ζώνη Γαβρόβου-Τριπόλεως είναι γνωστή για τη συνεχή νηριτική ιζηματογένεση της κατά τους αλπικούς χρόνους, που έδωσε μια σειρά ανθρακικών πετρωμάτων συνολικού πάχους 1800m, αν και ορισμένοι υπολόγισαν το πάχος πάνω από 4000m.

Η ιζηματογένεση άρχισε το Άνω Τριαδικό με δολομίτες και συνεχίστηκε αδιάκοπα όλο το Μεσοζωικό και Τριτογενές μέχρι το Άνω Ηώκαινο, αποκλειστικά με ασβεστόλιθους νηριτικούς, μαύρους ή σκοτεινούς τεφρούς και μερικές φορές λατυποπαγείς, πολύ πλούσιους σε απολιθώματα. Μια μικρής διάρκειας διακοπή της συνεχούς ιζηματογένεσης πιθανολογείται μόνο στο Μέσο Ηώκαινο λόγω μερικών μικρών βωξιτικών εμφανίσεων.

Από το Ανώτερο Ηώκαινο άρχισε η απόθεση του φλύσχη που έληξε στο τέλος Ολιγοκαίνου με την πτύχωση (Σαβική φάση) και την οριστική ανάδυση της ζώνης. Ο φλύσχη της ζώνης Γαβρόβου είναι κυρίως μαργαϊκός και το συνολικό του πάχος υπολογίζεται από ορισμένους ότι μπορεί να φθάνει τα 2000m.

Μια ακόμη προσωρινή, μικρής διάρκειας ανάδυση της ζώνης πιθανολογείται από ορισμένους πριν από την έναρξη απόθεσης του φλύσχη με αποτέλεσμα την ασυμφωνία του φλύσχη πάνω στους Ηωκαινικούς ασβεστόλιθους.

**«ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ: ΥΔΡΟΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΠΡΟΣΣΕΓΙΣΗ ΤΗΣ ΛΕΚΑΝΗΣ
ΛΟΥΣΩΝ-ΚΛΕΙΤΟΡΙΑΣ »**



Σχήμα 2.3: Σχηματική λιθοστρωματογραφική στήλη, αντιπροσωπευτική της ζώνης Γαβρόβου-Τρίπολεως., 1:μαρμαρυγικοί σχιστόλιθοι, 2:φυλλίτες, 3:χαλαζίτες, 4:ασβεστολιθικές ενστρώσεις, 5:δολομίτες, 6: μαύροι ασβεστόλιθοι, 7:λατυποπαγείς ασβεστόλιθοι, 8:βωξιτική εμφάνιση, 9: φλύσχη. (Κατά ΜΟΥΝΤΡΑΚΗ, Δ.Μ, 1985).

2. ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΖΩΝΗ ΟΛΩΝΟΥ-ΠΙΝΔΟΥ

Τεκτονική δομή και Τεκτοορογενετική εξέλιξη

Τα στρώματα της ζώνης Ωλονού-Πίνδου αναδύθηκαν με την τελική φάση πτυχώσεων που ήταν η Ελβετική φάση στο Κάτω Ολιγόκαινο ή σύμφωνα με άλλους ερευνητές η Πυρηναϊκή φάση στο Πριαμπόνιο του Ηωκαίνου. Ανεξάρτητα από το πότε ακριβώς εκδηλώθηκε η πτύχωση, είναι γεγονός ότι ήταν η μοναδική φάση που έπληξε τη ζώνη. Δεν επέδρασαν δηλαδή πρώιμες ορογενετικές φάσεις όπως στις εσωτερικές ζώνες.

Με την μοναδική αυτή φάση πτυχώσεων έγινε η προς τα δυτικά επώθηση της ζώνης Ωλονού-Πίνδου υπό μορφή καλύμματος και ταυτόχρονα η λεπίωση των στρωμάτων της. Η Πίνδος είναι το πιο τυπικό κάλλυμα στον Ελλαδικό χώρο και το πιο εμφανές, γι' αυτό είναι και το πρώτο κάλυμμα που περιγράφηκε ήδη από το 1903 από τον Cayeux και το 1906 από τον Νέγρη. Δηλαδή ενώ τα τεκτονικά καλύμματα ως έννοια έγιναν αντιληπτά στις αρχές του 20^{ου} αιώνα (το 1902 έγινε η πρώτη μεγάλη σύνθεση στην Ελβετία πάνω στα τεκτονικά καλύμματα στις Δυτικές Άλπεις από τον Lugeon), οι γεωλόγοι υποστηρικτές είχαν σαν τυπικό παράδειγμα τα καλύμματα της Πίνδου, γιατί ήταν τόσο εύκολο να τα δει κανείς (στην Πελοπόννησο ή αλλού από κάτω τους νηρητικούς Ηωκαινικούς ασβεστόλιθους με νουμμουλίτες της Τρίπολης και από πάνω τους πελαγικούς Τριαδικούς ασβεστόλιθους με Halobies ή τους Ανωκρητιδικούς με τις Globotruncanes της Πίνδου). Επί πλέον, ήταν σαφής η τεκτονική επαφή και σαφής η διαφορετική φάση (πελαγική, νηρητική). Παρόλο όμως ότι το κάλυμμα της Πίνδου είναι το πρώτο και κλασικότερο κάλυμμα στον Ελλαδικό χώρο, μέχρι πριν από 10 χρόνια, η γενική άποψη για την μετακίνησή του, ήταν της τάξεως μερικών δεκάδων km.

Χρειάστηκε μια από τις πιο επαναστατικές ανακαλύψεις της τελευταίας 10ετίας στο τεκτονικό παράθυρο του Ολύμπου, για να δείξει ότι η κίνηση του καλύμματος ήταν πολύ μεγαλύτερη, γιατί στον Όλυμπο βρέθηκαν, στην πρώτη συστηματική δουλειά που έγινε από τον Godfriaux (1968), απολιθώματα του Μεσοζωικού και του Καινοζωικού. Αυτό δείχνει ότι ο Όλυμπος είναι η συνέχεια της ασβεστολιθικής τράπεζας Γαβρόβου-Τριπόλεως και ότι έχουμε την πλατφόρμα θαμμένη κάτω από τα καλύμματα της Πίνδου για πολλά χιλιόμετρα. Με δύο λόγια οι ρίζες του καλύμματος της Πίνδου έφθασαν να αναζητούνται στο σημερινό Αιγαίο, χωρίς να ξέρουμε που ακριβώς.

Ένας άλλος δείκτης του πόσο μακρύ ταξίδι έχει κάνει η Πίνδος απο τη στιγμή που ξεκόλλησε απο τον ωκεανό που ήταν και άρχισε να ολισθαίνει τεκτονικά πάνω στα γειτονικά πετρώματα, βγαίνει από το ότι οι τελευταίοι σχηματισμοί της κολώνας της Πίνδου έχουν ηλικία Μέσο-Ηώκαινο. Αυτό σημαίνει ότι αυτή την εποχή σταμάτησε η φλυσχική ιζηματογένεση, η ζώνη πτυχώθηκε, αναδύθηκε, άρχισε η διάβρωση και ορισμένα της κομμάτια συνέχισαν να ολισθαίνουν πάνω στις γειτονικές περιοχές προς το εξωτερικό του τόξου. Άρα ο τεκτονισμός της ζώνης και το ξεκίνημα του καλύμματος άρχισε στο Μ. Ηώκαινο, δηλαδή περίπου 50Ma και σταμάτησε τουλάχιστον εκεί που βλέπουμε σήμερα το μέτωπο του Πινδικού καλύμματος πάνω στον άγριο φλύσχη, που η ηλικία των ανώτερων στρωμάτων του φθάνει ως το Μέσο Μειώκαινο, δηλαδή πριν 15Ma. Δηλαδή, το κάλυμμα της Πίνδου «ταξιδεύει» περίπου 35Ma, όλη δηλαδή τη βασική ορογενετική περίοδο των Ελληνίδων (Aubouin 1959, Παπανικολάου 1991). Η ενότητα Ωλονού Πίνδου είναι η πλήρης ονομασία της με εξαίρεση δυο ιδιόρρυθμες διαταραχές στην ιζηματογένεση, τη μια στο κάτω και την άλλη στο Άνω Κρητιδικό, πτυχώθηκε ως ενιαίο σύνολο ιζημάτων απο το Άνω Τριαδικό μέχρι το Κάτω-Μέσο Ηώκαινο κατά την Πυρρηναϊκή φάση ορογένεσεων (μέσο Ηώκαινο). Η πρώτη αυτή διαταραχή της ιζηματογένεσης (Κ. Κρητιδικό), που μπορεί να θεωρηθεί ως αντίκτυπος της Αυστριακής πτύχωσης, η οποία πρόσβαλε τις εσωτερικές Ελληνικές ζώνες, είχε σαν αποτέλεσμα, να σχηματιστεί στη ζώνη Ωλονού Πίνδου ο λεγόμενος (Aubouin 1958, Dercourt 1964) «Πρώτος Πινδικός φλύσχη». Η δεύτερη διαταραχή, που μπορεί να θεωρηθεί ως αντίκτυπος της νεότερης φάσης της υπερκύνιας πτύχωσης, είχε ως συνέπεια το σχηματισμό βιτουμενούχων αργιλοσχιστολίθων στο Άνω Κρητιδικό κάτω ή μέσα σε ασβεστόλιθους του Μαιστριχτίου (Κισκύρας, 1972).

Όσον αφορά την παλαιογεωγραφία και τη μακροτεκτονική του καλύμματος υπάρχουν βασικά δύο απόψεις :

Πρώτα ο Philippson, A. (1882, 1959) περιγράφει δυο ανεξάρτητα καλύμματα, το κάλυμμα της Μεσσηνίας-Αχαΐας και το κάλυμμα των Αρκαδικών και Αργολικών ορέων. Το πρώτο με τη μορφή μανιταριού υποθέτει ότι έχει τις ρίζες του στην Δ. Πελοπόννησο, απ' όπου κινήθηκε λίγο προς δυτικά και λίγο προς ανατολικά καλύπτοντας έτσι την Αρκαδία. Για το δεύτερο, δέχεται ότι έχει τις ρίζες του στην Αργολίδα και ότι κινήθηκε προς δυτικά όπου συνάντησε τον ανατολικό κλάδο του προηγούμενου καλύμματος.

Έπειτα ο Κίσκυρας, Δ. (1963,1986) συμπληρώνει τον Philippson και υποστηρίζει πως έχουμε δύο καλύμματα : της Ωλονού-Πίνδου και το Αρκαδικό κάλυμμα. Το πρώτο κάλυμμα έχει επωθηθεί πάνω στη ζώνη Γαβρόβου-Πύλου, ενώ το δεύτερο θεωρείται επωθημένο πάνω στη ζώνη της Τρίπολης (ο ερευνητής θεωρεί ανεξάρτητες τις ζώνες Γαβρόβου-Πύλου και Τρίπολης). Σύμφωνα με τον ίδιο ερευνητή το κάλυμμα της ενότητας Ωλονού-Πίνδου περιορίζεται δυτικά της ζώνης Κεντρικής Πελοποννήσου-Κρήτης και τα ιζήματα της έχουν αποτεθεί σε γεωσυγκλινή αύλακα, που ήταν μεταξύ της ζώνης Τρίπολης (ανατολικά) και της ζώνης Γαβρόβου-Πύλου (δυτικά). Επίσης έχει επωθηθεί από Α προς Δ πάνω στη Γαβρόβου-Πύλου. Το άλλο κάλυμμα, που έχει επωθηθεί πάνω στη ζώνη Τρίπολης, αποτελεί ξεχωριστό κάλυμμα (Αρκαδικό) που προέρχεται από άλλη γεωσυγκλινική αύλακα και κινήθηκε επίσης από Α προς Δ.

Ο Φυτρολάκης, Ν. (1971) και έμμεσα ο Μαριολάκος, Η. (1976), συμφωνούν με αυτήν την εκδοχή.

Ο Aubouin J. (1959), δίνει την τεκτονική μορφή των ζωνών της Ελλάδος και δέχεται ως ενιαία τη ζώνη Ωλονού-Πίνδου και ότι αυτή ανυψώνεται υπό μορφή λεπίων και εσωτερικών ολισθήσεων.

Η άλλη άποψη δέχεται ότι η Πίνδος συνιστά ένα εννιαίο τεκτονικό κάλυμμα, το οποίο έχει επωθηθεί από τα ανατολικά προς τα δυτικά ενώ οι ρίζες του βρίσκονται στην περιοχή του Αργολικού κόλπου. Ο παλαιογεωγραφικός χώρος απόθεσης των ιζημάτων, είναι επίσης ενιαίος και τοποθετείται μεταξύ του υβώματος της Τρίπολης και ενός εσωτερικού υβώματος στα ανατολικά του Παρνασσού. Με την άποψη αυτή συμφωνούν οι: Νέγρης, Φ. (1906), Blumenthal, M. (1933), Renz, C. (1955), Τσόφλιας, Π. (1959), Κατσικάτσος, Γ. (1980).

Σήμερα φυσικά έχει αποδειχθεί ότι η τωρινή θέση της ζώνης Ωλονού-Πίνδου οφείλεται στην επώθηση της υπό μορφή καλύμματος από τα ανατολικά προς τα δυτικά πάνω στην ζώνη Γαβρόβου-Τριπόλεως, που στην συνέχεια επικαλύφθηκε ενδιάμεσα υπό μορφή πολλών τεκτονικών παραθύρων μικρής ή μεγάλης έκτασης, το σπουδαιότερο των οποίων είναι στην περιοχή της Τρίπολης.

Όσον αφορά το μηχανισμό με τον οποίο η Πίνδος βρίσκεται στη σημερινή της θέση έχουν διατυπωθεί πολλές απόψεις .

Ο Dercourt, J.(1964) αποδέχεται τις απόψεις του Aubouin J. και σημειώνει ότι στην Πελοπόννησο το κάλυμμα της Πίνδου επικάθεται στα ανώτερα στρώματα της σειράς της Τριπόλεως. Βάσει των παραπάνω θεωρεί αυτό ως ένα κάλυμμα

επικαλύψεως το οποίο αποκολλάται στα στρώματα του Άνω Τριαδικού. Ο ίδιος συγγραφέας υποστηρίζει επίσης ότι η αποκόλληση οφείλεται στη συμπίεση των ιζημάτων της αύλακας της Πίνδου από τα υβώματα της Τριπόλεως δυτικώς του Παρνασσού ή της Υποπελαγονικής ζώνης ανατολικώς. Διακρίνει δύο βασικούς τεκτονικούς τύπους στο κάλυμμα της Πίνδου:

- Στα δυτικά ένα σύστημα λεπιώσεων πλάτους 30 km
- Στα ανατολικά την Αρκαδική Τράπεζα πλάτους 60 km, όπου η στρωματογραφική σειρά έχει υποστεί μια διάρρηξη των ανωτέρων ορίων της .

Ο Desio, A. (1953) υποστηρίζει ότι κατά την διάρκεια του Μεσοζωϊκού δημιουργήθηκαν επί του μεταμορφωμένου υποβάθρου υβώματα και αύλακες. Επί των υβωμάτων αποτέθηκαν ιζήματα της σειράς της Τριπόλεως και επί των αυλάκων, ιζήματα της σειράς της Πίνδου. Η κύρτωση και η αναθόλωση του μεταμορφωμένου υποβάθρου είχαν ως συνέπεια τα ιζήματα της Πίνδου να λεπιωθούν λόγω ολισθήσεως αυτών επί των ιζημάτων της Τρίπολης και αυτά της Τρίπολης να ολισθήσουν επί του μεταμορφωμένου υποβάθρου.

Ο Λαλέχος, Ν. (1974) υποστηρίζει την άποψη ότι μετά την προώθηση και τοποθέτηση του Πινδικού καλύμματος πάνω στους σχηματισμούς της Τρίπολης ακολούθησε η αναθόλωση του υποβάθρου, η οποία είχε σαν αποτέλεσμα την ολίσθηση του καλύμματος αλλού προς τα ανατολικά και αλλού προς τα δυτικά..

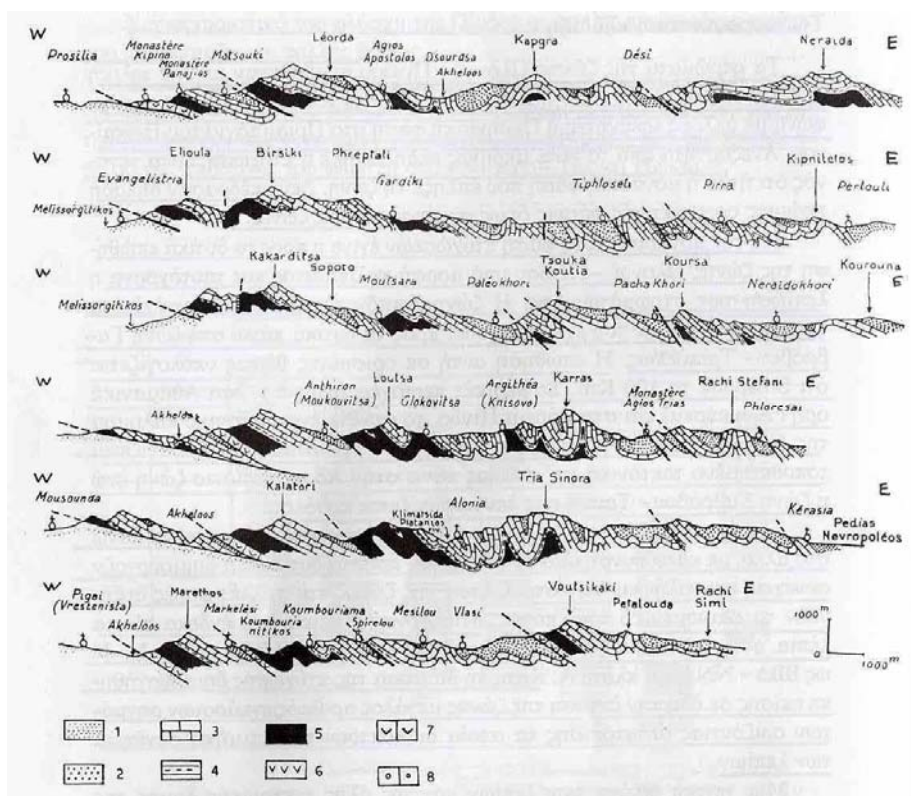
Ο Λέκκας, Σ. (1978) υποστηρίζει την υποθαλάσσια προώθηση του Πινδικού καλύμματος πάνω στα ανώτερα φλυσχικά ιζήματα της ενότητας Γαβρόβου-Τρίπολης η οποία πραγματοποιήθηκε κατά την διάρκεια της ιζηματογένεσης του φλύσχη της τελευταίας. Έτσι δικαιολογείται το μικρό πάχος του φλύσχη στην υποζώνη Τρίπολης σε σύγκριση με τα δυτικά που είναι τεράστιο.

Ο Καροτσιέρης, Ζ. (1981) καταλήγει στο ίδιο συμπέρασμα και διακρίνει δύο πτυχογόνες φάσεις στην κεντρική Πελοπόννησο, συμπληρώνοντας ότι η προώθηση του καλύμματος με τα παρασυρόμενα τεμάχια πάνω στο φλύσχη γίνεται αλλού στην ξηρά και αλλού υποθαλάσσια.

Σχετικά με την εσωτερική δομή της Πίνδου, αναμένεται ότι μια ακολουθία στρωμάτων, με τόσες εναλλαγές και τέτοιο είδος λιθολογίας είναι εύκολο να πτυχωθεί πολύ, γιατί έχει μεγάλη πλαστικότητα, δημιουργώντας έτσι πτυχές μικρής ακτίνας καμπυλότητας. Επί πλέον, οι εναλλαγές ασβεστολίθων και κερατολίθων είναι εύκολο να δημιουργήσουν δυσαρμονικά φαινόμενα. Έτσι, η ζώνη ανεξάρτητα απ' ότι αποτελεί ένα τεράστιο κάλυμμα στο σύνολο της, με μεγάλη μετακίνηση κ.λ.π-

μέσα της χαρακτηρίζεται απο πάρα πολλές πτυχές κλειστές ανεστραμμένες κ.λ.π. και επιπεύσεις. Κύριος χαρακτήρας η δομή κατά λέπια με μονοκλινικές ακολουθίες και επαναλήψεις περιοδικές κατά την ίδια σειρά συνήθως κατά κανονικά σκέλη των πτυχών. Τα τεκτονικά λέπια της Πίνδου εμφανίζονται επωθημένα το ένα πάνω στο άλλο, με κατεύθυνση απο τα Ανατολικά προς τα Δυτικά και δημιουργούν συνεχείς επαναλήψεις των στρωμάτων της ζώνης και πολλές φορές αυξάνουν το φαινόμενο πάχος τους. Μια συνεχής σειρά από ένδεκα τέτοια λέπια, αναφέρεται για την οροσειρά της Πίνδου, με γενική διεύθυνση Β-Ν ως ΒΒΔ-ΝΝΔ και κλίση Α. Κατά την διάρκεια της πτύχωσης δημιουργήθηκε επίσης σε όλη την έκταση της ζώνης μεγάλος αριθμός εγκάρσιων ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης, τα οποία διακόπτουν την επιμήκη συνέχεια των λεπίων.

Μια γενική εικόνα των λεπίων και της όλης τεκτονικής δομής της Πίνδου παρουσιάζεται στις τομές του Σχήματος 2.4.



Σχήμα 2.4 : Αντιπροσωπευτικές γεωλογικές τομές των σχηματισμών της ζώνης Πίνδου στο χώρο της νότιας Ηπείρου-Δυτικής στερεάς Ελλάδας. 1: φλύσχος της Αδριατικοϊονίου ζώνης, 2: φλύσχος της ζώνης Πίνδου, 3: ασβεστόλιθοι Άνω Κρητιδικού, 4: σχηματισμοί Κάτω Κρητιδικού, 5: ραδιολαρίτες 6: βασικά πυριγενή πετρώματα 7 και 8: σχηματισμοί Τριαδικού (Κατά Aubuin 1959).

