



ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΤΕΧΝΙΚΗΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ ΥΔΡΟΓΕΩΛΟΓΙΑΣ



ΚΟΣΜΑΣ ΚΩΣΤΟΠΟΥΛΟΣ

ΑΞΙΟΛΟΓΗΣΗ ΤΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ ΒΡΑΧΟΚΑΤΑΠΤΩΣΕΩΝ ΜΕ ΤΗ
ΧΡΗΣΗ ΝΕΩΝ ΤΕΧΝΟΛΟΓΙΩΝ (UAV)

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ



ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ
2022





ΚΟΣΜΑΣ ΚΩΣΤΟΠΟΥΛΟΣ
Φοιτητής Τμήματος Γεωλογίας, ΑΕΜ: 5437

ΑΞΙΟΛΟΓΗΣΗ ΤΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ ΒΡΑΧΟΚΑΤΑΠΤΩΣΕΩΝ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ
ΝΕΩΝ ΤΕΧΝΟΛΟΓΙΩΝ (UAV)

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας, Τομέα Γεωλογίας,
Εργαστήριο Τεχνικής Γεωλογίας & Υδρογεωλογίας

Επιβλέπων

Γεώργιος Παπαθανασίου
Επικ. Καθηγητής Α.Π.Θ.



© Κοσμάς Κωστόπουλος, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ., Τομέας Γεωλογίας, 2022

Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος.

ΑΞΙΟΛΟΓΗΣΗ ΤΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ ΒΡΑΧΟΚΑΤΑΠΤΩΣΕΩΝ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΝΕΩΝ ΤΕΧΝΟΛΟΓΙΩΝ (UAV) – *Διπλωματική Εργασία*

© Kosmas Kostopoulos, School of Geology, Dept. of Geology, 2022

All rights reserved.

ROCKFALL RISK ASSESSMENT USING NEW TECHNOLOGIES (UAV) – *Bachelor Thesis*

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

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



ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η παρούσα διπλωματική εργασία εκπονήθηκε στα πλαίσια του προπτυχιακού προγράμματος σπουδών του Τμήματος Γεωλογίας, του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης. Στα πλαίσια της εργασίας μπόρεσα να αποκτήσω σημαντικές γνώσεις σε θέματα που αφορούν την Τεχνική Γεωλογία, ολοκληρώνοντας τις προπτυχιακές σπουδές μου.

Καταρχάς, θα ήθελα να ευχαριστήσω τον επιβλέποντα της εργασίας μου, κ. Γεώργιο Παπαθανασίου, Επίκουρο Καθηγητή του Τμήματος Γεωλογίας του Α.Π.Θ., για την ανάθεση του θέματος, τη πολύτιμη βοήθεια και τη συνεχή καθοδήγηση, καθώς και για την άμεση ανταπόκριση καθ' όλη τη διάρκεια της διπλωματικής μου εργασίας.

Επίσης, θέλω να ευχαριστήσω την οικογένεια και τους φίλους μου για τη συνεχή στήριξη κατά τη διάρκεια των σπουδών μου, για όλες τις στιγμές που δυσκολεύτηκα και με βοήθησαν να συνεχίσω.

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Στην παρούσα διπλωματική εργασία ερευνάται η επικινδυνότητα βραχοκαταπτώσεων σε περιοχή του Ασβεστοχωρίου, σε χώρο που στο παρελθόν αποτελούσε λατομείο ασβεστόλιθου. Η βραχοκατάπτωση αποτελεί κατολισθητικό φαινόμενο με μεγάλο βαθμό κινδύνου, καθώς μπορεί να πλήξει έργα, οικοδομές, οδικά δίκτυα ή ακόμα να θέσει σε κίνδυνο την ανθρώπινη ζωή. Η αστοχία οφείλεται στα γεωλογικά και γεωμετρικά χαρακτηριστικά του πρανούς και των ασυνεχειών της βραχομάζας. Για το λόγο αυτό, με τη χρήση συμβατικών και σύγχρονων μεθόδων UAV – ΣμηΕΑ (Συστήματα μη Επανδρωμένων Αεροσκαφών) γίνεται καταγραφή αυτών των χαρακτηριστικών, προκειμένου να αναλυθούν οι δυνητικές αστοχίες.

Στο 1^ο κεφάλαιο, αναφέρονται βασικοί ορισμοί των κατολισθήσεων, ταξινομήσεις και παράγοντες που συμβάλλουν στην ευστάθεια του πρανούς. Επίσης, γίνεται αναφορά στη στατιστική εμφάνιση των κατολισθητικών φαινομένων και στις σημαντικότερες βραχοκαταπτώσεις στον Ελληνικό χώρο.

Στο 2^ο κεφάλαιο, περιγράφεται η ευστάθεια των βραχωδών πρανών, σύμφωνα με το σύνολο των ασυνεχειών της βραχομάζας. Στη συνέχεια, αναπτύσσεται η κινηματική ανάλυση και ο υπολογισμός του συντελεστή ασφαλείας. Επίσης, αναφέρονται ορισμένα μέτρα προστασίας αντιστήριξης και τα βασικά χαρακτηριστικά των UAV.

Στο 3^ο κεφάλαιο, αναφέρονται οι εργασίες που πραγματοποιήθηκαν για την καταγραφή των ασυνεχειών, σύμφωνα με τις κλασικές (γεωλογική πυξίδα) και τις σύγχρονες μεθόδους (UAV). Έπειτα, αναπτύσσεται η μεθοδολογία για την επεξεργασία των μετρήσεων. Για τις νέες μεθόδους χρησιμοποιήθηκαν τα προγράμματα CloudCompare και DSE (Discontinuity Set Extractor). Στην συνέχεια, μετά τη σύγκριση των αποτελεσμάτων, περιγράφεται η κινηματική ανάλυση κάθε βραχομάζας και ο συντελεστής ασφαλείας με τη χρήση προγραμμάτων της Rocscience (Dips, RocPlane, SWedge). Τέλος, προτείνονται τα κατάλληλα μέτρα προστασίας.

Στο 4^ο κεφάλαιο, γίνεται αναφορά στα συμπεράσματα που προκύπτουν από τη χρήση κλασικών και σύγχρονων μεθόδων και τον τρόπο με τον οποίο μπορούν να συνδυαστούν.



ABSTRACT

The current bachelor thesis investigates the risk of rockfalls in the area of Asvestochori in a place that previously was a limestone quarry. Rockfall is a type of landslides with high degree of risk as they can affect construction works, buildings, road networks or even endanger human life. The failure is due to the geological and geometric characteristics of the slope and the discontinuity sets of the rock mass. Therefore, using conventional and modern methods UAV (Unmanned Aircraft Systems) these characteristics are detected in order to analyze potential failures.

1st chapter refers to basic definitions of landslides, classifications and factors that contribute to slope stability. Also, reference is made to the statistical occurrence of landslides and the most important rockfalls in Greece.

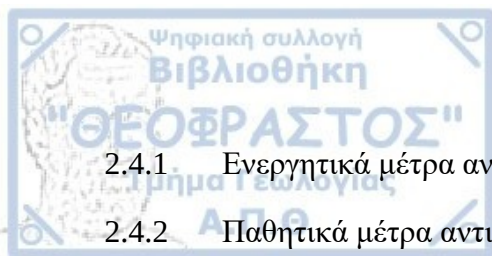
In the 2nd chapter, the stability of the rock slopes is described according to the total discontinuity sets of the rock mass. Next, the kinematic analysis and the calculation of the safety factor are developed. Also, some protection measures and the basic features of UAVs are mentioned.

3rd chapter describes the techniques for detecting discontinuities, according to classical (geological compass) and modern methods (UAV). Next, the methodology for processing the measurements is developed. CloudCompare and DSE (Discontinuity Set Extractor) were used for the new methods. Then, after comparing the results, reference is made for the kinematic analysis and the safety factor of each rock mass using Rocscience programs (Dips, RocPlane, SWedge). Finally, appropriate protection measures are proposed.

4th chapter describes the conclusions that emerge from the use of classical and modern methods and how they can be combined.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

1	ΒΑΣΙΚΕΣ ΕΝΝΟΙΕΣ ΤΗΣ ΚΑΤΟΛΙΣΘΗΣΗΣ	18
1.1	ΕΙΣΑΓΩΓΗ	18
1.1.1	Γενικά.....	18
1.1.2	Κατολίσθηση (landslide)	19
1.2	ΤΑΞΙΝΟΜΗΣΗ ΚΑΤΟΛΙΣΘΗΣΕΩΝ	20
1.2.1	Ονοματολογία κατολισθήσεων κατά Varnes.....	20
1.2.2	Ταχύτητα και μετατόπιση τεμαχών κατολίσθησης.....	29
1.3	ΑΙΤΙΑ ΚΑΤΟΛΙΣΘΗΣΗΣ	30
1.3.1	Παράγοντες που συμβάλλουν στην αστάθεια του πρανούς	30
1.3.2	Παράγοντες που συμβάλλουν στην εκκίνηση της κατολίσθησης	32
1.4	ΚΑΤΟΛΙΣΘΗΣΕΙΣ ΣΤΟΝ ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΧΩΡΟ	33
1.4.1	Γεωτεκτονικές ζώνες	33
1.4.2	Τεχνικογεωλογικά χαρακτηριστικά των σχηματισμών του Ελληνικού χώρου	36
1.4.3	Στατιστική ανάλυση εμφάνισης κατολισθήσεων.....	38
1.4.4	Σημαντικές βραχοκαταπτώσεις.....	42
2	ΕΥΣΤΑΘΕΙΑ ΒΡΑΧΩΔΩΝ ΠΡΑΝΩΝ	50
2.1	ΓΕΩΜΕΤΡΙΑ ΑΣΥΝΕΧΕΙΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΟΣ	50
2.2	ΑΝΑΛΥΣΗ ΕΥΣΤΑΘΕΙΑΣ ΣΕ ΙΣΟΤΡΟΠΗ ΣΥΜΠΕΡΙΦΟΡΑ	52
2.3	ΑΝΑΛΥΣΗ ΕΥΣΤΑΘΕΙΑΣ ΣΕ ΑΝΙΣΟΤΡΟΠΗ ΣΥΜΠΕΡΙΦΟΡΑ	53
2.3.1	Διατμητική αντοχή ασυνεχειών	54
2.3.2	Κινηματική ανάλυση	55
2.3.3	Ανάλυση οριακής ισορροπίας.....	60
2.4	ΜΕΤΡΑ ΠΡΟΣΤΑΣΙΑΣ ΒΡΑΧΩΔΩΝ ΠΡΑΝΩΝ	67



2.4.1	Ενεργητικά μέτρα αντιστήριξης	67
2.4.2	Παθητικά μέτρα αντιστήριξης	68
2.5	ΜΕΛΕΤΗ ΕΥΣΤΑΘΕΙΑΣ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΣΥΓΧΡΟΝΩΝ ΤΕΧΝΟΛΟΓΙΩΝ (UAV)	69
2.5.1	UAV – Γενικά χαρακτηριστικά	69
2.5.2	Χρήση UAV σε μελέτη κατολίσθησης	70
2.5.3	Πλεονεκτήματα χρήσης UAV	71
3	ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ.....	72
3.1	ΓΕΩΛΟΓΙΑ – ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ	72
3.1.1	Γενικά χαρακτηριστικά περιοχής Ασβεστοχωρίου.....	72
3.1.2	Γεωλογία – Γεωτεκτονική ζώνη	74
3.1.3	Τεκτονική δομή Περιοδοπικής ζώνης.....	77
3.1.4	Ρήγμα Ασβεστοχωρίου (F – As).....	78
3.1.5	Υδρογεωλογία.....	81
3.1.6	Κλιματολογικά – μετεωρολογικά χαρακτηριστικά.....	84
3.2	ΕΡΓΑΣΙΕΣ ΠΕΔΙΟΥ.....	85
3.2.1	Μετρήσεις τεκτονικών στοιχείων	87
3.2.2	Κρουσιμέτρηση με σφύρα Schmidt.....	87
3.2.3	Προφίλ επιφάνειας ασυνέχειας.....	89
3.3	ΑΝΑΛΥΣΗ ΚΑΙ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ ΜΕ ΤΙΣ ΚΛΑΣΙΚΕΣ ΜΕΘΟΔΟΥΣ	89
3.3.1	Δεδομένα αναγραφής ασυνεχειών	89
3.3.2	Εκτίμηση του όγκου των τεμαχών κατάπτωσης.....	95
3.3.3	Υπολογισμός της γωνίας τριβής του πρανούς	95
3.3.4	Στερεογραφική προβολή επιφανειών.....	96
3.4	ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΣΥΓΧΡΟΝΩΝ ΤΕΧΝΟΛΟΓΙΩΝ.....	110

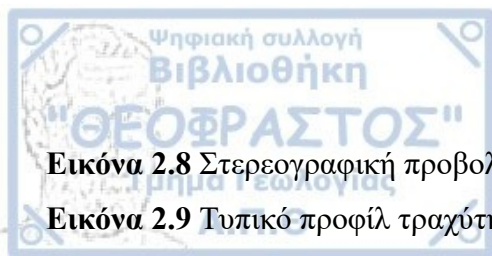


3.5	ΑΝΑΛΥΣΗ ΚΑΙ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ UAV	111
3.5.1	Δημιουργία νεφών σημείων των τεχνικογεωλογικών ενοτήτων	111
3.5.2	Εύρεση των συστημάτων ασυνεχειών με τη χρήση DSE	114
3.5.3	Δημιουργία νέφους με επιφάνειες του ίδιου συστήματος ασυνεχειών	116
3.5.4	Καταγραφή προσανατολισμού των επιφανειών στο CloudCompare	121
3.6	ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ.....	122
3.7	ΚΙΝΗΜΑΤΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΚΑΙ ΣΥΝΤΕΛΕΣΤΗΣ ΑΣΦΑΛΕΙΑΣ.....	124
3.7.1	Κινηματική ανάλυση Τ.Ε. 1.....	125
3.7.2	Κινηματική ανάλυση Τ.Ε. 2.....	127
3.7.3	Κινηματική ανάλυση Τ.Ε. 3.....	130
3.7.4	Κινηματική ανάλυση Τ.Ε. 4.....	132
3.8	ΠΡΟΤΕΙΝΟΜΕΝΑ ΜΕΤΡΑ ΠΡΟΣΤΑΣΙΑΣ.....	137
4	ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ.....	138
5	ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....	140

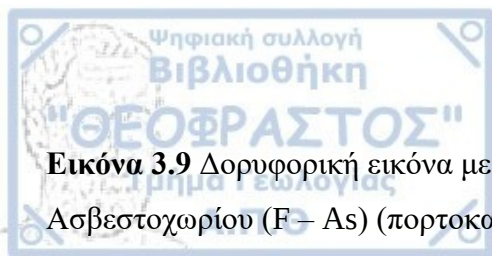
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ ΕΙΚΟΝΩΝ

Εικόνα 1.1 Κατολίσθηση σε αυτοκινητόδρομο της Νορβηγίας. (Πηγή: https://www.geplus.co.uk)	19
Εικόνα 1.2 Είδη κατολισθήσεων: (α) Κατάπτωση, (β) Ανατροπή, (γ) Ολίσθηση (περιστροφική), (δ) Ολίσθηση (μεταθετική), (ε) Ροή. (Πηγή: https://www.bgs.ac.uk/discovering-geology)	21
Εικόνα 1.3 Βραχοκατάπτωση στη περιοχή των Τεμπών (2009). (Kalogirou & Iliaskos, 2019) .	22
Εικόνα 1.4 Κύριοι τύποι αστοχιών λόγω ανατροπής. (α) Ανατροπή λόγω κάμψης, (β) Ανατροπή τεμαχών, (γ) Ανατροπή τεμαχών λόγω κάμψης. (Goodman & Bray, 1976)	24
Εικόνα 1.5 Τυπική περιστροφική ολίσθηση. (1) Πλάτος της μετατοπισμένης μάζας, (2) Πλάτος της επιφάνειας ολίσθησης, (3) Συνολικό μήκος, (4) Μήκος της μετατοπισμένης μάζας, (5) Μήκος της επιφάνειας ολίσθησης, (6) Βάθος της μετατοπισμένης μάζας, (7) Βάθος της επιφάνειας ολίσθησης. (WP, 1993)	25
Εικόνα 1.6 Κύρια χαρακτηριστικά περιστροφικής ολίσθησης. (Varnes, 1978)	25
Εικόνα 1.7 Μεταθετικές ολισθήσεις. (α) Επίπεδη, (β) Σφηνοειδής. (Hoek & Bray, 1981)	26
Εικόνα 1.8 Παράδειγμα πλευρικής εξάπλωσης λόγω ρευστοποίησης. (Highland, 2008)	27
Εικόνα 1.9 Ροή γαιών. (Varnes, 1978).....	28
Εικόνα 1.10 Γεωτεκτονικός χάρτης των Ελληνίδων ζωνών. Rh: Μάζα Ροδόπης, Sm: Σερβομακεδονική μάζα, CR: Περιοδοπική ζώνη, Ζώνη Αξιού: (Pe: Υποζώνη Παιονίας, Pa: Υποζώνη Πάικου Al: Υποζώνη Αλμωπίας), Pl: Πελαγονική ζώνη, Ac: Αττικό-Κυκλαδική ζώνη, Sp: Υποπελαγονική ζώνη, Pk: ζώνη Παρνασσού – Γκιώνας, P: ζώνη Πίνδου, G: ζώνη Γαβρόβου – Τρίπολης, I: Ιόνιος ζώνη, Px: ζώνη Παξών, Au: Ενότητα Πλακωδών Ασβεστόλιθων. (Μουντράκης, 2010)	35
Εικόνα 1.11 Χάρτης Ελλάδας με συχνότητα εμφάνισης κατολισθησέων. (Κούκης & Σαμπατακάκης, 2007)	40
Εικόνα 1.12 Βροχομετρικός χάρτης Ελλάδας κατά τη περίοδο 1950 – 1974. (Κούκης & Σαμπατακάκης, 2007) (ΙΓΜΕ, 1993).....	41
Εικόνα 1.13 Χάρτης σεισμικής επικινδυνότητας Ελλάδας. (Πηγή: https://www.oasp.gr).....	41
Εικόνα 1.14 Χάρτης που υποδεικνύει τα επίκεντρα των σεισμών που έχουν πραγματοποιηθεί διαχρονικά στην κοιλάδα των Τεμπών (Χρηστάρας et al., 2010)	43
Εικόνα 1.15 Βραχοκαταπτώσεις στη περιοχή των Τεμπών. 17/12/2009 (H. Saroglou, 2013)...	43

Εικόνα 1.16 Βραχοκαταπτώσεις στη περιοχή των Τεμπών. 17/12/2009 (Kalogirou & Iliaskos, 2019)	44
Εικόνα 1.17 Βραχοκατάπτωση στη περιοχή της Λευκάδας, έπειτα από σεισμό μεγέθους $M_s=6,2$. 14/8/2003. (G Papathanassiou, Pavlides, & Ganas, 2005)	45
Εικόνα 1.18 Χάρτης ευαισθησίας σε κατολισθήσεις του νησιού της Λευκάδας (George Papathanassiou et al., 2013).....	45
Εικόνα 1.19 Ορθοφωτογραφία στην οποία απεικονίζεται με κίτρινη γραμμή η συνολική τροχιά (800m.) του αποκολλημένου βραχώδους τεμάχους. (C. Saroglou et al., 2018)	46
Εικόνα 1.20 Χάρτες απεικόνισης σεισμικών επικέντρων και καταγεγραμμένων κατολισθήσεων (α) Σεισμός Λευκάδας 17/11/2015, (β) Σεισμός Λευκάδας 14/08/2003 (Matsakou et al., 2021)	47
Εικόνα 1.21 Απλοποιημένος γεωλογικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής των Δελφών. Γεωτεκτονική ζώνη Παρνασσού: 1: φλύσχης, 2: ασβεστόλιθοι. Γεωτεκτονική ζώνη Πίνδου: 3: φλύσχης, 4: ασβεστόλιθοι, 5: επώθηση, 6: ρήγμα (Marinos & Rondoyanni, 2005)	49
Εικόνα 1.22 Άποψη του σταδίου στην περιοχή των Δελφών που διασχίζεται από ίχνος του κανονικού ρήγματος (φαίνεται με τη λευκή γραμμή) (Marinos & Rondoyanni, 2005).....	49
Εικόνα 2.1 Τα χαρακτηριστικά της επιφάνειας των ασυνεχειών ενός πετρώματος. (Πηγή: Hudson, 1989).....	50
Εικόνα 2.2 Σχηματική απεικόνιση βραχωδών τεμαχών και της συμπεριφοράς τους ως ισότροπα ή ανισότροπα υλικά, ανάλογα με το πλήθος των ασυνεχειών τους.	51
Εικόνα 2.3 Διάτμηση σε τραχεία επιφάνεια ασυνέχειας. (Patton, 1966).....	54
Εικόνα 2.4 Τύποι ολισθήσεων βραχωδών πρανών και τεκτονικά διαγράμματα. α) Περιστροφική ολίσθηση, β) Επίπεδη ολίσθηση, γ) Σφηνοειδής ολίσθηση, δ) Ολίσθηση λόγω ανατροπής. (Hoek & Bray, 1981)	55
Εικόνα 2.5 Στερεογραφική προβολή πιθανής περιστροφικής ολίσθησης με απεικόνιση των πόλων των ασυνεχειών και του μέγιστου κύκλου του επιπέδου του πρανού. (Χρήση Dips).....	56
Εικόνα 2.6 Στερεογραφική προβολή πιθανής επίπεδης ολίσθησης. Η γωνία τριβής είναι 30° , επομένως ισχύει $\varphi\pi > \varphi\alpha > \varphi$ και η επιφάνεια της ασυνέχειας έχει σχεδόν παράλληλη διεύθυνση με αυτή του πρανού. (Χρήση Dips).....	57
Εικόνα 2.7 Στερεογραφική προβολή πιθανής σφηνοειδούς ολίσθησης. Η γωνία τριβής είναι 30° , επομένως ισχύει $\varphi\pi > \varphi\tau > \varphi$ (Χρήση Dips)	58



Εικόνα 2.8 Στερεογραφική προβολή πιθανής ανατροπής τεμαχών. (Χρήση Dips, Rocscience).	59
Εικόνα 2.9 Τυπικό προφίλ τραχύτητας JRC. (Barton & Choubey, 1977)	60
Εικόνα 2.10 Μέθοδος των λωρίδων και δυνάμεις που δρουν στη λωρίδα. (Cernica, 1982)	62
Εικόνα 2.11 Ανάλυση δυνάμεων στην απλοποιημένη μέθοδο Bishop. (TW & Whitman, 1969)	62
Εικόνα 2.12 Πρανές με εφελκυστική ρωγμή στη στέψη και πρανές με εφελκυστική ρωγμή στο μέτωπο. (Hoek & Bray, 1981)	63
Εικόνα 2.13 Επίπεδη ολίσθηση βραχώδους πρανού με εφελκυστική ρωγμή. (Hoek & Bray, 1981)	64
Εικόνα 2.14 Προσδιορισμός ορθών τάσεων που δρουν στην επιφάνεια ολίσθησης. (Hoek & Bray, 1981)	65
Εικόνα 2.15 Επίπεδη ολίσθηση βραχώδους πρανού χωρίς ρωγμή. (Hoek & Bray, 1981)	65
Εικόνα 2.16 Σφηνοειδής ολίσθηση βραχώδους πρανού. (Hoek & Bray, 1981)	66
Εικόνα 2.17 Εφαρμογή εκτοξευμένου σκυροδέματος σε βραχώδες πρανές. (Πηγή: https://www.geotech.hr).....	68
Εικόνα 2.18 Χρήση βραχοπαγίδας (αριστερά) και μεταλλικών πλεγμάτων (δεξιά) για την συγκράτηση βραχωδών υλικών. (Πηγή: https://www.geotech.hr)	69
Εικόνα 3.1 Ασβεστοχώρι Θεσσαλονίκης. (Πηγή: https://www.greece.com)	72
Εικόνα 3.2 Περιοχή Ασβεστοχωρίου (1) (Χρήση Google Maps).....	73
Εικόνα 3.3 Περιοχή Ασβεστοχωρίου (2) (Χρήση Google Maps).....	73
Εικόνα 3.4 Περιοχή μελέτης Ασβεστοχωρίου, σύμφωνα με τον χάρτη γεωτεκτονικών ζωνών (CR: Περιοδοπική Ζώνη). (Μουντράκης, 2010)	74
Εικόνα 3.5 Χάρτης της Περιοδοπικής ζώνης. 1: Ενότητα Ντεβέ Κοράν – Δουμπιά, 2: Ενότητα Μελισσοχωρίου – Χολομώντα, 3: Ενότητα Άσπρης Βρύσης – Χορτιάτη, 4: Οφιόλιθοι, 5: Όριο Περιοδοπικής με Σερβομακεδονική ζώνη. (Μουντράκης, 2010)	75
Εικόνα 3.6 Γεωλογική τομή της Ανατολικής Θεσσαλονίκης. (Σαπουντζής, 1969)	76
Εικόνα 3.7 Σχηματική απεικόνιση της εμφάνισης των οφιολίθων (πράσινο χρώμα) στην Περιοδοπική (Circum – Rhodope Belt) προερχόμενοι από την ζώνη Αξιού (Vardar zone). (Bonev, Marchev, Moritz, & Filipov, 2015).....	77
Εικόνα 3.8 Σχηματική απεικόνιση της κύριας γεωμετρίας των μεταμορφικών τεκτονικών δομών της Περιοδοπικής. (Τρανός, Κίλιας, & Μουντράκης, 1999).....	78



Εικόνα 3.9 Δορυφορική εικόνα με απεικόνιση του πιθανού ενεργού ρήγματος του

Ασβεστοχωρίου (F – As) (πορτοκαλί χρώμα) και των τμημάτων του (κίτρινο χρώμα).

(Ζερβοπούλου, 2010)..... 79

Εικόνα 3.10 Χάρτης της Θεσσαλονίκης με τις υδρολογικές λεκάνες και τα υπό μελέτη

νεοτεκτονικά ρήγματα. 1: Λεκάνη Ανθεμούντα, 2: Λεκάνη Πολεοδομικού Συγκροτήματος

Θεσσαλονίκης, 2α: Υπολεκάνη Ελαιορέματος, 3: Λεκάνη Δενδροποτάμου, 3α: Υπολεκάνη

Ξηρορέματος, 4: Υπολεκάνες ρεμάτων Δήμου Θερμαϊκού, 5: Λεκάνη Θέρμης. (Ζερβοπούλου,

2010) 80

Εικόνα 3.11 Υδρολογική λεκάνη Δενδροποτάμου με απεικόνιση του ρήγματος Ασβεστοχωρίου

(πορτοκαλί χρώμα). (Ζερβοπούλου, 2010)..... 80

Εικόνα 3.12 Επίκεντρα σεισμών (μαύροι κύκλοι), ανατινάξεις λατομείων (άσπροι κύκλοι) και

σταθμοί καταγραφής (τρίγωνα) κατά τη σεισμική ακολουθία στο Ασβεστοχώρι τον Ιούνιο 1999.

(Papazachos et al., 2000) 81

Εικόνα 3.13 Θέσεις μετρήσεων της στάθμης του υπόγειου νερού. (Χατζηναούμ, 2020) 82

Εικόνα 3.14 Διάγραμμα μεταβολής στάθμης – βροχόπτωσης για τη γεώτρηση Αργυρώ 1.

(Χατζηναούμ, 2020) 83

Εικόνα 3.15 Διάγραμμα μεταβολής στάθμης – βροχόπτωσης για τη γεώτρηση Κλεόβουλος.

(Χατζηναούμ, 2020) 83

Εικόνα 3.16 Διάγραμμα μεταβολής στάθμης – βροχόπτωσης για τη γεώτρηση Ομόνοια 2.

(Χατζηναούμ, 2020) 83

Εικόνα 3.17 Διάγραμμα μεταβολής στάθμης – βροχόπτωσης για τη γεώτρηση Γήπεδο.

(Χατζηναούμ, 2020) 84

Εικόνα 3.18 Διάγραμμα μεταβολής στάθμης – βροχόπτωσης για τη γεώτρηση Μοναστήρι.

(Χατζηναούμ, 2020) 84

Εικόνα 3.19 Το πεδίο εργασίας. Το πρανές που μελετήθηκε είναι αυτό που επισημαίνεται με

βέλος ανάμεσα στις δύο αναβαθμίδες με γενική διεύθυνση πρανούς BBD-NNA, διεύθυνση

κλίσης από 242° έως 275° και γωνία κλίσης 80°. 85

Εικόνα 3.20 Διαχωρισμός του πρανούς σε τεχνικογεωλογικές ενότητες. 86

Εικόνα 3.21 Καταγραφή τεκτονικών στοιχείων με γεωλογική πυξίδα (τεχνικογεωλογική ενότητα

2). 87

Εικόνα 3.22 Συσχέτιση τιμών αναπήδησης R με θλιπτική αντοχή επιφάνειας ασυνεχειών.

(Barton, 1977) 88

Εικόνα 3.23 Κρουσιμέτρηση με σφύρα Schmidt (τεχνικογεωλογική ενότητα 2). 88

Εικόνα 3.24 Τοποθέτηση προφιλόμετρου παράλληλα με την επιφάνεια της ασυνέχειας.

