

ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ ΚΡΗΤΗΣ

ΤΜΗΜΑ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ ΟΡΥΚΤΩΝ ΠΟΡΩΝ

ΤΟΜΕΑΣ ΜΕΤΑΛΛΕΥΤΙΚΗΣ ΤΕΧΝΟΛΟΓΙΑΣ

ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΩΝ ΣΠΟΥΔΩΝ:

“ΓΕΩΤΕΧΝΟΛΟΓΙΑ & ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ”

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

**«ΓΕΩΛΟΓΙΚΟΙ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ ΚΑΙ ΣΥΓΚΕΝΤΡΩΣΕΙΣ ΠΡΟΣΧΩΜΑΤΙΚΟΥ
ΧΡΥΣΟΥ ΣΕ ΨΑΜΜΙΤΕΣ ΤΟΥ ΦΛΥΣΧΗ ΤΗΣ ΙΟΝΙΟΥ ΖΩΝΗΣ»**

ΜΠΑΤΣΑΛΑΣ Β. ΑΝΤΩΝΙΟΣ

ΕΞΕΤΑΣΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ:

ΜΑΝΟΥΤΣΟΓΛΟΥ ΕΜΜΑΝΟΥΗΛ, ΕΠΙΚΟΥΡΟΣ ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ (επιβλέπων)

ΣΤΑΜΠΟΛΙΑΔΗΣ ΗΛΙΑΣ, ΑΝΑΠΛΗΡΩΤΗΣ ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ

ΑΛΕΒΙΖΟΣ ΓΕΩΡΓΙΟΣ, ΛΕΚΤΟΡΑΣ

ΧΑΝΙΑ

ΙΟΥΛΙΟΣ 2006

ΕΙΣΑΓΩΓΗ	iii
ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΠΡΩΤΟ.....	1
ΓΕΝΙΚΑ ΠΕΡΙ ΧΡΥΣΟΥ	1
1.1 ΧΗΜΙΚΕΣ ΙΔΙΟΤΗΤΕΣ ΤΟΥ ΧΡΥΣΟΥ.....	1
1.2 ΜΟΡΦΕΣ ΤΟΥ ΧΡΥΣΟΥ	1
Σεληνίδια του χρυσού	2
1.2.1 Αυτοφυής χρυσός.....	2
1.2.2 Υπομικροσκοπικός χρυσός	3
1.3 ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΟΥ ΧΡΥΣΟΥ ΣΤΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ	4
1.4 ΣΥΓΚΕΝΤΡΩΣΕΙΣ ΚΑΙ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΑ ΧΡΥΣΟΥ	9
1.4.1. Παλαιότερες ονοματολογίες μαγματικά συνδεόμενων μεταλλοφοριών	9
1.4.2. Νεότερες ονοματολογίες μαγματικά συνδεόμενων μεταλλοφοριών	17
1.4.3. Προσχωματικού τύπου συγκεντρώσεις και κοιτάσματα	20
ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΔΕΥΤΕΡΟ	26
ΒΑΡΥΤΙΚΕΣ ΡΟΕΣ ΙΖΗΜΑΤΩΝ ΚΑΙ ΑΠΟΘΕΣΕΙΣ ΑΥΤΩΝ	26
2.1 ΒΑΡΥΤΙΚΕΣ ΡΟΕΣ ΙΖΗΜΑΤΩΝ	26
2.2 ΤΟΥΡΒΙΔΙΤΙΚΑ ΡΕΥΜΑΤΑ.....	30
2.2.1 Τουρβιδίτες	33
2.2.2 Τουρβιδιτικές φάσεις	40
B1 Ανοργάνωτες άμμοι.....	43
2.2.3 Τουρβιδιτικές ακολουθίες φάσεων	46
2.2.3.1 Ακολουθίες κατωφέρειας (Slope).....	47
2.2.3.2 Ακολουθία υποθαλάσσιων φαραγγίων (submarine canyons).....	48
2.2.3.3 Ακολουθίες εσωτερικού και μεσαίου ριπιδίου (inner and middle fan). ..	48
2.2.3.4 Ακολουθίες εξωτερικού ριπιδίου (outer fan).....	51
2.2.3.5 Αποθέσεις πεδίου λεκάνης (basin plain deposits).	53
2.3 ΡΟΕΣ ΚΟΚΚΩΝ	54
2.4 ΡΕΥΣΤΟΠΟΙΗΜΕΝΕΣ ΡΟΕΣ ΙΖΗΜΑΤΩΝ	55
2.5 ΔΕΒΡΙΤΙΚΗ ΡΟΗ.....	56
2.6 ΑΛΛΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΩΝ ΒΑΡΥΤΙΚΩΝ ΡΟΩΝ ΙΖΗΜΑΤΩΝ.....	57
2.7 ΟΡΙΣΜΟΣ ΤΟΥ ΦΛΥΣΧΗ.....	58
ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΤΡΙΤΟ.....	60
ΜΕΘΟΔΟΙ ΑΝΑΚΤΗΣΗΣ ΜΕΤΑΛΛΙΚΟΥ ΧΡΥΣΟΥ.....	60
3.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ	60
3.2 ΚΥΑΝΩΣΗ.....	60
3.2.1 ΜΗΧΑΝΙΣΜΟΣ ΤΗΣ ΚΥΑΝΩΣΗΣ	61
3.2.2 ΠΡΟΣΡΟΦΗΣΗ ΣΕ ΕΝΕΡΓΟ ΑΝΘΡΑΚΑ.....	66
3.2.3 Η ΔΙΑΔΙΚΑΣΙΑ CIP	67
3.2.4 ΠΥΡΟΜΕΤΑΛΛΟΥΡΓΙΚΕΣ ΚΑΤΕΡΓΑΣΙΕΣ.....	68
3.2.4.1 Αναγωγική τήξη.....	68
3.3 ΒΑΡΥΤΟΜΕΤΡΙΚΟΣ ΔΙΑΧΩΡΙΣΜΟΣ.....	69
3.3.1 ΜΕΘΟΔΟΙ ΜΗΧΑΝΙΚΟΥ ΒΑΡΥΤΟΜΕΤΡΙΚΟΥ ΔΙΑΧΩΡΙΣΜΟΥ	69
ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΤΕΤΑΡΤΟ	73
ΕΞΩΤΕΡΙΚΕΣ ΕΛΛΗΝΙΔΕΣ ΚΑΙ ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ	73
4.1 ΕΦΑΝΙΣΕΙΣ ΧΡΥΣΟΥ ΣΤΗΝ ΕΛΛΑΔΑ	73
4.2 ΕΞΩΤΕΡΙΚΕΣ ΕΛΛΗΝΙΔΕΣ	77
4.3 ΙΟΝΙΟΣ ΖΩΝΗ.....	79
4.4 ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΟΥ ΦΛΥΣΧΗ ΤΗΣ ΙΟΝΙΟΥ ΖΩΝΗΣ	82

4.5. ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΔΕΙΓΜΑΤΟΛΗΨΙΩΝ.....	87
4.6 ΤΟΜΗ ΚΟΜΠΟΤΙΟΥ.	88
ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΠΕΜΠΤΟ.....	101
ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΗ ΔΙΑΔΙΚΑΣΙΑ.....	101
5.1 ΠΡΩΤΗ ΣΕΙΡΑ ΠΕΙΡΑΜΑΤΩΝ.....	101
5.2 ΔΕΥΤΕΡΗ ΣΕΙΡΑ ΠΕΙΡΑΜΑΤΩΝ	106
5.3 ΤΡΙΤΗ ΣΕΙΡΑ ΠΕΙΡΑΜΑΤΩΝ.....	108
ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΕΚΤΟ.....	112
ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	112
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	117
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ	a

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Κατά την διάρκεια των τελευταίων δεκαετιών τα πετρώματα της Ιονίου ζώνης έχουν γίνει αντικείμενο ευρύτερης γεωλογικής έρευνας (γεωλογική χαρτογράφηση, αναζήτηση υδρογονανθράκων, μεταλλευμάτων και αδρανών πρώτων υλών) και εκμετάλλευσης (αδρανών πρώτων υλών). Καμία από τις μέχρι τώρα έρευνες δεν έχει αποκαλύψει την ύπαρξη ιδιαίτερης σημασίας (επιστημονικής ή οικονομικής) συγκεντρώσης ευγενών μετάλλων στην περιοχή της Δυτικής Ελλάδας. Πρόσφατα, μέσα στα ιζηματογενή πετρώματα του φλύσχη της Ζώνης αυτής εντοπίστηκαν κατά θέσεις αυξημένες τιμές συγκεντρώσεων χρυσού. Οι πρώτες συνδυασμένες γεωλογικές και μεταλλουργικές εργασίες στο Τμήμα Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, έχουν δείξει την ύπαρξη κατά θέσεις αξιόλογων συγκεντρώσεων χρυσού στα πετρώματα του φλύσχη, με περιεκτικότητες που σε ορισμένες θέσεις έχει ήδη αποδειχθεί ότι ποικίλουν από 0,2 μέχρι δεκάδες ppm κατά βάρος. Στα πετρώματα αυτά ο χρυσός εμφανίζεται σε ελεύθερη μεταλλική μορφή, υπό μορφή ψηγμάτων (nuggets) με μεγέθη από 5-1000 μm (Παντελάκη 2001, Staboliadis et al 2002, Staboliadis et al 2003).

Η περαιτέρω συστηματική έρευνα **των γεωλογικών παραμέτρων** που σχετίζονται με τις χρυσοφόρες αυτές εμφανίσεις, πιθανώς να εξασφάλιζε τους όρους μιας γενικότερης ερευνητικής και δυνητικά επενδυτικής δραστηριότητας, σε μια από τις οικονομικά υποβαθμισμένες περιοχές της χώρας μας, με μεταλλευτικά φιλικές προς το περιβάλλον μεθόδους, σε ένα μέταλλο όχι μόνο οικονομικής αλλά και εθνικής σημασίας.

Στα πλαίσια αυτά τέθηκαν και οι στόχοι της εργασίας αυτής:

- Καθορισμός μιας πρώτης ομάδας γεωλογικών κριτηρίων (στρωματογραφική θέση, θέση στην Bouma sequences, προσεγγιστικός καθορισμός βαρυτικών ροών, αναγνώριση και καθορισμός αποθετικών τουρβιδιτικών φάσεων), σχετιζομένων με τις χρυσοφόρες συγκεντρώσεις, για το πέρασμα από την τυχαία στην συστηματική δειγματοληψία.
- Οριοθέτηση περιοχής ή περιοχών ενδιαφέροντος για λεπτομερέστερη γεωλογική μελέτη και αναγωγή γεωλογικών κριτηρίων για την εξαγωγή συμπερασμάτων.

Η ανωτέρω εργασία ολοκληρώθηκε ακολουθώντας τις εξής φάσεις:

- Επεξεργασία υπάρχοντων δειγμάτων για πιθανή ύπαρξη συγκέντρωσης χρυσού και για τον καθορισμό της περιοχής δειγματοληψίας.
- Γεωλογική υπαίθρια έρευνα ύστερα από επεξεργασία των στοιχείων που υπάρχουν για την ευρύτερη περιοχή (γεωλογικών χαρτών και επιστημονικών δημοσιεύσεων). Δειγματοληψία από την στενότερη/ες περιοχή/ες μελέτης.
- Επεξεργασία των δειγμάτων. Συστηματοποίηση των βασικών γεωλογικών παραμέτρων (στρωματογραφική θέση, πιθανή ηλικία, λιθοφάση, θέση στην Bouma sequences, προσεγγιστικός καθορισμός βαρυτικών ροών, αναγνώριση και καθορισμός αποθετικών τουρβιδιτικών φάσεων) που συνδέονται με την χωρική κατανομή των κλασμάτων χρυσού.
- Επανάληψη γεωλογικής υπαίθριας έρευνας και νέα δειγματοληψία.
- Επεξεργασία των δειγμάτων.
- Επεξεργασία των αποτελεσμάτων
- Μελέτη της διεθνούς σχετικής βιβλιογραφίας
- Εξαγωγή συμπερασμάτων.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΠΡΩΤΟ

ΓΕΝΙΚΑ ΠΕΡΙ ΧΡΥΣΟΥ

1.1 ΧΗΜΙΚΕΣ ΙΔΙΟΤΗΤΕΣ ΤΟΥ ΧΡΥΣΟΥ

Ο χρυσός μαζί με τον άργυρο και το χαλκό ανήκει στην ομάδα IB του περιοδικού συστήματος των στοιχείων. Έχει ατομικό αριθμό 79 ατομικό βάρος 196,967, πυκνότητα 19,32 g/cm³ και σημείο τήξης στους 1064 °C. Μόνο ένα σταθερό ισότοπο του χρυσού είναι γνωστό στη φύση το ¹⁹⁷Au. Η ατομική ακτίνα του ιόντος αυτού του ισότοπου είναι 0,144 nm και το σθένος του 1 και 3. Τα ισότοπα του χρυσού με μαζικό αριθμό από 177 έως 183 παρουσιάζουν χρόνο ημιζωής μικρότερο από ένα λεπτό. Μόνο το ισότοπο ¹⁹⁵Au έχει χρόνο ημιζωής 183 ημερών. Αναφορά πρέπει να γίνει στο ισότοπο ¹⁹⁸Au το οποίο χρησιμοποιείται εκτεταμένα σε θεραπείες με ακτίνες-X και σε ανιχνευτικές μελέτες στην φαρμακευτική (Nekrasov 1996).

1.2 ΜΟΡΦΕΣ ΤΟΥ ΧΡΥΣΟΥ

Ο όρος *μορφές χρυσού* χρησιμοποιείται για να περιγράψει τις διαφορετικές χημικές καταστάσεις, στις οποίες βρίσκεται ο χρυσός σε διάφορα μεταλλεύματα. Ο χρυσός απαντάται στην φύση αυτοφυής, υπό μορφή φυσικών κραμάτων και σε μια πληθώρα ορυκτών που παρουσιάζονται στον Πίνακα 1. Μερικά από τα κράματα του χρυσού, όπως το ήλεκτρο, περιέχουν υψηλά ποσοστά αργύρου (15-35% Ag). Τα τελουρίδια του χρυσού απαντώνται συχνά, ενώ τα ορυκτά χρυσοκυπρίτης (Cu₃Au), χρυσοστιβίτης (AuSb₂), καθώς και τα φυσικά κράματα του χρυσού με Bi, Pd και Hg είναι πιο σπάνια. Άλλες μορφές περιλαμβάνουν χρυσό υπό μορφή στερεού διαλύματος, μοριακό χρυσό κολλοειδούς μορφής/μεγέθους και χρυσό προσροφημένο στην επιφάνεια διάφορων ορυκτών (Γραμματικόπουλος κ. α. 2005).

Πίνακας 1 Ορυκτά του χρυσού και κράματα.(Από Γραμματικόπουλο κ.α. 2005).

Μεταλλικός χρυσός (αυτοφυής και κράματα)		Τελουρίδια του χρυσού	
Αυτοφυής χρυσός	Au	Συλβανίτης	(Au,Ag) ₂ Te ₄
Ήλεκτρο	(Au,Ag)	Κοστοβίτης	CuAuTe ₄
Κράμα	(Au,Ag,Hg)	Καλαβερίτης	AuTe ₂
γ-Αμάγαλμα χρυσού	(Au,Ag)Hg	Μοντμπραγίτης	(Au,Sb) ₂ Te ₃
Γεισανίτης	(Au,Ag) ₃ Hg ₂	Κρενερίτης	(Au,Ag)Te ₂
Χρυσοκυπρίτης	Cu ₃ Au	Πετζίτης	Ag ₃ AuTe ₂
Τέτρα-χρυσοκυπρίτης	CuAu	Μπιλμπινσκήτης	Au ₃ Cu ₂ PbTe ₂
Χρυσοστιβίτης	Sb ₂	Μουθμανίτης	(Au,Ag)Te
Ανυϊνίτης	Au(Pb,Sb) ₂	Μπεζμερντανοβίτης	Au ₄ Cu(Te, Pb)
Μαλδονίτης	Au ₂ Bi	Μπογκντανοβίτης	(Au,Te,Pb) ₃ (Cu,Fe)
Σβυαγκιντσεβίτης	(Pb,Pt,Au) ₃ (P,Sn)	Μπακχορνίτης	AuPb ₂ Bi Te ₂ S ₃
Χουντσούνιτης	Au ₂ Pb		
Γουαντζιανγκίτης	AuSn		
Σουλφίδια του χρυσού		Σεληνίδια του χρυσού	
Ναγκιακίτης	Pb ₅ Au(Sb,Bi)Te ₂ S ₆	Φισεσερίτης	Ag ₃ AuSe ₂
Ουτενμπογκαρντίτης	Ag ₃ AuS ₂	Πετροβσκαϊτης	AuAg(S,Se)
Κριντλείτης	TlAg ₂ Au ₃ Sb ₁₀ S ₁₀	Πενζινίτης	(Ag,Cu) ₄ Au(S,Se) ₄
Μπακχορνίτης	AuPb ₂ BiTe ₂ S ₃		
Δευτερογενής χρυσός			
Χρυσαντιμονίτης AuSbO ₃			

1.2.1 Αυτοφυής χρυσός

Οι σχηματισμοί του Au συνδέονται γενετικά συνήθως με πλουτώνιες μαγματικές εστίες, ενώ οι σχηματισμοί των Au-Ag με υποηφαιστειακές.

Στην πλουτώνια ακολουθία υπάγονται οι παγκόσμιας εξάπλωσης και ενδιαφέρουσες από οικονομική άποψη, **χρυσοφόρες χαλαζιακές φλέβες**. Γενικά, θεωρούνται σαν καταθερμικές κυρίως για το λόγο ότι, αρκετά συχνά, δείχνουν μεταβάσεις προς τουρμαλινικές χρυσοφόρες χαλαζιακές φλέβες, οι οποίες σχηματίζονται κατά το πνευματολυτικό στάδιο. Αποκαλύπτονται, εξαιτίας της βαθιάς διάβρωσης, είτε σε περιοχές ορογενέσεων είτε σε περιοχές υποβάθρων με μεταμορφίτες. Το πάχος τους κυμαίνεται συνήθως μεταξύ 0,5 - 3 m, το μήκος τους φτάνει κάποτε σε αρκετά Km, ενώ το πλάτος τους είναι γενικά σημαντικό. Έχουν αποκαλυφθεί φλέβες, το μήκος των οποίων μετριέται σε δεκάδες ή ακόμη και σε εκατοντάδες Km, πράγμα όμως που οφείλεται, κατά πάσα πιθανότητα, σε τεκτονικά αίτια (συστοιχίες φλεβών). Μια τέτοια περίπτωση αντιπροσωπεύει η παγκόσμια γνωστή «συστοιχία φλεβών» του Mother Lode στην Καλιφόρνια, το μήκος της οποίας ξεπερνάει τα 250 Km.

Η ορυκτολογική σύσταση των χρυσοφόρων χαλαζιακών φλεβών είναι γενικά απλή. Εκτός από το χαλαζία, το ποσοστό του οποίου φτάνει μέχρι και 98%, περιέχουν σουλφίδια διαφόρων μετάλλων και κυρίως σιδηροπυρίτη, αρσеноπυρίτη, χαλκοπυρίτη και, κάποτε, λίγο αντιμονίτη. Ο Au παρουσιάζεται συνήθως με τη μορφή κοκκιδίων, που είτε είναι ελεύθερα είτε βρίσκονται σαν εγκλείσματα στους κρυστάλλους του χαλαζία, σιδηροπυρίτη ή αρσеноπυρίτη. Τα κοκκίδια, βέβαια, αυτά δεν αποτελούνται από εντελώς καθαρό Au αλλά από κράμα, στη σύνθεση του οποίου μετέχει Ag σε ποσοστό 10-20%. Συνήθως, το ποσοστό του Au των εκμεταλλεύσιμων χαλαζιακών φλεβών κυμαίνεται μεταξύ 10-30 ppm (από Μελιδώνη 1992).

1.2.2 Υπομικροσκοπικός χρυσός

Χρυσός υπό μορφή στερεού διαλύματος: Ο όρος αυτός χρησιμοποιήθηκε για πρώτη φορά για χρυσό που εντοπίστηκε σε αρσеноπυρίτες και αναφέρεται σε χρυσό μη ορατό με το οπτικό μικροσκόπιο. Αυτή η μορφή είναι δυσδιάλυτη, επειδή ο χρυσός δεν ανακτάται εύκολα με κύανωση από τα ορυκτά ξενιστές του, όπως είναι ο σιδηροπυρίτης, αρσеноπυρίτης, εναργίτης και ο χαλκοπυρίτης (Πίνακας 2). Ο χρυσός εμφανίζεται κατά προτίμηση σε σημαντικές συγκεντρώσεις στον αρσеноπυρίτη, όμως ο πιο κοινός ξενιστής είναι ο σιδηροπυρίτης. Αρκετές θεωρίες έχουν προταθεί για την παρουσία του χρυσού στην κρυσταλλική δομή του αρσеноπυρίτη, αλλά έχει γίνει γενικά αποδεκτό ότι βρίσκεται ως Au^+ . Επίσης παρατηρείται ότι, όταν ο σιδηροπυρίτης είναι πλούσιος σε αρσενικό, περιέχει αρκετό χρυσό (>1 ppm). Είναι χαρακτηριστικό το γεγονός ότι στα διάφορα μεταλλεύματα, τα οποία περιέχουν παραπάνω από έναν μορφολογικό τύπο σιδηροπυρίτη, ο χρυσός γενικά περιορίζεται στις λεπτόκοκκές ποικιλίες των θειούχων ορυκτών (Γραμματικόπουλος κ.α. 2005).

Πίνακας 2 Ορυκτά φορείς του χρυσού υπό μορφή στερεού διαλύματος. (Από: Γραμματικόπουλο κ.α. 2005).

Ορυκτό		Μέγιστη συγκέντρωση Au (ppm)
Αρσеноπυρίτης	FeAsS	15.200
Σιδηροπυρίτης	FeS_2	13.200
Λονγκίτης	FeAs_2	275
Λουζονίτης/ εναργίτης	Cu_3AsS_4	418
Τεναντίτης	$\text{Cu}_9\text{Fe}^{2+}_3\text{As}_4\text{S}_{13}$	40
Τετραεδρίτης	$\text{Cu}_9\text{Fe}^{2+}_3\text{Sb}_4\text{S}_{13}$	72
Χαλκοπυρίτης	CuFeS_2	7,7
Βορνίτης	Cu_5FeS_4	<1

Κολλοειδής χρυσός: Με τον όρο αυτό ορίζεται ο υποмикροσκοπικός μοριακός χρυσός με μέγεθος 100-5000Å. Οι κύριοι ορυκτολογικοί φορείς του τύπου αυτού δίνονται στον Πίνακα 3.

Πίνακας 3 Ορυκτά φορείς χρυσού κολλοειδούς μορφής. (Πηγή: Γραμματικόπουλος κ.α 2005).

Ορυκτό		Μέγιστη συγκέντρωση Au (ppm)
Σιδηροπυρίτης	FeS ₂	2.800
Οξειδία του Fe		1.200
Αρσενοπυρίτης	FeAsS	20

Χρυσός προσροφημένος στην επιφάνεια ορυκτών: Χρυσός προσροφημένος στην επιφάνεια ορυκτών (π.χ. σιδηροπυρίτη, γραφίτη) ανιχνεύθηκε και εκφράστηκε ποσοτικά για πρώτη φορά με την μέθοδο φασματομετρίας μάζας. Μικροκρύσταλλοι σιδηροπυρίτη από έναν αριθμό μεταλλευμάτων διαφορετικών γεωλογικών περιβαλλόντων περιέχουν χρυσό στην επιφάνεια τους προφανώς προσροφημένο από γενετικά διαλύματα. Αυτή η μορφή του χρυσού μπορεί να αποτελεί ένα σημαντικό ποσοστό (>10%) της συνολικής περιεκτικότητας του χρυσού σε μερικά μεταλλεύματα (Γραμματικόπουλος κ.α. 2005).

1.3 ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΟΥ ΧΡΥΣΟΥ ΣΤΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ

Η κατανομή του χρυσού στη λιθόσφαιρα της γης στηρίζεται σε αυστηρά μοντέλα για τις αποθέσεις χρυσού. Μια ομάδα μελετητών υποστηρίζει πως η προέλευση του χρυσού προέρχεται από μεγάλες μάζες πετρωμάτων μέσω αντιδράσεων μεταξύ ρευστών και πετρωμάτων στο βάθος του φλοιού της γης (κατά Kerrich, 1983; Groves & Phillips, 1987; Colvine et al., 1988 από Foster 1993) ενώ άλλοι μελετητές δίνουν έμφαση στην σπουδαιότητα των σχετικά περιορισμένων πετρογενετικών ομάδων στις οποίες ανήκουν τα λεγόμενα μητρικά πετρώματα που συγκεντρώνουν χρυσό πάνω από το κανονικό (κατά Viljoen *et al.*, 1970; Keays, 1984 από Foster 1993). Είναι συνεπώς σημαντικό να γνωρίζουμε τη μέση περιεκτικότητα σε χρυσό σε διάφορους τύπους πετρωμάτων της λιθόσφαιρας και ποιες συγκεντρώσεις είναι πιθανώς ενδεικτικές για την ύπαρξη κοιτάσματος. Οι Tilling et al. (1973) υποστήριξαν ότι τα μη εξαλλοιωμένα πυριγενή πετρώματα γενικά παρουσιάζουν συγκέντρωση σε χρυσό χαμηλότερη από 5 ppb ενώ συγκεντρώσεις της

τάξεως των 10 ppb σε αυτά εμφανίζονται σπάνια. Σαν κοιτάσματα χρυσού μπορεί να χαρακτηριστούν περιοχές οι οποίες παρουσιάζουν συγκέντρωση σε χρυσό 10.000 φορές μεγαλύτερη από την συγκέντρωση του υπόβαθρου. Παρόλα αυτά συγκεντρώσεις χρυσού μερικών δεκάδων ppb μπορούν να υποδεικνύουν διαδικασίες σχηματισμού απόθεσης χρυσού (Foster 1993).

Πυριγενή πετρώματα

Στα πυριγενή πετρώματα η συγκέντρωση του χρυσού κυμαίνεται σε μια περιορισμένη περιοχή. Εμφανίζονται συγκεντρώσεις από 0,5 έως 5 ppb. Ο μέσος όρος για όλα τα φανεροζωϊκά πετρώματα κυμαίνεται από 1,2 ppb έως 3,5 ppb (σε βασάλτες), ενώ οι τιμές αυτές μειώνονται στα 0,5 ppb όταν εξετάζονται πλουτώνια πετρώματα (Foster 1993).

Ιζηματογενή πετρώματα

Τα ιζηματογενή πετρώματα έχουν παράγει τον περισσότερο από τον χρυσό του κόσμου. Πολλοί ερευνητές θεωρούν τα ιζηματογενή πετρώματα ως την κύρια πηγή χρυσού. Γενικά για τα ιζηματογενή πετρώματα ισχύει:

1. στα σημαντικότερα ιζηματογενή πετρώματα (κροκαλοπαγή/ ψαμμίτες, αργιλικόι σχιστόλιθοι και ασβεστόλιθοι), οι μεγαλύτερες μέσες συγκεντρώσεις σε χρυσό βρίσκονται στα χονδρόκοκκα έως μέσης κοκκομετρίας πετρώματα.
2. οι αργιλικόι σχιστόλιθοι έχουν μια μέση συγκέντρωση σε χρυσό συγκρινόμενη με τα ενδιάμεσης σύστασης πυριγενή πετρώματα και πιθανώς αντιπροσωπεύουν το περιεχόμενο σε χρυσό των μητρικών πετρωμάτων του ανώτερου φλοιού καλύτερα από άλλες κύριες τάξεις ιζηματογενών πετρωμάτων. Ωστόσο, η φύση του περιβάλλοντος απόθεσης μπορεί να επηρεάσει την συγκέντρωση σε χρυσό των αργιλικών σχιστόλιθων όπως φαίνεται και στην υψηλή συγκέντρωση χρυσού των ανθρακικών αργιλικών σχιστόλιθων.
3. τα ανθρακικά ιζήματα έχουν την χαμηλότερη συγκέντρωση σε χρυσό από όλα τα ιζηματογενή πετρώματα.

4. οι προκάμβριοι σχηματισμοί σιδήρου και τα σιδηρούχα ιζηματογενή πετρώματα παρουσιάζουν υψηλές μεταβολές στην συγκέντρωση σε χρυσό. Μερικοί τύποι πλούσιοι σε σουλφίδια υπερβαίνουν σε συγκέντρωση τα 100 ppb. Τα πετρώματα τα οποία είναι πλούσια σε οξειδία παρουσιάζουν πολύ χαμηλότερες συγκεντρώσεις σε χρυσό και φαίνεται να καθρεφτίζουν διαφορετικά περιβάλλοντα απόθεσης.

Τα λεπτόκοκκα ιζήματα πλούσια σε άργιλο βαθιάς θάλασσας και χερσαίας προέλευσης παρουσιάζουν συγκεντρώσεις χρυσού γύρω στα 3 ppb συγκρινόμενες με το 1,5 ppb των βιοχημικών ιζημάτων βαθιάς θάλασσας. Γενικά, τα βιοχημικά ιζήματα παρουσιάζουν χαμηλότερη συγκέντρωση σε χρυσό περίπου στο μισό της μέσης συγκέντρωσης των πλούσιων αργιλικών ιζημάτων (Foster 1993).

Πίνακας 4 Μέση τιμή συγκέντρωσης χρυσού σε ιζήματα και ιζηματογενή πετρώματα (Foster 1993).

Ομάδα	Μέση τιμή συγκέντρωσης χρυσού (ppb)
Ιζήματα	
Αργιλικά ιζήματα βαθιάς θάλασσας	3,0
Ιλύς globigerina/ πυριτική ιλύς	1,5
Χερσαία ιζήματα, < 500m βάθος νερού	3,2
Ιζηματογενή πετρώματα	
Κροκαλοπαγή, ψαμμίτες, ιλυόλιθος	
Αργιλικός σχίστης	8,1
Ανθρακικός αργιλικός σχίστης	2,3
Ανθρακικά πετρώματα, σχετιζόμενοι εβαπορίτες	6,7
Προκάμβριοι σιδηρούχοι σχηματισμοί	1,9

Η κατανομή του χρυσού στα διάφορα ιζήματα και στα ιζηματογενή πετρώματα φαίνεται στους πίνακες 5 και 6.

Πίνακας 5 Κατανομή του χρυσού στα ιζήματα (Foster 1993) .

Περιγραφή	Μέσος όρος δειγμάτων (ppb)	σ	R	N
Υποθαλάσσια ιζήματα				
Ασβεστολιθικά, αργιλικής συμπεριφοράς ιζήματα. (Ειρηνικός 12° νότια).	3,1	1,9	1,3-7,6	14
Ασβεστολιθικά ιζήματα με άργιλο έως 16%. (Ειρηνικός 39° νότια)	1,3	0,65	0,4-2,8	19
Λουτίτες. (Ειρηνικός, Ανταρκτική, Ινδικός ωκεανός)	2,9	2,4	0,6-9	10
Υποθαλάσσια άργιλος. Μαύρη θάλασσα.	6,2		3,5-9	7
Ασβεστολιθικά και Globigerina ooze*. Καραϊβική και Ανταρκτική	1,8	1,0	0,9-3,5	24
Πυριτική ιλύς. Ειρηνικός, Ανταρκτική.	0,85	0,3	0,5-1,5	9

Περιγραφή	Μέσος όρος δειγμάτων (ppb)	σ	R	N
Χερσογενή ιζήματα				
Ιλύς, άργιλος, άμμος, 30% ανθρακικά. Βαλτική, Μαύρη θάλασσα, Μεσόγειος.	3,2		0,1-24	61
Αμμώδης και αργιλώδης λάσπη. Αρκτικός ωκεανός.	2,8	0,8	1,6-4,2	9
Ιλύς με μαφικά πυροκλαστικά κορήματα. Ατλαντικός.	4.2		0.5-15	5
Βιογενετικά πλούσια σε ανθρακικά (>30%) ιζήματα				
Αργιλικά και αργιλικά ιζήματα σε μέγεθος ιλύος. Μεσόγειος.	3,1		1,1-6,5	46
Άργιλος, ιλύς και ιζήματα με μέγεθος άμμου. Ατλαντικός.	1,5		0,7-3,4	9
Ιζηματογενή πετρώματα				
Κροκαλοπαγή, ψαμμίτες, ιλυόλιθος				
Ιλυόλιθος. Tuva. Taymyr Peninsula. Yenisey Range, USSR	2.7		0.5-7.0	59
Ιλυόλιθος. Undino – Dainsk Basin. Tranbaykalia, USSR.	8.75	4.7	0.5-19	1074
Ιλυόλιθος και γραουβάκες, Boemian Massif, Czechoslovakia.	4.6		1-19	55
Ιλυόλιθος ηφαιστειακής τέφρας. Superior Province (Archean) Canada	1.1	1.95	0.1-8.8	24
Αργιλικός σχιστόλιθος, αργιλίτης.				
Αργιλικός σχιστόλιθος χωρίς ανθρακικά. Kuznetsk, Sayan, Tuva, Taymyr, Yenisey, USSR	2.2		0.1-8.3	235
Ανθρακικός αργιλικός σχιστόλιθος. Kuznetsk, Sayan, Tuva, Taymyr, Yenisey, USSR	6,7		0,1-29	548
Αργιλικός σχιστόλιθος. Witwatersrand Basin, S. Africa. Μακριά από μεταλλογένεση	4,1	5,3	0,3-23	19
Αργιλικός σχιστόλιθος. Gubio, Italian Apennines.	1.85	1.6	0.4-5.8	16
Όπου σ = απόκλιση, R= εύρος τιμών, N = αριθμός δειγμάτων				
*Αποθέσεις βαθέων υδάτων οι οποίες χαρακτηρίζονται από την επικράτηση των κελυφών Τρηματοφόρων ιδιαίτερα του γένους <i>Globigerina</i> .				

Πίνακας 6 Κατανομή του χρυσού στα ιζηματογενή πετρώματα(Foster 1993).

Περιγραφή	Μέσος όρος δειγμάτων (ppb)	σ	R	N
Χαλαζιάς				
Γρανιτικοί πλουτωνίτες.	0.23	0.11	0.1-0.6	13
Φιλοξενούμενοι σε γρανιτοειδή	2.0			71
Γρανιτοειδής και Skarn	4.7	2.9		118
Φιλοξενούμενοι σε γάββρους.	5,85		3,4-86	12
Ιζηματογενείς βράχοι	4,7		1,0-63	236
Άστριοι				
Πλαγιόκλαστα				
Σχετιζόμενοι με γρανιτοειδή	3,8		1,2-8,6	526
Μαφικές διεισδύσεις.	10.5		1.1-21	22

Περιγραφή	Μέσος όρος δειγμάτων (ppb)	σ	R	N
Κ-Άστριοι				
Γρανιτικοί πλουτωνίτες	0.46	0.46	0.02-1.4	8
Σχετιζόμενοι με γρανитоειδή	3.0		1.1-5.6	316
Ιζηματογενείς βράχοι	3.6		1.6-41	37
Βιοτίτες				
Φιλοξενούμενοι σε γρανитоειδή	7,0		1,8-11	128
Γρανитоειδή και Skarn	6,8	5,5		146
Ιζηματογενείς βράχοι	5,1		2,4-6,9	42
Μοσχοβίτες				
Φιλοξενούμενοι σε γρανитоειδή	6,7	2,7	2,8-14	16
Ιζηματογενείς βράχοι	2,5		1,1-6,4	58
Κεροστύλβη, Αμφίβολοι				
Γρανοδιορίτης, Urals	23	9.7	9.7-35	6
Γρανитоειδή, USSR	2.2		1.6-2.7	43
Γρανитоειδή, Altay Sayan	6.8	5.1		176
Γρανιτικοί πλουτωνίτες	0.55	0.03	0.2-1.3	9
Γάββρος, γρανοδιορίτης, Kamchatka	26	21	8.9-46	6
Πυρόξενοι				
Γρανитоειδή, Καζακστάν	17	18	3,0-43	4
Γρανитоειδή, Altay Sayan	3,4	1,9	1,0-12	38
Skarn, USSR	8,6		0,9-31	123
Γάββρος-Δολερίτης	9,0		2,2-34	38
Μαγνητίτες				
Γρανитоειδή, Urals	42	31	3,0-112	16
Γρανитоειδή, USSR	10,4		5,3-20	542
Σχετιζόμενοι με γρανитоειδή, Urals	19		18-35	26
Γρανιτικοί πλουτωνίτες, Western US	15	23	0,4-49	8
Σχετιζόμενοι με Γάββρους, Urals	6,4		3-20	21
Γάββρος-Δολερίτης, Siberia	7,4	2,1	0,3-28	45
Γάββρος, γρανοδιορίτης, Kamchatka	14,5	14	4,3-46	7
Ιλμενίτες				
Γρανитоειδή, Καζακστάν	7,5	2,1	5,2-9,2	3
Γρανитоειδή, Urals	9,2	6,5	2,3-22	14
Γρανитоειδή, USSR	14		2,2-40	29
Σφήνες (Τιτανίτης)				
Γρανитоειδή, Καζακστάν	10	7,2	3,6-19	6
Γρανитоειδή, Urals	21	11	3,7-37	12
Γρανитоειδή, USSR	8,8		6,9-9,9	48
Απατίτες				
Γρανитоειδή, Urals	8,0	2,5	4,1-13	16
Γρανитоειδή, USSR	7,3			10
Ζιρκόνιο				
Γρανитоειδή, USSR	21			14
Όπου σ = απόκλιση, R= εύρος τιμών, N = αριθμός δειγμάτων				

Μεταμορφωμένα πετρώματα

Στα μεταμορφωμένα πετρώματα το ενδιαφέρον επικεντρώνεται στην κινητικότητα του χρυσού σε σχέση με της αντιδράσεις που γίνονται κατά την μεταμόρφωση. Σε αρκετά πετρώματα μέσες τιμές 2 – 10 ppb φανερώνουν πως ο χρυσός δεν χάνεται στην μεταμόρφωση. Σε αντίθεση άλλα πετρώματα παρουσιάζουν συγκεντρώσεις από 1,5 έως 3,7 ppb (Foster 1993).

1.4 ΣΥΓΚΕΝΤΡΩΣΕΙΣ ΚΑΙ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΑ ΧΡΥΣΟΥ**1.4.1. Παλαιότερες ονοματολογίες μαγματικά συνδεδεμένων μεταλλοφοριών**

Τα κριτήρια που χρησιμοποιήθηκαν από τους διάφορους συγγραφείς, για την εδραίωση των γενετικών συστημάτων κατάταξης των κοιτασμάτων της μαγματικής ακολουθίας είναι τα εξής:

1. Το βάθος της μαγματικής εστίας (μαγματικού θαλάμου) από την επιφάνεια της γης κατά το χρόνο της χωρικής διασποράς των μεταλλοφόρων διαλυμάτων. Διακρίνονται τρεις επιμέρους ομάδες κοιτασμάτων (Εικόνα 1):

α. *Κοιτάσματα από σώματα διείσδυσης μεγάλου, μέτριου και μικρού βάθους.* Συγκεκριμένα, πρόκειται για τα μαγματικά σώματα, η ανώτερη οριακή επιφάνεια των οποίων βρίσκεται σε βάθος που κυμαίνεται μεταξύ ~ 14 και ~3 Km.

β. *Υποηφαιστειακά κοιτάσματα.* Η αρχική ανώτατη οριακή στάθμη των μαγματιτών κυμαίνεται μεταξύ ~3 Km και μόλις μερικών εκατοντάδων m από την επιφάνεια της γης.

γ. *Ηφαιστειογενή κοιτάσματα.* Σχηματίζονται στην επιφάνεια της γης.

2. Η απόσταση της θέσης σχηματισμού των κοιτασμάτων από τη μαγματική εστία. Διακρίνονται οι επόμενες πέντε ομάδες (Εικόνα 1):

α. *Τηλεμαγματικά κοιτάσματα.* Τα μεταλλοφόρα διαλύματα, που προ του αποχωρισμού απ' αυτά των μεταλλικών και σύνδρομων ορυκτών διανύσανε μεγάλες αποστάσεις, έχουν απορρεύσει από άγνωστες μαγματικές εστίες. Μ' άλλες δηλαδή λέξεις, από εστίες των οποίων η ύπαρξη απλώς υποτίθεται.

β. *Κρυπτομαγματικά κοιτάσματα.* Στην περίπτωση αυτή δεν αποδεικνύεται μεν άμεσος συσχετισμός με κάποια συγκεκριμένα μαγματικά σώματα, η ύπαρξη όμως τέτοιων σωμάτων είναι είτε γνωστή από την ευρύτερη περιοχή, είτε εικάζεται σαν πολύ πιθανή από διάφορα γεωλογικά δεδομένα.

γ. *Απομαγματικά κοιτάσματα.* Μολονότι δεν μπορεί να γίνει άμεσος συσχετισμός

μεταξύ κοιτασμάτων και μαγματικών σωμάτων (που βρίσκονται σε σχετικά μεγάλες αποστάσεις), η άποψη ότι μεταξύ αυτών υπάρχουν γενετικές σχέσεις τεκμηριώνεται με διάφορα επιχειρήματα.

δ. *Περιμαγματικά κοιτάσματα*. Αναπτύσσονται συνήθως στον άμεσο περίγυρο των μαγματικών σωμάτων (κάποτε και στους περιφερειακούς τομείς τους), με τα οποία δείχνουν σαφείς γενετικές σχέσεις.

ε. *Ενδομαγματικά κοιτάσματα*. Βρίσκονται μέσα στους αντίστοιχους μαγματίτες. Ο αποχωρισμός των μεταλλικών ορυκτών γίνεται είτε στα γενικότερα πλαίσια της πετρογένεσης (συνήθως κατά τη φάση της πρώτης κρυστάλλωσης), είτε πολύ μετά απ' αυτή αλλά μέσα σε προσχηματισμένα μαγματικά πετρώματα.

3. Το απόλυτο βάθος αποχωρισμού και απόθεσης των παραγενετικών ορυκτών, ανεξάρτητα από τη θέση της μαγματικής εστίας από την οποία έχουν αποσπαστεί τα αντίστοιχα ρευστά. Πρακτικά, ο χαρακτήρας των φυσικών συγκεντρώσεων χρήσιμων ορυκτών προσδιορίζεται μόνο από τον τόπο σχηματισμού τους ως προς την ελεύθερη επιφάνεια, δηλαδή από την επικρατούσα εκεί πίεση. Διακρίνονται οι επόμενες πέντε περιπτώσεις:

α. *Επιφανειακές αποθέσεις* (ή αποθέσεις στον ελεύθερο αέρα).

β. *Αποθέσεις στον πυθμένα των θαλασσών ή των λιμνών*.

γ. *Αποθέσεις πολύ κοντά στην επιφάνεια της γης* (στους ανώτατους ορίζοντες του φλοιού).

δ. *Υποαβυσσικές αποθέσεις* (σε μικρά μέχρι μέτρια βάθη).

ε. *Αβυσσικές αποθέσεις* (σε βάθη > 6Km).

4. Η ακριβής θέση των μεταλλοφόρων σχηματισμών ως προς τα διάφορα τμήματα (τομείς) του βαθόλιθου. Διακρίνονται οι επόμενες (σε συνδυασμό και με το κριτήριο 2) έξι περιπτώσεις (Εικόνα 1):

α. *Κρυπτοβαθολιθικοί σχηματισμοί* (ή αποθέσεις). Εντάσσονται στα πλαίσια των τελευταίων «εκλάμψεων» της μαγματικής δραστηριότητας και αποχωρίζονται από τα περισσότερο απομακρυσμένα από τη μαγματική εστία διαλύματα. Σ' αυτούς ανήκουν τα τηλεμαγματικά και τα κρυπτομαγματικά κοιτάσματα.

β. *Ακροβαθολιθικοί σχηματισμοί*. Είναι τοποθετημένοι γύρω από τους ακραίους (ανώτατους ή κορυφαίους) τομείς του μαγματίτη. Σ' αυτούς ανήκουν τα απομαγματικά και ένα μέρος των περιμαγματικών κοιτασμάτων.

γ. *Επιβαθολιθικοί σχηματισμοί*. Τοποθετούνται στους τομείς του μαγματίτη που βρίσκονται σε μεγαλύτερα, σε σχέση με την προηγούμενη περίπτωση, βάθη

(ανώτερα τμήματά του). Στην ομάδα αυτή υπάγεται το μεγαλύτερο ποσοστό των περιμαγματικών και ένα μικρό μέρος των ενδομαγματικών κοιτασμάτων.

δ. *Εμβολιθικοί σχηματισμοί*. Σχετίζονται με τους τομείς του μαγματίτη που βρίσκονται σε ακόμη μεγαλύτερα βάθη. Οι μεταλλοφόρες συγκεντρώσεις αναπτύσσονται συνήθως μέσα στο σώμα των μαγματικών σωμάτων, σ' αυτούς δε ανήκει ένα μέρος από τα ενδομαγματικά κοιτάσματα.

ε. *Ενδοβολιθικοί σχηματισμοί*. Απαντώνται στους εσωτερικούς, όχι όμως και στους πιο βαθείς τομείς του μαγματίτη. Σ' αυτούς ανήκει το μεγαλύτερο μέρος των ενδομαγματικών κοιτασμάτων.

ζ. *Υποβολιθικοί σχηματισμοί* Είναι τοποθετημένοι στους βαθύτερους τομείς του μαγματικού σώματος, από τους οποίους συνήθως απουσιάζουν οι εμπλουτισμοί μεταλλικών ορυκτών.

5. Τα πλαίσια των θερμοκρασιών στις οποίες γίνεται ο αποχωρισμός των ορυκτολογικών παραγενέσεων. Με βάση το κριτήριο αυτό διακρίνονται οι επόμενες τέσσερις περιπτώσεις παραγενέσεων ή κοιτασμάτων (Εικόνα 1):

α. *Καταθερμικές παραγενέσεις ή καταθερμικά κοιτάσματα*. Παραγενέσεις ή κοιτάσματα υψηλών θερμοκρασιών: μεταξύ $400^{\circ} - 300^{\circ}\text{C}$.

β. *Μεσοθερμικές παραγενέσεις ή μεσοθερμικά κοιτάσματα*. Παραγενέσεις ή κοιτάσματα μέτριων θερμοκρασιών: μεταξύ $300^{\circ} - 200^{\circ}\text{C}$.

γ. *Επιθερμικές παραγενέσεις ή επιθερμικά κοιτάσματα*. Παραγενέσεις ή κοιτάσματα χαμηλών θερμοκρασιών: μεταξύ $200^{\circ} - 100^{\circ}\text{C}$.

δ. *Τηλεθερμικές*. (ή *ανωθερμικές ή αποθερμικές*) *παραγενέσεις (ή κοιτάσματα)*. Παραγενέσεις ή κοιτάσματα πολύ χαμηλών θερμοκρασιών: κάτω των 100°C .

6. Η σταθερή συνύπαρξη ορισμένων μεταλλικών παραγενετικών ορυκτών και μετάλλων. Έχει διαπιστωθεί ότι αρκετές από τις πολυάριθμες ορυκτολογικές παραγενέσεις των υδροθερμικών κυρίως κοιτασμάτων - αδιάφορο αν αυτές είναι φλεβικού, διάσπαρτου ή μετασωματικού (συμπαγούς) τύπου - δείχνουν (στις περιπτώσεις που δημιουργούνται κάτω από ορισμένες φυσικοχημικές συνθήκες) μια αξιοσημείωτη σταθερότητα. Το γεγονός αυτό, σε συνδυασμό με την έκδηλη τάση συνύπαρξης - στις αντίστοιχες παραγενέσεις - ορισμένων μετάλλων, έδωσε την δυνατότητα για την καθιέρωση μιας επιμέρους σειράς *κοιτασματολογικών ενοτήτων* ή, *κοιτασματολογικών σχηματισμών (Formationen)*, από τις οποίες ως πιο συνηθισμένες παρουσιάζονται οι επόμενες:

1. Σχηματισμοί Au και Au – Ag

Ηφαιστειακά και υποηφαιστειακά κοιτάσματα		Πλουτώνεια κοιτάσματα							
Εκχυτα πετρώματα και ατμικά κοιτάσματα		Κοιτασματολογικοί σχηματισμοί και η θέση αυτών ως προς το βαθύλιθο	Χαρακτηρισμός των κοιτασμάτων ανάλογα με την απόστασή τους απο το μητρικό μάγμα	Βάθος σχηματισμού m		Θερμοκρασία σχηματισμού °C		Ομάδες κοιτασμάτων	
				Μέσες τιμές	Ακραίες τιμές	Ελάχιστη	Μέγιστη		
Υποηφαιστειακά κοιτάσματα			Τηλεμαγματικά		0-300	100	Ανωθερμικά (Τηλεθερμικά)	Υποθερμικά	
			Κρυπτομαγματικά	1000	300-1400	200	Επειθερμικά		
Απομαγματικά	2000		1000-4000	300	Μεσοθερμικά				
Περιμαγματικά	3000		1000-4000	350-450	Καταθερμικά				
Υποηφαιστειακά πετρώματα			Ενδομαγματικά		1000-10000	450-550	Πνευματολυτικά		
					1000-10000	500-600	Πηγματιτικά		
					1000-10000	600	Ορθομαγματικά (Ρευστομαγματικά)		
Βαθυγενή πετρώματα			5000	1000-10000	700	Γρανίτες και			
		6000		800	άλλα βαθυγενή πετρώματα				

Εικόνα 1 Σχηματική παράσταση των διαφόρου βάθους μαγματικών εστιών και των ζωνών απόθεσης των αντίστοιχων κοιτασμάτων σε συνδυασμό με τις θερμοκρασίες σχηματισμού τους. (Κατά Schneiderhorn από Μελιδώνη 1992).

2. Σχηματισμοί Cu και πυριτών.
3. Σχηματισμοί Pb-Ag-Zn.
4. Σχηματισμοί Ag-Co-Ni-Bi- U.
5. Σχηματισμοί Sn-Ag-Bi- W.
6. Σχηματισμοί Sb-Hg-As-Se.
7. Σχηματισμοί οξειδίων των Fe-Mn-Mg.
8. Σχηματισμοί ελεύθεροι μεταλλικών ορυκτών.

Είναι προφανές ότι τα κριτήρια (γεωχημικά-παραγενετικά) για την υπαγωγή ενός υδροθερμικού κοιτάσματος σ' έναν απ' αυτούς τους «σχηματισμούς», είναι εντελώς ανεξάρτητα από εκείνα όλων των προηγούμενων πέντε περιπτώσεων.

Εάν περιοριστούμε στην ονοματολογία των επιμέρους κοιτασμάτων του **υδροθερμικού σταδίου**, που θεσπίστηκε με βάση τα πλαίσια των θερμοκρασιών μέσα στα οποία γίνεται ο αποχωρισμός των συστατικών τους, αυτή χρησιμοποιείται και για τις αντίστοιχες ισόθερμες ζώνες γύρω από τις μαγματικές εστίες: *καταθερμική, μεσοθερμική, επιθερμική και τηλεθερμική* (ή ανωθερμική ή αποθερμική) ζώνη. Η θέση των ζωνών αυτών ως προς τα διαφόρου βάθους μαγματικά σώματα, καθώς και το πλάτος τους, είναι συνάρτηση της απόστασής τους από τις μαγματικές εστίες, τα δε πλάτη τους συνάρτηση του βάθους των αντίστοιχων εστιών από την επιφάνεια της γης. Έτσι, αν ο ορίζοντας της διείσδυσης ενός μαγματίτη βρίσκεται σε βάθος περίπου 20 km, οι μεσοθερμικοί π.χ. σχηματισμοί του αναπτύσσονται σε μια ζώνη μεταξύ 6,5- 9,5 km, την οποία, σε περίπτωση που η οροφή του βρισκόταν υψηλότερα, π.χ. σε βάθος 12 km, θα κατείχαν σε αρκετά μεγάλο ποσοστό οι αντίστοιχοι καταθερμικοί σχηματισμοί του.