Πάνω στα στρώματα της Πίνδου βρίσκονται επωθημένες οφειολιθικές μάζες, η τοποθέτηση των οποίων ήταν και παραμένει βασικό γεωλογικό πρόβλημα που συνδέεται με την παλιά θέση της Τηθύος, όπως αναπτύχθηκε σε προηγούμενη παράγραφο. Προέρχονται δηλαδή οι οφειόλιθοι από ένα κατεστραμμένο ωκεάνιο

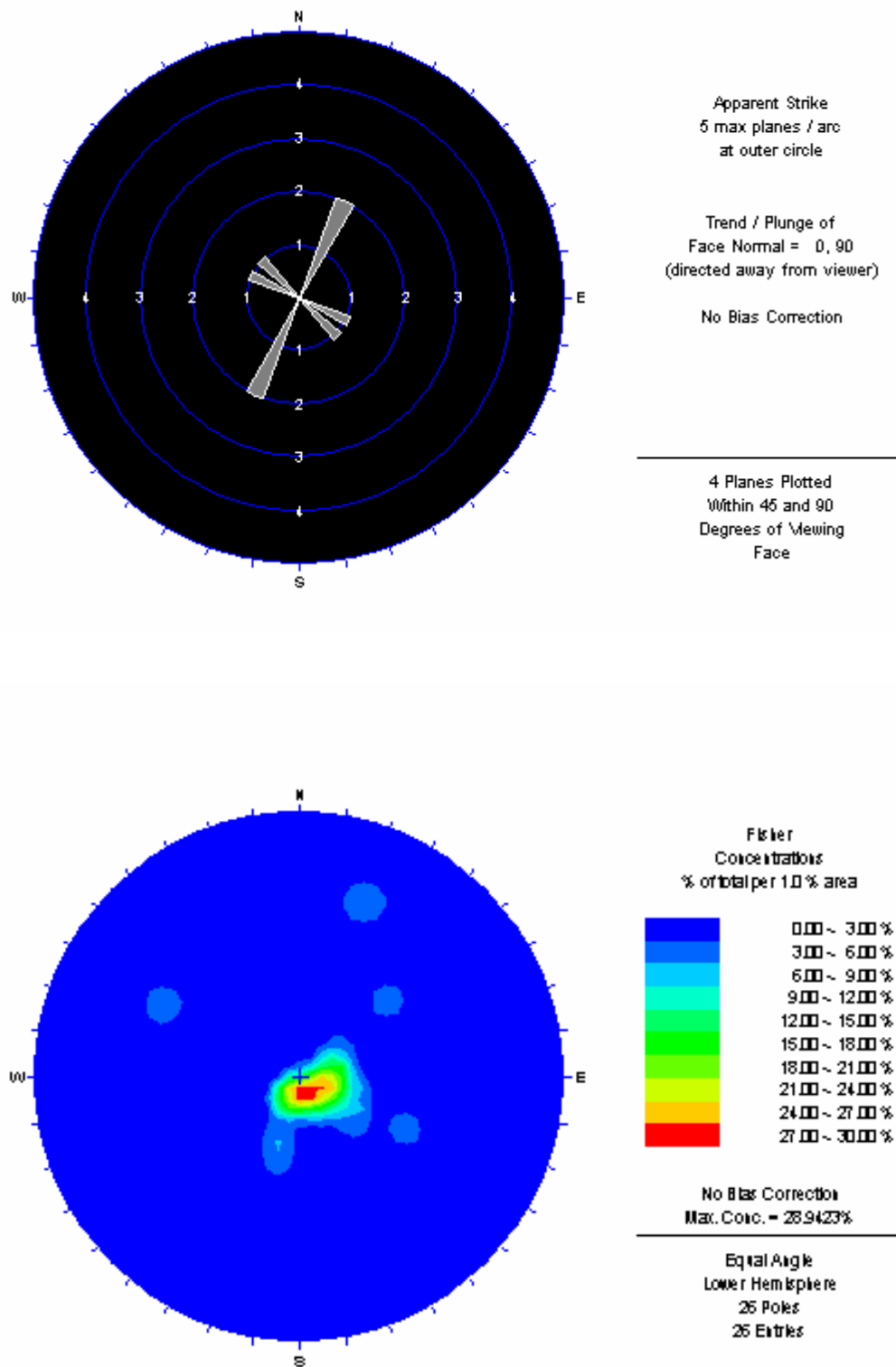
φλοιό που βρίσκονταν μεταξύ Πίνδου και Υποπελαγονικής ή προέρχονται απο πιο ανατολικά απο τη ζώνη Αξιού. Το πιθανότερο και πιο γενικά αποδεκτό είναι ότι προέρχονται από τον δυτικό ωκεάνιο χώρο της υποπελαγονικής και επωθήθηκαν πάνω στον φλύσχη της Πίνδου και Υποπελογονικής κατα την διάρκεια της τελικής Τριτογενούς πτύχωσης, μετά φυσικά τη λήξη της ιζηματογένεσης του φλύσχη.

Η ζώνη λοιπόν της Πίνδου αποτελεί ένα τεκτονικό κάλλυμα που έχει επωθηθεί προς τα δυτικά πάνω στην ζώνη Γαβρόβου-Τριπόλεως. Η επώθηση αυτή σε ορισμένες θέσεις υπολογίζεται ότι ξεπέρασε τα 100km. Σε ορισμένες περιοχές όπως π.χ. στα Αθαμανικά όρη (Τζουμέρκα) και στη Βόρεια Πίνδο, το επωθημένο τεκτονικό κάλυμμα υπερκάλυψε τη ζώνη Γαβρόβου-Τριπόλεως και εμφανίζεται τοποθετημένο τεκτονικά απ' ευθείας πάνω στην Αδριατικοϊόνιο ζώνη ενώ η ζώνη Γαβρόβου-Τριπόλεως δεν εμφανίζεται καθόλου.

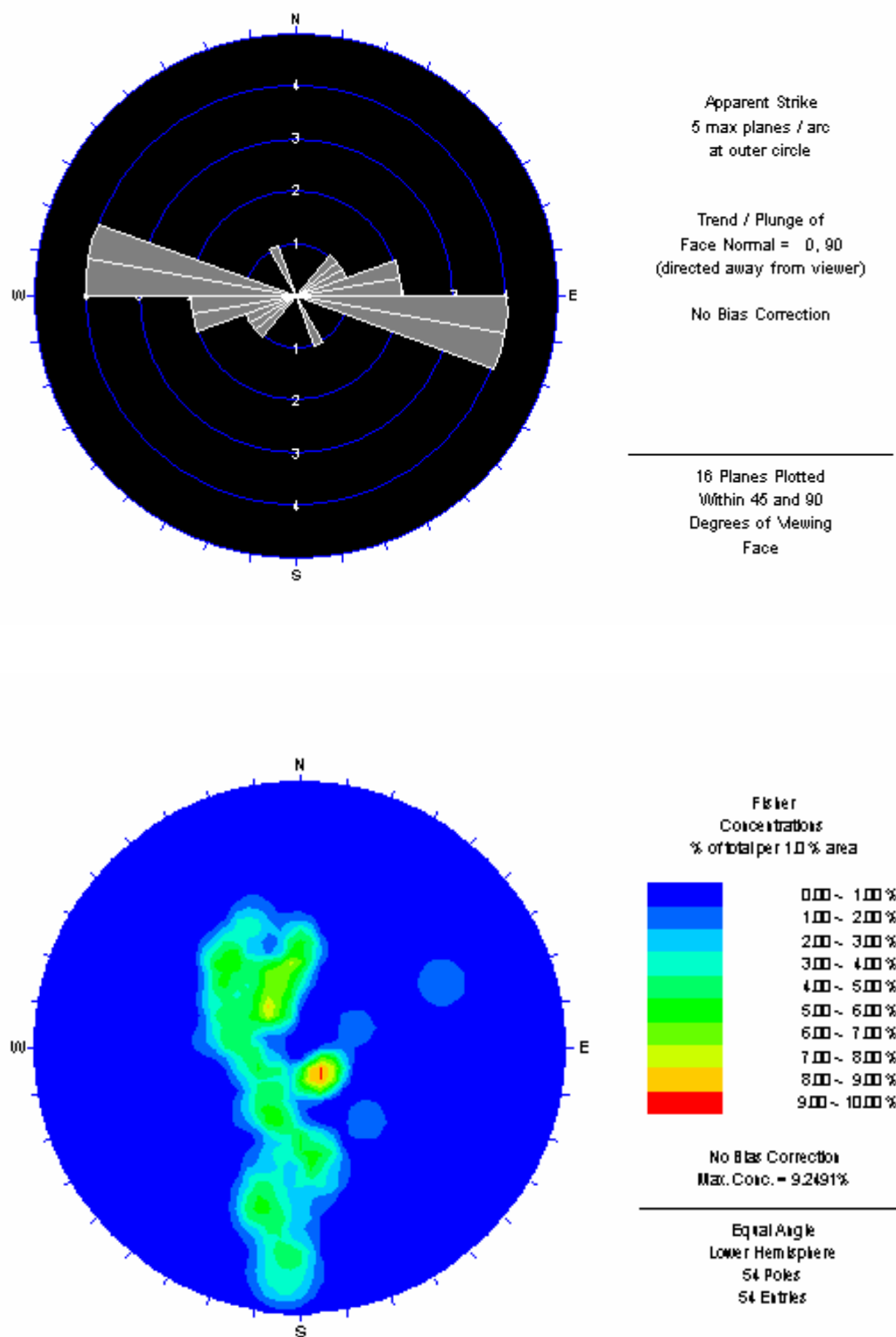
A. ΣΤΡΩΣΕΙΣ

Από τις μετρήσεις που πάρθηκαν και μέσω των ροδοδιαγραμμάτων παρατάξεων (σχ. 2.5 – σχ. 2.10) βγαίνει το συμπέρασμα οτι γενικά τα πετρώματα της περιοχής έχουν παράταξη περίπου Α-Δ, με μικρές αποκλίσεις τοπικά λόγω της τεκτονικής, κυρίως της πτύχωσης, κατά θέσεις όμως και εξαιτίας των ρηγμάτων που με την δράση τους έχουν επηρεάσει τις επιφάνειες στρώσης των πετρωμάτων. Οι επιφάνειες στρώσης που μετρήθηκαν και αντιπροσωπεύουν πτέρυγες των πτυχών, παρουσιάζουν κυρίως παράταξη Α-Δ με βύθιση της μιας πτέρυγας προς Β και της άλλης προς τον Ν με πολύ μικρές έως μέτριες γωνίες κλίσης πολλές φορές σχεδόν οριζόντιες.

«ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ: ΥΔΡΟΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΠΡΟΣΣΕΓΙΣΗ ΤΗΣ ΛΕΚΑΝΗΣ
ΛΟΥΣΩΝ-ΚΛΕΙΤΟΡΙΑΣ »

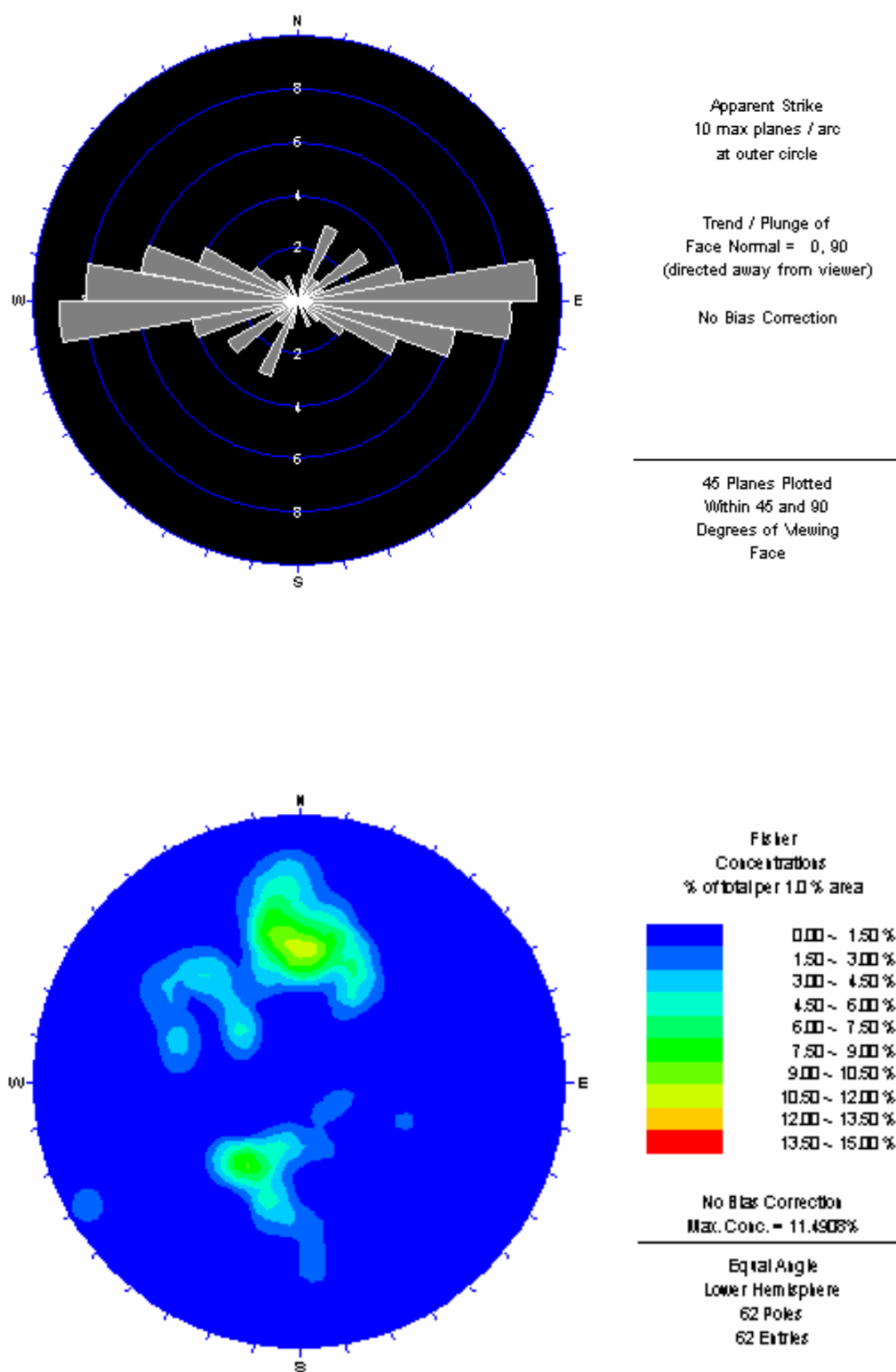


Σχήμα 2.5: Ροδοδιάγραμμα παρατάξεων των στρώσεων και το αντίστοιχο ροδοδιάγραμμα πυκνότητας από τις μετρήσεις που πάρθηκαν στο Σιγούνι.



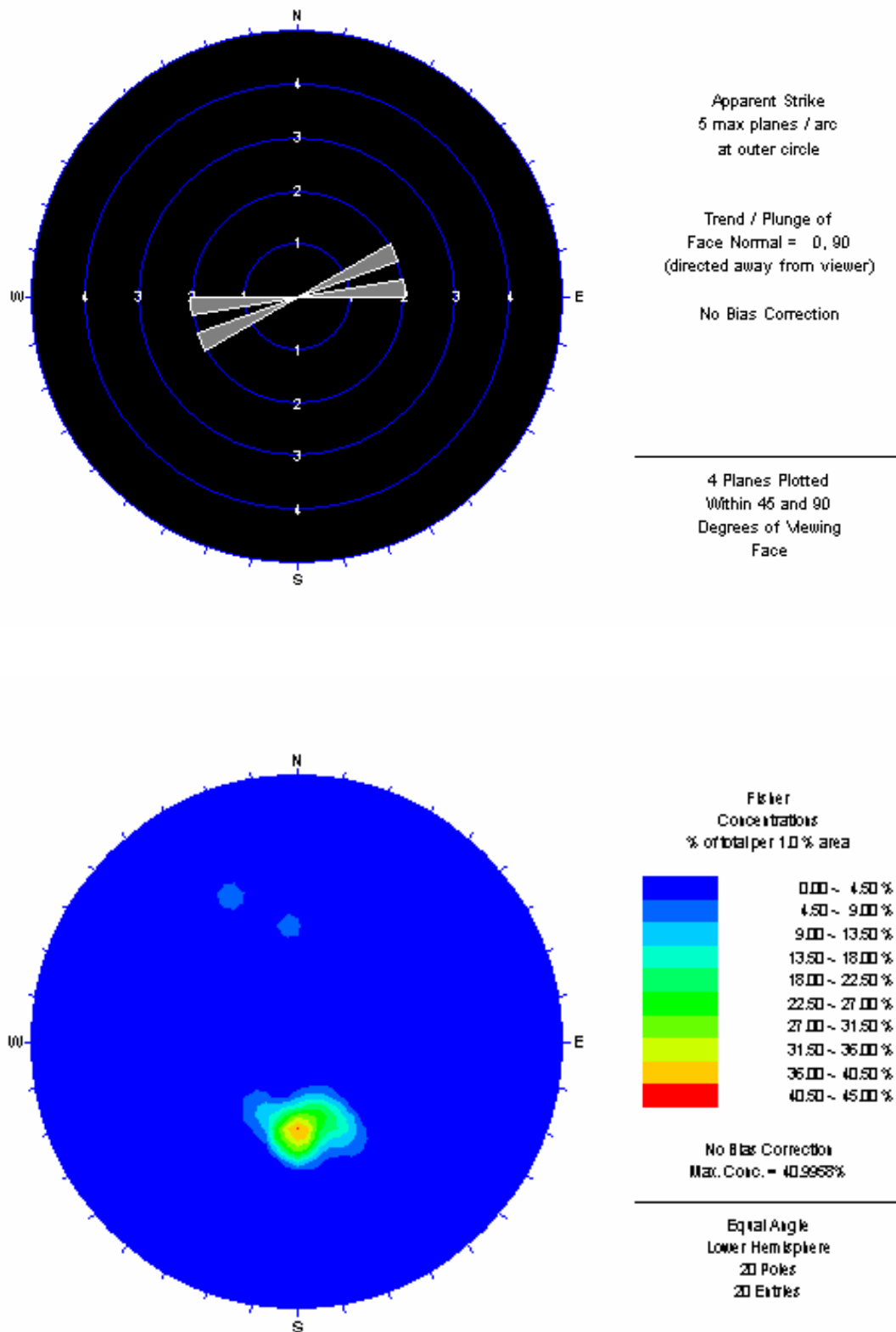
Σχήμα 2.6 : Ροδοδιάγραμμα παρατάξεων των στρώσεων και το αντίστοιχο ροδοδιάγραμμα πυκνότητας από τις μετρήσεις που πάρθηκαν πάνω στο δρόμο.

«ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ: ΥΔΡΟΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΠΡΟΣΣΕΓΙΣΗ ΤΗΣ ΛΕΚΑΝΗΣ
ΛΟΥΣΩΝ-ΚΛΕΙΤΟΡΙΑΣ »

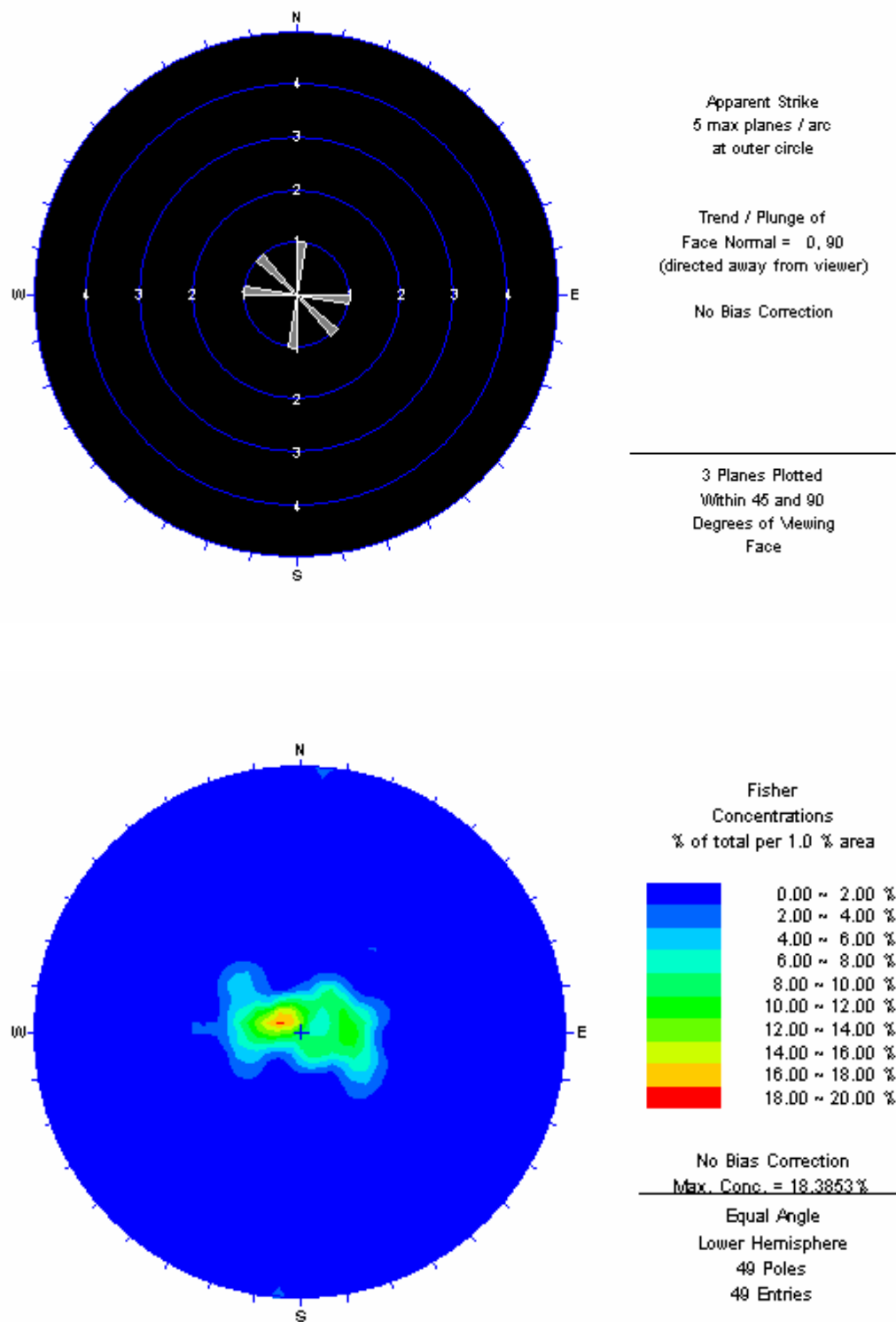


Σχήμα 2.7: Ροδοδιάγραμμα παρατάξεων των στρώσεων και το αντίστοιχο ροδοδιάγραμμα πυκνότητας από τις μετρήσεις που πάρθηκαν στο Λουσικό.

«ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ: ΥΔΡΟΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΠΡΟΣΣΕΓΙΣΗ ΤΗΣ ΛΕΚΑΝΗΣ
ΛΟΥΣΩΝ-ΚΛΕΙΤΟΡΙΑΣ »

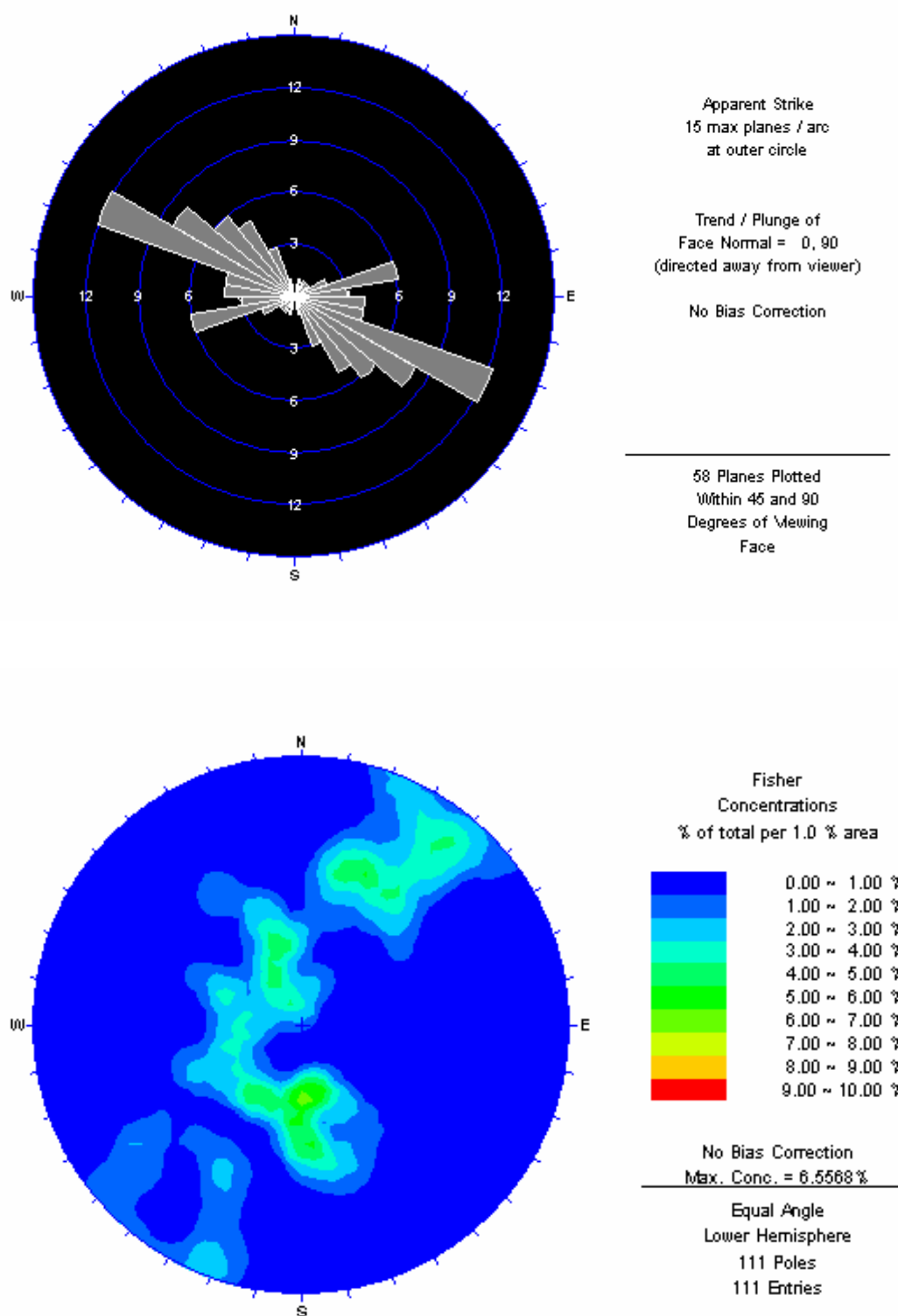


Σχήμα 2.8: Ροδοδιάγραμμα παρατάξεων των στρώσεων και το αντίστοιχο ροδοδιάγραμμα πυκνότητας από τις μετρήσεις που πάρθηκαν στα Καστρία-σπήλαιο Λιμνών



Σχήμα 2.9 : Ροδοδιάγραμμα παρατάξεων των στρώσεων και το αντίστοιχο ροδοδιάγραμμα πυκνότητας από τις μετρήσεις που πάρθηκαν στην Καλλιθέα.

«ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ: ΥΔΡΟΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΠΡΟΣΣΕΓΙΣΗ ΤΗΣ ΛΕΚΑΝΗΣ
ΛΟΥΣΩΝ-ΚΛΕΙΤΟΡΙΑΣ »



Σχήμα 2.10 : Ροδοδιάγραμμα παρατάξεων των στρώσεων και το αντίστοιχο ροδοδιάγραμμα πυκνότητας από τις μετρήσεις που πάρθηκαν στην Άνω γλάστρα.

B. ΔΙΑΚΛΑΣΕΙΣ

Ως διάκλαση χαρακτηρίζεται κάθε ρηξιγενής τεκτονική δομή, εκατέρωθεν της οποίας δεν παρατηρούνται σημαντικές μετατοπίσεις των τμημάτων του γεωλογικού σχηματισμού. Ρηξιγενείς επιφάνειες, εκατέρωθεν των οποίων παρατηρούνται πολύ μικρής κλίμακας μετατοπίσεις, θεωρούνται έτσι ως διακλάσεις.

Οι τεκτονικές επιφάνειες των διακλάσεων, εμφανίζονται συνήθως επίπεδες. Σπανιότερα, εν τούτοις, είναι δυνατόν να παρατηρηθούν κεκαμμένες ή με σμιγοειδή μορφή επιφάνειας διακλάσεων, ιδίως όταν μετά τη δημιουργία τους επηρεασθούν από κάποια νεότερη παραμορφωτική φάση.

Η πυκνότητα και η συχνότητα των διακλάσεων, όπως εξάλλου και κάθε άλλης τεκτονικής δομής, εξαρτώνται όπως προαναφέρθηκε, σ' ένα μεγάλο ποσοστό από τις μηχανικές ιδιότητες του σχηματισμού που παραμορφώνεται.

Το σύνολο των διακλάσεων ενός γεωλογικού σχηματισμού χωρίς να ληφθεί υπ' όψη οι μεταξύ τους γενετική αλληλοεξάρτηση χαρακτηρίζεται ως **δίκτυο διακλάσεων**.

Οι διακλάσεις που αναπτύσσονται σε μια διεύθυνση αποτελούν ένα **σύνολο διακλάσεων**. Δύο ή περισσότερα σύνολα διακλάσεων που ανήκουν όμως στην ίδια παραμορφωτική φάση σχηματίζουν ένα **σύστημα διακλάσεων**.

Σ' ένα δίκτυο διακλάσεων, διακρίνουμε κύριες διακλάσεις και κύρια σύνολα διακλάσεων από δευτερεύουσες διακλάσεις και δευτερεύοντα συστήματα διακλάσεων. Ο χαρακτηρισμός τους με τον τρόπο αυτό, στηρίζεται στον αριθμό, στην πυκνότητα και στη συχνότητα εμφάνισής τους.

Συχνά, χωρίς όμως αυτό να αποτελεί κανόνα, οι διευθύνσεις των ρεμάτων και ράχων μιας τεκτονικής περιοχής, ακολουθούν τις διευθύνσεις του κύριου συστήματος των διακλάσεων ή των ρηξιγενών δομών γενικά.

Έτσι με μια γρήγορη ματιά πάνω στη μορφολογία μπορούμε να σχηματίσουμε μια πρώτη αντίληψη, που πρέπει όμως οπωσδήποτε να επαληθευθεί και στην πραγματικότητα, σχετικά με τα διάφορα συστήματα και σύνολα διακλάσεων ή ρηξιγενών δομών, γενικά, που διασχίζουν την περιοχή.

Η δημιουργία ενός πυκνού δικτύου διακλάσεων σε γεωλογικούς σχηματισμούς, έχει ως αποτέλεσμα τη μετατροπή ενός αδιαπέρατου από το νερό πετρώματος σε διαπερατό.

Μακρο και μικροτεκτονικές δομές (πτυχές κλπ) συνοδεύονται συνήθως από ένα μεγάλο αριθμό διακλάσεων, οι οποίες αποτελούν τεκτονικές δομές, ιδιαίτερα προσιτές στην παρατήρηση. Στο σημείο αυτό βρίσκεται η σημαντική αξία της μελέτης των διακλάσεων, κατά την τεκτονική ανάλυση μιας περιοχής.

Οπωσδήποτε, από τη μελέτη μόνο των διακλάσεων μιας περιοχής, δεν είναι δυνατόν να εξαχθεί κάποιο συμπέρασμα γενικό, σχετικά με τον τρόπο γένεσης και ανάπτυξης των τεκτονικών δομών της περιοχής. Μόνο τότε θα δώσουμε απάντηση σε τέτοια προβλήματα, όταν συγκρίνουμε μεταξύ τους και αξιοποιήσουμε στατιστικά όλα τα τεκτονικά στοιχεία μιας περιοχής. Γιατί πράγματι στις πτυχωσιγενείς οροσειρές, ρηξιγενείς και πτυχωσιγενείς δομές βρίσκονται σε στενή γεωμετρική και γενετική ίσως μεταξύ τους.

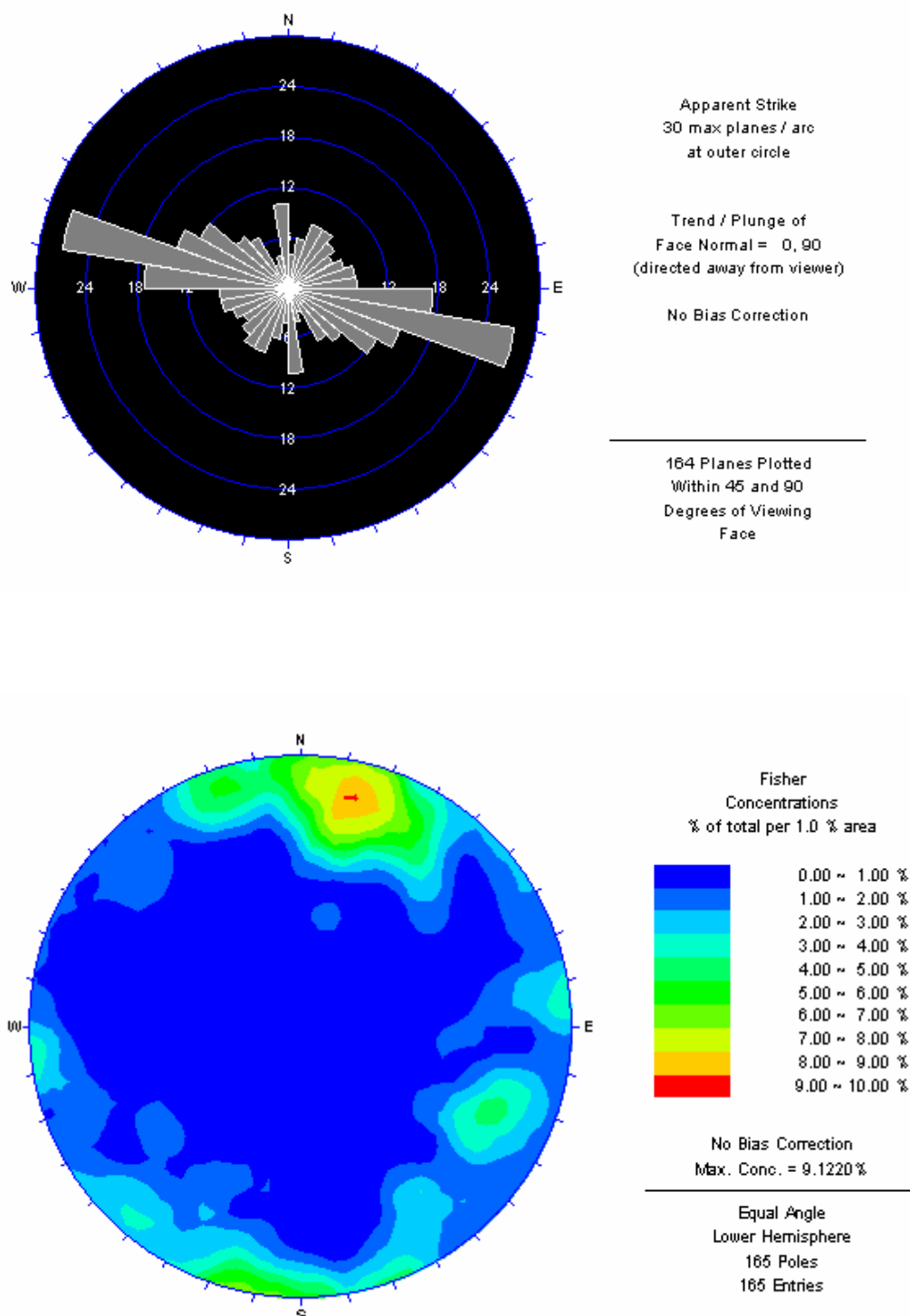
Έτσι λοιπόν όταν σε μια περιοχή όπου υπάρχουν ιδανικές συνθήκες παρατήρησης εμφανισθούν συγχρόνως όλες μαζί οι τεκτονικές δομές (ρήγματα, διακλάσεις, πτυχές κλπ), με αποτέλεσμα να αξιολογηθούν οι τεκτονικές δομές και να ερμηνευθούν όσο το δυνατόν καλύτερα, η γένεση και η ανάπτυξη τους, είναι δυνατόν τις παρατηρήσεις αυτές να τις επεκτείνουμε και σε άλλες γειτονικές περιοχές όπου οι συνθήκες (υλικό πετρωμάτων, δασώδεις περιοχές, μεγάλη κάλυψη της περιοχής από νεότερα ιζήματα) θα επέτρεπαν τη μελέτη ενός περιορισμένου μόνο αριθμού τεκτονικών δομών.

Στα οριζόντια αδιατάρακτα στρώματα η παρουσία των διακλάσεων αποδίδεται σε εσωτερικές τάσεις μέσα στον ίδιο τον γεωλογικό σχηματισμό ή σε προϋπάρχουσες αποταμιευμένες τάσεις στο υπόβαθρο. Γι' αυτό και πολλές φορές οι διακλάσεις αυτές ακολουθούν την διεύθυνση των ρηξιγενών δομών του υποβάθρου. Αντίθετα σε κεκλιμένα, πτυχωμένα ή διαρηγμένα στρώματα οι διακλάσεις εξαρτώνται από τις παραμορφωτικές τεκτονικές δυνάμεις.

Τέλος όπως προαναφέρθηκε, γενετικά οι διακλάσεις διακρίνονται ανάλογα σε διακλάσεις εφελκυσμού και σε διατμητικές διακλάσεις. Αυτές βρίσκονται πάντοτε σε στενή σχέση με τη γεωμετρική ταξινόμηση των ρηξιγενών δομών.

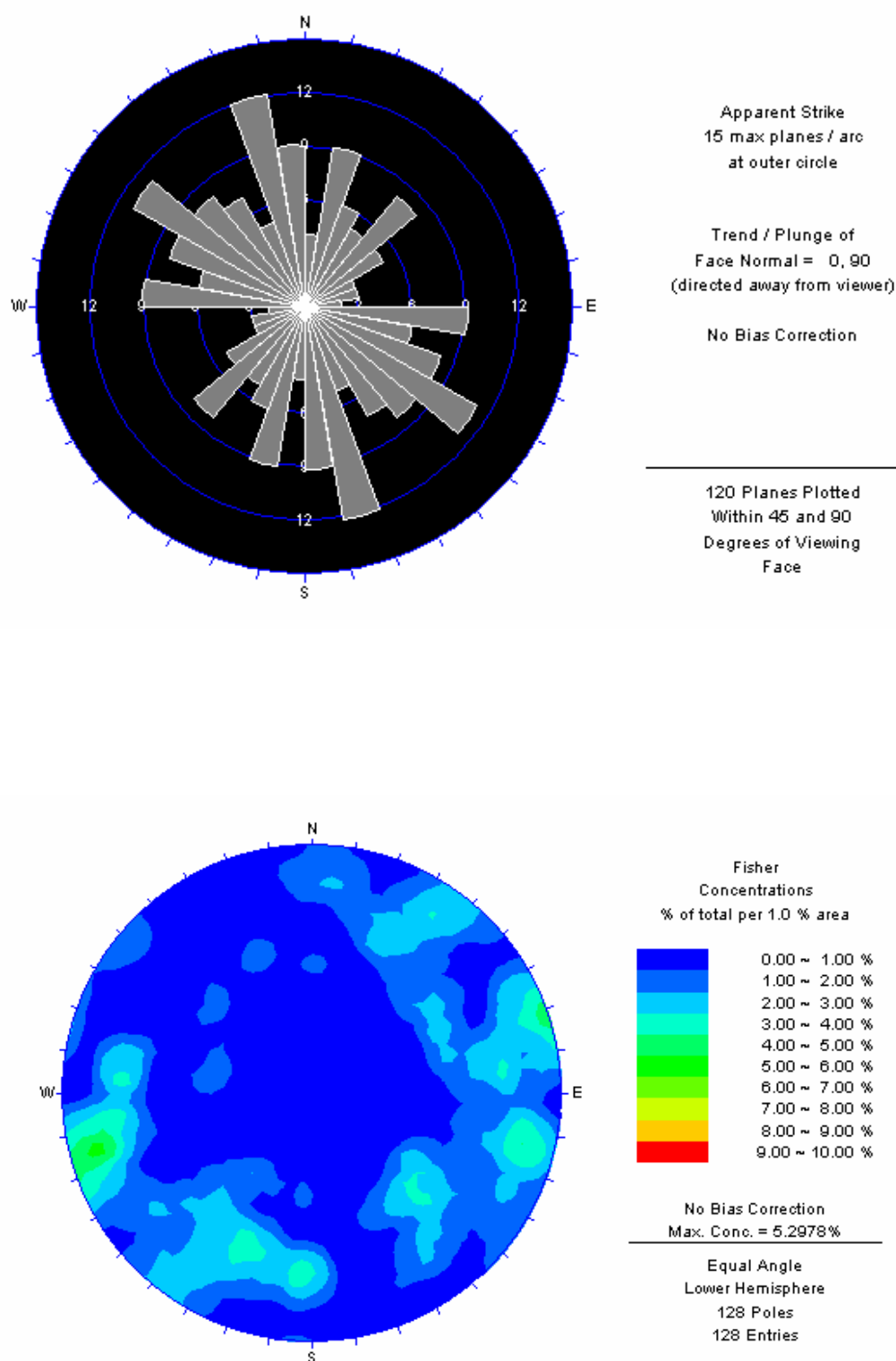
Αναλυτικά τα συστήματα διακλάσεων που παρατηρήθηκαν στις θέσεις μετρήσεων, παρουσιάζονται ως εξής:

Καλλιθέα: Ένα κύριο σύστημα διακλάσεων με παράταξη ΔΒΔ-ΑΝΑ (δηλαδή περίπου Α-Δ) και δύο δευτερεύοντα με παράταξη ΒΒΔ-ΝΝΑ και ΒΑ-ΝΔ.



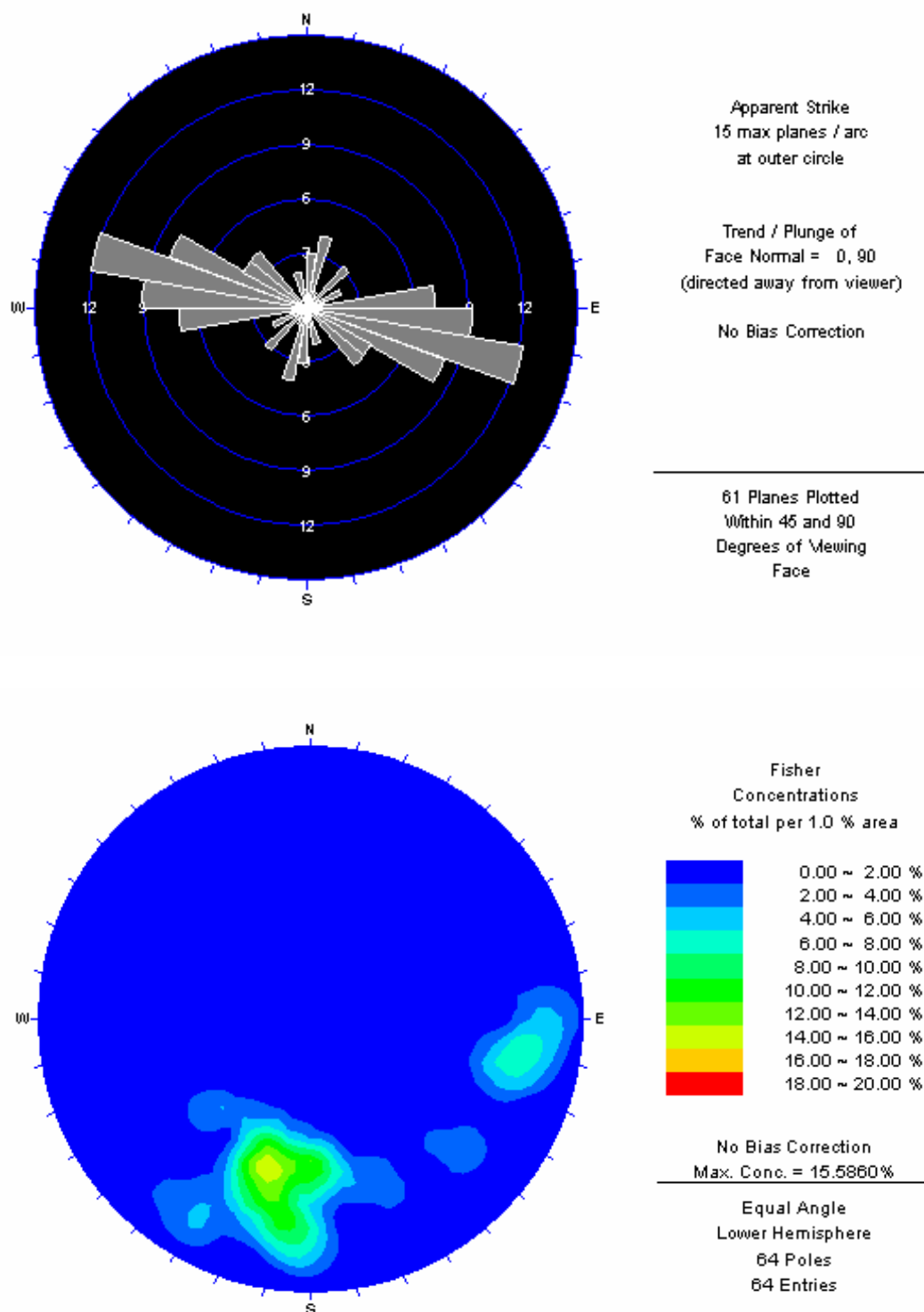
Σχήμα 2.11 : Ροδοδιάγραμμα παρατάξεων των διακλάσεων και το αντίστοιχο ροδοδιάγραμμα πυκνότητας από τις μετρήσεις που πάρθηκαν στην Καλλιθέα..