(τεχνικογεωλογική ενότητα 3) 89

Εικόνα 3.25 Πρανές τεχνικογεωλογικής ενότητας 1. 97

Εικόνα 3.26 Τ.Ε.1: Πρανές: 80°/250°, B: 67°/024°, J1: 79°/121°. (χρήση Dips)..... 98

Εικόνα 3.27 Τεχνικογεωλογική ενότητα 1: Φυλλίτες (α) 98

Εικόνα 3.28 Τεχνικογεωλογική ενότητα 1: Φυλλίτες (β). 99

Εικόνα 3.29 Τεχνικογεωλογική ενότητα 1: Τα τεμάχια που βρέθηκαν στον πόδα του πρανούς. 99

Εικόνα 3.30 Πρανές τεχνικογεωλογικής ενότητας 2. 100

Εικόνα 3.31 Τ.Ε. 2: Πρανές: 80°/274°, B: 66°/149°, J1: 78°/317°, J2: 65°/034°. (χρήση Dips)101

Εικόνα 3.32 Τεχνικογεωλογική ενότητα 2: Ασβεστόλιθος (α)..... 101

Εικόνα 3.33 Τεχνικογεωλογική ενότητα 2: Ασβεστόλιθος (β)..... 102

Εικόνα 3.34 Τεχνικογεωλογική ενότητα 2: Τα τεμάχια που βρέθηκαν στο πόδα του πρανούς. 102

Εικόνα 3.35 Πρανές τεχνικογεωλογικής ενότητας 3. 103

Εικόνα 3.36 Τ.Ε. 3: Πρανές: 80°/261°, B: 48°/030°, J1: 20°/065°, J2: 80°/101°. (χρήση Dips)104

Εικόνα 3.37 Η επιφάνεια του ρήγματος F: 65°/320°. 104

Εικόνα 3.38 Τεχνικογεωλογική ενότητα 3: Ασβεστόλιθος..... 105

Εικόνα 3.39 Τεχνικογεωλογική ενότητα 3: Τα τεμάχια που βρέθηκαν στο πόδα του πρανούς. 105

Εικόνα 3.40 Πρανές τεχνικογεωλογικής ενότητας 4. 106

Εικόνα 3.41 Τ.Ε. 4: Πρανές: 75°/242°, B: 85°/116°, J1: 81°/348°, J2: 72°/277°, J3: 74°/210° .

(χρήση Dips) 107

Εικόνα 3.42 Τεχνικογεωλογική ενότητα 4: Ασβεστόλιθος (α)..... 107

Εικόνα 3.43 Τεχνικογεωλογική ενότητα 4: Ασβεστόλιθος (β)..... 108

Εικόνα 3.44 Τεχνικογεωλογική ενότητα 4: Ασβεστόλιθος (γ). 108

Εικόνα 3.45 Τεχνικογεωλογική ενότητα 4: Ασβεστόλιθος (δ). 109

Εικόνα 3.46 Τεχνικογεωλογική ενότητα 4: Τα τεμάχια που βρέθηκαν στο πόδα του πρανούς. 109

Εικόνα 3.47 Το τρισδιάστατο νέφος σημείων που απεικονίζει το πεδίο εργασίας. (χρήση

CloudCompare)..... 110



Εικόνα 3.48 Περικοπή τρισδιάστατου νέφους σημείων της τεχνικογεωλογικής ενότητας 1.

(χρήση CloudCompare) 111

Εικόνα 3.49 Τρισδιάστατο νέφος σημείων της τεχνικογεωλογικής ενότητας 1. (χρήση CloudCompare)..... 112

Εικόνα 3.50 Τρισδιάστατο νέφος σημείων της τεχνικογεωλογικής ενότητας 2. (χρήση CloudCompare)..... 112

Εικόνα 3.51 Τρισδιάστατο νέφος σημείων της τεχνικογεωλογικής ενότητας 3. (χρήση CloudCompare)..... 113

Εικόνα 3.52 Τρισδιάστατο νέφος σημείων της τεχνικογεωλογικής ενότητας 4. (χρήση CloudCompare)..... 113

Εικόνα 3.53 Υπολογισμός της πυκνότητας των πόλων (T.E. 1). (χρήση DSE) 114

Εικόνα 3.54 Τεκτονικά διαγράμματα απεικόνισης των συστημάτων ασυνεχειών και των πυκνοτήτων τους. (χρήση DSE) 115

Εικόνα 3.55 3D νέφος σημείων T.E. 1 απεικονίζοντας κάθε σύστημα ασυνέχειας με διαφορετικό χρώμα. (χρήση DSE)..... 116

Εικόνα 3.56 Δημιουργία νέου νέφους με βάση την εξαγωγή σημείων που βρίσκονται στο εύρος 1 – 1.5, τα οποία ανήκουν στο ίδιο σύστημα ασυνεχειών (T.E. 1).(χρήση CloudCompare) 117

Εικόνα 3.57 Οι επιφάνειες (μπλε χρώμα) της T.E. 1 που ανήκουν στο ίδιο σύστημα ασυνεχειών. (χρήση CloudCompare) 117

Εικόνα 3.58 3D νέφος σημείων T.E. 2 με κλίμακα χρωματικής απεικόνισης των συστημάτων ασυνεχειών. (χρήση CloudCompare)..... 118

Εικόνα 3.59 Οι επιφάνειες της T.E. 2 που ανήκουν στο ίδιο σύστημα ασυνεχειών. (χρήση CloudCompare)..... 118

Εικόνα 3.60 3D νέφος σημείων T.E. 3 με κλίμακα χρωματικής απεικόνισης των συστημάτων ασυνεχειών. (χρήση CloudCompare)..... 119

Εικόνα 3.61 Οι επιφάνειες της T.E. 3 που ανήκουν στο ίδιο σύστημα ασυνεχειών. (χρήση CloudCompare)..... 119

Εικόνα 3.62 3D νέφος σημείων T.E. 4 με κλίμακα χρωματικής απεικόνισης των συστημάτων ασυνεχειών. (χρήση CloudCompare)..... 120

Εικόνα 3.63 Οι επιφάνειες της T.E. 4 που ανήκουν στο ίδιο σύστημα ασυνεχειών. (χρήση CloudCompare)..... 120



Εικόνα 3.64 Εύρεση προσανατολισμού επιφανειών του 1^{ου} συστήματος ασυνεχειών της T.E. 1.

(χρήση CloudCompare) 121

Εικόνα 3.65 T.E.1: Επίπεδη ολίσθηση..... 125

Εικόνα 3.66 T.E.1: Σφηνοειδής ολίσθηση. 126

Εικόνα 3.67 T.E.1: Ανατροπή..... 126

Εικόνα 3.68 T.E.2: Επίπεδη ολίσθηση..... 127

Εικόνα 3.69 T.E.2: Σφηνοειδής ολίσθηση. 128

Εικόνα 3.70 T.E.2: Ανατροπή..... 128

Εικόνα 3.71 Συντελεστής ασφαλείας για επίπεδη ολίσθηση (T.E. 2). 129

Εικόνα 3.72 T.E.3: Επίπεδη ολίσθηση..... 130

Εικόνα 3.73 T.E.3: Σφηνοειδής ολίσθηση. 131

Εικόνα 3.74 T.E.3: Ανατροπή..... 131

Εικόνα 3.75 T.E. 4: Επίπεδη ολίσθηση..... 132

Εικόνα 3.76 T.E. 4: Σφηνοειδής ολίσθηση. 133

Εικόνα 3.77 T.E. 4: Ανατροπή..... 133

Εικόνα 3.78 Συντελεστής ασφαλείας για επίπεδη ολίσθηση κατά J2 (T.E. 4). 134

Εικόνα 3.79 Συντελεστής ασφαλείας για επίπεδη ολίσθηση κατά J3 (T.E. 4). 135

Εικόνα 3.80 Συντελεστής ασφαλείας για σφηνοειδή ολίσθηση (J1 – J3) (T.E. 4). 136

Εικόνα 3.81 Συντελεστής ασφαλείας για σφηνοειδή ολίσθηση (J2 – J3) (T.E. 4). 136

1 ΒΑΣΙΚΕΣ ΕΝΝΟΙΕΣ ΤΗΣ ΚΑΤΟΛΙΣΘΗΣΗΣ

1.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1.1 Γενικά

Στη σύγχρονη κοινωνία υπάρχει συνεχώς η ανάγκη για βελτίωση του τρόπου διαβίωσης με την ανάπτυξη νέων υποδομών και τεχνικών έργων, τα οποία διευκολύνουν σε μεγάλο βαθμό τη καθημερινότητα του ανθρώπου. Πολλές φορές, βέβαια, ενώ η τεχνογνωσία και η τεχνολογία συνδυάζονται κατάλληλα ως προς την δημιουργία των έργων, παραμερίζονται σε σημαντικό βαθμό στο κομμάτι της γεωτεχνικής πρόβλεψης για πιθανή αστοχία τους. Οι κατολισθήσεις αποτελούν ένα σημαντικό ποσοστό του γενικού συνόλου των φυσικών καταστροφών που ενδέχεται να επιφέρουν σημαντικές αστοχίες σε πρανή και τεχνικά έργα. Αυτές συνδέονται άμεσα με διάφορους εξωγενείς παράγοντες (έντονες κλιματικές συνθήκες, σεισμοί, ανθρωπογενείς παρεμβάσεις) που μπορεί να επιδράσουν και να πυροδοτήσουν ένα κατολισθητικό φαινόμενο. Ως αποτέλεσμα προκαλούν σημαντικές οικονομικές επιπτώσεις, κατάρρευση των υποδομών και διακινδύνευση της ανθρώπινης ζωής. Επομένως, θεωρείται σημαντική η πρόβλεψη και η αποφυγή αυτών των καταστροφικών φαινομένων. Αυτό επιτυγχάνεται με συλλογή στοιχείων για ανάλυση, επεξεργασία και μοντελοποίηση ως προς την εύρεση των αιτιών της αστοχίας η οποία αποσκοπεί στην πληρέστερη γεωτεχνική μελέτη προς αποφυγή ανάλογων καταστροφικών συνθηκών στο μέλλον (Κούκης & Σαμπατακάκης, 2007).



Εικόνα 1.1 Κατολίσθηση σε αυτοκινητόδρομο της Νορβηγίας. (Πηγή: [geplus](https://www.geplus.no))

1.1.2 Κατολίσθηση (landslide)

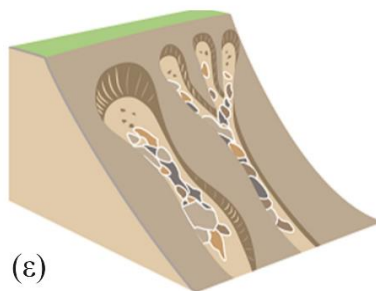
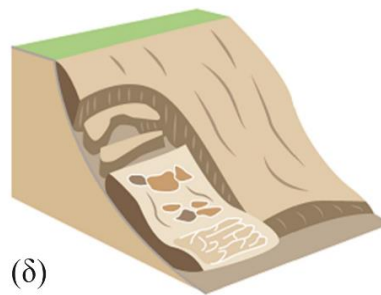
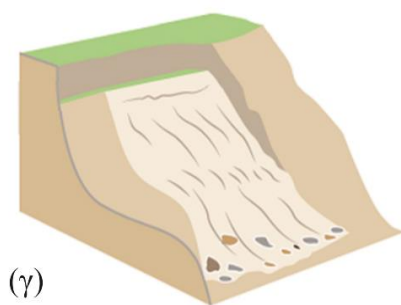
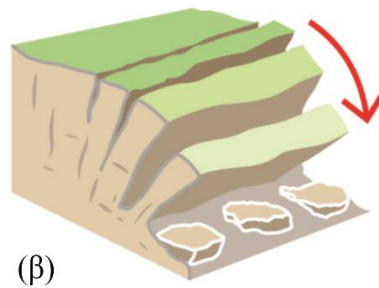
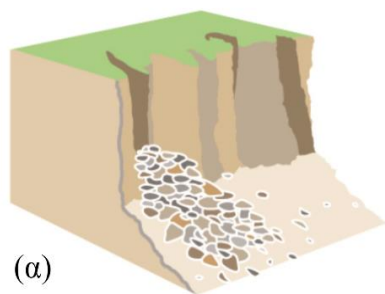
Η κατολίσθηση (landslide) σαν έννοια περιλαμβάνει κάθε μορφή μετακίνησης τεμάχους η οποία πραγματοποιείται σε φυσικό ή τεχνητό πρανές, λόγω αποκόλλησης/ολίσθησης υλικού από το σταθερό τμήμα της επιφάνειας του εδάφους. Η μετακίνηση αυτή οφείλεται σε επιπρόσθετη φόρτιση του υλικού, στις κλιματικές αλλαγές, σε σεισμική δόνηση και σε ανθρωπογενείς παρεμβάσεις με αποτέλεσμα την αύξηση της διατμητικής τάσης ή/και την μείωση της διατμητικής αντοχής του πετρώματος. Ο όρος κατολίσθηση (landslide) δεν επαρκεί σαν ετυμολογία για να εξηγηθεί η διαδικασία της πτώσης που υπόκειται το αποκολλημένο τέμαχος, καθώς αναφέρεται συγκεκριμένα στην ολίσθηση (slide), ενώ υπάρχουν κι άλλες μορφές που υποδηλώνουν το γενικότερο φαινόμενο, όπως η κατάπτωση (fall), η ανατροπή (topple) και η ροή (flow). Επίσης, αστάθεια πρανούς μπορεί να πραγματοποιηθεί είτε σε ξηρά (land), είτε σε υγρό περιβάλλον. Επομένως, η κατολίσθηση αποτελεί ένα πολυσύνθετο γεγονός που περιέχει διάφορες διεργασίες (Κούκης & Σαμπατακάκης, 2007).

Με το πέρασμα των χρόνων έχουν αποδοθεί αρκετοί ορισμοί για να χαρακτηριστεί το φαινόμενο της αστάθειας του πρανού, με την κατολίσθηση να ορίζεται ως «μία γρήγορη κίνηση μάζας πετρώματος, υπολειμματικού εδάφους ή ιζήματος ενός πρανού, της οποίας το κέντρο βάρους μετακινείται προς τα κάτω και προς τα έξω» (Terzaghi, 1950). Μετέπειτα, όρισαν την κατολίσθηση ως «μία γρήγορη κίνηση πετρωμάτων που οφείλεται στην ολίσθηση ενός τμήματος πρανού που διαχωρίζεται από το υπόλοιπο σταθερό τμήμα με μία καλά καθορισμένη επιφάνεια» (Zaruba & Mencl, 2014). Στη συνέχεια, χρησιμοποιήθηκε ο όρος «μετακίνηση μαζών» (Varnes, 1978) περιλαμβάνοντας την μετακίνηση τεμάχους σε πλαγιά εξαιτίας ολίσθησης, πτώσης, ανατροπής, ροής ή ερπυσμού. Με αυτή την αναδιατύπωση, γίνεται πλέον μια διαφοποίηση και αποκλείονται φαινόμενα καθιζήσεων ή επιπτώσεις κατάρρευσης λόγω χιονιών/πάγου. Αργότερα, δίνεται μια αρκετά αναλυτική ερμηνεία της κατολίσθησης ως «η κίνηση μιας μάζας βράχου, εδάφους ή κορημάτων προς τα κατόντη ενός πρανού» (Cruden, 1991).

1.2 ΤΑΞΙΝΟΜΗΣΗ ΚΑΤΟΛΙΣΘΗΣΕΩΝ

1.2.1 Ονοματολογία κατολισθήσεων κατά Varnes

Η κατηγοριοποίηση των κατολισθήσεων αφορά τις μετακινήσεις υλικών που υφίστανται σε πρανή και η διαφοροποίηση τους σχετίζεται με το είδος της κίνησης που πραγματοποιείται και με το είδος του τεμάχους που μετακινείται (Varnes, 1978). Τα είδη των υλικών που βρίσκονται σε αστάθεια και μετακινούνται κατά την κατολίσθηση αποτελούνται από τους βράχους, τα κορήματα και τις γαίες. Οι βράχοι προέρχονται από το βραχώδες υπόβαθρο, πριν το φαινόμενο της ολίσθησης, το οποίο συνιστά σκληρό με μεγάλη συνοχή πέτρωμα. Τα κορήματα και οι γαίες αποτελούν τα εδαφικά υλικά που προκύπτουν από την αποσάθρωση των πετρωμάτων. Η διαφοροποίηση τους σχετίζεται με το μέγεθος των κόκκων των υλικών που είναι μεγαλύτερα των 2mm. Τα κορήματα εμπεριέχουν ένα ποσοστό μέχρι και 80% χονδρόκοκκων υλικών μεγαλύτερων των 2mm (άμμοι, κροκάλες, λίθοι), ενώ οι γαίες αποτελούνται κατά κύριο λόγο με υλικά μικρότερου μεγέθους, με αυτά που είναι μεγαλύτερα των 2mm να μην ξεπερνούν το 20% (Κούκης & Σαμπατακάκης, 2007).



Εικόνα 1.2 Είδη κατολισθήσεων: (α) Κατάπτωση, (β) Ανατροπή, (γ) Ολίσθηση (περιστροφική), (δ) Ολίσθηση (μεταθετική), (ε) Ροή. (Πηγή: discovering-geology)

1.2.1.1 Κατάπτωση (Fall)

Οι καταπτώσεις πραγματοποιούνται από τεμάχια βράχων και εδαφικών υλικών με μεγάλη συνοχή που έχουν αποκολληθεί από ένα πρανές, συνήθως μεγάλης κλίσης. Η απομάκρυνση του υλικού γίνεται με την ύπαρξη ασυνέχειας ή οικογένειας ασυνεχειών (διάκλαση, στρώση, ρήγμα), η οποία αποτελεί την επιφάνεια ολίσθησης. Σε μεγάλης κλίσης πλαγιές η μετακίνηση έχει μεγάλη ταχύτητα και η πτώση θεωρείται ελεύθερη με την επίδραση της βαρυτικής δύναμης. Σε πρανή με μικρότερη γωνία κλίσης σημειώνονται φαινόμενα αναπήδησης του υλικού με αποτέλεσμα τη

θραύση του και την δημιουργία νέων με μικρότερα μεγέθη. Επίσης, σε γωνίες κλίσης μικρότερες των 45° η πτώση εμφανίζεται με τη μορφή κύλισης. Επομένως, σε πρανή με διαφοροποιημένες κλίσεις υψομετρικά ενδέχεται να εμφανιστούν παραπάνω από μία μορφή πτώσεων (Κούκης & Σαμπατακάκης, 2007).

Στις βραχοκαταπτώσεις (rock falls), η βραχομάζα που απομακρύνεται έχει υποστεί συνήθως τεκτονική καταπόνηση ή/και αποσάθρωση με αποτέλεσμα να ελαχιστοποιηθεί η διατμητική της αντοχή και να επιφέρει την αστοχία. Τέτοια περίπτωση μπορεί να είναι οι εναλλαγές στρωμάτων με διαφορετικά γεωλογικά χαρακτηριστικά όπως ο φλύσχης που αποτελείται από ψαμμίτες και ιλύολιθους. Επίσης, σημαντικό ρόλο κατέχει η παρουσία των ασυνεχειών στο πέτρωμα, καθώς διαταράσσει την άρρηκτη δομή του και αποτελεί μια πιθανή επιφάνεια απομάκρυνσης της βραχομάζας. Σημαντικό μειονέκτημα είναι η πρόσβαση του νερού μέσω των ασυνεχειών στο πέτρωμα, όπου ως πίεση των πόρων επιδρά στις δυνάμεις ολίσθησης.

Στην πτώση των κορημάτων τα μετακινούμενα τεμάχια είναι θραύσματα και διακρίνονται σε πρωτογενή (από το μητρικό πέτρωμα) και δευτερογενή (από μεταφορά υλικών). Τέλος, η περίπτωση πτώσης γαιών θεωρείται αρκετά σπάνια και πραγματοποιούνται κυρίως με διαφορετικού είδους κατολίσθηση.

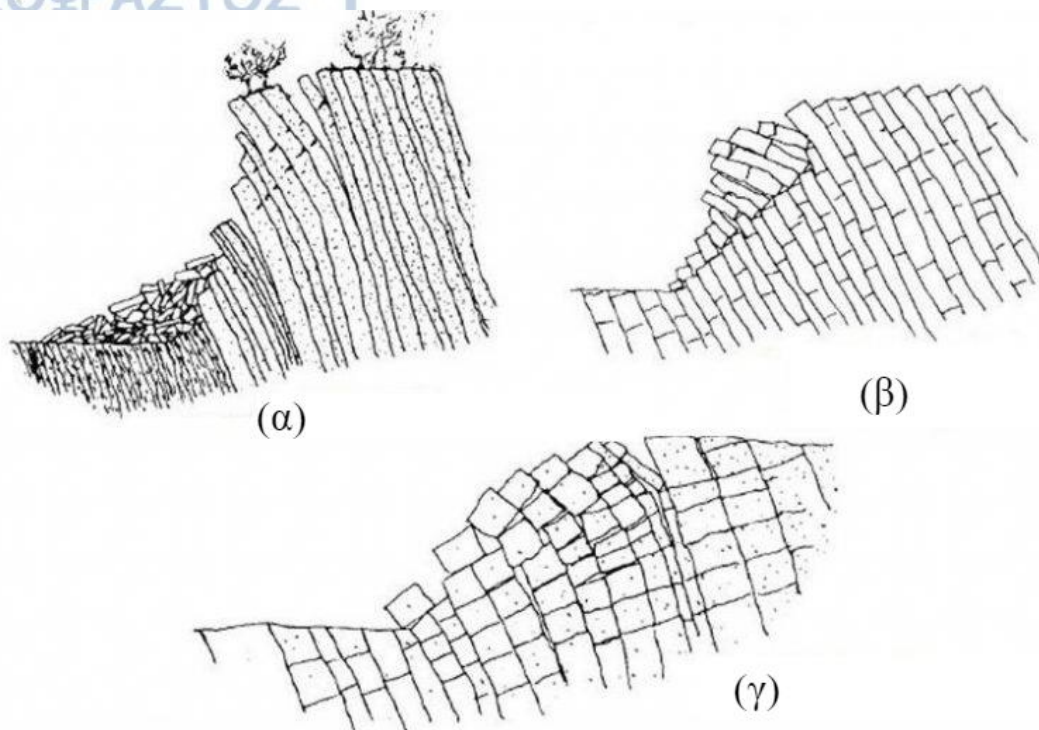


Εικόνα 1.3 Βραχοκατάπτωση στη περιοχή των Τεμπών (2009). (Kalogirou & Iliaskos, 2019)

1.2.1.2 Ανατροπή (Topple)

Η ανατροπή αποτελεί την αστοχία που συμβαίνει σε ένα πρανές με μία περιστροφική κίνηση του μετακινούμενου υλικού γύρω από ένα σημείο του βράχου λίγο πιο κάτω από το κέντρο βάρους του. Σημαντικό ρόλο κατέχει η μεγάλη γωνία κλίσης του πρανούς και η επιπρόσθετη φόρτιση που δέχεται από τα γειτονικά πετρώματα και από τη πλήρωση των ασυνεχειών με νερό. Η ταξινόμηση των διαφόρων μορφών της ανατροπής έχει ως εξής (Goodman & Bray, 1976), (Hoek & Bray, 1981):

- i) **Ανατροπή λόγω κάμψης:** Το πέτρωμα έχει τη μορφή κολώνας και αυτό οφείλεται σε οικογένεια ασυνεχειών με κατακόρυφη κλίση με αποτέλεσμα να κάμπτει το άνω μέρος του.
- ii) **Ανατροπή τεμαχών:** Παρόμοιο φαινόμενο με την ανατροπή λόγω κάμψης με τη διαφοροποίηση πως η αστοχία εκδηλώνεται με την ύπαρξη και δεύτερης οικογένειας ασυνεχειών, περίπου 90° από την πρώτη, η οποία καλύπτει μεγάλο τμήμα του πετρώματος.
- iii) **Ανατροπή τεμαχών λόγω κάμψης:** Αυτή η περίπτωση περιλαμβάνει πετρώματα κυρίως με λεπτές στρώσεις όπου έχουν υποστεί τεκτονικές διεργασίες και εμφανίζουν αποδόμηση λόγω κερματισμού. Εκδηλώνονται σε πλαγιές με μεγάλες γωνίες κλίσης στη διεύθυνση μιας ασυνέχειας με την ίδια γωνία κάμψης. Λόγω κάμψης σχηματίζεται στο πέτρωμα παρόμοια εικόνα με αυτή της πτυχής, η οποία ονομάζεται ψευδοπτύχωση Chevron, με αποτέλεσμα να ανατρέπονται τα τεμάχια.
- iv) **Δευτερογενείς ανατροπές:** Εκδηλώνονται στο κάτω μέρος του πρανούς ύστερα από εκσκαφή λόγω διάβρωσης ή ανθρωπογενούς δραστηριότητας. Πραγματοποιούνται κυρίως αστοχίες ολίσθησης και λόγω αυτής εμφανίζεται μετέπειτα ανατροπή της πλαγιάς. Αυτές διαφοροποιούνται ως:
 - α) Ανατροπή του πόδα λόγω ολίσθησης ανωτέρων τμημάτων
 - β) Ανατροπή της βάσης λόγω ολίσθησης
 - γ) Ανατροπή ανωτέρων στρωμάτων λόγω ολίσθησης
 - δ) Ανατροπή λόγω ύπαρξης εφελκυστικών ρωγμών
 - ε) Κυκλοειδής ολίσθηση και ανατροπή

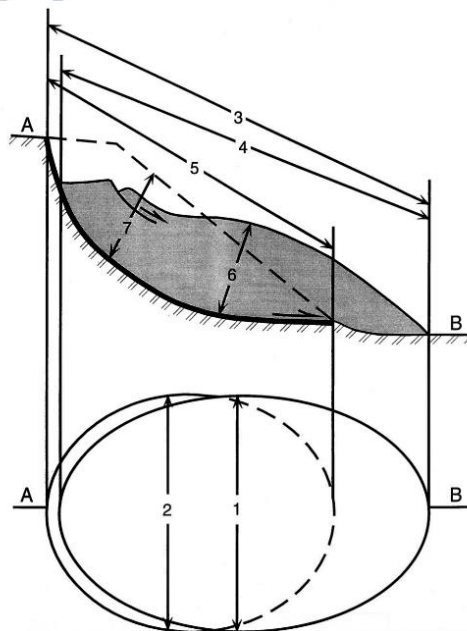


Εικόνα 1.4 Κύριοι τύποι αστοχιών λόγω ανατροπής. (α) Ανατροπή λόγω κάμψης, (β) Ανατροπή τεμαχών, (γ) Ανατροπή τεμαχών λόγω κάμψης. (Goodman & Bray, 1976)

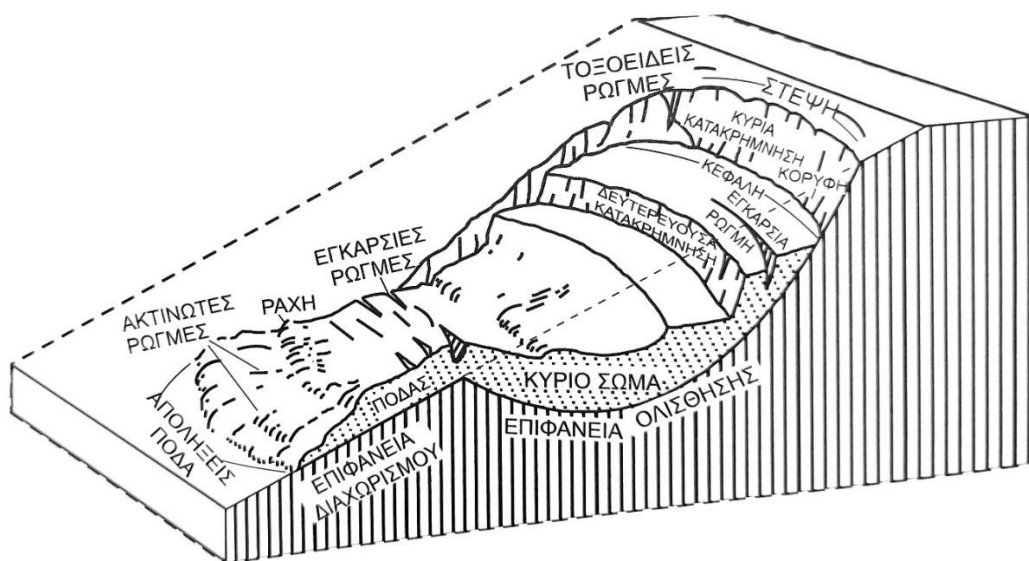
1.2.1.3 Ολίσθηση (Slide)

Στην περίπτωση της ολίσθησης, η αποκόλληση της μάζας μπορεί να οφείλεται στην επίδραση τεκτονικής διεργασίας με την δημιουργία ασυνεχειών ή με την υπάρχουσα παρουσία λεπτών στρώσεων ή σχιστότητας του πετρώματος με αποτέλεσμα τη διάτμηση και μετακίνηση της βραχομάζας κατά αυτή την επιφάνεια. Οι ολισθήσεις, σύμφωνα με το είδος της μετατόπισης και το είδος της επιφάνειας όπου ολισθαίνει η μάζα, ταξινομούνται ως εξής (Varnes, 1978):

- i) **Περιστροφική ολίσθηση:** Η μετατόπιση εκδηλώνεται σε μια επιφάνεια θραύσης με κοίλη μορφή προς τα ανάντη του πρσανούς με μικρή περιστροφή της μάζας κατά την μετακίνηση προς τα κατάντη. Λόγω περιστροφής, στη βάση του πρσανούς σημειώνεται αύξηση του υλικού. Τέτοιου είδους ολίσθηση φανερώνεται σε μάζες που δρουν ως ισότροπες (Skempton & Hutchinson, 1969), όπως υλικά εδαφών με ομοιογένεια ή αποδομημένες βραχομάζες αποτελούμενες από πολλές ασυνέχειες και το συνολικό τους μήκος είναι 3 – 7 φορές το βάθος τους.