Ένα άλλο, ιδιαίτερης σημασίας, συμπέρασμα είναι ότι οι παραγενέσεις και γενικότερα τα κοιτάσματα που δημιουργούνται μέσα σε κάθε μια από τις ζώνες αυτές, δεν εξαρτώνται από τις επικρατούσες εκεί πιέσεις.

Από τα προηγούμενα δεδομένα, συμπεραίνεται ότι για τη δημιουργία καταθερμικών κοιτασμάτων σημαντικών διαστάσεων απαιτείται όπως η οροφή των αντίστοιχων μαγματικών εστιών βρίσκεται σε βάθος μεγαλύτερο των 7-8 km, ενώ, αντίθετα, αξιόλογα πάχη τηλεθερμικών κοιτασμάτων πετυχαίνονται και από διεισδύσεις αρκετά μικρότερου βάθους. Ολόκληρη, πάντως, η σειρά των καλά αναπτυγμένων υδροθερμικών ζωνών απαντάται μόνο σε περιοχές πλουτωνισμού μεγάλου βάθους. Στις περιοχές αβαθούς πλουτωνισμού ή υποηφαιστειότητας, επειδή

η ταχύτητα ελάττωσης της θερμοκρασίας είναι μεγάλη, δεν παρέχεται η χρονική ευχέρεια για τον άνετο σχηματισμό των παραγενέσεων υψηλών θερμοκρασιών (κυρίως καταθερμικών), με αποτέλεσμα οι μεν τελευταίες πρακτικά ν' απουσιάζουν, οι δε υπόλοιπες ν' αναπτύσσονται μέσα σε ζώνες περιορισμένου πλάτους. Για τους λόγους αυτούς, οι αξιόλογες κοιτασματογενετικές διεργασίες του υδροθερμικού σταδίου των δύο προηγούμενων περιπτώσεων μαγματισμού περιορίζονται ουσιαστικά στις μεσοθερμικές και κυρίως στις επιθερμικές ζώνες. Γενικά, πάντως, μπορεί να λεχθεί ότι τα υδροθερμικά κοιτάσματα που συνδέονται γενετικά με υποηφαιστειακές διεισδύσεις ή αβαθείς πλουτωνίτες, συγκρινόμενα με τα αντίστοιχα τους από πλουτωνίτες μεγάλου βάθους, είναι πολύ μικρότερης οικονομικής σημασίας.

Καταθερμικές παραγενέσεις

Δημιουργούνται από μαγματικά υδατικά διαλύματα, η θερμοκρασία των οποίων κυμαίνεται μεταξύ της κρίσιμης θερμοκρασίας του νερού (συμβατικά, ~ 400°C) και 300°C.

Τα καταθερμικά κοιτάσματα, εξαιτίας του ότι σχηματίζονται σε υψηλές θερμοκρασίες και μάλιστα από διαλύματα που ποτέ σχεδόν δεν τους παρέχεται η δυνατότητα επικοινωνίας με την επιφάνεια της γης, έχουν γενικά την τάση να παίρνουν ακανόνιστα σχήματα και μόνο κατ' εξαίρεση δείχνουν τραπεζοειδείς ή φλεβικές μορφές. Οι φλέβες βάθους καταλαμβάνουν συνήθως τις ανώτερες αξονικές ζώνες πτυχών (σάγματα) ή τις ζώνες κατάτμησης, έχουν δε την τάση ακολουθούν μετατοπισμένες πτυχές και ν' αντικαθιστούν εκλεκτικά διάφορα πετρώματα. Γενικά, μπορεί να λεχθεί ότι το χαρακτηριστικό των μεγάλων σωμάτων αντικατάστασης της καταθερμικής ζώνης είναι η σταθερότητα του περιεχομένου τους, πράγμα που αποδίδεται στο ότι τόσο οι συνθήκες πιέσεων και θερμοκρασιών, που επικρατούν στους τόπους σχηματισμού τους, όσο και η εκεί τεκτονική δεν παρουσιάζουν απότομες και ουσιώδεις αλλαγές.

Μεταξύ των μη μεταλλικών (σύνδρομων) ορυκτών, σαν περισσότερο κοινά στην καταθερμική ζώνη παρουσιάζονται τα ορυκτά χαλαζίας και πυροφυλλίτης.

Σε σχέση με τα μεταλλικά ορυκτά που μπορεί να μετέχουν στους παραγενετικούς συνδυασμούς της καταθερμικής ζώνης, ανεξάρτητα αν είναι τυπικά ή όχι γι' αυτήν όσον αφορά τα ορυκτά του Au:

Συνήθως αποτελούν συστατικά των «παλιών χρυσοφόρων χαλαζιακών φλεβών», που αποκαλύπτονται τόσο στις προκάμβριες ασπίδες όσο και στις έντονα διαβρωμένες παλαιοζωικές, μεσοζωικές και παλαιοτριτογενείς περιοχές ορογενέσεων, δηλαδή σε ζώνες με συνορογενετικές και μεταορογενετικές γρανοδιοριτικές - γρανιτικές διεισδύσεις μεγάλων διαστάσεων. Η συνηθέστερη μορφή είναι ο αυτοφυής Au, που, σχεδόν κατά κανόνα, σχηματίζει κράματα με άλλα μέταλλα και κυρίως με Ag. Μετέχει, επίσης, στη σύσταση (με πολύ μικρά πάντοτε ποσοστά) διαφόρων τελλουριδίων, καθώς και (με μεγαλύτερα όμως ποσοστά) σουλφιδίων διαφόρων μετάλλων.

Μεσοθερμικές παραγενέσεις

Δημιουργούνται από υδατικά διαλύματα μέτριων θερμοκρασιών (κατά γενική παραδοχή 300°- 200°C), που είναι αμφίβολο αν έχουν τη δυνατότητα επικοινωνίας με την επιφάνεια της γης. Η οριοθέτηση της ζώνης αυτής από τις παρακείμενες της καταθερμική και επιθερμική στηρίζεται σε αυθαίρετα μάλλον κριτήρια. Το μεγαλύτερο βάθος σχηματισμού των μεσοθερμικών κοιτασμάτων είναι περίπου 10 km, όπου οι αντίστοιχες πιέσεις είναι γενικά χαμηλότερες σε σύγκριση μ' εκείνες που επικρατούν στην καταθερμική ζώνη.

Κάτω από τις συνθήκες αυτές, αποχωρίζονται οι μεγαλύτερες ποσότητες των μετάλλων Cu, Pb, Zn και Ag. Το ποσοστό του Au βρίσκεται σε ιδιαίτερα χαμηλά επίπεδα. Αρκετά διαδεδομένα είναι και τα διάσπαρτου τύπου κοιτάσματα, με κυριότερο αντιπρόσωπο τα πορφυριτικά κοιτάσματα χαλκού.

Επιθερμικές παραγενέσεις

Αποχωρίζονται από μαγματικά υδατικά διαλύματα, η θερμοκρασία των οποίων κυμαίνεται μεταξύ 200° -100°C. Οι περισσότερες απ' αυτές σχηματίζονται σε μικρότερα βάθη απ' ότι τα προηγούμενα, συνεπώς δε κάτω από σχετικά μικρότερες πιέσεις. Το βαθύτερο επίπεδο δημιουργίας επιθερμικών κοιτασμάτων βρίσκεται στα ~ 7 km, όπου αντιστοιχεί πίεση ~ 1860 At. Γενικά, μπορεί να σχετίζονται τόσο με πλουτώνιες όσο και με υποηφαιστειακές μαγματικές εστίες. Η σύνδεσή τους με τις πρώτες αποδεικνύεται μόνο αν συντρέξουν ειδικές συνθήκες διάβρωσης. Ένα πολύ μεγάλο μέρος απ' αυτά απαντάται είτε μέσα σε υποηφαιστειακές διεισδύσεις νέας σχετικά ηλικίας (συνήθως τριτογενούς), είτε πολύ κοντά σ' αυτές.

Οι πιο συνηθισμένες από τις κοιτασματολογικές μορφές τους είναι πληρώματα ανοιχτών-απλών ή ακανόνιστα διακλαδισμένων-διαρρήξεων (φλέβες, δίκτυα φλεβών ή/και φλεβιδίων) και καμινάδων με ηφαιστειακά λατυποπαγή, όπου τα φαινόμενα αντικατάστασης είναι μάλλον συχνά. Θα πρέπει ν' αναφερθεί ότι οι διάφορες ιστολογικές ασυνέχειες επικοινωνούν με την επιφάνεια, πράγμα που διευκολύνει τη ροή των μεταλλοφόρων θερμοδιαλυμάτων. Με την ευκαιρία αυτή αναφέρεται ότι ένα ποσοστό των θερμοπηγών αντιστοιχούν, ίσως, σε επιφανειακές εκδηλώσεις επιθερμικών συστημάτων που βρίσκονται βαθύτερα.

Σαν χαρακτηριστικοί ιστοί για τη ζώνη αυτή μπορεί να θεωρηθούν οι φλοιοπαγείς, οι κτενοειδείς και οι κολλοειδείς, που ερμηνεύονται σαν αποτέλεσμα των μέτριων θερμοκρασιών των διαλυμάτων και της ελεύθερης επικοινωνίας τους με την ατμόσφαιρα. Οι φλέβες είναι συνήθως συμμετρικά πληρωμένες, γεγονός που αντικατοπτρίζει την προοδευτική ελάττωση της θερμοκρασίας. Το γεγονός ότι τα περισσότερα από τα κοιτάσματα της επιθερμικής ζώνης σχηματίζονται κοντά στην επιφάνεια της γης, έχει ως συνέπεια την ταχεία διάβρωση των παλιότερων απ' αυτά, ενώ διατηρούνται σχεδόν άθικτα μόνο τα νεότερα.

Τα γειτονικά πετρώματα των επιθερμικών μεταλλοφόρων σωμάτων είναι συνήθως έντονα και σε μεγάλη έκταση εξαστοιωμένα, κυρίως αν έχουν υψηλό πορώδες. Σαν κυριότερα προϊόντα της υδροθερμικής εξαστοίωσης παρουσιάζονται τα ορυκτά χλωρίτης (που είναι και το πιο συχνό), αλουνίτης, ζεόλιθοι, διάφορα αργιλικά, αδουλάριος, διάφορες μορφές του SiO_2 και σιδηροπυρίτης. Ο σερίκίτης, αν και περισσότερο συχνός στα μεσοθερμικά κοιτάσματα, παρουσιάζεται συνήθως (σε μικρότερο πάντοτε ποσοστό απ' ότι ο χλωρίτης) και στα επιθερμικά. Τα αργιλικά είναι άφθονα και εμφανή και σχηματίζουν ζώνες ποικίλων χρωμάτων, που αναπτύσσονται κυρίως στα τοιχώματα των φλεβών.

Συνήθη πρωτογενή σύνδρομα ορυκτά των επιθερμικών μεταλλοφόρων φλεβών είναι: χαλαζίας (τοπικά αμέθυστος), χαλκηδόνιος, ασβεστίτης, δολομίτης, ροδοχρωσίτης, βαρύτης και φθορίτης.

Ως κυριότερα μεταξύ των μεταλλικών ορυκτών που μετέχουν στη σύσταση των επιθερμικών παραγενέσεων - ανεξάρτητα αν είναι τυπικά ή όχι γι' αυτές - προβάλλουν τα ακόλουθα:

Ορυκτά των Au και Ag. Ο Au, στα υποηφαιστειακά ιδιαίτερα κοιτάσματα συνυπάρχει σχεδόν πάντοτε με τον Ag, είτε με τη μορφή κραμάτων (σε διάφορες αναλογίες) είτε ως συστατικό Ag-ούχων τελλουριδίων. Ένα από τα πιο συχνά

εμφανιζόμενα κράματα των Au-Ag είναι το ήλεκτρο (Au :Ag =70-55: 30-45). Από τα Au-Ag/ούχα τελλουρίδια αναφέρονται τα:

συλβανίτης AgAuTe_4 πετσίτης Ag_3AuTe_2

κρεννεριίτης (Au, Ag) Te_2 εσσίτης Ag_2Te

καλαβερίτης AuTe_2

Ο άργυρος παρουσιάζεται και ως συστατικό των επόμενων σουλφιδίων, σουλφοαντιμονιδίων και σουλφοαρσενιδίων:

αργεντίτης Ag_2S πυραργυρίτης Ag_3SbS_3

ακανθίτης Ag_2S μιαργυρίτης AgSbS_2

στεφανίτης $5\text{Ag}_2\text{S} \cdot \text{Sb}_2\text{S}_3$

πολυβασίτης $(\text{Ag, Cu})_{16}\text{Sb}_2\text{S}_{11}$ αντορίτης $\text{Pb}_2\text{Ag}_2\text{Sb}_6\text{Si}_2$

φραϊβεργίτης Ag-ούχος τετραεδρίτης

Τα προηγούμενα ορυκτά μετέχουν ως συστατικά και άλλων ζωνών του υδροθερμικού σταδίου, η κύρια όμως ζώνη σχηματισμού τους είναι η επιθερμική, για την οποία μάλιστα από πολλούς ερευνητές θεωρούνται (κάτω από ορισμένες προϋποθέσεις) και σαν χαρακτηριστικά (από Μελιδώνης 1992).

1.4.2. Νεότερες ονοματολογίες μαγματικά συνδεόμενων μεταλλοφοριών

Τα τελευταία χρόνια μετά την εδραίωση της θεωρίας των Τεκτονικών Πλακών οι απόψεις και ταυτόχρονα και οι συνοδές ονοματολογίες για τις μεταλλοφορίες προσαρμόζονται στην νέα αυτή αντίληψη. Σαν παράδειγμα δίδεται η αναθεώρηση και προσαρμογή των «μεσοθερμικών μεταλλοφοριών».

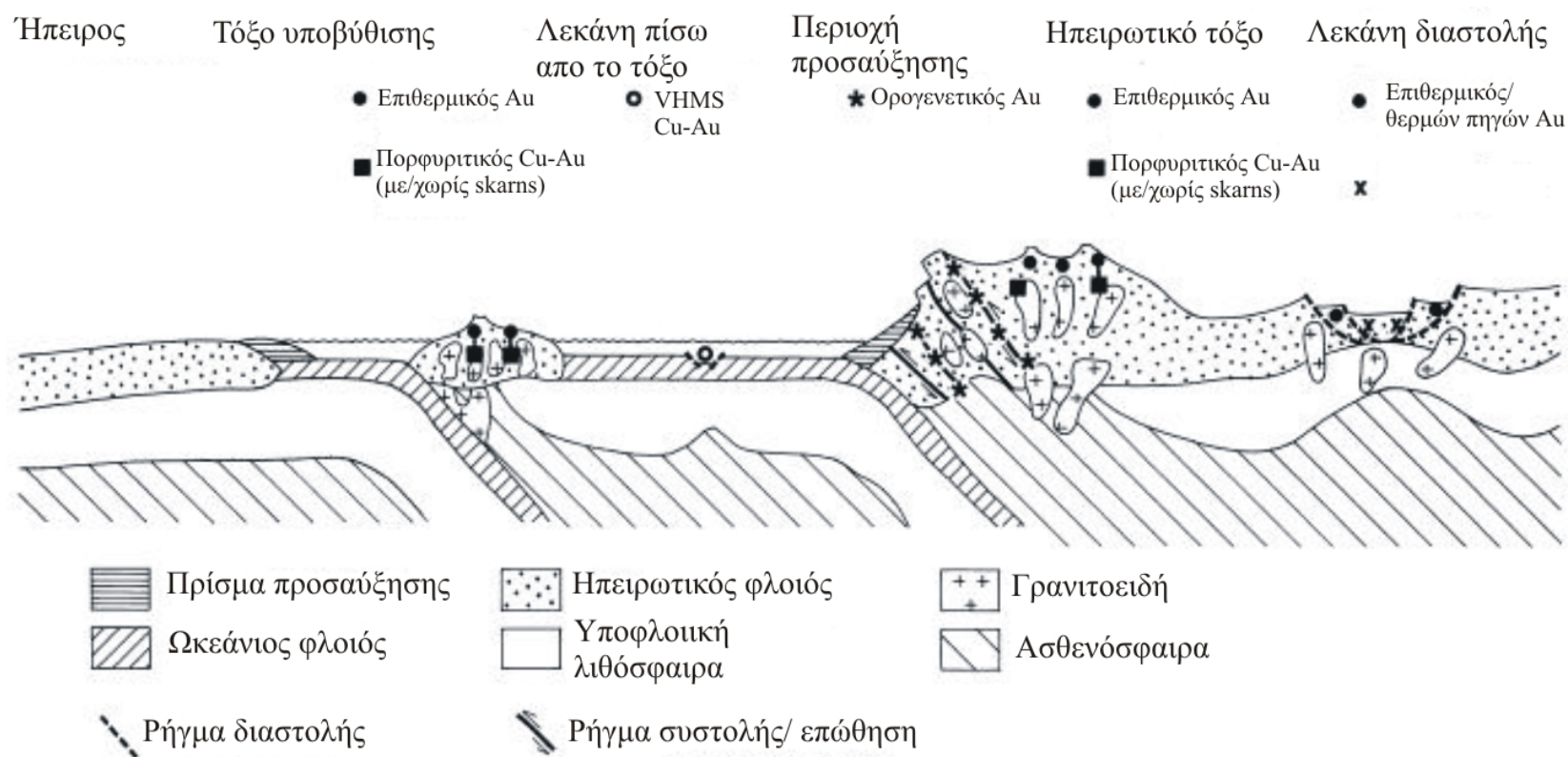
Οι αποκαλούμενες «μεσοθερμικές εμφανίσεις χρυσού» συνδέονται με μεταμορφωμένα τεκτονικά ηπειρωτικά τεμάχια όλων των ηλικιών. Τα μεταλλεύματα δημιουργήθηκαν με διεργασίες παραμόρφωσης συμπιεστικού τύπου στα συγκλίνοντα όρια περιθωριακών λεκανών σε ορογενή προσαύξησης και ορογενή που δημιουργήθηκαν από σύγκρουση ηπειρωτικών τεμαχίων. Και στους δύο τύπους ορογενούς τα ενυδατωμένα θαλάσσια ιζήματα και ηφαιστειακά πετρώματα έχουν προστεθεί σε ηπειρωτικά περιθώρια κατά τη διάρκεια δέκα έως εκατό εκατομμύρια έτη σύγκρουσης. Τα θερμικά γεγονότα που συνδέονται με την υποβύθιση επηρέασαν την κατανομή των γεωθερμικών πεδίων στα πρίσματα προσαύξησης και οδήγησαν σε μετανάστευση σε μεγάλες αποστάσεις των υδροθερμικών ρευστών. Σε τέτοιες συνθήκες οι χρυσοφόρες χαλαζιακές φλέβες βρίσκονται διάσπαρτες σε ένα πολύ μεγάλο

εύρος βάθους που ξεκινώντας από υδροθερμικού τύπου μεταλλοφορίες κοντά στην επιφάνεια εκτείνονται σε βάθη μέχρι και 20 χιλιόμετρα. Λόγω του μεγάλου εύρους κατανομής των χρυσοφόρων μεταλλοφοριών στα διάφορα βάθη προτάθηκε αντί του όρου «μεσοθερμικές» εμφανίσεις, ο όρος «ορογενετικές χρυσοφόρες μεταλλοφορίες».

Οι περισσότερες μεταλλοφορίες είναι μετα-ορογενετικές όσον αφορά τον τεκτονισμό των πετρωμάτων - ξενιστών, αλλά είναι ταυτόχρονα συν-ορογενετικές όσον αφορά τις τρέχουσες θερμικές διεργασίες που σχετίζονται με διεργασίες υποβύθισης. Βάσει του βάθους σχηματισμού τους, οι ορογενετικές μεταλλοφορίες μπορούν να υποδιαιρεθούν σε *επιζωνικές* (< 6 χλμ), *μεσοζωνικές* (6-12 χλμ) και *υποζωνικές* (> 12 χλμ) (Εικόνα. 2) (Groves et. al. 1998).

Πορφυριτικά κοιτάσματα Au – Cu, τα κοιτάσματα αυτού του τύπου αποτελούν σημαντικές πηγές για την παγκόσμια παραγωγή χαλκού, μολυβδαίνιου και χρυσού. Ο όρος «πορφυριτικά» εφαρμόστηκε σε αντικατάσταση του όρου «διάσπαρτη μεταλλοφορία», η οποία προέκυπτε από τον τρόπο ανάπτυξης των μεταλλικών ορυκτών στα φιλοξενούντα πετρώματα. Ο όρος αυτός σήμερα αναφέρεται σε μεταλλοφορίες διάσπαρτου τύπου από τις οποίες παραλαμβάνουμε χαλκό, μολυβδαίνιο, χρυσό και οι οποίες συνδέονται γενετικά με πολλαπλές διεισδύσεις ενδιάμεσων έως όξινων πορφυριτών (Σκαρπέλης 2002).

Εκτός των ανωτέρων στην διεθνή βιβλιογραφία αναφέρονται πολλές νέες κατηγορίες χρυσοφόρων κοιτασμάτων. Μεταξύ αυτών σημασία έχουν τα κοιτάσματα του «τύπου Charlin» που αποτελούν διάσπαρτη χρυσοφόρα μεταλλοφορία σε ιζηματογενή πετρώματα, αλλά που η γενετική και χρονική διασπορά της χρυσοφορίας είναι διαφορετική. Μεταξύ των νέων ονοματολογιών για την παρούσα μελέτη ιδιάζουσα σημασία έχουν κοιτάσματα που συνδέονται με «φιλοξενία χρυσοφόρας μεταλλοφορίας σε τουρβιδίτες, Turbidite hosted gold deposit» (Duncan et. al., 1986). Η εργασία αυτή αποκτά μεγαλύτερο ενδιαφέρον διότι τα γνωστά κοιτάσματα μέσα σε τουρβιδιτικές αποθέσεις είναι μεταμορφωμένα. Επειδή οι εμφανίσεις/κοιτάσματα αυτού του τύπου εμπίπτουν στην γενικότερη κατηγορία των προσχωματικών κοιτασμάτων διαπραγματεύονται τα κοιτάσματα αυτά αμέσως μετά.



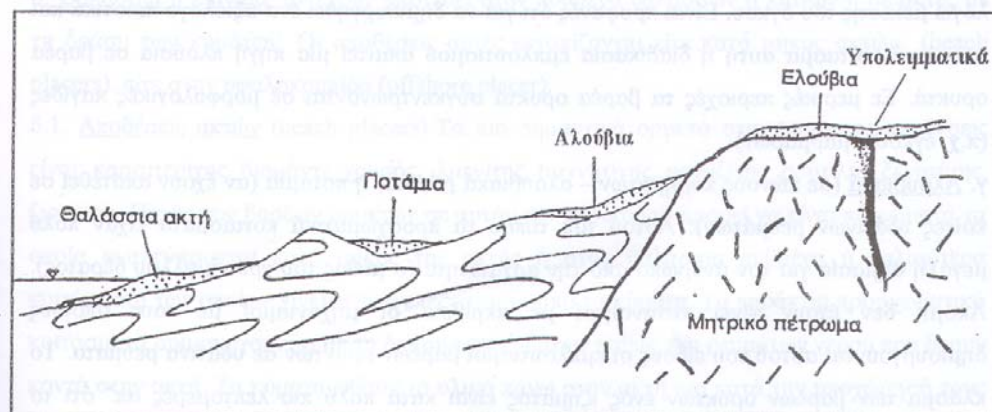
Εικόνα 2 Τεκτονικά πεδία και κατανομή των χρυσοφόρων μεταλλοφοριών (Κατά Groves et al 1998)

1.4.3. Προσχωματικού τύπου συγκεντρώσεις και κοιτάσματα

Μιά ιδιαίτερη κατηγορία μεταλλικών κυρίως, οικονομικής σημασίας συγκεντρώσεων και κοιτασμάτων αποτελούν τα **προσχωματικού τύπου**.

Η επίδραση των ατμοσφαιρικών παραγόντων πάνω στα πετρώματα οδηγεί πολλές φορές στο σχηματισμό νέων ορυκτών που είναι ευσταθή στις συνθήκες του περιβάλλοντος, ενώ παράλληλα απελευθερώνει ορυκτά τα οποία είναι ανθεκτικά στις επικρατούσες συνθήκες διάβρωσης η/και αποσάθρωσης. Η αποσάθρωση π.χ. ενός γρανίτη που περιέχει διάσπαρτο κασσιτερίτη μπορεί να οδηγήσει στο σχηματισμό καολινίτη από τους αστρίους και να απελευθερώσει -εκτός από τον χαλαζία- και τον κασσιτερίτη. Με ανάλογο τρόπο απελευθερώνονται τα διαμάντια από τους κιμπερλίτες, ο ιλμενίτης από τους ανορθοσίτες και τους γάββρους ή ο χρυσός από διάφορα πετρώματα ή πρωτογενής μεταλλοφορίες αυτοφυούς χρυσού. Στις περιπτώσεις αυτές τα ορυκτά αυτά είναι χημικά σταθερά και δεν αποσυντίθενται, όπως αντιθέτως συμβαίνει με τα ασταθή ορυκτά των πετρωμάτων. Τα προϊόντα της αποσάθρωσης δημιουργούν ένα μανδύα (μανδύας αποσάθρωσης) που καλύπτει το υποκείμενο πέτρωμα. Ο μανδύας αυτός εύκολα μπορεί να υποστεί επεξεργασία από το νερό της βροχής, τα κύματα της θάλασσας, τα ποτάμια, τον άνεμο ή ακόμη και τους παγετώνες. Έτσι τα ορυκτά που συνιστούν τον μανδύα αποσάθρωσης μπορεί να μεταφερθούν και να αποτεθούν μακρύτερα και σε μορφολογικά χαμηλότερες περιοχές.

Ορυκτά που έχουν ειδικό βάρος μεγαλύτερο ($>2,8\text{gr/cm}^3$) από τα συνήθη ελαφρά ορυκτά (ειδικό βάρος μικρότερο από $2,8\text{gr/cm}^3$) ονομάζονται βαρέα. Οι κόκκοι βαρέων ορυκτών, που είναι χημικά σταθερά και ανθεκτικά σε χημικές και μηχανικές επιδράσεις, μπορεί να παρασυρθούν είτε βαρυτικά, είτε με την επίδραση μιας μορφής νερού (ρέοντος ή πάγου) και να μεταφερθούν σε χαμηλότερες τοπογραφικά θέσεις. Με τη διαδικασία αυτή αποχωρίζονται τα ελαφρότερα προϊόντα της αποσάθρωσης από τα βαρέα ορυκτά. Οι κόκκοι των βαρέων ορυκτών συγκεντρώνονται σε κλιτείς ή σε αποθέσεις ποταμών και χειμάρων καθώς και στις ακτές ή στον πυθμένα θαλασσών και λιμνών. Σε αρκετές περιπτώσεις οι εμφανίσεις βαρέων ορυκτών εμφανίζουν οικονομικό ενδιαφέρον και χαρακτηρίζονται ως προσχωματικά κοιτάσματα. Τα προσχωματικά κοιτάσματα έχουν διαιρεθεί στις ακόλουθες κατηγορίες ανάλογα με τη θέση στην οποία έχουν σχηματισθεί και το μέσο με το οποίο έχουν μεταφερθεί (Εικόνα 3):



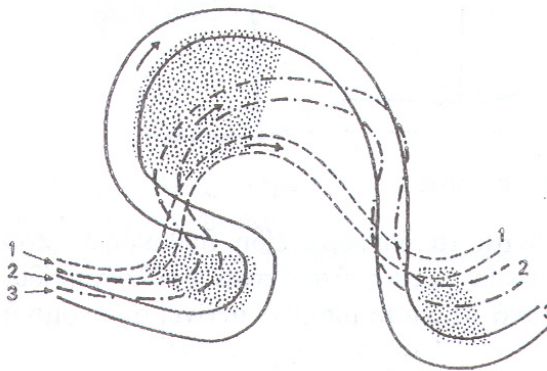
Εικόνα 3: Γεωλογικό πλαίσιο ανάπτυξης προσχωματικών κοιτασμάτων

α. **Υπολειμματικά:** Δημιουργούνται ακριβώς επάνω από το μητρικό πέτρωμα (π.χ. μία χαλαζιακή φλέβα που περιέχει ελεύθερο χρυσό) με την αποσάθρωση των ορυκτών του αρχικού χαλαζιακού πετρώματος και τη μετακίνηση/απομάκρυνση των ελαφρύτερων συστατικών.

β. **Ελουβιακά:** Σχηματίζονται στις κλιτείες από ορυκτά που αποδεσμεύονται από το κοντινό μητρικό πέτρωμα. Τα βαρέα ορυκτά συγκεντρώνονται ακριβώς στην κλιτύ, ενώ τα ελαφρύτερα μη ανθεκτικά ορυκτά διαλύονται και αποπλένονται από τη βροχή ή παρασύρονται από τον άνεμο. Με αυτή τη διαδικασία συμβαίνει ένας μερικός εμπλουτισμός λόγω μείωσης του όγκου. Είναι προφανές ότι για να δημιουργηθεί ένα αξιόλογο ποιοτικά και ποσοτικά κοίτασμα αυτή η διαδικασία εμπλουτισμού απαιτεί μία πηγή πλούσια σε βαρέα ορυκτά. Σε μερικές περιοχές τα βαρέα ορυκτά συγκεντρώνονται σε μορφολογικές παγίδες (π.χ. καρστικά έγκοιλα).

γ. **Αλουβιακά:** (σε κώνους κορημάτων – αλουβιακά ριπίδια) ή ποτάμια (αν έχουν αποτεθεί σε κοίτες υδάτινων ρευμάτων): Αυτού του τύπου τα προσχωματικά κοιτάσματα είχαν πολύ μεγάλη σημασία για τον άνθρωπο από την αρχαιότητα. Ακόμη δεν έχουν γίνει κατανοητοί με ακρίβεια οι μηχανισμοί με τους οποίους δημιουργούνται αυτού του είδους οι εμπλουτισμοί βαρέων ορυκτών σε υδάτινα ρεύματα. Αυτό που έχει διαπιστωθεί είναι ότι σε αυτού του είδους τις συγκεντρώσεις το κλάσμα των βαρέων ορυκτών του ιζήματος είναι κατά πολύ πιο λεπτομερές απ' ότι το κλάσμα των ελαφρών ορυκτών. Έτσι, ένας μεγάλος κόκκος χαλαζία απαιτεί, στην ίδια κοίτη ποταμού, την ίδια ταχύτητα ροής νερού για να

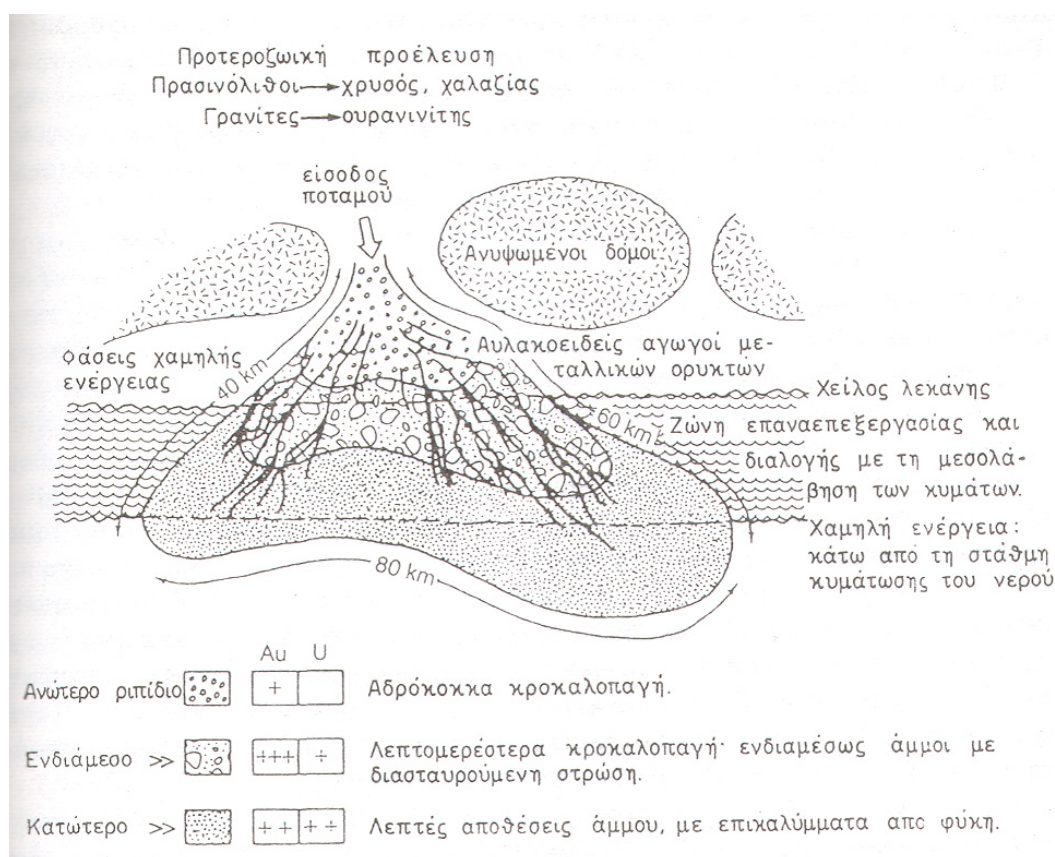
μετακινηθεί, με την ταχύτητα που χρειάζεται ένας μικρός κόκκος βαρέος ορυκτού. Είναι προφανές ότι εάν έχουμε ένα υδάτινο ρεύμα στο οποίο το νερό κινείται παντού με την ίδια ταχύτητα, τότε όλοι οι κόκκοι όλων των ορυκτών βρίσκονται σε κίνηση. Όμως, επειδή στην πράξη αυτό δε συμβαίνει, σε εκείνα τα σημεία όπου η ταχύτητα του νερού μειώνεται στα μικρά κοκκομετρικά μεγέθη, το πρώτο υλικό που αποτίθεται αποτελείται από τους μεγαλύτερους κόκκους βαρέων ορυκτών, ακολουθούν μικρότεροι κόκκοι βαρέων ορυκτών η/και μεγάλοι κόκκοι ελαφρών ορυκτών. Γι' αυτό το λόγο, όπου έχουμε ακανόνιστη ροή αναπτύσσονται τέτοιου είδους εμπλουτισμοί ορυκτών. Στην περίπτωση που υπάρχει μια στενή διατομή ροής δεν συμβαίνει απόθεση υλικού. Όταν όμως το υδάτινο ρεύμα διευρύνεται τα βαρέα ορυκτά τείνουν να αποτεθούν, ενώ τα ελαφρύτερα παρασύρονται. Πολύ μεγάλη σημασία για την δημιουργία ποτάμιων προσχωματικών αποθέσεων έχει η κίνηση νερού σε μαιάνδρους. Το νερό κινείται με μεγαλύτερη ταχύτητα στο εξωτερικό μέρος της καμπύλης του μαιάνδρου και μικρότερη στο εσωτερικό. Γι' αυτό το εσωτερικό μέρος των μαιάνδρων είναι ευνοϊκή θέση για την απόθεση βαρέων ορυκτών (Εικόνα 4) (Από Σκαρπέλη 2002).



Εικόνα 4 Απόθεση βαρέων ορυκτών σε ένα ποτάμι όπου συνεχίζεται η ανάπτυξη μαιάνδρων. 1: αρχική θέση του ρέματος, 2: Ενδιάμεση θέση, 3: Παρούσα θέση

δ. **Δελταϊκά:** Συνδέονται με τις μορφολογικές δομές που σχηματίζονται, από διαδοχικούς και πολύπλοκους αποθετικούς μηχανισμούς, στις θέσεις εκβολής των ποταμών σε μεγάλες λεκάνες συγκέντρωσης νερού (λίμνες, θάλασσες, ωκεανούς). Από πολλούς ερευνητές θεωρούνται σαν μορφές που μπορεί να τοποθετηθούν μεταξύ ποτάμιων και παράκτιων προσχωματικών αποθέσεων. Τα βαρέα κλάσματα

των προϊόντων της αποσάθρωσης που μεταφέρονται μέχρι εκεί δημιουργούν συνήθως επιμήκεις και αραιά κατανεμημένες σωληνοειδείς συγκεντρώσεις (<<κρουνούς>>). Για παραδείγματα αναφέρονται οι (μη εκμεταλλεύσιμες) συγκεντρώσεις χρυσού της Νέας Ζηλανδίας, των πλατινιδίων της Κολομβίας και του ιλμενίτη στις εκβολές του Νείλου. Ένα από τα πιο σημαντικά κοιτάσματα της γης, που από πολλούς ερευνητές θεωρείται σαν δελταϊκός σχηματισμός ενός ποταμού αρχαϊκής ηλικίας, είναι εκείνο του Witwaterstrand της Νοτιοαφρικανικής Ένωσης (Εικόνα 5), το οποίο εγκλείει αποθέματα χρυσού που υπολογίζονται σε πολλές χιλιάδες τόνους. Η μέση περιεκτικότητα των ιζημάτων του σε Au είναι ~ 10 gr/t (από Μελιδώνη 1992).



Εικόνα 5 Το δελταϊκό κοιτάσμα Au – U του Witwaterstrand (Νοτιοαφρικανική Ένωση από Μελιδώνη 1992)

ε. **Θαλάσσια ή λιμναία:** Αν έχουν αποτεθεί στον πυθμένα θαλασσών ή λιμνών ή σε ακτές με τη δράση των κυμάτων. Οι αποθέσεις αυτές εντοπίζονται είτε κατά μήκος ακτών (beach placers), είτε στην υφαλοκρηπίδα (offshore placer).

ε.1 **Αποθέσεις ακτών (beach placers):** Τα πιο σημαντικά ορυκτά στις παράκτιες αποθέσεις είναι: κασσιτερίτης, διαμάντι, χρυσός, ιλμενίτης, μαγνητίτης, μοναζίτης, ρουτίλιο, ξενοτίμης, ζirkόνιο. Πηγές των βαρέων ορυκτών σε αυτήν την περίπτωση

μπορεί να είναι πετρώματα τα οποία αναπτύσσονται κατά μήκος της ακτής ή στον θαλάσσιο πυθμένα ή παλαιότερα κοιτάσματα των οποίων γίνεται επανεπεξεργασία από τα κύματα. Τα παράκτια προσχωματικά κοιτάσματα δημιουργούνται με τη δράση των κυμάτων καθώς και ρευμάτων νερού που δρουν κοντά στην ακτή. Τα κύματα ωθούν το υλικό πάνω στην ακτή και κατά την υποχώρησή τους μεταφέρουν τους μεγαλύτερους και ελαφρύτερους κόκκους ορυκτών. Έτσι, τα μεγαλύτερα και βαρύτερα σωματίδια συγκεντρώνονται στις ακτές. Σε ορισμένες περιπτώσεις η δράση παλιρροϊκών ρευμάτων επιτείνει και επιταχύνει την ανάπτυξη προσχωματικών αποθέσεων, επειδή επιτρέπει την έκθεση στους διαβρωτικούς παράγοντες μιας πλατύτερης λωρίδας από μητρικό πέτρωμα και από προσχωματικές αποθέσεις.

ε.2. **Αποθέσεις υφαλοκρηπίδας (offshore placers):** Απαντούν στην υφαλοκρηπίδα, συνήθως σε μία ζώνη πλάτους ολίγων χιλιομέτρων από την ακτή. Έχουν σχηματιστεί κυρίως από την βύθιση παράκτιων ή αλλουβιακών αποθέσεων. Προσχωματικές αποθέσεις στην υφαλοκρηπίδα εφ' όσον κριθούν οικονομικές, μπορούν να υποστούν εκμετάλλευση με χρησιμοποίηση διαφόρων ειδών βυθοκόρων.

στ. **Αποθέσεις παγετώνων:** Πρόκειται ουσιαστικά για λιθώνες (μοραίνες), στα κλαστικά συστατικά των οποίων μπορεί να μετέχουν και θραύσματα μεταλλευμάτων ή άλλων χρήσιμων ορυκτών.

ζ. **Αιολικές αποθέσεις:** Οι σημαντικότερες από τις αποθέσεις αυτές έχουν προκύψει από την επανεπεξεργασία από τον άνεμο παράκτιων αποθέσεων. Οι συγκεντρώσεις βαρέων ορυκτών από ανέμους γίνονται κυρίως σε θίνες, η δε μεταφορά γίνεται με τη διαδικασία της κύλησης (ιδιαίτερα των βαρύτερων σωματιδίων).

Συνηθέστερα είναι τα θαλάσσια, αλουβιακά και ποτάμια προσχωματικά κοιτάσματα και σπανιότερα τα ελουβιακά και των παγετώνων (Σκαρπέλης 2002). Η συνηθέστερη μορφή που απαντάται ο χρυσός σε προσχωματικές εμφανίσεις και κοιτάσματα είναι με μορφή μικρών ή υπομικροσκοπικών κόκκων (nuggets) ή μικρών φυλλαρίων (flakes), συνήθως σε κράμα με Ag και Cu μεγέθους συνήθως έως μερικών χιλιοστών του μέτρου που στην ελληνική ονοματολογία περιλαμβάνονται στον ορισμό *ψήγματα*. Έχει παρατηρηθεί ότι τα ψήγματα αυτά έχουν μεγάλη καθαρότητα όταν εντοπίζονται μακριά από τον χώρο προέλευσής τους. Αυτό υποδηλώνει βαθμιαία διάλυση του Ag και του Cu, επειδή οξειδώνονται και διαλύονται στο νερό ευκολότερα από ότι ο Au. Παράλληλα οι αρχικοί κόκκοι του Au αποσυντίθενται σε μικρότερους με αποτέλεσμα σε μακρινές αποθέσεις να συναντάμε

ψήγματα μικρότερου μεγέθους αλλά υψηλότερης καθαρότητας σε σχέση με θέσεις κοντινές ως προς το μητρικό πέτρωμα. Σε αρκετές περιπτώσεις ανευρίσκονται σώματα συμπαγούς χρυσού που έχουν σπανίως βάρος μερικών χιλιογράμμων (Σκαρπέλης 2002).

Ενώ τα μικροσκοπικά φυλλάρια χρυσού πιστεύεται ότι αποτελούν αποφλοιώσεις, για την δημιουργία των nuggets υπάρχουν διάφορες απόψεις με επικρατέστερη ότι δημιουργούνται από απόθεση κολλοειδών συμπλόκων του Au, που είναι «διαλελυμένα» μέσα στο νερό, πάνω στην επιφάνεια των κόκκων του μέσα στις προσχώσεις (Eyles 1995). Γενικεύοντας, όπως φαίνεται και από τον πίνακα 7, το ειδικό βάρος του χρυσού, του επιτρέπει συγκεντρώσεις με πολύπλοκους φυσικές διεργασίες σε όλα τα αποθετικά περιβάλλοντα. Σε όλες τις ανωτέρω περιπτώσεις η βαρύτητα, το μέσο μεταφοράς και ο επικρατών τύπος ροής καθορίζουν την δυναμική των πιθανών συγκεντρώσεων. Για το λόγο αυτό στο αμέσως επόμενο κεφάλαιο γίνεται εκτενέστατη αναφορά στις **βαρυτικές ροές**.

Πίνακας 7 Φυσικές ιδιότητες των ορυκτών των προσχωματικών κοιτασμάτων (Από Σκαρπέλη 2002).

Ορυκτό	Ειδικό βάρος	Σκληρότητα	Κύριο περιβάλλον απόθεσης
Πολύ βαρέα ορυκτά			
Χρυσός	15,5-19,4	2,5-3	Π – Ε
Λευκόχρυσος	14-19	4-4,5	Π
Βολφραμίτης	7-7,5	5-5,5	Ε – Α
Κασσιτερίτης	7	6-7	Ε – Π – Θ
Βαρέα ορυκτά			
Ζιρκόνιο ($ZrSiO_4$)	4,6	7,5	ΑΚ
Βαδελειτης (ZrO_2)	4,6	7,5	ΑΚ
Ιλμενίτης	4,5-5	5-6	ΑΚ
Μαγνητίτης	5,3	5,5-5,6	ΑΚ
Ρουτίλιο	4,2	6-6,5	ΑΚ
Ξενοτίμης	4,5	4-5	ΑΚ
Τανταλίτης	5-7	6	Π
Μοναζίτης	5-5,3	5-5,5	ΑΚ
Μπαστναϊσίτης	5	4,5	Ε
Σχετικά ελαφρά ορυκτά			
Πυρόχλωρο	4	5-5,5	Ε
Διαμάντι	3,5	10	ΑΚ – Π – Ε
Τοπάζιο	3,7-3,8		ΑΚ – Π – Ε
Γρανάτης	3,4		Π – Θ
Ελαφρά ορυκτά			
Αστριοί	2,5-2,8		ΑΚ – Π
Χαλαζιάς	2,5		ΑΚ – Π

Π=ποτάμια, Ε=ελουβιακά, ΑΚ= άμμοι σε παραλίες, Α=αλουβιακά, Θ=θαλάσσια

ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΔΕΥΤΕΡΟ

ΒΑΡΥΤΙΚΕΣ ΡΟΕΣ ΙΖΗΜΑΤΩΝ ΚΑΙ ΑΠΟΘΕΣΕΙΣ ΑΥΤΩΝ

2.1 ΒΑΡΥΤΙΚΕΣ ΡΟΕΣ ΙΖΗΜΑΤΩΝ

Οι ροές που αποτελούνται από κινούμενα ιζήματα σε επικλινείς επιφάνειες υπό την επίδραση της βαρύτητας καλούνται *βαρυτικές ροές ιζημάτων* (*sediment gravity flows*) και είναι συνώνυμες με τις *βαρυτικές ροές* (*mass flow*). Ο όρος βαρυτικές ροές έχει εισαχθεί από τους Middleton & Hampton (1973).

Ως *βαρυτική ροή ιζημάτων* ορίζεται η μεταφορά ιζημάτων στην οποία η κίνηση παράλληλα προς το υπόστρωμα τροφοδοτείται απευθείας από την επίδραση της βαρύτητας. Οι βαρυτικές ροές ιζημάτων διακρίνονται από τις *βαρυτικές ροές ρευστών* (*fluid gravity flow*) από την σχέση που έχουν τα ιζήματα και τα ρευστά στην μετάδοση της ροής: σε μια *βαρυτική ροή ρευστών* (π.χ. ένα ποτάμι ή ένα ωκεάνιο ρεύμα) το ρευστό κινείται από την βαρύτητα και παρασύρει τα ιζήματα παράλληλα προς το υπόστρωμα, ενώ σε μια *βαρυτική ροή ιζημάτων* είναι τα ιζήματα τα οποία κινούνται με την επίδραση της βαρύτητας και η κίνηση των ιζημάτων προκαλεί την κίνηση των πρόσθετων ρευστών (Middleton & Hampton 1976).

Οι βαρυτικές ροές μάζας είναι πολύ κοινές τόσο σε ορεινές περιοχές όσο και σε υποθαλάσσιες περιοχές. Η μηχανική των ροών αυτών στην στεριά και κάτω από τη θάλασσα διαφέρει σε αρκετούς παράγοντες, αλλά είναι σημαντικό να αναφερθεί πως η πιθανότητα διατήρησης των υποθαλάσσιων αποθέσεων των ροών μάζας είναι πολύ υψηλότερη από ότι των αποθέσεων σε ηπειρωτικά περιβάλλοντα. Οι αποθέσεις ροών μάζας στη στεριά παρασύρονται κυρίως από μεταγενέστερη διάβρωση, εκτός από αυτές που θάβονται λόγω καθίζησης. Οι αντίστοιχες υποθαλάσσιες και λιμναίες αποθέσεις συνήθως σκεπάζονται από νεότερα ιζήματα και επομένως διατηρούνται. Από την άλλη, οι διάφορες κινήσεις των ροών μάζας στη στεριά μπορούν να παρατηρηθούν καλά και έχουν μελετηθεί εντατικά σε πολλές χώρες. Οι υποθαλάσσιες ροές μαζών είναι πιο δύσκολο να μελετηθούν και έχουν σπάνια παρατηρηθεί σε «λειτουργία». Αυτός μπορεί να είναι ένας από τους λόγους για τους οποίους τόσα πολλά έχουν γραφεί και έχουν ειπωθεί σχετικά με αυτές τις διαδικασίες. Οι αποθέσεις υποθαλάσσιων ροών μάζας συχνά έχουν μεγαλύτερες διαστάσεις από ότι στη στεριά και μπορούν να πληρώσουν μεγάλο μέρος των θαλάσσιων λεκανών. Επιπλέον, οι λιμναίες και οι υποθαλάσσιες βαρυτικές ροές ιζημάτων συχνά εξελίσσονται σε

τουρβιδιτικά ρεύματα τα οποία παράγουν συγκεκριμένες δομές οι οποίες ονομάζονται τουρβιδίτες. Ειδικότερα σε ζώνες ορογένεσης, αυτές οι δομές σχηματίζουν ακολουθίες από παχιά στρώματα φλύσχη (Einsele 2000).