Άνω Γλάστρα: Κυριαρχεί το σύστημα ΒΒΔ-ΝΝΑ (περίπου Β-Ν) παράταξης και δευτερεύοντα τα ΔΒΔ-ΑΝΑ και ΒΑ-ΝΔ.



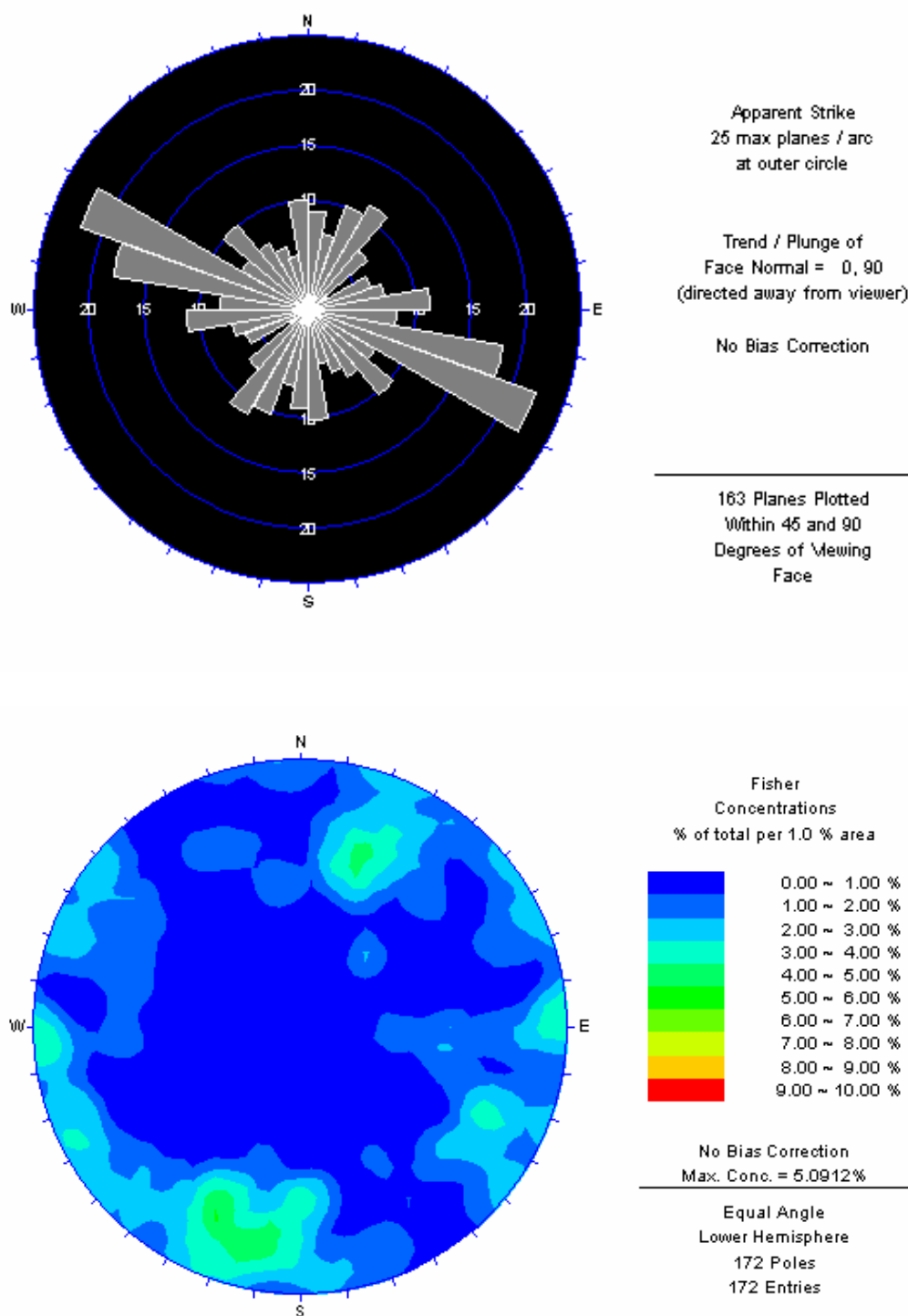
Σχήμα 2.12: Ροδοδιάγραμμα παρατάξεων των διακλάσεων και το αντίστοιχο ροδοδιάγραμμα πυκνότητας από τις μετρήσεις που πάρθηκαν στην Άνω γλάστρα

Καστριά-σπήλαιο Λιμνών: Κυριαρχεί σαφέστατα το σύστημα διακλάσεων με ΔΒΔ-ΑΝΑ (περίπου Α-Δ) παράταξη και δευτερεύον το σύστημα με ΒΒΑ-ΝΝΔ (περίπου Β-Ν) παράταξη.



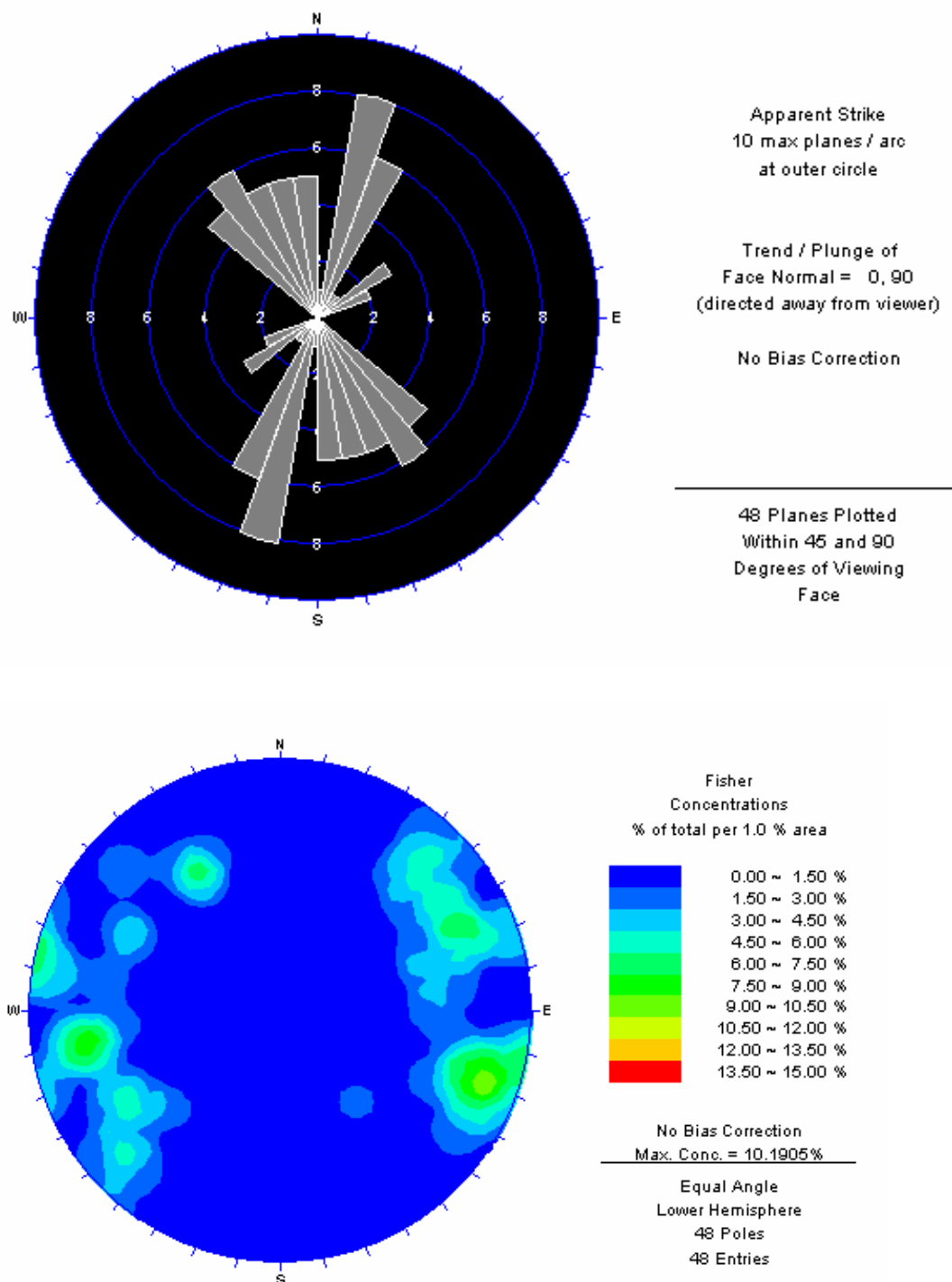
Σχήμα 2.13 : Ροδοδιάγραμμα παρατάξεων των διακλάσεων και το αντίστοιχο ροδοδιάγραμμα πυκνότητας από τις μετρήσεις που πάρθηκαν στα Καστριά-σπήλαιο Λιμνών.

Πάνω στο δρόμο: Ένα κύριο σύστημα διακλάσεων με παράταξη ΔΒΔ-ΑΝΑ (δηλαδή περίπου Α-Δ) και δύο δευτερεύοντα με παράταξη ΒΒΔ-ΝΝΑ (περίπου Β-Ν) και ΒΑ-ΝΔ.



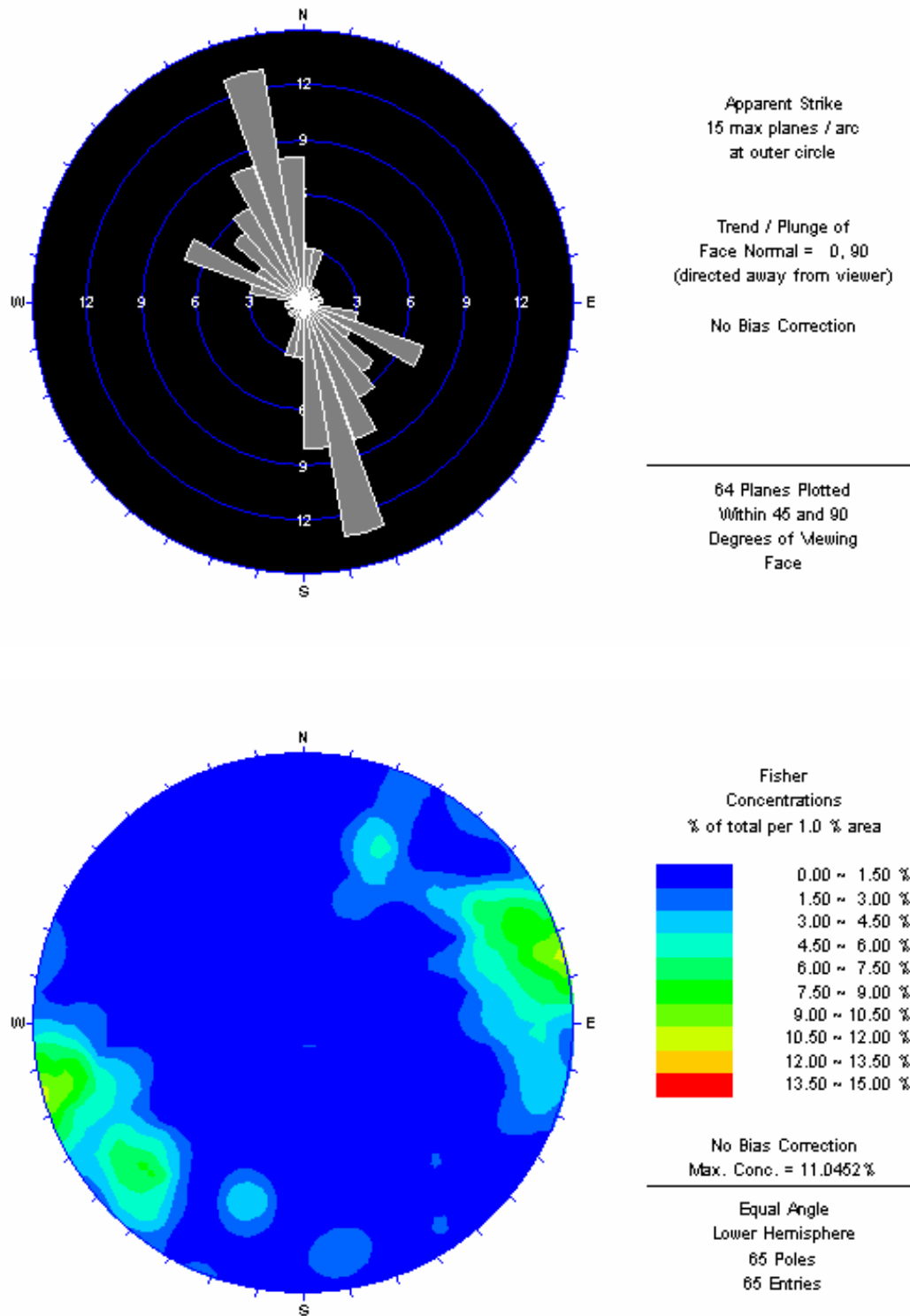
Σχήμα 2.14: Ροδοδιάγραμμα παρατάξεων των διακλάσεων και το αντίστοιχο ροδοδιάγραμμα πυκνότητας από τις μετρήσεις που πάρθηκαν πάνω στο δρόμο.

Λουσικό: σχεδόν όλες οι διακλάσεις που μετρήθηκαν στη θέση αυτή παρουσιάζουν γενικά παρατάξη περίπου B-N, που κυμαίνεται από BBΔ-NNA έως BBA-NNA.



Σχήμα 2.15: Ροδοδιάγραμμα παρατάξεων των διακλάσεων και το αντίστοιχο ροδοδιάγραμμα πυκνότητας από τις μετρήσεις που πάρθηκαν στο Λουσικό.

Συγούνι: Κυριαρχεί το σύστημα ΒΒΔ-ΝΝΑ (περίπου Β-Ν) παράταξης και δευτερεύον το ΔΒΔ-ΑΝΑ.



Σχήμα 2.16: Ροδοδιάγραμμα παρατάξεων των διακλάσεων και το αντίστοιχο ροδοδιάγραμμα πυκνότητας από τις μετρήσεις που πάρθηκαν στο Συγούνι.

Γενικά στις διακλάσεις που μετρήθηκαν στα πετρώματα της περιοχής μελέτης, κυριαρχούν δύο κύρια συστήματα: ένα που παρουσιάζει παράταξη περίπου A-Δ και επικρατεί στο ανατολικό τμήμα της περιοχής στις θέσεις «πάνω στο δρόμο», Καστριά και Καλλιθέα, και ένα δεύτερο που παρουσιάζει παράταξη περίπου B-N και κυριαρχεί στις περιοχές Σιγκούνι, Λουσικό και Άνω Γλάστρα. Υπάρχει και ένα δευτερεύον με παράταξη BA-NΔ. Η αλλαγή που παρατηρείται κατά θέσεις στην διεύθυνση των συστημάτων διακλάσεων, οφείλεται πιθανότατα στην παρουσία μεγάλων ρηγμάτων αντίστοιχης διεύθυνσης στις θέσεις αυτές. Τέλος από τα ροδοδιαγράμματα πυκνότητας διαπιστώνουμε πως οι επιφάνειες των συστημάτων διακλάσεων παρουσιάζουν μεγάλες γωνίες κλίσης (σχεδόν κατακόρυφες).

ΖΩΝΗ ΓΑΒΡΟΒΟΥ-ΤΡΙΠΟΛΕΩΣ

Τεκτονική δομή και Τεκτοορογενετική εξέλιξη

Στο γενικό γεωτεκτονικό σχήμα των Ελληνίδων η ζώνη Γαβρόβου-Τριπόλεως θεωρείται ως μια «σχετικά αυτόχθονη» ή «παρα-αυτόχθονη» γεωτεκτονική ζώνη στην οποία έχει επωθηθεί σε μεγάλη κλίμακα το αλλόχθονο τεκτονικό κάλυμμα της ζώνης Πίνδου. Η ίδια η ζώνη Γαβρόβου-Τριπόλεως εμφανίζεται επωθημένη πάνω στην Ιόνιο ζώνη ή πάνω στην σειρά των «Plattenkalk» ή κατά θέσεις πάνω στη σειρά των φυλλιτών.

Η επώθηση της ζώνης Πίνδου φαίνεται σε όλο το μήκος της επαφής των δύο ζωνών ιδιαίτερα όμως εντυπωσιακή εμφανίζεται στην Πελοπόννησο όπου κάτω από το κάλυμμα της Πίνδου αποκαλύπτεται η ζώνη Γαβρόβου-Τριπόλεως υπό μορφή τεκτονικών παραθύρων. Εκτός από της μεγάλης έκτασης τεκτονικό παράθυρο της «Τρίπολης» που καταλαμβάνει μεγάλο τμήμα της κεντρικής και νότιας Πελοποννήσου, έχουν ακόμη επισημανθεί στην βόρεια Πελοποννήσου άλλα πολύ μικρής έκτασης τεκτονικά παράθυρα της Γαβρόβου-Τριπόλεως τα οποία αναλυτικά είναι τα παρακάτω:

- το παράθυρο της Δημισάνας, όπου αποκαλύπτεται η ζώνη Γαβρόβου-Τριπόλεως με ασβεστόλιθους και δολομιτικούς ασβεστόλιθους Άνω Κρητιδικού, Παλαιοκαίνου, Κάτω-Μέσο-Ηωκαίνου και φλύσχη Ανώτερου Ηωκαίνου.

- το παράθυρο των Λαγκαδιών, νότια του ποταμού Λάδωνα, με ασβεστόλιθους Ηωκαίνου και φλύσχη.

- το παράθυρο της Βιτίνας, στο βουνό Μαίναλο, όπου εμφανίζονται ασβεστόλιθοι Μέσο-Κάτω Ηωκαίνου.

- το παράθυρο της ορεινής μάζας του Χελμού (Αροάνεια), όπου αποκαλύπτεται ολόκληρη σχεδόν η αλπική σειρά της ζώνης Γαβρόβου-Τρίπολης.

- το παράθυρο της λίμνης Στυμφαλίας, επίσης με όλους τους ασβεστόλιθους από το Τριαδικό μέχρι το Ηώκαινο.

- το παράθυρο των Δερβενακίων, με ασβεστόλιθους Κρητιδικού, Παλαιοκαίνου, Ηωκαίνου, και φλύσχη Ανώτερου Ηωκαίνου.

- το παράθυρο του βουνού Κυλλήνη, με ασβεστολίθους Ιουρασικού-Κρητιδικού.

Τα στρώματα της ζώνης Γαβρόβου-Τρίπολης εμφανίζονται πτυχωμένα σε ανοιχτές πτυχές (μεγάλης ακτίνας καμπυλότητας) με άξονες γενικής διεύθυνσης Β-Ν. Πρόκειται κυρίως για συγκλινικές και αντικλινικές μορφές μεγάλης κλίμακας που

προκλήθηκαν κατά την τελική φάση πτυχώσεων ως αποτέλεσμα μιας συμπίεστικής τεκτονικής που έλαβε χώρα στο Τελικό Ολιγόκαινο-Κάτω Μειόκαινο.

Ο Μαριολάκος Η. (1975) δέχεται ότι ο τεκτονισμός της ζώνης Γαβρόβου-Τρίπολης προηγείται και αυτής ακόμα της ιζηματογένεσης του φλύσχη. Στο ίδιο συμπέρασμα καταλήγει και ο Λέκκας Σ. (1978) απο παρατηρήσεις στην κεντρική Πελοπόννησο.

Ο Λέκκας Σ. (1978) παρατηρεί στην Πελοπόννησο ότι η ζώνη Γαβρόβου-Τρίπολης έχει υποστεί την επίδραση δύο πτυχογόνων παραμορφωτικών λεπίώσεων και επιπεύσεων στην ενότητα της Τρίπολης:

α) Κατά την προέλαση του Πινδικού καλύμματος από τα ανατολικά προς τα δυτικά τμήματα της θεωρητικά αυτόχθονης ενότητας Γαβρόβου-Τρίπολης, αποκολλώνται και τοποθετούνται τεκτονικά πάνω στην ίδια ζώνη.

β) Λαμβάνει χώρα μια υποεπώθηση του αυτόχθονου, τμήματα του οποίου μετά από αυτό σφηνώνονται με τη μορφή λεπών κατά τη διάρκεια της προέλασης του πινδικού καλύμματος.

Ο Λέκκας Σ. και άλλοι ερευνητές (1900) αναφέρουν φαινόμενα λεπίωσης στους κατώτερους στρωματογραφικούς ορίζοντες της Τρίπολης, με την παρουσία κλαστικών ιζημάτων του Τύρου και δολομιτών.

Τα ρήγματα μπορεί να είναι ανάστροφα (πτυχώσιγενή ή όχι), τα οποία δημιούργησαν τις διάφορες επιπευμένες τεκτονικές ενότητες της Τριπόλεως, αλλά και κανονικά που όμως προαναφέρθηκε σε μεγάλες αποστάσεις έχουν μεγάλο άλμα. Σχετικά με την ηλικία των κανονικών ρηγμάτων έχουν διαπιστωθεί :

α) Διαρρήξεις μεταγενέστερες των τεκτονικών λεπών και των επιπευμένων ενοτήτων της ζώνης Τρίπολης,

β) Ρήγματα που έχουν διαρρήξει τόσο τους σχηματισμούς της ζώνης Πίνδου, όσο και αυτούς της ενότητας Τρίπολης και οπωσδήποτε θα πρέπει να έγιναν μετά την τοποθέτηση του πινδικού καλύμματος πάνω από τα ιζήματα της ζώνης Τριπόλεως. Ως προς την ηλικία δηλαδή, είναι μετα-Ολιγοκαινικά και Πλειοτεταρτογενή ρήγματα. Σ' αυτό συνηγορεί και το γεγονός ότι τα παλαιότερα ιζήματα της λεκάνης της Τρίπολης, της οποίας η δημιουργία οφείλεται κατά μεγάλο ποσοστό στον κανονικό ρηγματογόνο τεκτονισμό, είναι Πλειοκαινικής ηλικίας.