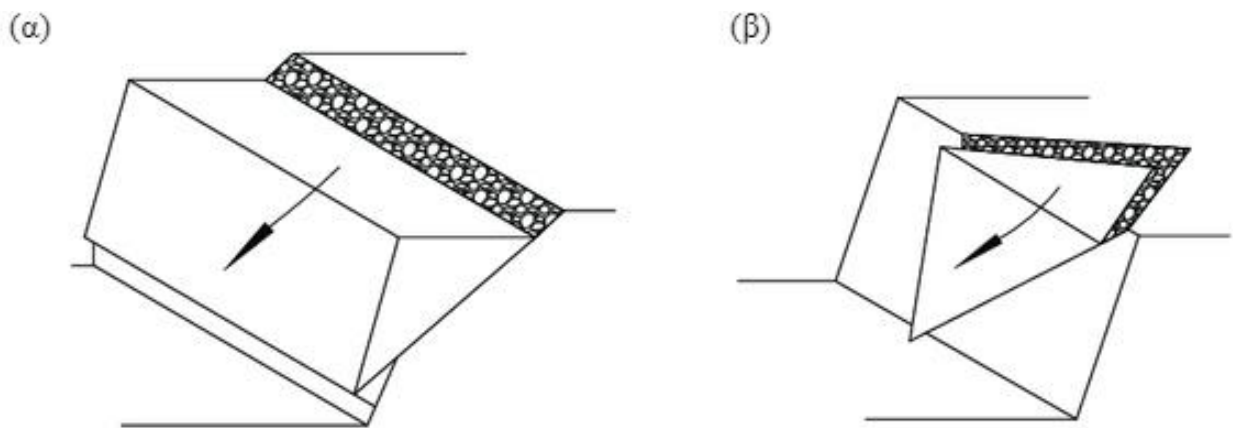


Εικόνα 1.5 Τυπική περιστροφική ολίσθηση. (1) Πλάτος της μετατοπισμένης μάζας, (2) Πλάτος της επιφάνειας ολίσθησης, (3) Συνολικό μήκος, (4) Μήκος της μετατοπισμένης μάζας, (5) Μήκος της επιφάνειας ολίσθησης, (6) Βάθος της μετατοπισμένης μάζας, (7) Βάθος της επιφάνειας ολίσθησης. (WP, 1993)



Εικόνα 1.6 Κύρια χαρακτηριστικά περιστροφικής ολίσθησης. (Varnes, 1978)

ii) **Μεταθετική ολίσθηση:** Η μετατόπιση της βραχομάζας πραγματοποιείται με παράλληλη κίνηση στην επιφάνεια ολίσθησης, η οποία έχει περίπου επίπεδη μορφή. Σημαντική διαφορά της μεταθετικής σε σχέση με την περιστροφική ολίσθηση είναι ότι στη πρώτη η μάζα που ολισθαίνει θα συνεχίζει την κίνηση όσο το πρυνές έχει μεγάλη γωνία κλίσης, ενώ στη δεύτερη η μάζα τείνει να ισορροπήσει και πάλι λόγω της περιστροφικής κίνησης. Επίσης, οι μεταθετικές είναι πιο αβαθείς από τις περιστροφικές με μήκος 10 φορές μεγαλύτερο του βάθους τους (Skempton & Hutchinson, 1969). Στην μεταθετική ολίσθηση, λόγω μεγάλης κλίσης και απότομης κίνησης, η μάζα μπορεί να διασπασθεί σε μικρά τεμάχια, να αποδιοργανωθούν και έπειτα με την ύπαρξη νερού να μετατραπεί η κατολίσθηση σε ροή εδάφους. Στα βραχώδη υλικά συνήθως παρουσιάζεται αστοχία η οποία οφείλεται στην ύπαρξη ασυνεχειών. Η αστοχία πραγματοποιείται σε μία κύρια ασυνέχεια η ολίσθηση ονομάζεται επίπεδη, ενώ όταν οφείλεται στη τομή δύο ασυνεχειών, σχηματίζοντας μία σφήνα η οποία κινείται κατά τη τομή τους, ονομάζεται σφηνοειδής ολίσθηση (Hoek & Bray, 1981).



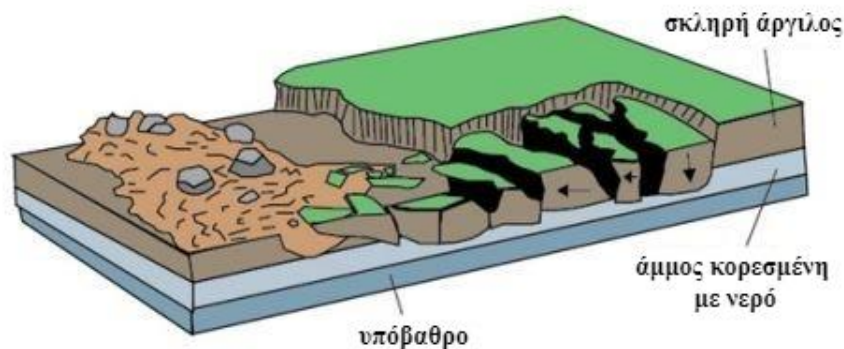
Εικόνα 1.7 Μεταθετικές ολισθήσεις. (α) Επίπεδη, (β) Σφηνοειδής. (Hoek & Bray, 1981)

Οι μεταθετικές ολισθήσεις θα αναλυθούν περαιτέρω στο επόμενο κεφάλαιο (ΕΥΣΤΑΘΕΙΑ ΒΡΑΧΩΔΩΝ ΠΡΑΝΩΝ).

1.2.1.4 Πλευρική εξάπλωση (Lateral spread)

Αυτή η περίπτωση κατολίσθησης παρατηρείται σε επίπεδη περιοχή ή με μικρή κλίση, σε πετρώματα όπου συνήθως είναι πιο συνεκτικά των υποκείμενών τους, με τη βοήθεια των ρωγμών που δημιουργούνται λόγω εφελκυσμού (Κούκης & Σαμπατακάκης, 2007). Υπάρχουν τρεις κατηγορίες εξάπλωσης:

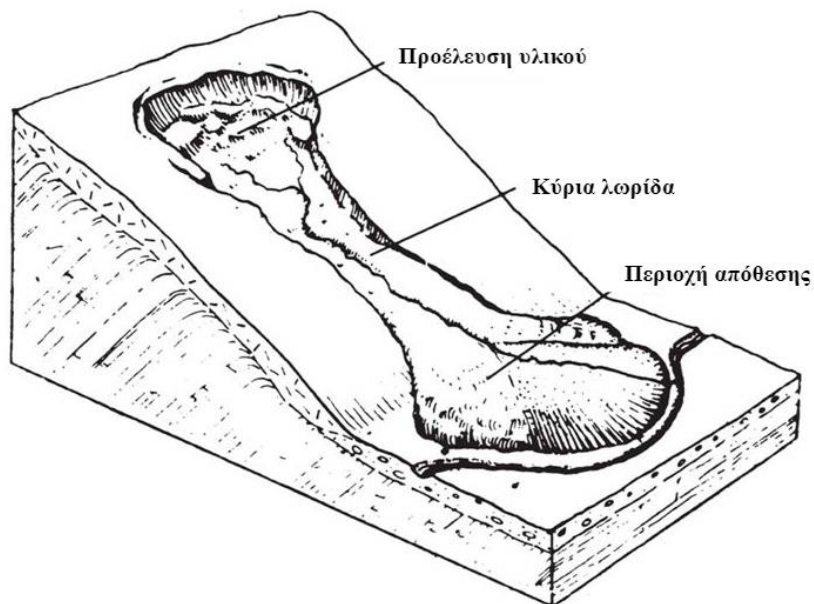
- i) **Εξάπλωση τεμαχών:** Βραχώδες πέτρωμα που βρίσκεται πάνω από ένα πιο μαλακό σχηματισμό κερματίζεται σε τεμάχια, λόγω παρουσίας ρωγμών οι οποίες πληρώνονται με το αποδιοργανωμένο υποκείμενο υλικό. Η μετατόπιση της μάζας πραγματοποιείται με πολύ αργό ρυθμό.
- ii) **Εξάπλωση ρευστοποίησης:** Παρατηρείται κατά τη διαδικασία ρευστοποίησης, δηλαδή όταν υπάρχει κορεσμός εδαφικών στρώσεων (μη συνεκτικά) με νερό μεταβάλλοντας την κατάσταση του υλικού από στερεή σε υγρή. Όταν υπόκεινται τους άμμους σχηματισμοί με μεγαλύτερη συνοχή (ιλύς, άργιλος), αυτοί λόγω διατάραξης εμφανίζουν σταδιακή θραύση με αποτέλεσμα την επέκταση τους.
- iii) **Σύνθετη πλευρική εξάπλωση:** Είναι μετατόπιση που φανερώνεται με πολύ μεγάλη παραμόρφωση σε οριζόντιους σκληρούς σχηματισμούς που βρίσκονται πάνω από διερρηγμένους αργίλους ή σχιστολιθικά πετρώματα. Τα υπερκείμενα κάμπτονται και αναδεικνύονται τα υποκείμενα.



Εικόνα 1.8 Παράδειγμα πλευρικής εξάπλωσης λόγω ρευστοποίησης. (Highland, 2008)

1.2.1.5 Ροή (Flow)

Οι ροές εμφανίζονται κατά κύριο λόγο στα εδαφικά υλικά και συνιστούν τη μετακίνηση ενός συνόλου χωρίς μεγάλη συνοχή. Μοιάζουν με την ολίσθηση, αλλά σημαντική διαφοροποίηση αποτελεί το γεγονός πως δε φέρουν συγκεκριμένη επιφάνεια ολίσθησης. Οι πολύ αργές ροές χαρακτηρίζονται ως ερπυσμός (creep), όπου τα αποτελέσματα της μετακίνησης του εδάφους δεν είναι εύκολο να εντοπιστούν κατά την εξέλιξη του φαινομένου (Varnes, 1978). Ο ερπυσμός ακολουθεί τη κλίση της επιφάνειας με βάση τη βαρυτική δύναμη. Συνήθως, στις ροές κορημάτων υπάρχει σημαντική ποσότητα νερού που επιδρά στην ενεργοποίηση του φαινομένου. Βέβαια, αυτό δεν αποτελεί κανόνα, καθώς μπορεί να σημειωθεί ροή σε απότομο πρανές με ξηρά υλικά, λόγω πρόσθετης φόρτισης ή διάβρωσης της βάσης. Ακόμη, όταν η κλίση του πρανούς είναι πολύ μεγάλη και τα υλικά με μηδενική συνοχή, μπορεί να εμφανιστεί χιονοστιβάδα κορημάτων, μια διαδικασία γρήγορης μετατόπισης των τεμαχών με την επίδραση του νερού. Επίσης, ροή εντοπίζεται και στις γαίες και συγκεκριμένα σημειώνεται ως ροή αποσαθρωμάτων (ροή λάσπης), όπου αποτελείται σε μεγάλο βαθμό από λεπτόκοκκα υλικά και δρα με τη βοήθεια έντονης βροχόπτωσης σε περιοχές με απότομα πρανή και απουσία βλάστησης (Κούκης & Σαμπατακάκης, 2007).



Εικόνα 1.9 Ροή γαιών. (Varnes, 1978)

1.2.1.6 Σύνθετες μετακινήσεις πρανών (Composite slides)

Αυτές αποτελούν συνδυαστικές προσεγγίσεις στα είδη κατολισθήσεων που αναφέρθηκαν προηγουμένως. Μπορούν να πραγματοποιηθούν είτε ταυτόχρονα, είτε μεμονωμένα σε διαφορετικά σημεία της βραχομάζας που ολισθαίνει (Varnes & Cruden, 1996).

1.2.2 Ταχύτητα και μετατόπιση τεμαχών κατολίσθησης

Η ταχύτητα ολίσθησης των τεμαχών αποτελεί τον κύριο παράγοντα καταστροφής σε μια περιοχή κατολίσθησης, η οποία μπορεί να επιφέρει σημαντικές ζημιές στις υποδομές και διακινδύνευση της ανθρώπινης ζωής, ειδικά σε περιπτώσεις που η ταχύτητα είναι πολύ μεγάλη. Υπάρχουν παραδείγματα κατολισθήσεων μικρών τμημάτων όπου λόγω εξαιρετικά μεγάλης ταχύτητας απέφεραν πολύ μεγαλύτερες καταστροφές, σε αντίθεση με περιπτώσεις με μεγαλύτερη έκταση και μικρότερη ταχύτητα (Κούκης & Σαμπατακάκης, 2007). Όπως αναφέρθηκε προηγουμένως, μια κατολίσθηση μπορεί να ορίζεται από σύνθετη μετακίνηση του πρανού με αποτέλεσμα να μην είναι εύκολο να καθοριστεί μία συγκεκριμένη ταχύτητα για το σύνολο της κατολίσθησης. Αυτό συμβαίνει διότι η ταχύτητα διαφοροποιείται ανάλογα με τη κλίση του πρανού και το μέγεθος των υλικών που ολισθαίνουν.

Περιγραφή	Ταχύτητα (mm/sec)	Τυπική ταχύτητα
Εξαιρετικά γρήγορη	$> 5 \times 10^3$	$> 5\text{m/sec}$
Πολύ γρήγορη	$> 5 \times 10^1$	$> 3\text{m/min}$
Γρήγορη	$> 5 \times 10^{-1}$	$> 1.8\text{m/hour}$
Μέτρια	$> 5 \times 10^{-3}$	$> 13\text{m/month}$
Αργή	$> 5 \times 10^{-5}$	$> 1.6 \text{ m /year}$
Πολύ αργή	$> 5 \times 10^{-7}$	$> 16 \text{ mm/year}$
Εξαιρετικά αργή	$< 5 \times 10^{-7}$	$< 16 \text{ mm/year}$

Πίνακας 1 Ταχύτητα μετακίνησης κατολίσθησης. (WP, 1995)

Όσον αφορά την απόσταση, ο Sassa (2004) ερμήνευσε και κατηγοριοποίησε τις κατολισθήσεις σύμφωνα με την ταχύτητα αλλά και την μετατόπιση των τεμαχών της ως εξής:

- i) Γρήγορες μεγάλης απόστασης μετακίνησης
- ii) Γρήγορες μικρής απόστασης μετακίνησης
- iii) Αργές μεγάλης απόστασης μετακίνησης
- iv) Αργές μικρής απόστασης μετακίνησης

Η διαφοροποίηση προκύπτει από τον λόγο H/L (H : υψομετρική διαφορά μάζας, L : μετατόπιση κατολίσθησης). Η πρώτη ομάδα αποτελεί και την πιο επικίνδυνη με $H/L < 0.50$ (Κούκης & Σαμπατακάκης, 2007).

1.3 ΑΙΤΙΑ ΚΑΤΟΛΙΣΘΗΣΗΣ

1.3.1 Παράγοντες που συμβάλλουν στην αστάθεια του πρανούς

Το φαινόμενο της κατολίσθησης υποδηλώνεται ως το αποτέλεσμα διάφορων συνθηκών και διεργασιών που επιδρούν αρνητικά στην ευστάθεια του πρανούς και αποτελούν τα πιθανά αίτια εκδήλωσης της αστοχίας. Αυτές μπορεί να επηρεάζουν είτε την αντοχή του πετρώματος ως προς την δομή του σύμφωνα με τα γεωλογικά χαρακτηριστικά του (ορυκτά, είδος πετρώματος, φυσικές ιδιότητες), είτε να αποτελούν μία επιπρόσθετη δύναμη στο συνολικό φορτίο που δέχεται το πέτρωμα με αποτέλεσμα την θραύση του. Βέβαια, ένας παράγοντας που συμβάλλει αρνητικά στην διατμητική αντοχή του πετρώματος, μπορεί να έχει αρνητική επίπτωση και στην αύξηση της τάσης που δέχεται το υλικό, επομένως να επηρεάζει άμεσα και την αντοχή του, αλλά και το συνολικό φορτίο. Για το λόγο αυτό, θεωρείται πολύ σημαντικό να γίνεται λεπτομερής μελέτη για τα αίτια της κατολίσθησης σχετικά με το τρόπο που επιδρούν μεμονωμένα ή συνδυαστικά στην αστοχία του πρανούς.

1.3.1.1 Διατμητική αντοχή του πετρώματος

Σε αυτή την ομάδα παρουσιάζονται τα ενδογενή αίτια που έχουν άμεση σχέση με τα φυσικά χαρακτηριστικά του πετρώματος και τα εξωγενή τα οποία συμβάλλουν σε δεύτερο χρόνο στην διατμητική αντοχή (Κούκης & Σαμπατακάκης, 2007).

- i) **Λιθολογία και υφή πετρώματος:** Σε αυτή τη κατηγορία υπάγονται κυρίως πετρώματα που μεταβάλλονται οι συνθήκες τους με προσρόφηση νερού ανάλογα με τα ορυκτά και τις

φυσικές ιδιότητες τους (σχιστόλιθοι, άργιλοι, πετρώματα με φυλλώδη ορυκτά, άμμοι με χαμηλή πυκνότητα).

- ii) **Δομή πετρώματος:** Αποτελείται από το σύνολο των τεκτονικών διεργασιών του σχηματισμού, τη σχιστότητα, τις εναλλαγές συμπαγών και μαλακών πετρωμάτων, τη κλίση των σχηματισμών, τη κλίση του πρηνούς.
- iii) **Αποσάθρωση:** Αποτελεί τον κύριο λόγο αποσύνθεσης των πετρωμάτων και του εδάφους κατά την σταδιακή επίδραση περιβαλλοντικών παραγόντων (νερό, άνεμος). Παραδείγματα μείωσης της διατμητικής αντοχής λόγω αποσάθρωσης εκδηλώνονται στα συμπαγή πετρώματα λόγω αποσύνθεσης, στην αύξηση περιεκτικότητας του νερού λόγω προσρόφησης των αργιλικών ορυκτών σημειώνοντας μείωση στη συνοχή του πετρώματος. Επίσης, παρουσιάζεται ελάττωση της αντοχής λόγω ξήρανσης των αργίλων με αποτέλεσμα να δημιουργούνται ρωγμές και απώλεια συνοχής και στην ξήρανση των αργιλικών σχιστόλιθων με αποτέλεσμα την αποδιοργάνωσή τους.
- iv) **Πίεση των πόρων:** Με την προσρόφηση νερού στους εδαφικούς σχηματισμούς (κυρίως αργιλικούς) αυξάνεται η πίεση των πόρων προκαλώντας ελάττωση της ενεργής τάσης, και ταυτόχρονα μείωση της συνοχής που επιφέρει αρνητικές επιπτώσεις στο πέτρωμα ως προς την ευστάθειά του.
- v) **Βλάστηση:** Επηρεάζει τα χαρακτηριστικά του σχηματισμού λόγω ύπαρξης έντονου ριζικού συστήματος.

1.3.1.2 Αύξηση διατμητικής τάσης

- i) **Αφαίρεση πλευρικής υποστήριξης:** Αποτελεί το πιο σύνηθες λόγο που δημιουργείται αστοχία σε ένα πρηνές, λόγω αφαίρεσης υλικού από το πόδα και μπορεί να συμβεί με επιφανειακή (ποτάμια, παγετώνες, κύματα, αποσάθρωση) ή υπόγεια διάβρωση (απομάκρυνση ευδιάλυτων υλικών) και ανθρωπογενείς παρεμβάσεις λόγω ανάπτυξης εγκαταστάσεων με αρνητικές επιπτώσεις.
- ii) **Πρόσθετη φόρτιση:** Μπορεί να προκληθεί είτε με φυσικό τρόπο είτε με επίδραση του ανθρώπου. Με φυσικές διεργασίες, αυξάνει η διατμητική τάση λόγω του επιπρόσθετου βάρους που προσφέρει το νερό της βροχής υπόγεια και επιφανειακά, ή εξαιτίας της ύπαρξης υλικών όπως τα κορήματα σε μάξες που έχουν τάση για ολίσθηση. Όσον αφορά

την ανθρώπινη δράση, σημειώνεται επιφόρτιση λόγω των μεταλλευτικών αποθέσεων, των ακατάλληλων χώρων υγειονομικής ταφής απορριμμάτων, του βάρους των υποδομών και του νερού λόγω διαφυγής από υπόνομους και αγωγούς.

- iii) **Πρόσθετες παροδικές τάσεις:** Αυτές αποτελούνται κυρίως από τη σεισμική δραστηριότητα η οποία μπορεί να αυξήσει σημαντικά την διατμητική τάση λόγω των σεισμικών κυμάτων. Επίσης οι εκρήξεις που σημειώνονται σε περιβάλλον εκμετάλλευσης σε ένα λατομείο μπορούν να επηρεάσουν τη διατμητική τάση που δέχεται το πρανές.
- iv) **Πλευρική πίεση πρανούς:** Δημιουργείται λόγω εισχώρησης του νερού σε ρωγμές του σχηματισμού ή ακόμα και σε πολύ χαμηλές θερμοκρασίες με τη μορφή πάγου. Επίσης, πλευρική πίεση μπορεί να προκληθεί από την διόγκωση των αργίλων.

1.3.2 Παράγοντες που συμβάλλουν στην εκκίνηση της κατολίσθησης

Η αστάθεια του πρανούς μπορεί να οφείλεται σε πολλούς λόγους οι οποίοι επηρεάζουν είτε την αντοχή του σχηματισμού, είτε συμβάλλουν στη διατμητική τάση που δέχεται το πέτρωμα. Βέβαια, πολλές φορές είναι αναγκαία η ύπαρξη ενός εξωτερικού παράγοντα ώστε να ξεκινήσει το φαινόμενο της κατολίσθησης. Τέτοιοι παράγοντες αποτελούν οι βροχοπτώσεις, οι σεισμοί και η έκρηξη των ηφαιστειών, οι οποίοι έχουν συσχετιστεί με πολλά κατολισθητικά φαινόμενα.

1.3.2.1 Έντονες καιρικές συνθήκες

Η εκκίνηση της κατολίσθησης μπορεί να προκληθεί από έντονες καιρικές συνθήκες, όπως μια μεγάλης έντασης βροχόπτωση εξαιτίας της κατείσδυσης του νερού στους επιφανειακούς σχηματισμούς με αύξηση της πίεσης των πόρων και του μεγάλου βαθμού επιφανειακής απορροής λόγω φαινομένων πλημμύρας. Επομένως, η ένταση και η διάρκεια της βροχής μπορεί να επιφέρουν ισχυρά αρνητικές επιπτώσεις σε μια περιοχή με χαλαρούς σχηματισμούς ή αποσαθρωμένα πετρώματα με πολλές ρωγμές και έντονο κερματισμό της δομής τους. Επίσης, η βροχόπτωση μπορεί να επηρεάσει σε μεγάλο βαθμό περιοχές που έχουν πληγεί πρόσφατα από πυρκαγιές με αποτέλεσμα την απώλεια βλάστησης, δημιουργώντας έντονη διάβρωση λόγω της μεγάλης επιφανειακής απορροής του νερού. Επιπρόσθετα, οι απότομες εναλλαγές των καιρικών

συνθηκών με αύξηση της θερμοκρασίας μπορεί να αποτελέσουν σημαντικό παράγοντα στο λιώσιμο του πάγου με αποτέλεσμα την κατείδυση του νερού στα εδαφικά υλικά (Κούκης & Σαμπατακάκης, 2007).

1.3.2.2 Ηφαιστειακή δράση

Η έκρηξη ενός ηφαιστείου μπορεί να αποτελέσει το έναυσμα της κατολίσθησης εξαιτίας των υλικών απόθεσης της ηφαιστειακής δράσης στα απότομα πρανή ή λόγω των έντονων δονήσεων που προκαλεί. Επίσης, όταν η έκρηξη δημιουργείται σε περιβάλλον με πολύ χαμηλές θερμοκρασίες και ύπαρξη χιονιού, μπορεί να προκαλέσει επικίνδυνα φαινόμενα λασποροής.

1.3.2.3 Σεισμική δράση

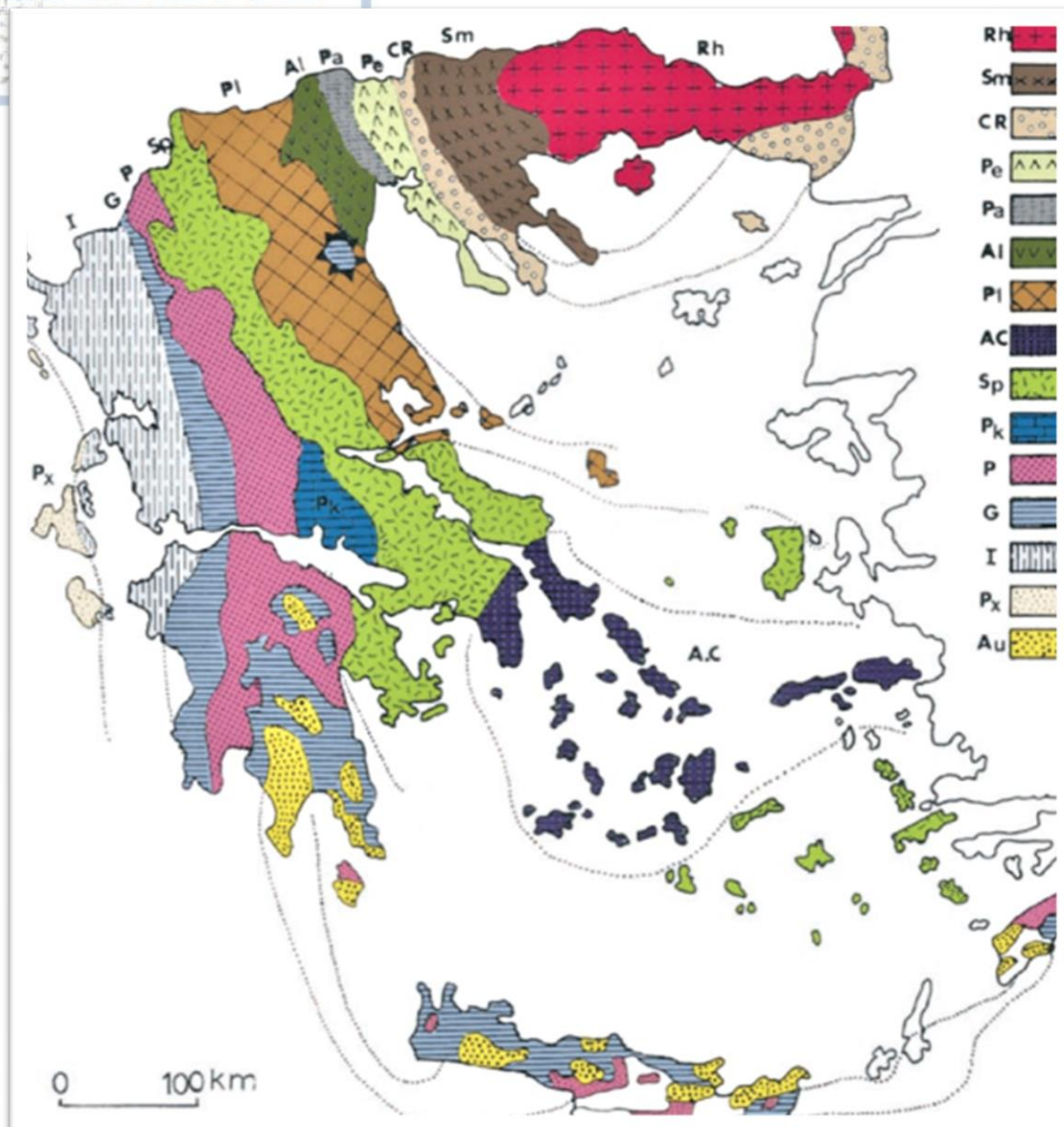
Η δόνηση που προκαλείται μέσω των σεισμικών κυμάτων είναι ικανή να αποτελέσει το εναρκτήριο λάκτισμα στην εκδήλωση μιας κατολίσθησης, εξαιτίας της διατάραξης του πρανού που υφίσταται με την παρουσία ισχυρών τάσεων. Οι σεισμοί έχουν αποτελέσει σε πολλές περιπτώσεις το έναυσμα μιας κατολίσθησης, για αυτό θεωρείται σημαντικό η ορθή χαρτογράφηση των ρηγμάτων και η γνώση της σεισμικής δραστηριότητας σε μια περιοχή μελέτης.