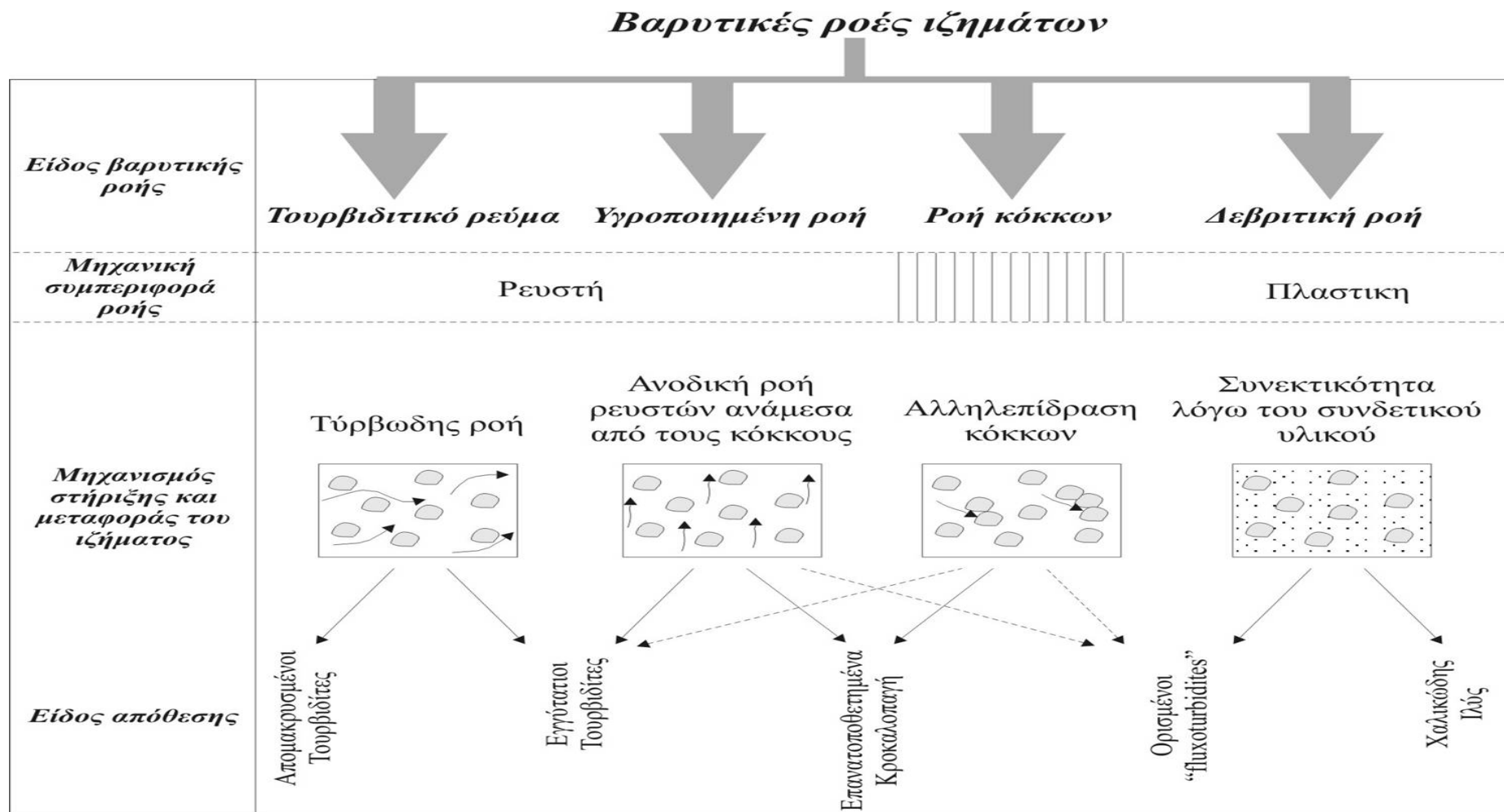
Οι Middleton & Hampton έχουν αναγνωρίσει τέσσερις χαρακτηριστικούς τύπους *βαρυτικής ροής ιζημάτων*, οι οποίοι διακρίνονται με βάση το πώς υφίστανται οι κόκκοι πάνω από το υπόστρωμα. Αυτοί είναι οι εξής (Εικόνα 6) :

- **Τουρβιδιτικά ρεύματα**, στα οποία το ίζημα μεταφέρεται υπό καθεστώς τυρβώδους ροής,
- **Ροές κόκκων**, στις οποίες τα ιζήματα μεταφέρονται από την απευθείας αλληλεπίδραση μεταξύ των κόκκων (συγκρούσεις),
- **Ρευστοποιημένες ροές ιζημάτων**, στις οποίες τα ιζήματα μεταφέρονται από την ανοδική ροή των ρευστών που διαφεύγουν ανάμεσα από τους κόκκους καθώς αυτοί καθαρίζονται λόγω βαρύτητας,
- **Δεβριτικές ροές**, στις οποίες οι μεγαλύτεροι κόκκοι μεταφέρονται μέσω μίας συνεκτικής συνδετικής μάζας η οποία αποτελείται από ένα μίγμα ρευστού και λεπτόκοκκων ιζημάτων και παρουσιάζει καθορισμένη συνεκτική δύναμη.

Σύμφωνα με τον G. Einsele οι βαρυτικές ροές ιζημάτων μπορεί να συμβούν με διαφορετικούς τρόπους (Εικόνα 7):

(1) *Ιξωδοπλαστικές ροές (Viscoplastic flows)* με εσωτερικό επίπεδο διάτμησης και φαινομενικά καμία κίνηση στη βάση της ροής. Τέτοιες βαρυτικές ροές συνήθως χρειάζονται μάλλον μεγάλη γωνία κλίσης της πλαγίας (5 με 10°) και έχουν περιορισμένο πάχος.

(2) *Δεβριτικές ροές ολίσθησης ή ροές ολίσθησης (slide-debris flows, or slideflows)* κινούνται λίγο πολύ ως ένα άκαμπτο σώμα πάνω από μια ζώνη διάτμησης. Σε αυτή τη ζώνη η πίεση του νερού είναι σε περίσσεια υδροστατικής πίεσης και έτσι μειώνεται η διατμητική τάση αυτού του υλικού, το οποίο μπορεί ακόμη να ρευστοποιηθεί. Φαίνεται πως ένα βασικό επίπεδο ολίσθησης από νερό κάτω από την δεβριτική ροή επιτρέπει την επιτάχυνση της και τη μεγάλη απόσταση στην οποία ταξιδεύει η ροή (Mohrig et al. 1998). Τέτοιες ροές μπορούν να έχουν μεγάλο πάχος και να συμβούν σε πολύ ομαλές πλαγιές ($0,1$ με 1°). Σε μερικές περιπτώσεις οι ροές μπορούν να



Εικόνα 6 Χαρακτηριστικοί τύποι βαρυτικής ροής ιζημάτων σύμφωνα με τους Middleton & Hampton 1976

αναπτύξουν διαβρωτικά χαρακτηριστικά για τον σχηματισμό ευρέων αυλακών ή καναλιών.

(3) *Υγροποιημένες ροές μάζας (Liquefied mass flows)*. Οι μάζες των ιζημάτων σε υποθαλάσσιες πλαγιές μπορούν συχνά να μεταμορφωθούν, π.χ. από ένα σεισμό σε ρευστά υψηλής πυκνότητας και υψηλού ιξώδους. Μια προϋπόθεση για αυτήν την συμπεριφορά είναι η υψηλή εσωτερική περιεκτικότητα σε νερό και η μετέπειτα διατήρηση του στη ροή. Τμήματα ή ολόκληρος ο σχηματισμός των ιζημάτων δημιουργούν μικρό πλεόνασμα σε νερό πόρων το οποίο δεν μπορεί να διαφύγει άμεσα. Σαν αποτέλεσμα, η διατμητική τάση του υλικού μειώνεται δραστικά και πλησιάζει στο μηδέν χωρίς την προσθήκη επιπλέον νερού. Η υγροποιημένη μάζα ξεκινάει να ρέει, ακόμη και σε πολύ ομαλά πρηνή ($\leq 0,5^\circ$), αποδιοργανώνεται και αλλάζει η δομή της καθώς αυτή απομακρύνεται. Ομοίως, ήδη κινούμενες μάζες μπορούν να μετατραπούν σε αργές, πλαστικές δεβριτικές ροές ή ροές λάσπης. Τυπικά παραδείγματα τέτοιου τύπου υγροποιημένων ροών είναι μη συνεκτικές ή χαμηλής συνεκτικότητας άμμοι και ιλύς. Άλλα ιζήματα πλούσια σε διάτομα, μικροαπολιθώματα και άλλους μικροοργανισμούς είναι επίσης πιθανά να ακολουθήσουν αυτή την διαδικασία.

(4) *Ροές κόκκων (Grain flows)* οι οποίες αποτελούνται από καθαρή άμμο χαρακτηρίζονται από την δύναμη τριβής. Για να υπερνικηθεί η τριβή ανάμεσα στους κόκκους, πρέπει να αναπτυχθεί ένα είδος πίεσης διασποράς. Αυτό μπορεί να επιτευχθεί μόνο σε αρκετά απότομα πρηνή (18 με 37°), όπως και στην κεφαλή υποθαλάσσιων φαραγγιών και σε κάποια προδέλτα. Οι ροές κόκκων απαιτούν ένα περιβάλλον με αρκετή τροφοδοσία άμμου, και συνήθως ταξιδεύουν σε μικρές αποστάσεις. Οι αποθέσεις από ανεξάρτητες διαδικασίες ροών κόκκων είναι λεπτές (μερικά εκατοστά) και μπορεί να εμφανίζουν αντίστροφη διαβάθμιση. (Dingler & Anima 1989)

Επειδή πολλές βαρυτικές ροές ιζημάτων εξελίσσονται από στρωτές ροές σε πλήρως στροβιλώδη συστήματα, μια ακριβής αντιστοιχία των φυσικών ροών με εξιδανικευμένες ροές είναι συνήθως δύσκολη (Postma 1986). Μόνο οι αποθέσεις των βαρυτικών ροών των οποίων έχει διατηρηθεί η εσωτερική υφή τους και οι ιζηματογενείς δομές τους, μπορούν να καταγράψουν τον τρόπο της τελικής απόθεσης, αλλά δεν μπορούν να αποκαλύψουν πλήρως τον (πιθανώς μεταβαλλόμενο) χαρακτήρα της ροής στη διαδρομή της από ένα πρηνές προς το πεδίο της απόθεσης

(Einsele et al. 1996). Είναι πολύ σημαντικό να κατανοηθεί ότι στις περισσότερες πραγματικές *βαρυτικές ροές ιζημάτων*, είναι σημαντικοί περισσότεροι από ένας μηχανισμοί κίνησης των κόκκων. Οι παραπάνω ορισμοί είναι εννοιολογικά αυτοτελείς ενώ στις πραγματικές ροές υπάρχει καθ' όλη την διάρκεια τους μια συνέχεια ανάμεσα σε αυτές τις αυτοτελείς ροές. Επιπλέον, άλλοι μηχανισμοί (όπως είναι η έλξη) μπορούν να λειτουργήσουν κατά την διάρκεια των τελευταίων σταδίων της απόθεσης και να παράγουν ή να τροποποιήσουν την σύσταση και την δομή που παρατηρείται στο ίζημα που τελικά αποτίθεται από την ροή. Έτσι, είναι πολύ δύσκολος ο διαχωρισμός των αποθέσεων που δημιουργούνται από διάφορους τύπους ροών. Μόνο αναγνωρίζοντας ολόκληρο το φάσμα των μηχανισμών που μπορεί να έχουν λάβει χώρα κατά τη μεταφορά και την απόθεση μπορούμε να προχωρήσουμε περαιτέρω στην αναγνώριση και την ερμηνεία των διαφόρων λιθολογικών χαρακτηριστικών του πετρώματος και αυτά να βεβαιωθούν. Παρακάτω αναλύονται εκτενέστερα τα κύρια χαρακτηριστικά των βαρυτικών ροών των ιζημάτων.

2.2 ΤΟΥΡΒΙΔΙΤΙΚΑ ΡΕΥΜΑΤΑ

Τις τελευταίες τέσσερις δεκαετίες διάφοροι ορισμοί χρησιμοποιήθηκαν για τον καθορισμό της έννοιας τουρβιδιτικό ρεύμα. Κυριότεροι από αυτούς είναι:

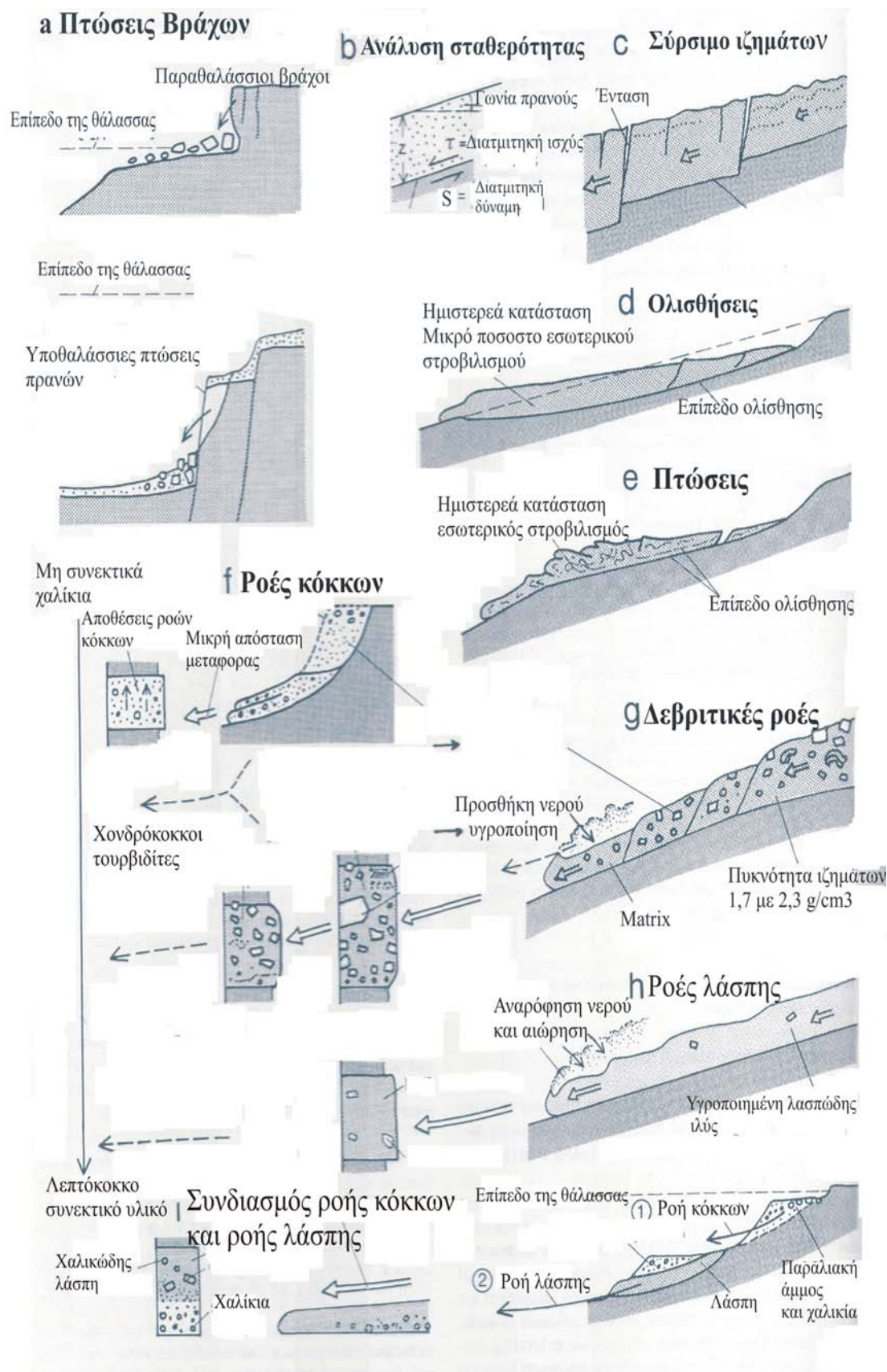
α) «Τα τουρβιδιτικά ρεύματα ορίζονται ως ρεύματα πυκνότητας τα οποία δημιουργούνται από αιωρούμενο ίζημα σε καθεστώς τυρβώδους ροής» (κατά Sanders 1965 από Βακαλάς 2003),

β) «Στα τουρβιδιτικά ρεύματα το ίζημα μεταφέρεται σε αιώρηση από την ανώτερη συνιστώσα της τυρβώδους ροής» (Middleton & Hampton, 1973),

γ) «Τα τουρβιδιτικά ρεύματα είναι ροές ιζημάτων, στις οποίες οι κόκκοι αιωρούνται λόγω τύρβωσης» (Lowe, 1982) και

δ) «Τα τουρβιδιτικά ρεύματα είναι ένας τύπος βαρυτικής ροής στον οποίο το ίζημα κρατιέται σε αιώρηση λόγω τυρβώδους ροής» (Middleton, 1993).

Όπως προκύπτει από τους παραπάνω ορισμούς τα τουρβιδιτικά ρεύματα εμφανίζουν δύο κύρια χαρακτηριστικά: α) την τυρβώδη ροή και β) την μεταφορά ιζήματος υπό καθεστώς αιώρησης. Τα τουρβιδιτικά ρεύματα συνήθως εξελίσσονται από καταρρεύσεις πρανών με την προσθήκη νερού (Εικόνα 7a). Όσο η πυκνότητα του αιωρούμενου υλικού είναι μεγαλύτερη από αυτή του νερού, αυτό κινείται προς τα κάτω, κερδίζοντας ταχύτητα και μετατρέπεται σε τουρβιδίτη. Η πυκνότητα των



Εικόνα 7 Σύνοψη των υποθαλάσσιων βαρυτικών ροών μάζας και ρυτικών ροών ιζημάτων (α) πτώσεις βράχων, (δ) ολισθήσεις, (ε) πτώσεις. Οι δεβριτικές ροές (γ) και (η) προέρχονται συνήθως από ολισθήσεις και πτώσεις με την προσρόφηση νερού από αυτές. β.α (Τροποποιημένη από G. Einsele, 2000)

αιωρούμενων υλικών που προέρχονται από ποτάμια, συνήθως δεν είναι τόσο μεγάλη ώστε να προκαλεί τέτοια ρεύματα (πυκνότητα του θαλάσσιου νερού $1,027 \text{ g/cm}^3$). Εξαιτίας της σπάνιας εμφάνισης γεγονότων τουρβιδιτικών ρευμάτων σε σχέση με την διάρκεια της ανθρώπινης ζωής, τέτοια ρεύματα μεγάλου μεγέθους δεν θα μπορέσουν ποτέ να παρατηρηθούν σε δράση, εκτός από μερικά περιορισμένα γεγονότα σε λίμνες, σε ταμιευτήρες νερού ή σε τεχνητά κανάλια. Έμμεσες ενδείξεις για την μεγάλη ικανότητα μεταφοράς των τουρβιδιτικών ρευμάτων προέρχονται από αναφορές για θρυμματισμό υποθαλάσσιων τηλεγραφικών καλωδίων σε ηπειρωτικά πρανά καθώς και στη βάση μερικών υποθαλάσσιων φαραγγιών που σχετίζονται με μεγάλα ποτάμια. Η δύναμη που παρέχει κίνηση σε ένα τουρβιδιτικό ρεύμα είναι κυρίως συνάρτηση τις διαφοράς των πυκνοτήτων του αιωρήματος και του στρώματος νερού που το καλύπτει, των υποθαλάσσιων χαρακτηριστικών του πρανούς π.χ. γωνία κλίσης και μήκος του, και του πάχους του τουρβιδιτικού ρεύματος (Einsele 2000).

Υψηλής πυκνότητας και μεγάλου πάχους τουρβιδιτικά ρεύματα συνήθως προέρχονται από μεγάλες βαρυτικές κινήσεις μάζας σε πρανά λεκανών μεγάλου βάθους οι οποίες είναι εμπλουτισμένες με μεγάλες ποσότητες ιζημάτων. Η πυκνότητα τέτοιων ρευμάτων μπορεί να κυμαίνεται από $1,10$ έως $1,17 \text{ g/cm}^3$ και να φτάνει σε πάχος μερικές εκατοντάδες μέτρα. Εξαιτίας των μεγάλων ταχυτήτων των ρευμάτων ($10\text{-}20 \text{ m/sec}$) μπορούν να μεταφέρουν σχετικά χονδρόκοκκες άμμους και χαλίκια (κατά Piper & Shor 1998 από Einsele 2000).

Μέσα στα όρια των καναλιών, μεγάλης κλίμακας τουρβιδιτικά ρεύματα έχουν την ικανότητα να μεταφέρουν χαλίκια (διαμέτρου ως και 10 cm) και ίσως έτσι δημιουργούνται στρώσεις κροκαλοπαγών στη βάση πρανών των πρόδελτα. Στους λοβούς βαθιών υποθαλάσσιων ριπιδίων και σε υποθαλάσσιες λεκάνες, οι τουρβιδιτικές ροές συχνά διαβρώνουν το πάνω τμήμα της λάσπης σε εκτεταμένες περιοχές (Εικόνα 8b-d). Το διαβρωμένο υλικό τροφοδοτεί την ροή με καινούργια ιζήματα τα οποία αντικαθιστούν χονδρόκοκκα υλικά που αποτίθενται από το σώμα ή την ουρά του ρεύματος. Με αυτό τον τρόπο και με την διατήρηση του στροβιλισμού στο εσωτερικό του ρεύματος με δυνάμεις βαρύτητας (αυτό-αιώρηση), το ρεύμα διατηρείται σε κίνηση και μπορεί να ταξιδέψει για μεγάλες αποστάσεις (Einsele 2000).

Τα χαμηλής πυκνότητας τουρβιδιτικά ρεύματα ρέουν αργά και μπορούν να μεταφέρουν μόνο ιλύ και αργίλικό υλικό ή μεγαλύτερα σύνολα λεπτόκοκκων υλικών σε αιώρηση. Η διαβρωτική τους ικανότητα είναι πολύ μικρή ή απουσιάζει τελείως,

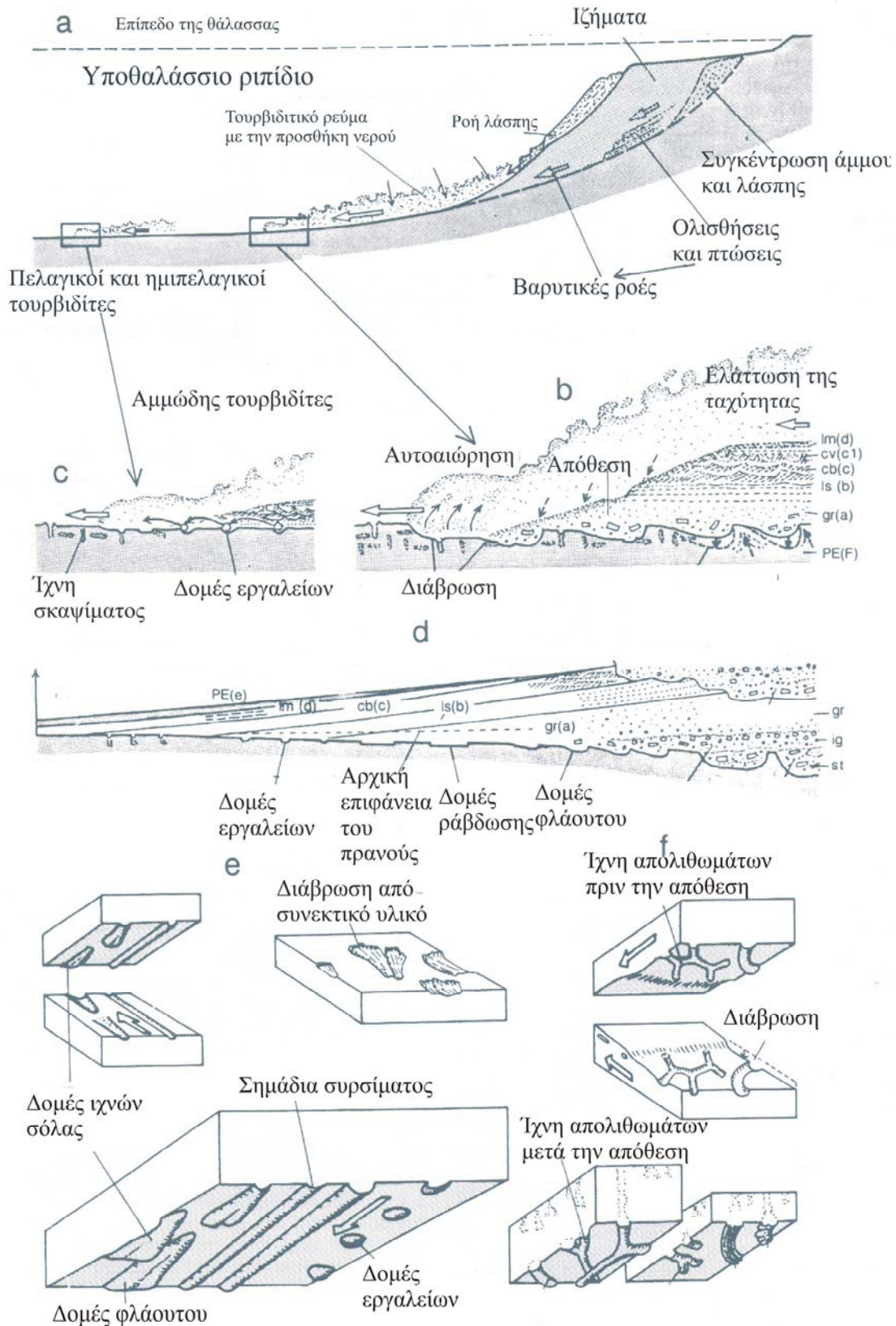
αλλά αδύναμος στροβιλισμός διατηρεί τέτοια τουρβιδιτικά ρεύματα για αρκετό χρόνο. Μπορούν να φτάσουν σε σημαντικό πάχος και να αποθέσουν το αιωρούμενο φορτίο τους σαν μια λεπτή στρώση σε ένα μεγάλο πεδίο. Θεωρείται πως τα χαμηλής πυκνότητας λασπώδη τουρβιδιτικά ρεύματα αποτελούν συχνά το τελικό στάδιο ενός τουρβιδιτικού ρεύματος το οποίο έχει χάσει το χονδρόκοκκο τμήμα του υλικού του κατά τη διάρκεια της διαδρομής του (Εικόνα 8d) (Middleton 1993; Stow et. al. 1996).

Στους ωκεανούς, τα περισσότερα τουρβιδιτικά ρεύματα εμφανίζονται σαν κύματα, τα οποία, ξεκίνησαν από κάποια γεγονότα (περισσότερο ή λιγότερο καταστροφικά στην φύση) και μετακινήθηκαν προς τα κάτω μακριά από την πηγή τους. Τα περισσότερα τουρβιδιτικά ρεύματα εμφανίζονται να γεννούνται σε υποθαλάσσια φαράγγια.

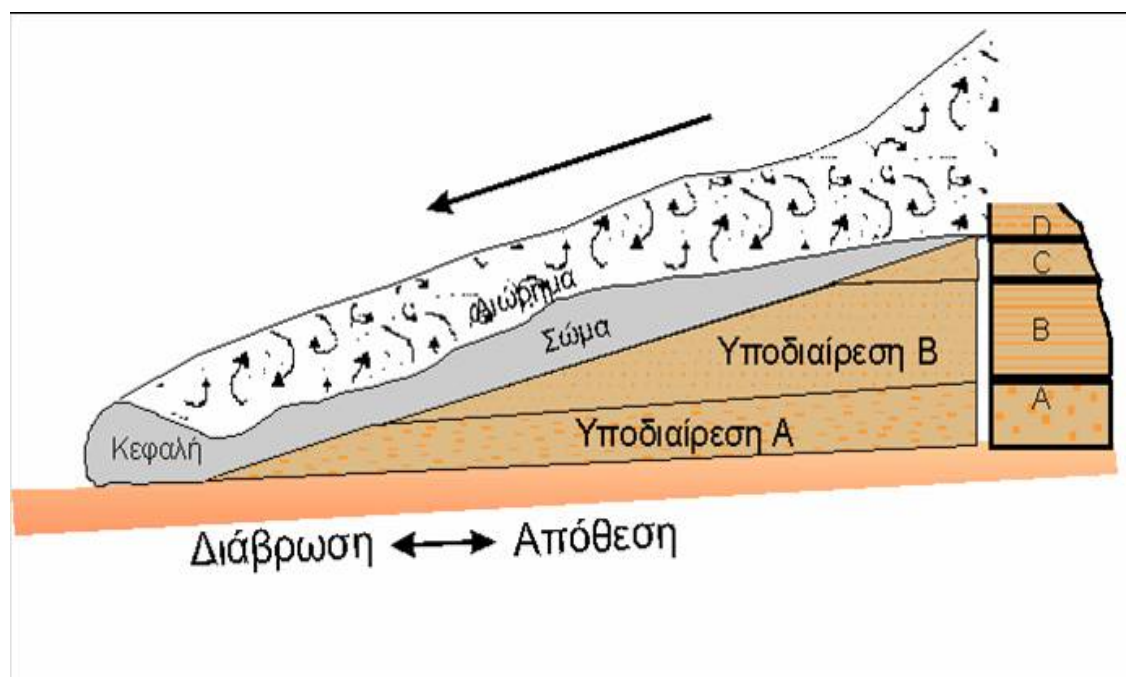
Τα περισσότερα κύματα καθώς κινούνται μακριά από την πηγή, εξελίσσονται σε ροές οι οποίες μπορούν να διαιρεθούν σε τρία κύρια μέρη: στην κεφαλή, στο σώμα και στην ουρά (Εικόνα 9). Η κεφαλή είναι γενικώς πιο παχύρρευστη από την υπόλοιπη ροή και έχει ένα χαρακτηριστικό σχήμα και υδραυλική συμπεριφορά, πίσω από την κεφαλή υπάρχει μια περιοχή (το σώμα) όπου η ροή είναι σχεδόν ομοιόμορφη σε πυκνότητα. Σε ένα μεγάλο κύμα η ροή στο σώμα αλλάζει με μικρούς ρυθμούς με τον χρόνο ή το χώρο και προσεγγίζει μια σταθερή, ομοιόμορφη ροή. Στο τέλος του ρεύματος πρέπει να υπάρχει μια περιοχή (η ουρά) όπου η ροή αραιώνει γρήγορα. Η ανάμιξη μεταξύ του σώματος του ρεύματος και του νερού από πάνω παράγει ένα συμπαρασυρόμενο στρώμα, με χαμηλή συγκέντρωση ιζημάτων, το οποίο σύρεται από το ρεύμα κάτω του κατά μήκος αυτού. Αυτό το στρώμα μπορεί να συνεχίσει να ρέει, εξαιτίας αδράνειας και χαμηλής τριβής, αφού το σώμα του ρεύματος σταματήσει την κίνηση του, και είναι πιθανό να εναποθέτει κάποια ιζήματα και να διαβρώνει κάποια από τα ιζήματα που αποτίθενται από το σώμα και την ουρά του τουρβιδιτικού ρεύματος (Middleton & Hampton 1976).

2.2.1 Τουρβιδίτες

Οι αποθέσεις μέσω των τουρβιδιτικών ρευμάτων ονομάζονται τουρβιδίτες και είναι ευρέως διεσπαρμένοι σε πολλά περιβάλλοντα βαθιάς θάλασσας δομώντας ακολουθίες με πάχη που φθάνουν την τάξη των χιλιομέτρων. Κάθε τουρβιδιτικό στρώμα κυμαίνεται σε πάχος από μερικά χιλιοστά έως και αρκετά μέτρα, ενώ το



Εικόνα 8 Μοντέλα γένεσης των τουρβιδιτών. α. Μετατροπή από αστοχία πρανούς σε ηπειρωτικά πρανή. β. Κλασσικό τουρβιδιτικό μοντέλο στο οποίο φαίνεται ο στροβιλισμός και η αυτοαιώρηση. γ. Μεγέθυνση πελαγικών τουρβιδιτών, δεν παρουσιάζεται διάβρωση. δ. Εξιδανικευμένο μοντέλο τουρβιδιτικής στρώσης. ε. Διάφορα μεγέθη δομών που μπορούν να εμφανιστούν σε ένα τουρβιδίτη. ς. Ίχνη απολιθωμάτων. (Τροποποιημένη από G. Einsele, 2000)



Εικόνα 9 Τουρβιδιτικό ρεύμα στο οποίο διακρίνονται η κεφαλή, το σώμα και η ουρά του ρεύματος

κοκκομετρικό μέγεθος ποικίλλει από άργιλο, ιλύ μέχρι χάλικες. Καθένα από τα στρώματα παρουσιάζει μία ευδιάκριτη ακολουθία εσωτερικών ιζηματολογικών δομών. Πλήρεις ακολουθίες σπάνια απαντώνται και η πιο κοινή περίπτωση είναι να απουσιάζει το ανώτερο ή το κατώτερο στρώμα. Η κανονική διαβάθμιση είναι κοινό χαρακτηριστικό των στρωμάτων αν και αντίστροφη διαβάθμιση ή μεικτή διαβάθμιση είναι δυνατόν να εμφανίζονται. Συνήθως το πιο χονδρόκοκκο στρώμα βρίσκεται κάτω και βαθμιαία μεταβαίνει σε λεπτά ιλυώδη στρώματα (Βακαλάς 2003) .

Τέσσερις τύποι τουρβιδιτών μπορούν να διαχωριστούν κατά τον G. Einsele:

(1) *Χονδρόκοκκοι τουρβιδίτες* οι οποίοι συχνά εμφανίζονται σε γειτονικές περιοχές σε σχέση με την πηγή των ιζημάτων. Προέρχονται από υψηλής πυκνότητας τουρβιδιτικά ρεύματα τα οποία μεταφέρουν χάλικια και χονδρόκοκκα υλικά. Στις αποθέσεις αυτές είναι κοινά τα διαβρωτικά σημάδια στο πάνω τμήμα της στρώσης από μεταγενέστερα τουρβιδιτικά ρεύματα τα οποία οδηγούν στο σχηματισμό διαδοχικών στρώσεων τουρβιδιτών.

Η υψηλή ταχύτητα των χονδρόκοκκων τουρβιδιτικών ρευμάτων τους δίνει την ικανότητα να διαβρώνουν τις αμμώδεις και χαλικώδεις στρώσεις στη βάση του καναλιού αφήνοντας έτσι ίχνη όπως δομές φλάουτου (Morris et al. 1998).

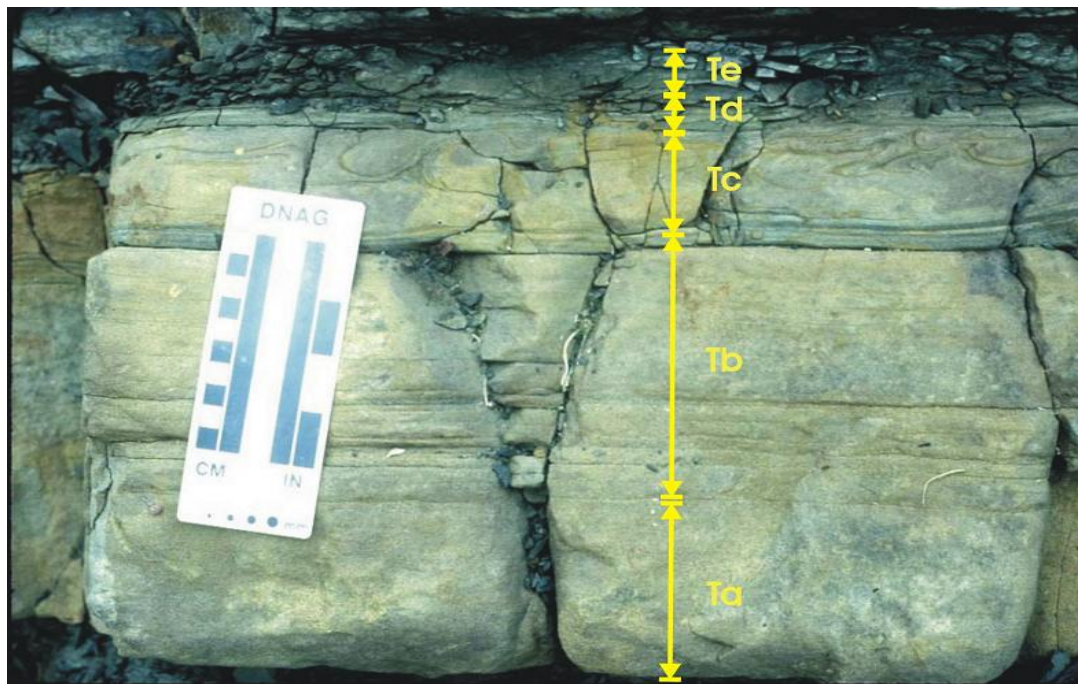
Η μετατροπή μιας μη συνεκτικής δεβριτικής ροής σε ένα υψηλής πυκνότητας τουρβιδιτικό ρεύμα, μπορεί να λάβει χώρα σε μικρό χρονικό διάστημα καθώς η ροή κινείται (Falk & Dorsey 1998).

(2) *Μεσόκοκκοι αμμόδεις τουρβιδίτες* οι οποίοι είναι το αποτέλεσμα της απόθεσης τουρβιδιτικών ρευμάτων μέσης πυκνότητας. Η τελική στρώση είναι διαβαθμισμένη από την βάση προς την κορυφή αλλά η διαβάθμιση μπορεί να είναι ακαθόριστη εάν η πηγή τροφοδοσίας δεν παρέχει υλικό ποικίλης κοκκομετρίας. Εξαιτίας της προσρόφησης διαβρωμένης υποθαλάσσιας λάσπης στη ροή, το ποσοστό των αυτοχθόνων οργανισμών (νηκτόν, πλαγκτόν) συχνά αυξάνεται προς την κορυφή της τουρβιδιτικής στρώσης.

Ένας κλασικός μεσόκοκκος τουρβιδίτης παρουσιάζει την ακόλουθη διαδοχή ιζηματολογικών δομών η οποία παρουσιάστηκε για πρώτη φορά από τον Bouma (1962) (από τη κορυφή προς τη βάση, Εικόνες 8b, 8d) (Εικόνα 10):

- ❖ Μη δομημένες και ακαθόριστες στρώσεις λάσπης (Bouma T_e), προερχόμενη αποκλειστικά από αιωρούμενα ιζήματα.
- ❖ Φυλλοειδής λάσπη (Bouma T_d). Το τμήμα αυτό δείχνει τη μετάβαση από τη διαδικασία απόθεσης μέσω «συρσίματος» στην απόθεση μέσω αιώρησης (κατά Walker, 1965 από Einsele 2000). Παρατηρούνται ελασματώσεις πηλινών και ψαμμιτών, ενώ στη βάση του εμφανίζεται κοκκομετρική διαβάθμιση.
- ❖ Στρώσεις άμμου που παρουσιάζουν κυματισμό (Bouma T_c) εξαιτίας της πτώσης της άμμου από την αιώρηση και του συρσίματος της ροής στην κατώτερη της περιοχή. Όπου η κατακρήμνιση είναι ραγδαία εμφανίζεται «αναρριχώμενη» (climbing) ρυτίδωση και διασταυρούμενη ελασμάτωση (ripple-cross lamination). Σε αυτό το τμήμα μπορεί επίσης να περιλαμβάνεται περιελιγμένη ελασμάτωση (convolute lamination), πιστοποιώντας φαινόμενα βραχύβιας ρευστοποίησης.
- ❖ Επίπεδα στρωματοποιημένη άμμος (Bouma T_b).
- ❖ Διαβαθμισμένη στρωμάτωση (Bouma T_a), κυρίως μη δομημένη, συχνά με δομές διαφυγής νερού. Αποτελεί το κατώτερο τμήμα, στερείται ελασμάτωσης, ενώ μπορεί να εμφανίζει διαβάθμιση. Το ίζημα κατέφθασε στο στρώμα τόσο γρήγορα ώστε να μην είναι εφικτή η επεξεργασία του. Αυτό έχει ως συνέπεια την απουσία στρωμάτωσης ή ελασμάτωσης. Η ραγδαία απόθεση οδηγεί επίσης σε ασταθή αρχική τοποθέτηση των κόκκων, με συνέπεια να ακολουθούν φαινόμενα ρευστοποίησης, όπως μαρτυρούν στυλοειδείς και δισκοειδείς δομές διαφυγής του νερού. Ένα δεύτερο ενδεχόμενο είναι η εμφάνιση μιας σταθερής ροής διαμέσου της οποίας η άμμος

συνεχώς συσσωρευόταν, βοηθούμενη και από την παρουσία κάποιου εμποδίου στον πυθμένα (Εικόνα 11).



Εικόνα 10 Χαρακτηριστική εμφάνιση της πλήρους ακολουθίας Bouma.

(3) **Ανθρακικοί τουρβιδίτες** (οι οποίοι ονομάζονται επίσης ασβεστοτουρβιδίτες ή αλλοδαπικοί ασβεστόλιθοι, calciturbidites ή allodapic limestones; κατά Meischner 1964 από Einsele 2000). Αποτελούνται κυρίως από σκελετικό υλικό που παράγεται σε ανθρακικές στρώσεις (Εικόνα 11c). Άφθονο υλικό από κελύφη, αποσπασμένα κοράλλια και διάφοροι τύποι ανθρακούχων υλικών που παρέχουν μεσόκοκκα και χονδρόκοκκα υλικά. Έτσι οι ανθρακικοί τουρβιδίτες μπορούν να εναλλάσσονται με ανθρακικά λατυποπαγή πετρώματα και άμμους που προέρχονται από την ίδια πηγή τροφοδοσίας (Einsele 2000).

(4) **Λασπώδεις τουρβιδίτες**. Είναι ένας κοινός τύπος τουρβιδιτών ο οποίος συχνά παραβλέπεται, αν και εμφανίζεται σε πολλά υποθαλάσσια ριπίδια και σε πολλές λεκάνες, παλιότερες και σύγχρονες.

Οι λασπώδεις τουρβιδίτες μπορούν να θεωρηθούν είτε σαν το τελικό τμήμα μιας βαρυτικής ροής μάζας που έχει χάσει το χονδρόκοκκο υλικό της (Chough 1984; Stanley 1985), ή προέρχονται αποκλειστικά από πηγές αμμοδών ιζημάτων. Επιπρόσθετα με τις βαρυτικές κινήσεις, μεγάλα ποτάμια ρεύματα ή λασπώδη ιζήματα που παρασύρονται από κάποια θύελλα σε ρηχές θάλασσες μπορούν να συνεισφέρουν

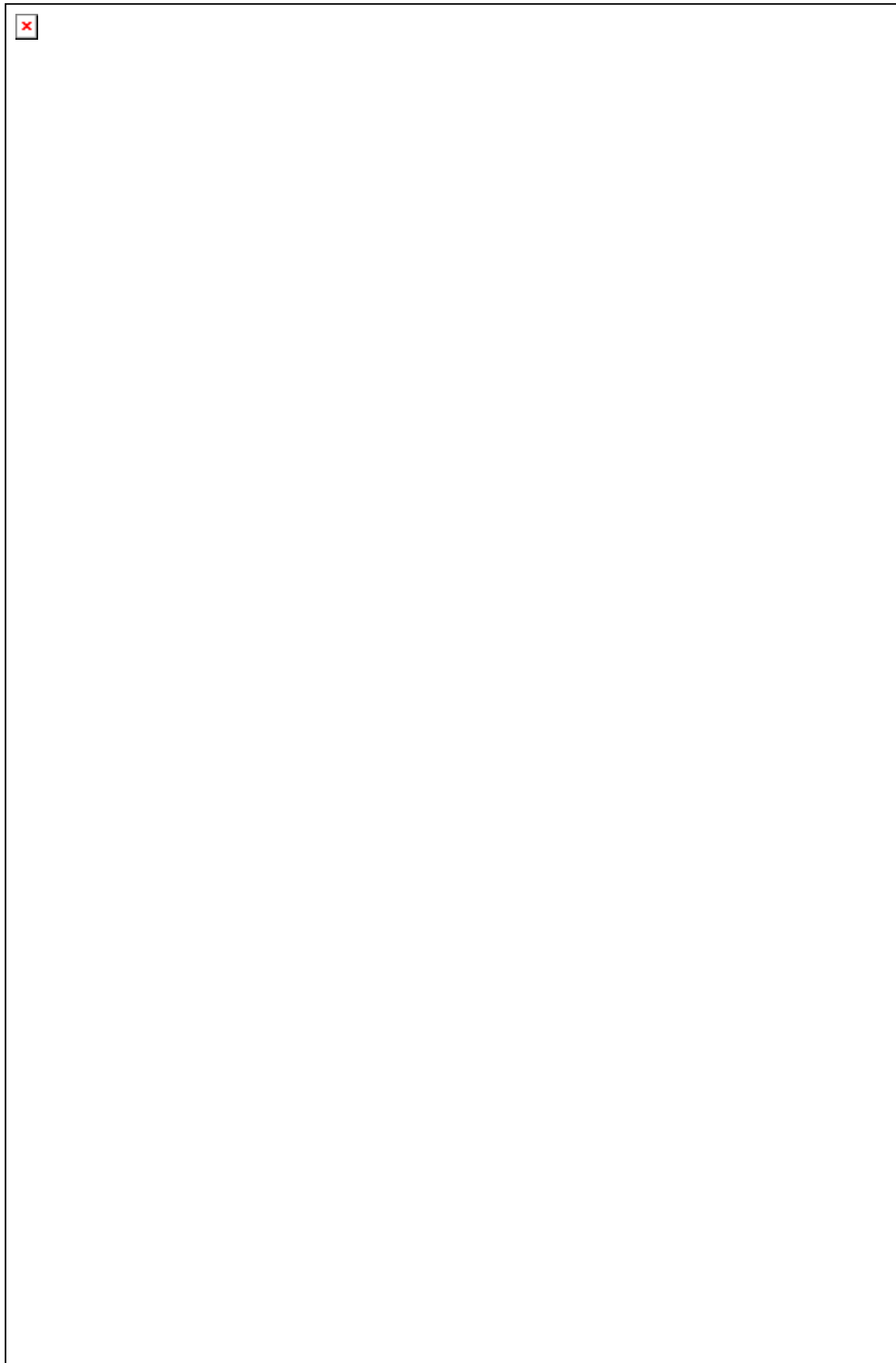
στο σχηματισμό λασπωδών τουρβιδιτών. Επειδή αυτές οι στρώσεις είναι αποθέσεις από χαμηλής πυκνότητας τουρβιδιτικά ρεύματα, είναι συνήθως λεπτές.

Τα πιο χαρακτηριστικά γνωρίσματα των λασπωδών τουρβιδιτών είναι οι ακανόνιστες επαφές με το υπόστρωμα, εσωτερική κανονική διαβάθμιση ανταποκρινόμενη στις κατηγορίες Bouma T_d και T_e . Κάποιοι λασπώδεις τουρβιδίτες μπορεί να παρουσιάζουν ένα λεπτό στρώμα άμμου στη βάση τους. Σε περιβάλλοντα με περίσσεια οξυγόνου, η κορυφή των λασπωδών τουρβιδιτών είναι βιοαναμοχλευμένη.

Πολλοί από τους διάφορους τύπους των τουρβιδιτών παρουσιάζουν ενδείξεις ιχνών απολιθωμάτων, που σχετίζονται με αποθέσεις πριν το κύριο γεγονός απόθεσης, πελαγικών και ημιπελαγικών ιζημάτων και αποθέσεων μετά το κύριο γεγονός απόθεσης πάνω στο μόλις αποτιθέμενο στρώμα του τουρβιδίτη (Εικόνα 8f).

Τα αυλάκια που ανοίγονται από την διαβρωτική δύναμη των τουρβιδιτικών ρευμάτων γεμίζονται αμέσως με ιζήματα που αποκόπτονται από το εξασθενούμενο τουρβιδιτικό ρεύμα. Αυτά τα ιχνοαπολιθώματα διατηρούνται στη βάση του τουρβιδίτη δίπλα σε δομές που προέρχονται από την διάβρωση του ρεύματος (δομές φλάουτου) ή ανάμεσα στα αποτυπώματα διαφόρων αντικειμένων τα οποία έχουν παρασυρθεί από το ρεύμα (ίχνη εργαλείων, groove casts; Εικόνα 8d, 8e). Τα επαναδομημένα ιχνη απολιθωμάτων θάβονται μέσα στους τουρβιδίτες.

Όλοι οι τύποι των τουρβιδιτών μπορεί να περιέχουν βιογενετικούς ανθρακικούς ή πυριτικούς σχηματισμούς οι οποίοι προέρχονται από περιβάλλοντα αβαθών νερών. Αν αποτεθούν κάτω από το βάθος σταθερότητας του ασβεστίτη (calcite compensation depth, CCD) όπου τα ήδη υπάρχοντα ιζήματα είναι φτωχά ή δεν περιέχουν καθόλου ανθρακικά υλικά, το γεγονός της απόθεσης παράγει εναλλασσόμενα στρώματα από τα οποία άλλα περιέχουν ανθρακικό υλικό και άλλα όχι. Έτσι, σε συγκεκριμένους λασπώδεις τουρβιδίτες μπορεί να σχηματιστούν εναλλασσόμενες ακολουθίες. Ομοίως, λασπώδεις τουρβιδίτες που περιέχουν υψηλά ποσοστά οργανικού υλικού από την πηγή της τροφοδοσίας τους μπορούν να εναλλάσσονται με ιζήματα που προέρχονται από μεγάλο βάθος και είναι φτωχά σε οργανικό υλικό (Einsele 2000).



Εικόνα 11 Περιβάλλοντα απόθεσης στα οποία εμφανίζονται μεγάλης κλίμακας βαρυτικές ροές ιζημάτων και τουρβιδίτες. α. Ηπειρωτικές μάζες με ενεργά ρήγματα. β. Περιοχές σε ηφαιστειακά τόξα. γ. Υποθαλάσσια ριπίδια που τροφοδοτούνται από πηγές πλούσιες σε ανθρακικό υλικό. (Τροποποιημένη από G. Einsele, 2000)

2.2.2 Τουρβιδιτικές φάσεις

Το 1972 οι Mutti & Ricci Lucchi, οι οποίοι εργάζονταν σε τουρβιδιτικές αποθέσεις της Β.Ιταλίας και της Β.Ισπανίας, εισήγαγαν ένα σύστημα ταξινόμησης των αποθέσεων των κλαστικών ιζημάτων βαθέων υδάτων, το οποίο διαχωρίζει τις αποθέσεις αυτές σε επτά κατηγορίες (Α-Γ). Το σύστημα αυτό, στο οποίο περιλαμβάνονται και οι υποδιαίρεσεις της ακολουθίας Bouma, βασίζεται σε περιγραφικά κριτήρια όπως το κοκκομετρικό μέγεθος των στρωμάτων, το πάχος και η γεωμετρία τους, καθώς και οι εσωτερικές τους δομές.

Τα κύρια χαρακτηριστικά της κάθε φάσης του ταξινομικού σχήματος των Mutti & Ricci Lucchi (1972) συνοψίζονται στον πίνακα που ακολουθεί:

Πίνακας 8 Κύρια χαρακτηριστικά κάθε φάσης του ταξινομικού συστήματος των Mutti & Ricci Lucchi (Από Βακαλάς 2003).

<p>Φάση Α Πολύ Παχυστρωματώδεις, πολύ χονδρόκοκκες αποθέσεις</p> <p><i>Υποφάση Α1:</i> Οργανωμένα κροκαλοπαγή, κροκαλώδεις ψαμμίτες και ψαμμίτες</p> <p><i>Υποφάση Α2:</i> Ανοργάνωτα κροκαλοπαγή, κροκαλώδης ιλύς</p> <p>Φάση Β Παχυστρωματώδεις, χονδρόκοκκες αποθέσεις</p> <p><i>Υποφάση Β1:</i> Στρώματα με σχετικά καλή πλευρική συνέχεια, 30-200εκ. πάχος</p> <p><i>Υποφάση Β2:</i> Φακοειδή, με αποσφήνωση στρώματα, ρυτιδώσεις και θίνες στην οροφή, πάχος 20-50εκ.</p>
<p>Φάση Γ Πλήρης ακολουθία Bouma με κοκκομετρική διαβάθμιση στρωμάτων</p> <p><i>Υποφάση Γ1:</i> Χονδρόκοκκοι έως λεπτόκοκκοι άμμοι, Tacc και Tac</p> <p><i>Υποφάση Γ2:</i> Μεσόκοκκοι έως λεπτόκοκκοι άμμοι, Ta-e, Tabce</p> <p>Η φάση αυτή αντιπροσωπεύει χαρακτηριστικές αποθέσεις πλησίον της πηγής τροφοδοσίας (proximal)</p> <p>Φάση Δ Στρώματα στα οποία απουσιάζει η βάση της ακολουθίας Bouma</p> <p><i>Υποφάση Δ1:</i> Tb-e, Tc-e, Tde, αναλογία $\psi:\pi > 1$, 3-40εκ πάχος</p> <p><i>Υποφάση Δ2:</i> Tb-e, Tc-e, Tde, αναλογία $\psi:\pi < 1$, 30-150εκ πάχος</p> <p><i>Υποφάση Δ3:</i> Τε ιλυόλιθος μόνο, 3-200εκ πάχος</p> <p>Η φάση αυτή αντιπροσωπεύει χαρακτηριστικές αποθέσεις σε απομακρυσμένες θέσεις από την πηγή τροφοδοσίας (distal).</p>
<p>Φάση Ε Λεπτοστρωματώδεις, μεσο-χονδρόκοκκοι ψαμμίτες με ασυνεχή τμήματα ιλυολίθου, υψηλή αναλογία $\psi:\pi$, ακανόνιστη γεωμετρία αδιαβάθμιστα, υψηλής γωνίας διασταυρούμενη στρώση, επίπεδες οροφές, 3-20εκ. πάχος.</p> <p>Απόθεση από διαδικασίες «συρσίματος», υπολειμματικές αποθέσεις.</p>
<p>Φάση Ζ Χαοτικές αποθέσεις προερχόμενες από υποθαλάσσιες κατολισθήσεις</p>
<p>Φάση Η Pellets από ημιπελαγική και πελαγική απόθεση.</p>

Οι Pickering et al., (1986) βασιζόμενοι στο ταξινομικό σχήμα των Mutti & Ricci Lucchi (1972) πρότειναν μια πιο αναλυτική ταξινόμηση των αποθέσεων βαθέων υδάτων. Οι σημαντικότερες διαφορές του ταξινομικού σχήματος των Pickering et al., (1986) σε σχέση με αυτό των Mutti & Ricci Lucchi (1972) εντοπίζονται στα εξής σημεία:

- Στην ταξινόμηση κατά Pickering et al., (1986) η φάση E των Mutti & Ricci Lucchi (1972) έχει καταργηθεί και οι αποθέσεις που περιγράφονται σε αυτή από τους ανωτέρω ερευνητές έχουν συμπεριληφθεί σε άλλες ομάδες του ταξινομικού συστήματος των Pickering et al., (1986).
- Η φάση D κατά Pickering περιλαμβάνει πηλώδεις και πηλώδεις – ιλυώδεις αποθέσεις κατά κύριο λόγο σε σχέση με τις αμμώδεις.
- Προσθήκη της φάσεως E στο σχήμα των Pickering et al., (1986) η οποία περιγράφει αποκλειστικά ιλυώδεις αποθέσεις.
- Διαχωρισμός κάθε φάσεως σε τρία επίπεδα (π.χ φάση D, υποφάση 2, υπό-υποφάση 1) σε σχέση με τα δύο που προτείνει το μοντέλο των Mutti & Ricci Lucchi (1972) (π.χ φάση D, υποφάση 1).