γ) Ρήγματα που μπορεί να έχουν δημιουργηθεί πριν ή κατά τη διάρκεια της φλυσχικής ιζηματογένεσης όπως δέχονται οι Μαριολάκος Η. (1975) και ο Λέκκας Σ. (1978), ή τουλάχιστον πριν από την επώθηση του πινδικού καλύμματος.

Σε σχέση με την ανθρακική ακολουθία, ο φλύσχη λόγω της πλαστικότητας των σχηματισμών που τον συνιστούν, παρουσιάζεται κατά θέσεις περισσότερο πτυχομένος από τους υποκείμενους προς αυτόν ασβεστόλιθους. Η ένταση της πτύχωσης του φλύσχη μεταβάλλεται από θέση σε θέση.

Τα φαινόμενα λεπιώσεων και εφιπτεύσεων δεν απαντώνται τόσο συχνά όσο τα ρήγματα στην ενότητα της Τρίπολης. Κατά κανόνα οι εφιπτευμένες τεκτονικές ενότητες εμφανίζονται εκεί όπου αναπτύσσονται οι ανώτεροι ανθρακικοί ορίζοντες της σειράς, με ηλικία Παλαιόκαινο-Ηώκαινο. Γίνονται αμέσως αντιληπτές, εκεί που οι ασβεστόλιθοι (ή οι δολομίτες) επικάθονται με ανώμαλη τεκτονική επαφή πάνω στο φλύσχη, ή τα μεταβατικά στρώματα άλλης υποκείμενης ενότητας. Λόγω της ομοιότητας της φάσεως των ασβεστολίθων της ενότητας Τρίπολης, είναι δύσκολο να παρατηρηθούν υπάρχουσες εφιπτεύσεις ή λεπιώσεις στην περίπτωση που η τεκτονική επαφή βρίσκεται μεταξύ αυτών.

Οι διάφορες τεκτονικές ενότητες εμφανίζονται

- α) Ως απομονωμένες ασβεστολιθικές μάζες να «κάθονται» πάνω στο φλύσχη ή
- β) Ως σύνολο από αλληπάλληλες ασβεστολιθικές ενότητες οι οποίες διαχωρίζονται από λεπτές ζώνες μεταβατικών κυρίως στρωμάτων από φλύσχη.

Οι Dercourt J.– Fleury J.J. –Tsoflis P. (1973) αναφέρουν φαινόμενα λεπίωσης σε σχηματισμούς της ενότητας Τρίπολης στην Βορειοδυτική Πελοπόννησο, δίπλα στο Καλούσι, δηλαδή την περιοχή που βρίσκεται μπροστά από το μέτωπο της επωθήσεως του Πινδικού καλύμματος. Οι ίδιοι ερευνητές δίνουν δύο πιθανές ερμηνείες για τα αίτια των φαινομένων:

Ο προφλυσχικός ρηγματογόνος τεκτονισμός είχε σαν συνέπεια τη δημιουργία τεκτονικών τάφρων και κεράτων. Τα τεκτονικά κέρατα βρίσκονται αναδυμένα όχι μόνο κατά την φλυσχογένεση αλλά και από πιο παλιά, κατά της ανθρακικής ιζηματογένεσης κατά το Ηώκαινο. Τα παραπάνω συμπεραίνονται από το γεγονός ότι μέσα σε Ηωκαινικούς ασβεστόλιθους παρατηρούνται κροκάλες και λατύπες, ηλικίας Κρητιδικού.

Επίσης, και μέσα στο φλύσχη (ενότητα Παλαιοχώρας) απαντούν ασβεστολιθικά τεμάχια και ορίζοντες με λατύπες και κροκάλες Ιουρασικής και Ηωκαινικής ηλικίας και μάλιστα των μεταβατικών από τους ασβεστόλιθους προς τον φλύσχη της ενότητας. Τέλος, υπέρ της απόψεως του προφλυσχικού ρηγματογόνου τεκτονισμού είναι και η τεκτονο-ιζηματογενής επαφή μεταξύ ασβεστολίθων και φλύσχη της ενότητας της Τρίπολης, που παρατηρείται σε αρκετές περιοχές.

Γενικά, από άποψη ηλικίας τα ρήγματα διακρίνονται ως εξής : (Λέκκας Σ.,1978)

α) Ρήγματα πριν την επώθηση των αλπικών σχηματισμών πάνω στα μεταμορφωμένα της ενότητας της Άρνας, τα οποία μπορεί να είναι :

-προφλυσικά, και

-μεταφλυσικά (ο διαχωρισμός των προ- από τα μεταφλυσικά ρήγματα, είναι συχνά αδύνατος, εξ' αιτίας του φαινομένου της αναζωπύρωσης, όπως παρατήρησαν οι Richter, D., Mariolakos, H. -1973).

β) Ρήγματα μετά την επώθηση των αλπικών σχηματισμών.

Κατά το Πλειοτεταρτογενές, αφού είχαν ήδη τελειώσει οι επωθητικές κινήσεις των Εξωτερικών ζωνών, άρχισε η περίοδος εφελκυσμού του ευρύτερου ελληνικού χώρου με αποτέλεσμα τον τεμαχισμό των στρωμάτων της ζώνης Γαβρόβου-Τρίπολης από ρήγματα κανονικά που ακολούθησαν κυρίως τη διεύθυνση Β-Ν των αξόνων των πτυχών. Μια δεύτερη ομάδα με διεύθυνση περίπου 75° και 90° είναι ολιγαριθμότερη.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

1. ΚΑΡΣΤΙΚΑ ΦΑΙΝΟΜΕΝΑ

Το ύδωρ εμπλουτισμένο με διάφορα συστατικά (CO_2 , HNO_2 , HNO_3) γίνεται σπουδαίο δυαλυτικό μέσο. Κυρίως εμπλουτίζεται σε CO_2 , που προέρχεται από την ατμόσφαιρα και το έδαφος λόγω αποσύνθεσης οργανικών ουσιών και διαλυτοποιεί τα ανθρακικά κυρίως άλατα του ασβεστίου και μαγνησίου που μετατρέπονται σε διαλυτά όξινα ανθρακικά άλατα. Η με αυτόν τον τρόπο διάλυση των ανθρακικών αλάτων, κυρίως των ασβεστολίθων, καλείται καρστική διάβρωση.

Ο όρος καρστική διάβρωση δεν ανταποκρίνεται τέλεια με τον ορισμό της διάβρωσης. Παίρνει μέρος και η αποσάθρωση. Γι' αυτόν ακριβώς τον λόγο μπορεί σαν καρστική διάβρωση να χαρακτηριστεί μικτή μορφή διαβρώσεως και αποσαθρώσεως, τόσο της επιφανειακής, όσο και της εσωτερικής μάζας των ασβεστολίθων.

Ο όρος karst είναι διεθνής και αφορά κυρίως περιοχές στις οποίες επικρατεί ο ασβεστόλιθος, του οποίου το ανάγλυφο δημιουργείται κυρίως λόγω διαλύσεώς του. Είναι λέξη Σλάβικη, και χρησιμοποιείται σαν τοπωνύμιο στην περιοχή της Δαλματίας, και καθιερώθηκε από τον Cuvjic και άλλους αυστριακούς γεωλόγους, που μελέτησαν λεπτομερικά την περιοχή αυτήν. Γενικά ο όρος χρησιμοποιείται και σε περιοχές όπου επικρατεί η διάλυση των πετρωμάτων, ακόμη και στην περίπτωση όπου μεγάλες επιφάνειες του αναγλύφου καλύπτονται από άλλα εδάφη ή και σε επιφανειακές εμφανίσεις ευδιάλυτων ορυκτών (ορυκτό άλας, γύψος κ.ά.).

2. ΧΗΜΙΚΗ ΚΑΙ ΜΗΧΑΝΙΚΗ ΔΡΑΣΗ ΤΟΥ ΝΕΡΟΥ

Τα ανθρακικά πετρώματα τα οποία υπόκεινται στην καρστική διάβρωση είναι οι ασβεστόλιθοι και τα μάρμαρα. Αποτελούνται και τα δύο από CaCO_3 . Τα μάρμαρα ανήκουν στα μεταμορφωμένα πετρώματα, αφού έχουν υποστεί μεταμόρφωση, και έχουν κοκκώδη ιστό. Οι ασβεστόλιθοι είναι θαλάσσια ιζήματα ανθρακικού ασβεστίου που δεν έχουν μεταμορφωθεί και σε πολλές περιπτώσεις έχουμε έντονη την παρουσία απολιθωμάτων. Είναι πετρώματα μονόμικτα και οι μηχανικές και χημικές τους ιδιότητες ποικίλουν, με αποτέλεσμα να συναντώνται σε ποικίλες μορφές στη φύση.

Η χημική σύσταση των ασβεστολίθων παρουσιάζει διαφοροποιήσεις ως προς τις ξένες προσμίξεις που περιέχουν. Ανάλογα με τις διάφορες ουσίες που περιέχουν

χαρακτηρίζονται σαν αμιγείς όταν $\text{CaCO}_3 > 90\%$ και μη αμιγείς $\text{CaCO}_3 < 90\%$. Οι ουσίες με τις οποίες σχηματίζει προσμίξεις ο ασβεστόλιθος, τον χαρακτηρίζουν σαν αργιλλούχο, ασβεστιτικό, ψαμμιτικό, σιδηρούχο, πυριτικό κλπ. Τα ποσοστά τους στη μάζα του πετρώματος διαμορφώνουν τις χημικές και μηχανικές του ιδιότητες.

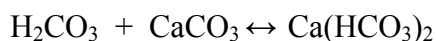
Οι δολομίτες χαρακτηρίζονται σαν διπλά άλατα του Ca και του Mg ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$). Ανάλογα με την περιεκτικότητα τους σε $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ και CaCO_3 διακρίνουμε τον δολομίτη, τον ασβεστιτικό δολομίτη και μαγνησιούχο ασβεστόλιθο.

Ο ασβεστόλιθος είναι λίγο διαλυτός στο καθαρό νερό. Σε αποσταγμένο νερό και σε συνήθη θερμοκρασία η διαλυτότητα του ανέρχεται σε 16mg/lit. Η διαλυτική του δράση αυξάνεται με τον εμπλουτισμό του νερού σε CO_2 . Ο εμπλουτισμός γίνεται είτε απευθείας από την ατμόσφαιρα κατά την πτώση της βραχοσταγόνας, είτε από βιογενές CO_2 του εδάφους, όταν το νερό της βροχής διηθηθεί πρώτα μέσα σε αυτό. Η αντίδραση της διάλυσης του διοξειδίου του άνθρακα στο νερό είναι :



Η διαλυτική ικανότητα νερού αυξάνεται μέχρι τον κορεσμό του σε CO_2 . Νερά με θερμοκρασία 0°C και συνηθισμένη περιεκτικότητα σε CO_2 μπορούν να διαλύσουν 70 mg/lit περίπου. Στη φύση οι τιμές διαλυτικής ικανότητας του νερού ανέρχονται περίπου σε 100-200 mg/lit (Σωτηριάδης 1984).

Το όξινο διάλυμα που εισέρχεται τώρα στη ανθρακική μάζα μεταβάλλει το ανθρακικό ασβέστιο σε δισανθρακικό ασβέστιο, διαλυτό στο νερό και πολύ ασταθές.



Αν έχουμε περίσσεια ποσότητα CO_2 στο νερό, η παραπάνω αντίδραση μετατοπίζεται προς τα δεξιά και αυξάνεται η σε διάλυση ποσότητα $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$. Αντίθετα, διαφυγή CO_2 από το διάλυμα προκαλεί τη μετατροπή του $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ σε αδιάλυτο CaCO_3 . Ο κορεσμός των νερών σε διαλυμένο CaCO_3 στη φύση γίνεται σε πολύ μικρό χρονικό διάστημα και κατά κύριο λόγο σε νερά που κυκλοφορούν μέσα σε πόρους και μικρορωγμές. Στις μικρορωγμές τα νερά κορένονται σε CaCO_3 σε μικρές σχετικές αποστάσεις. Έτσι δεν μπορούν παραπέρα να διαλύσουν ανθρακικό ασβέστιο, παρά μόνο αν αλλάξουν ορισμένες συνθήκες.

Για να γίνει δυνατή η διάλυση στο εσωτερικό της ανθρακικής μάζας έτσι ώστε να δημιουργηθούν υπόγεια έγκοιλα και σπήλαια, θα πρέπει να υπάρξουν στο εσωτερικό νερά ακόρεστα σε CaCO_3 . Τα ακόρεστα αυτά νερά μπορούν να δημιουργηθούν όταν δύο κορεσμένα νερά αναδευτούν μεταξύ τους, δημιουργώντας ένα τρίτο νέο διάλυμα το οποίο για κάποιο ελάχιστο χρόνο παραμένει ακόρεστο. Έτσι διαλύοντας το CaCO_3

που χρειάζεται ώστε να κορεστεί, αφαιρεί τμήμα του ανθρακικού όγκου κοντά στο σημείο που δημιουργήθηκε. Τα εσωτερικά αυτά έγκοιλα διευρύνονται ακόμα περισσότερο πάντοτε όμως σε μια ζώνη ανάμιξης κορεσμένων σε CaCO_3 νερών και ασβεστολίθου. Η ζώνη αυτή βρίσκεται πολύ κοντά η ταυτίζεται με την επιφάνεια του υπόγειου υδροφόρου ορίζοντα. Μια πτώση του υδροφόρου ορίζοντα εξαιτίας της γεωμορφολογικής εξέλιξης και της καρστικής διάβρωσης δημιουργεί ζώνες υπόγειων εγκοίλων στον ασβεστολιθικό όγκο.

Άλλοι παράγοντες που επηρεάζουν την διάλυση των ασβεστολίθων είναι η θερμοκρασία και η πίεση. Η διαλυτική ικανότητα του ασβεστολίθου αυξάνεται με την πτώση της θερμοκρασίας. Αντίθετα σε αύξηση της θερμοκρασίας η αντίδραση μετατοπίζεται προς την απόθεση ανθρακικού και μείωση της διαλυτικής ικανότητας του νερού. Όταν αυξάνεται η μερική πίεση του CO_2 στο νερό, τότε αυξάνει και η διαλυτική του ικανότητα. Έτσι το κρύο νερό χειμερινών βροχοπτώσεων είναι πλουσιότερο σε διοξείδιο του άνθρακα και συνεπώς η επιφανειακή διάλυση των ασβεστολίθων μεγαλύτερη στις ψυχρές περιοχές παρά στις θερμές.

Εκτός από τους παραπάνω παράγοντες η διαλυτική ικανότητα εξαρτάται και από την παρουσία στο νερό ορισμένων ιόντων σε κάποιες αναλογίες. Έτσι η παρουσία ιόντων Mg^+ και Na^+ αυξάνει την διαλυτική ικανότητα ενώ η παρουσία SO_4^{-2} την ελαττώνει.

Η διάλυση των ασβεστολίθων τόσο επιφανειακά, όσο και υπόγεια, δεν εξαρτάται μόνο από τους φυσικούς παράγοντες και χημικούς παράγοντες, αλλά και από την καθαρότητα του ασβεστολίθου σε CaCO_3 . Γενικά έχει παρατηρηθεί ότι σε καρστικές περιοχές η περιεκτικότητα των ασβεστολίθων σε CaCO_3 κυμαίνεται από 64-98% (Σωτηριάδης, 1984). Το καλά αναπτυγμένο καρστ σχηματίζεται όταν η περιεκτικότητα του ασβεστολίθου σε CaCO_3 είναι μεγαλύτερη του 90%. Αντίθετα το καρστ είναι περιορισμένο όταν η περιεκτικότητα σε CaCO_3 είναι μικρότερη του 60%. Όσο μεγαλύτερη η παρουσία αδιάλυτων υλικών, τόσο πιθανότερο είναι τα υλικά αυτά να φράξουν τις διάφορες κοιλότητες και τους αγωγούς του καρστ, με αποτέλεσμα να εμποδίσουν τόσο την επιφανειακή όσο και την υπόγεια καρστική διάβρωση.

Ο συμπαγής ασβεστόλιθος σε υγιή κατάσταση, λόγω του χαμηλού πορώδους του χαρακτηρίζεται ως αδιαπέρατος πετρογραφικός σχηματισμός. Οι ασβεστόλιθοι όμως είναι σπάνιο να βρίσκονται στην επιφάνεια της γης χωρίς να έχουν υποστεί κατακερματισμό ή πτύχωση. Οι ασβεστόλιθοι είναι θαλάσσια ιζήματα που σχηματίζονται σε βάθη 600-800m. Όταν στον Ελλαδικό χώρο τους συναντάμε σε

υψόμετρα 1000m έως και μεγαλύτερα των 2000m, καταλαβαίνουμε ότι οι ορογενετικές κινήσεις μεγάλης κλίμακας, δεν τους άφησαν τεκτονικά ανεπηρέαστους.

Οι ασυνέχειες λοιπόν των ασβεστολίθων (διακλάσεις, κατατμήσεις, ρήγματα, κ.λπ.) δημιουργούν ένα δευτερογενές πορώδες, καθιστώντας τους ασβεστόλιθους διαπερατά πετρώματα. Στην αρχή το εύρος των διακλάσεων είναι μικρό και το νερό με τριχοειδή φαινόμενα έχει υδραυλική επικοινωνία. Η μηχανική δράση του νερού διευρύνει τις αρχικές ρωγμές στα πετρώματα. Η μεταβολή του όγκου του εξαιτίας της διαστολής του σε πάγο, προκαλεί μηχανική θραύση των ασβεστολίθων και διεύρυνση των ρωγμών αυτών. Στη συνέχεια οι ρωγμές διευρύνονται ακόμη περισσότερο απο την επιφανειακή διάλυση που προκαλεί το εμπλουτισμένο σε CO₂ νερό της ατμόσφαιρας. Όταν οι ρωγμές διευρυνθούν τόσο ώστε στο κενό που δημιουργείται να έχουμε το σχηματισμό εδάφους τότε η καρστική διάβρωση αυξάνεται κατακόρυφα εξαιτίας του εμπλουτισμού του νερού σε βιογενές διοξείδιο του άνθρακα.

Η ταχύτητα της καρστικής διάβρωσης απασχόλησε πολλούς ερευνητές. Ο υπολογισμός της είναι εξαιρετικά πολύπλοκος, αφού εξαρτάται από πολλούς παράγοντες (κλιματολογικούς, μορφολογικούς, πετρογραφικούς κ.λπ.). Τόσο στις παραμεσόγειες χώρες όσο και στην Ελλάδα η μέση ταχύτητα ταπείνωσης του επιφανειακού αναγλύφου υπολογίζεται απο διάφορους ερευνητές σε 60-80 χιλιοστά ανά 1000 χρόνια περίπου (Σωτηριάδης 1984).

Για την διατύπωση του υδρογεωλογικού μοντέλου της περιοχής χρειάζεται να γνωρίζουμε τα σημεία της επιφανειακής εκδήλωσης ύδατος. Παρατηρούμε ότι στην ευρύτερη περιοχή εκδηλώνονται πηγές στην επαφή των ασβεστολίθων της Πίνδου με τον φλύσχη και τους ραδιολαρίτες. Αντίθετα, πηγές που να εκφορτίζουν την ανθρακική μάζα της ζώνης της Τρίπολης, δεν εκδηλώνονται. Αυτό εξηγείται λόγω της βαθιάς αποστράγγισης που παρουσιάζουν οι ασβεστόλιθοι της Τρίπολης. Είναι παχυπλακώδεις έως και άστρωτοι και έχουν μεγάλο πάχος που φθάνει έως τα 1000m. Τα κατεισδύοντα νερά δεν συναντούν αδιαπέρατο υποκείμενο στρώμα και συνεχίζουν σε βάθος καταλήγοντας στη βάση της σειράς όπου και εκδηλώνονται πηγές.

Οι ασβεστόλιθοι αντίθετα στην ζώνη Ωλονού-Πίνδου, είναι λεπτοπλακώδεις, λεπιωμένοι και έχουν μικρό πάχος. Εξαιτίας της λεπίωσης, οι ασβεστόλιθοι επωθούνται και επικάθονται άλλοτε σε φλύσχη της Τρίπολης και άλλοτε με στρωματογραφική σχέση στους ραδιολαρίτες της ίδιας της ενότητας Πίνδου. Έτσι τα κατεισδύοντα νερά συναντούν το αδιαπέρατο υπόβαθρο και στην επαφή αυτών εκδηλώνονται πηγές.

3. ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΕΣ ΚΑΡΣΤΙΚΕΣ ΜΟΡΦΕΣ

-Γλυφές

Η πιο συνηθισμένη από τις επιφανειακές καρστικές μορφές είναι οι γλυφές. Αποτελούν διαφόρου βάθους αυλακώσεις της επιφάνειας του ασβεστολίθου που δημιουργήθηκαν από τη διαλυτική δράση του νερού. Το βάθος τους κυμαίνεται από μερικά χιλιοστά έως μερικές δεκάδες εκατοστά. Διακρίνονται ανάλογα με το μέγεθος τη μορφή και τον τρόπο δημιουργίας τους, σε δακτυλογλυφες και αμαξοτροχιές. Σχεδόν πάντοτε καταλήγουν σε σημεία στα οποία τα επιφανειακά αυτά νερά διεισδύουν στην μάζα του πετρώματος.

-Καρστικά φρέατα

Πρόκειται για μικρές ή μεγάλες κοιλότητες διαφόρου σχήματος που δίνουν τη μορφή φρεάτων μέσα στα οποία συγκεντρώνονται τα αδιάλυτα υλικά της καρστικής διάβρωσης. Συγχέονται πολλές φορές με τις καταβόθρες γιατί δίνουν την εντύπωση στον παρατηρητή απότομων κάθετων βυθισμάτων προς τον ασβεστολιθικό όγκο.

- Δολίνες

Οι δολίνες είναι οι μεγαλύτερες μονάδες επιφανειακής καρστικής διάβρωσης από τα φρέατα. Η λέξη δολίνη είναι Σλάβικη και χαρακτηρίζει μια κλειστή λεκάνη, σχήματος κυκλικού ή ελλειπτικού, το εύρος της οποίας είναι μεγαλύτερο από το πλάτος σε αντίθεση με τα καρστικά φρέατα.