1.4 ΚΑΤΟΛΙΣΘΗΣΕΙΣ ΣΤΟΝ ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΧΩΡΟ

1.4.1 Γεωτεκτονικές ζώνες

Ο Ελληνικός χώρος αποτελεί μια πολυσύνθετη δομή ως προς τη γεωλογία με αρκετές διαφοροποιήσεις των σχηματισμών ανά περιοχή, εξαιτίας της επίδρασης των τεκτονικών διεργασιών και των περιβαλλοντικών συνθηκών που υπήρχαν κατά το παρελθόν, με αποτέλεσμα να υπάρχουν σημαντικές διαφορές στη στρωματογραφική απεικόνιση της κάθε ζώνης. Η ομαδοποίηση των γεωτεκτονικών ζωνών συνιστάται από συγκεκριμένη διαδοχή των ιζημάτων που αποτέθηκαν, από τα τεκτονικά γεγονότα που συνέβησαν και επηρέασαν τη δομή της ευρύτερης περιοχής και από τα πετρώματα που υπάρχουν και συσχετίζονται με διεργασίες σχετικές με την παλαιογεωγραφική θέση της περιοχής. Οι ζώνες αυτές κατηγοριοποιούνται σε ομάδες από Ανατολικά προς Δυτικά και αποτελούνται από την Ελληνική Ενδοχώρα (Μάζα Ροδόπης,

Σερβομακεδονική), τις Εσωτερικές ζώνες (Περιοδοπική, Ζώνη Αξιού, Πελαγονική, Αττικό-Κυκλαδική, Υποπελαγονική), τις Εξωτερικές (Παρνασσού – Γκιώνας, Πίνδου, Γαβρόβου – Τρίπολης, Αδριατικοϊόνιος, Παξών) και τις ενότητες Πλακωδών ασβεστόλιθων Plattenkalk (πιθανώς ανήκει στην Αδριατικοϊόνιο ζώνη), Βοιωτίας (πιθανό τμήμα της Υποπελαγονικής) και Φυλλιτών – Χαλαζιτών (στη Κρήτη και στη Πελοπόννησο). Στην Ελληνική ενδοχώρα συναντώνται κυρίως κρυσταλλοσχιστώδη (γνεύσιοι, μάρμαρα, σχιστόλιθοι, αμφιβολίτες) και πυριγενή (κυρίως πλουτωνικά) και απουσιάζουν τα ιζηματογενή πετρώματα. Στις Εσωτερικές εμφανίζονται σε μεγάλη έκταση μεταμορφωμένα, Τριαδικά – Ιουρασικά ιζήματα βαθιάς θάλασσας και οφειόλιθοι, καθώς και πυριγενή πετρώματα. Στις Εξωτερικές απουσιάζουν τα μεταμορφωμένα και τα πυριγενή (εξαιρούνται κάποιες ηφαιστειακές εμφανίσεις) και υπάρχει έντονη παρουσία των ανθρακικών, κυρίως νηριτικών, ιζημάτων (ασβεστόλιθοι, δολομίτες) και του φλύσχη (Μουντράκης, 2010).



Εικόνα 1.10 Γεωτεκτονικός χάρτης των Ελληνίδων ζωνών. Rh: Μάζα Ροδόπης, Sm: Σερβομακεδονική μάζα, CR: Περιροδοπική ζώνη, Ζώνη Αξιού: (Pe: Υποζώνη Παιονίας, Pa: Υποζώνη Πάικου Al: Υποζώνη Αλμωπίας), Pl: Πελαγονική ζώνη, Ac: Αττικό-Κυκλαδική ζώνη, Sp: Υποπελαγονική ζώνη, Pk: ζώνη Παρνασσού – Γκιώνας, P: ζώνη Πίνδου, G: ζώνη Γαβρόβου – Τρίπολης, I: Ιόνιος ζώνη, Px: ζώνη Παξών, Au: Ενότητα Πλακωδών Ασβεστόλιθων. (Μουντράκης, 2010)

1.4.2 Τεχνικογεωλογικά χαρακτηριστικά των σχηματισμών του Ελληνικού χώρου

Όπως αναφέρθηκε και προηγουμένως, η γεωλογία της Ελλάδας είναι αρκετά σύνθετη, αποτελούμενη από πληθώρα σχηματισμών με διαφορετικά χαρακτηριστικά ως προς το μέγεθος, τη συνοχή, την αντοχή, την ηλικία, τη δομή και τον τρόπο σχηματισμού τους. Αυτά είναι στοιχεία που μελετώνται για τη σωστή διερεύνηση και αξιολόγηση των πετρωμάτων σχετικά με μια ενδεχόμενη αστοχία τους. Οι σχηματισμοί διαχωρίζονται στους βραχώδεις και στους εδαφικούς με τα παρακάτω χαρακτηριστικά (Κούκης & Σαμπατακάκης, 2007):

- i) **Πυριγενή:** Χαρακτηρίζονται για τις υψηλές αντοχές που φέρουν, κυρίως όταν δεν έχουν καταπονηθεί τεκτονικά, φέρουν ρωγμές λόγω της σκληρότητας (ή λόγω της πήξης στα ηφαιστειακά) οι οποίες δημιουργούν αύξηση της περατότητας. Επίσης, η αποσάθρωση επηρεάζει τη δομή του πετρώματος, ελαχιστοποιώντας την αντοχή και τη σκληρότητά του. Επιπρόσθετα, σημαντική είναι η παρουσία των οφιόλιθων, οι οποίοι είναι σύμπλεγμα πετρωμάτων που εμφανίζονται κυρίως σε τεκτονικές ζώνες (τμήματα ωκεάνιου φλοιού που συνδέονται με την επώθηση) και αποτελούνται από βασικά και υπερβασικά πλουτωνικά (γάββροι, περιδοτίτες, βασάλτες) με τα συνοδά ωκεάνια ιζήματα (σχιστοκερατόλιθοι). Αυτοί οι σχηματισμοί μπορεί να επιφέρουν υψηλό βαθμό σερπεντινίωσης και μεταμόρφωσης, τα οποία μετατρέπουν τη φύση του υλικού τους και σε συνδυασμό με τις έντονες τεκτονικές διεργασίες που έχουν υποστεί παρουσιάζουν μια αποδιοργανωμένη δομή. Γενικά, τα πυριγενή πετρώματα όταν είναι έντονα κερματισμένα και βρίσκονται σε απότομα πρανή μπορεί να προκαλέσουν ολισθήσεις τεμαχών ή βραχοκαταπτώσεις.
- ii) **Μεταμορφωμένα:** Γενικά πολύ υψηλές αντοχές και αδιαπέρατοι σχηματισμοί. Χρειάζεται προσοχή σε εμφανίσεις αποσάθρωσης και παρουσία ρωγμών και κερματισμένων ζωνών λόγω διάτμησης, καθώς επίσης στην στρωμάτωση και στην σχιστότητα του πετρώματος (γνεύσιοι, σχιστόλιθοι), η οποία μπορεί να αποτελέσει επιφάνεια ολίσθησης. Όσον αφορά τα μάρμαρα, μπορεί να εμφανίσουν φαινόμενα διάλυσης (καρστικοποίηση) και μερική ρωγμάτωση επιφανειακά.
- iii) **Ανθρακικά:** Οι ασβεστόλιθοι έχουν έντονη παρουσία στον Ελληνικό χώρο και εμφανίζονται από άστρωτοι ως παχυστρωματώδεις, φέροντας ρωγμές κυρίως στα επιφανειακά τμήματα τους. Εμφανίζουν φαινόμενα καρστικής διάλυσης (αντίδραση με

νερό και διοξείδιο του άνθρακα) δημιουργώντας μεγάλα κενά σε βάθος επιτρέποντας τη ταυτόχρονη κίνηση του νερού. Όταν δεν καρστικοποιούνται, θεωρούνται στεγανοί σχηματισμοί, έχουν μεγάλη αντοχή με μέτρια σκληρότητα και φέρουν χαμηλή παραμόρφωση. Επίσης, σε πολλές περιπτώσεις παρουσιάζουν αστάθεια σε πρηνή, λόγω προσανατολισμού των στρώσεων και των ασυνεχειών. Ακόμη, συνδέονται με διεργασίες επώθησης, γεγονός που τα καθιστά αποδιοργανωμένα λόγω τεκτονικής παραμόρφωσης. Όσον αφορά τους δολομίτες, έχουν παρόμοια συμπεριφορά με τους ασβεστόλιθους με μικρότερη διάλυση. Άλλα παραδείγματα ανθρακικών αποτελούν ο γύψος και ο ανυδρίτης. Ο γύψος εμφανίζεται σε εναλλαγές με άλλους σχηματισμούς (π.χ. με ασβεστόλιθους) και διαλύεται με το νερό. Μπορεί να αποτελέσει μέσο διαφυγής του νερού. Ο ανυδρίτης όταν έρθει σε επαφή με το νερό μετατρέπεται σε γύψο και διαλύεται όπως εκείνος. Επίσης, κατά την μετατροπή του σε γύψο, διογκώνεται.

- iv) **Φλύσχη:** Είναι ο σχηματισμός που σηματοδοτεί το τέλος μιας ιζηματογένεσης πριν την ορογένεση έχοντας υποστεί έντονο τεκτονισμό. Αυτή η τεκτονική καταπόνηση έχει ως αποτέλεσμα την διατάραξη της αρχικής δομής του. Αποτελείται από εναλλαγές ψαμμίτη και ιλυόλιθου, καθώς και από μάργες, κροκαλοπαγή και αργιλικούς σχιστόλιθους. Το πάχος των στρωμάτων του ποικίλλει, φέροντας εναλλαγές μεγάλης αντοχής με άλλα μικρότερης, γεγονός που το καθιστά επιρρεπή ως προς ενδεχόμενη αστοχία. Ως προς την περατότητα θεωρείται στεγανός σχηματισμός, αλλά η επίδραση του νερού στα αργιλικά ορυκτά μπορεί να φέρει αρνητικές επιπτώσεις, λόγω προσρόφησης και διόγκωσης. Επίσης, φαινόμενα αποσάθρωσης εμφανίζονται κυρίως στους αργιλικούς σχηματισμούς του φλύσχη, μετατρέποντας τους σε υλικά με μεγάλη αστάθεια.
- v) **Μολάσσα:** Αποτελεί σύνολο ιζημάτων που αποτέθηκαν και εξελίχθηκαν μετά τη κύρια ορογένεση, συνεπώς δεν έχει υποστεί έντονες τεκτονικές διεργασίες, σε αντίθεση με τον φλύσχη. Εμφανίζονται μόνο τοπικές πτυχωσεις και ρήγματα μικρής έκτασης. Επιφανειακά αποτελείται από στρώσεις, όμως βαθύτερα εξελίσσεται σε πιο συμπαγή μάζα με ομοιογένεια. Αποτελείται από εναλλαγές ψαμμίτη, μάργας, ιλυόλιθου και κροκαλοπαγών με διαφορετικούς βαθμούς αντοχής, λόγω διαφοροποίησης των υλικών. Όσον αφορά την αποσάθρωση και την υδροπερατότητα έχει παρόμοια χαρακτηριστικά με αυτά του φλύσχη.
- vi) **Ιζήματα:** Βρίσκονται σε μεγάλη έκταση και διαφοροποιούνται ανάλογα με το μέγεθός τους σε λεπτόκοκκα και αδρόκοκκα και στη μείξη αυτών. Τέτοια είναι οι άμμοι, άργιλοι,

μάργες, ψαμμίτες, κροκάλες. Τα γεωτεχνικά τους χαρακτηριστικά εξαρτώνται από τη δομή και την ομοιογένειά τους, καθώς όταν είναι συμπαγή παρουσιάζουν ικανοποιητική αντοχή, ενώ όταν υπάρχει έντονη ετερογένεια στα υλικά έχουν μηδενική συνοχή και είναι αρκετά υδροπερατά. Επιπρόσθετα, η εμφάνιση αργιλικών ορυκτών μειώνει την αντοχή λόγω προσρόφησης νερού. Τα Τεταρτογενή ιζήματα αποτελούνται κυρίως από αλλουβιακές αποθέσεις και κορήματα, χαλαρά υλικά διαφορετικής σύστασης και μεγέθους.

1.4.3 Στατιστική ανάλυση εμφάνισης κατολισθήσεων

Η κύρια εμφάνιση κατολισθητικών φαινομένων λαμβάνει χώρα στην Κεντρική και Δυτική Ελλάδα και συγκεκριμένα στη Πελαγονική και στη ζώνη Πίνδου με ποσοστό που καλύπτει το 80% του συνόλου (Koukis, Sabatakakis, Nikolau, & Loupasakis, 2005). Αυτό οφείλεται στην τεκτονοστρωματογραφία των περιοχών αυτών. Στην Πελαγονική ζώνη παρατηρούνται έντονες τεκτονικές διεργασίες με την παρουσία ανθρακικών καλυμμάτων και την επώθηση των οφιολίθων από τις ζώνες Αξιού και Υποπελαγονικής (Μουντράκης, 2010). Συγκεκριμένα, οι έντονες πτυχώσεις που φέρει κυρίως στους σχιστοκερατόλιθους και στο φλύσχη σε συνδυασμό με το ημιορεινό ανάγλυφο της, συνιστούν ένα περιβάλλον με μεγάλη αστάθεια. Όσον αφορά τη ζώνη Πίνδου, αναδύθηκε με την ορογένεση από την ηπειρωτική σύγκρουση Απουλίας και Ευρασίας, λόγω ισχυρών συμπιεστικών τάσεων. Αυτή ήταν η αφορμή για την επώθηση της ζώνης προς τα δυτικά σε μεγάλη έκταση με τη μορφή καλύμματος πάνω από τη ζώνη Γαβρόβου – Τρίπολης. Κατά θέσεις υπάρχουν εμφανίσεις οφιολίθων που αποτέθηκαν τεκτονικά πάνω στο φλύσχη της Πίνδου. Πρόκειται για περιβάλλον με παρουσία πολλών τεκτονικών λεπίων, ορεινό ανάγλυφο και σχηματισμούς με υψηλή επιδεκτικότητα προς κατολίσθηση, όπως ο φλύσχος και τα ιζήματα.

Επομένως, τα Δυτικά τμήματα του Ελληνικού χώρου αποτελούν την έκταση με τις περισσότερες κατολισθητικές εμφανίσεις, επηρεασμένα σε σημαντικό βαθμό από τη δράση της τεκτονικής και των σεισμών, καθώς και από τις έντονες βροχοπτώσεις που καταγράφονται διαχρονικά. Πιο συγκεκριμένα, σχετικά με τη σεισμικότητα της περιοχής, η Δυτική Ελλάδα αποτελείται κατά κύριο λόγο από την 2^η ζώνη σεισμικής επικινδυνότητας και τα νησιά του Ιονίου από τη 3^η, σύμφωνα με τον Οργανισμό Αντισεισμικού Σχεδιασμού και Προστασίας. Η σεισμική επικινδυνότητα αποτελεί το μέτρο της έντασης της σεισμικής κίνησης που θα δεχθεί η εκάστοτε περιοχή. Γενικά, ο Ελληνικός χώρος συνιστά ένα περιβάλλον με μεγάλη σεισμική δραστηριότητα,

καθώς βρίσκεται στα όρια σύγκλισης της Ευρασιατικής και της Αφρικάνικης πλάκας (και Προστασίας, 2013). Επιπρόσθετα, όσον αφορά τις βροχοπτώσεις, παρατηρείται μια έντονη διαφοροποίηση από τα Ανατολικά προς τα Δυτικά σχετικά με τα ύψη βροχής, με τη Δυτική Ελλάδα να εμφανίζει τις υψηλότερες τιμές, γεγονός που συνδέεται άμεσα με τον ορεινό χαρακτήρα της ευρύτερης περιοχής (Κούκης & Σαμπατακάκης, 2007). Όπως αναφέρθηκε και στο πρώτο κεφάλαιο, η βροχή μπορεί να επιδράσει αρνητικά στην ευστάθεια του πρανούς, αποκτώντας καταλυτικό ρόλο στην ενεργοποίηση της κατολίσθησης. Επομένως, η ένταση της βροχόπτωσης και το ύψος των κατακρημνισμάτων που εμφανίζονται σε ένα μέρος, σχετίζονται άμεσα με τη συχνότητα των κατολισθητικών φαινομένων της περιοχής.

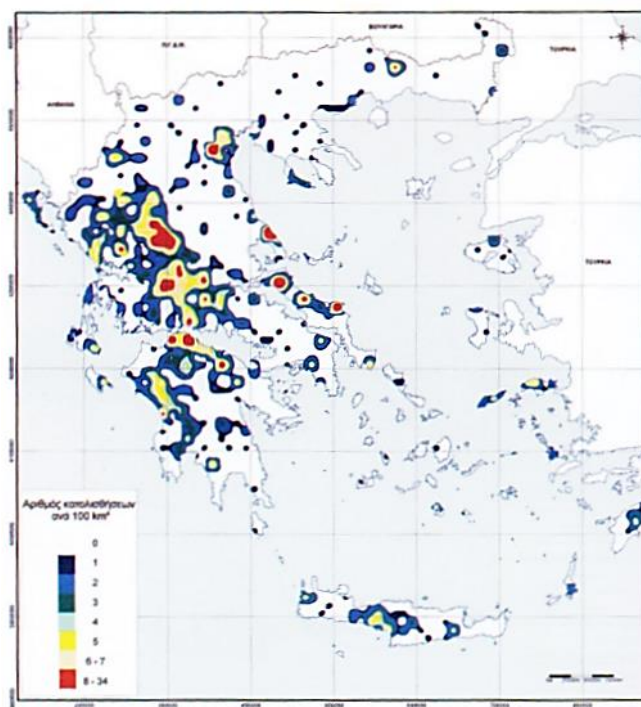
ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΕΣ ΖΩΝΕΣ	ΣΥΧΝΟΤΗΤΑ ΚΑΤΟΛΙΣΘΗΣΗΣ (%)
Μάζα Ροδόπης	3.0
Σερβομακεδονική μάζα	0.5
Περιοδοπική ζώνη	0.0
Ζώνη Αξιού	2.0
Πελαγονική ζώνη	39.0
Ζώνη Παρνασσού – Γκιώνας	4.0
Ζώνη Πίνδου	41.0
Ζώνη Γαβρόβου – Τρίπολης	4.0
Αδρατικοϊόνιος ζώνη	4.5
Ζώνη Παξών	2.0

Πίνακας 2 Εμφάνιση κατολισθήσεων ανά γεωτεκτονική ζώνη. (Koukis et al., 2005)

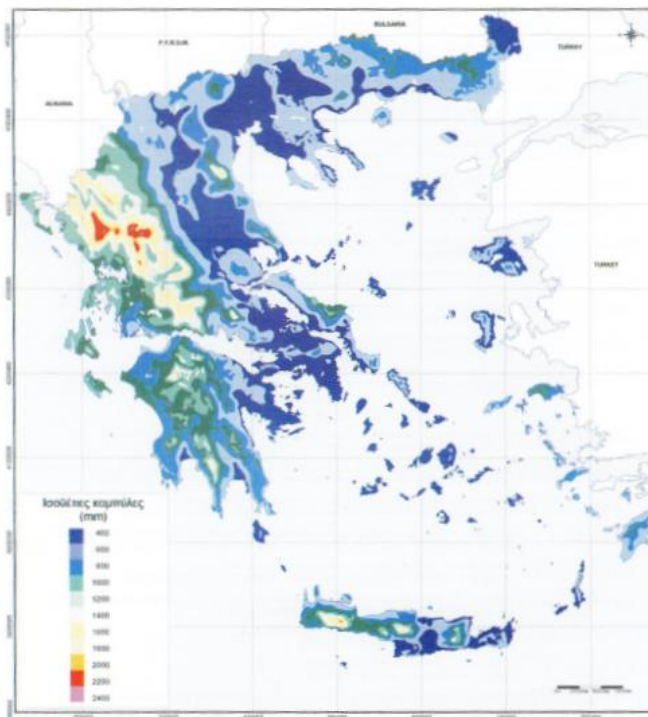
ΓΕΩΛΟΓΙΚΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ	ΣΥΧΝΟΤΗΤΑ ΚΑΤΟΛΙΣΘΗΣΗΣ (%)
Τεταρτογενή ιζήματα	20.65
Νεογενή ιζήματα	28.20
Φλύσχης	30.35
Σχιστοκερατόλιθοι	3.62
Ασβεστόλιθοι	4.85
Μεταμορφωμένα	9.32

Πυριγενή	3.00
----------	------

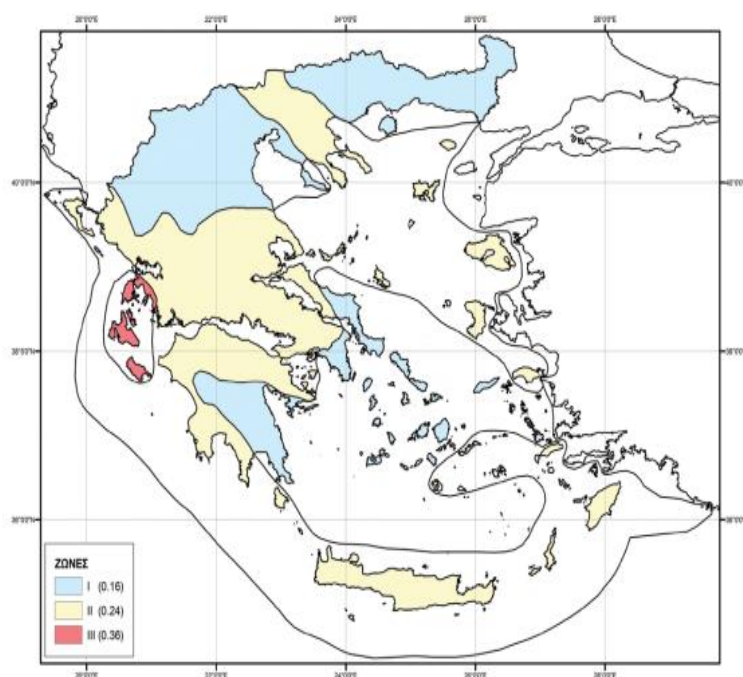
Πίνακας 3 Εμφάνιση κατολισθήσεων ανά γεωλογικό σχηματισμό. (Koukis et al., 2005)



Εικόνα 1.11 Χάρτης Ελλάδας με συχνότητα εμφάνισης κατολισθήσεων. (Κούκης & Σαμπατακάκης, 2007)



Εικόνα 1.12 Βροχομετρικός χάρτης Ελλάδας κατά τη περίοδο 1950 – 1974. (Κούκης & Σαμπατακάκης, 2007) (ΙΓΜΕ, 1993)

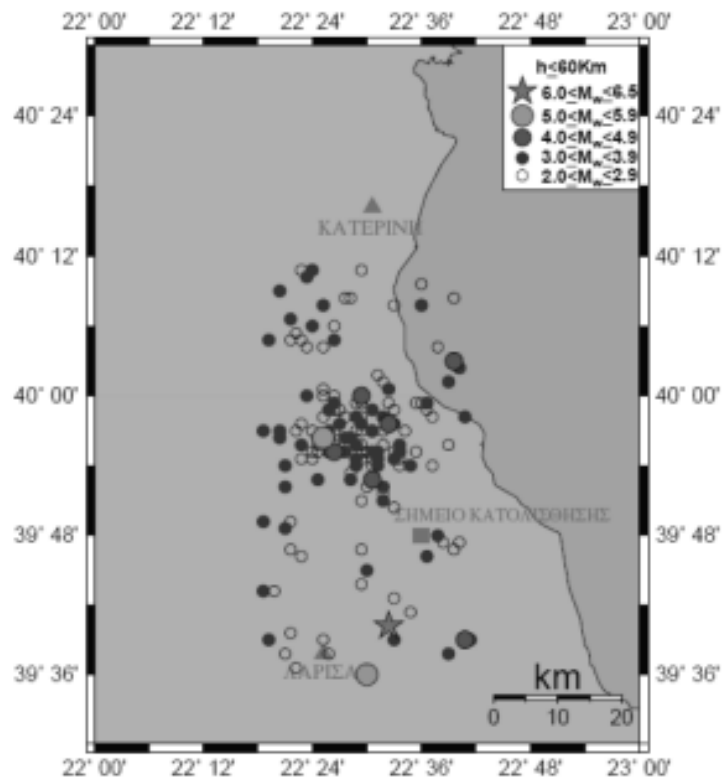


Εικόνα 1.13 Χάρτης σεισμικής επικινδυνότητας Ελλάδας. (Πηγή: [oasp](http://oasp.gr))

1.4.4 Σημαντικές βραχοκαταπτώσεις

1.4.4.1 Κοιλάδα των Τεμπών

Η κατολίσθηση στη περιοχή των Τεμπών πραγματοποιήθηκε στις 17 Δεκεμβρίου 2009 με συνέπεια το κλείσιμο της Εθνικής Οδού για μεγάλο χρονικό διάστημα, λόγω των μεγάλων βραχωδών μαζών που αποκολλήθηκαν, καθώς επίσης προκάλεσε την απώλεια ανθρώπινης ζωής. Οι βραχοκαταπτώσεις της περιοχής οφείλονται στην οριακή ισορροπία που κατείχαν τα πρανή, δίχως να υπάρχουν τα κατάλληλα μέτρα ασφαλείας για την συγκράτηση των βράχων σε περίπτωση πτώσης. Συγκεκριμένα, ένα μπλοκ τεμαχών αποκολλήθηκε από μεγάλο υψόμετρο προκαλώντας την κατολίσθηση, στην οποία περίπου 120 τόνοι βραχώδους υλικού κατέπεσαν στο οδικό δίκτυο (Χρηστάρας, Παπαθανασίου, Βουβαλίδης, & Παυλίδης, 2010). Η μορφολογία στα Τέμπη συντελείται από πρανή με μεγάλα υψόμετρα και με μεγάλες γωνίες κλίσης (μεγαλύτερες των 60 μοιρών και κατά θέσεις κατακόρυφες), έχοντας υποστεί έντονη τεκτονική δραστηριότητα στο πέρασμα των χρόνων. Η κοιλάδα των Τεμπών βρίσκεται στην Θεσσαλία, περιοχή μέτριας - υψηλής σεισμικότητας, με πληθώρα σεισμών μεγέθους $M > 4$ που έχουν καταπονήσει τους σχηματισμούς της περιοχής διαχρονικά. Οι ασβεστόλιθοι της περιοχής εντοπίζονται καρστικοποιημένοι και κερματισμένοι με ασυνέχειες πληρωμένες με αργιλικό υλικό και ρωγμές που εμφανίζουν αρκετά μεγάλο άνοιγμα. Οι ισχυρές βροχοπτώσεις που έλαβαν χώρο και η αυξημένη πίεση των πόρων έδρασαν αρνητικά στα πρανή που ήταν ήδη αρκετά ασταθή, με το αργιλικό υλικό πλήρωσης των ασυνεχειών να κατέχει καταλυτικό ρόλο στην εκδήλωση του φαινομένου (Χρηστάρας et al., 2010).



Εικόνα 1.14 Χάρτης που υποδεικνύει τα επίκεντρα των σεισμών που έχουν πραγματοποιηθεί διαχρονικά στην κοιλάδα των Τεμπών (Χρηστάρας et al., 2010)



Εικόνα 1.15 Βραχοκαταπτώσεις στη περιοχή των Τεμπών. 17/12/2009 (Η. Saroglou, 2013)



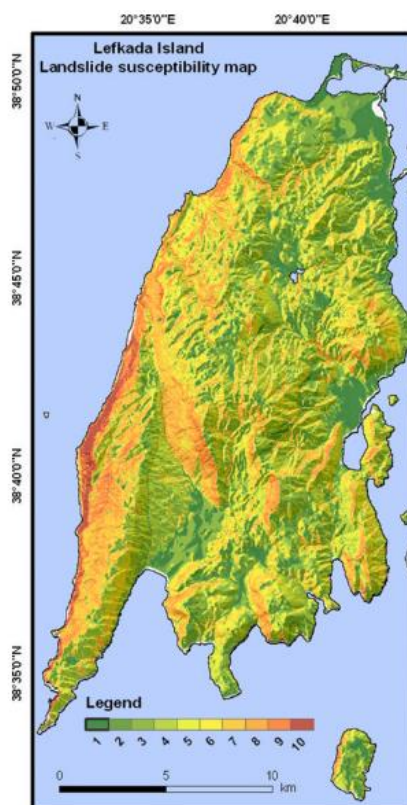
Εικόνα 1.16 Βραχοκαταπτώσεις στη περιοχή των Τεμπών. 17/12/2009 (Kalogirou & Iliaskos, 2019)

1.4.4.2 Δρυμώνας (Ν. Λευκάδα)

Στο χωριό Δρυμώνας του δήμου Σφακιωτών της Λευκάδας, στις 14 Αυγούστου 2003, κατά τη διάρκεια ενός σεισμού ($M_s=6.2$) συνέβη κατολίσθηση και συγκεκριμένα κατάπτωση βράχων αρκετά μεγάλου όγκου. Στο νησί της Λευκάδας διαχρονικά έχουν καταγραφεί πάρα πολλοί σεισμοί, καθώς βρίσκεται στην ευρύτερη περιοχή του Ιονίου Πελάγους που απαρτίζεται από ισχυρή σεισμικότητα, γεγονός στο οποίο οφείλεται η ενεργοποίηση πολλών κατολισθητικών φαινομένων. Η κύρια ενεργή τεκτονική δομή αποτελείται από το ρήγμα μετασχηματισμού Κεφαλονιάς-Λευκάδας, το οποίο βρίσκεται ακριβώς δίπλα από τη δυτική ακτή του νησιού (George Papathanassiou, Valkaniotis, Ganas, & Pavlides, 2013). Το πρηνές της αστοχίας είχε μεγάλη κλίση (περίπου 50°) και τα αποκολλημένα βραχώδη υλικά αποτελούνταν από παχυστρωματώδεις ασβεστόλιθους αρκετά κερματισμένους, λόγω εμφάνισης ασυνεχειών και στρώσης του σχηματισμού. Η έντονη σεισμική δόνηση ήταν η αιτία για τη διατάραξη των ήδη αποδομημένων ασβεστόλιθων και την έναρξη της κατολίσθησης (Βογιατζής et al., 2004).