Στον πίνακα που ακολουθεί παρουσιάζεται εκτεταμένα η ταξινόμηση των φάσεων κατά Pickering et. al., (1986).

Πίνακας 9 Ταξινόμηση των φάσεων κατά Pickering et. al. (1986) (Από Βακαλάς 2003).

Α Χάλικες, ιλυώδεις χάλικες, χαλικώδεις ιλύς και χαλικώδεις άμμοι, $\geq 5\%$ χάλικες		
A1 Ανοργάνωτοι χάλικες ,χαλικώδεις ιλύς και χαλικώδεις άμμοι		
A1.1	Ανοργάνωτοι χάλικες: χονδρόκοκκες, φτωχά ταξιθετημένες, clast-supported, στερούμενες εσωτερικής οργάνωσης.	Μεταφορά σε μεγάλη απόσταση από τουρβιδιτικά ρεύματα υψηλής πυκνότητας ή δεβριτικές ροές, με ραγδαία απόθεση όλων των κόκκων λόγω του «παγώματος» της ροής εξαιτίας της επίδρασης της τριβής. Μπορεί επίσης να είναι η υπολειμματική απόθεση της δράσης ενός ισχυρού ρεύματος πυθμένα (bottom current), το οποίο αποπλένει και μετακινεί το λεπτομερέστερο υλικό.
A1.2	Ανοργάνωτοι ιλυώδεις χάλικες: κυρίως matrix-supported, στερούμενες εσωτερικής δομής χάλικες. Το ποσοστό ιλύος/αργίλου κυμαίνεται από 10-50%.	Πάγωμα της ροής λόγω ενδοκοκκώδους τριβής και δυνάμεων συνοχής μέσα σε μία συνεκτική δεβριτική ροή. Μεγάλα τεμάχια μπορούν να ολισθήσουν χρησιμοποιώντας ως επιφάνεια ολίσθησης υπερπιεσμένες ή υγροποιημένες ιλύς. Ορισμένοι ιλυώδεις χάλικες μπορούν να προκύψουν από έντονη ανάμειξη χαλίκων με ιλύ καθώς ολισθαίνουν σε απότομες κατωφέρειες.
A1.3	Ανοργάνωτοι χαλικώδεις ιλύες: κυρίως matrix-supported, στερούμενες εσωτερικής δομής χαλικώδεις ιλύες. Το ποσοστό	«Πάγωμα» από μία συνεκτική δεβριτική ροή καθώς η διατμητική τάση στη βάση της ροής γίνεται μικρότερη από την δύναμη συνοχής της ροής. Ορισμένες χαλικώδεις ιλύες μπορούν να προκύψουν από έντονη

A1.4	<p>Ιλύς/αργίλου κυμαίνεται από 50-95%.</p> <p>Ανοργάνωτοι χαλικώδεις άμμοι: πολύ φτωχά ταξιθετημένα λιθάρια, κροκάλες και ψηφίτες διάσπαρτοι με αμμώδες συνδετικό υλικό. Στερούνται εσωτερικής οργάνωσης.</p>	<p>ανάμειξη χαλίκων με ιλύ καθώς ολισθαίνουν σε απότομες κατωφέρειες.</p> <p>Μεταφορά σε μεγάλη απόσταση από τουρβιδιτικά ρεύματα υψηλής πυκνότητας και τελικά ραγδαία επιλεκτική απόθεση των κόκκων μέσα από το αμμό-κροκαλώδες μείγμα λόγω εσωτερικής τριβής των κόκκων.</p>
A2 Οργανωμένοι χάλικες και χαλικώδεις άμμοι		
A2.1	<p>Διαστρωμένοι χάλικες: παχυ-στρωματώδεις, σχετικά καλά ταξιθετημένα λιθάρια-κροκάλες, με παράλληλη, χαμηλής γωνίας διαταυρούμενη στρώση.</p>	<p>Απόθεση από ένα φορτίο που μεταφέρεται με κύλιση, σύρσιμο ή αναπήδηση (traction bed-load), με ένα υψηλής πυκνότητας τουρβιδιτικό ρεύμα.</p>
A2.2	<p>Αντίστροφα διαβαθμισμένοι χάλικες: παχυστρωματώδη/ πολύ παχυστρωματώδη ορθοκροκαλοπαγή με αντίστροφη διαβάθμιση, τα οποία υπόκεινται ανοργάνωτων ή κανονικά διαβαθμισμένων χαλίκων.</p>	<p>Ραγδαία απόθεση από «πάγωμα» της ροής λόγω υψηλής πυκνότητας στρώματος κόκκων με χαρακτήρα τόσο “traction bed load” όσο και “grain collision” (traction carpet) σε ένα υψηλής πυκνότητας τουρβιδιτικό ρεύμα.</p>
A2.3	<p>Κανονικά διαβαθμισμένες χάλικες: παχυστρωματώδη έως πολύ παχυστρωματώδη ορθοκροκαλοπαγή με κανονική διαβάθμιση.</p>	<p>Ραγδαία απόθεση από αιώρηση από ένα υψηλής πυκνότητας τουρβιδιτικό ρεύμα.</p>
A2.4	<p>Διαβαθμισμένοι στρωμένοι χάλικες: Παχυστρωματώδη ορθοκροκαλο-παγή με κανονική διαβάθμιση και σε ορισμένες περιπτώσεις ανάστροφη διαβάθμιση, οι οποίες μεταβαίνουν προς τα πάνω σε πιο λεπτόκοκκα παρακροκαλοπαγή ή κροκαλώδεις άμμους.</p>	<p>Απόθεση από αιώρηση και κατά ένα μέρος από “traction carpet” από τουρβιδιτικά ρεύματα υψηλής πυκνότητας. Διακυμάνσεις στην ταχύτητα μπορεί να προκαλέσουν απόθεση από “σύρσιμο” των λεπτότερων κλασμάτων.</p>
A2.5	<p>Στρωματωμένες κροκαλώδεις άμμοι: μέσο/παχυστρωματώδη παρα-κροκαλοπαγή κροκαλώδεις άμμοι με στρώση και σε ορισμένες περιπτώσεις με διαβάθμιση.</p>	<p>Απόθεση από traction carpet στην βάση τουρβιδιτικού ρεύματος υψηλής πυκνότητας.</p>
A2.6	<p>Χαλικώδεις άμμοι με ανάστροφη διαβάθμιση : λεπτό / μέσο-στρωματώδεις χαλικώδεις άμμοι με ένα λεπτό στρώμα ανάστροφης διαβάθμισης στην βάση ή με πολλαπλή ανάστροφη διαβάθμιση.</p>	<p>Ραγδαία απόθεση από πάγωμα λόγω τριβής της ροής ενός στρώματος σύρσης στην ζώνη διάτμησης μεταξύ του στρώματος αυτού και του τουρβιδιτικού ρεύματος.</p>

A2.7	Κανονικά διαβαθμισμένες κροκαλώδεις άμμοι: παχυστρωματώδεις με φτωχή ταξιθέτηση με καλά ανεπτυγμένη κανονική διαβάθμιση.	Ραγδαία απόθεση κόκκο προς κόκκο από αιώρηση με γρήγορο ενταφιασμό του ιζήματος, χωρίς ίχνη δομών συρσίματος στο στρώμα, από υψηλής πυκνότητας τουρβιδιτικά ρεύματα.
A2.8	Διαβαθμισμένες, με στρώση κροκαλώδεις άμμοι: κατώτερο τμήμα αποτελούμενο από κανονικά διαβαθμισμένη κροκαλώδη άμμο. Αυτού υπέρκειται παράλληλη ή κάθετη διασταυρούμενη στρώση ψηφιτικής άμμου.	Απόθεση από αιώρηση του χονδρόκοκκου κλάσματος ενός υψηλής πυκνότητας τουρβιδιτικού ρεύματος. Αρχικά ραγδαία απόθεση που δεν επιτρέπει επακόλουθη μεταφορά με «σύρσιμο». Σε υψηλότερα τμήματα της ροής οι κόκκοι μεταφέρονται ως «bed-load» οπότε σχηματίζεται στρωμάτωση πριν ενταφιαστούν.
B Άμμοι ≥80% άμμοι, <5% κροκάλες		
B1 Ανοργάνωτες άμμοι		
B1.1	Πάχυ/μέσοστρωματώδεις ανοργάνωτες άμμοι: στερούνται διαβάθμισης και εμφανίζουν διακριτή (sharp) και επίπεδη (flat) βάση και οροφή.	Ραγδαία απόθεση από ένα υψηλής πυκνότητας τουρβιδιτικό ρεύμα με πάγωμα του πυκνού και ασύνδετου αιωρήματος, ή/και μεταποθετική υγροποίηση/ρευστοποίηση η οποία προκαλεί την καταστροφή των ιζηματογενών δομών οι οποίες μπορεί να έχουν σχηματιστεί. Ερπυσμός της άμμου ή άλλες διαδικασίες ροής κόκκων σε απότομες κατωφρείες, μπορεί να οδηγήσει στον σχηματισμό ανοργάνωτων άμμων.
B1.2	Λεπτοστρωματώδεις χονδρόκοκκες άμμοι στερούμενες εσωτερικών δομών ή διαβάθμισης.	Απόθεση μέσω “συρσίματος”. Μπορεί να είναι υπολειμματικές αποθέσεις προερχόμενες από την δράση ισχυρών ρευμάτων πυθμένα.
B2 Οργανωμένες άμμοι		
B2.1	Παράλληλης στρώσης άμμοι: Παχύ-μεσοστρωματώδεις άμμοι γενικά μεσο-χονδρόκοκκες με οριζόντια ή σχεδόν οριζόντια εσωτερική στρωμάτωση.	«Ψύξη» διαδοχικών λεπτών «traction carpets» στη βάση ενός τουρβιδιτικού ρεύματος υψηλής πυκνότητας. Η διαδραστικότητα των κόκκων σε αυτό το στρώμα παράγει τόσο καλή κεραμωτή διάταξη (imbrication) όσο και την αντίστροφη διαβάθμιση. Μαζώδης υποδιαίρεσεις αποτυπώνουν ραγδαία απόθεση κόκκο προς κόκκο από αιώρηση ή ψύξη ενός χονδρότερου αδιαβάθμιτου στρώματος (όπως για την φάση B11).
B2.2	Άμμοι με διασταυρούμενη στρώση: επίπεδα, κυρτά έως κοίλα στρώματα με επίπεδη ή σκαφοειδή διασταυρούμενη στρώση υψηλής ή χαμηλής γωνίας σε μεσοκοκκώδεις έως ψηφιτικές άμμους.	Επαναπεξεργασία άμμων με διαδικασίες «συρσίματος» κάτω από αραιά τουρβιδιτικά ρεύματα ή δυνατά ρεύματα πυθμένα, ειδικά σε καλά εκτεφρασμένα κανάλια.
C Εναλλαγές άμμων-ιλύων και ιλυωδών άμμων 20-80% άμμος, <80% ιλύς (κυρίως πηλός)		
C1 Ανοργάνωτες ιλυώδεις άμμοι		
C1.1	Φτωχά διαβαθμισμένες ιλυώδεις άμμοι: Φτωχά διαβαθμισμένες πλούσιες σε ιλύ άμμοι οι οποίες εμφανίζουν δυσδιάκριτη κανονική διαβάθμιση.	Ραγδαία απόθεση από ένα ιλυώδες υψηλής συγκέντρωσης τουρβιδιτικό ρεύμα ή από μία ρευστή δεβριτική ροή αμμοιλυώδους χαρακτήρα.
C1.2	Διάστικτες ιλυώδεις άμμοι:	Απόθεση από ισχυρά ρεύματα πυθμένα σε μεγάλες

	κυρίως λεπτοστρωματώδεις έως πολύ λεπτοστρωματώδεις, ακανόνιστα με βιοαναμόχλευση και σπανίως ελασματομένα.	χρονικές περιόδους με έντονη βιοαναμόχλευση καθώς και με μικρής κλίμακας διάβρωση. Πλήρης βιοαναμόχλευση είναι επίσης πιθανή.
C2 Οργανωμένες εναλλαγές άμμων-ιλύων		
C2.1	Πολύ παχυστρωματώδεις / παχυστρωματώδεις εναλλαγές άμμων-ιλύων: καλή διαβάθμιση, και συνήθως Tabc υποδιαιρέσεις Bouma.	Απόθεση από τουρβιδιτικά ρεύματα υψηλής πυκνότητας.
C2.2	Μεσοστρωματώδεις εναλλαγές άμμων-ιλύων: καλή κανονική διαβάθμιση και συνήθως Tbcd υποδιαιρέσεις Bouma.	Απόθεση από τουρβιδιτικά ρεύματα υψηλής πυκνότητας.
C2.3	Λεπτοστρωματώδεις εναλλαγές άμμων-ιλύων: καλή κανονική διαβάθμιση και συνήθως Tbcde υποδιαιρέσεις Bouma.	Απόθεση από τουρβιδιτικά ρεύματα χαμηλής πυκνότητας.
C2.4	Πολύ παχυστρωματώδεις εναλλαγές στις οποίες κυριαρχεί η ιλύς. Το ιλυώδες υπερκείμενο τμήμα αποτελεί το 80% του συνολικού πάχους. Διαδοχικά στρώματα με διαβάθμιση τα οποία μπορεί να αποδεικνύουν αντιστροφή της ροής κατά 180 μοίρες.	Απόθεση από τουρβιδιτικά ρεύματα υψηλής πυκνότητας που μεταφέρουν αυξημένο όγκο ιζήματος και τα οποία κινούνται σε περιορισμένες λεκάνες. Παρατηρούνται πολλαπλές ανακλάσεις των ρευμάτων στις κατωφύριες της λεκάνης και στα ενδολεκάνια υβώματα. Ραγδαία απόθεση από αιώρηση του ιλυώδους νεφελώματος μετά την παύση της ροής.
D Πηλοί, Πηλώδεις Ιλύς και Πηλώδεις-Ιλυώδεις Εναλλαγές >80% ιλυώδες κλάσμα (40% πηλός), <20% άμμος		
D1 Ανοργάνωτοι πηλοί και πηλώδεις ιλύς		
D1.1	Πηλοί χωρίς δομή: μεσο/παχυστρωματώδεις πηλοί.	Ραγδαία απόθεση από πηλώδη τουρβιδιτικά ρεύματα υψηλής πυκνότητας ή από πολύ ρευστές πηλώδης δεβριτικές ροές
D1.2	Ιλυώδεις πηλοί: φτωχά ταξιθετημένοι χωρίς δομή ή ελαφρά διαβαθμισμένοι ιλυώδης πηλοί.	Ραγδαία απόθεση πηλωδών κόκκων και ιλύος από ιλυώδη τουρβιδιτικά ρεύματα υψηλής πυκνότητας. Φαινόμενα ερπύσμου ιζήματος ή ολισθήσεων μπορεί επίσης να λαμβάνουν χώρα.
D1.3	Διάστικτοι πηλοί και ιλύς: Βιοαναμοχλευμένα ακανόνιστου σχήματος πολύ λεπτά στρώματα έως ελασματομένα με φακούς και στίγματα πηλού στην ιλύ.	Απόθεση και επεξεργασία από ρεύματα πυθμένα για παρατεταμένες περιόδους, υπό καθεστώς εντατικής βιοαναμόχλευσης κατά την οποία καταστρέφονται οι πρωτογενείς δομές.
D2 Οργανωμένοι πηλοί, ιλυώδεις πηλοί και πηλώδεις-ιλυώδεις εναλλαγές		
D2.1	Διαβαθμισμένοι στρωμένοι πηλοί: κανονικά διαβαθμισμένοι στρωμένοι πηλοί.	Απόθεση από τουρβιδιτικά ρεύματα χαμηλής πυκνότητας.
D2.2	Παχείς ακανόνιστοι πηλοί και ελασματομένη ιλύς: φακοειδής και ακανόνιστη πηλώδης ελασμάτωση μέσα σε ιλύ. Ανά τμήματα διαβαθμισμένη ελασμάτωση	Σχετικά ραγδαία απόθεση από τουρβιδιτικά ρεύματα χαμηλής πυκνότητας.
D2.3		

	Λεπτή πηλώδεις και ιλυώδεις ελασμάτωση: λεπτή έως μέσου πάχους οριζόντια ελασμάτωση, μέσα σε κανονικά διαβαθμισμένες ελασματομένες μονάδες.	Σχετικά αργή ομοιόμορφη απόθεση από τουρβιδιτικά ρεύματα χαμηλής πυκνότητας.
E Ιλύς και Άργιλοι ≥95% ιλυώδες κλάσμα (από το οποίο <40% είναι πηλός), <5% άμμος και χονδρότερο κλάσμα		
E1 Ανοργάνωτες ιλύς και άργιλοι		
E1.1	Ιλύς χωρίς δομή: Άμορφη ιλύς/άργιλος με φτωχή εκπεφρασμένη στρώση.	Σχετικά ραγδαία απόθεση. Μπορεί να προκληθεί από «λιμνάζοντα τουρβιδιτικά ρεύματα» ή ημιπελαγική απόθεση.
E1.2	Πολύχρωμες ιλύς διαστρωμένες γενικά χωρίς ιζηματογενής δομές.	Καθίζηση μεμονομένων κόκκων ή συσσωματωμάτων.
E1.3	Διάστικτες ιλύες με φτωχή στρωμάτωση με λίγες ιζηματογενής δομές.	Απόθεση από ιλυώδεις «κοντουρίτες» ή ημιπελαγίτες με σημαντική απόσταση μεταφοράς.
E1 Οργανωμένες ιλύες		
E2.1	Διαβαθμισμένες ιλύς καλά στρωμένες με συχνή πηλώδη ελασμάτωση στην βάση και ίχνη βιοαναμόχλευσης στην οροφή.	Απόθεση από τουρβιδιτικά ρεύματα υψηλής έως χαμηλής πυκνότητας.
E2.2	Ελασματομένες ιλύς και άργιλοι συχνά σκοτεινόχρωες με υψηλό ποσοστό οργανικού υλικού.	Απόθεση κόκκου προς κόκκο ή συσσωματωμάτων από χαμηλής πυκνότητας τουρβιδιτικά ρεύματα. Ανοξικά ύδατα του πυθμένα προκαλούν την αυξημένη παρουσία οργανικού υλικού.
F Χαοτικές αποθέσεις		
F1 Εξωτικά τεμάχια		
F1.1	Γωνιώδη έως υπογωνιώδη λιθάρια και τρόχμαλοι ποικίλης σύστασης και/ή συμπαγοποιημένα ιζηματογενή τεμάχια.	Απόθεση από υποθαλάσσιες πτώσεις βράχων και κατολισθήσεις κατά μήκος επιπέδων ολίσθησης. Μεταφορά με δεβριτικές ροές.
F1.2	Απομονωμένα τεμάχια ή ομάδες τεμαχίων με σημαντικά μεγαλύτερο κοκκομετρικό μέγεθος από το συνδετικό υλικό που τα φιλοξενεί.	Αποθέσεις από ποικίλες διαδικασίες όπως εκρήξεις ηφαιστειών, τήξη παγετώνων κτλ.
F2 Πτυχωμένα/διαταραγμένα στρώματα		
F2.1	Πτυχωμένα ή στρεβλωμένα στρώματα οποιασδήποτε κλίμακας.	Απόθεση από βαρυτικές ολισθήσεις λόγω υπέρβασης της διατμητικής αντοχής. Σεισμοί και tsunamis μπορεί να προκαλέσουν επίσης τοπική παραμόρφωση των ιζημάτων.
F2.2	Εκτοπισμένα στρώματα, λατυποπαγοποιημένη ή «μπαλοειδής» στρώση (balled strata) ποικίλου πάχους.	Παρόμοιες διαδικασίες με την F2.1 με πιο εντατική παραμόρφωση και κάποια τοπικά φαινόμενα ρευστοποιήσεων.
G Βιογενής ιλύς, ημιπελαγίτες και χημικά ιζήματα <5% χερσαίας προέλευσης άμμοι και χάλικες		

<i>G1 Βιογενής ιλύς</i>		
G1.1	Βιογενής ιλύς: >75% ανθρακικό /πυριτικό βιογενές υλικό σε στρώματα ποικίλου πάχους χωρίς ιζηματογενείς δομές. Εντατική βιοαναμόχλευση.	Πολύ αργή καθίζηση ανθρακικού /πυριτικού βιογενούς υλικού είτε κόκκο προς κόκκο είτε σε συσσωματώματα διαμέσου της υδάτινης στήλης.
G1.2	Ιλυώδης πελαγική απόθεση με ποσοστό βιογενούς υλικού από 25-75% σε στρώματα ποικίλου πάχους με αργιλικό υλικό χερσαίας προέλευσης, χωρίς ιζηματογενείς δομές, με συχνή βιοαναμόχλευση.	Πολύ αργή καθίζηση με ταυτόχρονη διάλυση του οργανικού υλικού. Το αργιλικό υλικό πιθανά προέρχεται από μεταφορά στην επιφάνεια της θάλασσας από τους ανέμους και εν συνεχεία καθίζηση στον πυθμένα διαμέσου της υδάτινης στήλης.
<i>G2 Ημιπελαγίτες</i>		
G2.1	5-75% βιογενές υλικό με >40% του χερσογενούς υλικού να ανήκει στο πηλλιτικό κλάσμα. Στρώματα ποικίλου πάχους χωρίς ιζηματογενείς δομές με συχνή εντατική βιοαναμόχλευση.	Κυρίως αργή απόθεση χερσαίου και βιογενούς υλικού με κάποια πλευρική μεταφορά του υλικού από ρεύματα πυθμένα.
<i>G3 Χημικά ιζήματα</i>		
Περιλαμβάνονται οι σιδηρομαγνησιούχοι κόνδυλοι και επιφλοιώσεις, οι φωσφορίτες και άλλα αυθιγενή ιζήματα.		

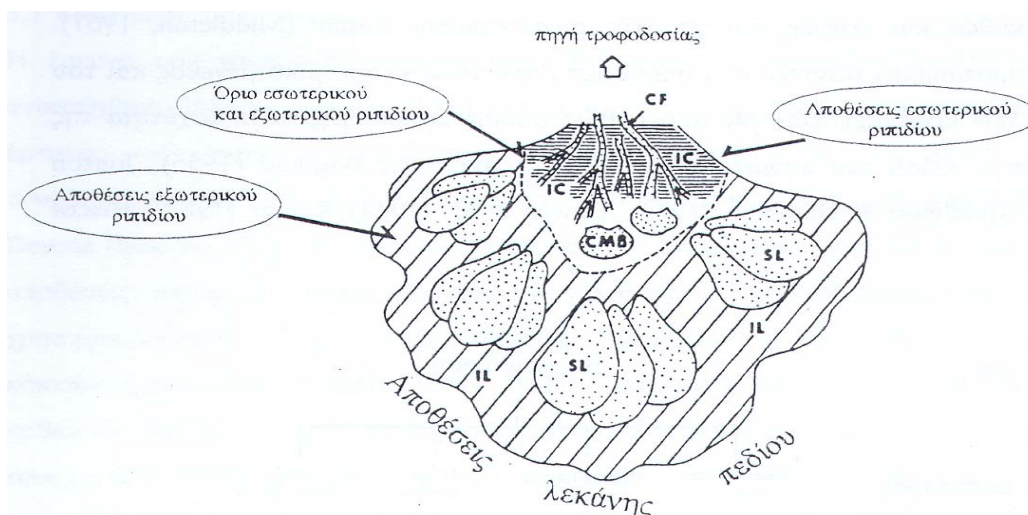
2.2.3 Τουρβιδιτικές ακολουθίες φάσεων

Οι τουρβιδιτικές αποθέσεις διαχωρίζονται σε τρεις κύριες ακολουθίες φάσεων (από Nielsen, 1978): α) κατωφέρειας (slope), β) υποθαλάσσιου ριπιδίου (deep sea fan) και γ) λεκάνης πεδίου (basin plain).

Οι κύριες αυτές ακολουθίες μπορούν να υποδιαιρεθούν ανάλογα με την εγγύτητα τους στην πηγή τροφοδοσίας στις εξής (από την εγγύτερη προς την πιο απομακρυσμένη):

- Ανώτερης κατωφέρειας (upper slope)
 - Κατώτερης κατωφέρειας (lower slope)
 - Υποθαλάσσιου φαραγγιού (submarine canyon)
 - Καναλιού εσωτερικού ριπιδίου (inner fan channel)
 - Καναλιού μέσου ριπιδίου (middle fan channel)
 - Αναχώματος (levee)
 - Αποθέσεων μεταξύ των καναλιών (interchannel)
 - Αποθέσεων λοβών του εξωτερικού ριπιδίου (outer fan lobe)
 - Αποθέσεων μεταξύ των λοβών (lobe fringe)
 - Πεδίου λεκάνης (basin plain)
- Κατωφέρεια (slope)
 Εσωτερικό & μεσαίο ριπίδιο
 Εξωτερικό ριπίδιο
 Υποθαλάσσιο ριπίδιο

Σε αυτές τις υποδιαιρέσεις μπορούν να προστεθούν ακόμα οι αποθέσεις του «στομίου» του καναλιού (channel mouth bar) και των αποθέσεων διάρρηξης των αναχωμάτων (crevasse splay) Εικόνα 12.



Εικόνα 12 Μοντέλο απόθεσης και κατανομής των υποπεριβαλλόντων σε παλιές αποθέσεις υποθαλάσσιων ριτιδίων κατά Mutti και Ricci Lucchi, (1972, 1975). CF= αποθέσεις καναλιών (channel fill), IC= αποθέσεις μεταξύ καναλιών (interchannel), CMB = αποθέσεις φραγμού στο στόμιο καναλιών (channel mouth bar), SL= λοβοί (lobes), IL = αποθέσεις μεταξύ λοβών (interlobe)

2.2.3.1 Ακολουθίες κατωφέρειας (Slope).

α) Ακολουθίες ανώτερης κατωφέρειας (upper slope).

Η ανώτερη κατωφέρεια είναι κυρίως περιοχή στην οποία αποτίθενται λεπτόκοκκοι ιλυόλιθοι και πηλοί. Μεγάλη ποσότητα ιζήματος σε αυτήν την περιοχή αποτίθεται σχεδόν κάθετα από αιώρηση για να συσσωρευθεί πέρα από το όριο υφαλοκρηπίδας-κατωφέρειας. Οι λεπτόκοκκες αυτές αποθέσεις πολύ συχνά επαναμεταφέρονται προς το κατάντι μέσω ποικίλων διαδικασιών υποθαλάσσιων κατολισθήσεων.

Στην στρωματογραφική καταγραφή οι αποθέσεις της ανώτερης κατωφέρειας δεν είναι εύκολο να παρατηρηθούν, πιθανά λόγω του μικρού στρωματογραφικού τους πάχους, καθώς και του τεκτονισμού που υφίστανται (Βακαλάς 2003).

β) Ακολουθίες κατώτερης κατωφέρειας (lower slope).

Η κατώτερη κατωφέρεια συγκεντρώνει λεπτόκοκκες ιλύς (φάση G κατά Pickering et. al.) οι οποίες προέρχονται από πλημμυρικά γεγονότα ή από θύελλες. Επίσης αφθονούν αποθέσεις οι οποίες προέρχονται από υποθαλάσσιες κατολισθήσεις (φάση F). Οι κατολισθήσεις αυτές πυροδοτούνται στην ανώτερη κατωφέρεια και αποθέτουν το φορτίο τους στην κατώτερη κατωφέρεια με την μορφή επάλληλων πτυχωμένων και τεκτονισμένων μπλοκ (Βακαλάς 2003).

2.2.3.2 Ακολουθία υποθαλάσσιων φαραγγιών (submarine canyons).

Τα υποθαλάσσια φαράγγια λειτουργούν ως δίαυλοι για την μεταφορά ιζήματος από τα ρηχά τμήματα της λεκάνης προς τα βαθύτερα. Το ίζημα που βρίσκεται στα ρηχά τμήματα της λεκάνης (υφαλοκρηπίδα) μεταφέρεται εκεί με:

- Απομάκρυνση του λεπτόκοκκου ιζήματος της ακτής από την κυματική δράση και ρευματική δράση.
- Δελταϊκή δραστηριότητα
- Θύελλες
- Πλημμύρες

Στην συνέχεια επανατοποθετείται προς τα βαθύτερα τμήματα της λεκάνης μέσω βαρυτικών ροών οπότε σχηματίζονται υποθαλάσσια ριπίδια βαθέων υδάτων (deep sea fans). Στις σύγχρονες ωκεάνειες κατωφέρειες υπάρχουν πολλά παραδείγματα υποθαλασσιών φαραγγιών, ανεξάρτητα από τον τύπο του περιθωρίου, ωστόσο στην αρχαία καταγραφή πολύ λίγα είναι τα καλά διατηρημένα παραδείγματα (Κοιλάδα του Σακραμέντο, Καλιφόρνια).

Οι αποθέσεις των υποθαλάσσιων φαραγγιών αποτελούνται κυρίως από χονδρόκοκκες φάσεις Α και Β. Το σχήμα της διατομής τους είναι «U» ή «V». Πιθανή είναι επίσης η παρουσία δευτερευόντων υποθαλασσιών φαραγγιών, συνδεδεμένων με το κύριο, καθώς και η εμφάνιση υποθαλάσσιων αναβαθμίδων και αναχωμάτων (Βακαλάς 2003).

2.2.3.3 Ακολουθίες εσωτερικού και μεσαίου ριπιδίου (inner and middle fan).

α) Κανάλια εσωτερικού ριπιδίου (inner fan channels) .

Τα κανάλια του εσωτερικού ριπιδίου λειτουργούν ως δίαυλοι που μεταφέρουν το ίζημα προς το μέσο και εξωτερικό ριπίδιο (middle & outer fan). Μεγάλο ποσοστό του χονδρόκοκκου ιζήματος που μεταφέρεται στα βαθύτερα τμήματα της λεκάνης μέσω των βαρυτικών ροών αποτίθεται στα κανάλια ως κροκάλες και χονδρόκοκκη άμμος.

Οι ακολουθίες καναλιών του εσωτερικού ριπιδίου έχουν περιγραφεί από πολλές ακολουθίες στη στρωματογραφική καταγραφή. Η ποικιλία στον χαρακτήρα και στην κατακόρυφη ακολουθία τους καθιστά αδύνατη την χρησιμοποίηση κάποιου παραδείγματος ως απλού μοντέλου. Γενικά παρατηρούνται οι φάσεις Α και Β ενώ η αναλογία ψαμμίτη ιλυόλιθου είναι περίπου 9:1. Κύκλοι με μείωση του πάχους και του κοκκομετρικού μεγέθους προς την οροφή είναι συχνοί, αλλά μπορεί να

παρατηρηθούν και κύκλοι με αύξηση του πάχους και του κοκκομετρικού μεγέθους προς την οροφή. Προς το κατάντι παρατηρείται μείωση του βάθους των καναλιών και αύξηση του πλάτους τους. Στα μοντέρνα υποθαλάσσια ριπίδια τα κανάλια του εσωτερικού ριπιδίου δεν μεταναστεύουν πλευρικά, όπως συμβαίνει με τα κανάλια του μεσαίου ριπιδίου, λόγω του βάθους και του μεγέθους τους. Στις παλαιές καταγραφές είναι δύσκολο πολλές φορές να γίνει διαχωρισμός μεταξύ των ακολουθιών των υποθαλασσίων φαραγγιών και των καναλιών του εσωτερικού και μεσαίου ριπιδίου (Βακαλάς 2003).

β) Κανάλια μεσαίου ριπιδίου (middle fan channels).

Οι αποθέσεις των καναλιών του μεσαίου ριπιδίου δομούν συνήθως κύκλους οι οποίοι χαρακτηρίζονται από μείωση του πάχους και του κοκκομετρικού μεγέθους των ψαμμιτών προς την οροφή. Το κατώτερο τμήμα των καναλιών δομείται από χονδρόκοκκες και παχυστρωματώδεις φάσεις Α και Β οι οποίες εκφράζονται από χαλικώδη ψαμμίτη. Το ανώτερο τμήμα χαρακτηρίζεται από λεπτοστρωματώδη και λεπτόκοκκο ψαμμίτη. Τα κανάλια εμφανίζουν τόσο διαβρωσιγενή (erosive) όσο και αποθετικά (depositional) χαρακτηριστικά. Από μελετηθέντα παραδείγματα καναλιών μεσαίων ριπιδίων (Mutti et al., 1981) παρατηρείται συγκέντρωση των πιο χονδρόκοκκων και παχυστρωματωδών ψαμμιτών κατά μήκος του άξονα των καναλιών, ενώ τα πιο λεπτόκοκκα και λεπτά στρώματα βρίσκονται στα περιθώρια των καναλιών και στα αναχώματά τους.

Ηλεκτρικές και βαθυμετρικές καταγραφές στην Βόρεια θάλασσα έδειξαν ότι καμπανοειδούς σχήματος καμπύλες είναι χαρακτηριστικές για τα κανάλια του μεσαίου ριπιδίου, ενώ αυτά του εσωτερικού ριπιδίου εμφανίζουν πιο ασαφή και ακανόνιστα σχήματα (Βακαλάς 2003).

γ) Αποθέσεις αναχωμάτων (levee deposits).

Οι αποθέσεις αναχωμάτων εντοπίζονται στις πλευρές των καναλιών και προκύπτουν από πλημμυρικά γεγονότα των καναλιών. Τα ιζήματα αυτά χαρακτηρίζονται συνήθως από τις φάσεις D και E. Παρατηρούνται στρώματα με έντονη ρυτίδωση, ποικίλο κοκκομετρικό μέγεθος και πάχος και με πλευρική ασυνέχεια. Οι βάσεις των στρωμάτων είναι συνήθως διακριτές (sharp-based) και οι οροφές ελαφρά διαβαθμισμένες. Οι αποθέσεις αναχωμάτων έχουν συνήθως υψηλή αναλογία ψαμμίτη-ιλυόλιθου η οποία ελαττώνεται προς τα πιο απομακρυσμένα τμήματα από τα περιθώρια του καναλιού. Οι αποθέσεις των αναχωμάτων προς το κατάντι γίνονται πιο παχυστρωματώδεις καθώς τα κανάλια γίνονται ρηχότερα οπότε

μεγαλύτερες ποσότητες χονδρόκοκκου υλικού μπορούν να διαφύγουν προς τα περιθώρια. Συνιζηματογενείς ολισθήσεις των αποθέσεων των αναχωμάτων μπορεί να παρατηρηθούν τόσο προς το μέρος των καναλιών όσο και προς την εξωτερική πλευρά των περιθωρίων. Τα μπλοκ που ολισθαίνουν προς το κανάλι πυροδοτούν τουρβιδιτικά ρεύματα τα οποία μπορούν να διαγνωσθούν μέσα στις καναλοειδής αποθέσεις ως τεμάχια *gir-up*. Οι ολισθήσεις προς το εξωτερικό μέρος των πλευρών του καναλιού χαρακτηρίζονται από πτυχωμένους ορίζοντες που περιβάλλονται από αδιατάρακτα στρώματα των αποθέσεων της περιοχής μεταξύ των καναλιών (*interchannel deposits*) (Βακαλάς 2003)..

δ) Αποθέσεις μεταξύ των καναλιών (*interchannel deposits*).

Οι αποθέσεις μεταξύ των καναλιών αποτελούνται από λεπτόκοκκο υλικό το οποίο συσσωρεύεται ως αποτέλεσμα δύο διαδικασιών:

- Καθίζηση ημιπελαγικού υλικού από αιώρηση.
- Καθίζηση λεπτόκοκκου υλικού το οποίο προέρχεται από πλημμυρικές φάσεις των καναλιών.

Η υπερχειλίση των καναλιών η οποία συμβαίνει όταν διέρχονται ισχυρά τουρβιδιτικά ρεύματα, έχει ως αποτέλεσμα την απόθεση χονδρόκοκκου υλικού στις περιοχές μεταξύ των καναλιών. Η μεταφορά χονδρόκοκκου υλικού προς την περιοχή μεταξύ των καναλιών μπορεί επίσης να είναι το αποτέλεσμα της διάρρηξης των αναχωμάτων οπότε και σχηματίζονται οι αποθέσεις διάρρηξης των αναχωμάτων (*crevasse splay*). Η προέλαση των αναχωμάτων προς την περιοχή μεταξύ των καναλιών παράγει λεπτοστρωματώδη ρυτιδωμένα ψαμμιτικά και αργιλοπηλινικά στρώματα το πάχος των οποίων μπορεί είτε να αυξάνει είτε να μειώνεται προς την οροφή της ακολουθίας. Ο Nelson (1976) έδειξε ότι οι αποθέσεις μεταξύ των καναλιών παρουσιάζουν αυξανόμενο πάχος προς το κατάντι, γεγονός που οφείλεται πιθανά στο μικρότερο βάθος των καναλιών που διευκολύνει την διαφυγή περισσότερου χονδρόκοκκου υλικού (Βακαλάς 2003).

ε) Αποθέσεις διάρρηξης των αναχωμάτων (*crevasse splay deposits*).

Στις περιοχές του ριπιδίου όπου γίνεται η μετάβαση από καναλοειδή σε μη καναλοειδή μορφολογία, μεγάλη ποσότητα αμμώδους υλικού μπορεί να υπερχειλίσει πλευρικά από ρηχά κανάλια και να δομήσει ακανόνιστες ακολουθίες οι οποίες έχουν χαρακτηριστικά τόσο καναλοειδών όσο και μη καναλοειδών αποθέσεων. Αυτές οι αποθέσεις οργανώνονται τόσο σε κύκλους με μείωση του πάχους και του κοκκομετρικού μεγέθους προς την οροφή όσο και σε κύκλους με αύξηση του πάχους

και του κοκκομετρικού μεγέθους προς την οροφή. Οι φάσεις Β και C είναι αυτές που κυριαρχούν σε αυτές τις αποθέσεις, ενώ μπορεί σε κάποιες περιπτώσεις να εμφανίζεται και η E (Βακαλάς 2003).

στ) Αποθέσεις στομίου καναλιού (*channel mouth bar deposits*)

Αυτές οι αποθέσεις χαρακτηρίζονται από διασταυρούμενη στρώση η οποία δημιουργείται από στρώματα «σύρσεως», στο σημείο όπου εκβάλλει το τουρβιδιτικό ρεύμα από το κανάλι και διασκορπίζεται πλευρικά. Η παρουσία φραγμού (*mouth-bar*) στο στόμιο του καναλιού έχει ως αποτέλεσμα την απόθεση του χονδρόκοκκου υλικού στο στόμιο του καναλιού, ενώ το λεπτόκοκκο κλάσμα, λόγω υδραυλικού άλματος, αποτίθεται σε πιο απομακρυσμένα τμήματα του ριπιδίου. Οι χονδρόκοκκες αποθέσεις υφίστανται επαναεπεξεργασία από διερχόμενα τουρβιδιτικά ρεύματα, οπότε προκύπτουν λεπτοστρωματώδεις ψαμμίτες με διασταυρούμενη στρώση. Οι αποθέσεις αυτές ωστόσο, σύμφωνα με την άποψη άλλων ερευνητών, αντιστοιχούν σε αποθέσεις αναχωμάτων στην περιοχή μεταξύ του τέλους των καναλιών και της αρχής των λοβών του εξώτερου ριπιδίου (Βακαλάς 2003).

2.2.3.4 Ακολουθίες εξωτερικού ριπιδίου (*outer fan*)

α) Λοβοί του εξωτερικού ριπιδίου (*outer fan lobes*)

Οι λοβοί δομούν γενικά μη καναλοποιημένα αποθετικά σώματα τα οποία χαρακτηρίζονται από αύξηση του πάχους και του κοκκομετρικού μεγέθους προς την οροφή κάθε ακολουθίας. Ωστόσο έχουν παρατηρηθεί και σε κάποιες ακολουθίες κύκλοι με μείωση του πάχους και του κοκκομετρικού μεγέθους των ψαμμιτών προς την οροφή.

Οι λοβοί του εξωτερικού ριπιδίου αποτίθενται από τουρβιδιτικά ρεύματα τα οποία αποχωρίζονται από τα κανάλια στα κατώτερα τμήματα του υποθαλάσσιου ριπιδίου. Το ανάγλυφο πέρα από την περιοχή των καναλιών είναι πιο ομαλό και η κλίση του πυθμένα μικρότερη. Καθώς οι ροές αφήνουν το κανάλι διασπείρονται σε μία ευρεία περιοχή και αποθέτουν το φορτίο τους, σχηματίζοντας έτσι στρώματα με πλευρική συνέχεια. Το χονδρόκοκκο ίζημα καταβυθίζεται πρώτο, ενώ το λεπτόκοκκο μεταφέρεται σε πιο απομακρυσμένες περιοχές. Αποτέλεσμα αυτού είναι η μείωση του πάχους και του κοκκομετρικού μεγέθους των στρωμάτων προς το κατάντι του ριπιδίου. Βαθμιαία οι αποθέσεις των λοβών μεταβαίνουν σε αποθέσεις μεταξύ των λοβών, οι οποίες εκφράζονται από πιο λεπτά στρώματα.

Οι λοβοί του εξωτερικού ριπιδίου συνήθως συνίστανται από επαναλαμβανόμενους κύκλους, οι οποίοι χαρακτηρίζονται από την προς τα πάνω αύξηση του πάχους και του κοκκομετρικού μεγέθους των ψαμμιτών. Οι κύκλοι αυτοί, ως σύνολο, δομούν μεγαλύτερες ακολουθίες οι οποίες εμφανίζουν επίσης μια συνολική αύξηση του πάχους και του κοκκομετρικού μεγέθους των ψαμμιτών προς τα πάνω. Οι μικρότεροι κύκλοι χαρακτηρίστηκαν από τους Mutti & Sonnino (1981) ως κύκλοι «αναπλήρωσης» (compensation cycles) και φαίνεται να προκύπτουν από την προοδευτική εξομάλυνση του ανάγλυφου κατά την διάρκεια δόμησης του κάθε επόμενου αμμόδους λοβού. Ο Bouma (1962) απέδωσε αυτή την διαδικασία στην απόθεση διαδοχικών και γειτνιαζόντων τουρβιδιτικών ρευμάτων. Η απόθεση μιας τουρβιδιτικής άμμου υπό μορφή λοβού σε μία σχετικά επίπεδη επιφάνεια έχει ως αποτέλεσμα την δημιουργία μίας ήπιας κυρτής προς τα πάνω επιφάνειας. Τα επόμενα τουρβιδιτικά ρεύματα έχουν την τάση να ισοπεδώσουν αυτό το τοπογραφικό ανάγλυφο, αποθέτοντας πολύ λεπτά αμμόδη στρώματα στην κορυφή του προϋπάρχοντος αναγλύφου (τα στρώματα αυτά μπορεί ακόμα και να απουσιάζουν). Το πάχος των ψαμμιτικών στρωμάτων αυξάνει όσο αυξάνει η απόσταση από την κορυφή της ανάγλυφης επιφάνειας.

Οι κύκλοι αναπλήρωσης στην περίπτωση της λεκάνης των Απέννινων και των Πυρηναίων (Mutti & Sonnino, 1981) έχουν ένα μέσο πάχος 2,5 έως 3,36 μέτρων και κατά 95% χαρακτηρίζονται από την προς τα πάνω αύξηση του πάχους και του κοκκομετρικού μεγέθους των ψαμμιτών.

Οι Ricci Lucchi & Pignone (1978) μελέτησαν στην Βόρειο Ιταλία στον σχηματισμό του Μαρνόσο έναν λοβό του εξωτερικού ριπιδίου και παρατήρησαν ότι η απόθεση αυτή είχε πάχος 45 μέτρα, διαβαθμισμένη βάση και επίπεδη οροφή, ενώ γενικά το πάχος και το κοκκομετρικό μέγεθος των ψαμμιτών αύξανε προς την οροφή. Επίσης παρατήρησαν πολλούς κύκλους «αναπλήρωσης».

Ο Pickering (1981) αναγνώρισε δύο τύπους λοβών στα ριπίδια της βόρειας Νορβηγίας. Ο πρώτος τύπος εμφανίζει πάχος μικρότερο από 10 μέτρα και εναλλάσσεται με αποθέσεις μεταξύ των λοβών. Ο τύπος αυτός φαίνεται ότι προκύπτει από την διαδικασία προέλασης ενός υποθαλασσίου ριπιδίου. Ο δεύτερος τύπος λοβού έχει πάχος 15 μέτρα και εναλλάσσεται σποραδικά με αποθέσεις μεταξύ των λοβών αλλά και του πεδίου λεκάνης. Αυτός ο τύπος φαίνεται ότι προκύπτει από κάποια ασυνήθιστα γεγονότα χτισίματος ενός λοβού σε πιο απομακρυσμένες περιοχές της λεκάνης ή πιθανά από την μετατόπιση ενός κυρίου καναλιού. Τεκτονικά γεγονότα

μπορεί επίσης να προκαλέσουν την δημιουργία τέτοιου τύπου λοβού. Οι Kontopoulos et al. (1999) στην Μεσοελληνική αύλακα αναγνώρισαν λοβούς εξωτερικού ριπιδίου, το πάχος των οποίων φθάνει τα 50 μέτρα.

Τέλος οι λοβοί του εξωτερικού ριπιδίου χαρακτηρίζονται από πινακοειδή γεωμετρία των στρωμάτων με μεγάλη πλευρική συνέχεια (Βακαλάς 2003).

β) Αποθέσεις μεταξύ των ριπιδίων-μεταξύ των λοβών (fan fringe/lobe fringe deposits)

Οι αποθέσεις μεταξύ των λοβών/ριπιδίων σχηματίζονται στα κατάντι περιθώρια των υποθαλάσσιων ριπιδίων και συνήθως συνίστανται από λεπτοστρωματώδεις αποθέσεις της φάσης D. Οι αποθέσεις αυτές μεταβαίνουν προς το ανάντι του συστήματος στους λοβούς του εξώτερου ριπιδίου, ενώ προς το κατάντι του συστήματος στις αποθέσεις του πεδίου λεκάνης.

Οι αποθέσεις μεταξύ των ριπιδίων είναι χαρακτηριστικές σε πολλά συστήματα υποθαλασσίων ριπιδίων, φθάνοντας σε μερικές περιπτώσεις και το πάχος των 1000 μέτρων (κατά Mutti, 1977; Mutti & Johns, 1979; Van Vliet, 1978; Pickering, 1981a & b από Βακαλάς 2003).

Η φάση D και σε μερικές περιπτώσεις η C είναι χαρακτηριστικές των αποθέσεων αυτών. Οι αποθέσεις μεταξύ των ριπιδίων είναι πιθανά των προϊόν απόθεσης αραιών τουρβιδιτικών ρευμάτων τα οποία σε προηγούμενο στάδιο έχουν αποθέσει το μεγαλύτερο ποσοστό του ιζηματογενούς φορτίου τους στην περιοχή των λοβών. Η τοπογραφία του πυθμένα στις περιοχές μεταξύ των λοβών χαρακτηρίζεται από πολύ επίπεδες επιφάνειες με ομαλές κλίσεις.

Από στρωματογραφικής άποψης οι αποθέσεις μεταξύ των λοβών χαρακτηρίζονται από λεπτούς επαναλαμβανόμενους κύκλους με προς τα πάνω αύξηση του πάχους και του κοκκομετρικού μεγέθους των ψαμμιτών, γεγονός που υποδεικνύει την γενετική σχέση αυτών των αποθέσεων με τους λοβούς του εξωτερικού ριπιδίου (Βακαλάς 2003).

2.2.3.5 Αποθέσεις πεδίου λεκάνης (basin plain deposits).

Οι αποθέσεις του πεδίου λεκάνης περιβάλλουν τις αποθέσεις των υποθαλασσίων ριπιδίων στα πιο απομακρυσμένα περιθώρια τους. Σε περιπτώσεις περιορισμένων λεκανών όπου υπάρχει έντονη τροφοδοσία από χονδρόκοκκο υλικό ή σε περιθωριακές λεκάνες, οι αποθέσεις τις λεκάνης πεδίου μπορεί να απουσιάζουν ή να παρατηρούνται ελάχιστα.

Οι αποθέσεις του πεδίου λεκάνης περιέχουν μία ποικιλία φάσεων με πιο κοινή αυτή των λεπτοστρωματωδών τουρβιδιτών της φάσεως D οι οποίοι εναλλάσσονται με πελαγικά ιζήματα της φάσεως G. Οι τουρβιδίτες της φάσεως D μπορούν να ιχνηλατηθούν για μεγάλες πλευρικές αποστάσεις χωρίς να παρατηρείται σημαντική αλλαγή στο πάχος τους και στο κοκκομετρικό τους μέγεθος (Hesse, 1974).

2.3 ΡΟΕΣ ΚΟΚΚΩΝ

Η έννοια της ροής κόκκων δημιουργήθηκε κυρίως σαν αποτέλεσμα των πειραματικών και θεωρητικών εργασιών του R. A. Bagnold. Η ροές κόκκων μπορεί να συμβούν σε παχύρρευστα περιβάλλοντα, όπου το ιξώδες είναι μικρό και κυριαρχεί η ακινησία των κόκκων. Οι ροές κόκκων είναι πιθανές μόνο σε πολύ απότομες πλαγίες (περίπου 20° και πάνω), ωστόσο, η αλληλεπίδραση των κόκκων (πίεση διασποράς) μπορεί να δρα σε συνδυασμό με άλλους μηχανισμούς βαρυτικών ροών ιζημάτων.