-Ουβάλες

Αν η διάλυση στους ασβεστόλιθους προχωρήσει σε σημείο που γειτονικές δολίνες να συνενωθούν μεταξύ τους, τότε σχηματίζονται μεγάλα βυθίσματα ή κλειστές λεκάνες χωρίς κανονικό περίγραμμα, οι οποίες ονομάζονται ουβάλες.

-Πόλγες

Ως πόλγες μπορούμε να αποδώσουμε στα Ελληνικά τα μεγάλα καρστικά επίπεδα. Είναι ευδιάκριτες κλειστές κοιλότητες-λεκάνες με σχήμα κυρίως ελλειπτικό. Έχουν συνήθως μεγάλη επιφάνεια, που κυμαίνεται από λίγα έως εκατοντάδες τετραγωνικά χιλιόμετρα. Περιβάλλονται παντού από όρη και βρίσκονται σε διάφορα υψόμετρα, από πολύ κοντά στην επιφάνεια της θάλασσας έως και πάνω από 1000m. Οι πόλγες που βρίσκονται σε χαμηλά υψόμετρα κατακλύζονται συνήθως από νερά και

μετατρέπονται σε λίμνες και έλη. Ο πυθμένας τους αποτελείται κυρίως απο εύφορα αλλουβιακά υλικά (αδιάλυτα υλικά του ασβεστόλιθου που μεταφέρθηκαν με την ποτάμια δράση), πάνω στα οποία έχουν κτισθεί χωριά και πόλεις.

Το πεδινό τμήμα πολλές φορές διαρρέεται από ξένα μικρά υδρογραφικά δίκτυα, που καταλήγουν σε καταβόθρες στα περιθώρια της λεκάνης. Τα επιφανειακά νερά διαμέσου των καταβοθρών και του υπόγειου υδρογραφικού δικτύου αποστράγγισης είτε καταλήγουν στη θάλασσα με την μορφή υποθαλάσσιων πηγών είτε σε πλαγιές των γύρω βουνών με την μορφή καρστικών πηγών.

Πολλές φορές συμβαίνει το αντίθετο. Καταβόθρες που επικοινωνούν με περιοχές υψηλότερου υψομέτρου αναβλύζουν νερό όταν στις υψηλές αυτές περιοχές έχουμε έντονες βροχοπτώσεις ή λιώσιμο των χιονιών της χειμερινής περιόδου.

Αν ο υδροφόρος ορίζοντας στην περιοχή της πόλης παρουσιάσει πτώση, λόγω παρατεταμένης ξηρασίας, τα επιφανειακά νερά δεν φτάνουν μέχρι τις καταβόθρες αλλά διηθούνται μέσα στα χαλαρά υλικά του πυθμένα. Μερικές φορές η ικανότητα αποστράγγισης μέσω των καταβοθρών είναι περιορισμένη, με αποτέλεσμα τα επιφανειακά νερά να μεταβάλλουν το χαμηλότερο σημείο του πυθμένα σε λίμνη (π.χ. λίμνη Ιωαννίνων-Καστροριάς).

Η πόλη είναι ένας μικτός μορφολογικός σχηματισμός τεκτονικής δράσης και καρστικής διάβρωσης. Ο αρχικός σχηματισμός οφείλεται στην τεκτονική που δημιούργησε την αρχική επιφανειακή ταπείνωση. Η τελική όμως διαμόρφωση γίνεται στη συνέχεια απο την καρστική διάβρωση. Επίσης ο σχηματισμός μιας πόλης μπορεί να οφείλεται και στην προοδευτική αύξηση και συνένωση δολινών προς ουβάλες και στην συνέχεια σε πόλη. Μέσα στις πόλεις αυτές παραμένουν υπολείμματα αδιάλυτων ασβεστόλιθων με την μορφή λόφων που ονομάζονται *Hum*. Συχνά πόλεις σχηματίζονται στην επαφή ασβεστολίθων και κρυσταλλοσχιστοδών πετρωμάτων καθώς και στην επαφή ασβεστολίθων, οι οποίοι προσβάλλονται μερικώς απο την χημική αποσάθρωση (λεπτοπλακώδεις ασβεστόλιθοι, μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι, δολομίτες) και εκείνων οι οποίοι έντονα από αυτή (συμπαγείς ασβεστόλιθοι, και παχυσωματώδεις ασβεστόλιθοι) χωρίς να αγνοείται η τεκτονική δράση.

Η πόλη των Λουσών

Η πόλη των Λουσών βρίσκεται στην ΝΔ κλιτύ της κορυφής Αυγό του όρους Χελμός σε υψόμετρο $\approx 1000\text{m}$. Ιστορικά η αρχαία πόλη των Λουσών ήταν χτισμένη

δυτικά του χωριού Λουσικόν και σε μικρή απόσταση απο αυτό. Σήμερα στις παρυφές της πόλγης βρίσκονται πέντε μικρά χωριά οι κάτοικοι των οποίων ασχολούνται με την γεωργία και την κτηνοτροφία. Η πόλγη των Λουσών έχει ακανόνιστο σχήμα, μέγιστο εύρος $\approx 5\text{km}$, μέγιστο μήκος $\approx 7\text{ km}$. Ανήκει στην κατηγορία ξηρών πολγών η αποστράγγιση της οποίας γίνεται πλήρως από φυσικά και τεχνητά ρυάκια τα οποία συνδέονται με καταβόθρες και ρωγμές, οι οποίες βρίσκονται στις παρυφές αυτής και βορείως της παλίας πόλης των Λουσών. Ολόκληρη σχεδόν η πεδινή περιοχή καλύπτεται απο αλλουβιακές αποθέσεις (κυρίως άργιλοι ερυθρού χρώματος, προϊόντα διαλύσεως των ασβεστολίθων). Δεν υπάρχουν λιμναίες αποθέσεις σε αυτή, επομένως συμπεραίνεται πως η πόλγη ουδέποτε υπήρξε λίμνη. Από την γεωλόγικη μελέτη που πραγματοποιήθηκε διαπιστώθηκε ότι η πόλγη βρίσκεται σε περιοχή που υπάρχουν τόσο η ιζηματογενείς σειρά Ωλονού-Πίνδου όσο και αυτή της Τριπόλεως. Επομένως έχει σχηματισθεί επί διαφορετικής φάσεως ασβεστολίθων, με τους ασβεστόλιθους της ζώνης Ωλονού-Πίνδου να είναι επωθημένοι πάνω σε αυτούς της Τριπόλεως. Στο σχηματισμό λοιπόν της πόλγης απο τεκτονική άποψη, σημαντικό ρόλο έπαιξαν οι βραδυτεκτονικές κινήσεις. Σε ότι αφορά το σχηματισμό της πόλγης από καρστικά φαινόμενα, οφείλεται στην αύξηση του πάχους των ασβεστολίθων αυτής της επώθησης της ζώνης Ωλονού-Πίνδου πάνω σε αυτή της Τριπόλεως. Σε αυτό το σημείο πρέπει να σημειωθεί πως στη Β και ΒΔ Πελοπόννησο όπου επικρατεί η ζώνη Ωλονού-Πίνδου πουθενά δεν παρατηρούνται καρστικά φαινόμενα όπως: σπήλαια, ρωγμές μεγάλου βάθους, ουβάλες, δολίνες, πόλγες. Από τις παρατηρήσεις προκύπτει ότι για τους ασβεστόλιθους της ζώνης Ωλονού-Πίνδου ελάχιστα εμφανίζονται φαινόμενα χημικής αποσάθρωσης. Οι δακτυλογλυφές και οι χύτρες είναι οι συνήθεις καρστικές μορφές, το βάθος των οποίων κυμαίνεται απο λίγα χιλιοστά ως 10 εκατοστά κυρίως στους μεσοστρωματώδεις ασβεστόλιθους χωρίς πυριτικό υλικό. Οι ραδιολαριτικές στρώσεις καθώς και οι ψαμμιτοαργιλικές, οι οποίες συμμετέχουν στη σειρά Ωλονού-Πίνδου, δεν παρουσιάζουν καρστικά φαινόμενα. Οι καταβόθρες οι οποίες αποστραγγίζει και η πόλγη των Λουσών δεν ανήκουν στους ασβεστόλιθους της ζώνης Ωλονού-Πίνδου, αλλά σε αυτούς της Τριπόλεως. Έτσι η (μελετηθείσα) πόλγη των Λουσών έχει σχηματισθεί στο όριο δυο ασβεστολιθικών πετρωμάτων διαφόρου συμπεριφοράς, ως προς την χημική αποσάθρωση.

Στη νότια Πελοπόννησο υπάρχουν και άλλες πολύ μεγαλύτερες και πιο ενδιαφέρουσες. Οι κυριότερες είναι : της Τριπόλεως και του Φενεού.

4. ΥΠΟΓΕΙΕΣ ΚΑΡΣΤΙΚΕΣ ΜΟΡΦΕΣ

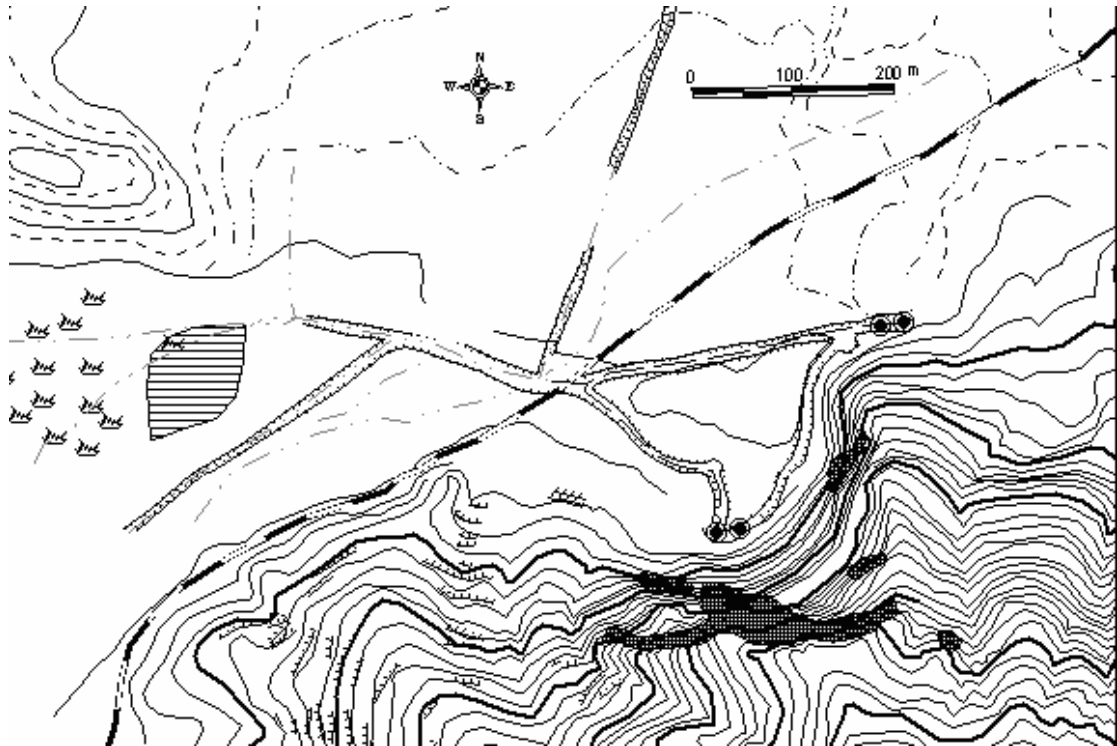
Οι υπόγειες καρστικές μορφές είναι οι καταβόθρες οι μικροί και μεγάλοι οχετοί, τα σπήλαια και τα έγκοιλα. Σχηματίζονται από την είσοδο του επιφανειακού νερού προς το εσωτερικό του πετρώματος και αποτελούν το δευτερογενές του πορώδες.

Η διατομή των υπόγειων αυτών καρστικών μορφών εξαρτάται από δύο παράγοντες. Τις υδραυλικές δυνάμεις που διαμορφώνουν ομαλές επιμήκεις μορφές υπόγειων καρστικών εγκοίλων και την τεκτονική (διακλάσεις, διαστρώσεις κλπ.) που ελέγχει σε μεγάλο βαθμό το σχήμα της διατομής των εγκοίλων, όπου αυτή υπάρχει.

Υψηλές ταχύτητες υπόγειων νερών σε μεγάλου πάχους ομογενείς ασβεστολίθους τείνουν να διαμορφώσουν ομαλά επιμήκη έγκοιλα που οφείλονται στην υδραυλική δράση. Αντίθετα χαμηλές ταχύτητες σε κερματισμένα ή με στρώσεις πετρώματα δημιουργούν υπόγειους αγωγούς με πολύπλοκες διατομές.

ΚΑΤΑΒΟΘΡΕΣ

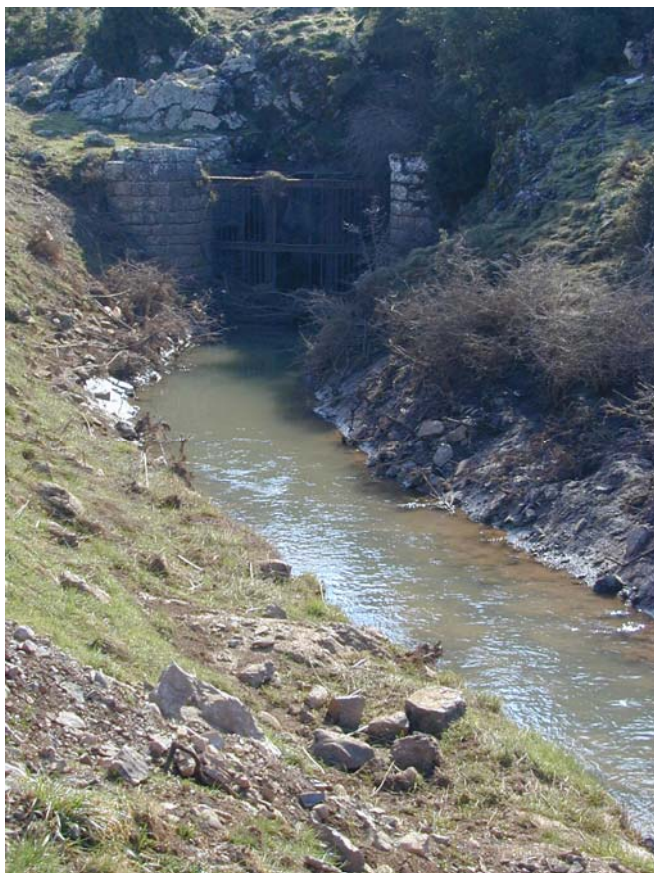
Καταβόθρες ονομάζονται καρστικοί αγωγοί ή έγκοιλα, που ανεβαίνουν μέχρι την επιφάνεια του εδάφους κατακόρυφα ή με μεγάλη κλίση. Βρίσκονται συνήθως στο πυθμένα ή τα περιθώρια μικρών και μεγάλων καρστικών βυθισμάτων ή λεκανών και δέχονται μόνιμα ή περιοδικά επιφανειακά και υπόγεια νερά. Προχωρούν στο εσωτερικό των ασβεστολιθικών πετρωμάτων και σχηματίζουν ένα σύστημα αγωγών και οχετών με πολύπλοκο προσανατολισμό. Στο σχήμα 3.1 βλέπουμε την περιοχή εμφάνισης των καταβοθρών της περιοχής μελέτης μας.



Σχήμα 3.1 : Περιοχή εμφάνισης καταβόθρων.
(Κατά KOUTSI R., STOURNARAS G., 2005)



Σχήμα 3.2: Καταβόθρες Απανόκαμπου πόλης Άνω-Λουσών.
(Κατά KOUTSI R., STOURNARAS G., 2005)



Σχήμα 3.3: Καταβόθρες Απανώκαμπου πόλης Άνω-Λουσών.
(Κατά KOUTSI R., STOURNARAS G., 2005)

ΣΠΗΛΑΙΑ

Τα σπήλαια είναι επίσης υπόγεια έγκοιλα μεγάλων διαστάσεων που συναντώνται σε ανθρακικά πετρώματα. Επικοινωνούν επιφανειακά με μικρά στόμια και είναι προσιτά στην προσπέλαση του ανθρώπου.

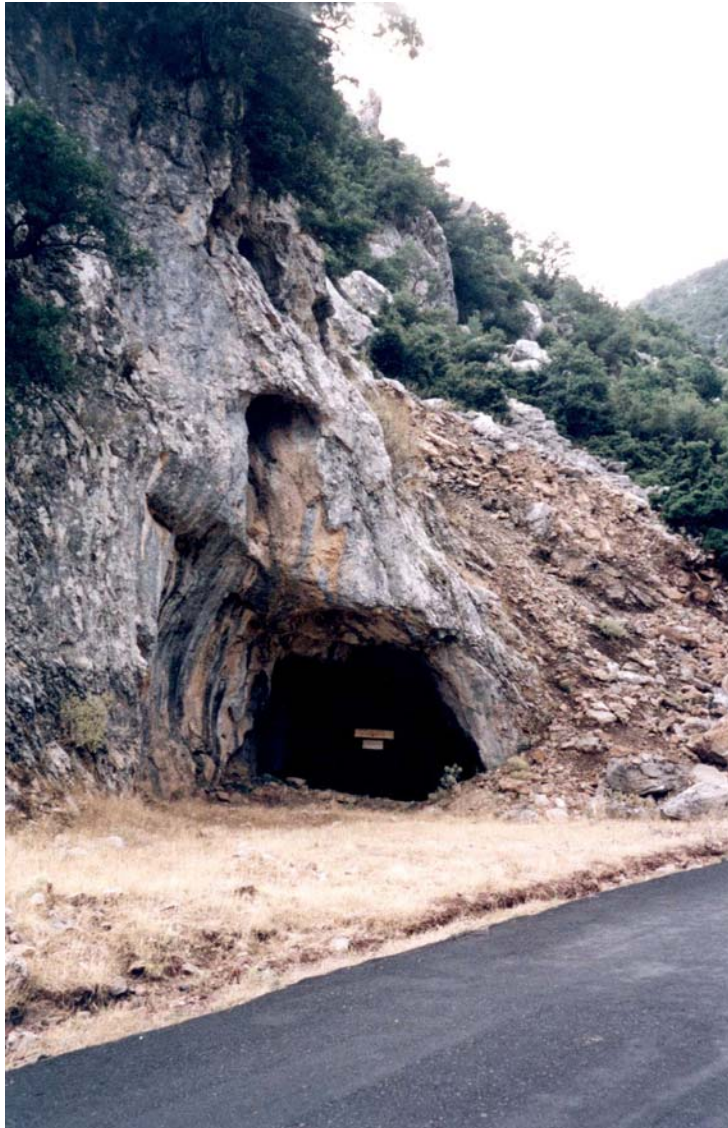
Βασική προϋπόθεση για να δημιουργηθεί το σπήλαιο είναι η κίνηση του νερού μέσω των ασυνεχειών. Στην ευρύτερη περιοχή ο τεκτονισμός είναι έκδηλος και χαρακτηρίζεται απο ρήγματα γενικής διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ και κανονικά ρήγματα ΝΔ-ΒΑ. Το νερό επομένως στη συγκεκριμένει περίπτωση διευρύνει αυτές τις ασυνέχειες που είναι τεκτονικής προέλευσης και δημιουργεί το σπήλαιο «Λίμνες –Καστριών» στη θέση αυτή. Αυτό εξηγείται και απο το γεγονός ότι είναι παράλληλο με την τεκτονική επαφή.

Στοιχεία του Σπηλαίου:

Το σπήλαιο έχει επιμήκη μορφή, με μέσο υψόμετρο δαπέδου 840m, ενώ το υψόμετρο της επιφάνειας της καταβόθρας είναι 967m. Μέσα στο σπήλαιο υπάρχει υπόγειος ποταμός του οποίου τα νερά διηθούνται σε βάθος και εξαφανίζονται στην περιοχή της εισόδου του. Η ροή του ποταμού ακολουθεί τη διεύθυνση του σπηλαίου (ΒΔ-ΝΑ). Κατά μήκος του σπηλαίου και εγκάρσια προς τον άξονα του, έχουν σχηματιστεί σταλαγμίτες με τη μορφή φραγμάτων, που δημιουργούν διαδοχικές λίμνες. Το νερό της κάθε λίμνης προέρχεται από την υπερχειλίση της προηγούμενης. Ο σταλακτιτικός διάκοσμος είναι πλούσιος. Μόνιμες αφίξεις νερού από την οροφή δεν παρατηρούνται.

Το σπήλαιο δημιουργήθηκε στους ασβεστόλιθους της Τρίπολης, διότι είναι παχυπλακώδεις έως άστρωτοι και το νερό που κατεισδύει μέσω των διακλάσεων που δημιουργήθηκαν λόγω του επωθημένου καλύμματος της Πίνδου διαλύει πιο εύκολα.

Στην Πίνδο δεν είχαμε τη δημιουργία σπηλαίου, παρόλο που οι εφελκιστικές δυνάμεις δημιούργησαν ρήγματα και διακλάσεις, διότι οι ασβεστόλιθοι είναι λεπτοπλακώδεις και το νερό κινείται κατά μήκος των επιφανειών στρώσης γρήγορα και «χάνεται», ενώ στην Τρίπολη επιφάνειες στρώσεις δεν υπάρχουν. Στη Πίνδο, λόγω των πολλών διακλάσεων το νερό διαλύει μεν το ανθρακικό ασβέστιο, αλλά η αθροιστική διάλυση δεν είναι έντονη και ικανή να δημιουργήσει καρστικό έγκοιλο και κατ' επέκταση σπήλαιο.