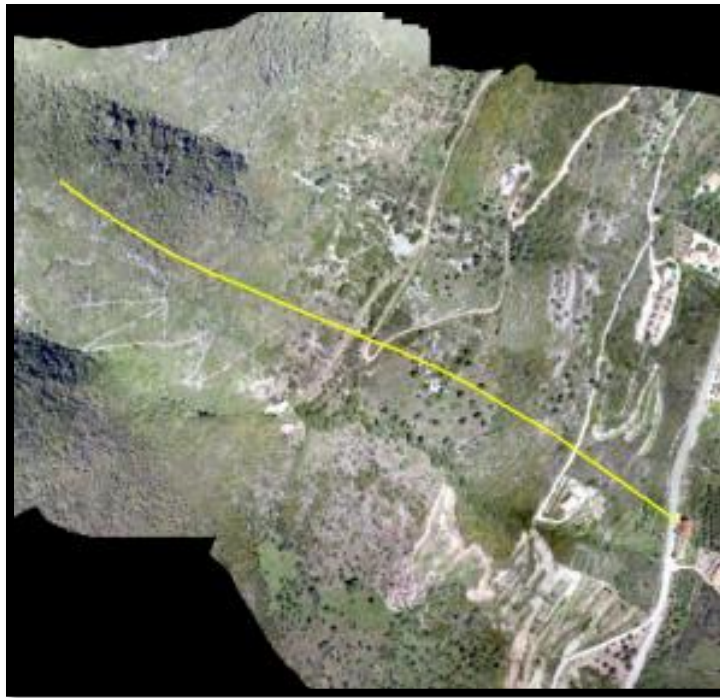
Εικόνα 1.17 Βραχοκατάπτωση στη περιοχή της Λευκάδας, έπειτα από σεισμό μεγέθους $M_s=6,2$.
14/8/2003. (G Papathanassiou, Pavlides, & Ganas, 2005)



Εικόνα 1.18 Χάρτης ευαισθησίας σε κατολισθήσεις του νησιού της Λευκάδας (George Papathanassiou et al., 2013)

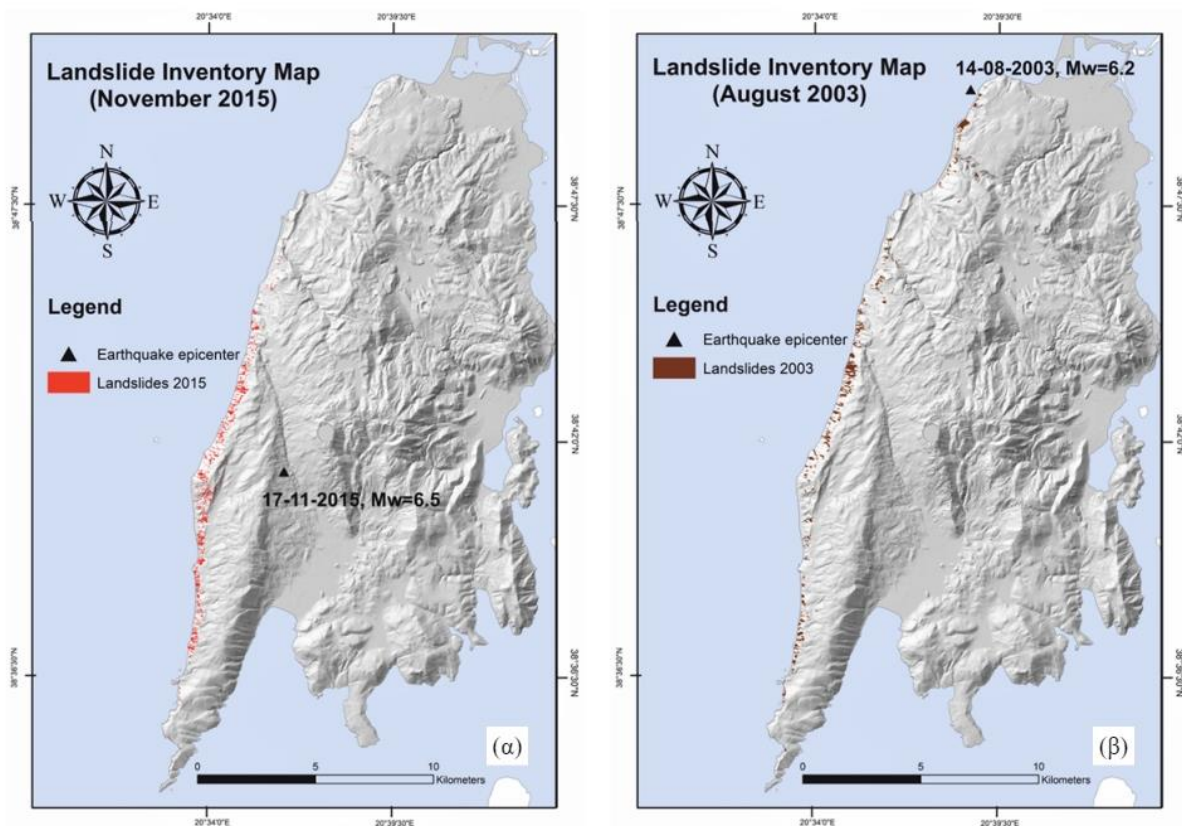
1.4.4.3 Πόντι Βασιλικής (Ν. Λευκάδα)

Στις 17 Νοεμβρίου 2015, ένας σεισμός μεγέθους $M_w=6.5$ έπληξε το νησί της Λευκάδας προκαλώντας πληθώρα κατολισθήσεων και βραχοκαταπτώσεων με σημαντικές ζημιές στην περιοχή. Ο σεισμός οφείλεται σε ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης με βύθιση $59\pm 5^\circ$ και μήκος 16 ± 2 km προς τα ανατολικά (Matsakou, Papathanassiou, Marinou, Ganas, & Valkaniotis, 2021). Στο Νότιο τμήμα του νησιού και συγκεκριμένα στο χωριό Πόντι Βασιλικής η πτώση βράχων προκάλεσε την απώλεια ανθρώπινης ζωής. Ο βράχος φαίνεται να διένυσε μια μεγάλη απόσταση από το σημείο αποκόλλησης καταλήγοντας στη κατοικημένη περιοχή. Οι γεωολογικοί σχηματισμοί της περιοχής που πραγματοποιήθηκε η αστοχία, αποτελούνται από ασβεστόλιθους τεκτονικά καταπονημένους. Η αποκόλληση των βράχων συνέβη σε πρανές με ύψος 500 m., ενώ ο όγκος του βραχώδους τεμάχους που έπεσε ήταν περίπου $2m^3$ (C. Saroglou et al., 2018).



Εικόνα 1.19 Ορθοφωτογραφία στην οποία απεικονίζεται με κίτρινη γραμμή η συνολική τροχιά (800m.) του αποκολλημένου βραχώδους τεμάχους. (C. Saroglou et al., 2018)

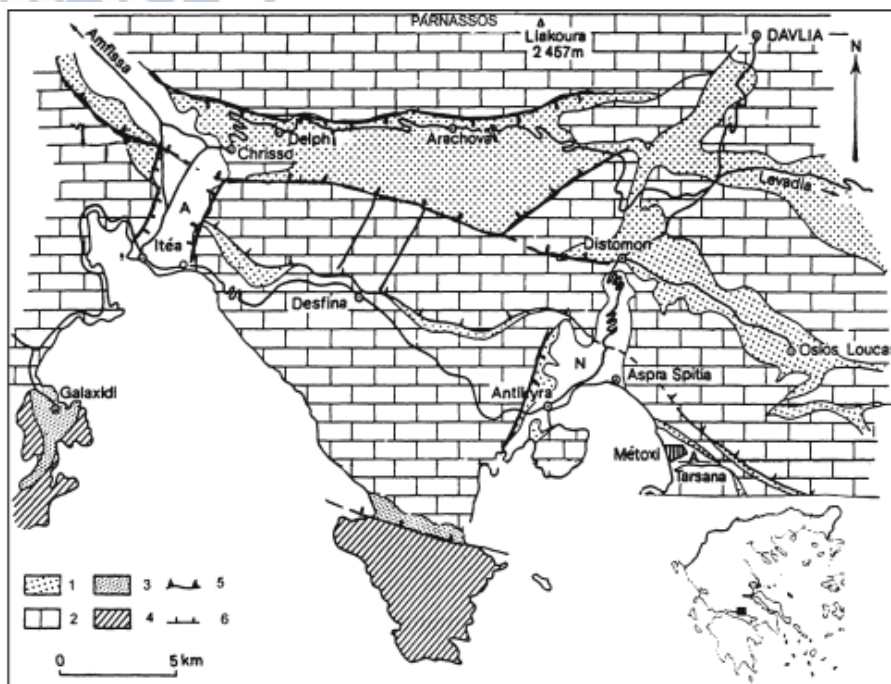
Οι σεισμοί που πραγματοποιήθηκαν στις 14/08/2013 και στις 17/11/2015 στο νησί της Λευκάδας αποτελούν χαρακτηριστικά παραδείγματα της σεισμικής δράσης της περιοχής, σε ένα περιβάλλον με έντονη ενεργή τεκτονική, τα οποία φέρουν ως αποτέλεσμα τη διατάραξη των γεωλογικών σχηματισμών και την δημιουργία μαζικών κατολισθητικών φαινομένων. Η εμφάνιση των κατολισθήσεων σημειώνεται στο δυτικό τμήμα του νησιού (Matsakou et al., 2021).



Εικόνα 1.20 Χάρτες απεικόνισης σεισμικών epicέντρων και καταγεγραμμένων κατολισθήσεων (α) Σεισμός Λευκάδας 17/11/2015, (β) Σεισμός Λευκάδας 14/08/2003 (Matsakou et al., 2021)

1.4.4.4 Αρχαιολογικός χώρος Δελφών

Στις 16 Σεπτεμβρίου 2009, λόγω παρατεταμένης βροχόπτωσης εκείνων των ημερών, προκλήθηκε κατάπτωση βράχων στον αρχαιολογικό χώρο, γεγονός που οδήγησε στην απαγόρευση της διέλευσης των επισκεπτών εντός της περιοχής. Το πρυνές αποτελείται από ασβεστόλιθους αρκετά κερματισμένους, λόγω της έντονης τεκτονικής δραστηριότητας στην ευρύτερη περιοχή (Christaras, Vouvalidis, & Papakonstantinou, 2010). Η περιοχή των Δελφών αποτελείται κυρίως από τους αλπικούς σχηματισμούς της γεωτεκτονικής ζώνης του Παρνασσού - Γκιώνας, οι οποίοι καλύπτονται κατά τόπους από τεταρτογενείς χαλαρές αποθέσεις. Σε περιορισμένη έκταση, κοντά στην παραλιακή περιοχή, καλύπτεται από την ζώνη Πίνδου. Το γεωλογικό υπόβαθρο αντιπροσωπεύεται από νηριτικούς μεσο-παχυστρωματώδεις ασβεστόλιθους Τριαδικού – Κρητιδικού, οι οποίοι ακολουθούνται από σχηματισμούς του φλύσχη. Οι σχηματισμοί έχουν παραμορφωθεί έντονα από την συμπίεστική τεκτονική, με αποτέλεσμα την δημιουργία πτυχών και αναστροφή των πετρωμάτων, κυρίως στο βόρειο τμήμα του αρχαιολογικού χώρου (Marinos & Rondoyanni, 2005). Η πτώση των ασβεστολιθικών τεμαχών δημιούργησε επικίνδυνες συνθήκες για τους επισκέπτες και το προσωπικό του αρχαιολογικού χώρου, γεγονός που έχριζε διερεύνηση και επιπλέον μέτρα ασφαλείας για την ασφαλή επίσκεψη στο μνημείο. Ο αρχαιολογικός χώρος είναι χτισμένος κυρίως πάνω στον φλύσχη της περιοχής. Η ζώνη ρήγματος Άμφισσας – Δελφών – Αράχωβας αποτελεί μία από τις πιο σημαντικές διατμητικές ζώνες, πολύ μεγάλης έκτασης ρήγμα μεγαλύτερο των 25 km, το οποίο διασχίζει το σημείο που βρίσκεται το μνημείο (Christaras et al., 2010).



Εικόνα 1.21 Απλοποιημένος γεωλογικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής των Δελφών. Γεωτεκτονική ζώνη Παρνασσού: 1: φλύσχης, 2: ασβεστόλιθοι. Γεωτεκτονική ζώνη Πίνδου: 3: φλύσχης, 4: ασβεστόλιθοι, 5: επώθηση, 6: ρήγμα (Marinos & Rondoyanni, 2005)

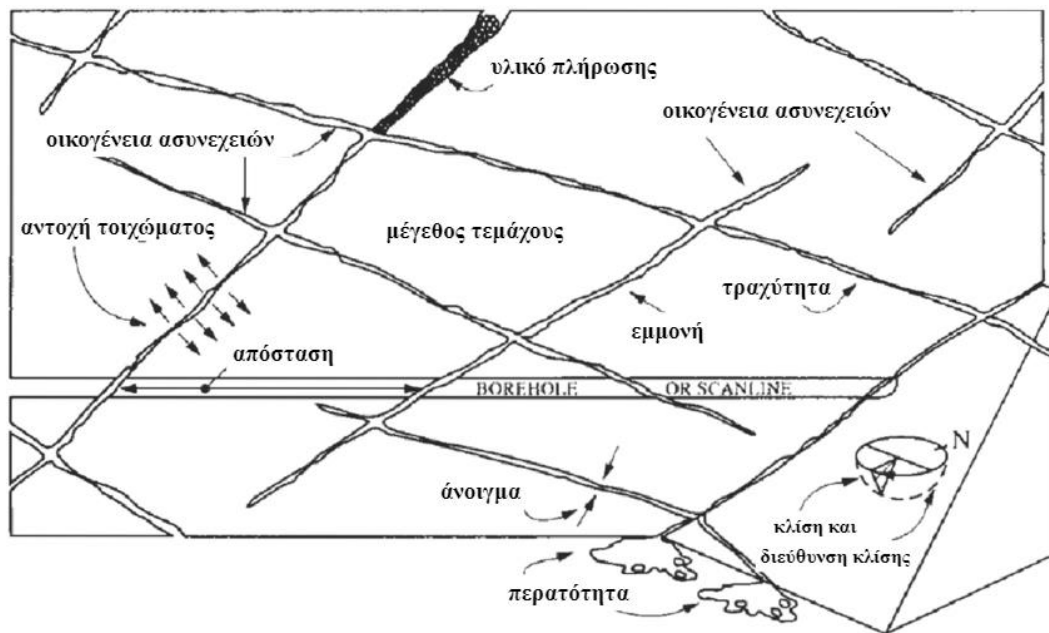


Εικόνα 1.22 Άποψη του σταδίου στην περιοχή των Δελφών που διασχίζεται από ίχνος του κανονικού ρήγματος (φαίνεται με τη λευκή γραμμή) (Marinos & Rondoyanni, 2005)

2 ΕΥΣΤΑΘΕΙΑ ΒΡΑΧΩΔΩΝ ΠΡΑΝΩΝ

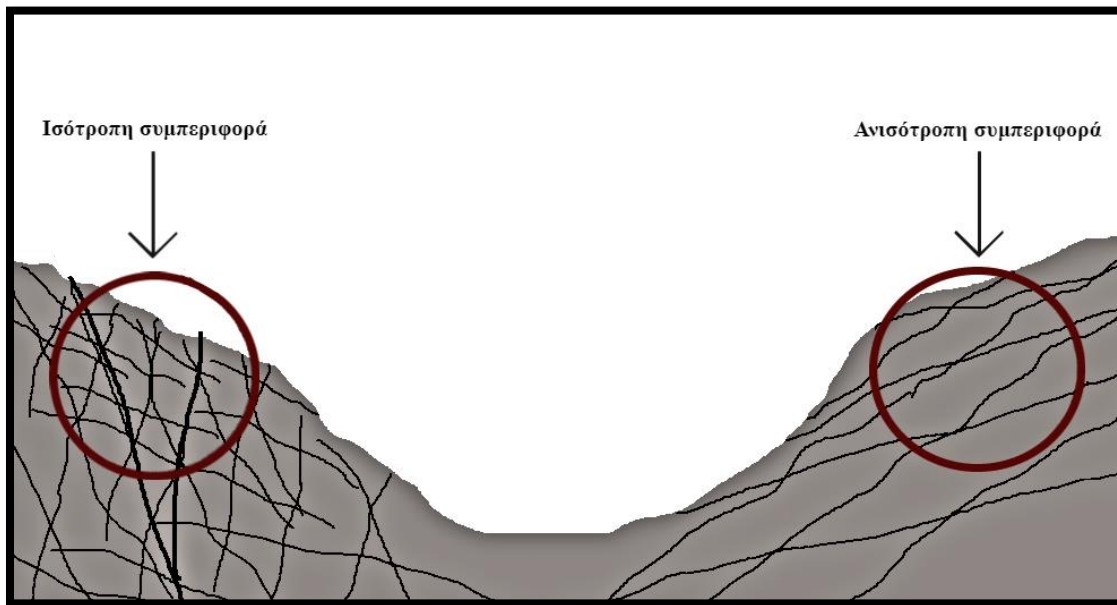
2.1 ΓΕΩΜΕΤΡΙΑ ΑΣΥΝΕΧΕΙΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΟΣ

Η βραχοκατάπτωση συνιστά το αποτέλεσμα της αστάθειας ενός βραχώδους υλικού σε σχέση με τη γεωμετρία του πρανούς, γεγονός που σχετίζεται με τα χαρακτηριστικά και τη γεωμετρία των ασυνεχειών που φέρει το πέτρωμα, καθώς μπορεί να αποτελέσουν το κύριο παράγοντα αποκόλλησης του τεμάχους από τη βραχομάζα. Ενώ τα ορυκτολογικά χαρακτηριστικά είναι αυτά που διαμορφώνουν την φύση και την αντοχή του πετρώματος, η δομή του είναι αυτή που μπορεί να μετατραπεί δυσχερώς από τις επιφάνειες των ασυνεχειών που το διακατέχουν, με αποτέλεσμα η αρχικά άρρηκτη μάζα να αποτελεί πλέον ένα κερματισμένο βράχο με αισθητά μειωμένη αντοχή (Χρηστάρας & Μαρίνος, 2015).



Εικόνα 2.1 Τα χαρακτηριστικά της επιφάνειας των ασυνεχειών ενός πετρώματος. (Πηγή: Hudson, 1989)

Επομένως, ανάλογα με τη δομή του πετρώματος, τη μορφή και το πλήθος των ασυνεχειών διαφοροποιείται ο τρόπος συμπεριφοράς του σχηματισμού στην επιβολή διατμητικής τάσης. Όταν ο βράχος είναι άρρηκτος, δηλαδή δεν φέρει καμία επιφάνεια ασυνέχειας, διατηρεί την ομοιογένειά του και δρα ως ισότροπο υλικό. Σε αντίθεση, όταν ο σχηματισμός φέρει ασυνέχειες συνιστάται από την βραχομάζα, η οποία αποτελεί σύνολο βραχωδών τεμαχών που διαχωρίζονται από τις ασυνέχειες. Όταν οι οικογένειες των ασυνεχειών είναι από 1 έως 3 τεμνόμενες μεταξύ τους, τότε η βραχομάζα έχει τεμαχισμένη δομή, συμπεριφέρεται ανισότροπα και η θραύση της πραγματοποιείται σύμφωνα με την αντοχή και το προσανατολισμό των ασυνεχειών. Όταν το πλήθος των ασυνεχειών είναι μεγαλύτερο, τότε η βραχομάζα είναι αρκετά κερματισμένη και συμπεριφέρεται ως ισότροπο υλικό. Ομοίως, όταν ο σχηματισμός είναι αποδομημένος ή φυλλώδης δρα ισότροπα, λόγω της πολύ μικρής αντοχής της βραχομάζας. Επίσης, σημαντική επίδραση στις ασυνέχειες επιβάλλει η αποσάθρωση του πετρώματος και η πλήρωση τους από υλικό. Όσο πιο έντονη είναι η αποσάθρωση, τόσο πιο λεία είναι η επιφάνεια της ασυνέχειας, δημιουργώντας ευνοϊκότερες συνθήκες αστάθειας του υλικού (Χρηστάρας & Μαρίνος, 2015).



Εικόνα 2.2 Σχηματική απεικόνιση βραχωδών τεμαχών και της συμπεριφοράς τους ως ισότροπα ή ανισότροπα υλικά, ανάλογα με το πλήθος των ασυνεχειών τους.

2.2 ΑΝΑΛΥΣΗ ΕΥΣΤΑΘΕΙΑΣ ΣΕ ΙΣΟΤΡΟΠΗ ΣΥΜΠΕΡΙΦΟΡΑ

Όπως αναφέρθηκε προηγουμένως, το άρρηκτο πέτρωμα δε φέρει ασυνέχειες και για το λόγο αυτό καθορίζεται ως ένα μέσο με υψηλή αντοχή, καθώς δεν φέρει διατάραξη στη δομή του. Βέβαια, η αντοχή του κάθε σχηματισμού διαφοροποιείται και σχετίζεται ανάλογα με τα λιθολογικά χαρακτηριστικά του, τη διαδικασία σχηματισμού του και την αποσάθρωση που έχει υποστεί (Κούκης & Σαμπατακάκης, 2007). Η αντοχή των πυριγενών και των μεταμορφωμένων είναι εμφανώς πιο ισχυρή σε σχέση με τους ιζηματογενείς σχηματισμούς, σύμφωνα με τις ενδεικτικές τιμές των πετρωμάτων κατά τη διαδικασία της μονοαξονικής θλίψης (Πίνακας 4). Η δοκιμή αυτή αφορά ένα κυλινδρικό δείγμα πετρώματος το οποίο συμπιέζεται από δύο παράλληλες πλάκες. Κατά τη φόρτιση, η αξονική τάση των πλακών προς το πέτρωμα αυξάνεται σταδιακά μέχρι τη διάτμηση του δείγματος. Η τάση την στιγμή της αστοχίας ονομάζεται ανεμπόδιση θλιπτική αντοχή του πετρώματος σ_{ci} .

ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ	σ_{ci} (MPa)	ΠΑΡΑΔΕΙΓΜΑΤΑ
Πολύ υψηλή αντοχή	>200	Χαλαζίτης, δολερίτης, γάββρος, βασάλτης
Υψηλή αντοχή	100-200	Μάρμαρο, γρανίτης, γνεύσιος, ασβεστόλιθος
Μέση αντοχή	60-100	Ψαμμίτης, μαρμαρυγιακός σχιστόλιθος, μαργαϊκός ασβεστόλιθος
Χαμηλή αντοχή	20-60	Ψαμμίτης μέτρια συνεκτικός, τόφος, ιλυόλιθος, αργιλικός σχιστόλιθος
Πολύ χαμηλή αντοχή	<20	Ιλυόλιθος, αργιλικός σχιστόλιθος, κρητίς, ορυκτό αλάτι, αποσαθρωμένα πετρώματα
	<20	Μαλακοί βράχοι
	<1	Έδαφος

Πίνακας 4 Τιμές ανεμπόδιστης θλιπτικής αντοχής πετρωμάτων (σ_{ci}). (Marinos & Hoek, 2000)

Τύπος	Ομάδα	ΚΟΚΚΟΜΕΤΡΙΑ			
		Χονδρή	Μέση	Λεπτή	Πολύ λεπτή
ΙΖΗΜΑΤΟΓΕΝΗ	Κλασσικό	Κροκαλοπαγή * Λατυποπαγή *	Ψαμμίτες 17 ± 4	Ιλυόλιθοι 7 ± 2 Γραουβάκες (18 ± 3)	Αργιλόλιθοι 4 ± 2 Αργ.σχιστόλιθοι (6 ± 2) Μάργες (7 ± 2)
		Κρυσταλλικοί Ασβεστόλιθοι (12 ± 3)	Σπαρτικοί Ασβεστόλιθοι (10 ± 2)	Μικριτικοί Ασβεστόλιθοι (9 ± 2)	Δολομίτες (9 ± 3)
	Μη κλασσικό	Εβαπορίτες	Γύψος 8 ± 2	Ανυδρίτης 12 ± 2	
		Οργανικά			Κρητίς 7 ± 2
ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΜΕΝΑ	Μη πτυχωμένα		Μάρμαρο 9 ± 3	Κερατόλιθοι (19 ± 4) Μεταψαμμίτες (19 ± 3)	Χαλαζίτες 20 ± 3
	Ελαφρά πτυχωμένα		Μιγματίτες (29 ± 3)	Αμφιβολίτες 26 ± 6	Γνεύσιοι 28 ± 5
	Πτυχωμένα**			Σχιστόλιθοι 12 ± 3	Φυλλίτες (7 ± 3) Σχίστες 7 ± 4
Τύπος	Ομάδα	ΚΟΚΚΟΜΕΤΡΙΑ			
		Χονδρή	Μέση	Λεπτή	Πολύ λεπτή
ΠΥΡΙΓΕΝΗ	Πλουτώνια	Ανοικτό- χρωμα	Γρανίτης 32 ± 3 Γρανοδιορίτης (29 ± 3)	Διορίτης 25 ± 5	
		Σκοτεινό- χρωμα	Γάββρος 27 ± 3 Νορίτης 20 ± 5	Δολερίτης (16 ± 5)	
	Υποαβυσσικά		Πορφύρης (20 ± 5)	Διαβάσης (15 ± 5)	Περιδοτίτης (25 ± 5)
	Ηφαιστειακά	Λάβα	Ρυόλιθος (25 ± 5) Ανδεσίτης 25 ± 5	Δακίτης (25 ± 3) Βασάλτης (25 ± 5)	
			Κροκαλοπαγή (19 ± 3)	Ηφ.Λατυποπαγή (19 ± 5)	Τόφφοι (13 ± 5)

Πίνακας 5 Τιμές σταθεράς m_i των πετρωμάτων. Η τιμή αυτή σχετίζεται με το βαθμό αλληλοκλειδώματος των κόκκων του σχηματισμού. (Marinos & Hoek, 2000)

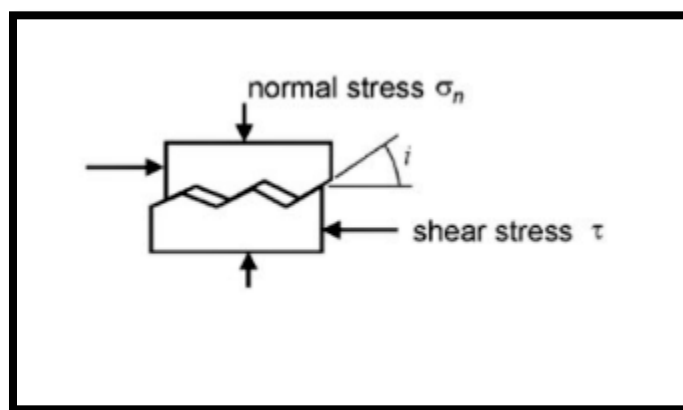
2.3 ΑΝΑΛΥΣΗ ΕΥΣΤΑΘΕΙΑΣ ΣΕ ΑΝΙΣΟΤΡΟΠΗ ΣΥΜΠΕΡΙΦΟΡΑ

Η συμπεριφορά του σχηματισμού επηρεάζεται άμεσα από το σύνολο των ασυνεχειών που φέρει, καθώς μετατρέπει τη δομή του υλικού από ομοιογενή σε ανομοιογενή. Όταν το πέτρωμα φέρει ρωγμές ή ασυνέχειες και έχει υποστεί έντονο κερματισμό, αποτελείται πλέον από τη σύνθεση μπλοκ τεμαχών τα οποία επιδρούν ανισότροπα σε συνθήκες αστάθειας, αφομοιώνοντας τις

αρχικές αντοχές του άρρηκτου βράχου. Η ολίσθηση πλέον μπορεί να πραγματοποιηθεί κατά μήκος ορισμένης επιφάνειας ασυνεχειών, όπου ο προσανατολισμός της καθοδηγεί τη θραύση του υλικού (Χρηστάρας & Μαρίνος, 2015). Επομένως, θεωρείται σημαντική η ορθή πρόβλεψη σχετικά με την συμπεριφορά της βραχομάζας και το τρόπο με τον οποίο θα αστοχήσει, ανάλογα με τα χαρακτηριστικά της δομής της, καθώς επίσης η διατμητική αντοχή των ασυνεχειών του πετρώματος που θα αποτελέσουν την επιφάνεια ολίσθησης.