Η απόθεση από ροές κόκκων παρομοιάζεται με καταιγισμό μάζας. Σε αντίθεση με την απόθεση από άλλες βαρυτικές ροές ιζημάτων στις οποίες οι κόκκοι τοποθετούνται κόκκο-κόκκο πάνω από το σταθερό στρώμα, ο καταιγισμός μάζας θεωρητικά εμπλέκει ένα ξαφνικό «πάγωμα» της ροής που έχει σαν αποτέλεσμα την απόθεση ενός στρώματος αρκετών κόκκων. Το «πάγωμα» συμβαίνει όταν η δύναμη της κίνησης εξασθενεί και γίνεται μικρότερη από την απαιτούμενη για την προώθηση της ροής. Μείωση της δύναμης κίνησης συμβαίνει από την μείωση της γωνίας του πρανούς και η απόθεση συμβαίνει όταν η γωνία του πρανούς είναι μικρότερη από την τιμή της γωνίας εσωτερικής τριβής ϕ (Middleton & Hampton 1976).



Εικόνα 13 Χαρακτηριστική εμφάνιση απόθεσης από ροή κόκκων από την περιοχή του Κομποτιού στην Άρτα.

2.4 ΡΕΥΣΤΟΠΟΙΗΜΕΝΕΣ ΡΟΕΣ ΙΖΗΜΑΤΩΝ

Ο όρος «ρευστοποίηση» έχει χρησιμοποιηθεί από χημικούς μηχανικούς για να περιγράψουν την διαδικασία εξάπλωσης ενός κοκκώδους στρώματος από μια ανοδική ροή υγρού δια μέσου αυτού, μέχρι το σημείο όπου το επεκτεινόμενο στρώμα φτάνει σε μια συγκεντρωμένη διασπορά και συμπεριφέρεται σε μερικά σημεία σαν ένα παχύρρευστο υγρό. Μια υγροποιημένη άμμος είναι σε μία κατάσταση παρόμοια με αυτή ενός υγροποιημένου στρώματος. Η κατάσταση αυτή είναι μεταβατική και το στρώμα προοδευτικά στερεοποιείται από την βάση προς τα πάνω καθώς το υγρό χάνεται προς τα πάνω διαμέσου των πόρων. Η υγροποιημένη ή ρευστοποιημένη άμμος μπορεί να ρεύσει ταχέως προς τα κάτω σε σχετικά μικρής κλίνης πρανή ($3^{\circ} - 10^{\circ}$).

Η απόθεση από μια ρευστοποιημένη ροή ιζημάτων συμβαίνει εξαιτίας της απώλειας υγρών των πόρων. Μπορεί να αναμένεται, ως εκ τούτου, ότι η ροή σταδιακά «παγώνει» από την βάση προς την κορυφή, αν και είναι επίσης πιθανό όλη

η ροή να ακινητοποιείται σε ένα μέρος του πρανούς όπου η κλίση του είναι αρκετά μικρή ώστε να μπορεί να υπερβεί την τριβή (Middleton & Hampton 1976).

2.5 ΔΕΒΡΙΤΙΚΗ ΡΟΗ

Η δεβριτική ροή αναφέρεται σε βραδεία κίνηση μιγμάτων στερεών (π.χ. κόκκοι άμμου, κροκάλες) με αργιλικά ορυκτά και νερό σε αντίδραση με την έλξη της βαρύτητας. Οι ρυθμοί της ροής υποτίθεται ότι είναι μεγαλύτεροι από αυτούς των ερπόντων στερεών. Οι δεβριτική ροή ουσιαστικά έχει κοινά γνωρίσματα με την ροή υγρών κονιαμάτων. Οι περισσότερες παρατηρήσεις της δεβριτικής ροής έχουν γίνει στην στεριά, αλλά μπορούν εύκολα να επεκταθούν και να συμπεριλάβουν υποθαλάσσιες δεβριτικές ροές. Μεγάλες κροκάλες, διαμέτρου αρκετών εκατοστών είναι συνηθισμένες σε αυτές τις ροές. Μεταφέρονται ήρεμα με την ροή, μετατοπιζόμενες αργά αλλά δεν εκσφενδονίζονται βίαια. Οι δεβριτικές ροές μπορούν να μεταφέρουν μεγάλα αντικείμενα καθώς κινούνται αργά. Έχουν παρατηρηθεί να κινούνται σε πρανή με την ελάχιστη κλίση της 1° ή 2° . Τα κοκκώδη στερεά σε μια δεβριτική ροή είναι λίγο πολύ επιπλέοντα κατά την μεταφορά. Τα αργιλικά ορυκτά και το νερό συνδυάζονται και δρουν σαν ένα κοινό ρευστό το οποίο έχει καθορισμένη συνοχή, μια ιδιότητα η οποία δεν υπάρχει στο καθαρό νερό. Το κέρδος σε αντοχή δίνει ένα σημαντικό ποσό κίνησης για τους στερεούς κόκκους σε μια δεβριτική ροή. Επιπρόσθετα, το ρευστό που αποτελείται από άργιλο και νερό έχει μεγαλύτερη πυκνότητα από το καθαρό νερό, έτσι τροφοδοτεί με μεγαλύτερη άνωση. Η κίνηση των κόκκων από την συνοχή του ρευστού διαχωρίζει την πραγματική δεβριτική ροή από την ροή κόκκων και την ροή τουρβιδιτικών ρευμάτων.

Οι αποθέσεις από δεβριτικές ροές συμβαίνουν από απόθεση μάζας, όταν η δύναμη της βαρύτητας που κινεί την ροή ελαττώνεται κάτω από την τάση της δεβριτικής και έχουμε πάγωμα της ροής. Στις αποθέσεις αυτές αναγνωρίστηκαν εγκάρσιες και ενδιάμεσες αποθέσεις από δεβριτικές ροές. Οι εγκάρσιες αποθέσεις σχηματίζονται στις πλευρές του καναλιού στο οποίο κινείται η ροή, σαν αναβαθμίδες, ή σχηματίζονται δίπλα στο κανάλι, σαν αναχώματα. Οι ενδιάμεσες αποθέσεις σχηματίζονται στο κέντρο του καναλιού (Middleton & Hampton 1976).



Εικόνα 14 Χαρακτηριστική απόθεση δεβριτικής ροής από την περιοχή του Κομποτίου στην Άρτα.

2.6 ΑΛΛΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΩΝ ΒΑΡΥΤΙΚΩΝ ΡΟΩΝ ΙΖΗΜΑΤΩΝ

Οι διάφοροι τύποι των αποθέσεων των βαρυτικών ροών ιζημάτων και των τουρβιδιτών μπορούν να θεωρηθούν σαν μια οικογένεια σχετιζόμενων φαινομένων. Εδώ αναφέρονται μερικά από τα χαρακτηριστικά τους.

(1)**Όγκος.** Πολλές κινήσεις μάζας μπορούν να μεταφέρουν όγκους από 0,001 έως αρκετές εκατοντάδες km^3 . Ο γνωστός σεισμός του Grand Banks το 1929 οδήγησε την αποδιοργάνωση ιζημάτων της τάξεως των 100 km^3 (Hughe Clark et al. 1990). Επιπλέον, ένα εξαιρετικά μεγάλο πλήθος υποθαλασίων ολισθήσεων και κατακρημνίσεων (1.000 με 20.000 km^3) έχουν αναφερθεί σε σύγχρονα ωκεάνια πρηνή.

Ωστόσο, πολλές από τις αποθέσεις ροών μάζας και από τους τουρβιδίτες που έχουν μελετηθεί σε διάφορα πεδία αντιπροσωπεύουν μικρότερα επεισόδια με όγκους ανάμεσα σε 10^3 με 10^6 m^3 (Einsele 2000).

(2) **Απόσταση που ταξιδεύουν τα ρεύματα.** Οι δεβριτικές ροές και οι ροές μάζας μπορούν να ταξιδέψουν σε αποστάσεις αρκετών εκατοντάδων ως και χιλιάδων

km όπως παρατηρήθηκε σε σύγχρονες ροές σε ωκεανούς (Akou 1984). Οι τουρβιδιτικές ροές μπορούν να αποθέσουν τα ιζήματα τους αρκετές χιλιάδες km μακριά από το σημείο όπου πυροδοτήθηκε η ροή.

Σε παλιότερες αποθέσεις (π.χ. Ανατολικές Άλπεις, Απέννινα, Πυρηναία) είναι δυνατόν να παρατηρηθούν ίχνη συγκεκριμένων σχηματισμών, που παρουσιάζουν χαρακτηριστικές ιδιότητες, κατά μήκος στρώσεων 100 με 170 km (Ricci Lucchi & Valmori 1980; Mutti et al. 1984). Βαρυτικές ροές που περιέχουν μικρές ποσότητες αργιλικού υλικού ταξιδεύουν σε μικρότερες αποστάσεις ή εμφανίζουν υψηλότερες αναλογίες πάχους-μήκους στις στρώσεις τους (κατά Colacicchi & Monaco 1994 από Einsele 2000).

(3) **Συχνότητα.** Είναι φανερό πως η συχνότητα των βαρυτικών ροών μάζας και των τουρβιδιτικών γεγονότων είναι μια συνάρτηση τόσο του όγκου τους όσο και της τροφοδοσίας τους σε ιζήματα. Επομένως, υποθαλάσσια ριπίδια με μέσο όρο παραγωγής ιζήματος από 100 ως και πάνω από 100 m/Ma είναι περιοχές όπου τα γεγονότα απόθεσης παρουσιάζουν μικρή περίοδο επανάληψης. Λεπτές στρώσεις (μερικά mm ως μερικά cm) ιλύωδών ή λασπωδών τουρβιδιτών, που παρατηρούνται σε ενδιάμεσα κανάλια ή σε μερικές σύγχρονες λεκάνες, έχουν περίοδο επανάληψης δεκάδων ως εκατοντάδων χρόνων. Παχύτερες τουρβιδιτικές άμμοι και λάσπες σε μέσου βάθους ριπίδια ή σε λεκάνες πολύ κοντά σε ηπειρωτικές περιοχές (Μεσόγειος, Κόλπος της Καλιφόρνια) έχουν αποτεθεί σε διάστημα αρκετών εκατοντάδων έως και δεκάδων χιλιάδων ετών. Οι τουρβιδίτες γενικά δεν εμφανίζονται συχνά σε περιφερειακά ριπίδια αλλά εμφανίζονται σε λεκάνες κοντά σε ηπειρωτικές περιοχές. Η μεγαλύτερη περίοδος επανεμφάνισης αναμένεται για παχιές ροές λάσπης και για μέγα-τουρβιδίτες που σχηματίζουν εκτεταμένες στρώσεις σε υποθαλάσσια ριπίδια και σε υποθαλάσσιες λεκάνες (Einsele 2000).

2.7 ΟΡΙΣΜΟΣ ΤΟΥ ΦΛΥΣΧΗ

Για τον ορισμό του φλύσχη έχουν γραφεί πάρα πολλά. Ο όρος αποδίδεται στο γεωλόγο B. Studer και προέρχεται από την γερμανική λέξη “fliessen” η οποία σημαίνει ροή, πιθανώς υποδηλώνοντας τις συχνές κατακρημνίσεις εδάφους σε περιοχές που αποτελούνται από τέτοιους σχηματισμούς. Αρχικά χρησιμοποιήθηκε για να περιγράψει μια λιθοστρωματογραφική ενότητα στην περιοχή του Simmental στην Ελβετία, δεν έπαψε όμως να αυξάνει σε εννοιολογικό περιεχόμενο και να εξαπλώνεται σε μεγάλο αριθμό άλλων ενοτήτων. Έτσι, ενώ από το 1852 έως το 1910

ο όρος φλύσχη αναφέρεται σε ένα σχηματισμό ανωηωκαινικής ηλικίας που καλύπτει σύμφωνα τους νουμουλιτικούς ασβεστόλιθους των Άλπεων, η ανακάλυψη μικροπανίδας μέσα στο φλύσχη διευρύνει την έννοια του, περιλαμβάνοντας ιζηματογενείς σειρές που αποτελούνται από ψαμμίτες και αργιλικούς σχιστόλιθους κρητιδικής και κατωτριτογενούς ηλικίας των Άλπεων. Ο Bertrand έδωσε μια νέα διάσταση στη σημασία του όρου, θεωρώντας τον φλύσχη σαν μια διάπλαση που έχει άμεση σχέση με την εξέλιξη του γεωσυγκλίνου. Έτσι η έννοια του φλύσχη ξεπέρασε τα στενά τοπικά και χρονικά πλαίσια της Αλπικής Ορογένεσης και η σημασία του αφορά πλέον και άλλες ορογενέσεις και χρονικές περιόδους (Παυλόπουλος 1983).

Σύμφωνα με τον Lombard ο φλύσχη αποτελείται από στρώματα ψαμμιτών (ή ασβεστόλιθων) και αργιλικών σχιστόλιθων (ή μαργών). Τα στρώματα αυτά περιλαμβάνουν υποενότητες, παρουσιάζουν σαφή στρώση, περικλείουν πελαγική μικροπανίδα, φέρουν ίχνη οργανισμών και σχετίζονται με το σχηματισμό οροσειρών. Τα υλικά των στρωμάτων αυτών προέρχονται από την πλήρωση υποθαλάσσιων αυλάκων ή και εσωτερικών περιφερειακών λεκανών οι οποίες πλαισιώνονται από τη χέρσο που αναδύθηκε. Ο ορισμός αυτός είναι αρκετά γενικός και μπορεί να περιλάβει συμπληρώσεις που αφορούν επιμέρους περιπτώσεις (κατά Lombard 1972 από Παυλόπουλο 1983).

Το συνολικό πάχος του φλύσχη είναι συχνά πολύ μεγάλο (εκατοντάδες έως και μερικές χιλιάδες μέτρα), αν και αυτό μπορεί να έχει μειωθεί σε μεγάλο βαθμό εξαιτίας της διάβρωσης ή άλλων γεωλογικών αιτιών. Η διάπλαση του φλύσχη μπορεί να περιέχει διάφορους τύπους εναλλαγών οι οποίες καθορίστηκαν από την τεκτονική δραστηριότητα (επωθήσεις, λεπιώσεις κτλ.).

1. Από γεωτεχνική άποψη, ο φλύσχη παρουσιάζει τα ακόλουθα χαρακτηριστικά:
2. Ετερογένεια : εναλλαγή ομοιογενών και μη ομοιογενών υλικών.
3. Παρουσία αργιλικών ορυκτών.
4. Τεκτονική κόπωση και ασυνέχειες, οι οποίες συχνά έχουν ως αποτέλεσμα να χαρακτηρίζεται ως μη συνεκτικό υλικό.

Η διαπερατότητα των βραχωδών μαζών του φλύσχη είναι γενικά χαμηλή και εξαιτίας της παρουσίας αργιλικών ορυκτών (Marinos & Hoek, 2001).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΤΡΙΤΟ

ΜΕΘΟΔΟΙ ΑΝΑΚΤΗΣΗΣ ΜΕΤΑΛΛΙΚΟΥ ΧΡΥΣΟΥ

3.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Από μεταλλουργικής απόψεως μας ενδιαφέρει ο η μορφή στην οποία στην οποία βρίσκεται ο χρυσός διότι καθορίζει και τη μέθοδο ανάκτησης του. Οι κυριότερες μορφές είναι:

- **Ο αυτοφυής μεταλλικός χρυσός.** Πρόκειται για ελεύθερο μεταλλικό χρυσό αποδεσμευμένο συνήθως στα ιζηματογενή κοιτάσματα ή και μη αποδεσμευμένο αλλά που μπορεί να ελευθερωθεί μετά από λειοτρίβηση του μεταλλεύματος. Χαρακτηριστικό αυτής της μορφής είναι ότι μπορεί να ανακτηθεί με βαρυτομετρικές μεθόδους, με αμαγαλματοποίηση ή και με απευθείας κυάνωση.
- **Λεπτοκατανεμημένος δυσκατέργαστος χρυσός.** Είναι κυρίως η περίπτωση χρυσού που βρίσκεται λεπτοκατανεμημένος στο πλέγμα των θειούχων ορυκτών και για να ανακτηθεί χρειάζεται να καταστρέψει κανείς το πλέγμα τους.

Ο αυτοφυής μεταλλικός χρυσός βρίσκεται σε ψήγματα μεγέθους μερικών χιλιοστών έως και μερικών μικρών ελεύθερος ή συνηφασμένος με άλλα ορυκτά κυρίως πυριτικά από τα οποία μπορεί να αποδεσμευτεί με λειοτρίβηση. Οι κυριότερες μέθοδοι ανάκτησης στην περίπτωση του μεταλλικού χρυσού είναι:

- Η διαλυτοποίηση του χρυσού με βασιλικό νερό.
- Η διαλυτοποίηση του χρυσού με θειουρία.
- Η διαλυτοποίηση του χρυσού με κυάνιο (κυάνωση).
- Η αμαγαλματοποίηση.
- Οι βαρυτομετρικές μέθοδοι.

Σε αυτή την εργασία χρησιμοποιήθηκαν η κυάνωση και οι βαρυτομετρικές μέθοδοι οι οποίες περιγράφονται στη συνέχεια.

3.2 ΚΥΑΝΩΣΗ

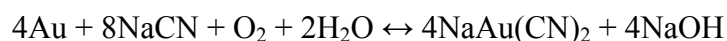
Η πλέον διαδεδομένη μέθοδος ανάκτησης χρυσού από κοιτάσματα ελεύθερου χρυσού ή φτωχά μεταλλεύματα είναι η συμπλοκοποίηση του με το ανιόν του κυανίου κατά την εκχύλιση του συνήθως με κυανιούχα διαλύματα KCN ή NaCN και στη συνέχεια η ανάκτηση του από το διάλυμα με κάποια από τις μεθόδους που

εφαρμόζονται, όπως η προσρόφηση από ενεργό άνθρακα, η ηλεκτροανάκτηση με υλεκτρόλυση, η καταβύθιση των κατιόντων με ψευδάργυρο και η ιοντοεναλλαγή.

Η διαλυτότητα του χρυσού σε υδατικά κυανιούχα διαλύματα είναι γνωστή από τον 18^ο αιώνα. Οι McArthur και Forrest παρουσίασαν την πρώτη πατέντα εξαγωγής χρυσού και αργύρου με κυανιούχα διαλύματα το 1887. Από τότε η εκχύλιση χρυσού με κυανιούχα διαλύματα δεν έχει αλλάξει σημαντικά (Yannopoulos, 1990).

3.2.1 ΜΗΧΑΝΙΣΜΟΣ ΤΗΣ ΚΥΑΝΩΣΗΣ

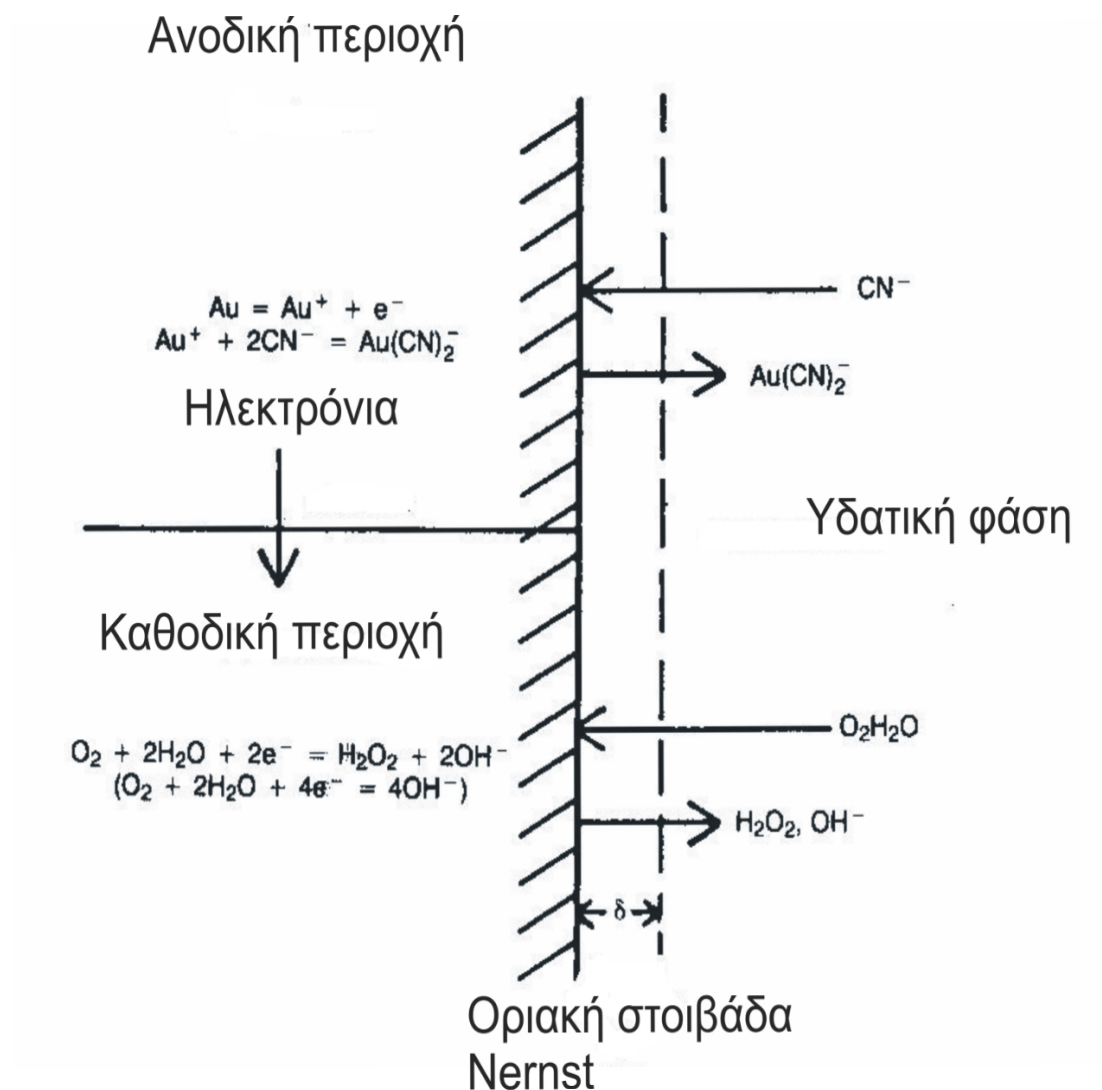
Η κυάνωση θεωρείται πως ακολουθεί την στοιχειομετρία της παρακάτω αντίδρασης, η οποία συχνά αποκαλείται και εξίσωση του Elsner αν και δεν έχει δημοσιευθεί από αυτόν:



Η απαιτούμενη ποσότητα κυανίου που προκύπτει από την στοιχειομετρία της παραπάνω αντίδρασης για την εκχύλιση του χρυσού είναι πολύ μικρή, παρόλα αυτά όμως συνήθως απαιτούνται μεγαλύτερες ποσότητες εξαιτίας μηχανικών απωλειών ή της παρουσίας συμπλόκων κυανίου με βασικά μέταλλα, όπως είναι ο χαλκός και ο ψευδάργυρος σύμφωνα με την αντίδραση:



Στην πράξη ο μηχανισμός της κυάνωσης είναι πιο πολύπλοκος και περιλαμβάνει τις παρακάτω φυσικοχημικές διεργασίες όπως φαίνεται στην Εικόνα 15 (Yannopoulos, 1990):



Εικόνα 15 Αντίδραση υγρού στερεού κατά τη διάλυση του χρυσού στο κυανούχο διάλυμα. (Τροποποιημένη από Yannopoulos, 1990)

- Προσρόφηση οξυγόνου στο διάλυμα εκχύλισης
- Μεταφορά των διαλυμένων ιόντων κυανίου και οξυγόνου στην διεπιφάνεια υγρού – στερεού
- Προσρόφηση των αντιδρώντων στην επιφάνεια των στερεών
- Ηλεκτροχημική αντίδραση
- Εκρόφηση των διαλυτών συμπλόκων χρυσού – κυανίου και άλλων προϊόντων της αντίδρασης από την επιφάνεια του στερεού
- Μεταφορά των εκροφημένων προϊόντων στον πολφό της εκχύλισης

Η διαδικασία της κυάνωσης επηρεάζεται από ένα πλήθος παραγόντων. Οι σημαντικότεροι από αυτούς είναι:

Οξυγόνο

Σε εκχύλισεις χρυσού με κυάνιο σε ατμοσφαιρική πίεση, με παροχή ατμοσφαιρικού αέρα και σε πυκνότητες πολφού μέχρι 30% δεν έχουν παρατηρηθεί σημαντικές μεταβολές στους ρυθμούς εκχύλισης σε συνάρτηση με την συγκέντρωση του διαλυμένου οξυγόνου. Σε πολφούς κυάνωσης με υψηλές συγκεντρώσεις στερεών μειώνεται σημαντικά ο ρυθμός μεταφοράς μάζας του διαλυμένου οξυγόνου από τον ατμοσφαιρικό αέρα (Yannopoulos, 1990).

Συγκέντρωση κυανίου

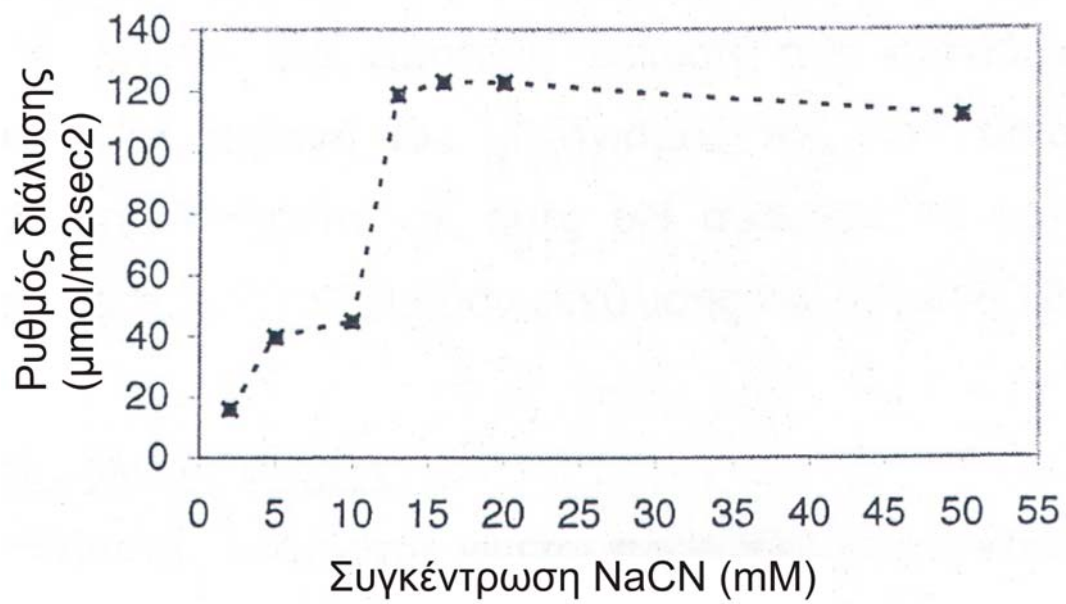
Η επίδραση της συγκέντρωσης κυανίου στους ρυθμούς εκχύλισης φαίνεται στην Εικόνα 16.

Σε χαμηλές συγκεντρώσεις ο ρυθμός εκχύλισης είναι ανάλογος της συγκέντρωσης του κυανίου. Όταν η συγκέντρωση αυτή φτάσει την τιμή 0,012M, ο ρυθμός της κυάνωσης αυξάνεται μέχρι να αποκτήσει την σχετικά σταθερή τιμή των $121,5 \mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$, για μια συγκέντρωση 0,0125M NaCN. Η αλλαγή στον ρυθμό κυάνωσης μπορεί να εξηγηθεί από την αλλαγή του μηχανισμού, καθώς το κυάνιο συμμετέχει και στο στάδιο της προσρόφησης και στην συμπλοκοποίηση του χρυσού για να οδηγήσει τελικά στο διαλυμένο $\text{Au}(\text{CN})_2^-$ (Yannopoulos, 1990).

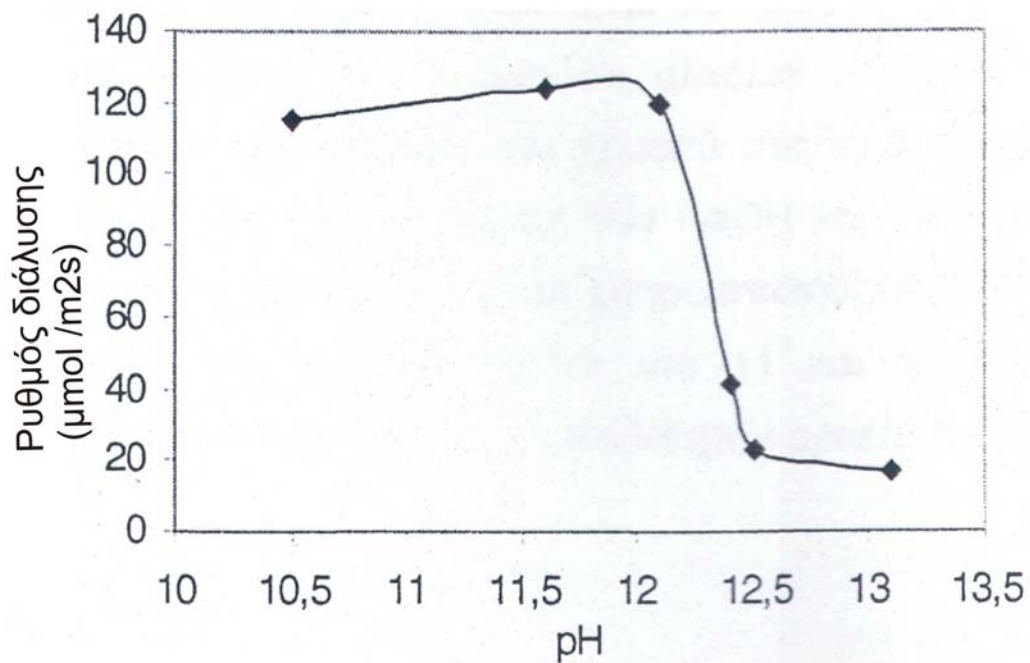
pH

Η επίδραση του pH στην κινητική της κυάνωσης του χρυσού σε ατμοσφαιρική πίεση φαίνεται στην Εικόνα 17.

Ο ρυθμός εκχύλισης του χρυσού αυξάνει ελάχιστα μέχρι τιμές pH γύρω στο 12 στη συνέχεια επέρχεται μια απότομη μείωση στο ρυθμό εκχύλισης, που οφείλεται πιθανώς σε αλλαγή του μηχανισμού της διαδικασίας. Οι συνήθεις κυανιώσεις πραγματοποιούνται σε τιμές pH ανάμεσα 10 και 12, όπου έχει παρατηρηθεί μια μέση τιμή του ρυθμού εκχύλισης του χρυσού $120 \mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$ (Yannopoulos, 1990).



Εικόνα 16 Επίδραση της συγκέντρωσης κυανίου στον ρυθμό εκχύλισης. (Τροποποιημένη από Παντελάκη, 2001)



Εικόνα 17 Επίδραση του pH στον ρυθμό εκχύλισης. (Τροποποιημένη από Παντελάκη, 2001)

Προσθήκη αλκαλικών ουσιών

Κατά την διαδικασία της κυάνωσης γίνεται προσθήκη αλκαλικών ουσιών για την πραγματοποίηση των παρακάτω στόχων:

- Ρύθμιση του pH σε επιθυμητά επίπεδα
- Αποφυγή απώλειας κυανίου λόγω υδρόλυσης σύμφωνα με την αντίδραση:



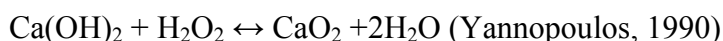
- Αποφυγή απώλειας κυανίου λόγω δράσης του CO_2 του αέρα σύμφωνα με την αντίδραση:

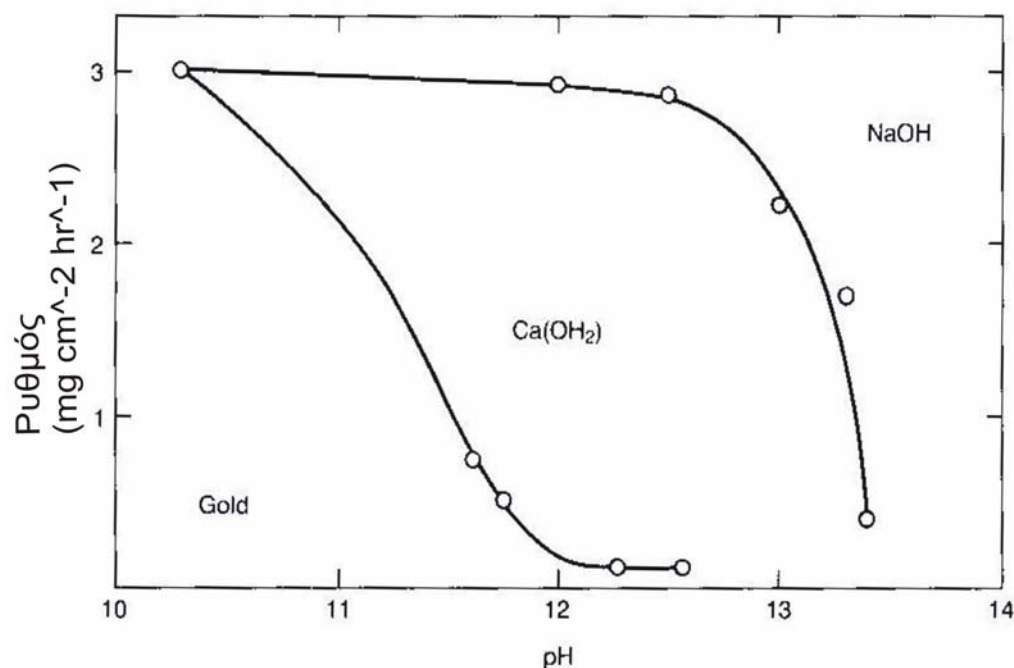


- Διάσπαση των δισανθρακικών ριζών του παρεχόμενου κατά την κυάνωση νερού
- Εξουδετέρωση όξινων αλάτων
- Διευκόλυνση της καθίζησης των λεπτομερών τεμαχιδίων του μεταλλεύματος έτσι ώστε να γίνεται ευκολότερα ο διαχωρισμός του διαλύματος από τον πολφό της κυάνωσης.

Αν και η χρήση των αλκαλικών ουσιών είναι συνήθεις στην κυάνωση, πολλοί ερευνητές έχουν εκφράσει την γνώμη ότι αλκάλια όπως το NaOH και το Ca(OH)_2 καθυστερούν την διάλυση του χρυσού στα κυανιούχα διαλύματα. Ο Barsky (1934) διερεύνησε την επίδραση των NaOH και Ca(OH)_2 στον βαθμό διάλυσης του χρυσού. Βρέθηκε ότι όταν χρησιμοποιήθηκε Ca(OH)_2 ο βαθμός διάλυσης μειωνόταν σε τιμές pH κοντά στο 11 και η διάλυση πρακτικά μηδενίζεται σε pH 12,2. Η επίδραση του NaOH ήταν αρκετά διαφορετική (Εικόνα 18).

Ο ρυθμός εκχύλισης αρχίζει να μειώνεται σε pH πάνω από 12,5. Ο Habashi (1967) απέδωσε την μείωση του ρυθμού συμπλοκοποίησης του χρυσού σε διαλύματα εκχύλισης με Ca(OH)_2 στον σχηματισμό υπεροξειδίου του ασβεστίου στην επιφάνεια των στερεών, σύμφωνα με την αντίδραση:





Εικόνα 18 Επίδραση των ιόντων ασβεστίου στον ρυθμό εκχύλισης του χρυσού (Τροποποιημένη από Yannopoulos, 1990)

3.2.2 ΠΡΟΣΡΟΦΗΣΗ ΣΕ ΕΝΕΡΓΟ ΑΝΘΡΑΚΑ

Το γεγονός ότι ο ενεργός άνθρακας έχει την ικανότητα να προσροφά πολύτιμα μέταλλα από τα διαλύματα τους είχε δημοσιευθεί από τον Lazowski το 1847. Αρχικά χρησιμοποιήθηκε ξυλάνθρακας σε κάποια μεταλλουργική διαδικασία με σκοπό την εξαγωγή χρυσού μετά από χλωρίωση. Συγκεκριμένα ο χρυσός διαλυτοποιούνταν με αέριο χλώριο και στη συνέχεια φιλτράροταν διαμέσου ξυλάνθρακα. Η χρήση του ενεργού άνθρακα για την προσρόφηση του διαλυτοποιημένου χρυσού χρησιμοποιήθηκε για πρώτη φορά από τον Johnston το 1897, αφού βρέθηκε ότι η διαδικασία της ενεργοποίησης του άνθρακα με θερμική επεξεργασία δίνει πολύ ικανοποιητικά αποτελέσματα στην ικανότητα προσρόφησης. Η συγκεκριμένη διαδικασία περιελάμβανε διαλυτοποίηση του χρυσού και του αργύρου σε διάλυμα κυανιούχου καλίου και φιλτράρισμα του διαλύματος από μια σειρά από φίλτρα ξυλάνθρακα, ο οποίος στη συνέχεια έπρεπε να καεί για την ανάκτηση των πολυτίμων μετάλλων.

Το 1934, στο πανεπιστήμιο της Αριζόνα, ο Chapman ήταν ο πρώτος που χρησιμοποίησε τον άνθρακα κατευθείαν μέσα στον πολφό εκχύλισης, σαν πρώτο στάδιο για την ανάπτυξη της διαδικασίας CIP “carbon in pulp”. Αρχικά η διαδικασία κρίθηκε οικονομικά ασύμφορη, αφού ο ενεργός άνθρακας έπρεπε να καεί για την ανάκτηση του χρυσού. Το 1971 λειτούργησε ένα τροποποιημένο πιλοτικό σχέδιο CIP που περιελάμβανε αναγέννηση του άνθρακα. Το σχέδιο αυτό ήταν πολύ απλό στη λειτουργία του και έδωσε αρκετά ικανοποιητική ανάκτηση σε χρυσό. Το 1973 ένα δεύτερο πιλοτικό πρόγραμμα με δυναμικότητα λειτουργίας πάνω από 2000 τόνους την ημέρα άλλαξε ριζικά την εικόνα της διαδικασίας CIP από μια μικρής κλίμακας πειραματική διαδικασία σε μια βιώσιμη υψηλής δυναμικότητας διαδικασία. (Constance, 1982).

3.2.3 Η ΔΙΑΔΙΚΑΣΙΑ CIP

Η διαδικασία αυτή γενικά χρησιμοποιείται για να μεταχειρίζεται χαμηλής περιεκτικότητας κοιτάσματα, αν και μπορεί επίσης να χρησιμοποιηθεί και με εμπλουτισμένα συμπυκνώματα.

Δημιουργείται πολφός στον οποίο προστίθεται το λειοτριβιμένο μεταλλεύμα καθώς και το υδροξείδιο του ασβεστίου, κυανιούχο νάτριο ή κάλιο για την εκχύλιση του χρυσού, η οποία πραγματοποιείται σε διάφορα στάδια. Μετά το στάδιο της εκχύλισης, ο πολφός οδηγείται στο στάδιο της προσρόφησης. Κατά το στάδιο αυτό προστίθεται και ο χονδρόκοκκος σε σχέση με την κοκκομετρία του μεταλλεύματος ενεργός άνθρακας για την προσρόφηση σε αυτόν του εκχυλισθέντος χρυσού. Στη συνέχεια πραγματοποιείται διαχωρισμός του χονδρόκοκκου άνθρακα από τον πολφό, ο οποίος οδηγείται σε ειδικές συσκευές όπου χρησιμοποιείται ένα ζεστό διάλυμα από NaCN και NaOH με σκοπό την εκχύλιση των ευγενών μετάλλων που περιέχει. Τέλος ο άνθρακας αφού έχει απαλλαγεί από το φορτίο των πολύτιμων μετάλλων που περιείχε, ξαναγενάτε σε ειδικούς κλιβάνους και ενεργοποιείται ξανά οπότε και επαναχρησιμοποιείται.

Η διαδικασία CIP αντιπροσωπεύει την πιο πρόσφατη αποδεδειγμένη τεχνολογία για την ανάκτηση χρυσού που χρησιμοποιήθηκε σε αρκετά μεγάλη κλίμακα, αν και τα τελευταία χρόνια έχουν αρχίσει να εμφανίζονται αντιδράσεις για την εμφάνιση περιβαλλοντικών προβλημάτων από την χρήση του κυανίου (Παντελάκη 2001).

3.2.4 ΠΥΡΟΜΕΤΑΛΛΟΥΡΓΙΚΕΣ ΚΑΤΕΡΓΑΣΙΕΣ

Οι κυριότερες πυρομεταλλουργικές κατεργασίες είναι οι εξής:

α) **Ξήρανση (drying)** ονομάζεται η κατεργασία κατά την οποία απομακρύνεται το μηχανικά ενωμένο νερό από το στερεό μέταλλευμα με την διαδικασία της εξάτμισης.

β) **Πύρωση (calcining)** ονομάζεται η κατεργασία κατά την οποία προκαλείται αλλαγή της ουσίας, που οφείλεται σε αλλοτροπική μεταβολή ή διάσπαση των σύνθετων σωμάτων που περιέχει. Συγκεκριμένα όταν πρόκειται για μεταλλεύματα, με την πύρωση επιτυγχάνεται η διάσπαση των ανθρακικών, θεικών ή και πυριτικών ενώσεων αλλά και η μεταβολή των οξειδίων ή των θειούχων ενώσεων που περιέχουν.

γ) **Φρύξη (roasting)** ονομάζεται η κατεργασία κατά την οποία το μέταλλευμα θερμαίνεται με κάποια ξένη ουσία έτσι ώστε να πραγματοποιηθεί κάποια αντίδραση ένωσης ή αντικατάστασης. Ανάλογα με τη φύση του μεταλλεύματος καθώς και της ξένης ουσίας η φρύξη διακρίνεται σε οξειδωτική, θειωτική, αναγωγική και χλωριωτική.

δ) **Τήξη (fusion)** είναι η σημαντικότερη από τις πυρομεταλλουργικές κατεργασίες και χρησιμοποιείται για την παρασκευή κραμάτων, την εξαγωγή μετάλλων καθώς και τον καθαρισμό των μετάλλων. Ανάλογα με τις επικρατούσες κάθε φορά αντιδράσεις η τήξη διακρίνεται σε απλή, οξειδωτική, πυριτική, ουδέτερη και αναγωγική. Προϊόν της τήξης είναι ένα αργό μέταλλο ή κράμα, ή και matte.

ε) **Απόσταξη (distillation)** ονομάζεται η κατεργασία κατά την οποία η ουσία μεταβαίνει στην αέρια φάση και λαμβάνεται σαν υγρό με συμπύκνωση. Κατά την διαδικασία της εξαχνώσεως η αέρια φάση που έχει δημιουργηθεί λαμβάνεται σε στερεά μορφή. (Μούσουλος, 1969)

3.2.4.1 Αναγωγική τήξη

Κατά την αναγωγική τήξη, που είναι αναμφίβολα η σπουδαιότερη κατεργασία της εξαγωγικής μεταλλουργίας, εξάγονται τα μέταλλα από τα οξειδιά τους ή γενικότερα από τις άλλες ενώσεις τους. Το μέταλλευμα ανάγεται και τήκεται μέσα σε κατάλληλη συσκευή, όπου και διαχωρίζεται η μεταλλική φάση που προκύπτει από την σκωρία που επιπλέει πάνω της.

Ως μέσα αναγωγής χρησιμοποιούνται κυρίως ο στερεός άνθρακας (C) και το μονοξείδιο του άνθρακα (CO), αλλά μερικές φορές γίνεται χρήση ορισμένων μετάλλων (όπως Al, Mg, Fe) ή αμέταλλων (όπως Si, P, S, H₂), ενώ άλλες πάλι φορές

χρησιμοποιούνται υδρογονάνθρακες ή κυάνιο (CN). (Μούσουλος, 1969)

Ανάλογα με την ένταση των αναγωγικών συνθηκών στις οποίες διενεργείται η τήξη αυτή διακρίνεται σε :

- Ελαφρώς αναγωγική τήξη, σε χαμηλές θερμοκρασίες (300°C), με χαμηλή περιεκτικότητα CO στα καυσαέρια (10-20%) και υψηλή περιεκτικότητα του FeO στη σκωρία (30-40%).
- Μετρίως αναγωγική τήξη σε θερμοκρασίες (300-350 °C), με περιεκτικότητα CO στα καυσαέρια (15-25%) και περιεκτικότητα του FeO στη σκωρία (10 - 20%)
- Λίαν αναγωγική τήξη σε υψηλότερες θερμοκρασίες (700-900 °C), με μεγαλύτερη περιεκτικότητα CO στα καυσαέρια (20-35%) και χαμηλότερη περιεκτικότητα του FeO στη σκωρία (1-2%)
- Έντονα αναγωγική τήξη σε περισσότερο υψηλές θερμοκρασίες, με καυσαέρια σχεδόν αποκλειστικά από CO και ίχνη FeO στη σκωρία.

3.3 ΒΑΡΥΤΟΜΕΤΡΙΚΟΣ ΔΙΑΧΩΡΙΣΜΟΣ

Με τον όρο βαρυτομετρικός διαχωρισμός χαρακτηρίζεται μια σειρά μεθόδων εμπλουτισμού μεταλλευμάτων, οι οποίες εκμεταλλεύονται τη διαφορά των πυκνοτήτων των προς τον διαχωρισμό ορυκτών. Το αποτέλεσμα του βαρυτομετρικού διαχωρισμού εξαρτάται και από το μέγεθος των τεμαχιδίων. Το μέγεθος των τεμαχιδίων που μπορούν να επεξεργαστούν ποικίλει ανάλογα με τη μέθοδο, από τα 200mm έως τα 50 μm (Σταμπολιάδης 2001).

Ο βαρυτομετρικός διαχωρισμός, μαζί με την χειροδιαλογή αποτελούν τους παλαιότερους τρόπους εμπλουτισμού. Αν και κατά τη διάρκεια του εικοστού αιώνα ο βαρυτομετρικός διαχωρισμός είχε εν μέρει αντικατασταθεί από άλλες διαδικασίες, κυρίως την επίπλευση και τον μαγνητικό διαχωρισμό, όμως κατάφερε όχι μόνο να επιζήσει αλλά αναπτύχθηκε εξαιτίας της μεγάλης απλοϊκότητάς του. Ο διαχωρισμός αυτός δεν είναι μόνο μια επιλογή για μικρής κλίμακας διαγράμματα, αλλά συνεχίζει να παίζει μεγάλο ρόλο σε μεγαλύτερα "μοντέρνα" πλάνα για διαχωρισμό πολλών ορυκτών. (Burt, 1999)

3.3.1 ΜΕΘΟΔΟΙ ΜΗΧΑΝΙΚΟΥ ΒΑΡΥΤΟΜΕΤΡΙΚΟΥ ΔΙΑΧΩΡΙΣΜΟΥ

Κατά το μηχανικό βαρυτομετρικό διαχωρισμό ο εμπλουτισμός των μεταλλευμάτων επιτυγχάνεται με βάση την διαφορετική τους κίνηση μέσα σε ρευστά υπό την επίδραση μόνο της βαρύτητας ή ακόμη υπό την επίδραση της βαρύτητας σε συνδυασμό με άλλες μηχανικά εξασκούμενες δυνάμεις.

Οι δυνάμεις οι οποίες δημιουργούν τους παράγοντες βαρυτομετρικού διαχωρισμού είναι:

- Η δύναμη της βαρύτητας η οποία επιδρά σε κάθε σωματίδιο και είναι ανάλογη της μάζας του.
- Η δύναμη άνωσης του υγρού.
- Η σύνθετη δύναμη αντιστάσεων (Φραγκίσκος & Κατράκης, 1979).

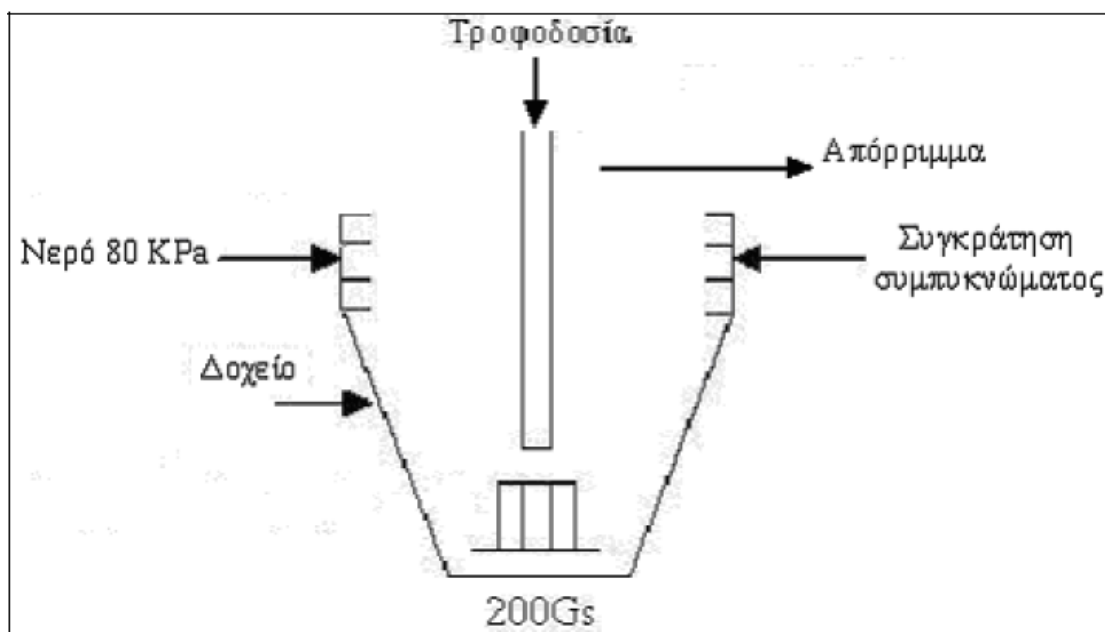
Τα κυριότερα μηχανήματα που χρησιμοποιούνται σήμερα για την επίτευξη του μηχανικού βαρυτομετρικού διαχωρισμού είναι τα Jigs, οι δονούμενες τράπεζες, οι σπειροειδής και οι κωνικοί συγκεντρωτές, οι οχετοί και οι φυγοκεντρικοί συγκεντρωτές. Σε αυτή την εργασία χρησιμοποιήθηκαν ο φυγοκεντρικός συγκεντρωτής τύπου Falcon Sb 40 και ο σπειροειδής συγκεντρωτής, που υπάρχουν στο εργαστήριο εμπλουτισμού μεταλλευμάτων και βιομηχανικών ορυκτών του τμήματος.

Φυγοκεντρικοί συγκεντρωτές

Τα μηχανήματα αυτά σχεδιάστηκαν αρχικά για τις ανάγκες ανάκτησης χρυσού και στη συνέχεια χρησιμοποιήθηκαν για την ανάκτηση βαρέων ορυκτών γενικότερα. Ο διαχωρισμός του χρήσιμου βαρέως κλάσματος από το αντίστοιχο ελαφρύ στείρο επιτυγχάνεται με τη χρήση της φυγόκεντρου δύναμης και την ρευστοποίηση.

Οι συγκεντρωτές αυτοί επιταχύνουν τους κόκκους των ορυκτών της τροφοδοσίας τροφοδοσίας που εισάγονται σε ένα ειδικά διαμορφωμένο κωνικό κύπελλο και έτσι ενισχύουν την διαφορά βαρύτητας που υπάρχει ανάμεσα στα προς διαχωρισμό ορυκτά.