Σχήμα 3.4: Η φυσική είσοδος του σπηλαίου «Λίμνες - Καστριών». (Κατά KOUTSI R., STOURNARAS G., 2005)

4. ΠΗΓΕΣ

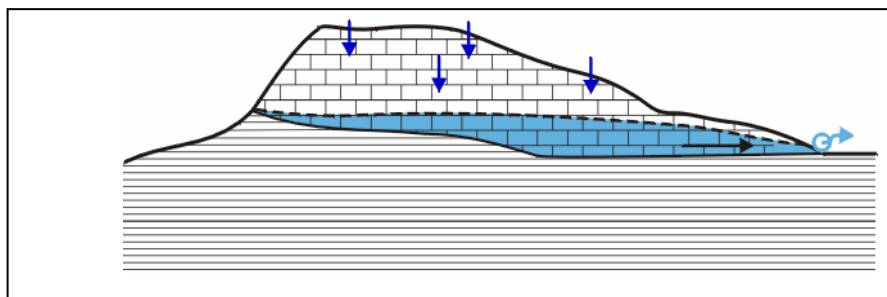
Γενικά

Οι πηγές και οι αναβλύσεις συνδέονται στενά με τον κύκλο του νερού στη φύση, την υδρολογική ισορροπία και το υδρολογικό ισοζύγιο του υπόγειου νερού. Αποτελούν επίσης μία σημαντική ένδειξη για το είδος της υδροφορίας μιας περιοχής. Κατά το ιστορικό παρελθόν η παρουσία τους ήταν σημαντική για τη δημιουργία οικισμών ή την ανάπτυξη στρατιωτικών δυνάμεων.

Ο TODD, K. (1980) δίνει για τις πηγές τον πιο κάτω ορισμό: *«είναι μία συγκεντρωμένη εκροή υπόγειου νερού που εμφανίζεται στην επιφάνεια του εδάφους ως ένα ρεύμα νερού που ρέει ελεύθερα»*. Η πηγή διαστέλλεται από τη διαρροή νερού που είναι μία πιο αργή κίνηση υπόγειου νερού προς την επιφάνεια του εδάφους συνήθως μη σημειακή, αλλά εκτενής (γραμμικά ή διδιάστατα). Οι διαρροές νερού μπορούν να σχηματίζουν τοπικά μικρά τέλματα ή ροές ή να εξατμίζονται, ανάλογα με την παροχή της διαρροής, την τοπογραφία και το κλίμα. Ως ανάβλυση εννοούμε κάθε εμφάνιση υπόγειου νερού στην επιφάνεια του εδάφους ή στον πυθμένα μάζας νερού (ποταμού, λίμνης, θάλασσας).

Υδρογεωλογικά οι πηγές και γενικά οι αναβλύσεις είναι στην πραγματικότητα «υπερχείλιση» υδροφόρων στρωμάτων. Εκφορτίζουν τα υδροφόρα στρώματα. Αυτά τροφοδοτούνται με την κατείσδυση ή τη διήθηση από τα κατακρημνίσματα και ανεβαίνει η στάθμη τους. Οι πηγές εμφανίζονται εκεί που η στάθμη των υδροφόρων στρωμάτων έρχεται σε επαφή με την επιφάνεια του εδάφους. Είναι ο γεωμετρικός τύπος της τομής του υδροφόρου ορίζοντα με τη στάθμη του εδάφους. Γι' αυτό εμφανίζονται γεωμορφολογικά στα χαμηλότερα σημεία, στο επίπεδο βάσης, εκτός από τις πηγές που συνδέονται με επικρεμάμενους υδροφορείς (βλ. πιο κάτω). Οι πηγές πάντως αποτελούν σημαντική ένδειξη της υδροφορίας μιας περιοχής. Μεγάλος αριθμός μικρών πηγών στις παρυφές κοιλάδων ή στα κράσπεδα λόφων είναι ένδειξη ρηχού υδροφόρου ορίζοντα με μικρή περατότητα. Αντίθετα μεγάλες πηγές στον πυθμένα κοιλάδων ή στο βασικό γεωμορφολογικό επίπεδο, είναι ένδειξη ύπαρξης μεγάλου υδροφόρου με σημαντική περατότητα.

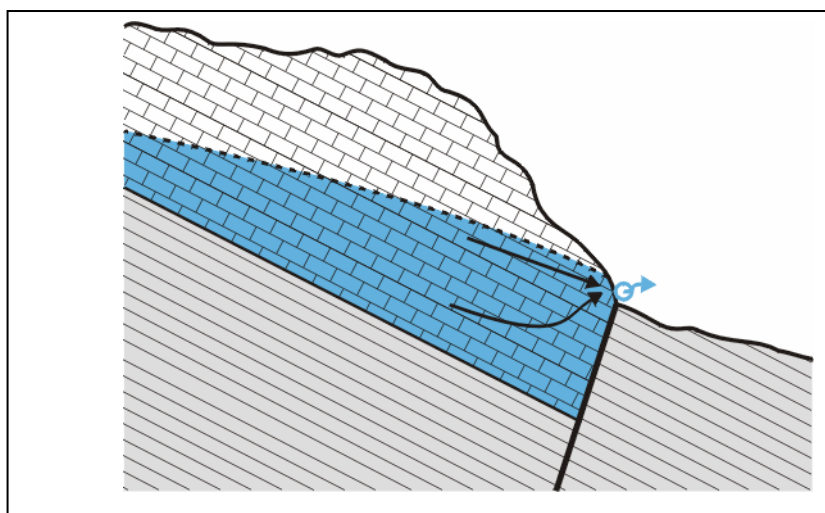
Πηγές επαφής (Σχήμα 3.5.): Δημιουργούνται όταν ένα περατός σχηματισμός, π.χ. ένας ασβεστόλιθος επικάθεται σε ένα αδιαπέρατο, π.χ. ένα αργιλικό σχιστόλιθο. Τα νερά της κατείσδυσης διαπερνούν τον περατό σχηματισμό, αλλά εμποδίζονται από τον υποκείμενο αδιαπέρατο (από τον οποίο ενδεχόμενα περνάει ένα πολύ μικρό ποσοστό π.χ. 1%) και έτσι σχηματίζει ένα υδροφόρο στρώμα με ροή περίπου παράλληλη προς την επαφή των δύο σχηματισμών που εκφορτίζεται από μια πηγή ακριβώς στην επαφή τους.



Σχήμα 3.5: Πηγή επαφής. (Κατά ΣΟΥΛΙΟΣ, Χ.Γ, 2004).

Οι πηγές αυτές συχνά βρίσκονται πάνω από το επίπεδο βάσης και συνήθως είναι μικρές ή μεσαίες. Έχουν πίσω τους μικρό υδροφορέα που τις τροφοδοτεί και τα εκκενώσιμα αποθέματά τους δεν είναι μεγάλα.

Πηγές ρηγματογενείς (Σχήμα 3.6.): Η δημιουργία των πηγών αυτών συνδέεται με την παρουσία κάποιου ρήγματος το οποίο φέρει σε επαφή ένα περατό σχηματισμό δηλ. ένα υδροφόρο στρώμα με ένα αδιαπέρατο σχηματισμό. Έτσι το υδροφόρο στρώμα υπερχειλίζει ακριβώς στο ρήγμα. Οι πηγές αυτές δημιουργούνται στο συγκεκριμένο σημείο λόγω ακριβώς της ύπαρξης του ρήγματος. Θα μπορούσαν όμως να θεωρηθούν και ως πηγές υπερπλήρωσης (υπερχείλισης). Υπάρχουν διάφοροι τύποι ρηγματογενών πηγών, ανερχόμενες, κατερχόμενες κλπ. Οι ρηγματογενείς πηγές συχνά αναβλύζουν κοντά στο επίπεδο βάσης, έχουν μικρή ή και μεγάλη παροχή και μεταβλητότητα παροχής. Συνήθως έχουν μεγάλο υδροφόρο που τις τροφοδοτεί και μεγάλα εκκενώσιμα αποθέματα.

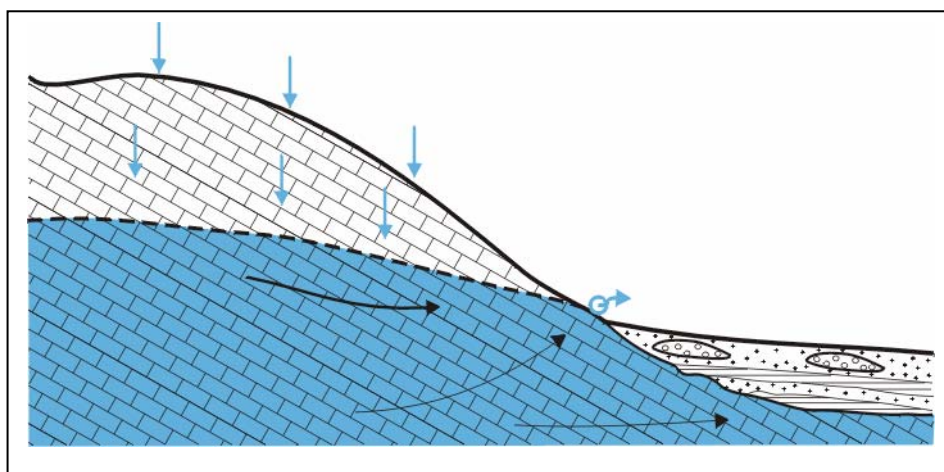


Σχήμα 3.6: Πηγή
ρηγματογενής (Κατά
ΣΟΥΛΙΟΣ, Χ.Γ,
2004).

Πηγές υπερχείλισης (ή πλήρωσης) (Σχήμα 3.7.): Στην Ελληνική βιβλιογραφία βρίσκουμε διαφορετικά ονόματα για την κατηγορία των πηγών αυτών: *πηγές υπερχείλισης*, *πηγές πλήρωσης*, *πηγές υπερπλήρωσης*. Ενδεχομένως ο όρος «*πηγές υπερχείλισης*» αποδίδει καλύτερα τα χαρακτηριστικά της κατηγορίας αυτής.

Όταν ένα υδροφόρο στρώμα τροφοδοτείται δια της κατείσδυσης από τα κατακρημνίσματα, τότε ανεβαίνει η στάθμη του πάνω από το επίπεδο του εδάφους με το οποίο έρχεται σε επαφή και έτσι γίνεται «*υπερχείλισή*» του, δηλ. η δημιουργία της πηγής. Με την ευρεία έννοια και οι ρηγματογενείς πηγές είναι πηγές υπερχείλισης (πλήρωσης).

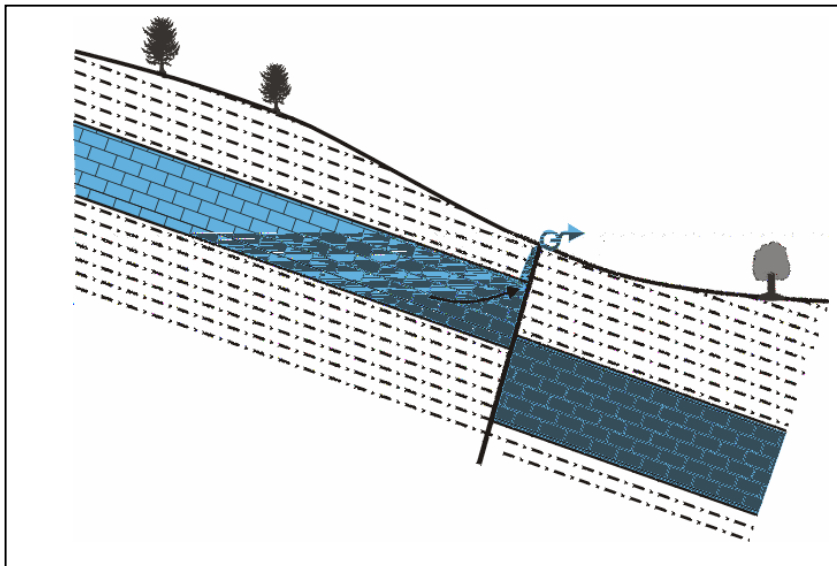
Οι πηγές αυτές αναβλύζουν κατά κανόνα στο επίπεδο βάσης της περιοχής. Έχουν σταθερή ή μη έντονα μεταβαλλόμενη παροχή, είναι μόνιμες, συνδέονται με σημαντικά υδροφόρα στρώματα και έχουν μεγάλα εκκενώσιμα αποθέματα.



Σχήμα 3.7:
Πηγή
Πλήρωσης
(υπερχείλισης)
(Κατά
ΣΟΥΛΙΟΣ,
Χ.Γ, 2004).

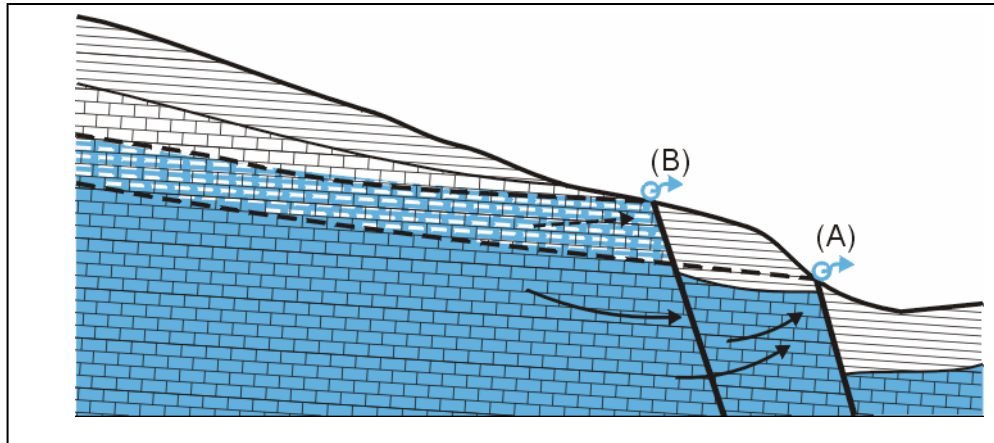
Υπάρχουν ποικίλοι συνδυασμοί των ως άνω κατηγοριών των πηγών, ώστε στην πραγματικότητα κάθε πηγή να αποτελεί ένα δικό τους τύπο. Παρακάτω δίνονται μερικοί ιδιαίτεροι τύποι πηγών που μπορεί να ανήκουν σε κάποια από τις προηγούμενες κατηγορίες.

Ανερχόμενη ρηγματογενής πηγή (Σχήμα 3.8.): Πρόκειται για πηγή της οποίας η δημιουργία στο συγκεκριμένο σημείο οφείλεται στην παρουσία κάποιου ρήγματος που ανέβασε ένα υδροφόρο στρώμα κοντά στην επιφάνεια του εδάφους. Έτσι με την υδροστατική πίεση το νερό ακολουθεί το διαπερατό δρόμο που δημιούργησε ο τεκτονισμός του ρήγματος και αναβλύζει. Στο σημείο ανάβλυσης φαίνεται το νερό να ανεβαίνει από κάτω προς τα πάνω.



Σχήμα 3.8:
Ανερχόμενη
ρηγματογενής πηγή
(Κατά ΣΟΥΛΙΟΣ,
Χ.Γ, 2004).

Υπερπληρωτική πηγή (Σχήμα 3.9): Ενίοτε ένα υδροφόρο στρώμα που συνδέεται με μια πηγή, φορτίζεται ισχυρά λόγω βροχοπτώσεων και η στάθμη του ανεβαίνει πολύ. Είναι λοιπόν δυνατό να έρθει σε επαφή με την επιφάνεια του εδάφους και δημιουργεί μια δεύτερη πηγή, παράλληλα με την πρώτη που σε αυτή την περίπτωση θα έχει αυξημένη παροχή. Η πηγή αυτή λέγεται *υπερπληρωτική πηγή* (trop-plein κατά τη γαλλική ορολογία). Αυτή η πηγή είναι εποχιακή: λειτουργεί μόνο ενόσω η στάθμη είναι ανεβασμένη. Όταν αυτή κατεβεί κάτω από το σημείο ανάβλυσής της, τότε στερειύεται, ενώ εξακολουθεί να λειτουργεί η κύρια (υποκείμενη) πηγή.



Σχήμα 3.9: Ανερχόμενη ρηγματογενής (A) και υπερπληρωτική (B) πηγή. (Κατά ΣΟΥΛΙΟΣ, Χ.Γ, 2004).

Καρστικές πηγές

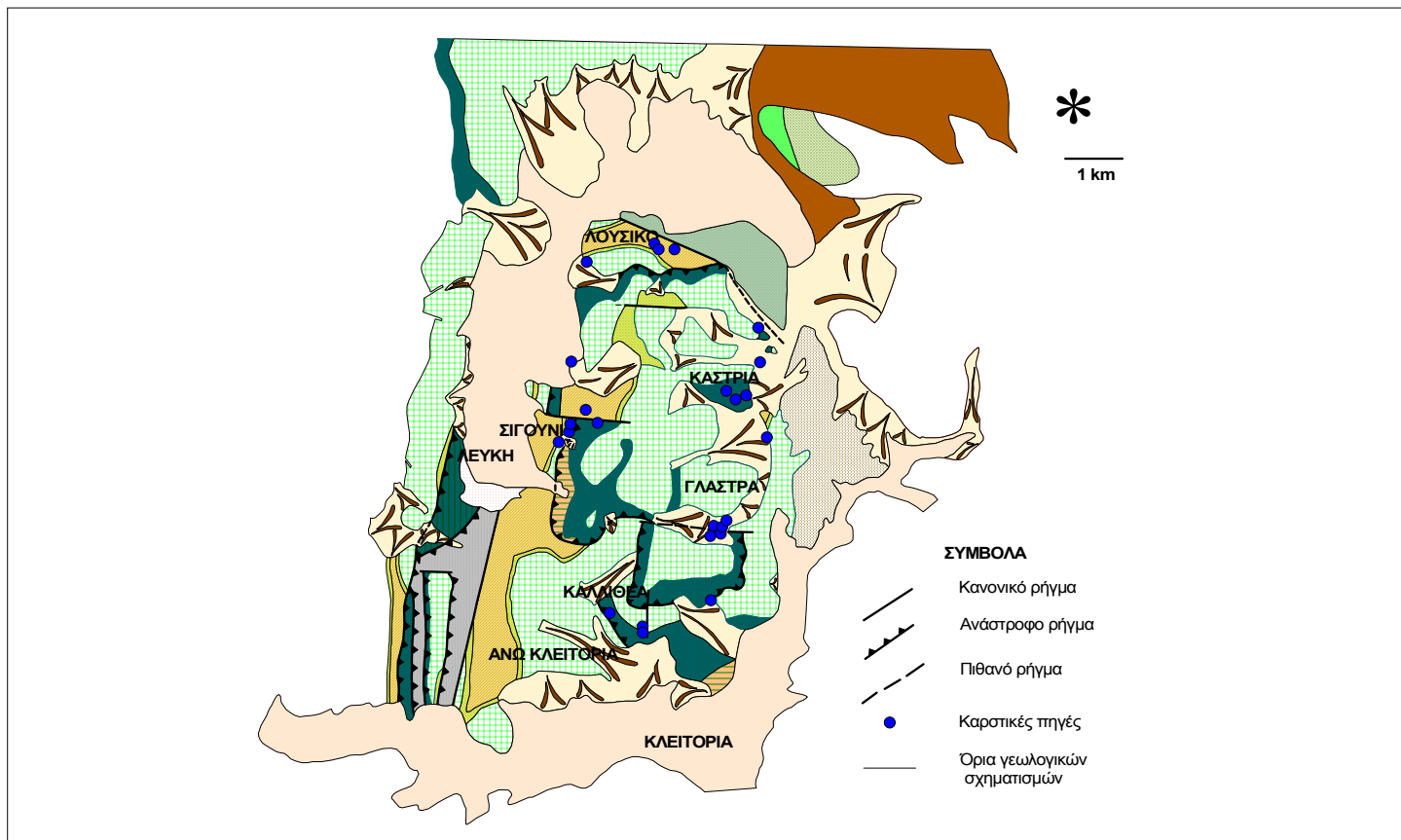
Τις καρστικές πηγές θα μπορούσαμε να τις κατατάξουμε στις συνήθεις πηγές επαφής ή τις ρηγματογενείς, γιατί έχουν ανάλογο με εκείνες τρόπο εμφάνισης. Παρ' όλα αυτά διαφέρουν στην ουσία από εκείνες, γιατί αποδίδουν το ύδωρ με χαρακτηριστική αστάθεια παροχής, που εξαρτάται από την κλιματολογική κατάσταση του τόπου, την φύση και το όγκο της ασβεστολιθικής μάζας στην οποία ανήκουν. Ο λόγος είναι βέβαια ευνόητος, γιατί ενώ οι συνηθισμένες πηγές αντιστοιχούν σε υδροφόρους ορίζοντες περιλαμβάνοντας ύδωρ από διήθηση, διαφόρου βαθμού, οι καρστικού τύπου πηγές αντιστοιχούν στην αποχέτευση μιας υπόγειας εκρροής, και αυτό γιατί το σύνολο των εσωτερικών καρστικών μορφών χαρακτηρίζεται γενικά σαν συλλέκτες, που ταυτόχρονα αντιπροσωπεύουν το δευτερογενές πορώδες του πετρώματος.

Η περιοδικότητα είναι πολλές φορές χαρακτηριστικό των καρστικών πηγών. Υπάρχουν πηγές που παρουσιάζουν αιφνίδια αύξηση της παροχής τους, σε βαθμό μάλιστα τεράστιο, λίγες μόνο ώρες μετά την πτώση της βροχής στην ασβεστολιθική τους μάζα, ενώ υπάρχουν άλλες που η αύξηση της παροχής τους είναι μεν ταχεία όχι όμως, όχι όμως και αιφνίδια, παρουσιάζομενη μετά από πολλές ώρες από την παραπάνω υδρόπτωση. Η περιοδικότητα αυτή οφείλεται κατά κύριο λόγο στην ύπαρξη υπόγειας δεξαμενής, που εκκενώνεται από σίφωνα.

Τα ύδατα των καρστικών πηγών λόγω του ότι διέρχονται διαμέσου υπόγειων οχετών, μερικές φορές μεγάλης ευρύτητας, δεν διυλίζονται καλά, σε αντίθεση με τα υπόγεια ύδατα των συνήθων πηγών, που αντιστοιχούν σε υδροφόρους ορίζοντες και

περιλαμβάνουν ύδωρ από διήθηση. Έτσι τα ύδατα των καρστικών πηγών μερικές φορές μπορεί να είναι μολυσμένα.

Οι καρστικές πηγές που έχουν βρεθεί στην περιοχή μελέτης παρουσιάζονται στον παρακάτω χάρτη.



Χάρτης 2 : Χάρτης απεικόνισης θέσεων πηγών.