2.3.1 Διατμητική αντοχή ασυνεχειών

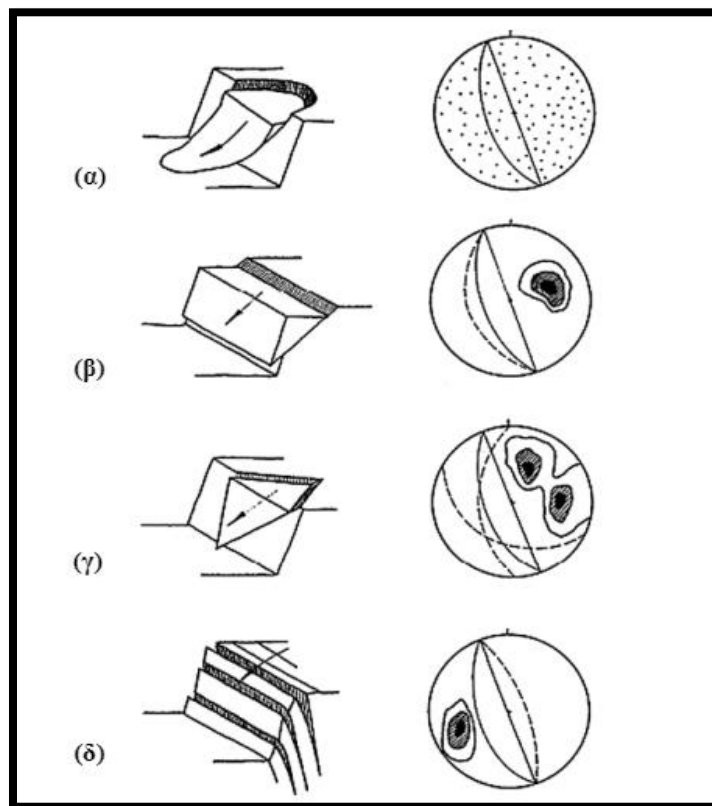
Η διατμητική αντοχή των ασυνεχειών της βραχομάζας αποτελεί σημαντικό στοιχείο για την γνώση της πιθανής αστοχίας του υλικού. Αυτό συμβαίνει στις περιπτώσεις που ένα υλικό δρα ως ανισότροπο, λόγω των συστημάτων ασυνεχειών που φέρει, καθώς η θραύση θα πραγματοποιηθεί κατά μήκος μιας συγκεκριμένης επιφάνειας αποκόλλησης (Χρηστάρας & Μαρίνος, 2015). Όπως προαναφέρθηκε, η σχέση μεταξύ διατμητικής και ορθής τάσης δίνεται από τον τύπο $\tau = c + \sigma_n \times \epsilon\phi\phi$. Σε μια επίπεδη/λεία επιφάνεια, η οποία έχει μηδενική συνοχή c , θα ισχύει $\tau = \sigma_n \times \epsilon\phi\phi$. Για τη διερεύνηση των φυσικών (τραχειών) επιφανειών των πετρωμάτων, η τιμή της διατμητικής τάσης περιλαμβάνει την έννοια της τραχύτητας των ασυνεχειών. Συγκεκριμένα, ισχύει $\tau = \sigma_n \times \epsilon\phi(\phi_b + i)$, όπου ϕ_b η βασική γωνία τριβής λείων επιφανειών και i η γωνία τραχύτητας (Patton, 1966).



Εικόνα 2.3 Διάτμηση σε τραχεία επιφάνεια ασυνέχειας. (Patton, 1966)

2.3.2 Κινηματική ανάλυση

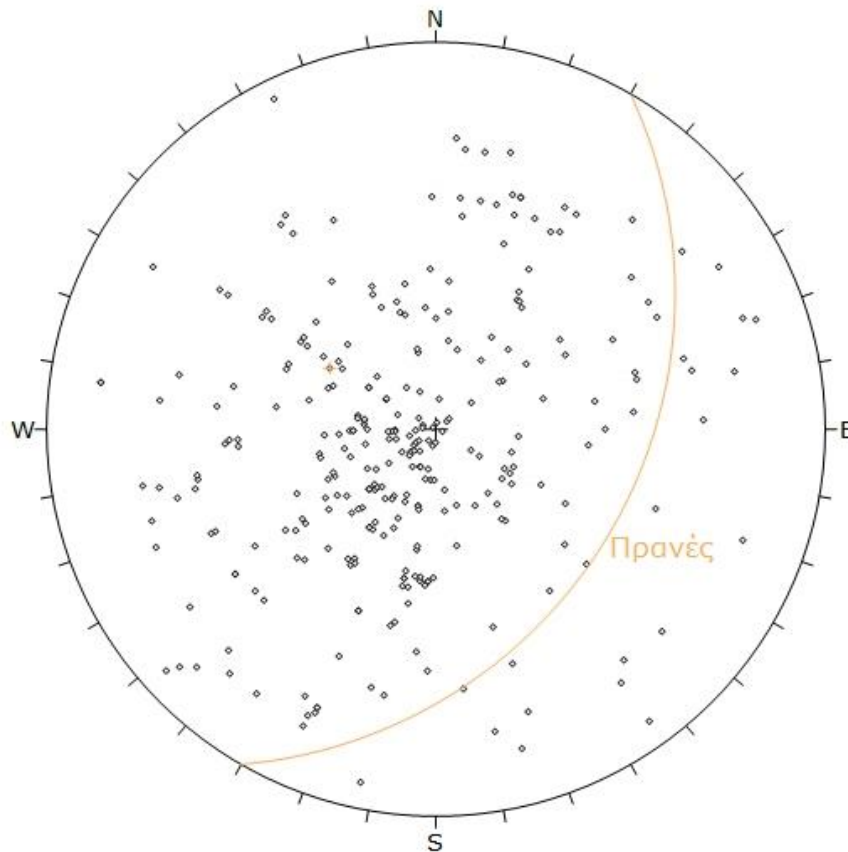
Για να υπολογιστεί η ευστάθεια του πρανούς σε βραχώδεις σχηματισμούς πρέπει να γίνει προσεγγιστική εκτίμηση των πιθανών ολισθήσεων, οι οποίες εξαρτώνται από τα συστήματα ασυνεχειών που φέρει το πέτρωμα. Η αστοχία της βραχομάζας οφείλεται στον δυσμενή προσανατολισμό των ασυνεχειών σε σχέση με αυτόν του μετώπου του πρανούς (Κούκης & Σαμπατακάκης, 2007). Επομένως, θεωρείται αναγκαία η διατύπωση των επιπέδων του πρανούς και των ασυνεχειών και αυτό επιτυγχάνεται με τη χρήση του στερεοδιαγράμματος Schmidt. Υπάρχουν 4 βασικοί τύποι ολίσθησης των βραχωδών πρανών με διαφορετικές προσεγγίσεις στα συστήματα ασυνεχειών που συμβάλλουν στην αστοχία και αποτελούνται από την περιστροφική ολίσθηση, την επίπεδη ολίσθηση, τη σφηνοειδή ολίσθηση και την ανατροπή (Hoek & Bray, 1981).



Εικόνα 2.4 Τύποι ολισθήσεων βραχωδών πρανών και τεκτονικά διαγράμματα. α) Περιστροφική ολίσθηση, β) Επίπεδη ολίσθηση, γ) Σφηνοειδής ολίσθηση, δ) Ολίσθηση λόγω ανατροπής. (Hoek & Bray, 1981)

2.3.2.1 Περιστροφική ολίσθηση

Ορίζεται ως η ολίσθηση κυκλοειδούς μορφής που οφείλεται στο μεγάλο πλήθος ασυνεχειών με διαφορετικές διευθύνσεις, γεγονός που καθιστά τη βραχομάζα αρκετά κερματισμένη και η αστοχία της παρουσιάζει ισότροπη συμπεριφορά (Κούκης & Σαμπατακάκης, 2007).

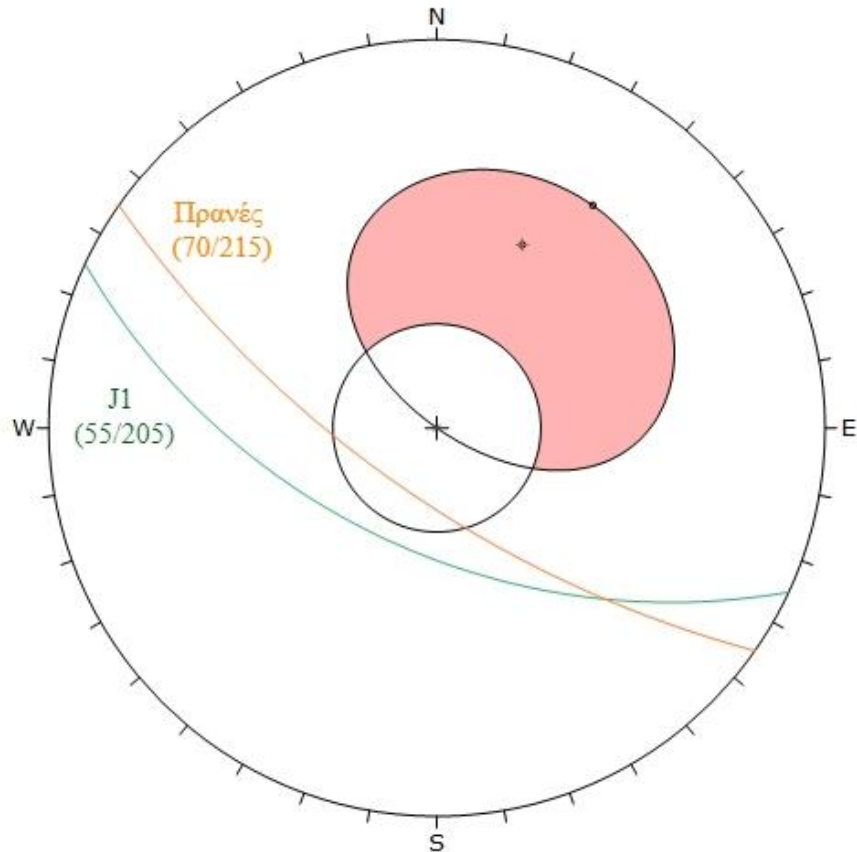


Εικόνα 2.5 Στερεογραφική προβολή πιθανής περιστροφικής ολίσθησης με απεικόνιση των πόλων των ασυνεχειών και του μέγιστου κύκλου του επιπέδου του πρανούς. (Χρήση Dips)

2.3.2.2 Επίπεδη ολίσθηση

Σε αυτή τη περίπτωση η ολίσθηση πραγματοποιείται κατά μήκος μιας συγκεκριμένης επιφάνειας που αποτελεί μια οικογένεια ασυνεχειών, όπου ο προσανατολισμός της σε σχέση με αυτή του μετώπου του πρανούς συντελούν ευνοϊκές συνθήκες ως προς την αστοχία (Κούκης & Σαμπατακάκης, 2007). Συγκεκριμένα, η επιφάνεια ολίσθησης πρέπει να έχει περίπου παράλληλη

διεύθυνση και φορά (± 20 μοίρες) από αυτή του πρανούς. Επίσης, θα πρέπει η κλίση του πρανούς φ_{π} να είναι μεγαλύτερη από τη κλίση της επιφάνειας της ασυνέχειας φ_{α} και αυτή μεγαλύτερη από τη γωνία τριβής φ της ασυνέχειας. Δηλαδή, θα ισχύει $\varphi_{\pi} > \varphi_{\alpha} > \varphi$ (Hoek & Bray, 1981).

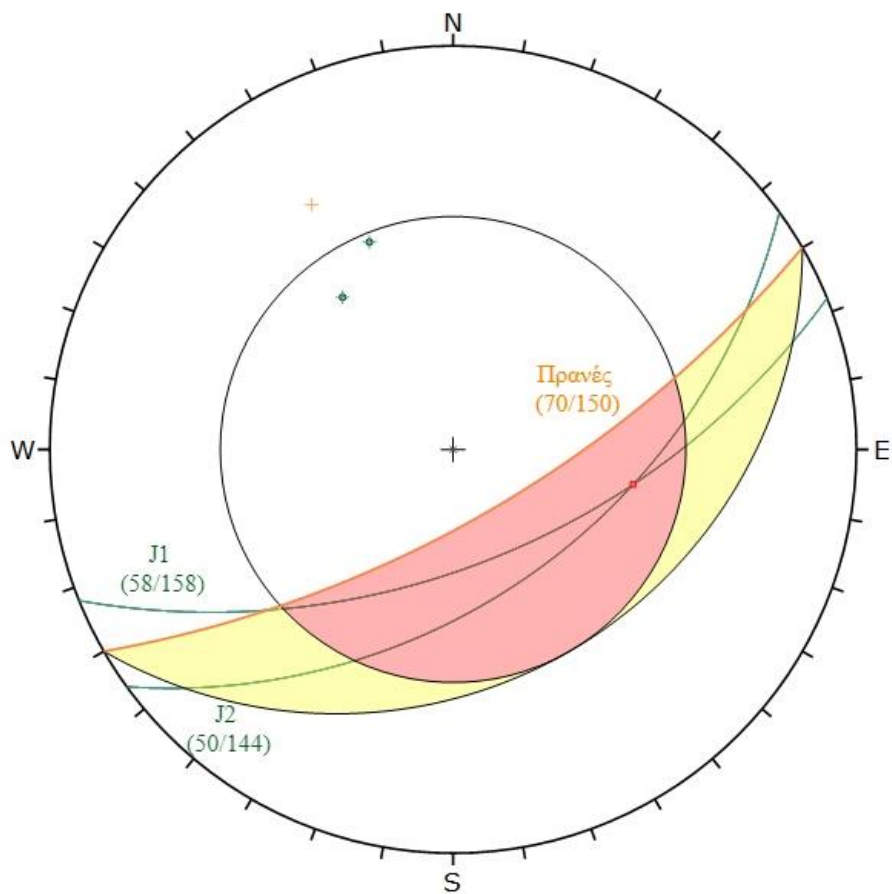


Εικόνα 2.6 Στερεογραφική προβολή πιθανής επίπεδης ολίσθησης. Η γωνία τριβής είναι 30° , επομένως ισχύει $\varphi_{\pi} > \varphi_{\alpha} > \varphi$ και η επιφάνεια της ασυνέχειας έχει σχεδόν παράλληλη διεύθυνση με αυτή του πρανούς. (Χρήση Dips)

2.3.2.3 Σφηνοειδής ολίσθηση

Όταν στο σύνολο της βραχομάζας δύο οικογένειες ασυνεχειών δημιουργούν ένα διέδρο από το συνδυασμό των επιφανειών τους και το σημείο τομής τους είναι στα όρια μεταξύ πρανούς και του κύκλου τριβής, δημιουργείται ολίσθηση με τη μορφή σφήνας. Οι επιφάνειες των ασυνεχειών πρέπει να έχουν ίδια φορά με αυτή του πρανούς (Χρηστάρας & Μαρίνος, 2015). Πιο αναλυτικά,

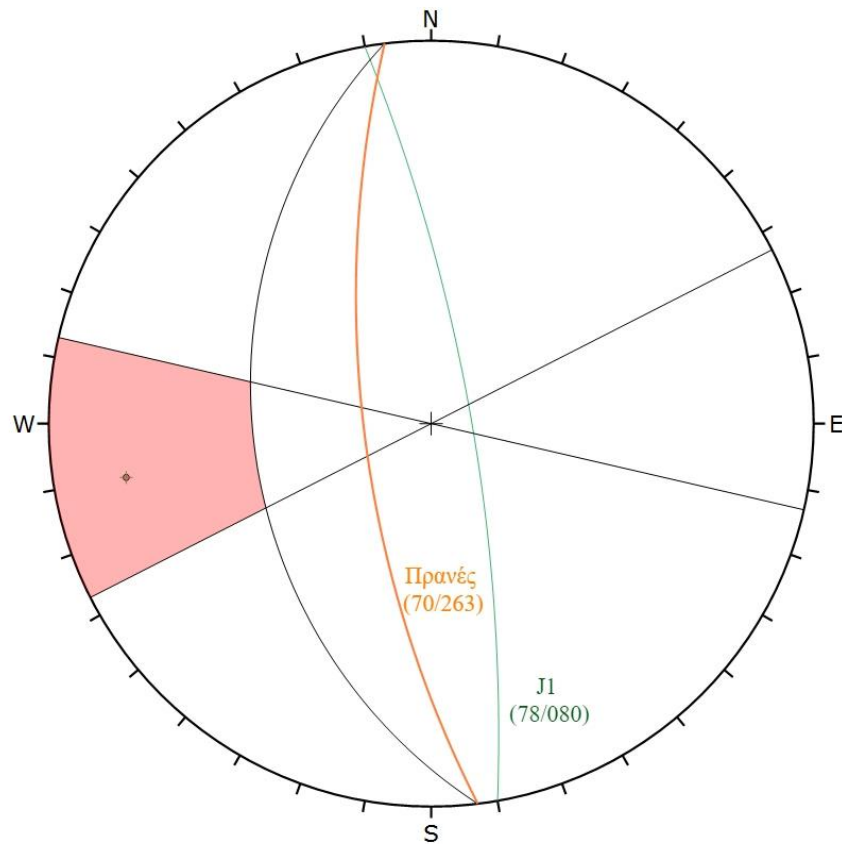
ισχύει ότι η γωνία πρανούς φ_{π} πρέπει να είναι μεγαλύτερη από την τομή των ασυνεχειών φ_{τ} και αυτές μεγαλύτερες από τη γωνία τριβής φ , δηλαδή $\varphi_{\pi} > \varphi_{\tau} > \varphi$ (Hoek & Bray, 1981). Η ολίσθηση της σφήνας πραγματοποιείται είτε κατά τη τομή των επιπέδων των ασυνεχειών, είτε κατά μήκος ενός από των δύο επιπέδων. Αν στο χώρο μεταξύ διεύθυνσης κλίσης του πρανού και της διεύθυνσης κλίσης της τομής των επιπέδων των ασυνεχειών δεν περιέχεται καμία από τις δύο ασυνέχειες, τότε η ολίσθηση γίνεται κατά μήκος της τομής τους. Αν περιέχει κάποια από τις δύο ασυνέχειες, η ολίσθηση θα πραγματοποιηθεί κατά μήκος του επιπέδου αυτής της ασυνέχειας (Hocking).



Εικόνα 2.7 Στερεογραφική προβολή πιθανής σφηνοειδούς ολίσθησης. Η γωνία τριβής είναι 30° , επομένως ισχύει $\varphi_{\pi} > \varphi_{\tau} > \varphi$ (Χρήση Dips)

2.3.2.4 Ανατροπή

Η ανατροπή τεμαχών οφείλεται στην ύπαρξη οικογένειας ασυνεχειών που έχει φορά κλίσης αντίρροπη από αυτή του πρσανούς με διεύθυνση $\pm 20^\circ$. Επίσης, η κλίση της επιφάνειας των ασυνεχειών πρέπει να είναι μεγάλη ($>70^\circ$) (Χρηστάρας & Μαρίνος, 2015).

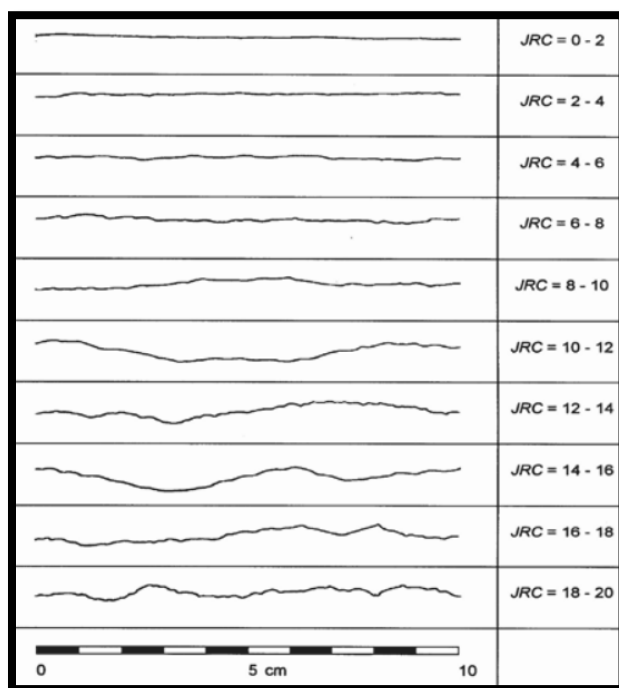


Εικόνα 2.8 Στερεογραφική προβολή πιθανής ανατροπής τεμαχών. (Χρήση Dips, Rocscience).

2.3.2.5 Κριτήριο θραύσης Barton

Ο Barton διατύπωσε το κριτήριο για την διατμητική αντοχή των ασυνεχειών των σχηματισμών, περιλαμβάνοντας την τραχύτητα της επιφάνειας της ασυνέχειας και της μεταβολής της με την ορθή τάση που δέχεται το πέτρωμα. Ισχύει $\tau = \sigma_n \times \varepsilon\varphi(\varphi_b + i)$, με $i = JRC \log \frac{JCS}{\sigma_n}$ (Barton &

Choubey, 1977), όπου JRC ο συντελεστής τραχύτητας (υπολογίζεται μέσω τυποποιημένων προφίλ) και JCS η αντοχή των τοιχωμάτων σε μονοαξονική θλίψη (υπολογίζεται με τη σφύρα Schmidt).



Εικόνα 2.9 Τυπικό προφίλ τραχύτητας JRC. (Barton & Choubey, 1977)

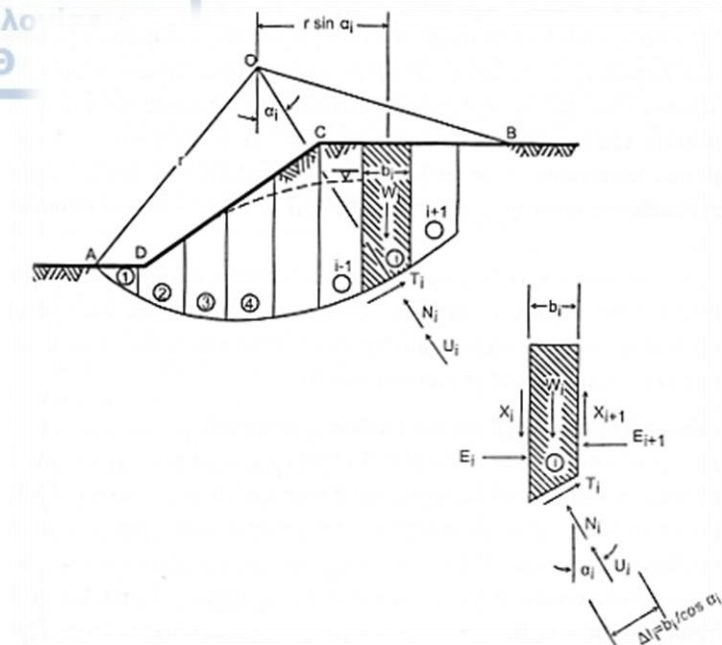
2.3.3 Ανάλυση οριακής ισορροπίας

Προηγουμένως, αναλύθηκαν οι τύποι πιθανής ολίσθησης των βραχωδών πρανών σχετικά με τον προσανατολισμό των ασυνεχειών της βραχομάζας και του πρανούς. Βέβαια, οι συνθήκες αυτές δεν επαρκούν από μόνες τους για να επέλθει η αστοχία, καθώς πρέπει να αναλυθούν οι δυνάμεις που επηρεάζουν άμεσα την ευστάθεια του τεμάχους που τείνει να ολισθήσει. Οι δυνάμεις αυτές μπορεί να επιδρούν είτε ως προς την συγκράτηση του υλικού, είτε ως προς την ολίσθησή του. Για το λόγο αυτό, η αξιολόγηση του πρανού ως προς την αστοχία επιτυγχάνεται με το συντελεστή ασφαλείας F (factor of safety) (Κούκης & Σαμπατακάκης, 2007). Ο συντελεστής ασφαλείας F αποτελεί τον λόγο μεταξύ των δυνάμεων που συγκρατούν έναντι ολίσθησης (παθητικές), προς τις

δυνάμεις που ωθούν προς ολίσθηση (ενεργητικές). Ισχύει δηλαδή $F = \frac{P_{\text{ΠΑΘ}}}{P_{\text{ΕΝΕΡΓ}}}$. Όταν $F > 1$ έχουμε ευστάθεια, όταν $F < 1$ έχουμε αστάθεια και όταν $F = 1$ έχουμε οριακή ισορροπία (Χρηστάρας & Μαρίνος, 2015).

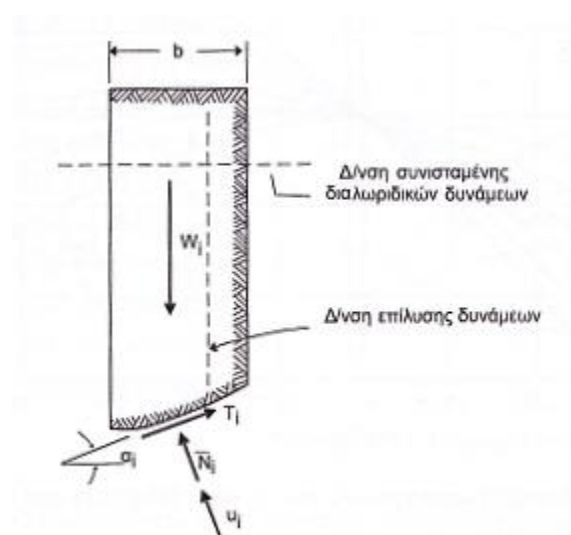
Ο συντελεστής ασφαλείας προκύπτει από τον υπολογισμό των δυνάμεων που επιδρούν στο τέμαχος που τείνει να αποκολληθεί, ανάλογα με τον τύπο ολίσθησης και την επιφάνεια αποκόλλησης που προκύπτει από τις ασυνέχειες της βραχομάζας (Κούκης & Σαμπατακάκης, 2007). Συγκεκριμένα, οι μέθοδοι για τον υπολογισμό του συντελεστή ασφαλείας αποτελούνται από τους εξής:

- i) **Περιστροφική ολίσθηση:** Η θραύση των ισότροπων βραχωδών πρανών, τα οποία είναι αρκετά αποδιοργανωμένα και κερματισμένα και φέρονται ως εδαφικά, έχει τη χαρακτηριστική κυκλοειδή μορφή, αυτή δηλαδή που πραγματοποιείται ολίσθηση σε μια επιφάνεια με σχήμα περίπου κυκλικού τόξου με κοίλο το κεντρικό της τμήμα. Μια πολύ χρησιμοποιημένη μέθοδος ανάλυσης των δυνάμεων σε περιστροφική ολίσθηση είναι η μέθοδος των λωρίδων. Πρόκειται για μια μέθοδο που διαχωρίζει την συνολική μάζα σε λωρίδες ίσου πλάτους και πάχους και εξετάζει τις δυνάμεις που δέχεται η κάθε λωρίδα. Αυτές αποτελούνται από το βάρος W_i της ολισθαίνουσας μάζας, την δύναμη T_i που εκφράζει τη διατμητική αντοχή τ του υλικού και ισχύει $T = \tau \times \Delta l$ (Δl το μήκος της βάσης της λωρίδας), τις δυνάμεις N_i και U_i που υποδεικνύουν την ενεργή τάση και την πίεση των πόρων που ασκούνται κάθετα στη βάση της λωρίδας και τις δυνάμεις X και E που επιδρούν μεταξύ των κατακόρυφων πλευρών των λωρίδων, οι X κατά τη διεύθυνση των πλευρών και οι E κάθετα.



Εικόνα 2.10 Μέθοδος των λωρίδων και δυνάμεις που δρουν στη λωρίδα. (Cernica, 1982)

Έχουν αποδοθεί αρκετές μέθοδοι με διαφοροποιήσεις ως προς την επίλυση, κυρίως ως προς τις δυνάμεις X και E , με την πιο γνωστή την απλοποιημένη μέθοδο λωρίδων (Bishop, 1955). Η διαφορά της μεθόδου είναι πως οι δυνάμεις X, E δρουν οριζόντια και θεωρούνται αμελητέες γιατί είναι θεωρητικά ίσες και αντίθετες (Κούκης & Σαμπατακάκης, 2007).