Το υλικό αρχικά στρωματοποιείται σύμφωνα με την συγκεκριμένη πυκνότητα που έχει και έπειτα εισέρχεται σε μια περιοχή όπου υπάρχει νερό υπό πίεση, όπου λόγω της ρευστοποίησης υπόκεινται σε άλλου είδους επεξεργασία. Στα στάδιο αυτό εγκλωβίζονται τα βαρύτερα τεμαχίδια και δημιουργούν το συμπήκνωμα, ενώ τα ελαφρύτερα παρασύρονται από την παροχή του νερού και απομακρύνονται στο απόρριμμα. Ένα πρόχειρο σκαρίφημα της τομής ενός τέτοιου συγκεντρωτή φαίνεται στην Εικόνα 19 (Παντελάκη 2001).



Εικόνα 19 Τομή φυγοκεντρικού διαχωριστή.

Οι βαρυτικές δυνάμεις που δημιουργούνται μπορούν να υπολογιστούν συναρτήσει της συχνότητας περιστροφής (rpm) και της διαμέτρου του δοχείου D (m).

Η ταχύτητα περιστροφής του δοχείου δίνεται από τον τύπο:

$$v = \pi D N, \text{ m/sec}$$

όπου N = συχνότητα σε Hz.

Η επιτάχυνση γ η οποία μπορεί να επιτευχθεί υπολογίζεται από τη σχέση:

$$\gamma = 2 v^2 / D, \text{ m/sec}^2$$

Σπειροειδής συγκεντρωτής

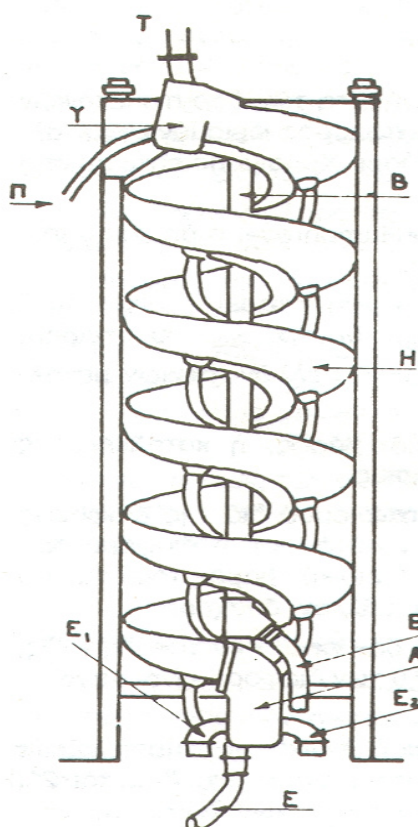
Ο σπειροειδής συγκεντρωτής είναι γνωστός και με το όνομα «Humphrey», ο οποίος υπήρξε ο κατασκευαστής του. Παρουσιάζει χαμηλό κόστος εγκατάστασης, οικονομική λειτουργία, απλό και ακριβή διαχωρισμό του μεταλλεύματος από το στείρο. Με την εφαρμογή της χρήσης τους επιτεύχθηκε η οικονομική εκμετάλλευση πολλών φτωχών μεταλλευμάτων.

Ο σπειροειδής συγκεντρωτής είναι βασικό μηχανήμα διαχωρισμού εξαιτίας της διαφοράς ειδικών βαρών μεταξύ μεταλλεύματος και στείρου. Για αυτό τον λόγο και η διαφορά των ειδικών βαρών μεταλλεύματος και στείρου πρέπει να είναι τουλάχιστον της τάξεως της μιας μονάδας. Όταν το ειδικό βάρος του στείρου είναι μεγαλύτερο από το 2,7 τότε ο διαχωρισμός του επιτυγχάνεται δύσκολα.

Ο σπειροειδής συγκεντρωτής αποτελείται από ένα ελικοειδή αγωγό 4-5 σπειρών τροποποιημένης κυκλικής διατομής. Η τροφοδοσία γίνεται από την κορυφή του σε μορφή πολφού 20-40% κατά βάρος. Κατά την κάθοδο του πολφού, τα βαρύτερα σωματίδια συγκεντρώνονται σε ζώνη κατά μήκος της εσωτερικής πλευράς του ρεύματος του πολφού. Στο εσωτερικό τμήμα της διατομής υπάρχουν θυρίδες ρυθμιζόμενου εύρους για την συλλογή του βαρέος υλικού. Τα ελαφρά συστατικά του πολφού παρασύρονται από το νερό στην εξωτερική ζώνη της διατομής.

Ο μηχανισμός διαχωρισμού του σπειροειδούς συγκεντρωτή δεν είναι τελείως σαφής. Όπως φαίνεται συνδυάζει την φυγόκεντρο δύναμη, που αναπτύσσεται στα σωματίδια, την τριβή και την δημιουργία πολυεπίπεδου αιωρήματος βαρέων διαμέσων εξαιτίας της τριβής.

Σημαντικό πλεονέκτημα του σπειροειδούς συγκεντρωτή είναι το γεγονός ότι δεν καταναλώνει ενέργεια για την επίτευξη του διαχωρισμού (Φραγκίσκος & Κατράκης, 1979).



Εικόνα 20 Σπειροειδής συγκεντρωτής Humphrey. Όπου T: τροφοδοσία, Y: υποδοχή τροφοδοσίας, Π: νερό εκπλύσεως, B: Σωλήνας περισυλλογής συμπηκνώματος, E₁: Αμμώδη ελαφρά σωματίδια, E₂: Ιλύς, E: Ενδιάμεσα, H: Σπείρες. (Από: Φραγκίσκο & Κατράκη 1979).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΤΕΤΑΡΤΟ**ΕΞΩΤΕΡΙΚΕΣ ΕΛΛΗΝΙΔΕΣ ΚΑΙ ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ****4.1 ΕΦΑΝΙΣΕΙΣ ΧΡΥΣΟΥ ΣΤΗΝ ΕΛΛΑΔΑ**

Ο χρυσός στην Ελλάδα εμφανίζεται με ένα πλήθος γενετικών τύπων. Όλοι οι κύριοι ορυκτολογικοί τύποι του χρυσού συνδέονται με κινήσεις τεκτονικών πλακών κατά τη διάρκεια του Τριτογενούς. Οι επιθερμικές αποθέσεις έχουν εγκατασταθεί μέσα σε μια ευρεία ηφαιστειακή ζώνη, η οποία αναπτύχθηκε αρχικά στη Βουλγαρία και στη συνέχεια μετακινήθηκε νότια προς τη βόρειο Ελλάδα.

Η γεωλογία της Ελλάδας ευνοεί την πιθανότητα χρήσης ορυκτών πόρων, οι οποίοι έχουν εξελιχθεί σε κύριο παράγοντα ανάπτυξης των επιχειρήσεων που ασχολούνται με ορυκτολογικές εργασίες και προσφέρουν την δυνατότητα οικονομικής και κοινωνικής ανάπτυξης. Ανάμεσα στα ορυκτά ο χρυσός είναι πολύ σημαντικός στόχος. Ο χρυσός στην Ελλάδα εμφανίζεται σε πλήθος ορυκτολογικών τύπων οι οποίοι κατηγοριοποιούνται ως εξής (Arvanitidis 2003).

Μαγματική μεταλλογένεση (Magmatic Mineralizations)

Αποθέσεις πορφυριτικού χαλκού που περιέχουν χρυσό σε οικονομικά εκμεταλλεύσιμες περιεκτικότητες. Οι αποθέσεις χρυσού – χαλκού στην περιοχή Σκουριές, που βρίσκεται 20 km νοτιοδυτικά του ορυχείου της Ολυμπιάδας, είναι το πιο χαρακτηριστικό παράδειγμα αυτού του τύπου εμφανίσεως χρυσού. Η οικονομική εκμετάλλευση στις Σκουριές γίνεται σε μια συνηθισμένη πορφυριτική φλέβα (syenitic porphyry plug) και στον περιβάλλοντα τροποποιημένο μαρμαρυγιακό σχιστόλιθο. Ο πορφυρίτης και ο σχιστόλιθος διακόπτονται από ένα πλέγμα πολύ μικρών ασυνεχειών έως λεπτές φλέβες χαλαζία, χαλκοπυρίτη και βορνίτη με σποραδικές εμφανίσεις nugget χρυσού. Το πλέγμα, με το χαλκοπυρίτη και σπάνιες εμφανίσεις λεπτόκοκκου χρυσού, συνεχίζεται μέσα στο περιβάλλοντα σχιστόλιθο και σταδιακά εξασθενεί καθώς απομακρύνεται από την επαφή του με τον πορφυρίτη. Το ανώτερο τμήμα της απόθεσης είναι ισχυρά οξειδωμένο με κυπρίτη, χαλκοσίνη και λεπτόκοκκο χρυσό. Επαρκείς αποθέσεις συνολικής ποσότητας περίπου 130 m.t. και 3,7 εκατομμυρίων oz χρυσού, έχουν αποτυπωθεί σε περίγραμμα για έναν εικοσάχρονο κύκλο ζωής της εκμετάλλευσης. Στο ίδιο πλαίσιο τα πορφυρικά συστήματα της Ποντοκερασιάς και του Γερακαρίου βορείως της Θεσσαλονίκης, αποτελούν ελκυστικούς μελλοντικούς στόχους εκμετάλλευσης (Arvanitidis 2003).

Υποθερμικές / Μεσοθερμικές μεταλλογενέσεις

➤ Μεταλλογενέσεις πολυμεταλλικών σουλφιδίων τύπου Manto με εμφανίσεις χρυσού οικονομικού ενδιαφέροντος. Η ογκώδης απόθεση της Ολυμπιάδας, που αντιπροσωπεύει αυτή την κατηγορία, είναι ένα κοίτασμα αντικατάστασης το οποίο βρίσκεται στην επαφή μεταξύ μαρμάρων και των υπερκείμενων γνευσίων (Kalogeropoulos et. al. 1989). Η βασική ορυκτολογική εκμετάλλευση αποτελείται κατά πρώτο λόγο από σφαλερίτη και γαληνίτη με κατά κύριο λόγο δυσκατέργαστο χρυσό που συνδυάζεται με πυρίτη και αρσеноπυρίτη. Οι υπολογιζόμενες ποσότητες χρυσού στην Ολυμπιάδα ανέρχονται στα 16,4 m.t. που περιλαμβάνουν 7,82 g/t χρυσό, 114 g/t άργυρο 5,23 % ψευδάργυρο και 3,86 % μόλυβδο. Οι περιοχές του Φαρασίνου και των Θερμών είναι πιθανές για αποθέσεις τύπου Ολυμπιάδας (Kilias, et. al. 1996).

➤ Μεταλλογένεση που φιλοξενείται σε φλέβες (Vein/shear hosted mineralization) αποτελείται από συγκέντρωση ετερόκλητων στοιχείων αρσеноπυρίτη-σφαλερίτη- γαληνίτη- χαλαζία – σερικίτη (με χρυσό μέχρι και 54 g/t) και γαληνίτη – σφαλερίτη – χαλκοπυρίτη. Αυτός ο τύπος εμφανίσεων συνήθως βρίσκεται στην δυτική Ροδόπη και στους Σερβομακεδονικούς ορεινούς όγκους, με το όρος Παγγαίο να είναι η πιο αντιπροσωπευτική περιοχή. Στο όρος Παγγαίο, όπου μεταλλευτικές δραστηριότητες λαμβάνουν χώρα για πάνω από 2.000 χρόνια, οι καταγεγραμμένες αποθέσεις χρυσού είναι υψηλής συγκέντρωσης αλλά μικρού όγκου (Arvanitidis 2003).

Επιθερμική μεταλλογένεση

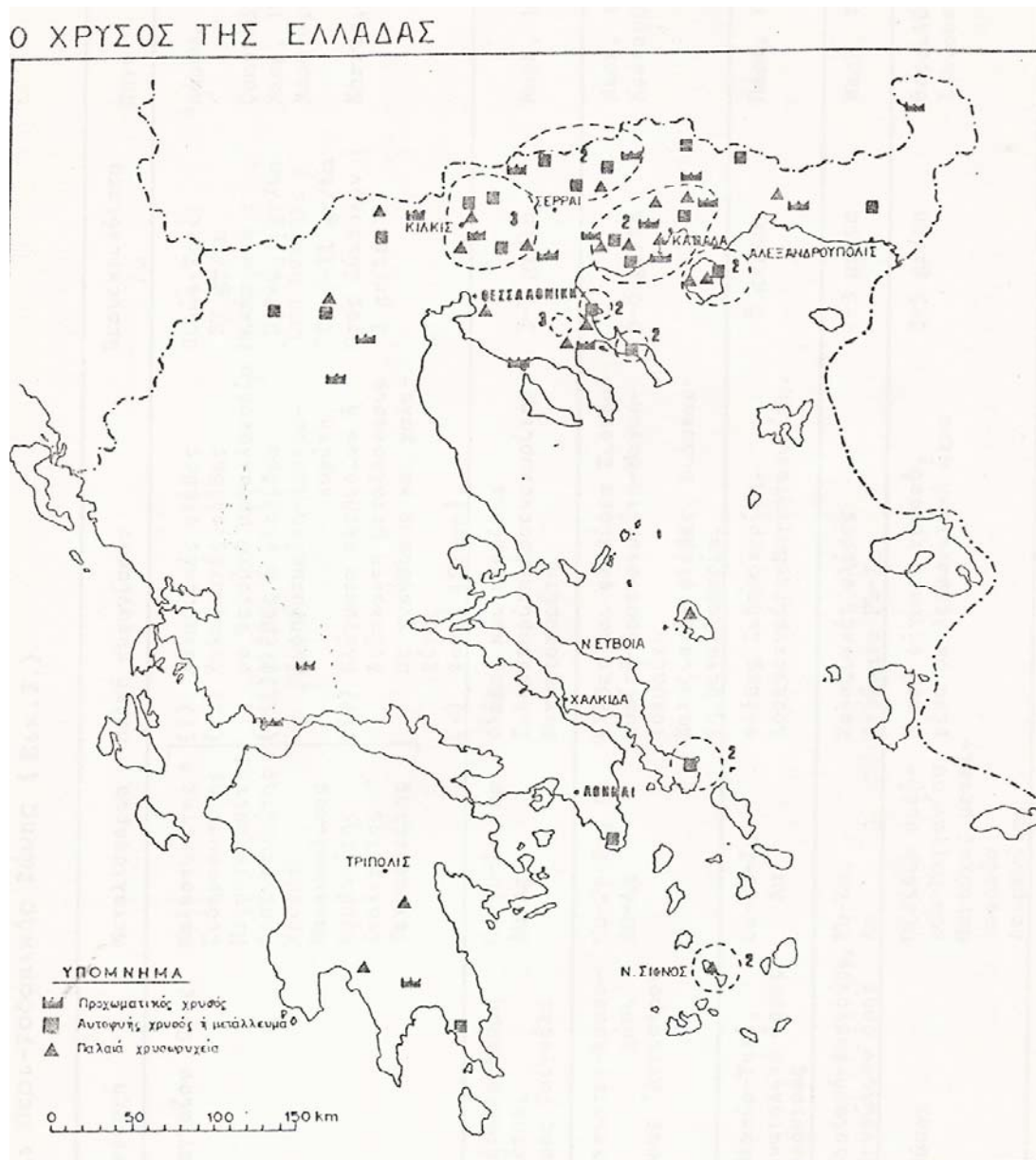
Μεταλλογένεση λεπτόκοκκου χρυσού σε ισχυρά πυριτιομένους και/ή αργιλιομένους φελσιτικούς ηφαιστίτες. Οι αποθέσεις στην περιοχή Κώνος – Σάπες είναι τυπικό παράδειγμα αυτής της κατηγορίας. Τα αποθέματα χρυσού υπολογίζονται σε 1,37 m.t. με μέσο όρο 12,36 g/t. Ένα νέο κοίτασμα επιθερμικής μεταλλογένεσης χρυσού ανακαλύφθηκε στο Πέραμα, περίπου 10km νοτιοανατολικά της απόθεσης Κώνου – Σαπών, το οποίο φιλοξενείται σε αργιλικούς τόφους. Σε αυτή την απόθεση η εξερεύνηση ανέδειξε αποθέσεις 11,2 m.t. με 3,5 g/t χρυσού, συνολικού ποσού 1,3 oz.

Υπεργενετική μεταλλογένεση (Supergene mineralization)

Ασύμφορες οικονομικά χρυσοφόρες εμφανίσεις έχουν βρεθεί σε σιδηρούχες χαλαζιακές φλέβες και ανθρακικές αντικαταστάσεις από ιασπιδοειδή, σε φλέβες μαλαχίτη – αζουρίτη σε σχιστόλιθο, και σε οξειδωμένα skarns σιδήρου με συγκεντρώσεις χονδρόκοκκου χρυσού. Τυπικές εμφανίσεις αυτής της κατηγορίας βρίσκονται στην περιοχή της Παλιάς Καβάλας και στο όρος Παγγαίο (Dimitroula et. al. 1995).

Σενάριο μεταλλογένεσης

Όλοι οι κύριοι τύποι εμφανίσεων χρυσού σχετίζονται με τεκτονικές κινήσεις πλακών κατά τη διάρκεια του Τριτογενούς. Οι επιθερμικές αποθέσεις τοποθετήθηκαν σε μια ευρεία ηφαιστειακή ζώνη, η οποία είχε αρχικά αναπτυχθεί στη Βουλγαρία και στη συνέχεια κινήθηκε νότια προς τη βόρειο Ελλάδα. Στα δυτικά της ηφαιστειακής ζώνης, σχηματίστηκαν ιζηματογενείς λεκάνες σε μεγάλες δομές κεράτων – τάφρων και οι τεκτονικές κινήσεις προκάλεσαν μετανάστευση βασικών μετάλλων που περιείχαν υπεραλατούχα διαλύματα στα βασικά πετρώματα όπου διείσδυσαν στα ανθρακικά τους τμήματα και σχημάτισαν καρστικές υδροθερμικές αποθέσεις. Ακόμη πιο δυτικά ο Σερβομακεδονικός ορεινός όγκος διακόπτεται από πορφυρικές μάζες οι οποίες συνοδεύονται από πλούσια υδροθερμικά διαλύματα, πορφυριτικές αποθέσεις χαλκού – χρυσού αναπτύχθηκαν στις ζώνες εναλλαγής των ενδογενών πετρωμάτων και των πολλυμεταλλικών σουλφιδίων (Arvanitidis 2003).



Εικόνα 21 Γνωστές εμφανίσεις χρυσού στον Ελλαδικό χώρο (από Mack 1964).

Όπως έχει προαναφερθεί σύμφωνα με νεότερες εργασίες που έχουν πραγματοποιηθεί υπάρχουν ενδείξεις για την ύπαρξη εμφανίσεων χρυσού στην ευρύτερη περιοχή της Ιονίου ζώνης η οποία ανήκει στις Εξωτερικές Ελληνίδες. Πριν την λεπτομερή περιγραφή των γεωλογικών παραμέτρων της περιοχής ερευνάς θα γίνει μια αναφορά στο γενικό γεωλογικό περίγραμμα της περιοχής.

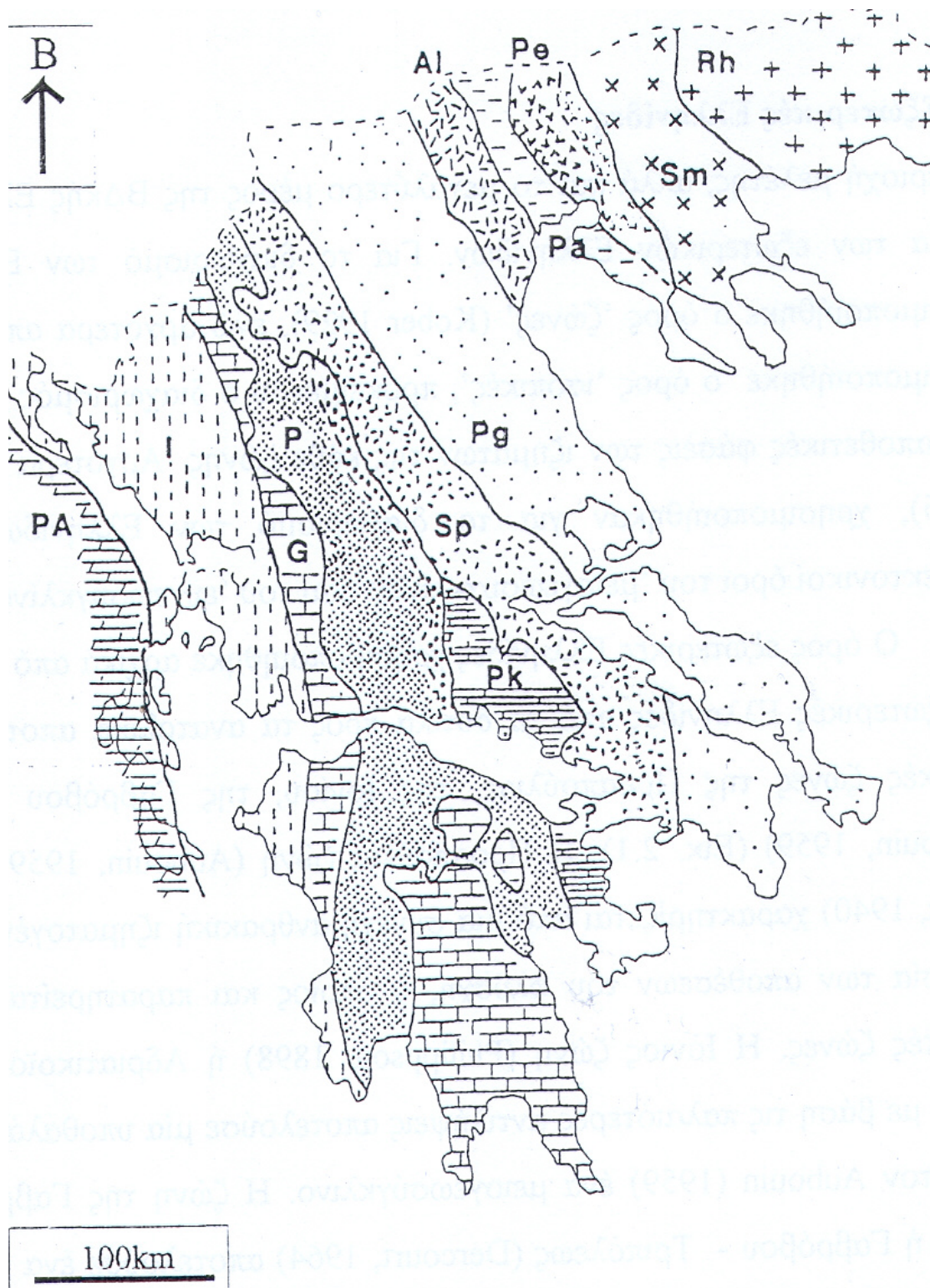
4.2 ΕΞΩΤΕΡΙΚΕΣ ΕΛΛΗΝΙΔΕΣ

Η περιοχή μελέτης, αλλά και το μεγαλύτερο μέρος της Βορειοδυτικής Ελλάδας αποτελούν τμήμα των Εξωτερικών Ελληνίδων. Για τον διαχωρισμό των Ελληνίδων αρχικά χρησιμοποιήθηκε ο όρος ‘ζώνες’, ενώ αργότερα από τον Renz (1955) χρησιμοποιήθηκε ο όρος ‘ισοπικές’, προκειμένου ο διαχωρισμός τους να στηριχθεί στις αποθετικές φάσεις των ιζημάτων της κάθε ζώνης. Αργότερα από τον Aubouin (1965), χρησιμοποιήθηκαν για τον διαχωρισμό των Ελληνίδων σε ζώνες οι γεωτεκτονικοί όροι του ‘μειογεωσυγκλίνου’ και του ‘ευγεωσυγκλίνου’.

Ο όρος εξωτερικές Ελληνίδες χρησιμοποιήθηκε αρχικά από τον Brunn (1956). Οι εξωτερικές Ελληνίδες από τα δυτικά προς τα ανατολικά αποτελούνται από τις ισοπικές ζώνες της Προαπούλιας, της Ιονίου, της Γαβρόβου και της Πίνδου (Εικόνα 22). Η Προαπούλια ζώνη ή ζώνη Παξών χαρακτηρίζεται από μια συνεχή ανθρακική ιζηματογένεση και από την απουσία των αποθέσεων του φλύσχη, ο οποίος και παρατηρείται στις υπόλοιπες ισοπικές ζώνες. Η Ιόνιος ζώνη (Philippson, 1898) ή Αδριατικοϊόνια ζώνη με βάση τις παλαιότερες αντιλήψεις αποτελούσε μια υποθαλάσσια αύλακα και κατά τον Aubouin (1959) ένα μειογεωσύγκλινο. Η ζώνη της Γαβρόβου ή Γαβρόβου – Τριπόλεως (Decourt, 1964) αποτελούσε ένα ύψωμα, το οποίο χώριζε τις αύλακες της Ιονίου και της Πίνδου. Η ζώνη της Πίνδου ή Ωλονού – Πίνδου, όπως και η Ιόνιος ζώνη, ήταν μια αύλακα (βαθύτερη από την Ιόνιο) και χαρακτηρίζεται ως ένα ευγεωσύγκλινο.

Τα παλαιότερα σε ηλικία ιζήματα των Εξωτερικών Ελληνίδων είναι οι Τριαδικοί εβαπορίτες (I.G.S.R & I.F.P., 1966), οι οποίοι λειτούργησαν ως επιφάνεια αποκόλλησης, κατά τη διάρκεια της μετανάστευσης των Εξωτερικών Ελληνίδων προς τα νοτιοδυτικά (Underhill, 1985). Η επιφάνεια αποκόλλησης στην εξωτερική Ιόνιο και στην Προαπούλια βρίσκεται στη βάση των Μεσοζωικών ανθρακικών ακολουθιών (Jenkins, 1972). Αυτή η επιφάνεια αποκόλλησης διεισδύει προς τα ανατολικά μέσα στο προ-Μεσοζωικό υπόβαθρο κάτω από τη ζώνη της Γαβρόβου (Filbrandt, 1985). Καθ’ όλη τη διάρκεια του Μεσοζωικού έχουμε μια συνεχή ιζηματογένεση μέχρι το Ανώτερο Ηώκαινο, όπου ξεκινούν οι ορογενετικές κινήσεις.

Σύμφωνα με τις νέες αντιλήψεις της παγκόσμιας τεκτονικής η Ιόνιος και η Γάβροβος αποτέλεσαν τη λεκάνη προχώρας της Πίνδου από το Ανώτερο Ηώκαινο έως το Ανώτερο Ολιγόκαινο (Underhill, 1985), η δημιουργία της οποίας ήταν το αποτέλεσμα της φόρτισης της από το βάρος των επωθημένων στρωμάτων, κατά τη



Εικόνα 22 Χάρτης των Ελληνικών ισοπικών ζωνών κατά Mercier et. al. (1971). PA= Προαπούλια ζώνη, I= Ιόνια ζώνη, G= ζώνη Γαβρόβου, P= ζώνη Πίνδου, Pk= ζώνη Παρνασσού, Sp= υποπελαγονική ζώνη, Pg= Πελαγονική ζώνη, Al= ζώνη Αλμωπίας, Pa= ζώνη Πάϊκου, Pe= ζώνη Παιονίας, Sm= Σερβομακεδονική ζώνη και Rh= μάζα Ροδόπης.

διάρκεια της Νοτιοδυτικής μετανάστευσης των Εξωτερικών Ελληνίδων. Η μετανάστευση αυτή των ισοπικών ζωνών συνοδεύτηκε και από ταυτόχρονη

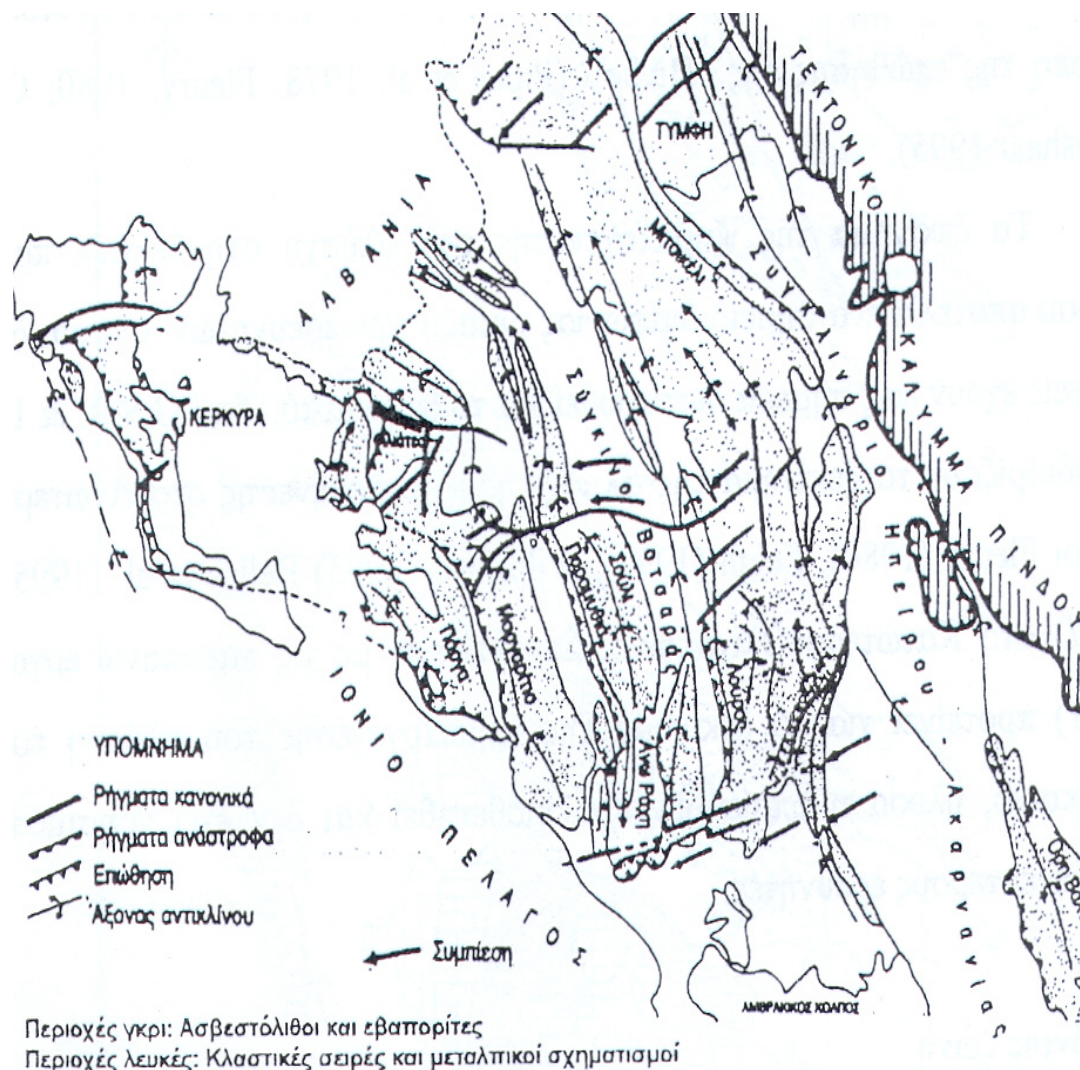
μετανάστευση του υπόκεντρου της λεκάνης προχώρας . Η προχώρα αναπτυσσόταν δυτικά της επώθησεως της Πίνδου, ως συνέπεια της λειτουργίας της επώθησης, κατά το Ανώτερο Ηώκαινο – Κατώτερο Ολιγόκαινο. Το υλικό, με το οποίο τροφοδοτήθηκε η προχώρα, προήλθε από τα ανατολικά, από το μέτωπο της επώθησης της Πίνδου (Piper et al. 1978)

Το ξεκίνημα της ιζηματογένεσης του φλύσχη στη λεκάνη προχώρας της Πίνδου αποτελεί ένα σημείο διαφωνίας μεταξύ των ερευνητών, μια και διαφορετικές απόψεις έχουν έως σήμερα διατυπωθεί για το θέμα αυτό. Τα I.G.S.R. & I.F.P. (1966) προσδιορίζουν το ξεκίνημα της φλυσχικής ιζηματογένεσης στο Ανώτερο Ηώκαινο, ενώ οι, Leigh (1991), Wilpshaar (1995) Bellas et al. (1995) και Bellas (1997) στο Κατώτερο Ολιγόκαινο. Σε αντίθεση με τις παραπάνω εργασίες η B.P. (1971) προτείνει για το ξεκίνημα της ιζηματογένεσης του φλύσχη το Κατώτερο Μειόκαινο, ηλικία η οποία δεν έχει υιοθετηθεί και δεν έχει χρησιμοποιηθεί από μεταγενέστερους ερευνητές.

4.3 ΙΟΝΙΟΣ ΖΩΝΗ

Η Ιόνιος ζώνη αναπτύσσεται στα ανατολικά τμήματα των νησιών του Ιονίου πελάγους, Κέρκυρα, Λευκάδα, Κεφαλονιά και Ζάκυνθο καθώς και στα νησιά της Δωδεκανήσου Κάρπαθο, Ρόδο και Κρήτη. Επίσης αναπτύσσεται στην Ήπειρο, στην Αιτολοακαρνανία, στη Βορειοδυτική Πελοπόννησο (Εικόνα 22) (I.G.S.R. & I.F.P., 1966; B.P., 1971) και στο νοτιοδυτικό τμήμα της Αλβανίας (Fili & Bare. 1994).

Κατά τον Bourcart (1925) η Ιόνιος ζώνη χαρακτηρίστηκε ως αυτόχθονη. Αποτελούσε μια υποθαλάσσια αύλακα που παρεμβалλόταν ανάμεσα στο υποθαλάσσιο ύβωμα της Απούλιας (δυτικά) και στο ύβωμα της ζώνης Γαβρόβου (ανατολικά). Η αύλακα αυτή δεν ήταν συνεχής, αλλά διακοπτόταν από υβώματα, τα οποία άλλοτε προκαλούσαν μείωση του πάχους των ιζημάτων και άλλοτε στρωματογραφικά κενά δημιουργώντας ασυμφωνίες. Τα υβώματα αυτά αντιστοιχούν στις σημερινές θέσεις των αντικλίνων (Εικόνα 23). Η Ιόνιος ζώνη έχει διαιρεθεί σε τρεις υποζώνες: την εσωτερική, τη μεσαία και την εξωτερική, όπως και είχε αρχικά προτείνει ο και διαπιστώθηκε αργότερα από το I.G.S.R. & I.F.P. (1966) . Επιπλέον υποδιαίρέσεις της μεσαίας και εξωτερικής Ιονίου ζώνης διακρίθηκαν από τα I.G.S.R. & I.F.P. (1966) και αργότερα χρησιμοποιήθηκαν από τους Richter (1976), Wilpshaar (1995), Bellas et. Al. (1995) και Bellas (1997).



Εικόνα 23 Τεκτονικές δομές της Ηπείρου όπως χαρτογραφήθηκαν από τα I.G.S.R. & I.F.P (1966).

Η ιζηματογένεση στο χώρο της Ιονίου αύλακας ήταν συνεχής από το Τριαδικό έως το Ανώτερο Ηώκαινο με εξαίρεση κάποιες θέσεις, όπου διαπιστώνονται διακοπές στην ιζηματογένεση με ασυμφωνίες κατά τη διάρκεια του Ιουρασικού σε περιοχές της Ηπείρου και της δυτικής Στερεάς Ελλάδας (I.G.S.R. & I.F.P., 1966).

Η ανθρακική ιζηματογένεση στη ζώνη αυτή τελειώνει στο Ανώτερο Ηώκαινο, όπου την περίοδο αυτή λαμβάνει χώρα η μετάβαση από την ανθρακική στην κλαστική ιζηματογένεση με το ξεκίνημα της απόθεσης του φλύσχη. Οι φλυσχικές αποθέσεις στο μεγαλύτερο τμήμα της Ιονίου ζώνης κάθονται σύμφωνα πάνω στους Ηωκαινικούς ασβεστόλιθους, ενώ έχουν αναφερθεί και θέσεις, όπου οι δύο αυτοί σχηματισμοί βρίσκονται σε ασυμφωνία (I.G.S.R. & I.F.P., 1966; B.P., 1971; Jenkins, 1972).

Κύριο τεκτονικό χαρακτηριστικό της ζώνης αυτής είναι τα μεγάλα ρήγματα και επωθήσεις Βορειοδυτικής διεύθυνσης. Η πορεία των τεκτονικών αυτών δομών διακόπτεται από μεγάλα ρήγματα Βορειοανατολικής διεύθυνσης, όπως συμβαίνει στη Λευκάδα και στην Κεφαλονιά τα οποία διαχωρίζουν περιοχές με διαφορετικό ποσό συστολής. Όλες οι μεγάλες επωθήσεις της Ιονίου ζώνης έχουν ληστρικό χαρακτήρα (Δούτσος, 1995).

Τα ιζήματα της Ιονίου ζώνης σύμφωνα με νεότερες απόψεις (Καρακίτσιος 1995 και Zelilidis et al. 2003) διαχωρίζονται σε τρεις βασικές ακολουθίες οι οποίες αντιστοιχούν σε τρία στάδια εξέλιξης τα οποία είναι τα εξής:

1. στάδιο προ της ταφρογένεσης (pro-rift)
2. στάδιο σύγχρονο με την ταφρογένεση (syn-rift) και
3. στάδιο μετά την ταφρογένεση (post-rift).

1. Στάδιο προ της ταφρογένεσης

Το στάδιο αυτό αντιπροσωπεύεται από τους νηριτικούς κάτω Ιουρασικούς ασβεστόλιθους του Παντοκράτορα (IGSR&IFP, 1966; Karakitsios, 1990; 1992). Οι νηριτικοί αυτοί ασβεστόλιθοι υπέρκεινται, μέσω των ασβεστόλιθων Φουσταπήδημα (Μέσο – Άνω Τριαδικό) (Pomoni-Papaioannou & Tsaila-Monopolis, 1983; Karakitsios & Tsaila-Monopolis, 1990) επί των εβαποριτών Κάτω – Μέσο Τριαδικής ηλικίας, των οποίων το πάχος ξεπερνά τα 3.000μ. . Το υπό-εβαπορετικό υπόβαθρο της Ιονίου ζώνης δεν έχει αποκαλυφθεί.

2. Στάδιο σύγχρονο με την ταφρογένεση

Το στάδιο αυτό ξεκινά με την απόθεση των Ασβεστολίθων του Λούρου (Karakitsios & Tsaila-Monopolis, 1988) οι οποίοι αποτέθηκαν στο Κατώτερο Ιουρασικό (Karakitsios, 1990; 1992). Οι ασβεστόλιθοι αυτοί σηματοδοτούν την έναρξη της καταβύθισης της περιοχής η οποία εκφράζεται από συναποθετικά ιζηματογενή πρίσματα όπως του Ammonitico rosso, των ασβεστόλιθων με Filaments και σχιστόλιθων με Ποσειδωνίες στο Μέσο και Ανώτερο Ιουρασικό (Karakitsios et al., 1988; Karakitsios, 1995). Ασυμφωνίες είναι πολύ συχνές στα ανώτερα τμήματα των πρισμάτων, ενώ παρατηρούνται και μεγάλες διαφορές στο στρωματογραφικό πάχος των αποθέσεων κατά μήκος της λεκάνης.

3. Στάδιο μετά την ταφρογένεση

Το στάδιο αυτό καθορίζεται από την ασυμφωνία στην βάση των πελαγικών ασβεστόλιθων της Βίγλας στο κατώτερο Βεριάσιο (Κατ. Κρητιδικό). Οι ασβεστόλιθοι αυτοί είναι λεπτοπλακώδεις με παρενστρώσεις πυριτόλιθων. Η ιζηματογένεση των ασβεστολίθων την περίοδο αυτή είναι σύγχρονη σε όλη την Ιόνιο ζώνη (Karakitsios, 1990). Οι διαφορές στο πάχος των ασβεστολίθων της Βίγλας φανερώνουν την συνέχιση της κίνησης του εβαποριτικού υπόβαθρου (IGSR&IFP, 1966; Karakitsios, 1990; 1992). Από το Ανώτερο Σενώνιο έως το Ανώτερο Ηώκαινο συνεχίζεται η πελαγική ιζηματογένεση οπότε αποτίθενται πελαγικοί ασβεστόλιθοι κατά θέσεις μικρολατυποπαγείς. Στο Μέσο Ηώκαινο – Κατώτερο Ολιγόκαινο ξεκινά η ιζηματογένεση του φλύσχη (Εικόνα 25).

4.4 ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΟΥ ΦΛΥΣΧΗ ΤΗΣ ΙΟΝΙΟΥ ΖΩΝΗΣ

Μετά από τη συσσώρευση των ανθρακικών κυρίως ιζημάτων κατά τη διάρκεια του Μεσοζωικού και του Παλαιόκαινου-Ηώκαινου, η άνοδος και επομένως η διάβρωση της οροσειράς, που υπήρξε ανατολικά της Ιόνιας Ζώνης, προκάλεσαν την κλαστική απόθεση στην ενεργό λεκάνη της προχώρας της Πίνδου, που συνδέθηκε με τους Μέσο- και Νέο-ελληνικούς τεκτονικούς κύκλους (Jacobshagen 1986). Αυτό προέκυψε από τις ακόλουθες παρατηρήσεις πεδίου: Τα κλαστικά ιζήματα των εσωτερικών περιοχών είναι παχύτερα και πιο χονδρόκοκα από τα απομακρυσμένα των μέσων ή ακόμα και εξωτερικών τμημάτων της Ζώνης. Συνεπώς, η ιζηματογένεση του φλύσχη, κυρίως οι άργιλοι και οι ψαμμίτες με τις στρώσεις κροκαλοπαγών (Bizon 1967), άρχισαν νωρίτερα στις ανατολικές περιοχές απ' ότι στις δυτικές.

Τα δυτικά όρια της Ιόνιας αποθετικής λεκάνης θεωρείται η υφαλοκρηπίδα της Απούλιας πλατφόρμας, γνωστή ως Προαπούλια ζώνη, και η οποία δεν καλύφθηκε από τα ιζήματα του φλύσχη. Σύμφωνα με τον Richter (1976) τα εσωτερικά, ενδιάμεσα και εξωτερικά μέρη της Ιόνιας λεκάνης χωρίζονταν από ενδοτεκτονικά ανυψωμένα τεμάχη. Αυτή η διαρύθμιση του θαλάσσιου παλαιοπυθμένα ήταν ο βασικός παράγοντας που έλεγξε την κατεύθυνση ροής και την επέκταση των κλαστικών χερσαίων τουρβιδιτικών ρευμάτων. Από τις πολύχρονες έρευνες πεδίου

και τις γεωλογικές χαρτογραφήσεις των αντιστοίχων περιοχών έχουν προκύψει οι εξής κλασικές αντιλήψεις για τον φλύσχη των τριών υπολεκανών:

Εσωτερική Ιόνια Ζώνη

Ένα μέρος των εσωτερικών ιζημάτων της Ιόνιας Ζώνης είναι προς το παρόν άγνωστο, καλυμμένο από το μέτωπο του τεκτονικού καλύμματος της Πίνδου προς τη δύση. Περιλαμβάνει το μεγαλύτερο μέρος του τυπικού φλυσχικού τμήματος και εμφανίζεται στο σύγκλινο Ηπείρου-Ακαρνανίας. Το τμήμα από Ανώτερο Ηώκαινο - Ακουιτάνιο αναφέρεται από IGRS/IFP με ένα πάχος 3.650 μέτρων. Στο τμήμα αυτό αποδόθηκαν έξι λιθοστρωματογραφικές μονάδες IGRS/IFP (1966). Από κάτω προς τα επάνω είναι οι ακόλουθες (οι αριθμοί στις παρενθέσεις αντιπροσωπεύουν το πάχος σε μέτρα):

1. μεταβατικές στρώσεις (περίπου 30 μ),
2. ψαμμίτες του Πέτα (1.330 έως 1.370 μ),
3. μάργες Αράχθου (670 μ),
4. ψαμμίτες της Ανεμοράχης (100 μ), και
5. σειρές Δίστρατου (1.450 μ των εναλλαγών ψαμμίτη και μάργας στο χαρακτηριστικό φλυσχικό τμήμα, με ένα συνολικό πάχος 2.100 μ στην υπολεκάνη της Άρτας).
6. Μια έκτη λιθοστρωματογραφική μονάδα αποκαλούμενη μάργες Ποταμιάς έχει αποδοθεί επίσης στην εσωτερική υποδιαίρεση της Ιόνιας Ζώνης από το IGRS/IFP (1966). Έχει πάχος 1.750 μέτρα και αποτελεί την κορυφή της σειράς. Με βάση πλακτονικά τρηματοφόρα προτάθηκε Ακουιτάνια ηλικία για την βάση των μαργών αυτών, ηλικία που δεν έχει γίνει αποδεκτή από το σύνολο των ερευνητών.

Μέση Ιόνια Ζώνη

Θεωρείται ότι αντιπροσωπεύει το βαθύτερο, κεντρικό τμήμα της Ιόνιας λεκάνης, αν και υπήρξαν επίσης μορφολογικές υψώματα (πιο ρηχές περιοχές). Το χαρακτηριστικό τμήμα της μέσης Ιόνιας Ζώνης βρίσκεται στην περιοχή Εκκλησιά - Ζάλογγο, και είναι τοποθετημένο στο δυτικό αντικλινόριο, ως επέκταση του σύγκλινου της Ανεμοράχης στη νοτιοδυτική κατεύθυνση (IGRS/IFP, 1966). Τρεις λιθοστρωματογραφικές μονάδες έχουν αναγνωριστεί στη μέση Ιόνια Ζώνη (από κάτω έως επάνω):

- 1) Φλύσχης (περίπου 450m),

2) σχηματισμός Radhoviži (περίπου 300 m) και

3) σειρά Βουρδιγάλιου (περίπου 1.700m)

Η λιθολογική διαφοροποίηση μεταξύ των πρώτων δύο μονάδων βασίστηκε στην εξαφάνιση των φλύσχικών χαρακτηριστικών γνωρισμάτων στο σχηματισμό Radhoviži, και σε μια συνακόλουθη κυριαρχία μαργών στα τελευταία (IGRS/IFP, 1966).

Εξωτερική Ιόνια Ζώνη

Γενικά αντιπροσωπεύει το δυτικό περιθώριο της Ιόνιας λεκάνης και υποδιαιρείται σε δύο μέρη, ανατολικό και δυτικό:

Το ανατολικό μέρος της εξωτερικής Ιόνιας ζώνης

Το ανατολικό μέρος της εξωτερικής ιόνιας ζώνης έχει διακριθεί σε τέσσερις λιθοστρωματογραφικές μονάδες που από το κατώτατο σημείο στην κορυφή είναι (IGRS/IFP, 1966):

- 1) κατώτερο φλύσχη (περίπου 80 μ),
- 2) σχηματισμός Άγιοι Πάντες (περίπου 1.300 μ)
- 3) ανώτερο φλύσχη (περίπου 800 μ) και,
- 4) Βουρδιγάλιο

Το δυτικό μέρος της εξωτερικής Ιόνιας ζώνης

Στο δυτικό μέρος της εξωτερικής ιόνιας ζώνης αναγνωρίστηκαν δύο λιθοστρωματογραφικές μονάδες από το IGRS/IFP (1966):

1) μια κατώτερη σειρά όπου ο κατώτερος φλύσχης είναι α) είτε κακώς αντιπροσωπευόμενος είτε απών (π.χ. τμήμα Πλαγιάς: Ακαρνανία), ή β) συνήθως μοιάζει με τον ανώτερο φλύσχη της τοποθεσίας Άγιοι Πάντες (π.χ. τμήμα Επίσκεψης: βόρεια Κέρκυρα)

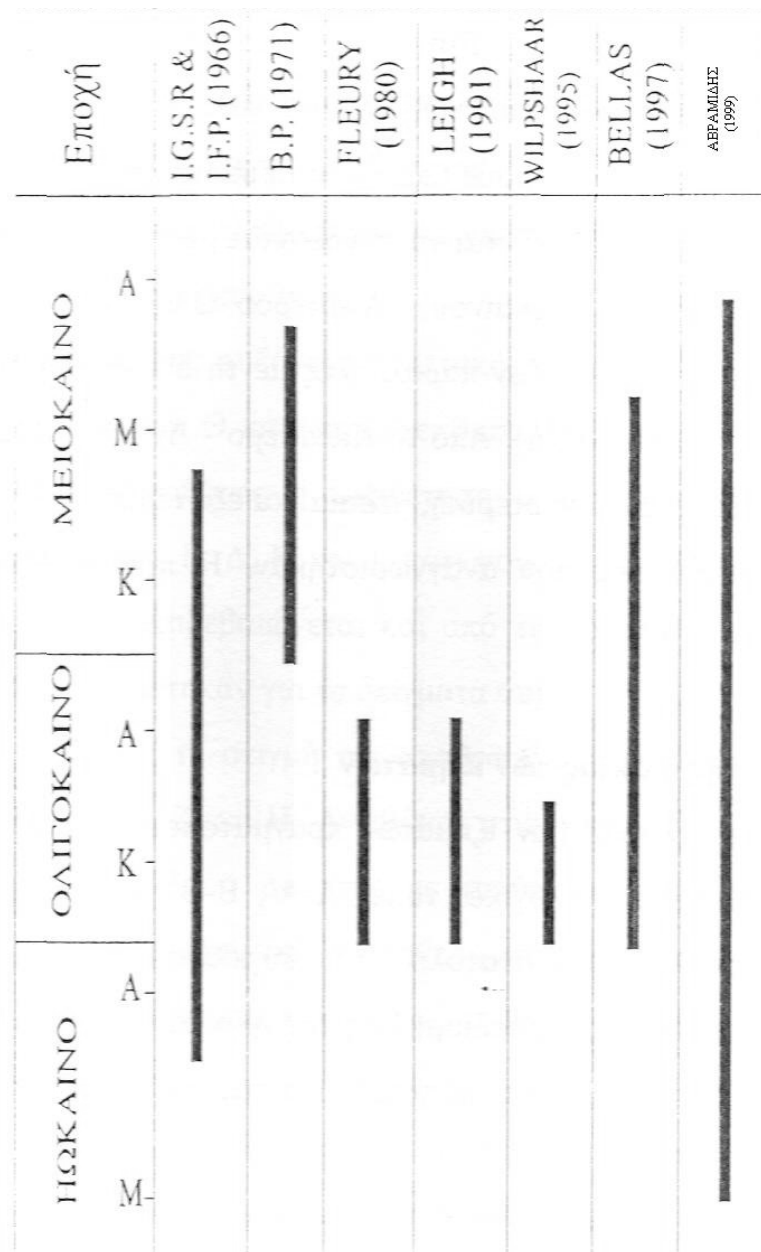
2) μια μολασική ανώτερη σειρά ηλικίας μετα- Βουρδιγάλια.

Σύμφωνα με τον Richter (1976) η χαμηλότερη σειρά είναι μια πολύ παχιά, αδιαίρετη φλύσχη μονάδα, η οποία τουλάχιστον στην Κέρκυρα, προσεγγίζει σε πάχος τα 1.200 έως 1.500 μ. Είναι πολύ παρόμοια και μπορεί να συσχετιστεί με τον σχηματισμό Άγιοι Πάντες.