Όλες οι παρατηρούμενες πηγές που εντοπίστηκαν παρουσιάζουν τον ίδιο μηχανισμό γένεσης. Από την χαρτογράφηση υπαίθρου και λαμβάνοντας τον έντονο τεκτονισμό της περιοχής σε συνδυασμό με τη γεωλογική δομή αυτής (ενναλαγές ραδιολαριτών και ασβεστολίθων) συμπεραίνεται ότι οι απεικονιζόμενες στο χάρτη πηγές είναι πηγές υπερπλήρωσης-επαφής.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Συμπερασματικά από όλα όσα προαναφέρθηκαν μπορούμε να συνοψίσουμε τα παρακάτω:

1) Η περιοχή μας αποτελείται γεωλογικά από τους παρακάτω σχηματισμούς:

- Τεταρτογενείς αλλουβιακές αποθέσεις και κώνους κορημάτων
- Πετρώματα που γεωτεκτονικά υπάγονται στην ζώνη Πίνδου, όπως ο Ηωκαινικός φλύχης, στρώματα μεταβάσεως ηλικίας Μαιστριχτίου-Παλαιοκαίνου, πλακώδεις ασβεστόλιθοι Ανώτ. Κρητιδικού, Ιουρασικοί ραδιολαρίτες και ιλυόλιθοι του Καστελλίου και από πετρώματα που γεωτεκτονικά κατατάσσονται στη ζώνη Τρίπολης, όπως οι Άνω Κρητιδικοί ασβεστόλιθοι.

2) Γεωμορφολογικά η περιοχή μας χωρίζεται σε δυο γεωμορφολογικές ενότητες :

α) Ορεινή περιοχή :

Αναπτύσσεται σε μεγάλα υψόμετρα και αποτελείται από τους αλπικούς σχηματισμούς. Αυτοί αντιπροσωπεύονται από Κρητιδικούς ασβεστόλιθους της ενότητας Τρίπολης και από την ενότητα Πίνδου σε όλη της την ανάπτυξη. Η νεοτεκτονική παραμόρφωση είναι ο κυριότερος παράγοντας διαμόρφωσης του ορεινού αναγλύφου.

β) Λοφώδης περιοχή :

Η λοφώδης περιοχή χωρίζεται σε τμήματα, ανάλογα με το υψόμετρο, στο οποίο αναπτύσσονται οι λόφοι.

γ) Πεδινή περιοχή

3) Το υδρογραφικό δίκτυο της περιοχής παρουσιάζει κυρίως δύο μορφές. Η μία είναι το παράλληλο δίκτυο που αναπτύσσεται επάνω στα μεταλικά ιζήματα και το άλλο είναι το ορθογώνιο που αναπτύσσεται στα αλπικά.

Το ορθογώνιο υδρογραφικό δίκτυο, ελέγχεται απο την γεωλογία και συγκεκριμένα από την επίδραση που ασκούν τα συστήματα διακλάσεων και ρηγμάτων στη δημιουργία αυτού.

Το υδρογραφικό δίκτυο εμφανίζεται κατά τόπους ολοκληρωμένο. Η πυκνότερη ανάπτυξη του εντοπίζεται στις εμφανίσεις του ραδιολαρίτη και του φλύσχη (μέτρια απορροή, πολυ μικρή κατείσδυση) και η ατελής μορφή του στους ασβεστόλιθους της

Τριπόλεως. Σε αυτούς, το δευτερογενές πορώδες και οι καρστικές δομές δημιουργούν συνθήκες αυξημένης κατείδυσης. Το καθεστώς απορροής και κατείδυσης συνδέεται άμεσα με την τεκτονική και την γεωλογία. Οι αβεστόλιθοι εμφανίζουν στοιχεία μεγάλης κατείδυσης και μικρής απορροής.

Στα μεταλλικά έχουμε ανάπτυξη παράλληλου υδρογραφικού δικτύου.

Το παράλληλο δίκτυο, σε αντίθεση με το ορθογώνιο, παρουσιάζει μεγάλη ανάπτυξη με λεπτή υφή, δηλαδή πρόκειται για πυκνό υδρογραφικό σύστημα με μεγάλη πυκνότητα κλάδων.

Όλα τα ρέματα καταλήγουν στον Αροάνιο ποταμό που αποτελεί τον κύριο κλάδο του υδρογραφικού δικτύου και έχει διεύθυνση από το Βορρά προς το Νότο.

4) Στην περιοχή μελέτης επικρατούν οι ανθρακικοί σχηματισμοί, όπως διαπιστώνεται και από τον γεωλογικό χάρτη.

Οι ασβεστόλιθοι της Τρίπολης είναι έντονα καρστικοποιημένοι, επιφανειακά και σε βάθος. Σε αυτό το καρστικό δίκτυο είναι αναπτυγμένο και το σπήλαιο «των Λιμνών», στα Καστριά.

Όμως και οι ασβεστόλιθοι της ενότητας Πίνδου είναι καρστικοποιημένοι, λιγότερο απ'ότι οι ασβεστόλιθοι Τρίπολης και η ανάπτυξη του δικτύου είναι εντελώς επιφανειακή.

5) Το χαρακτηριστικό γνώρισμα της περιοχής, που προέκυψε μετά από τη χαρτογράφηση αυτής, είναι η εμφάνιση αρκετών φυσικών πηγών, μερικές από τις οποίες δεν απεικονίζονται στον αντίστοιχο χάρτη, λόγω της ιδιαίτερα δύσκολης πρόσβασης σε αυτές.

6) Όλες οι παρατηρούμενες πηγές που εντοπίστηκαν παρουσιάζουν τον ίδιο μηχανισμό γένεσης. Από την χαρτογράφηση υπαίθρου και λαμβάνοντας τον έντονο τεκτονισμό της περιοχής σε συνδυασμό με τη γεωλογική δομή αυτής (εναλλαγές ραδιολαριτών και ασβεστολίθων) συμπεραίνεται ότι οι απεικονιζόμενες στο χάρτη πηγές είναι πηγές υπερπλήρωσης-επαφής.

7) Από την επεξεργασία των τεκτονικών στοιχείων που λείφθηκαν κατά τη χαρτογράφηση, διαπιστώθηκε ότι τα πετρώματα της περιοχής έχουν παράταξη περίπου Α-Δ, με μικρές αποκλίσεις τοπικά λόγω της τεκτονικής, κυρίως της πτύχωσης, κατά θέσεις όμως και εξαιτίας των ρηγμάτων που με την δράση τους έχουν επηρεάσει τις επιφάνειες στρώσης των πετρωμάτων. Οι επιφάνειες στρώσης που μετρήθηκαν και αντιπροσωπεύουν πτέρυγες των πτυχών, παρουσιάζουν κυρίως

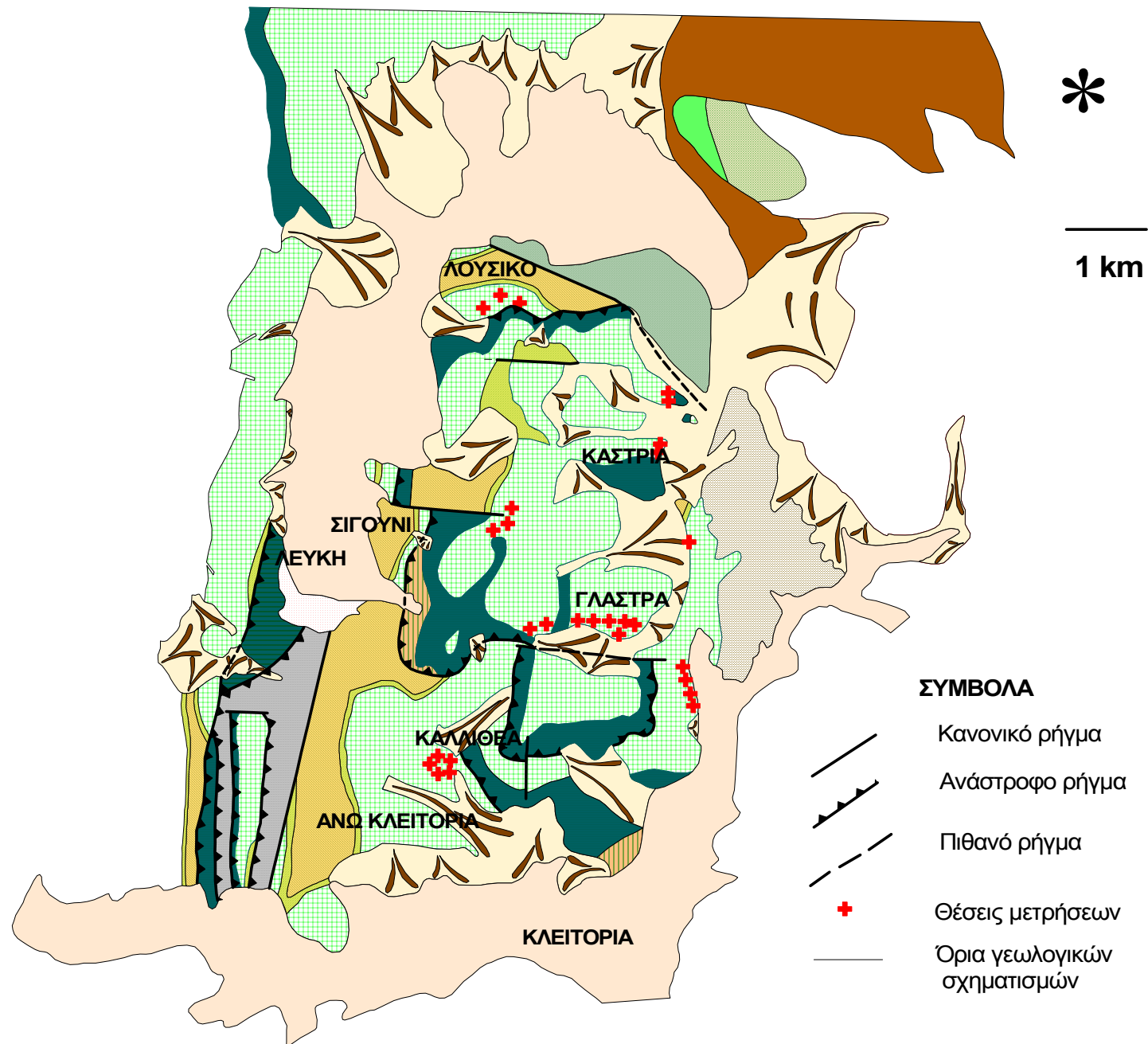
παράταξη Α-Δ με βύθιση της μιας πτέρυγας προς Β και της άλλης προς τον Ν με πολύ μικρές έως μέτριες γωνίες κλίσης πολλές φορές σχεδόν οριζόντιες.

Γενικά στις διακλάσεις που μετρήθηκαν στα πετρώματα της περιοχής μελέτης, κυριαρχούν δύο κύρια συστήματα: ένα που παρουσιάζει παράταξη περίπου Α-Δ και επικρατεί στο ανατολικό τμήμα της περιοχής στις θέσεις «πάνω στο δρόμο», Καστριά και Καλλιθέα, και ένα δεύτερο που παρουσιάζει παράταξη περίπου Β-Ν και κυριαρχεί στις περιοχές Σιγκούνι, Λουσικό και Άνω Γλάστρα. Υπάρχει και ένα δευτερεύον με παράταξη ΒΑ-ΝΔ. Η αλλαγή που παρατηρείται κατά θέσεις στην διεύθυνση των συστημάτων διακλάσεων, οφείλεται πιθανότατα στην παρουσία μεγάλων ρηγμάτων αντίστοιχης διεύθυνσης στις θέσεις αυτές. Τέλος από τα ροδοδιαγραμμάτων πυκνότητας βλέπουμε πως οι επιφάνειες των συστημάτων διακλάσεων παρουσιάζουν μεγάλες γωνίες κλίσης (σχεδόν κατακόρυφες).

8) Οι θέσεις των εμφανιζόμενων πηγών βρίσκονται σε πλήρη συμφωνία με την γεωλογία της περιοχής (επαφή ασβεστολίθων που αποτελούν ιδιαίτερα διαπερατούς σχηματισμούς, λόγω του υψηλού δευτερογενούς πορώδους που παρουσιάζουν, με τους θεωρητικά αδιαπέρατους ραδιολαρίτες).

Η έντονη τεκτονική της περιοχής συνέβαλε δραστικά στην περεταίρω καρστοποίηση των ανθρακικών σχηματισμών δημιουργώντας ένα πολύ καλά σχηματισμένο δίκτυο καρστικών αγωγών. Οι διευρυμένες διακλάσεις αποτέλεσαν εύκολες εξόδους για το αποθηκευμένο στο καρστ νερό υπό τη μορφή πηγών.

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ



Χάρτης 3 : Χάρτης απεικόνισης θέσεων μετρήσεων
Βιβλιοθήκη "Θεόφραστος" - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

**ΦΩΤΟΓΡΑΦΙΕΣ ΑΠΟ ΤΙΣ ΠΕΡΙΟΧΕΣ ΚΑΙ ΚΑΤΑΓΡΑΦΗ ΤΩΝ ΔΙΑΚΛΑΣΕΩΝ
ΚΑΙ ΤΩΝ ΣΤΡΩΣΕΩΝ ΤΩΝ ΚΡΗΤΙΔΙΚΩΝ ΑΣΒΕΣΤΟΛΙΘΩΝ
ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΗ**

ΛΟΥΣΙΚΟ:





ΑΝΩ ΓΛΑΣΤΡΑ:







ΚΑΛΛΙΘΕΑ:







Χάρτης 4 : Απόσπασμα του Γεωλογικού Χάρτη του Ι.Γ.Μ.Ε., κλίμακας 1:50.000, φύλλο «ΔΑΦΝΗ».

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- ΒΛΑΧΟΣ, Ν., ΔΑΤΣΕΡΗΣ, Γ., ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΣ, Α. (1992).** *ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΔΟΜΗ ΒΟΡΕΙΑ ΤΗΣ ΤΡΙΠΟΛΗΣ*. Διπλωματική εργασία. Πανεπ. Αθηνών.
- ΒΟΥΒΑΛΙΔΗΣ, Κ. (2002).** *ΜΑΘΗΜΑΤΑ ΦΥΣΙΚΗΣ ΓΕΩΓΡΑΦΙΑΣ*. ΕΚΔΟΣΗ: ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΑΚΟ ΤΥΠΟΓΡΑΦΕΙΟ Α.Π.Θ. ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ.
- ΒΟΥΔΟΥΡΗΣ, Κ. (1995).** *ΥΔΡΟΓΕΩΛΟΓΙΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ ΤΟΥ ΒΑ ΤΜΗΜΑΤΟΣ ΤΟΥ ΝΟΜΟΥ ΑΧΑΪΑΣ*. Διδακτορική διατριβή. Πανεπ. Πάτρας.
- ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΗ ΥΠΗΡΕΣΙΑ ΣΤΡΑΤΟΥ. ΤΟΠΟΓΡΑΦΙΚΟΣ ΧΑΡΤΗΣ ΚΛΙΜΑΚΑΣ 1:50.000, ΦΥΛΛΟ «ΔΑΦΝΗ».**
- CHALIKAKIS K., BOSCH F.R., GUERIN R., GURK M., KOUTSI R., STOURNARAS G.** Study of a karstic alluvial depression in Greece (Northern Peloponnesus) by geophysical methods-first results, *7th Hellenic Hydrogeological Conference / 2nd Workshop on Fissured Rocks Hydrology*, Athens, 2005
- MEILLEZ F., FLAMENT J.M, DEWENER P., (1978).** *ΓΕΩΛΟΓΙΚΟΣ ΧΑΡΤΗΣ ΚΛΙΜΑΚΑΣ 1:50.000, ΦΥΛΛΟ «ΔΑΦΝΗ» Ι.Γ.Μ.Ε.*
- ΚΑΛΛΕΡΓΗΣ, Α.Γ. (2001).** *ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΗ-ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΙΚΗ ΥΔΡΟΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΟΜΟΣ Γ'.* ΕΚΔΟΣΗ ΤΕΧΝΙΚΟΥ ΕΠΙΜΕΛΗΤΗΡΙΟΥ ΕΛΛΑΔΑΣ. ΑΘΗΝΑ.
- ΚΑΡΑΓΚΙΟΖΗΣ, Δ., ΝΑΣΙΟΣ, Ι., ΣΥΡΡΟΣ, Σ. (2002).** *ΠΡΟΣΕΓΓΙΣΗ ΣΤΙΣ ΚΑΡΣΤΙΚΕΣ ΥΔΡΟΦΟΡΙΕΣ ΤΩΝ ΛΕΚΑΝΩΝ ΣΙΓΟΥΝΙΟΥ-ΛΟΥΣΣΩΝ ΚΑΙ ΚΛΕΙΤΟΡΙΑΣ ΤΟΥ ΑΡΟΑΝΙΟΥ ΠΟΤΑΜΟΥ. (Β. ΠΕΛΟΠΟΝΝΗΣΟΣ).* Πτυχιακή εργασία. Πανεπ. Αθηνών.
- ΚΑΡΟΤΣΙΕΡΗΣ, Ζ. (1981).** *ΓΕΩΛΟΓΙΚΕΣ ΕΡΕΥΝΕΣ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΒΥΤΙΝΑΣ (ΚΕΝΤΡΙΚΗ ΠΕΛΟΠΟΝΝΗΣΟΣ).* Διδακτορική διατριβή. Πανεπ. Αθηνών.
- ΚΙΛΙΑΣ, Α.(1997).** *ΕΙΣΑΓΩΓΗ ΣΤΗΝ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΓΕΩΛΟΓΙΑ*. ΕΚΔΟΣΗ:ΥΠΗΡΕΣΙΑ ΔΗΜΟΟΣΙΕΥΜΑΤΩΝ Α.Π.Θ. ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ.
- KOUTSI R., STOURNARAS G.** Tracing test at Loussi polje karst system (Kalavryta region, N. Peloponnesus, Hellas), *7th Hellenic Hydrogeological Conference / 2nd Workshop on Fissured Rocks Hydrology*. Athens, 2005.
- ΛΕΚΚΑΣ, Σ. (?).** *ΣΥΜΒΟΛΗ ΕΙΣ ΤΗΝ ΓΕΩΛΟΓΙΚΗΝ ΔΟΜΗΝ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΝΟΤΙΑΝΑΤΟΛΙΚΑ ΤΗΣ ΤΡΙΠΟΛΗΣ (ΚΕΝΤΡΙΚΗ ΠΕΛΟΠΟΝΝΗΣΟΣ).* ΑΘΗΝΑ.
- MORFIS, A., ZOJER, H. (1986).** *Karst Hydrogeology of the Central and Eastern Peloponnesus (GREECE).* 5th International Symposium on Underground Water Tracing. Athens.
- ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ, Δ.Μ. (1985).** *ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΕΛΛΑΔΑΣ*. UNIVERSITY STUDIO PRESS. ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ.

ΜΠΑΚΟΠΟΥΛΟΥ, Α. (2004). *ΚΙΝΗΜΑΤΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΩΝ ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΩΝ ΕΠΑΦΩΝ ΤΟΥ ΥΜΗΤΤΟΥ*. ΑΘΗΝΑ.

ΣΟΥΛΙΟΣ, Χ.Γ. (2004). *ΓΕΝΙΚΗ ΥΔΡΟΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΡΙΤΟΣ ΤΟΜΟΣ*. ΕΚΔΟΤΙΚΟΣ ΟΙΚΟΣ ΑΔΕΛΦΩΝ ΚΥΡΙΑΚΙΔΗ. Θεσσαλονίκη.

STOYRNARAS G., PANAGOPOULOS A., SOTIROPOULOU K., ALEXIADOU CH. (1992). “ Aspects hydrogeologique des bassins fermes karstiques. 2. La grotte de Limnes Kastriou (Peloponnese, Greece)”. *116e Congres des Societes Savantes, Chambéry, 1991. 5e Colloque d’ Hydrologie en pays caennais Neuchatel.*.

STOURNARAS G., PAPADOPOULOS T., PANAGOPOULOS A., SOTIROPOULOU K., ALEXIADOU CH. (1990): “ Aspects hydrogeologique des bassins fermes karstiques. 1. Le polje de Livadi (Arachova, Greece)”. *Intern. Conf. Ground Water in Mountainous Region, I.A.H., I.A.H.S, Symp. 5-8 Memoires VXXII Part 1*, pp. 592-602. Lausanne.

STOURNARAS G., SOULIOS G., BELLOS TH., NIKOLAOU E., PAPADOPOULOU-VRYNIOTI K. (2004). “Karst Features as World Heritage In Hellas”, Forum on Karst and World Heritage in Europe, Lipica, Slovenia.

ΣΩΤΗΡΙΑΔΗΣ, Δ.Α. (1995). *ΜΑΘΗΜΑΤΑ ΦΥΣΙΚΗΣ ΓΕΩΓΡΑΦΙΑΣ*. ΕΚΔΟΣΗ: ΥΠΗΡΕΣΙΑ ΔΗΜΟΣΙΕΥΜΑΤΩΝ. ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ.

ΣΩΤΗΡΙΑΔΗΣ, Δ.Α. & ΨΙΛΟΒΙΚΟΣ, Δ.Α. (1984). *ΑΣΚΗΣΕΙΣ ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑΣ*. ΕΚΔΟΣΗ ΥΠΗΡΕΣΙΑ ΔΗΜΟΣΙΕΥΜΑΤΩΝ. ΘΕΣ/ΝΙΚΗ.

ΤΣΟΦΛΙΑΣ, Π. (1969). *ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΚΑΤΑΣΚΕΥΗ ΤΟΥ ΒΟΡΕΙΟΤΕΡΟΥ ΤΜΗΜΑΤΟΣ ΤΗΣ ΠΕΛΟΠΟΝΝΗΣΟΥ (ΝΟΜΟΥ ΑΧΑΪΑΣ)*. Διατριβή επί διδακτορία. Πανεπ. Αθηνών.

ΤΣΟΦΛΙΑΣ, Π. (1976). *ΓΕΩΛΟΓΙΚΑΙ ΚΑΙ ΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΑΙ ΕΡΕΥΝΑΙ ΕΙΣ ΤΟ ΟΡΟΣ ΧΕΛΜΟΣ ΚΑΘΩΣ ΚΑΙ ΕΙΣ ΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗΝ ΤΩΝ ΛΟΥΣΩΝ ΤΗΣ ΕΠΑΡΧΙΑΣ ΚΑΛΑΒΡΥΤΩΝ (Β.ΠΕΛΟΠΟΝΝΗΣΟΣ)*. ΑΘΗΝΑΙ.

ΦΟΥΝΤΟΥΛΗΣ, Ι.Γ. (2000). *ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΗΣ ΚΕΝΤΡΟΔΥΤΙΚΗΣ ΠΕΛΟΠΟΝΝΗΣΟΥ*. ΑΘΗΝΑ.