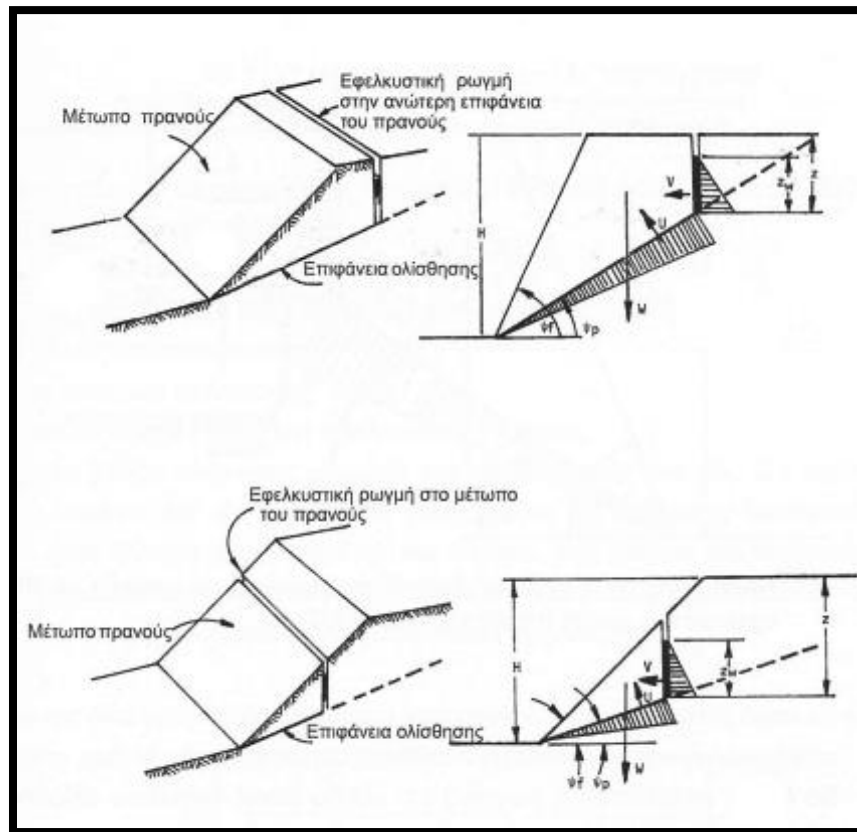


Εικόνα 2.11 Ανάλυση δυνάμεων στην απλοποιημένη μέθοδο Bishop. (TW & Whitman, 1969)

Ο συντελεστής ασφαλείας F προκύπτει από τη σχέση:
$$F = \frac{\sum_{i=1}^{i=n} [(c' + (W_i - u_i)b) \tan \phi'] (1/m_a)}{\sum_{i=1}^{i=n} W_i \sin a_i}$$
,

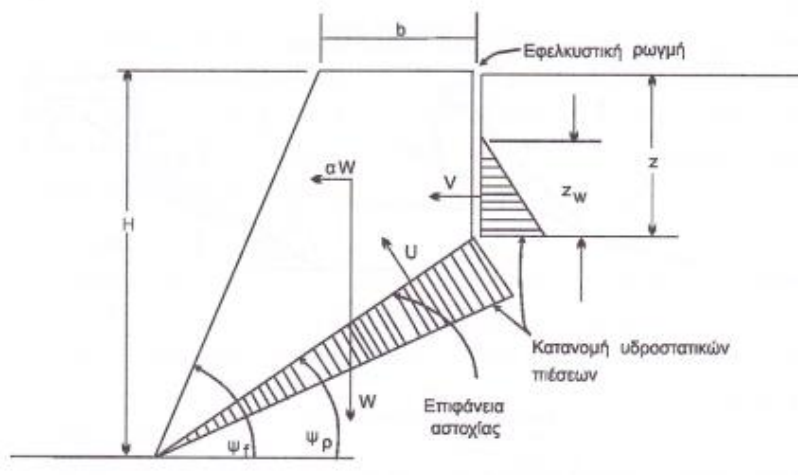
όπου $m_a = \cos a_i [1 + (\frac{\tan a_i \tan \phi'}{F})]$. Τα c' και ϕ' αποτελούν τις παραμέτρους της διατμητικής αντοχής σε συνθήκες ενεργής φόρτισης, το a_i τη γωνία μεταξύ ακτίνας του κύκλου ολίσθησης που διέρχεται από το μέσο της βάσης και της κατακόρυφου και το u_i τη πίεση των πόρων στη βάση κάθε λωρίδας (Κούκης & Σαμπατακάκης, 2007).

- ii) **Επίπεδη ολίσθηση με παρουσία εφελκυστικής ρωγμής:** Αποτελεί το πιο σύνηθες παράδειγμα ολίσθησης σε βραχομάζες και διαφοροποιείται ανάλογα με τη θέση της ρωγμής, στο μέτωπο ή στη στέψη.



Εικόνα 2.12 Πρανές με εφελκυστική ρωγμή στη στέψη και πρανές με εφελκυστική ρωγμή στο μέτωπο.
(Hoek & Bray, 1981)

Το βάθος Z της ρωγμής σε σχέση με τη στέψη του πρανούς προκύπτει από τη σχέση $Z/H = (1 - \cot\psi_f \tan\psi_p)$, όπου H το ύψος του πρανούς, ψ_f η γωνία κλίσης του πρανούς και ψ_p η γωνία κλίσης της επιφάνειας ολίσθησης. Υπάρχουν κάποιες σημαντικές παραδοχές για την ανάλυση του πρανούς, όπως η επιφάνεια ολίσθησης και η ρωγμή έχουν παράλληλη διεύθυνση με το μέτωπο του πρανούς, η ρωγμή είναι κατακόρυφη, το νερό εισέρχεται από την ρωγμή και παρουσιάζει συνθήκες ατμοσφαιρικής πίεσης στην είσοδο και έξοδο, το βάρος W της μάζας, η άνωση U λόγω υδροστατικής πίεσης στην επιφάνεια ολίσθησης και η δύναμη V λόγω υδροστατικής πίεσης στη ρωγμή επιδρούν στο κέντρο βάρους της μάζας του τεμάχους. Επίσης, η διατμητική αντοχή τ αποσκοπεί σε αυτή των ασυνεχειών και η ορθή τάση σ_n που δρα στο επίπεδο ολίσθησης, προκύπτει κυρίως με βάση το ύψος του πρανούς και συγκεκριμένα από το σχήμα. Τέλος, η συνοχή c προκύπτει από την εφαπτομένη στο σημείο σ_n της καμπύλης της διατμητικής αντοχής της ασυνέχειας (Κούκης & Σαμπατακάκης, 2007).



Εικόνα 2.13 Επίπεδη ολίσθηση βραχώδους πρανούς με εφελκυστική ρωγμή. (Hoek & Bray, 1981)

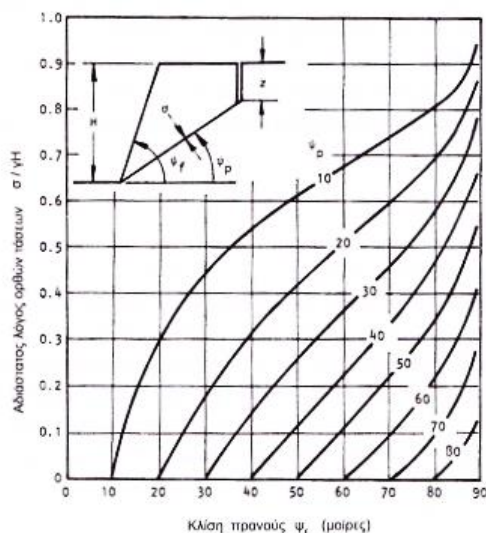
Ο συντελεστής ασφαλείας F της επίπεδης ολίσθησης με ρωγμή προκύπτει από τη σχέση:

$$F = \frac{cA + [W(\cos\psi_p - a\sin\psi_p) - U - V\sin\psi_p]\tan\varphi}{W(\sin\psi_p + a\cos\psi_p) + V\cos\psi_p}, \text{ όπου } a \text{ η σεισμική επιτάχυνση, } z \text{ το συνολικό}$$

βάθος της ρωγμής, z_w το βάθος της ρωγμής που είναι πληρωμένο με νερό. Ισχύουν επίσης,

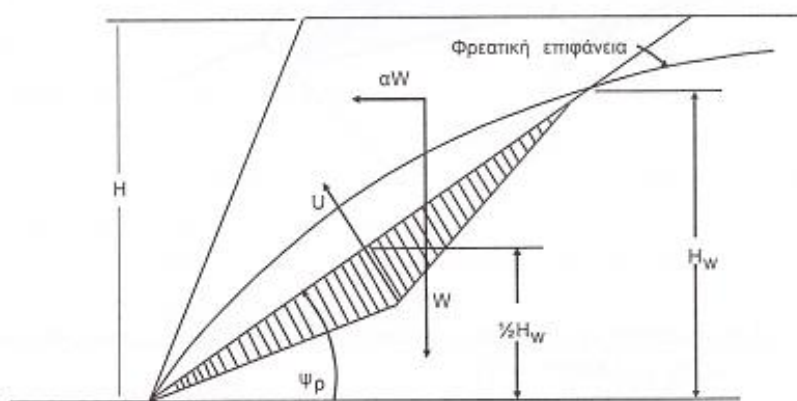
$$z = H(1 - \sqrt{\cot\psi_f \tan\psi_p}), \quad A = (H-z)\operatorname{cosec}\psi_p, \quad W = \frac{1}{2}\gamma H^2 \left[\left(1 - \left(\frac{z}{H}\right)^2\right) \cot\psi_p - \cot\psi_f \right],$$

$$U = \frac{1}{2}\gamma_w z_w A \text{ και } V = \frac{1}{2}\gamma_w z_w^2 \quad (\text{Κούκης \& Σαμπατακάκης, 2007}).$$



Εικόνα 2.14 Προσδιορισμός ορθών τάσεων που δρουν στην επιφάνεια ολίσθησης. (Hoek & Bray, 1981)

iii) **Επίπεδη ολίσθηση χωρίς εφελκυστική ρωγμή:** Αφορά την επίπεδη ολίσθηση που πραγματοποιείται κατά μήκος μόνο μιας ασυνέχειας, η οποία διαπερνά από το πόδι του πρανού (Κούκης & Σαμπατακάκης, 2007).

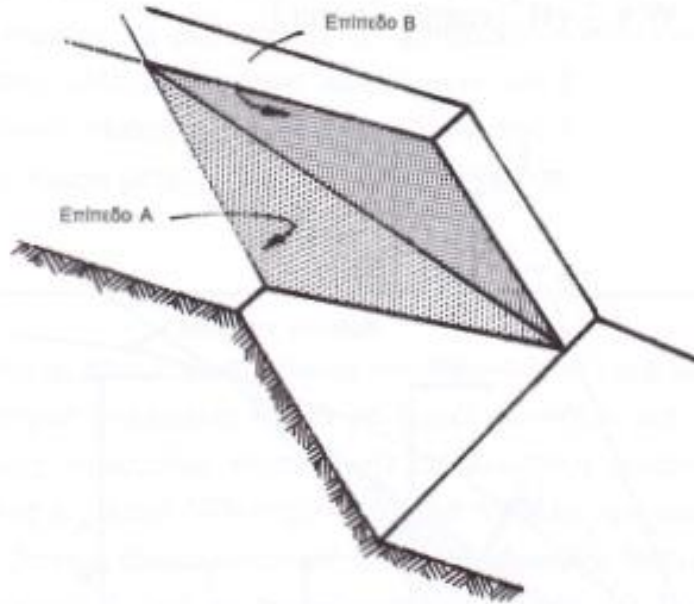


Εικόνα 2.15 Επίπεδη ολίσθηση βραχώδους πρανού χωρίς ρωγμή. (Hoek & Bray, 1981)

Ο συντελεστής ασφαλείας της επίπεδης ολίσθησης σε βραχώδεις πρανές χωρίς εφελκυστική ρωγμή προκύπτει από τη σχέση: $F = \frac{cA + [W(\cos\psi_p - a\sin\psi_p) - U]\tan\phi}{W(\sin\psi_p + a\cos\psi_p)}$ και ισχύουν

$A = H \csc\psi_p$, $W = \frac{1}{2} \gamma H^2 [\cot\psi_p - \cot\psi_f]$ και $U = \frac{1}{4} \gamma_w H^2_w \csc\psi_p$ (Κούκης & Σαμπατακάκης, 2007).

- iv) **Σφηνοειδής ολίσθηση:** Η ολίσθηση ενός σφηνοειδούς τεμάχους δημιουργείται εξαιτίας του προσανατολισμού των ασυνεχειών της βραχομάζας, τεμνόμενες κατά τη διεύθυνση του πρανούς. Όταν οι συνθήκες είναι ευνοϊκές για ολίσθηση σφήνας, πραγματοποιείται μια προκαταρκτική ανάλυση ευστάθειας (Hoek & Bray, 1981) και αν ο συντελεστής ασφαλείας F είναι μικρότερος του 2 γίνεται πιο λεπτομερής ανάλυση, ειδάλλως η ευστάθεια δεν μελετάται παραπάνω. Συγκεκριμένα, η προκαταρκτική ανάλυση χρησιμοποιεί τις τριβές των ασυνεχειών (σε ξηρές συνθήκες) και ισχύει $F = A \tan\phi_A + B \tan\phi_B$, όπου τα A, B αφορούν τη κλίση και τη διαφορά μέγιστης κλίσης των ασυνεχειών. Ως επίπεδο A είναι αυτό με τη μικρότερη κλίση (Κούκης & Σαμπατακάκης, 2007).



Εικόνα 2.16 Σφηνοειδής ολίσθηση βραχώδους πρανούς. (Hoek & Bray, 1981)

Αν στη προκαταρκτική μελέτη ο συντελεστής είναι μικρότερος του 2, γίνεται λεπτομερέστερη ανάλυση (με τη προϋπόθεση ότι η ολίσθηση πραγματοποιείται κατά τη

τομή των ασυνεχειών) σύμφωνα με τον τύπο: $F = \frac{3}{\gamma H} (c_A X + c_B Y) + (A - \frac{\gamma_w}{2\gamma} X) \tan \varphi_A + (B - \frac{\gamma_w}{2\gamma} Y) \tan \varphi_B$ (Hoek & Bray, 1981), όπου c_A, c_B η συνοχή των ασυνεχειών A και B, φ_A, φ_B η γωνία τριβής των A και B, γ το φαινόμενο βάρος του τεμάχους, γ_w το φαινόμενο βάρος του νερού, H το ύψος της σφήνας και X, Y, A, B συντελεστές σύμφωνα με τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά της σφήνας. Ισχύει $X = \frac{\sin \theta_{24}}{\sin \theta_{45} \cos \theta_{2na}}$, $Y = \frac{\sin \theta_{13}}{\sin \theta_{35} \cos \theta_{1nb}}$, $A = \frac{\cos \psi_a - \cos \psi_b \cos \theta_{na.nb}}{\sin \psi_5 \sin^2 \theta_{na.nb}}$ και $B = \frac{\cos \psi_b - \cos \psi_a \cos \theta_{na.nb}}{\sin \psi_5 \sin^2 \theta_{na.nb}}$, όπου ψ_a, ψ_b οι κλίσεις των ασυνεχειών και ψ_5 η κλίση της τομής των ασυνεχειών (Κούκης & Σαμπατακάκης, 2007).

2.4 ΜΕΤΡΑ ΠΡΟΣΤΑΣΙΑΣ ΒΡΑΧΩΔΩΝ ΠΡΑΝΩΝ

Τα μέτρα αντιστήριξης των βραχωδών πρανών διαφοροποιούνται ανάλογα με την εφαρμογή τους στην σταθεροποίηση του πρανού και την αντιμετώπιση πιθανής ολίσθησης, ανάλογα με το τρόπο επίδρασης στη βραχομάζα. Διακρίνονται στα ενεργητικά και στα παθητικά μέτρα αντιστήριξης. Τα ενεργητικά μέτρα είναι αυτά που προσπαθούν να μειώσουν τις δυνάμεις που προκαλούν την αστοχία ή δυνάμεις που αντιτίθενται στην ολίσθηση. Αντιθέτως, ως παθητικά ορίζονται τα μέτρα που χρησιμεύουν στη συγκράτηση των τεμαχών που έχουν αποκολληθεί, προκειμένου η πτώση τους να μη προκαλέσει καταστροφές (Χρηστάρας & Μαρίνος, 2015).

2.4.1 Ενεργητικά μέτρα αντιστήριξης

- i) **Αγκυρώσεις:** Αυξάνουν τη διατμητική αντοχή του σχηματισμού, λόγω των κάθετων δυνάμεων που δρουν στις ασυνέχειες.
- ii) **Εκτοξευμένο σκυρόδεμα:** Εκτοξεύεται από αντλία και προσκολλάται στο πρανές προσδίδοντας περαιτέρω ενίσχυση και προστατεύοντας τη βραχομάζα από αποσπαστικές διεργασίες.
- iii) **Αποστραγγιστικά έργα:** Αφορούν το σύνολο των διεργασιών που αποσκοπούν στην αποστράγγιση του επιφανειακού και του υπόγειου νερού που δρα αρνητικά στην ευστάθεια του πρανού.

- iv) **Διαφοροποίηση γεωμετρίας του πρανού:** Στα βραχώδη πρανή συχνά δημιουργούνται αναβαθμοί προκειμένου να αποσυμφορηθεί το συνολικό φορτίο της βραχομάζας.
- v) **Απομάκρυνση επικρεμάμενων βράχων:** Αφορά την απομάκρυνση των βράχων που τείνουν προς κατάπτωση με χειρωνακτικά μέσα ή με χρήση εκρηκτικών (Κούκης & Σαμπατακάκης, 2007).



Εικόνα 2.17 Εφαρμογή εκτοξευμένου σκυροδέματος σε βραχώδες πρανές. (Πηγή: [geotech](#))

2.4.2 Παθητικά μέτρα αντιστήριξης

- i) **Μεταλλικά πλέγματα:** Αποτελούν ένα μέσο συγκράτησης για την αποφυγή αποκόλλησης και πτώσης βραχωδών τεμαχίων.
- ii) **Βραχοπαγίδες:** Αποτελούν το μέσο που περικλείει τους βράχους που έχουν καταπέσει από το πρανές και προστατεύουν τον οδικό άξονα.
- iii) **Φράκτες ανάσχεσης:** Βρίσκονται στη βάση του πρανού και αποσκοπούν στη συγκράτηση των βραχοκαταπτώσεων.

- iv) **Σκέπαστρα:** Σε σημεία με απότομα πρανή και μεγάλη πιθανότητα κατάπτωσης βράχων κατασκευάζονται σκέπαστρα για την ασφαλή διέλευση των οχημάτων.
- v) **Τάφφροι:** Αποτελούν τους χώρους παγίδευσης των βράχων που έχει σκαφθεί στο κατάλληλο βάθος στη βάση του πρανούς (Κούκης & Σαμπατακάκης, 2007).



Εικόνα 2.18 Χρήση βραχοπαγίδας (αριστερά) και μεταλλικών πλεγμάτων (δεξιά) για την συγκράτηση βραχωδών υλικών. (Πηγή: [geotech](#))

2.5 ΜΕΛΕΤΗ ΕΥΣΤΑΘΕΙΑΣ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΣΥΓΧΡΟΝΩΝ ΤΕΧΝΟΛΟΓΙΩΝ (UAV)

2.5.1 UAV – Γενικά χαρακτηριστικά

Τα τελευταία χρόνια παρατηρείται ραγδαία ανάπτυξη στον τομέα των συστημάτων μη επανδρωμένων αεροσκαφών UAV (Unmanned Aerial Vehicles) ή όπως απλούστερα αποκαλούνται, drones. Αυτά, είναι τηλεχειριζόμενα αεροσκάφη που λειτουργούν αυτόνομα ή με προκαθορισμένη διαδρομή πτήσης. Αρκετά δημοφιλή είναι τα micro UAV, τα οποία έχουν τη

μορφή μικρής εναέριας πλατφόρμας με τη παρουσία τεσσάρων ή παραπάνω ελίκων, γεγονός που τους προσδίδει ευκινησία, σταθερότητα και πλήρη έλεγχο στη πτήση (Jordan, 2015). Χρειάζονται λίγο χώρο για την απογείωση και την προσγείωση, λόγω του μικρού μεγέθους τους, και το κόστος τους είναι τέτοιο που ακόμη και η απώλεια ενός οχήματος δεν είναι οικονομικά επώδυνα. Τα UAV μπορεί να διαθέτουν κάμερα με δυνατότητα λήψης βίντεο και φωτογραφίες υψηλής ανάλυσης. Επίσης, διαθέτουν ενσωματωμένο GPS και αλτίμετρο προκειμένου να γίνεται καταγραφή του υψόμετρου και των συντεταγμένων της θέσης που βρίσκεται το αεροσκάφος με ακρίβεια (Danzi, Di Crescenzo, Ramondini, & Santo, 2013). Το μέγεθος του αεροσκάφους, ο εύκολος χειρισμός και η δυνατότητα πτήσης σε πολύ μεγάλα υψόμετρα και σε περιοχές δυσπρόσιτες ή επικίνδυνες, συνιστούν την ολοένα και πιο συστηματική χρήση των UAV σε διάφορες επιστημονικές έρευνες (και όχι μόνο), όπως είναι η μελέτη μιας κατολίσθησης. Πολλές φορές, η περιοχή μελέτης λόγω μορφολογίας δεν επιτρέπει την παρουσία του ερευνητή κοντά στο πεδίο και την άμεση καταγραφή των δεδομένων, γεγονός που μπορεί πλέον να υποστηριχθεί με την χρήση UAV για την παρακολούθηση της ευστάθειας του πρανούς με φωτογραμμετρικές τεχνικές υψηλής ανάλυσης (Fernández et al., 2015).

2.5.2 Χρήση UAV σε μελέτη κατολίσθησης

Η χαρτογράφηση των γεωλογικών σχηματισμών για τη διερεύνηση μιας ενδεχόμενης κατολίσθησης μπορεί να πραγματοποιηθεί με τη χρήση σύγχρονων τεχνολογιών UAV, ειδικά όταν πρόκειται για πρανές που δεν είναι εύκολο να μελετηθεί με τις συμβατές μεθόδους (γεωλογική πυξίδα, σφυρί Schmidt) και να αναγνωριστούν τα τεκτονικά χαρακτηριστικά της βραχομάζας (Giordan et al., 2020). Τα drones μπορούν να αποτυπώσουν τις βραχομάζες, τις ασυνέχειες τους και τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά τους και αυτό επιτυγχάνεται με τις αεροφωτογραφίες που λαμβάνονται. Με την χρήση φωτογραφικών συσκευών εγκατεστημένα πάνω στο drone και τη συμβολή του GPS, δίνεται η δυνατότητα για λήψη ψηφιακής πληροφορίας για τη περιοχή μελέτης. Οι αεροφωτογραφίες λαμβάνονται σε καθορισμένα χρονικά διαστήματα από πολλές και διαφορετικές θέσεις. Έπειτα, πραγματοποιείται επεξεργασία των φωτογραφιών μέσω διάφορων λογισμικών και γνωρίζοντας την κλίμακα και τις γεωγραφικές συντεταγμένες από το GPS αποτυπώνονται οι ακριβείς θέσεις όπου πραγματοποιήθηκαν οι λήψεις. Στη συνέχεια,



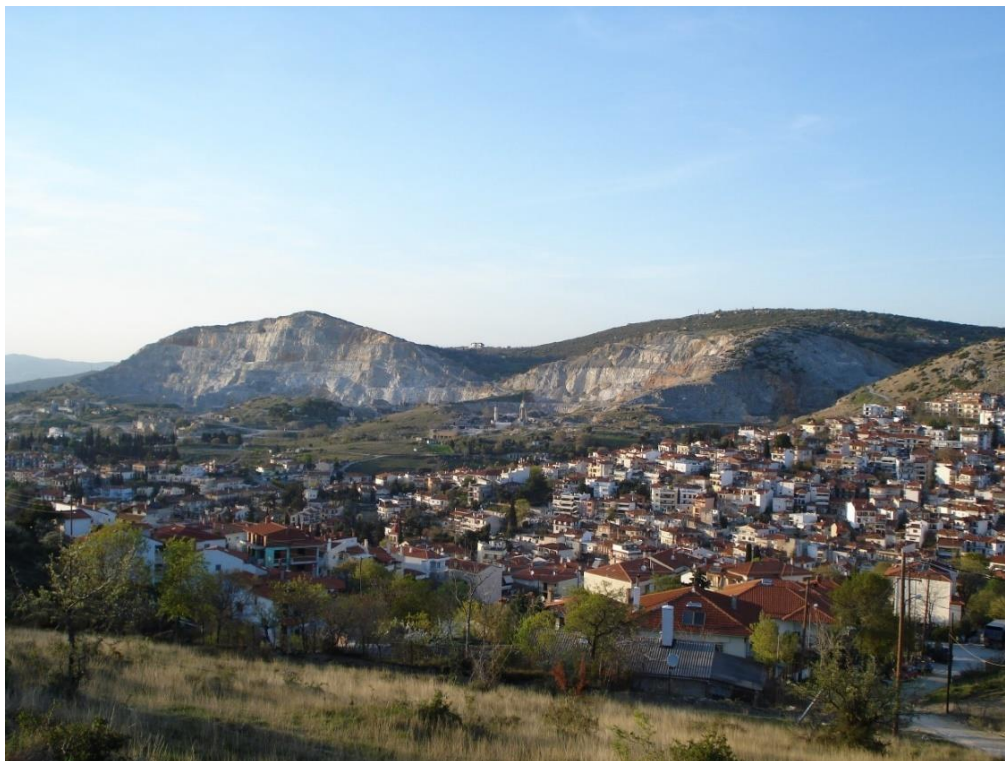
μέσω λογισμικού ελέγχονται οι φωτογραφίες για κοινά σημεία ώστε να δημιουργηθεί ένα τρισδιάστατο μοντέλο του χώρου μελέτης.

2.5.3 Πλεονεκτήματα χρήσης UAV

Υπάρχουν πολλά πλεονεκτήματα στην εφαρμογή UAV για τη μελέτη μιας κατολίσθησης, γεγονός που τα καθιστά ολοένα και πιο σημαντικά για την εκτίμηση της ευστάθειας ενός πρανούς σε συνθήκες που δεν επιτρέπουν την αξιολόγηση με τις συμβατές μεθόδους (Giordan et al., 2020). Αυτά είναι τα εξής:

- i) Το μικρό μέγεθος τους
- ii) Η ικανότητα πτήσης σε δυσπρόσιτες περιοχές (περιοχή κατολίσθησης/απότομα πρανή)
- iii) Η εύκολη προσαρμογή της πτήσης
- iv) Η δυνατότητα καταγραφής φωτογραφιών υψηλής ανάλυσης
- v) Το σχετικά χαμηλό κόστος του εξοπλισμού
- vi) Η γρήγορη χαρτογράφηση της περιοχής μελέτης
- vii) Η επεξεργασία των αεροφωτογραφιών σε λογισμικά για την δημιουργία 3D δεδομένων (Lucieer, Jong, & Turner, 2014)

3 ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ

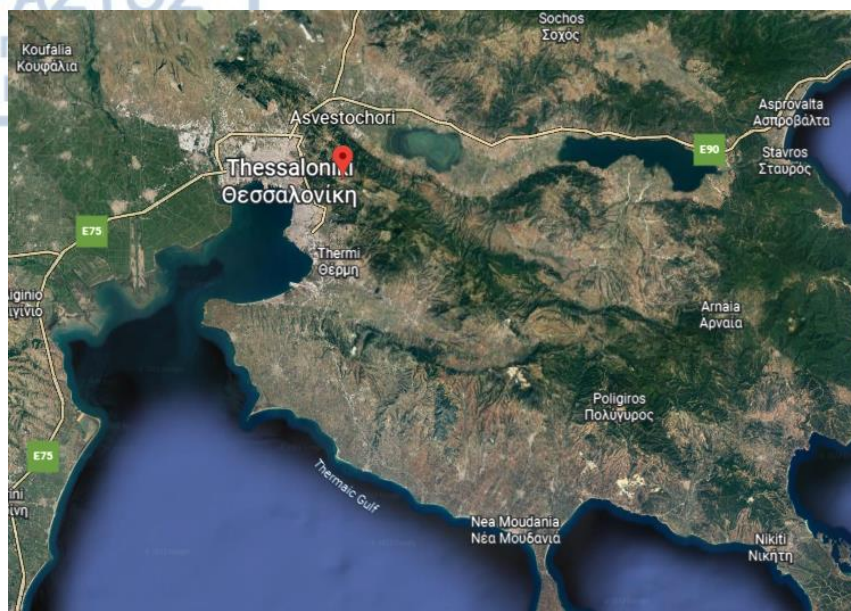


Εικόνα 3.1 Ασβεστοχώρι Θεσσαλονίκης. (Πηγή: greece)

3.1 ΓΕΩΛΟΓΙΑ – ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ

3.1.1 Γενικά χαρακτηριστικά περιοχής Ασβεστοχωρίου

Το Ασβεστοχώρι αποτελεί κομόπολη της Περιφέρειας της Θεσσαλονίκης, υπαγόμενη στο Δήμο Πυλαίας – Χορτιάτη. Βρίσκεται περίπου 8 km βορειοανατολικά της Θεσσαλονίκης στους πρόποδες του Χορτιάτη. Το όνομα της οφείλεται στον ασβεστόλιθο που καλύπτει το υπέδαφος, ο οποίος αποτέλεσε τη κύρια απασχόληση πολλών κατοίκων επί σειρά ετών με τη λειτουργία αρκετών λατομείων στη περιοχή, τα οποία πλέον είναι ανενεργά.



Εικόνα 3.2 Περιοχή Ασβεστοχωρίου (1) (Χρήση Google Maps)



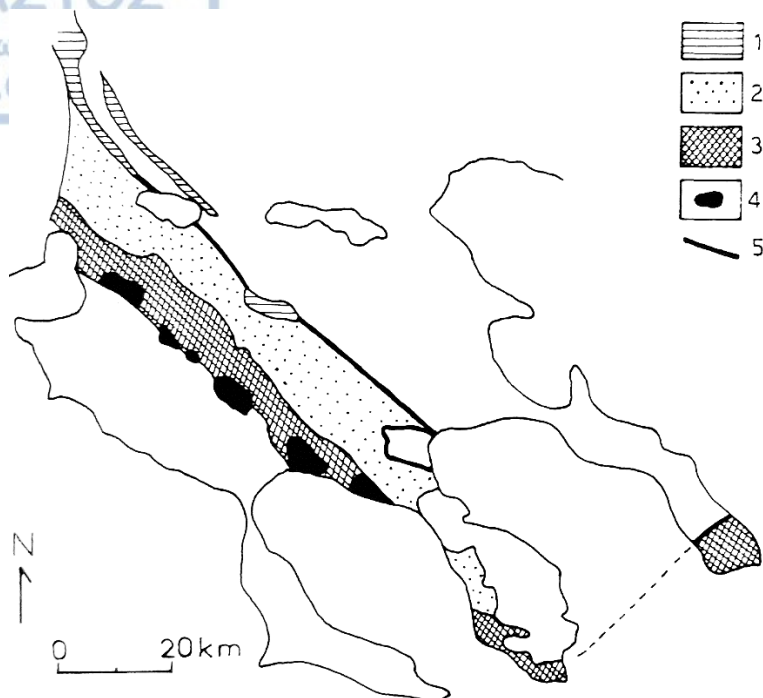
Εικόνα 3.3 Περιοχή Ασβεστοχωρίου (2) (Χρήση Google Maps)

3.1.2 Γεωλογία – Γεωτεκτονική ζώνη

Το Ασβεστοχώρι, το οποίο αποτελεί την ευρύτερη περιοχή της θέσης έρευνας, υπάγεται στην Περιοδοπική ζώνη από άποψη γεωτεκτονικής θέσης. Συγκεκριμένα, εμπεριέχεται στις 2 από τις 3 ενότητες της ζώνης, σε αυτές της Άσπρης Βρύσης – Χορτιάτη και Μελισσοχωρίου – Χολομώντα. Η Περιοδοπική εκτείνεται με πλάτος 10-20 km και διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ περιβάλλοντας την Ελληνική Ενδοχώρα. Κατά το Ιουρασικό, αποτέλεσε την ηπειρωτική κατωφέρεια της Ενδοχώρας, η οποία κατέληγε σε μια βαθιά αύλακα που αποτελούσε τη περιοχή υποβύθισης της ωκεάνιας περιοχής της ζώνης Αξιού κάτω από την ηπειρωτική μάζα της Ροδόπης και της Σερβομακεδονικής (Μουντράκης, 2010).