Οι κλασικές αυτές απόψεις καθώς και η ονοματολογία που τις συνόδευσε αποτυπώθηκε στους γεωλογικούς χάρτες για τις αντίστοιχες περιοχές της Δυτικής Ελλάδας (Σύγκρινε Παράρτημα, Γεωλογικό Χάρτης κλίμακας 1:50.000, Φύλλο Πέτα).

Οι αποθέσεις του φλύσχη στην στη λεκάνη προχώρας της Πίνδου έχουν ερμηνευθεί ως αποθέσεις παλαιών υποθαλάσσιων ριπιδίων συγκεκριμένων διευθύνσεων. Για πρώτη φορά η ερμηνεία αυτή δόθηκε από τους Piper et al. (1978) και έγινε αποδεκτή από μεταγενέστερους ερευνητές, οι οποίοι μελέτησαν τις αποθέσεις του φλύσχη σε διάφορα τμήματα της λεκάνης. Η προέλευση των ιζημάτων της λεκάνης όπως έχει προκύψει από παλαιογεωγραφικά και ιζηματολογικά δεδομένα είναι κυρίως από τα ανατολικά. Σημαντικό ρόλο στην εξέλιξη της λεκάνης διαδραματίζουν τα δύο στάδια περιστροφής που έχει υποστεί ο ευρύτερος Ελλαδικός χώρος, όπως προκύπτει από παλαιομαγνητικά δεδομένα.

Η ηλικία των φλυσχικών αποθέσεων της Ιονίου ζώνης αποτελεί το μεγαλύτερο σημείο τριβής μεταξύ των ερευνητών. Το IGSR & IFP (1966) αναφέρει ένα εύρος ηλικίας από το Ανώτερο Ηώκαινο έως το Κατώτερο Μειόκαινο. Ωστόσο η BP προσδιόρισε ως χρονικό εύρος απόθεσης των ιζημάτων από το Κατώτερο Μειόκαινο έως το Μέσο Μειόκαινο ερμηνεύοντας την παρουσία της Ολιγοκαινικής πανίδας ως προϊόν μεταφοράς και επανατοποθέτησης παλαιότερων αποθέσεων. Άλλοι ερευνητές προτείνουν ως περίοδο απόθεσης των κλαστικών αποθέσεων της Ιονίου ζώνης το Ολιγόκαινο (Αβραμίδης 2003).



Εικόνα 24 Οι ηλικίες που έχουν προσδιοριστεί από τις μέχρι σήμερα μελέτες για τις τουρβιδιτικές αποθέσεις της Ιονίου ζώνης (Αβραμίδης 1999).

ΗΛΙΚΙΑ		ΛΙΘΟΛΟΓΙΑ		ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ
ΤΡΙΤΟΓΕΝΕΙΣ	ΝΕΟΤΕΝΕΣ	ΒΕΡΓΙΑΔΙΟ	ΔΕΛΤΑΙΑΚΑ	Νηπιατικό
		ΚΑΛΑΒΡΟ		
		ΠΑΡΙΑΝΟ		
		ΜΕΣΣΗΝΙΟ		
		ΤΟΡΙΟΝΙΟ		
		ΣΕΡΑΒΛΛΑΚ		
		ΔΑΪΤΙΟ		
		ΒΟΥΡΑΠΠΑΛΙΟ		
		ΑΚΟΥΪΤΑΝΙΟ		
		ΣΑΤΤΙΟ		
ΠΑΛΑΙΟΓΕΝΕΙΣ	ΜΕΣΟΓΕΝΕΙΣ	ΡΟΥΠΕΛΙΟ	ΦΛΥΣΧΗΣ	Πελαγικό
		ΠΕΡΙΑΜΠΟΝΙΟ		
		ΜΠΑΡΤΟΝΙΟ		
		ΔΟΥΤΗΚΙΟ	ΜΕΤΑΒΑΤΙΚΕΣ ΜΑΡΤΕΣ	
		ΥΠΡΕΣΚΙΟ		
		ΦΑΝΕΤΙΟ		
		ΜΟΝΤΙΟ		
		ΔΑΝΚΙΟ	ΜΙΚΡΟΛΑΤΥΠΑΠΑΓΗΣ	
		ΜΑΙΣΤΡΙΧΤΙΟ	ΑΣΒΕΣΤΟΛΙΘΟΙ	
		ΚΑΜΠΑΝΙΟ		
ΚΡΗΤΙΔΙΚΟ	ΑΝΤΙΤΕΡΟ	ΣΑΝΤΩΝΙΟ		Πελαγικό
		ΚΟΝΙΑΣΚΙΟ		
		ΤΟΥΡΟΝΙΟ		
		ΚΕΝΟΜΑΝΙΟ		
		ΔΑΒΙΟ		
		ΑΠΤΙΟ		
		ΒΑΡΡΕΜΙΟ		
		ΩΤΕΡΙΒΙΟ	ΑΣΒΕΣΤΟΛΙΘΟΙ	
		ΒΑΛΑΝΖΙΝΙΟ	ΒΙΓΛΑΣ	
		ΒΕΡΓΙΑΣΚΙΟ		
ΙΟΥΡΑΣΙΚΟ	ΜΕΣΟ ΑΝΤΙΤΕΡΟ	ΤΙΘΟΝΙΟ		Νηπιατικό
		ΚΙΜΜΕΡΙΑΔΙΟ		
		ΟΞΦΟΡΔΙΟ		
		ΚΑΛΔΟΝΙΟ		
		ΒΑΘΟΝΙΟ		
		ΒΑΤΙΩΝΙΟ		
		ΑΔΑΛΕΝΙΟ		
		ΙΟΑΡΕΟ		
		ΠΑΛΙΕΝΣΜΙΛΑΧΙΟ		
		ΣΙΝΕΜΟΥΡΚΙΟ		
ΤΡΙΑΣΙΚΟ	ΑΝΤΙΤΕΡΟ	ΕΤΤΑΝΖΚΙΟ	ΑΣΒΕΣΤΟΛΙΘΟΙ	Νηπιατικό
			ΠΑΝΤΟΚΡΑΤΟΡΑ	
ΤΡΙΑΣΙΚΟ	ΜΕΣΟ	ΡΑΪΤΙΟ		Νηπιατικό
		ΝΟΡΚΙΟ		
		ΚΑΡΝΚΙΟ		
		ΑΛΔΑΙΝΚΙΟ		
ΤΡΙΑΣΙΚΟ	ΚΑΤΩΤΕΡΟ	ΑΝΙΣΚΙΟ		Νηπιατικό
ΤΡΙΑΣΙΚΟ	ΚΑΤΩΤΕΡΟ	ΕΚΥΘΙΟ		Νηπιατικό

Εικόνα 25 Λιθοστρωματογραφική στήλη της Ιονίου ζώνης τροποποιημένη από Zelilidis et. al. (2003).

4.5. ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΔΕΙΓΜΑΤΟΛΗΨΙΩΝ

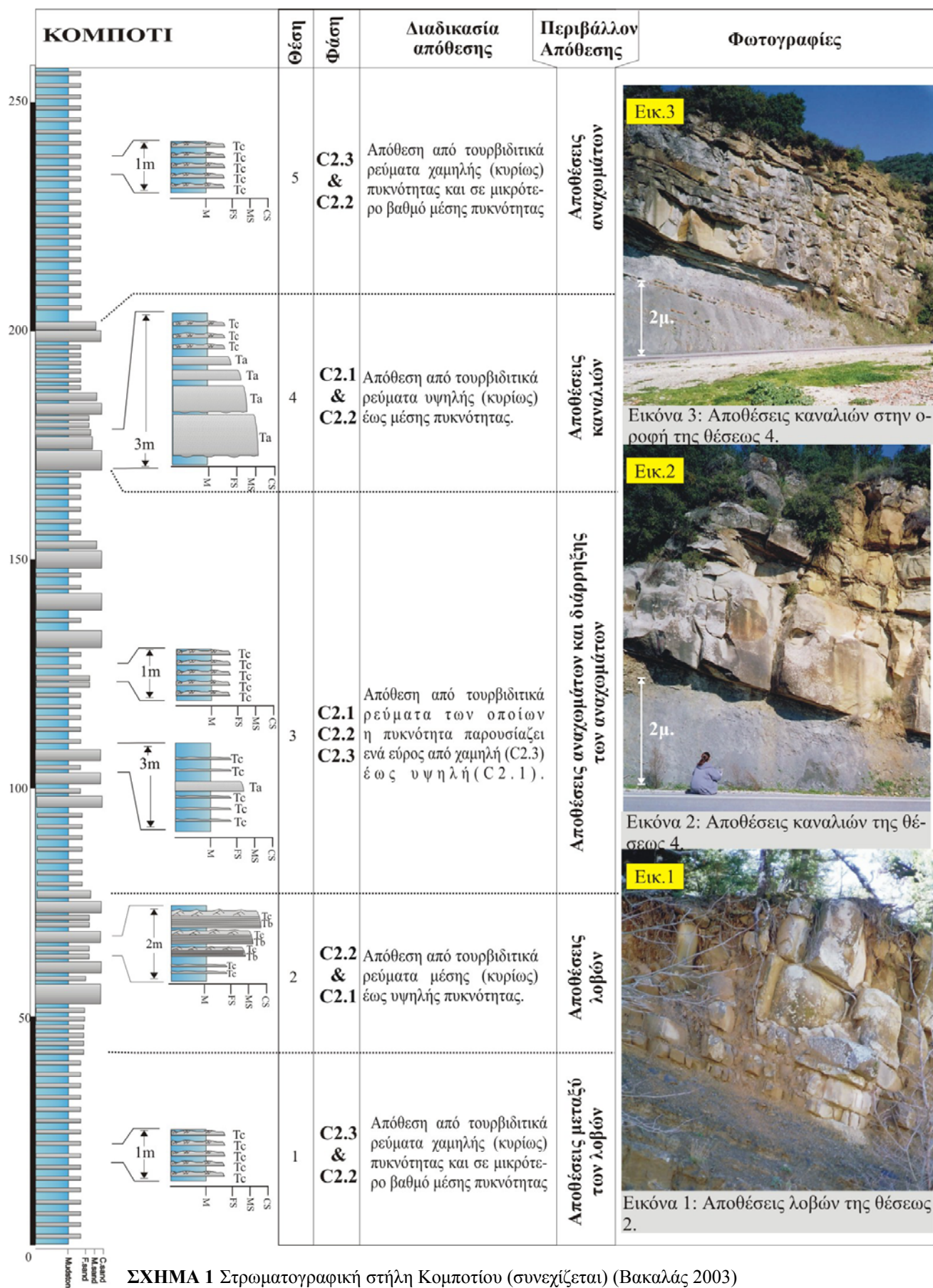
Η πρώτη αλλά και επόμενες δύο δειγματοληψίες έγιναν από την ευρύτερη περιοχή της Άρτας όπου εμφανίζονται όλες οι χαρτογραφημένες λιθοστρωματογραφικές ενότητες του φλύσχης της Εσωτερικής Ιόνιας Ζώνης. Οι κλασικές απόψεις για την κατανομή των φλυσικών αποθέσεων στην περιοχή έχουν

αποτυπωθεί στον γεωλογικό χάρτη κλίμακας 1:50000, φύλλο Πέτα., Στην περιοχή του χάρτη αυτού πάνω από τους ασβεστολίθους του Παλαιοκαίνου της Ιονίου Ζώνης εμφανίζεται η φλυσχική ακολουθία με τους ψαμμίτες του Πέτα, τις μάργες Αράχθου, ψαμμίτες Ανεμοράχης και τελευταίο τον σχηματισμό Δίστρατου. Η φλυσχική αυτή ακολουθία στην περιοχή έχει πάχος που ξεπερνά τα τέσσερα χιλιόμετρα σχηματίζοντας μιας μεγάλη συγκλινική δομή (Σύγκρινε Εικόνες 1, 2, 3 Παραρτήματος).

Εκτός όμως από τις κλασικές αυτές απόψεις που σχετίζονται με τον χωρικό συσχετισμό των λιθοστρωματογραφικών ενοτήτων του φλύσχη νεότερες μελέτες επεκτάθηκαν στην κατανομή των διαφόρων φάσεων του φλύσχη κατά διάφορους ερευνητές ώστε να καταστεί δυνατή η ερμηνεία ενός γενετικού μοντέλου της συνολικής αυτής φλυσχικής ακολουθίας. Στα πλαίσια αυτά παρατίθενται με μικρές μόνο αλλαγές στην επόμενη παράγραφο οι απόψεις του Βακαλά 2003, όπως παρατίθενται στην διδακτορική του διατριβή για την φυσική εμφάνιση κοντά στο χωριό Κομπότι. Στην φυσική αυτή εμφάνιση κατά μήκος του δημοσίου δρόμου έγιναν οι τρεις συστηματικές δειγματοληψίες και από τα αποτελέσματα της επεξεργασίας των δειγμάτων εξήχθησαν τα συμπεράσματα της εργασίας αυτής,

4.6 ΤΟΜΗ ΚΟΜΠΟΤΙΟΥ.

Σύμφωνα με τον Βακαλά 2003 η τομή του Κομποτίου φαίνεται στο ακόλουθο Σχήμα 1.



ΣΧΗΜΑ 1 Στρωματογραφική στήλη Κομποτίου (συνεχίζεται) (Βακαλάς 2003)

ΘΕΣΗ 4

Ακολουθία πάχους 30 μέτρων (Σχήμα 1) η οποία χαρακτηρίζεται από 3 κύκλους με παχυστρωματώδεις ψαμμίτες στην βάση και αναλογία $\psi:\pi=99:1$, ενώ προς την οροφή κάθε κύκλου η αναλογία μεταβαίνει σε 2:1 έως 1:1. Στον πρώτο κύκλο παρατηρήθηκαν 4 μέτρα ψαμμιτικών οριζόντων, ενώ στα άλλα δύο το πάχος είναι 1,5μ. Οι ορίζοντες αυτοί χαρακτηρίζονται από διαβρωσιγενείς βάσεις (erosive bases), ενώ παρατηρήθηκαν και οι υποδιαιρέσεις Ta, Tb της ακολουθίας Bouma. Τα λεπτότερα στρώματα χαρακτηρίζονται από ρυτίδωση (Tc). Στις βάσεις των στρωμάτων βρέθηκαν δομές «πέλματος και συρσίματος» (flute & groove marks).

ΘΕΣΗ 3

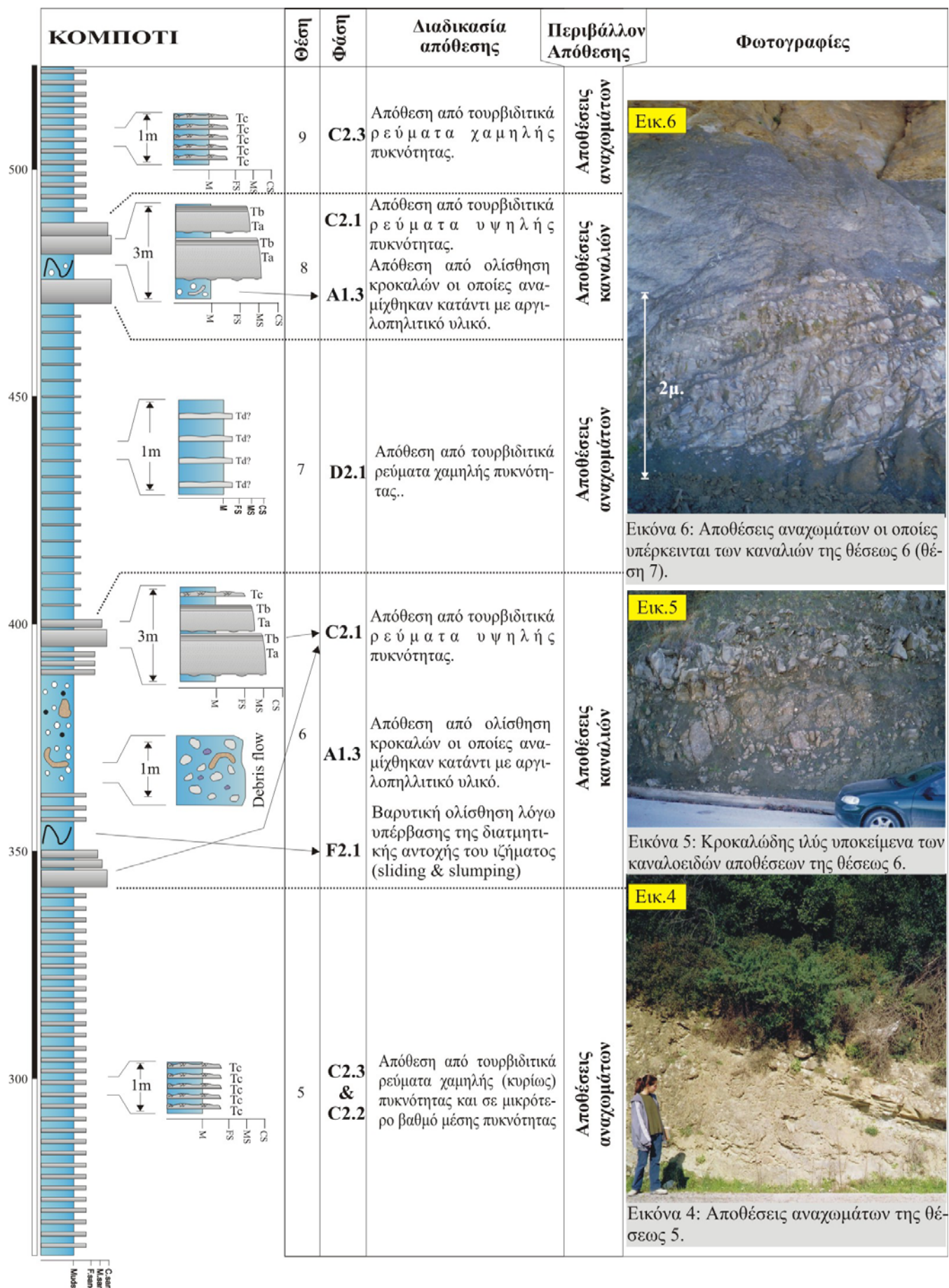
Ακολουθία πάχους 91 μέτρων αποτελούμενη από μονότονες λεπτοστρωματώδεις εναλλαγές ψαμμιτών-πηλιτών με αναλογία 1:1. Το μέσο πάχος των ψαμμιτικών στρωμάτων κυμαίνεται από 3-10εκ εκ. και κατά θέσεις φθάνει τα 30-50εκ. Επικρατούν οι υποδιαιρέσεις Ta, Tc της ακολουθίας Bouma.

ΘΕΣΗ 2

Ακολουθία πάχους 36 μέτρων η οποία αποτελείται από εναλλαγές κύκλων πάχους 1,5-2,5 μέτρων οι οποίοι χαρακτηρίζονται από προς τα πάνω αύξηση του πάχους και του κοκκομετρικού μεγέθους των ψαμμιτικών στρωμάτων (Σχήμα 1 Εικόνα 1). Η αναλογία $\psi:\pi$ κυμαίνεται από 1:1-2:1 στην βάση κάθε κύκλου και μεταβαίνει σε 9:1 στην οροφή. Τα ψαμμιτικά στρώματα είναι καστανού χρώματος και χαρακτηρίζονται από τις υποδιαιρέσεις Tb, Tc της ακολουθίας Bouma, ενώ το μέγιστο πάχος τους φθάνει τα 45εκ. Οι βάσεις τους είναι διαβρωσιγενείς.

ΘΕΣΗ 1

Ακολουθία ορατού πάχους 40 μέτρων (η βάση της καλύπτεται από σύγχρονες προσχωματικές αποθέσεις) η οποία χαρακτηρίζεται από λεπτοστρωματώδεις εναλλαγές ψαμμιτικών και αργιλοπηλιτικών στρωμάτων με αναλογία $\psi:\pi = 2:1-1:1$. Το πάχος των ψαμμιτικών στρωμάτων δεν ξεπερνάει τα 10εκ. Παρατηρήθηκε ο ορίζοντας Tc της ακολουθίας Bouma.



Σχήμα 1 Στρωματογραφική στήλη Κομποτίου (συνεχίζεται) (Βακαλάς 2003)

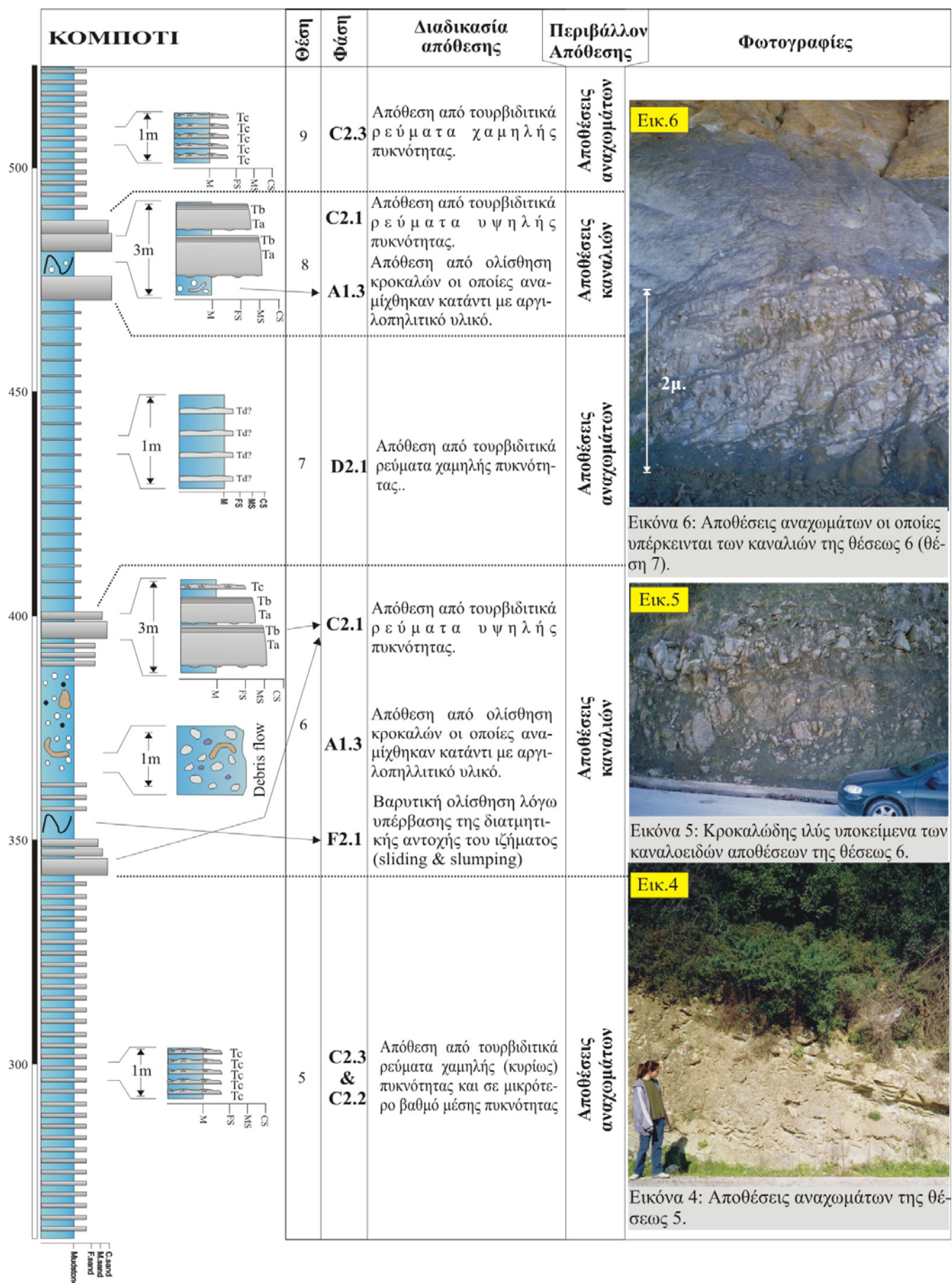
ΘΕΣΗ 6

Ακολουθία πάχους 57 (Σχήμα 1 Εικόνα 5) μέτρα η οποία από την βάση προς την οροφή χαρακτηρίζεται από:

- Ψαμμίτες με καναλοειδή γεωμετρία πάχους 7 μέτρων. Το μέγιστο πάχος των ψαμμιτικών στρωμάτων φθάνει το 1,5μ. και χαρακτηρίζονται από τις υποδιαίρεσεις Ta, Tb, Tc της ακολουθίας Bouma. Παράλληλα στην ελασμάτωση της υποδιαίρεσης Tb παρατηρείται οργανικό υλικό. Οι βάσεις των ψαμμιτών είναι διαβρωσιγενείς (erosive) με δομές πυθμένα τύπου «πέλματος και συρσίματος» (flute & groove marks).
- Ορίζοντας ολίσθησης πάχους 7 μέτρων ο οποίος χαρακτηρίζεται από πτυχωμένα ψαμμιτικά στρώματα.
- Αδιατάρακτος ορίζοντας λεπτοστρωματοδών ψαμμιτικών και αργιλοπηλιτικών στρωμάτων με αναλογία $\psi:\pi=1:1$. Το πάχος των ψαμμιτικών στρωμάτων δεν ξεπερνάει τα 4-5εκ. Παρατηρείται ρυτίδωση (Tc).
- Ορίζοντας κροκαλοπαγούς πάχους περίπου 20 μέτρων το οποίο χαρακτηρίζεται από αποστρογγυλωμένες ασβεστολιθικές (κυρίως), κερατολιθικές και ψαμμιτικές κροκάλες μέσα σε ένα αργιλοπηλιτικό συνδετικό υλικό. Ο μέγιστος άξονας των κροκαλών δεν ξεπερνάει τα 6-7εκ. Η συμμετοχή του συνδετικού υλικού (matrix) είναι μεγαλύτερη του 50%. Παρατηρήθηκαν επίσης καμπυλωμένοι λεπτοστρωματοδής ψαμμιτικοί ορίζοντες.
- Εναλλαγές ψαμμιτικών και αργιλοπηλιτικών στρωμάτων με αναλογία $\psi:\pi=2:1 - 3:1$. Το πάχος των ψαμμιτών κυμαίνεται στα 15-25εκ. Παρατηρήθηκαν οι υποδιαίρεσεις Ta, Tb, Tc της ακολουθίας Bouma.
- Καναλοειδής ψαμμίτες πάχους 2 μέτρων με μέγιστο πάχος ψαμμιτών 75εκ., οι οποίοι έχουν έντονα διαβρωσιγενείς βάσεις (erosive bases) και χαρακτηρίζονται από τις υποδιαίρεσεις Ta, Tb της ακολουθίας Bouma.

ΘΕΣΗ 5

Μονότονες εναλλαγές λεπτοστρωματοδών ψαμμιτικών και αργιλοπηλιτικών στρωμάτων πάχους 130 περίπου μέτρων με αναλογία $\psi:\pi=1:1$ (Σχήμα 1 Εικόνα 4). Το πάχος των στρωμάτων κυμαίνεται από 3-10 εκ. και χαρακτηρίζονται από την υποδιαίρεση Tc της ακολουθίας Bouma. Το χρώμα του αργιλοπηλιτικού υλικού είναι κυανό.



ΘΕΣΗ 9

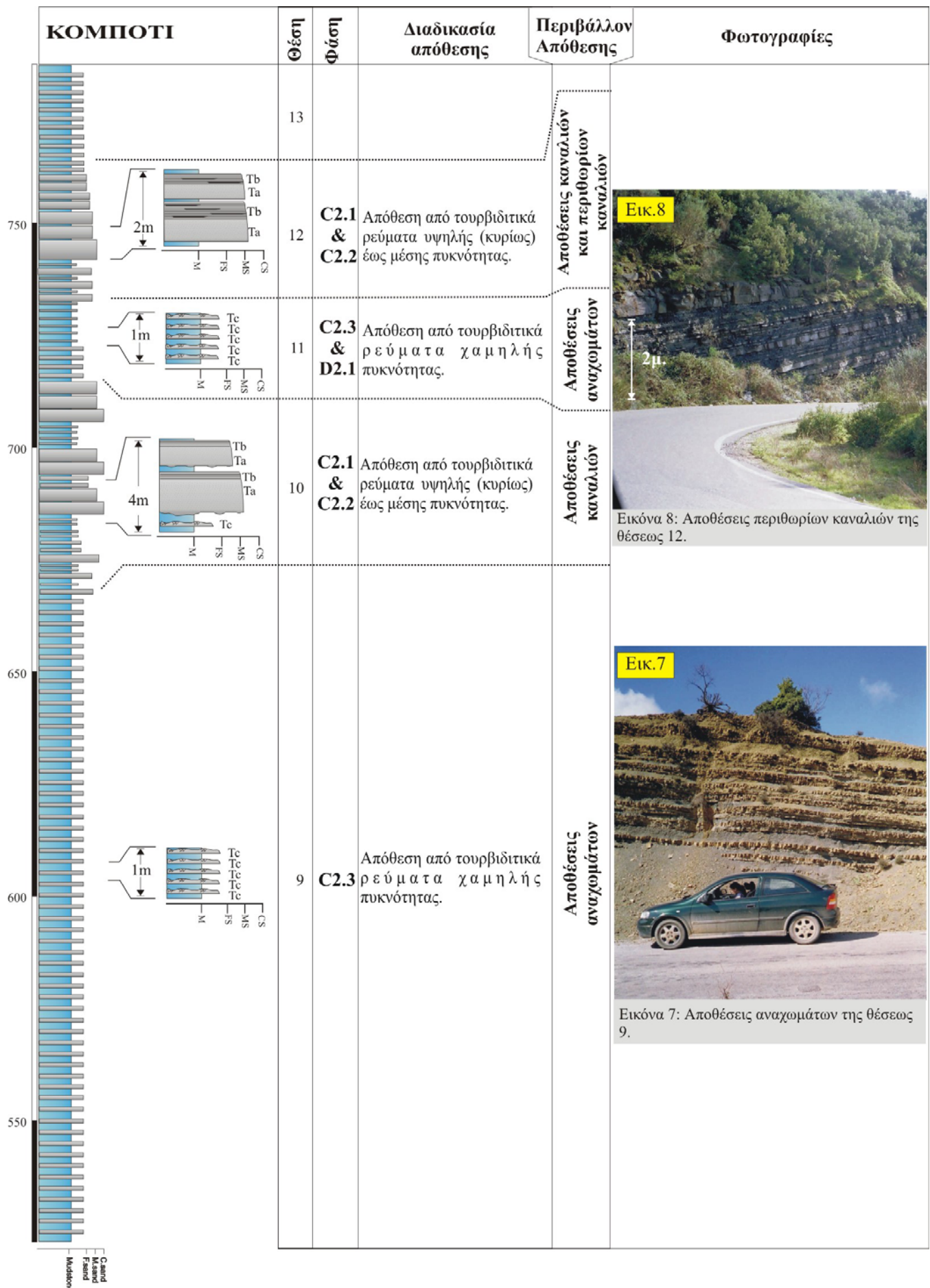
Λεπτοστρωματώδεις εναλλαγές πάχους περίπου 170 μέτρων με αναλογία $\psi:\pi = 1:1$. Το πάχος των ψαμμιτικών στρωμάτων κυμαίνεται από 5-15 εκ (Σχήμα 1 Εικόνα 7). Τα ψαμμιτικά στρώματα εμφανίζουν ρυτίδωση (T_c). Η επιφανειακή εμφάνιση των αποθέσεων είναι περιορισμένη.

ΘΕΣΗ 8

Ορίζοντας πάχους 15 μέτρων η οποία χαρακτηρίζεται από καναλοειδείς ψαμμίτες με έντονα διαβρωσιγενείς βάσεις (erosive bases). Το μέγιστο ψαμμιτικό πάχος φθάνει το 1μ. και τα στρώματα χαρακτηρίζονται από τις υποδιαίρέσεις T_a , T_b της ακολουθίας Bouma. Στο μέσον του ορίζοντα υπάρχει παρακροκαλοπαγές πάχους 4μ. το οποίο χαρακτηρίζεται από αποστρογγυλωμένες ασβεστολιθικές (κυρίως), κερατολιθικές και ψαμμιτικές κροκάλες μέσα σε ένα αργιλοπηλितικό συνδετικό υλικό. Ο μέγιστος άξονας των κροκαλών δεν ξεπερνάει τα 6-7εκ.

ΘΕΣΗ 7

Μονότονες εναλλαγές λεπτοστρωματωδών ψαμμιτικών και αργιλοπηλितικών στρωμάτων πάχους 70 μέτρων με αναλογία $\psi:\pi=1:1-1:2$ (Σχήμα 1 Εικόνα 6). Το πάχος των στρωμάτων δεν ξεπερνά τα 10 εκ. και χαρακτηρίζονται από την υποδιαίρεση T_c της ακολουθίας Bouma. Το χρώμα του αργιλοπηλितικού υλικού είναι κυανό.



Εικόνα 8: Αποθέσεις περιθωρίων καναλιών της θέσεως 12.

Εικόνα 7: Αποθέσεις αναχωμάτων της θέσεως 9.

Σχήμα 1 Στρωματογραφική στήλη Κομποτίου (συνεχίζεται) (Βακαλάς 2003)

ΘΕΣΗ 12

Ακολουθία πάχους 30 μέτρων η οποία χαρακτηρίζεται από τη βάση προς την οροφή χαρακτηρίζεται από:

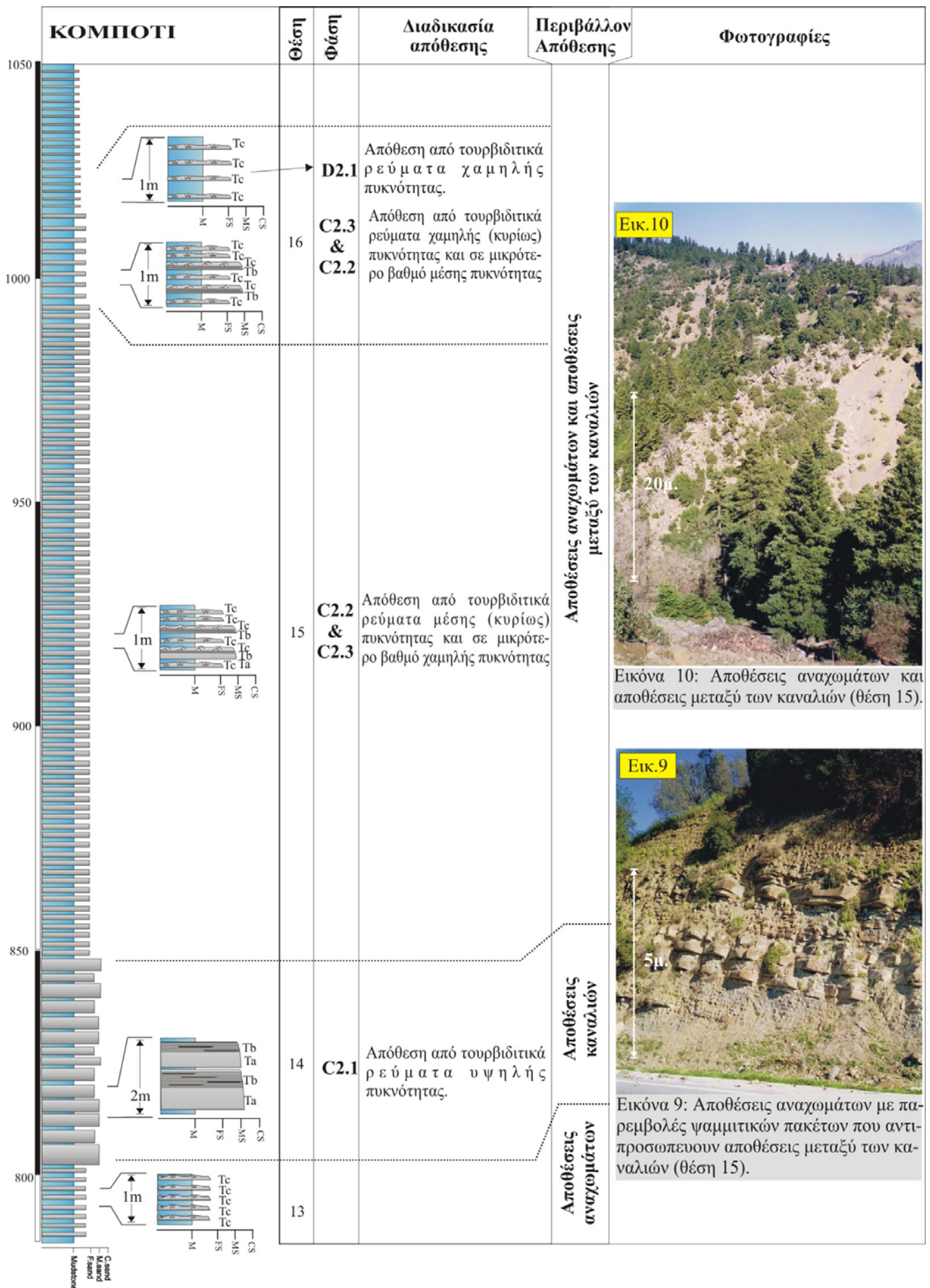
- έξι κύκλους πάχους 1,5 – 5 μέτρων οι οποίοι χαρακτηρίζονται από μείωση του πάχους και του κοκκομετρικού μεγέθους των ψαμμιτών προς την οροφή. Οι ψαμμιτικοί πάγκοι είναι μεσόκοκκοι έως λεπτόκοκκοι και το πάχος τους κυμαίνεται από 15-25εκ. Παρατηρήθηκαν οι υποδιαιρέσεις Tb, c της ακολουθίας Bouma. Οι βάσεις των ψαμμιτών είναι επίπεδες (flat).
- Ορίζοντας πάχους 20 μέτρων αποτελούμενος από μεσόκοκκα ψαμμιτικά στρώματα σε ποσοστό 99%, τα οποία χαρακτηρίζονται από επίπεδες βάσεις (flat bases) (Σχήμα 1 Εικόνα 8). Επικρατεί κυρίως η υποδιαίρεση Tb της ακολουθίας Bouma. Το μέγιστο πάχος των ψαμμιτικών στρωμάτων φθάνει το 1μ.

ΘΕΣΗ 11

Λεπτοστρωματώδεις εναλλαγές πάχους 20 μέτρων οι οποίες χαρακτηρίζονται από αναλογία $\psi:\pi=1:1$ προς την βάση η οποία προς την οροφή μεταβαίνει σε 1:2. Τα ψαμμιτικά στρώματα είναι λεπτόκοκκα και το πάχος τους δεν ξεπερνά τα 10εκ. στην βάση, ενώ προς την οροφή είναι 2-3εκ. Επικρατούν κυανά χρώματα.

ΘΕΣΗ 10

Ακολουθία πάχους 50 μέτρων η οποία χαρακτηρίζεται από 3 κύκλους όπου στην βάση η αναλογία $\psi:\pi$ είναι 99:1 και προς την οροφή ελαττώνεται στο 3:1 έως 1:1. Το πάχος κάθε κύκλου κυμαίνεται από 12-16 μέτρα. Τα ψαμμιτικά στρώματα είναι μεσόκοκκα και χαρακτηρίζονται από τις υποδιαιρέσεις Ta, b της ακολουθίας Bouma. Οι βάσεις τους είναι διαβρωσιγενής (erosive), ενώ το πάχος τους κυμαίνεται από 15εκ έως 1,5μ. Οι λεπτότεροι ψαμμιτικοί ορίζοντες είναι ρυτιδωμένοι (Tc).



Σχήμα 1 Στρωματογραφική στήλη Κομποτίου (συνεχίζεται) (Βακαλάς 2003)

ΘΕΣΗ 16

Συνέχεια των προηγούμενων μονότονων εναλλαγών με κύρια διαφορά την μείωση του πάχους των ψαμμιτικών στρωμάτων το οποίο δεν ξεπερνά τα 20 εκ. , ενώ ο λόγος $\psi:\pi$ είναι 1:1 – 1:2. Τα ψαμμιτικά στρώματα χαρακτηρίζονται επίσης από τις υποδιαιρέσεις Tb, Tc της ακολουθίας Bouma. Το χρώμα του αργιλοπηλτικού υλικού είναι κυανό.

ΘΕΣΗ 15

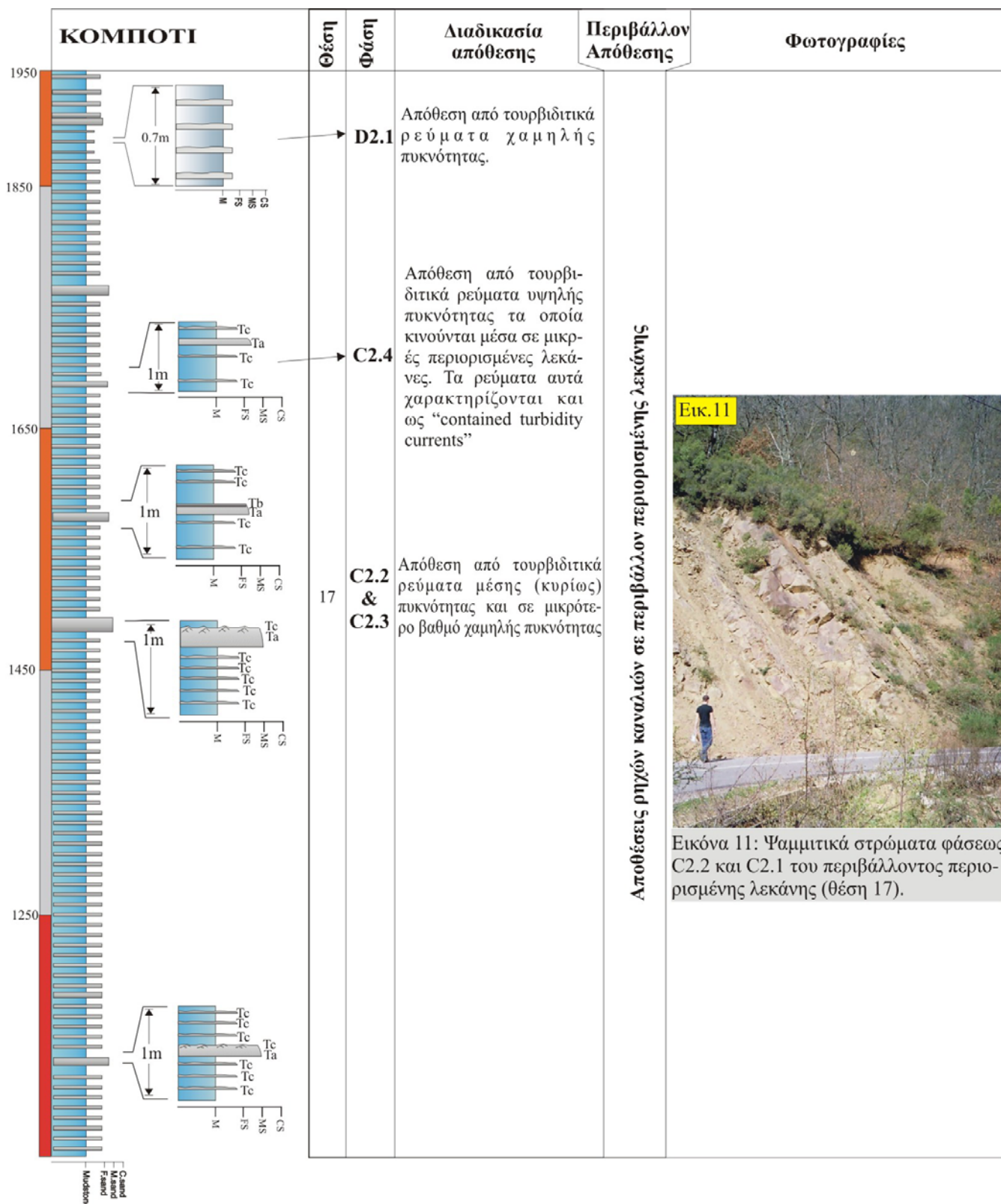
Συνεχείς εναλλαγές ψαμμιτικών και αργιλοπηλτικών στρωμάτων πάχους 145 περίπου μέτρων με αναλογία $\psi:\pi=2:-1-1:1$ (Σχήμα 1 Εικόνες 9, 10). Το πάχος των στρωμάτων κυμαίνεται από 5-25 εκ. και χαρακτηρίζονται από τις υποδιαιρέσεις Tb, Tc της ακολουθίας Bouma. Το χρώμα του αργιλοπηλτικού υλικού είναι κυανό.

ΘΕΣΗ 14

Ακολουθία πάχους 40 μέτρων όπου επικρατούν ψαμμιτικοί πάγκοι σε ποσοστό 99%. Τα ψαμμιτικά στρώματα είναι μεσόκοκκα στην βάση της ακολουθίας ενώ προς την οροφή γίνονται λεπτόκοκκα. Το πάχος τους φθάνει το 1,5μ. στην βάση και τα 30εκ. προς την οροφή. Οι βάσεις των στρωμάτων είναι διαβρωσιγενείς (erosive) κυρίως στην βάση της ακολουθίας, ενώ προς την οροφή της γίνονται επίπεδες (flat). Τα ψαμμιτικά στρώματα χαρακτηρίζονται από τις υποδιαιρέσεις Ta, Tb (κυρίως) και Tc της ακολουθίας Bouma. Παράλληλα στην ελασμάτωση Tb βρέθηκαν ορίζοντες οργανικού υλικού. Στις βάσεις των ψαμμιτών παρατηρούνται δομές πυθμένα τύπου «πέλματος και συρσίματος» (flute & groove marks).

ΘΕΣΗ 13

Λεπτοστρωματώδεις εναλλαγές πάχους περίπου 30μ. με αναλογία $\psi:\pi = 1:1$. Το πάχος των ψαμμιτικών στρωμάτων κυμαίνεται από 2-10 εκ. Τα ψαμμιτικά στρώματα είναι ρυτιδωμένα (Tc). Επικρατούν κυανές αποχρώσεις.



Εικόνα 11: Ψαμμιτικά στρώματα φάσεως C2.2 και C2.1 του περιβάλλοντος περιορισμένης λεκάνης (θέση 17).

Σχήμα 1 Στρωματογραφική στήλη Κομποτίου (συνεχίζεται) (Βακαλάς 2003)

ΘΕΣΗ 17

Μονότονες εναλλαγές πάχους περίπου 920 μέτρων όπου η αναλογία ψ:π κυμαίνεται από 1:1 – 1:9. Το μέσο πάχος των ψαμμιτικών στρωμάτων κυμαίνεται από 2-10 εκ. Ανά θέσεις παρεμβάλλονται ψαμμιτικοί ορίζοντες με πάχος 15-25εκ, ενώ σε μία θέση παρατηρήθηκε ψαμμιτικός ορίζοντας πάχους 70εκ (Σχήμα 1 Εικόνα..11). Τα ψαμμιτικά στρώματα είναι λεπτόκοκκα, και διατηρούν το πάχος τους πλευρικά για πολλά μέτρα. Επικρατεί κυρίως η υποδιαίρεση Tc της ακολουθίας Bouma, ενώ οι παχύτεροι ψαμμιτικοί ορίζοντες εμφανίζουν και τις υποδιαίρεσεις Tb, Tc ή Ta, Tc. Οι βάσεις των ψαμμιτικών στρωμάτων είναι επίπεδες (flat). Ιδιαίτερο χαρακτηριστικό της ακολουθίας είναι η παρουσία αργιλοπηλινικών οριζόντων επάνω από ψαμμιτικούς ορίζοντες με πάχος πολύ μεγαλύτερο (50-80%) των υποκείμενων ψαμμιτικών στρωμάτων.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΠΕΜΠΤΟ

ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΗ ΔΙΑΔΙΚΑΣΙΑ

5.1 ΠΡΩΤΗ ΣΕΙΡΑ ΠΕΙΡΑΜΑΤΩΝ

Με βάση τα αποτελέσματα προγενέστερων ερευνών τα οποία έχουν δημοσιευθεί (Staboliadis et al 2002, Staboliadis et al 2003) υπήρχαν ενδείξεις για την ύπαρξη εμφανίσεων χρυσού στην ευρύτερη περιοχή της Άρτας. Με βάση αυτά τα αποτελέσματα έγινε η πρώτη δειγματοληψία κατά την οποία πάρθηκαν 18 δείγματα από την ευρύτερη περιοχή της Άρτας που ανήκει στην Ιόνιο ζώνη. Τα δείγματα αυτά ήταν βάρους 8 με 10 kg το καθένα και πάρθηκαν: κατά μήκος μιας φυσικής τομής μετά το χωριό Κομπότι (Δείγματα 1 - 6), από μία φυσική τομή πριν το χωριό Πέτα (Δείγματα 7 - 14) και από την κοίτη του ποταμού που διαρρέει στο το χωριό Κομπότι (Δείγματα 15 – 18). Τα δείγματα από τις φυσικές τομές παράλληλα του δρόμου πάρθηκαν από την βάση ψαμμιτικών πάγκων του φλύσχη. Οι θέσεις της πρώτης αυτής δειγματοληψίας φαίνονται στην Εικόνα 1 του Παραρτήματος ενώ η ακριβής θέση από όπου έχουν παρθεί τα έξι πρώτα δείγματα της συγκεκριμένης δειγματοληψίας φαίνεται στην Εικόνα 4 του Παραρτήματος. Η γενική περιγραφή των δειγμάτων φαίνεται στον Πίνακα 10

Πίνακας 10 Γενική περιγραφή των αρχικών δειγμάτων.

Α/Α ΔΕΙΓΜΑΤΟΣ	ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΔΕΙΓΜΑΤΟΣ
1	Μετά Κομπότι στροφή φακοειδής πάγκος κέντρο κάτω πάγκου.
2	Μετά Κομπότι στροφή φακοειδής πάγκος κέντρο άνω πάγκου.
3	Μετά Κομπότι στροφή φακοειδής πάγκος κέντρο μέσο πάγκου.
4	Δυτική πλευρά.
5	Μέσο.
6	Άνω.
7	Ανεμοράχη (πτυχή).
8	Ανεμοράχη. Κάτω μέρος πάγκου.
9	Άνω μέρος πάγκου.
10	Πάγκος κάτω από το σύγκλινο αργιλικό.
11	Χονδρόκοκκος πάγκος άνω με κροκαλοπαγές.
12	Λεπτόκοκκος πάγκος κάτω.
13	Χονδρόκοκκος πάγκος με κροκαλοπαγές 20 m βορειότερα.
14	Κόνδυλος εντός λασποροής.
15	Ποτάμια άμμος σωρός εργολάβων.
16	Παραποτάμια άμμος γέφυρα Κομποτίου.
17	Άμμος ώριμης κοίτης γέφυρα Κομποτίου.
18	Παραποτάμια άμμος φράγμα 1500 m ανάντη γέφυρας Κομποτίου.

Αρχικά τα δείγματα αυτά ζυγίστηκαν, σπάστηκαν, ομογενοποιήθηκαν και χωρίστηκαν σε τέσσερα ίσα μέρη το καθένα. Το 1/4 του κάθε δείγματος αποθηκεύτηκε για ενδεχόμενη χρήση σαν εφεδρεία. Το υπόλοιπο 1/4 υποβλήθηκε σε διαδικασία κυάνωσης μετά από λειοτρίβηση, με σκοπό τον προσδιορισμό της περιεκτικότητας των δειγμάτων σε ελεύθερο χρυσό.

Τα δείγματα υποβλήθηκαν σε κυάνωση. Σε όλες τις δοκιμές κυάνωσης χρησιμοποιήθηκε μόνο το προϊόν της κυάνωσης και δεν έγιναν αναλύσεις στα απόρριμμα διότι σε παρόμοια δείγματα από την ευρύτερη περιοχή οι τιμές που μετρήθηκαν στο απόρριμμα σε σύγκριση με αυτές του προϊόντος της κυάνωσης ήταν αμελητέες (Παντελάκη 2001). Θεωρήθηκε ότι ο χρυσός που υπάρχει στα δείγματα είναι ελεύθερος από το προϊόν της κυάνωσης μπορεί επιτευχθεί το μέγιστο ποσοστό ανάκτησης. Οι χημικές αναλύσεις έγιναν με την μέθοδο της πυρομεταλλουργίας (fire assay).

Πειραματική διαδικασία

Ο προσδιορισμός της περιεκτικότητας σε χρυσό των διαλυμάτων και κατ' επέκταση των δειγμάτων πραγματοποιήθηκε με την μέθοδο της φασματοφωτομετρίας ατομικής απορρόφησης.

Σαν προσροφητικό μέσω για την διαδικασία της κυάνωσης χρησιμοποιήθηκε ενεργός άνθρακας κοκκομετρίας +0,850 mm. Αρχικά έγινε θραύση των δειγμάτων, στο μικρότερο άνοιγμα του σιαγωνοτού σπαστήρα, σε μέγεθος μικρότερο των 4 mm. Στη συνέχεια τα δείγματα λειοτριβήθηκαν σε ραβδόμυλο με σκοπό την ελάττωση του μεγέθους των κόκκων τους κάτω από τα 500 μm , σε μέγεθος δηλαδή όπου αναμένεται ικανοποιητική αποδέσμευση των κόκκων του χρυσού που τυχόν περιέχονται στα δείγματα. Σε κάθε πείραμα ένα kg από τα λειοτριβημένα δείγματα τοποθετήθηκε σε κυλινδρική φιάλη στην οποία προστέθηκαν 3 λίτρα νερό, έτσι ώστε να δημιουργηθεί ένας πολφός πυκνότητας 33%. Στον πολφό του κάθε δείγματος προστέθηκαν 7,5 gr $\text{Ca}(\text{OH})_2$ για την ρύθμιση του pH σε τιμή ~ 11 . Μετά τη ρύθμιση του pH προστέθηκαν στο πολφό 4,5 gr NaCN . Στον πολφό προστέθηκαν επίσης 50 gr ενεργού άνθρακα, για την προσρόφηση του εκχυλισθέντος χρυσού. Κατόπιν η φιάλη περιστρεφόταν για 36 ώρες και στη συνέχεια αφέθηκε σε ηρεμία για 24 ώρες. Στη συνέχεια το στερεό υπολείμματα της κυάνωσης διηθήθηκε και συλλέχθηκε ο περιεχόμενος ενεργός άνθρακας για την πραγματοποίηση των χημικών αναλύσεων. Για τον προσδιορισμό της περιεκτικότητας σε χρυσό έγιναν πυρομεταλλουργικές

διεργασίες (fire assay) με την μέθοδο της έντονα αναγωγικής τήξης σε θερμοκρασία 950 °C. Τα δείγματα του ενεργού άνθρακα, τα οποία πάρθηκαν μετά την κυάνωση, λειοτριβήθηκαν σε σφαιρόμυλο. Στη συνέχεια 4 gr από το κάθε δείγμα αφού αναμίχθηκαν με μίγμα, το οποίο περιείχε λιθάργυρο (PbO), ανθρακικό νάτριο (Na_2CO_3), βόρακα ($\text{Na}_2\text{O} \cdot 2\text{B}_2\text{O}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$), πυρίτιο (SiO_2), ανθρακικό ασβέστιο (CaCO_3), νιτρικό κάλιο (KNO_3) και ένα μίγμα αργύρου αποτελούμενο από 10% κατά βάρος νιτρικό άργυρο (AgNO_3) σε ανθρακικό νάτριο (Na_2CO_3) τελικού βάρους 150 gr, τοποθετήθηκαν σε πυρίμαχα κύπελλα. Ο υπολογισμός της αναλογίας βαρών για τον καθορισμό του φορτίου σε κάθε ένα από τα προηγούμενα προθετικά, στηρίχθηκε στις ακόλουθες απαιτήσεις:

- ανθρακικό νάτριο (Na_2CO_3), σε βάρος ίσο με το δείγμα του μεταλλεύματος, με αποκλειστικό σκοπό την ρύθμιση της ευτηκτότητας της σκωρίας.
- λιθάργυρος (PbO), με σκοπό την αύξηση της ρευστότητας της σκωρίας αλλά και την δημιουργία της απαραίτητης μεταλλικής φάσης (χελώνα).
- ανθρακικό ασβέστιο (CaCO_3), απαραίτητο για την εξουδετέρωση του βασικού οξειδίου του αργιλίου που τυχόν περιέχει το μέταλλευμα.
- πυρίτιο (SiO_2), απαραίτητο για την εξουδετέρωση των όξινων οξειδίων που περιέχει τόσο το μέταλλευμα όσο και τα προσθετικά.
- βόρακας ($\text{Na}_2\text{O} \cdot 2\text{B}_2\text{O}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$), σε αναλογία ίση με το ένα τρίτο του απαιτούμενου πυριτίου με σκοπό την αύξηση της ευτηκτότητας.
- αλεύρι σαν αναγωγικό μέσο, απαραίτητο στοιχείο για την παραγωγή της μεταλλικής φάσης στα δείγματα που δεν περιείχαν άνθρακα.
- μίγμα αργύρου με σκοπό την δημιουργία ικανοποιητικής σε ποσότητα μεταλλικής φάσης ευγενών μετάλλων χρυσού και αργύρου (χάντρα) , μετά την οξείδωση του περιεχόμενου στη "χελώνα" μολύβδου
- νιτρικό κάλιο (KNO_3), σαν οξειδωτικό μέσο λόγω του ότι ο άνθρακας είναι έντονα αναγωγικό μέσο.

Τα κύπελλα στη συνέχεια τοποθετήθηκαν σε κλίβανο σε θερμοκρασία 950 °C για μια ώρα, οπότε επιτεύχθηκε η τήξη του δείγματος και η δημιουργία δύο φάσεων, της μεταλλικής και της σκωρίας. Τα τετηγμένα δείγματα μετά την έξοδο τους από τον κλίβανο μεταφέρθηκαν από τα κύπελλα σε ειδικό κωνικού σχήματος δοχείο και επιτεύχθηκε μηχανικός διαχωρισμός βαρύτητας της μεταλλικής φάσης από την σκωρία λόγω διαφοράς των ειδικών βαρών. Η μεταλλική φάση κατόπιν τοποθετήθηκε εκ νέου στον κλίβανο στους 950 °C για χρονικό διάστημα μιας ώρας, με σκοπό την

οξειδωση του περιεχόμενου μολύβδου και την παραμονή στη μεταλλική φάση μόνο των ευγενών μετάλλων Ag-Au. Οι χάντρες οι οποίες πάρθηκαν από την διαδικασία αυτή υποβλήθηκαν σε διαδικασία διαλυτοποίησης με χρήση νιτρικού οξέως (HNO_3) 50% και πυκνού υδροχλωρικού οξέως (HCl). Το νιτρικό οξύ χρησιμοποιείται για την οξειδωση του αργύρου και του χρυσού, ενώ η προσθήκη του υδροχλωρικού οξέως αποσκοπεί στην συμπλοκοποίηση των πολύτιμων μετάλλων και στην διαλυτοποίηση τους.

Ο προσδιορισμός της περιεκτικότητας σε χρυσό των διαλυμάτων και κατ' επέκταση των δειγμάτων πραγματοποιήθηκε με την μέθοδο της φασματοφωτομετρίας ατομικής απορρόφησης με φασματοφωτόμετρο τύπου Analyst 100 της εταιρίας Perkin Elmer.

Όλες οι παραπάνω εργασίες πραγματοποιήθηκαν στο Εργαστήριο Εμπλουτισμού Μεταλλευμάτων και Βιομηχανικών Ορυκτών του τμήματος Μηχανικών Ορυκτών Πόρων εκτός από την φασματοφωτομετρία ατομικής απορρόφησης η οποία πραγματοποιήθηκε στο εργαστήριο Ανόργανης Γεωχημείας, Οργανικής Γεωχημείας και Οργανικής Πετρογραφίας του τμήματος Μηχανικών Ορυκτών Πόρων του Πολυτεχνείου Κρήτης.

Στον Πίνακα 11 φαίνονται τα αποτελέσματα των μετρήσεων των αρχικών δειγμάτων.

Πίνακας 11 Συγκέντρωση χρυσού στα δείγματα της πρώτης δειγματοληψίας.

ΔΕΙΓΜΑ	Συγκέντρωση Au (ppb) δείγματος
1	263
2	194
3	4,0
4	9,0
5	49,0
6	4,0
7	0,0
8	0,0
9	0,0
10	0,0
11	0,0
12	0,0
13	0,0
14	0,0
15	0,0
16	0,0
17	0,0

18	0,0
----	-----

Παρατηρήθηκε ότι ο χρυσός εμφανίζεται στα δείγματα 1-6 τα οποία προέρχονται από την ίδια εμφάνιση στην περιοχή του Κομποτίου και είναι αυτή που φαίνεται στην Εικόνα 1 του Παραρτήματος.

Διαχωρισμός ανθρακικών ορυκτών από τα αρχικά δείγματα.

Τα αρχικά δείγματα υποβλήθηκαν σε επεξεργασία με διάλυμα υδροχλωρικού οξέως 10% κατά όγκο με σκοπό την απομάκρυνση της περιεχόμενης ανθρακικής φάσης των δειγμάτων. Ανά 24 ώρες προσθέτονταν επιπλέον ποσότητες διαλύματος, εφόσον απαιτούντο, έως ότου σταματήσει η αντίδραση της ανθρακικής φάσης με το υδροχλώριο (σχηματισμός αφρού). Όταν η αντίδραση σταμάτησε, στα δείγματα προστέθηκε απιονισμένο νερό για την ρύθμιση του pH σε ουδέτερα επίπεδα.. Κατόπιν τα δύο πρώτα δείγματα στα οποία είχαμε την μεγαλύτερη συγκέντρωση σε Au χωρίστηκαν σε δύο κλάσματα το καθένα κοκκομετρίας +150mm και -150mm. Το καθένα από τα κλάσματα αυτά υποβλήθηκε σε διαδικασία κυάνωσης.

Πίνακας 12 Συγκέντρωση χρυσού στα δείγματα της πρώτης δειγματοληψίας μετά την επεξεργασία τους με διάλυμα υδροχλωρικού οξέως 10% κ.ο..

ΔΕΙΓΜΑ	Συγκέντρωση Au δείγματος (ppb)
1 (+150mm)	6,0
1 (-150mm)	6,0
2 (+150mm)	6,0
2 (-150mm)	36

Παρατηρήθηκε πως μετά την επεξεργασία με το διάλυμα του υδροχλωρικού οξέως είχαμε μείωση της συγκέντρωσης του χρυσού στο δείγμα. Το γεγονός αυτό ίσως να οφείλεται στην οξειδωτική δράση του υδροχλωρικού οξέως, που πιθανώς να προκάλεσε διάλυση του περιεχόμενου χρυσού.

5.2 ΔΕΥΤΕΡΗ ΣΕΙΡΑ ΠΕΙΡΑΜΑΤΩΝ

Με βάση τα παραπάνω αποτελέσματα αποφασίστηκε να γίνει δεύτερη λεπτομερέστερη δειγματοληψία από την περιοχή που μας έδωσε τις μεγαλύτερες συγκεντρώσεις σε χρυσό. Η περιοχή από όπου έγινε η δειγματοληψία είναι μια φλυσχική ακολουθία μετά το χωρίο Κομπότι του νομού Άρτας μήκους 120 περίπου μέτρων και πάχους περίπου 10 μέτρων. Οι συντεταγμένες της περιοχής είναι 39 06 05 N, 21 06 19 E. Η θέση από όπου πάρθηκαν τα συγκεκριμένα δείγματα φαίνεται στη Εικόνα 4 του Παραρτήματος. Σε αυτή τη δειγματοληψία πάρθηκαν 36 μικρά δείγματα βάρους 1 με 2 kg το καθένα από διαδοχικές θέσεις του προφίλ τα οποία υποβλήθηκαν σε κυάνωση. Η περιγραφή των δειγμάτων φαίνεται στον Πίνακα 13.

Πίνακας 13 Περιγραφή των δειγμάτων της δεύτερης δειγματοληψίας.

ΔΕΙΓΜΑ	Περιγραφή
A1	Θέση 92 m. Η βάση του πάγκου 3. Είναι ο 3 ^{ος} πάγκος στην ανατολική πλευρά του προφίλ πάχους 75 cm.
A2	Στην ίδια θέση η οροφή του πάγκου 3.
A3	Στην ίδια θέση τα ανώτερα 30 cm της κλαστικής ακολουθίας. Πάρθηκαν και από τον ίδιο πάγκο 10 cm πιο πάνω.
A4	Στην ίδια θέση από την βάση του 4 ο οποίος έχει πάχος 47 cm και παρουσιάζει έντονα στοιχεία βιοαναμόχλευσης και πάρα πολλά φυτικά υπολείμματα.
A5	Θέση 80 m. Πάνω μέρος της ενδιάμεσης κλαστικής ακολουθίας μεταξύ πάγκου 2 και πάγκου 3 (η κλαστική ακολουθία στη θέση της δειγματοληψίας έχει στην κορυφή της ένα πιθανός ανθρακικό κλαστικό σχηματισμό).
A6	Θέση 80 m. Βάση του πάγκου 3.
A7	Θέση 80 m. Οροφή του πάγκου 3.
A8	Θέση 80 m. Ενδιάμεσα της κλαστικής ζώνης μεταξύ των πάγκων 3 και 4.
A9	Θέση 80 m. Βάση του πάγκου 4, πάνω από την κλαστική ακολουθία, που αποσφηνώνεται προς τα δυτικά. (Ο πάγκος 4 είναι γεμάτος από φυτικά υπολείμματα.)
A10	Θέση 70 m. Οροφή 1 ^{ου} πάγκου. Σε αυτό το σημείο φαίνεται μόνο η οροφή του.
A11	Θέση 70 m. 2 ^{ος} πάγκος. Το πάχος του 2 ^{ου} πάγκου σε αυτή τη θέση είναι 80cm.
A12	Θέση 70 m. Βάση 3 ^{ου} πάγκου. Το πάχος του 3 ^{ου} πάγκου σε αυτό το σημείο είναι 85 cm.
A13	Θέση 60 m. Ιλυόλιθος κάτω από τη βάση του πάγκου 1. Το ορατό πάχος κάτω από τον πάγκο 1 είναι 90 cm
A14	Θέση 60 m. Βάση πάγκου 1. Το πάχος του πάγκου 1 σε αυτό το σημείο είναι 1 m.
A15	Θέση 60 m. Οροφή πάγκου 1.
A16	Θέση 60 m. Βάση πάγκου 2. Το πάχος του πάγκου 2 σε αυτό το σημείο είναι 50 cm.
A17	Θέση 50 m. Βάση του πάγκου 1. Το πάχος του πάγκου 1 σε αυτή τη θέση είναι 115 cm.
A18	Θέση 50 m. Οροφή πάγκου 1.
A19	Θέση 50 m. Ιλυόλιθος μεταξύ πάγκων 1 και 2. Το πάχος του ιλυόλιθου μεταξύ των πάγκων 2 και 3 είναι 85 cm.
A20	Θέση 50 m. Βάση πάγκου 2. Το πάχος του πάγκου 2 σε αυτό το σημείο

	είναι 60 cm.
A21	Θέση 40 m. Ιλυόλιθος κάτω από τον πάγκο 1.
A22	Θέση 40 m. Βάση πάγκου 1.
A23	Θέση 40 m. Οροφή πάγκου 1.
A24	-----
A25	Θέση 40 m. Ιλυόλιθος μεταξύ των πάγκων 1 και 2.
A26	Θέση 40 m. Βάση του πάγκου 2.
A27	Θέση 30 m. Ιλυόλιθος κάτω από τον πάγκο 1.
A28	Θέση 30 m. Βάση του πάγκου 1.
A29	Θέση 30 m. Οροφή του πάγκου 1.
A30	Θέση 30 m. Ιλυόλιθος μεταξύ πάγκου 1 και 2.
A31	Θέση 20 m. Βάση του πάγκου 0.
A32	Θέση 20 m. Ενδιάμεσοι λεπτοπλακώδης πάγκοι.
A33	Θέση 20 m.. Βάση του πάγκου 1.
A34	Θέση 10 m. Ιλυόλιθος κάτω από τον πάγκο 0.
A35	Θέση 10 m. Πάγκος 0.
A36	Θέση 10 m.. Ιλυόλιθος μεταξύ των πάγκων 0 και 1.

Τα αποτελέσματα των μετρήσεων των δειγμάτων φαίνονται στον Πίνακα 14

Πίνακας 14 Συγκέντρωση χρυσού στα δείγματα της δεύτερης δειγματοληψίας.

ΔΕΙΓΜΑ	Συγκέντρωση Au δείγματος (ppb)
A1	19
A2	19
A3	15
A4	14
A5	16
A6	16
A7	14
A8	14
A9	20
A10	21
A11	18
A12	17
A13	19
A14	11
A15	17
A16	17
A17	19
A18	38
A19	6
A20	18
A21	9
A22	13
A23	16
A24	
A25	18
A26	17
A27	18

A28	18
A29	17
A30	16
A31	18
A32	15
A33	14
A34	14
A35	13
A36	17

Όπως φαίνεται στον πίνακα η περιοχή μας δίνει μια σταθερή συγκέντρωση σε χρυσό η οποία είναι περίπου τρεις με τέσσερις φορές μεγαλύτερη από την συνηθισμένη συγκέντρωση χρυσού σε ιζηματογενή πετρώματα. Από την σύγκριση των αποτελεσμάτων του Πίνακα 14 με αυτά του Πίνακα 11 φαίνεται πως ενώ στην μια περίπτωση έχουμε μια περίπου σταθερή συγκέντρωση σε χρυσό, στην περίπτωση της πρώτης δειγματοληψίας υπάρχουν κάποια δείγματα που μας δίνουν πολύ μεγάλες συγκεντρώσεις. Παρατηρείται λοιπόν μια ανισοκατανομή του χρυσού (nugget effect).

5.3 ΤΡΙΤΗ ΣΕΙΡΑ ΠΕΙΡΑΜΑΤΩΝ

Με το πέρας των εργασιών σε αυτά τα δείγματα πραγματοποιήθηκε και νέα δειγματοληψία από την συγκεκριμένη περιοχή. Η θέση από όπου πάρθηκαν τα συγκεκριμένα δείγματα φαίνεται στη **Εικόνα 4** του Παραρτήματος. Σε αυτή την δειγματοληψία πάρθηκαν 4 μεγάλα δείγματα σε κατακόρυφη διάταξη του προφίλ όπως φαίνεται και στην Εικόνα 1 του Παραρτήματος. Τα δείγματα ήταν βάρους 12 με 28 Kg το καθένα. Αφού ζυγίστηκαν τα δείγματα σπάστηκαν στον σιαγωνινό σπαστήρα λειοτριβήθηκαν σε κοκκομετρία – 500 μm . Στη συνέχεια το πρώτο δείγμα πέρασε από το σπειροειδή συγκεντρωτή. Το προϊόν και το ενδιάμεσο του σπειροειδή συγκεντρωτή πέρασαν από φυγοκεντρικό διαχωριστή τύπου Falcon Sb 40. Τα υπόλοιπα τρία δείγματα αφού ξεπλύθηκαν με σκοπό την απομάκρυνση του λεπτόκοκκου κλάσματος τους πέρασαν από τον φυγοκεντρικό διαχωριστή τύπου Falcon Sb 40. Το βάρος του κάθε κλάσματος που πάρθηκε από αυτή την διαδικασία φαίνεται στον Πίνακα 15.

Πίνακας 15 Κατανομή των βαρών του κάθε δείγματος μετά από επεξεργασία του με τον ανάλογο βαρυτομετρικό διαχωριστή.

Δείγμα	Βάρος σε gr			
	Διαχωριστής	Συμπύκνωμα	Ενδιάμεσο	Απόρριμμα
1	Σπειροειδής συγκεντρωτής	$\alpha_1 = 1.725$	$\alpha_2 = 17.200$	$\alpha_3 = 8.875$
α_1	Φυγοκεντρικός συγκεντρωτής	$\beta_1 = 87$	--	$\beta_2 = 1638$
α_2	Φυγοκεντρικός συγκεντρωτής	$\gamma_1 = 85$	--	$\gamma_2 = 17.115$
2	Φυγοκεντρικός συγκεντρωτής	$\delta_1 = 107$	--	$\delta_2 = 23.393$
3	Φυγοκεντρικός συγκεντρωτής	$\epsilon_1 = 88$	--	$\epsilon_2 = 24.212$
4	Φυγοκεντρικός συγκεντρωτής	$\zeta_1 = 92$	--	$\zeta_2 = 10.758$

Το βάρος του λεπτόκοκκου κλάσματος των δειγμάτων 2,3 και 4 είναι $\delta_3 = 2.900$ gr, $\epsilon_3 = 4.500$ gr και $\zeta_3 = 1.150$ gr αντίστοιχα.

Τα προϊόντα του Falcon Sb 40 υποβλήθηκαν σε επεξεργασία με τη μέθοδο της πυρομεταλλουργίας. Τα απορρίμματα του Falcon Sb 40 υποβλήθηκαν σε κύανωση όπως και τα λεπτόκοκκα υλικά κάθε δείγματος καθώς επίσης και το απόρριμμα του σπειροειδή συγκεντρωτή. Οι συνθήκες λειτουργίας του Falcon Sb 40 σε όλες τις παραπάνω δοκιμές ήταν 35 Hz συχνότητα περιστροφής και πίεση νερού 6 psi οι οποίες προσδιορίστηκαν με βάση προγενέστερες εργασίες που έχουν γίνει.

Πίνακας 16 Συγκέντρωση χρυσού σε κάθε τμήμα των δειγμάτων της τρίτης δειγματοληψίας

ΔΕΙΓΜΑ		Συγκέντρωση Au δείγματος (ppb)
β_1	1 conc προϊόντος σπирάλ	0
γ_1	1 conc ενδιάμεσου σπирάλ	0
δ_1	2 conc	0
ϵ_1	3 conc	63
ζ_1	4 conc	0
β_2	1 απόρριμμα Falcon προϊόντος	0
γ_2	1 απόρριμμα Falcon ενδιάμεσου σπирάλ	0
δ_2	2 απόρριμμα Falcon	0
ϵ_2	3 απόρριμμα Falcon	0
ζ_2	4 απόρριμμα Falcon	0
α_3	1 απόρριμμα σπирάλ	15
δ_3	2 ψιλά	0
ϵ_3	3 ψιλά	0
ζ_3	4 ψιλά	0

Με βάση το παραπάνω πίνακα η ολική συγκέντρωση χρυσού σε κάθε δείγμα φαίνεται στον πίνακα:

Πίνακας 17 Ολική συγκέντρωση χρυσού στα δείγματα της τρίτης δειγματοληψίας

ΔΕΙΓΜΑ	Συγκέντρωση Au (ppb)
1	4.71
2	0
3	0.2
4	0

Συγκρίνοντας τα αποτελέσματα του Πίνακα 14 με αυτά του Πίνακα 17 παρατηρούμε πως έχουμε μεγάλη απόκλιση στις τιμές που προέκυψαν από δείγματα τις ίδιας εμφάνισης. Στην περίπτωση αυτού του είδους την δειγματοληψίας πάρθηκαν για κάθε δείγμα μικρές ποσότητες από διαφορετικούς πάγκους σε κατακόρυφη διάταξη. Αυτό οδήγησε σε αστοχία της δειγματοληψίας αφού επαυξήθηκε η ανισοκατανομή (το nugget effect).

Τέλος πάρθηκαν οχτώ από τα δείγματα της δεύτερης σειράς πειραμάτων και λειοτριβήθηκαν σε κοκκομετρία κάτω των 90mm. Στη συνέχεια τα δείγματα αυτά υποβλήθηκαν σε κυάνωση.

Πίνακας 18 Συγκέντρωση χρυσού στα δείγματα της δεύτερης δειγματοληψίας αφού αυτά λειοτριβήθηκαν σε κοκκομετρία – 90 μm

ΔΕΙΓΜΑ	Συγκέντρωση Au δείγματος (-500 μm) (ppb)	Συγκέντρωση Au δείγματος (-90 μm) (ppb)
A2	19	26
A9	20	20
A10	21	22
A11	18	26
A13	19	21
A17	19	22
A27	18	23
A28	18	21

Από τα παραπάνω φαίνεται πως έχουμε καλύτερη αποδέσμευση του χρυσού όταν το υλικό μας λειοτριβήθηκε στα – 90 μm παρουσιάζοντας αύξηση της ανάκτησης κατά 26%. Επίσης μπορούμε να επιβεβαιώσουμε την ακρίβεια της πειραματικής διαδικασίας της κυάνωσης και της χημικής ανάλυσης, αφού στα ίδια

δείγματα παίρνουμε τιμές της ίδιας τάξης μεγέθους. Επομένως με βάση αυτά και τα αποτελέσματα του Πίνακα 11 ενισχύεται η άποψη της ανισοκατανομής του χρυσού (nugget effect).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΕΚΤΟ

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Σε σχέση με την πρώτη ερώτηση που τέθηκε στο ξεκίνημα της εργασίας αυτής «στο κατά πόσο μπορεί να βρεθεί μια ομάδα γεωλογικών κριτηρίων τα οποία μπορούν να συνδυαστούν με τα αποτελέσματα μεταλλευτικών ερευνών» μπορούν να παρατεθούν τα εξής:

Λεπτομερής ανάλυση των λιθοφάσεων μιας φλυσχικής ακολουθίας μπορεί αφενός να οδηγήσει στον καθορισμό της στρωματογραφικής θέσης μιας περιοχής δειγματοληψίας όπως φαίνεται χαρακτηριστικά για την εν λόγω εμφάνιση που μελετήθηκε (Εικόνα 26) αλλά ακόμη περισσότερο να καθοριστεί και το περιβάλλον ιζηματογένεσης, μελετώντας την κοκκομετρία των φλυσικών εναλλαγών.

Στην ευρύτερη περιοχή του Κομποτίου, που έγιναν και οι τρεις δειγματοληψίες αναγνωρίστηκαν τρία περιβάλλοντα ιζηματογένεσης, τα οποία από την βάση προς την οροφή είναι τα εξής:

1. περιβάλλον εξωτερικού ριπιδίου,
2. περιβάλλον εσωτερικού ριπιδίου και
3. περιβάλλον περιορισμένης λεκάνης.

1. *Περιβάλλον εξωτερικού ριπιδίου:* Το περιβάλλον εξωτερικού ριπιδίου αναγνωρίζεται στη βάση της υπό μελέτης περιοχής. Η εμφάνιση του είναι περιορισμένη λόγω κάλυψης του από πιο σύγχρονες αποθέσεις. Κύριο διαγνωστικό στοιχείο για την κατάταξη σε περιβάλλον εξωτερικού ριπιδίου αποτελεί η προς τα πάνω αύξηση του πάχους των ψαμμιτικών στρωμάτων

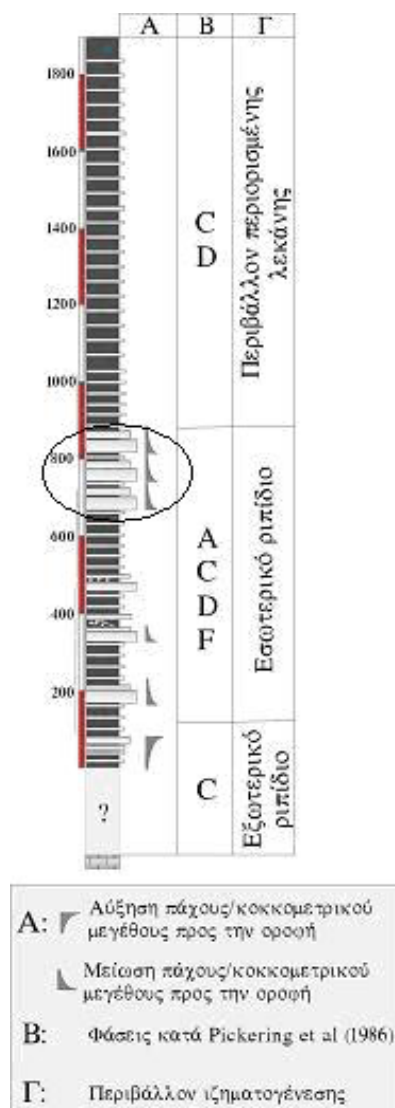
2. *Περιβάλλον εσωτερικού ριπιδίου:* Οι αποθέσεις εσωτερικού ριπιδίου καλύπτουν ένα στρωματογραφικό εύρος από τα 150 μέτρα έως τα 900 μέτρα. Η εμφάνιση ψαμμιτών φάσεως C2.1 οι οποίοι χαρακτηρίζονται από προς τα πάνω μείωση του πάχους και του κοκκομετρικού μεγέθους των ψαμμιτών κατατάσσει αυτή την φάση σε περιβάλλον καναλιού εσωτερικού ριπιδίου (θέσεις 4, 6, 8, 10). Η εμφάνιση κροκαλοπαγών και ολισθήσεων των φάσεων Α και F (θέσεις 6, 8) φανερώνει πιθανά ένα περιβάλλον πλησίον της κατωφέρειας του δυτικού περιθωρίου της λεκάνης. Αυτό ενισχύεται και από το γεγονός ότι τα εξωγενετικά τεμάχη που συνιστούν τα κροκαλοπαγή προέρχονται πιθανά από τα δυτικά περιθώρια και συγκεκριμένα από τους ασβεστόλιθους της Ιόνιας ζώνης. Οι αποθέσεις των θέσεων 9, 11 όπου επικρατεί λεπτοστρωματώδης φάση η οποία χαρακτηρίζεται από την

υποδιαίρεση Tc της ακολουθίας Bouma, ερμηνεύονται ως αποθέσεις αναχωμάτων των καναλιών. Οι αποθέσεις των θέσεων 12 και 14 εμφανίζουν επίσης την φάση C2.1 και την προς τα πάνω μείωση του κοκκομετρικού μεγέθους των ψαμμιτικών στρωμάτων, ωστόσο παρουσιάζουν επίπεδες βάσεις (flat bases) και επικράτηση της υποδιαίρεσης Tb της ακολουθίας Bouma που υποδηλώνουν αποθετικό χαρακτήρα των καναλιών λόγω μείωσης του δυναμικού των ρευμάτων. Η θέση 13 αντιστοιχεί στις αποθέσεις αναχωμάτων των καναλιών των θέσεων 12, 14. Η μείωση του δυναμικού γίνεται πιο φανερή στις αποθέσεις του περιβάλλοντος που υπέρκειται των αποθέσεων της θέσεως 14 και το οποίο ερμηνεύτηκε ως περιβάλλον περιορισμένης λεκάνης.

3. *Περιβάλλον περιορισμένης λεκάνης:* Οι αποθέσεις αυτές καλύπτουν ένα στρωματογραφικό εύρος από τα 900 μέτρα ως την οροφή της στρωματογραφικής στήλης (συνολικό πάχος 1000 περίπου μέτρα) και εκφράζονται από τις θέσεις 15, 16, 17. Επικρατεί η φάση C2.2 και C2.3 και D2.1. Προς την οροφή της ακολουθίας αναγνωρίστηκε και η φάση C2.4 χαρακτηριστική του περιβάλλοντος περιορισμένης λεκάνης.

Τα συμπεράσματα που εξάγονται από τα ανωτέρω είναι τα εξής:

- Η στενή περιοχή δειγματοληψίας δομείται από τουρβιδίτες, δηλαδή από ιζήματα που προέκυψαν από τουρβιδιτικά ρεύματα ροής. Κανένας άλλος τύπος ροής δεν είναι ικανός μέσα σε ένα ευρύ αποθετικό περιβάλλον να οδηγήσει σε «μερική» συγκέντρωση χρυσού, λόγω της μεγάλης διαφοράς ειδικού βάρους του χρυσού σε σχέση με κοκκομετρίες που μελετήθηκαν στην ανωτέρω περιοχή, το μέγιστο των οποίων παρατηρήθηκε στην Τα της ακολουθίας Bouma.
- Η στενή περιοχή δειγματοληψίας αποτελεί φάση σε περιβάλλον καναλιού εσωτερικού ριπιδίου
- Η εν λόγω οριοθετημένη με το ανωτέρω κριτήρια περιοχή μπορεί να αναζητηθεί και να οριοθετηθεί σε μεγαλύτερος εύρος.

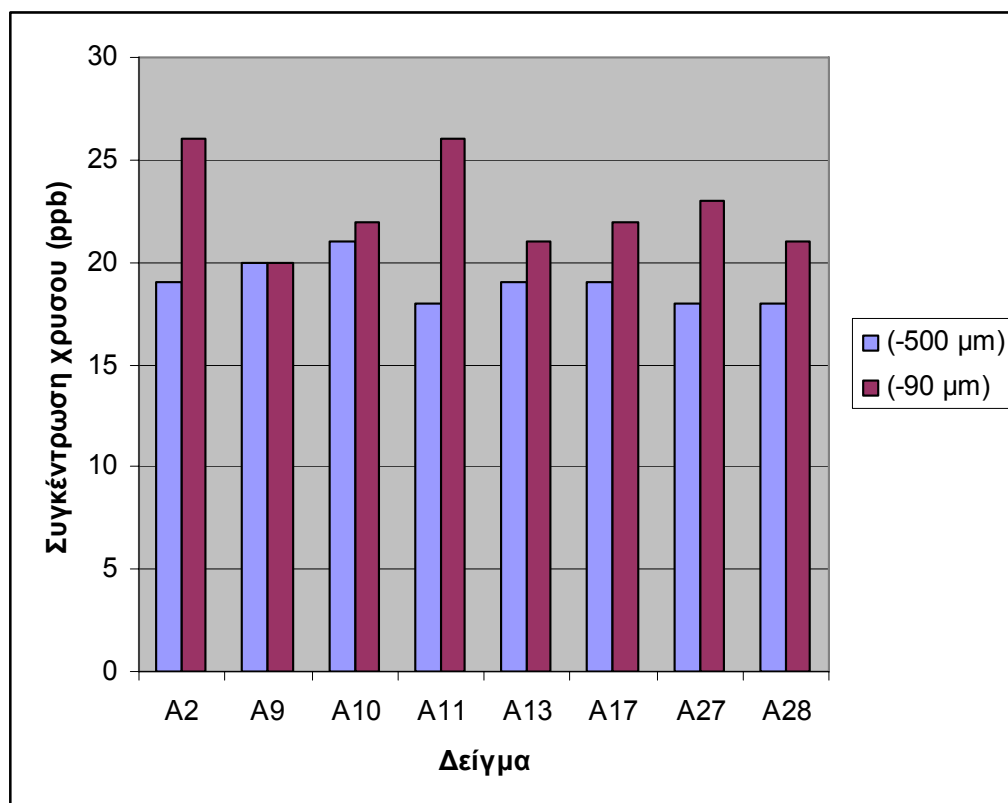


Εικόνα 26 Συνοπτική στρωματογραφική στήλη της τομής Κομποτίου και στρωματογραφική θέση της περιοχής δειγματοληψίας.

Η επεξεργασία των δειγμάτων από την οριοθετημένη και γεωλογικά ελεγχόμενη περιοχή μπορεί να συνοψιστούν στα εξής:

- Ο χρυσός είναι διάσπαρτος στους ψαμμίτες.
- Ο χρυσός είναι σε ελεύθερη μορφή, δηλαδή δεν είναι στο πλέγμα κάποιου ορυκτού αλλά υπομικροσκοπικός. Αυτό αποδυνκνείται από το γεγονός ότι με τη μείωση της κοκκομετρίας του υλικού έχουμε καλύτερη αποδέσμευση του χρυσού και αύξηση της ανάκτησης του με κυανιούχα διαλύματα.
- Παρατηρήθηκε μετά την επεξεργασία με το διάλυμα του υδροχλωρικού οξέως μείωση της συγκέντρωσης του χρυσού στο δείγμα. Το γεγονός αυτό ίσως να οφείλεται στην οξειδωτική δράση του υδροχλωρικού οξέως, που πιθανώς να προκάλεσε διάλυση του περιεχόμενου χρυσού.

- Όπως φαίνεται στον πίνακα 11 τα δείγματα από την συγκεκριμένη περιοχή δίνει μια σταθερή συγκέντρωση σε χρυσό η οποία είναι περίπου τρεις με τέσσερις φορές μεγαλύτερη από την συνηθισμένη συγκέντρωση χρυσού σε ιζηματογενή πετρώματα. Από την σύγκριση των αποτελεσμάτων του Πίνακα 14 με αυτά του Πίνακα 11 φαίνεται πως ενώ στην μια περίπτωση εμφανίζεται μια σταθερή συγκέντρωση σε χρυσό, στην περίπτωση της πρώτης δειγματοληψίας υπάρχουν κάποια δείγματα που δίνουν πολύ μεγάλες συγκεντρώσεις. Πιθανολογείται λοιπόν μια ανισοκατανομή του χρυσού (nugget effect).
- Συγκρίνοντας τα αποτελέσματα του Πίνακα 14 με αυτά του Πίνακα 17 παρατηρείται μια μεγάλη απόκλιση στις τιμές που προέκυψαν από δείγματα τις ίδιας εμφάνισης. Στην περίπτωση αυτού του είδους την δειγματοληψίας πάρθηκαν για κάθε δείγμα μικρές ποσότητες από διαφορετικούς πάγκους σε κατακόρυφη διάταξη. Αυτό οδήγησε σε αστοχία της δειγματοληψίας αφού επαυξήθηκε η ανισοκατανομή (το nugget effect).
- Από τα παραπάνω συμπεραίνεται ότι παρουσιάζεται μεγαλύτερη αποδέσμευση του χρυσού όταν το υλικό λειοτριβείται στα – 90 μm παρουσιάζοντας **αύξηση της ανάκτησης κατά 26%.**
- Επιβεβαιώνεται η ακρίβεια της πειραματικής διαδικασίας της κυάνωσης και της χημικής ανάλυσης, αφού στα ίδια δείγματα παίρνουμε τιμές της ίδιας τάξης μεγέθους.



Εικόνα 27 Διαφορά της συγκέντρωσης του χρυσού σε ίδια δείγματα διαφορετικής κοκκομετρίας.

BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Αβραμίδης Π. (1999): Περιβάλλοντα ιζηματογένεσης των Τριτογενών σχηματισμών της λεκάνης Κληματίας – Παραμυθίας Ηπείρου. Πιθανή γένεση και αποθήκευση υδρογονανθράκων στους σχηματισμούς αυτούς. – Διδακτορική διατριβή Πανεπιστημίου Πατρών Τμήματος Γεωλογίας, 165 σελ., Πάτρα.
- Akou AE (1984): Subaqueous debris flow deposits in Baffy Bay. - *Geomar Lett* 4/2: 83-90.
- Arvanitidis N. (2003): Gold deposits in Greece: genetic types and economic perspectives. – *Mineral Exploration and Sustainable Development*, Eliopoulos et. al. (eds). 2003 Millpress, Rotterdam.
- Aubouin J. (1965): *Geosynclines*. - Elsevier, Amsterdam.
- Βακαλάς Ι (2003): Εξέλιξη των λεκανών προχώρας της Δυτικής Ελλάδας. - Διδακτορική διατριβή Πανεπιστημίου Πατρών Τμήματος Γεωλογίας, 365 σελ., Πάτρα.
- Bellas S., Mertmann D., Manutsoglu E., Bartholdy J., Frydas D. (1995): The Oligocene Argyrotopos Profile in the external Ionian basin (Epirus, Greece). - *Microfacies & Microfossils. Facies*, 33, 107-120.
- Bellas S. (1997): Calcareous nannofossils of the Tertiary Flysch (Post Eocene to Early Miocene) of the Ionian Zone in Epirus, NW-Greece: Taxonomy and Biostratigraphical correlations. - PhD Thesis, Freie Universität Berlin, Berlin
- Bizon G. (1967): Contribution a la connaissance des forminiferes plactoniques d' Epire et des iles ioniennes (Greece occidentale) depuis la Paleogene superieur jusque' au Pliocene. – *Publ. Inst. Francais Petrole*, 142 p.
- Bouma AH (1962): Sedimentology of some flysch deposits. - (Elsevier), Amsterdam, 168 p.

- British Petroleum Co. Ltd. (B.P.): (1971): The geological results of petroleum exploration in western Greece. - Institute for Geology and Subsurface Research, Special report 10, Athens.
- Burt R. (1999): The role of gravity concentration in modern processing plants. – Minerals Engineering. Vol. 12, pp. 1291 -1300.
- Chough SK (1984): Fine-grained turbidites and associated mass flow deposits in the Ulleung (Tsushima) back-arc basin, East Sea (Sea of Japan). - In: Stow DAV, Piper DJW (eds) Fine-grained sediments: deep-water processes and facies. - Geol Soc Spec. Publ 15: 185-196.
- Constance F. A. (1982): The technology of gold and silver extraction.- Processing of Energy and Metallic Minerals, American Institute of Chemical Engineers, 216 Vol. 78, pp. 127-137.
- Γραμματικόπουλος Α., Σαλονίκης Κ., Τσίκουρας Β. (2005): Συμβολή της Εφαρμοσμένης Ορυκτολογίας στις μεταλλουργικές διεργασίες χρυσού. – Μεταλλειολογικά και Μεταλλουργικά χρονικά, 2005.
- Dimitroula M., Chatzipanagis I., Arvanitidis N. and Economou G. (1995): Gold minetalogy and geochemistry of the iron-manganese gossans in Thymaria area (Palea Kavala), northern Greece. – Geo. Sic. Greece. Sp. Publ. No 4, pp. 706-708.
- Dingler JR, Amina RJ (1989): Subaqueous grain flows at the head of Carmel submarine Canyon, California. - J Sediment Petrol 59: 280-286.
- Δούτσος Θ. (1995): Σημειώσεις γεωλογίας Ελλάδος. - Πανεπιστήμιο Πατρών Τμήμα Γεωλογίας.
- Einsele G (1996): Event deposits: the role of sediment supply and relative sea-level changes – overview. - Sediment Geol 104 (Special issue): 11-37.

- Einsele G (2000): Sedimentary basins: evolution, facies, and sediment budget. - (Springer-Verlag), Berlin - Heidelberg.
- Eyles N. (1995): Characteristics and origin of coarse gold in Late Pleistocene sediments of the Cariboo placer mining district, British Columbia, Canada. – *Sedimentary Geology* 95, pp. 69-95.
- Falk PD, Dorsey R (1998): Rapid environment of gravelly high-density turbidity currents in marine Gibert-type fan deltas. Loreto Basin, Baja California Sur, Mexico. - *Sedimentology* 45: 331-345.
- Filbrandt J. (1985): The tectonic evolution of the Vardar zone in Chalkidiki Northwestern Greece. - PhD thesis, University of Wales, Cardiff.
- Fili I. & Bare V. (1994): Relation between orogene and the platform in the southwestern part of Albania. - 7th Congress Geol. Soc. Greece, Abstracts volume, 53.
- Foster R. P. (1993): Gold Metallogeny and Exploration. – Chapman & Hall (London – Madras) 1993.
- Φραγκίσκος Α., Κατράκης Σ. (1979): Εισαγωγή εις τον εμπλουτισμόν των μεταλλευμάτων και βιομηχανικών ορυκτών. – Τεχνικό Επιμελητήριο Ελλάδας. Αθήνα 1979.
- Groves D. I., Goldfarb R. J., Gebre-Mariam M., Hagemann S. G., F. Robert (1998): Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. – *Ore Geology Reviews*, Volume 13, Issues 1-5, April 1998, Pages 7-27
- Hesse R. (1974): Long distance continuity of turbidites: Possible evidence for an early Cretaceous trench-abyssal plain in the East Alps. – *Geol. Soc. America Bull.*, 85. pp. 589-870.

- Hughes Clarke JE, Shor AN, Piper DJW, Mayer LA (1990): Large-scale current-induced erosion and deposition in the path of the 1929 Grand Banks turbidity current. - *Sedimentology* 37: 613-629.
- I.F.P./I.G.S.R. (1966): Etude géologique de l'Epire (Grèce nord-occidentale), Paris.
- Jenkins D.A.L. (1972): Structural development of western Greece. - *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 56, 128-149.
- Jacobshagen V. (1986): Geologie von Griechenland. – 363 S., Berlin – Stuttgart (Borntraeger).
- Karakitsios V. (1990): Cronologie et geometrie de l' ouverture d' un basin et de son conversion tectonique: le basin Ionien (Epire, Grèce), (Th. Doct. Univ. Paris IV). - *Mem. Sc. Terre Univ. P.* : et M. Curie, Paris, 91-4, 310.
- Karakitsios V. (1992) : Ouverture et iversion tectonique du basin Ionien (Epire, Grèce). - *Ann. Gel. Pays Hellen*, 35, p 85-318.
- Karakitsios V. (1995): The influence of preexisting structure and halokinesis on organic matter preservation and thrust system evolution in the Ionian basin, Northwestern Greece. - *AAPG bulletin*, 79, p. 960-980.
- Keppie D., , Boyle R.W., S.J. Haynes (1986): Turbidite-hosted gold deposits. - *Geological Association of Canada, Special Paper* 32, 186 pp
- Kilias S. Kalogeropoulos S.I. and Arvanitidis N. (1996): Physicochemical conditions of deposition and origin of carbonate – hosted base metal sulphide mineralization Thermes ore field, Rhodope massif, NE Greece. – *Mineralium Deposita*, 31, pp. 407-418.
- Kontopoulos N., Fokianou T., Zelilidis A., Alexiadis C., and Rigakis N. (1999): Hydrocarbon potential of the middle Eocene – middle Miocene Mesohellenic

- piggy – back basin (Central Greece): a case study. – Marine and Petroleum Geology, 16 pp. 811 – 824.
- Leigh S. (1991): The sedimentary evolution of Pindos foreland basin western Greece.
- PhD Thesis, University of Wales, Cardiff
- Lowe DR (1982): Sediment gravity flows: II Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. - J. Sed. Petrol. 52: 279-297.
- Marinos P and Hoek E (2001): Estimating the geotechnical properties of heterogeneous rock masses such as flysch. - Bulletin of the Engineering Geology & the Environment (IAEG) 60: 85-92.
- Μελιδώνης Ν. (1992): Γενική Κοιτασματολογία. Πανεπιστήμιο Πατρών. – ΟΕΔΒ Αθήνα 1992.
- Middleton GV, Hampton MA (1976): Subaqueous sediment transport and deposition by gravity flows. In Stanley DJ, Swift DJP (eds) Marine sediment transport and environmental management. - Willey, New York, p 197-218.
- Middleton GV (1993): Sediment deposition from turbidity currents. - Annu Rev Earth Planet Sci 21: 89-114.
- Mohrig D, Whipple KX, Hondzo M, Ellis C, Parker G (1998): Hydroplaning of subaqueous debris flows. - Geol Soc Am Bull 110: 387-394.
- Morris SA , Kenyon NH, Limonov AF, Alexander J (1998): Downstream changes of large-scale bedforms in turbidites around the Valencia channel mouth, north-west Mediterranean: implications for paleoflow reconstruction. - Sedimentology 45: 365-377.
- Μούσουλος Α. (1969): Εξαγωγική Μεταλλουργία. Τόμος Ι, Θεωρητικές και Τεχνολογικές Βάσεις. – Εθνικό Μετσόβειο Πολυτεχνείο. Αθήνα.

- Mutti E., and Somino M. (1981): Compensation cycles: A diagnostic feature of turbidite sandstone lobes. – Abstract Volume, 2nd European Regional Meeting of International Association of Sedimentologists, Bologna, pp. 120-123.
- Mutti E, Ricci Lucchi F, Seguret M, Zanzucchi G (1984): Seismoturbidites: a new group of resedimented deposits. - Marine Geol 55: 103-116.
- Nekrasov I. Y. (1996): Geochemistry, Mineralogy and Genesis of Gold Deposits. – A.A. Balkema/Rotterdam/Brookfield.
- Παντελάκη Ο. (2001): Διερεύνηση αξιοποίησης φλύσχη Ιονίου ζώνης.- Μεταπτυχιακή διατριβή Πολυτεχνείου Κρήτης Τμήματος Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, 124 σελ, Χανία.
- Παυλόπουλος Α (1983): Συμβολή στη γεωλογική μελέτη του φλύσχη του Μακρυνόρους Ακαρνανίας. Διδακτορική διατριβή Α.Π.Θ. Τμήματος Γεωλογίας, 100 σελ., Θεσσαλονίκη.
- Piper D.J.W., Panagos A.G. & Pe G.G. (1978): Conglomeratic Miocene Flysch, western Greece. - J. Sedim.Petrol., 48, 1, 117-126.
- Pomoni-Papayioannou F. & Tsalia-Monopolis S. (1983): Petrografical, Sedimentological and Micropaleontological studies in an evaporate outcrop, West of Ziros lake (Epirus-Greece). - Riv. Ital. Palcont. Strat., Milano, 88(3), p. 387-400.
- Postma G (1986): Classification of sediment gravity-flow deposits based on flow conditions during sedimentation. - Geology 14: 291-294.
- Ricci Lucchi F, Valmori E (1980): Basin-wide turidites in a Miocene “over-supplied” deep-sea plain: a geometrical analysis. - Sedimentology 27: 241-270.

- Richter D., (1976): Das flysch-stadium der Helleniden-ein Überblick. Z. Dt. Geol. Ges. 127, pp. 467-483.
- Σκαρπέλης Ν. (2002): Εισαγωγή στην Κοιτασματολογία. – Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών, Τμήμα Γεωλογίας, Τομέας Οικονομικής Γεωλογίας και Γεωχημείας. Αθήνα 2002.
- Σταμπολιάδης Η. (2001): Εμπλουτισμός Μεταλλευμάτων, Πανεπιστημιακές Σημειώσεις, 154 σελ. – Πολυτεχνείο Κρήτης, Τμήμα Μηχανικών Ορυκτών Πόρων. Χανιά 2001.
- Staboliadis E., Pantelaki O., Manutsoglou E. (2002): Enviromental friendly methods for gold recovery. – Proccedings of International Conference “Protection and Restoration of the Enviroment VI”, Skiathos July 1-5, 2002 pp. 43-48.
- Staboliadis E., Pantelaki O., Manutsoglou E.(2003): Development in gold recovery equipment and their use in Greece. Sunstainable Development Indicators in The Mineral Industries, Milos 2003, pp. 329-336.
- Stanley DJ (1985): Mud depositional processes as a major influence in Mediterranean margin-basin sedimentation . In: Stanley DJ Wezel FC (eds) Geological Evolution of the Mediterranean Basin. - Springer, New York Heidelberg, p 377-410.
- Stow DAV, Reading HG, Collinson JD (1996): Dee seas. In: Reading HG (ed) Sedimentary environments: processes, facies and stratigrafy, 3rd edn. - Blackwell Science, Oxford, p 395-453.
- Underhill J.R. (1985): Neogene and quaternary tectonics and sedimentation in Western Greece. - PhD Thesis. University of Wales, Cardiff.
- Wilpharr M. (1995): Applicability of dinoflagellate cyst stratigrafy to the analysesof passive and active tectonic settings. - PhD thesis, University of Utrecht, Netherlands.

Yannopoulos, J. C. (1990): The extractive metallurgy of gold.- Van Nostrand Reinhold, New York.

Zelilidis A., Piper D.J.W., Vakalas I., Avramidis P. & Getsos K. (2003): Oil and Gas plays in Albania: Do equivalent plays exist in Greece. - Journal of Petroleum Geology, 26 (1), p 29-48.

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