Εικόνα 3.4 Περιοχή μελέτης Ασβεστοχωρίου, σύμφωνα με τον χάρτη γεωτεκτονικών ζωνών (CR: Περιοδοπική Ζώνη). (Μουντράκης, 2010)



Εικόνα 3.5 Χάρτης της Περιοδοπικής ζώνης. 1: Ενότητα Ντεβέ Κοράν – Δουμπιά, 2: Ενότητα Μελισσοχωρίου – Χολομώντα, 3: Ενότητα Άσπρης Βρύσης – Χορτιάτη, 4: Οφιόλιθοι, 5: Όριο Περιοδοπικής με Σερβομακεδονική ζώνη. (Μουντράκης, 2010)

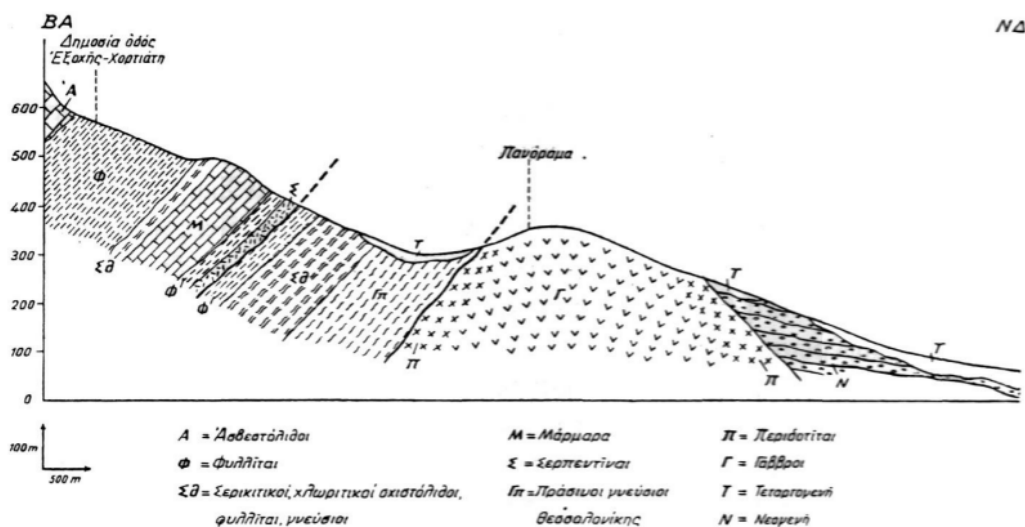
3.1.2.1 Λιθοστρωματογραφία ενότητας Μελισσοχωρίου – Χολομώντα

Η ενότητα αυτή έχει τη μεγαλύτερη έκταση με πλάτος 5-15 km και ξεκινά από τη περιοχή της λίμνης Δοϊράνης μέχρι και το βουνό Χολομώντα. Στα κατώτερα στρώματα βρίσκονται μάρμαρα και ανακρυσταλλωμένοι ασβεστόλιθοι Μέσω – Άνω Τριαδικού, με εμφανίσεις φυλλιτών και σχιστόλιθων. Προς τα πάνω οι σχηματισμοί εμφανίζονται ως κοινοί φυλλίτες, μαύροι γραφιτικοί, ψαμμιτικοί με πάχος 400 m. Στα ανώτερα στρώματα εμφανίζεται φλύσχης Κάτω – Μέσω Ιουρασικού, γνωστός και ως «φλύσχης της Σβούλας», με εναλλαγές μετα – ιζημάτων και εμφανίσεις Τριαδικών μαρμάρων (Μουντράκης, 2010).

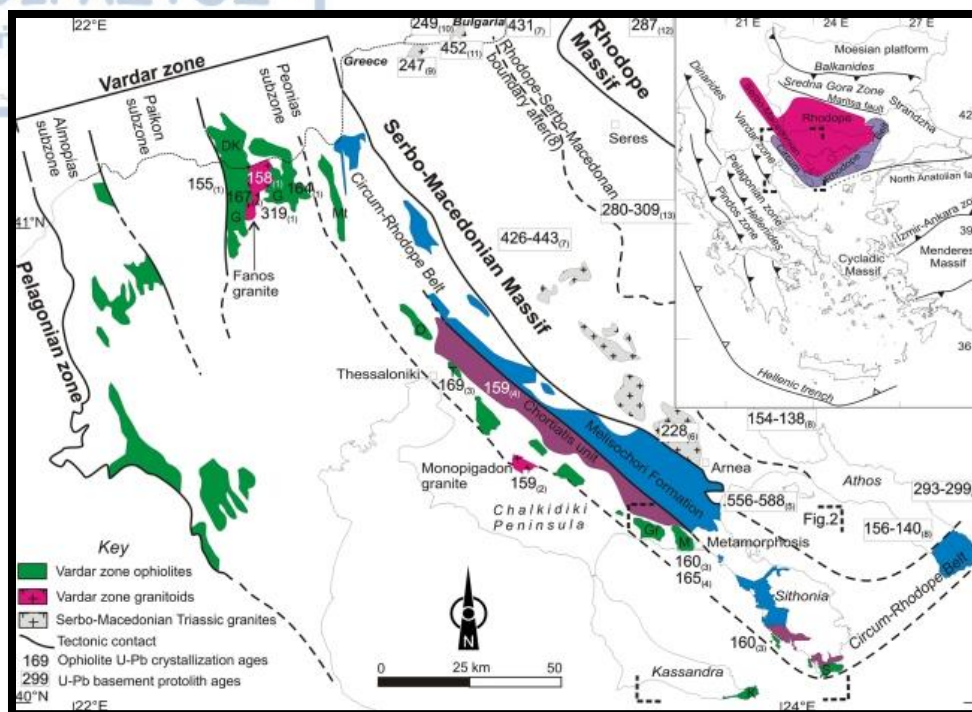
3.1.2.2 Λιθοστρωματογραφία ενότητας Άσπρης Βρύσης – Χορτιάτη

Η ενότητα αυτή βρίσκεται στο νοτιοδυτικό τμήμα της Περιοδοπικής ζώνης με πλάτος 4-8 km και γενική διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ, ξεκινώντας από το βόρειο τμήμα της Θεσσαλονίκης μέχρι το νότιο

τμήμα της Σιθωνίας, όπου κάμπτεται και συνεχίζει με Α-ΒΑ κατεύθυνση μέχρι το Άγιο Όρος. Ο κατώτερος σχηματισμός της ενότητας αποτελείται από μετακλαστικά, ηφαιστειοκλαστικά και νηριτικά ανθρακικά ιζήματα Περμίου – Τριαδικού. Ο ανώτερος σχηματισμός εμπεριέχει ιζήματα βαθιάς θάλασσας, όπως κερατόλιθους, αργιλικούς σχιστόλιθους, γραφιτικούς φυλλίτες, μάργες και χαλαζιακούς σχιστόλιθους. Επίσης, εμφανίζονται οφιολιθικά πετρώματα βασικής και υπερβασικής σύστασης όπως γάββροι, διορίτες και σερπεντινίτες. Αυτοί, σύμφωνα με παραδοχή, τοποθετήθηκαν τεκτονικά από τη ζώνη Αξιού, η οποία αποτέλεσε ωκεάνιο χώρο. Επιπρόσθετα, παρεμβάλλονται και μεταμορφωμένοι σχηματισμοί μαγματικής προέλευσης. Πιο συγκεκριμένα, τα πετρώματα αυτά αποτελούν πυριγενή όξινης σύστασης όπως γρανίτες, διορίτες και γρανοδιορίτες μεταμορφωμένα στη πρασινοσχιστολιθική φάση, δημιουργώντας τη σημερινή «Μαγματική σειρά Χορτιάτη» με ακτινολιθικούς, χλωριτικούς γνεύσιους, αμφιβολιτικούς, βιοιτικούς γνεύσιους και πρασινίτες. Οι σχηματισμοί αυτοί εμφανίζονται με εναλλαγές μετα – ιζημάτων, φυλλιτών, σχιστολίθων και μαρμάρων (Μουντράκης, 2010).



Εικόνα 3.6 Γεωλογική τομή της Ανατολικής Θεσσαλονίκης. (Σαπουντζής, 1969)

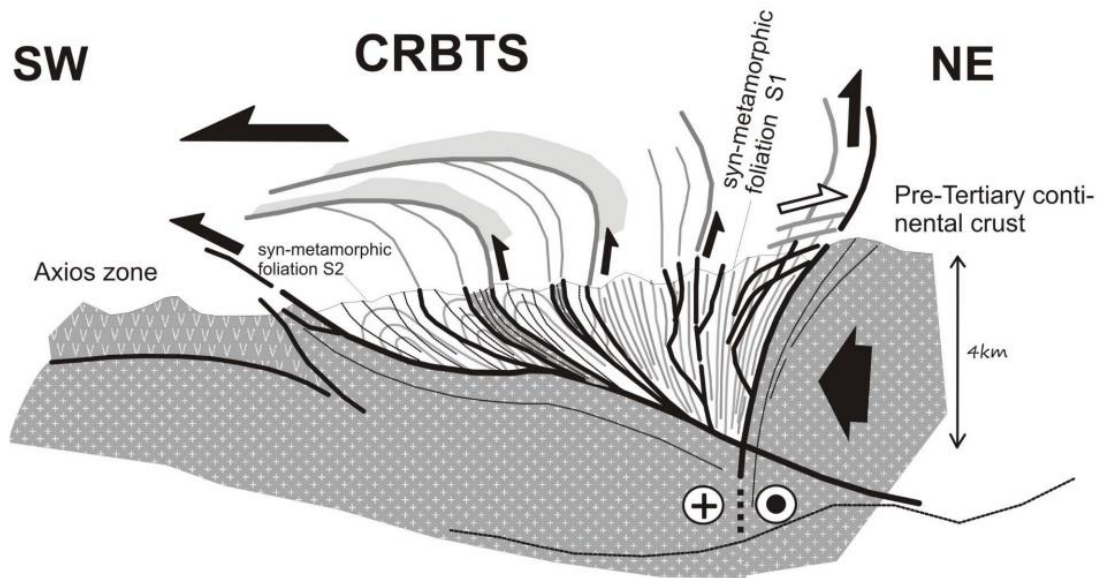


Εικόνα 3.7 Σχηματική απεικόνιση της εμφάνισης των οφιολίθων (πράσινο χρώμα) στην Περιοδοπική (Circum – Rhodope Belt) προερχόμενοι από την ζώνη Αξιού (Vardar zone). (Bonev, Marchev, Moritz, & Filipov, 2015)

3.1.3 Τεκτονική δομή Περιοδοπικής ζώνης

Στην Περιοδοπική ζώνη έχουν χαρακτηριστεί δύο διαφορετικές φάσεις πτυχώσεων. Η πρώτη έλαβε μέρος κατά τη διάρκεια της πρασινοσχιστολιθικής μεταμόρφωσης των όξινων μαγματικών, η οποία αποτελεί την κύρια παραμορφωτική φάση της ζώνης, δημιουργώντας πτυχές σχεδόν ισοκλινείς και σχιστότητα στα πετρώματα. Η δεύτερη φάση περιλαμβάνει ανοιχτές πτυχές, τύπου knick Τριτογενούς. Οι 3 ενότητες της ζώνης φαίνεται να συνδέονται μεταξύ τους με πλευρικές μεταβάσεις, ενώ οι σχηματισμοί στο όριο της Περιοδοπικής με την Σερβομακεδονική εμφανίζονται ανεστραμμένοι λόγω της τεκτονικής του Τριτογενούς. Επιπρόσθετα, κατά το Άνω Ολιγόκαινο – Κάτω Μειόκαινο μια ισχυρά μεταμορφική παραμόρφωση λόγω συμπιεστικών τάσεων με διεύθυνση Β – Ν δημιούργησε πολλαπλά ανάστροφα ρήγματα διεύθυνσης ΒΔ – ΝΑ, δεξιόστροφα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης κατά ΒΒΑ – ΝΝΔ και αριστερόστροφα κατά ΔΝΔ – ΑΒΑ. Το αποτέλεσμα της ισχυρής παραμόρφωσης ήταν η δημιουργία μιας εφιπτευτικής

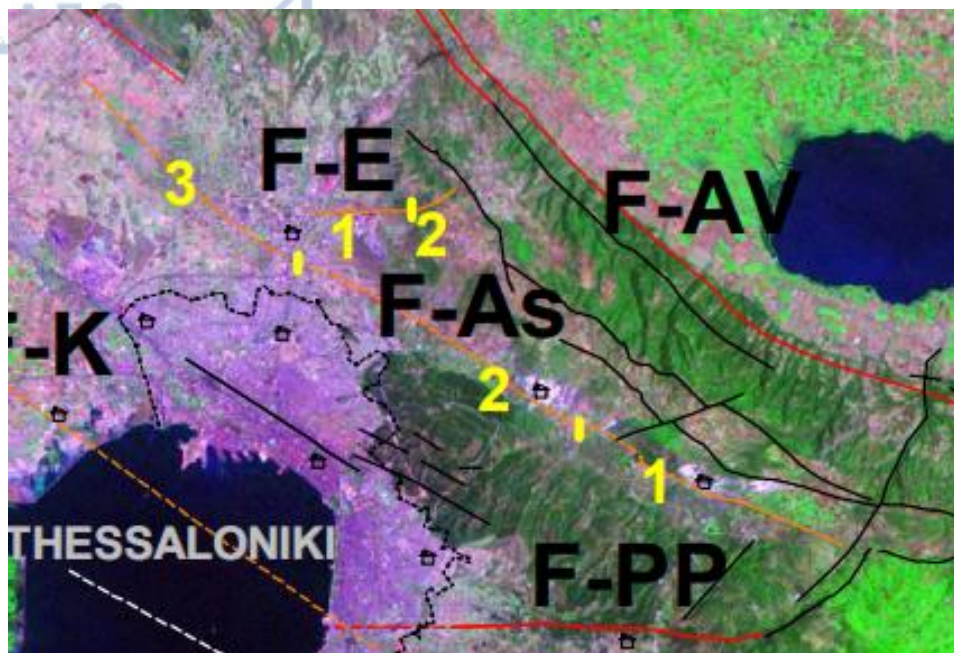
μεγαλοδομής με διεύθυνση προς τα ΝΔ, η οποία περιλαμβάνει τεκτονικά λείπια και παρουσία γνευσίων της Σερβομακεδονικής (Μουντράκης, 2010).



Εικόνα 3.8 Σχηματική απεικόνιση της κύριας γεωμετρίας των μεταμορφικών τεκτονικών δομών της Περιοδοπικής. (Τρανός, Κίλιας, & Μουντράκης, 1999)

3.1.4 Ρήγμα Ασβεστοχωρίου (F – As)

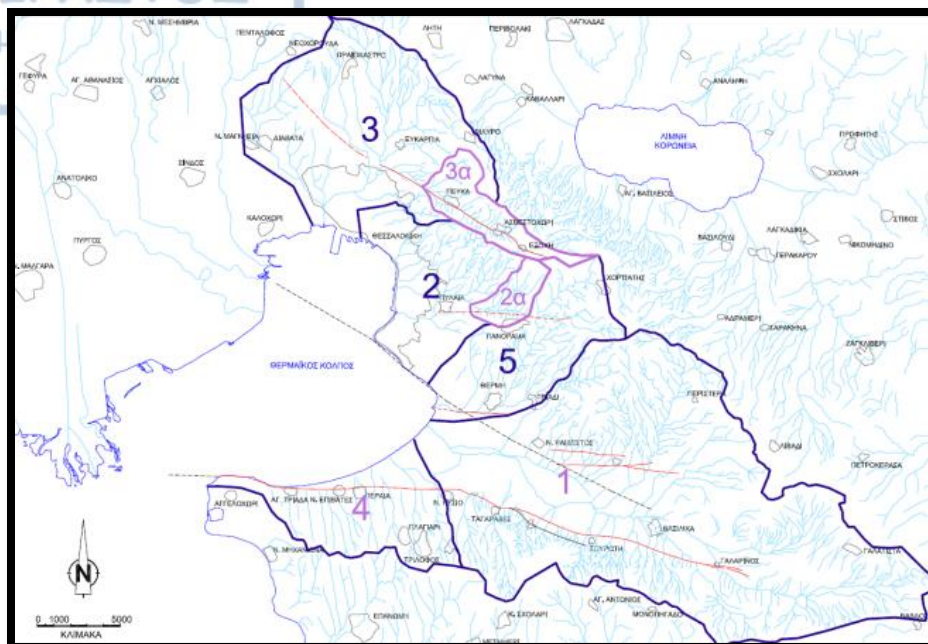
Βρίσκεται βορειοανατολικά σε απόσταση 6 km περίπου από το κέντρο της Θεσσαλονίκης. Η γενική διεύθυνση του είναι ΑΝΑ – ΔΒΔ με παράταξη $B98^\circ - 120^\circ$ και κλίση $55^\circ - 80^\circ$. Συνιστά κανονικό αριστερόστροφο ρήγμα, πιθανώς νεοτεκτονικά ενεργό. Έχει συνολικό μήκος 10 km με πιθανή προέκταση 7 km στη περιοχή της Ηλιούπολης. Διαχωρίζεται σε 3 τμήματα σύμφωνα με τις αλλαγές στη διεύθυνση του και τους σχηματισμούς που διαπερνά. Το πρώτο τμήμα ξεκινά από τον Χορτιάτη μέχρι το Ασβεστοχώρι με μήκος 3 km, το δεύτερο εκτείνεται κατά 7 km μέχρι την Ηλιούπολη και το τρίτο τμήμα του με μήκος 7 km αποτελεί πιθανή προέκταση στους σχηματισμούς της Ηλιούπολης. Το ρήγμα τέμνει τους φυλλίτες και τους ασβεστόλιθους της Περιοδοπικής, καθώς επίσης τα Μειοκαινικά και Πλειστοκαινικά ιζήματα. (Ζερβοπούλου, 2010).



Εικόνα 3.9 Δορυφορική εικόνα με απεικόνιση του πιθανού ενεργού ρήγματος του Ασβεστοχωρίου (F – As) (πορτοκαλί χρώμα) και των τμημάτων του (κίτρινο χρώμα). (Ζερβοπούλου, 2010)

3.1.4.1 Μορφολογία

Το ρήγμα Ασβεστοχωρίου διασχίζει την υδρολογική λεκάνη Δενδροποτάμου και συγκεκριμένα την υπολεκάνη Ξηρορέματος, προκαλώντας ασυμμετρία της λεκάνης απορροής του με δείκτη ασυμμετρίας $AF=85$ και παράγοντα εγκάρσιας τοπογραφικής συμμετρίας προς το ρήγμα $T=0.17-0.66$. Το πιο έντονο μορφολογικό ανάγλυφο βρίσκεται στη περιοχή Ασβεστοχωρίου – Εξοχής (Ζερβοπούλου, 2010).



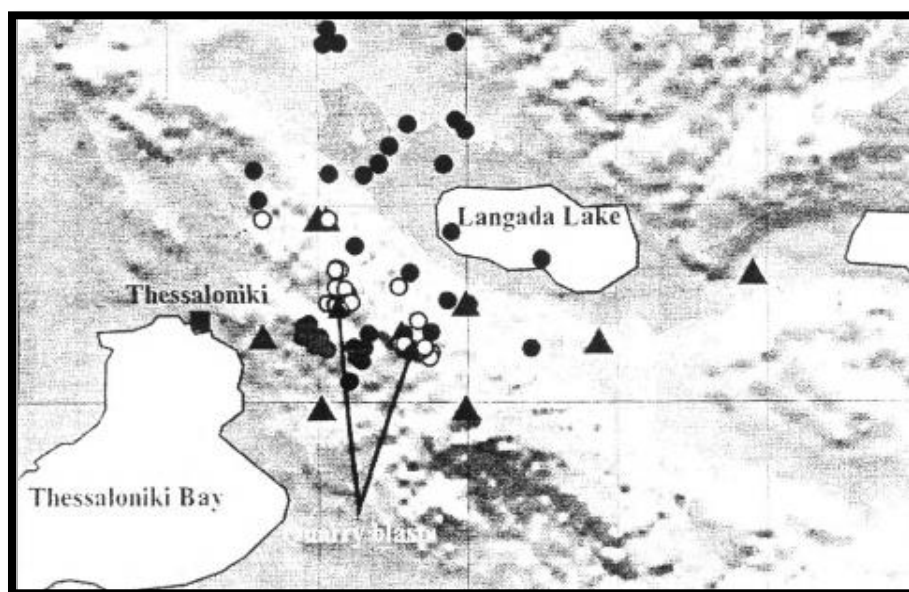
Εικόνα 3.10 Χάρτης της Θεσσαλονίκης με τις υδρολογικές λεκάνες και τα υπό μελέτη νεοτεκτονικά ρήγματα. 1: Λεκάνη Ανθεμούντα, 2: Λεκάνη Πολεοδομικού Συγκροτήματος Θεσσαλονίκης, 2α: Υπολεκάνη Ελαιορέματος, 3: Λεκάνη Δενδροποτάμου, 3α: Υπολεκάνη Ξηρορέματος, 4: Υπολεκάνες ρεμάτων Δήμου Θερμαϊκού, 5: Λεκάνη Θέρμης. (Ζερβοπούλου, 2010)



Εικόνα 3.11 Υδρολογική λεκάνη Δενδροποτάμου με απεικόνιση του ρήγματος Ασβεστοχωρίου (πορτοκαλί χρώμα). (Ζερβοπούλου, 2010)

3.1.4.2 Σεισμικότητα

Το ρήγμα του Ασβεστοχωρίου θεωρείται ότι επαναδραστηριοποιήθηκε κατά το σεισμό του 1978 εμφανίζοντας ρωγμή εκατοντάδων μέτρων και μετάπτωση κατά 10 cm στις Τεταρτογενείς αποθέσεις (Hatzidimitriou et al., 1991). Επίσης, καθιστά μικροσεισμικότητα $M=3.5-4.0$ συνδεδεμένο με τη σεισμική ακολουθία που πραγματοποιήθηκε τον Ιούνιο του 1999 με μέγιστο μέγεθος $M=3.7$ και εστιακό βάθος 1 – 7.5 km. Λόγω αυτής της μικροσεισμικότητας θεωρείται ενεργό ρήγμα (Papazachos, Soupios, Savvaidis, & Roumelioti, 2000).

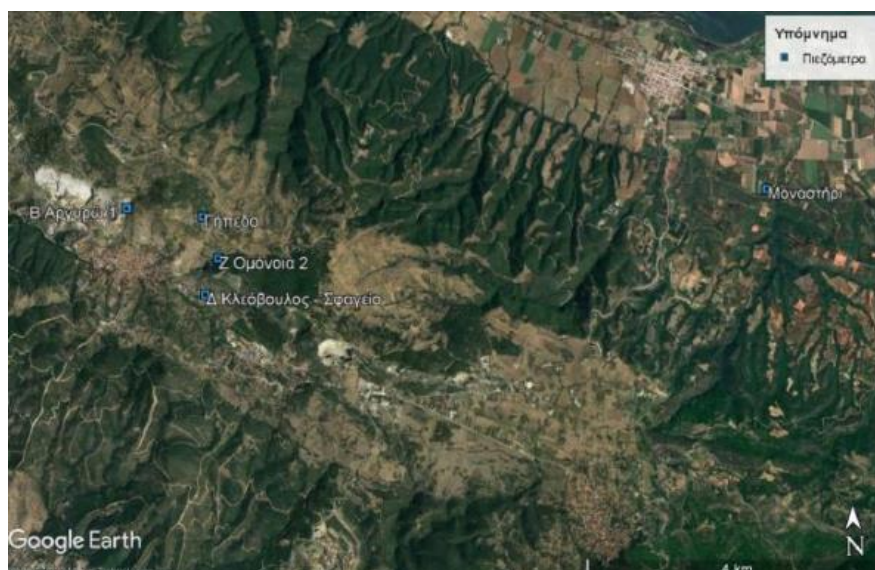


Εικόνα 3.12 Επίκεντρα σεισμών (μαύροι κύκλοι), ανατινάξεις λατομείων (άσπροι κύκλοι) και σταθμοί καταγραφής (τρίγωνα) κατά τη σεισμική ακολουθία στο Ασβεστοχώρι τον Ιούνιο 1999. (Papazachos et al., 2000)

3.1.5 Υδρογεωλογία

Η τεκτονοστρωματογραφία της κάθε περιοχής σε συνάρτηση με το βάθος του υπόγειου νερού αποτελούν σημαντικές παραμέτρους για τα μέτρα προστασίας του ύδατος από εξωγενείς παράγοντες. Το κλίμα, οι υδρευτικές και αρδευτικές δραστηριότητες, καθώς και τα υδραυλικά χαρακτηριστικά της περιοχής επηρεάζουν τη στάθμη του υπόγειου νερού. Για τον καθορισμό των

πιεζομετρικών συνθηκών του Ασβεστοχωρίου λήφθηκαν μηνιαίες μετρήσεις της στάθμης του υπόγειου ύδατος σε πέντε γεωτρήσεις της περιοχής (Χατζηναούμ, 2020). Οι μετρήσεις αφορούσαν τη μεταβολή της στάθμης σε σχέση με τη βροχόπτωση και πραγματοποιήθηκαν κατά τη διάρκεια της υγρής περιόδου Νοεμβρίου – Μαΐου (2019 – 2020).



Εικόνα 3.13 Θέσεις μετρήσεων της στάθμης του υπόγειου νερού. (Χατζηναούμ, 2020)

Τα αποτελέσματα έδειξαν πως η ένταση της βροχόπτωσης επηρεάζει αναλογικά το βάθος στάθμης του υπόγειου νερού, όμως σε περιπτώσεις επηρεάζει και αναδρομικά. Συγκεκριμένα, κατά τη περίοδο Μαρτίου - Απριλίου, η στάθμη είναι αρκετά υψηλή για την ποσότητα της βροχής που έπεσε κατά τη διάρκεια του μήνα, γεγονός που φανερώνει ότι υπήρξε φυσικός εμπλουτισμός ύδατος από τη βροχόπτωση του προηγούμενου μήνα, το οποίο συμβαίνει και τη περίοδο Ιανουαρίου - Φεβρουαρίου με διαφορετική κλιμάκωση (Χατζηναούμ, 2020).



Εικόνα 3.14 Διάγραμμα μεταβολής στάθμης – βροχόπτωσης για τη γεώτρηση Αργυρώ 1. (Χατζηναούμ, 2020)



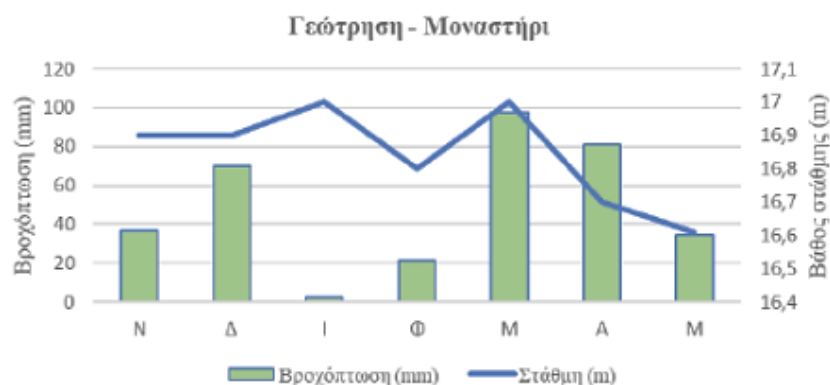
Εικόνα 3.15 Διάγραμμα μεταβολής στάθμης – βροχόπτωσης για τη γεώτρηση Κλεόβουλος. (Χατζηναούμ, 2020)



Εικόνα 3.16 Διάγραμμα μεταβολής στάθμης – βροχόπτωσης για τη γεώτρηση Ομόνοια 2. (Χατζηναούμ, 2020)



Εικόνα 3.17 Διάγραμμα μεταβολής στάθμης – βροχόπτωσης για τη γεώτρηση Γήπεδο. (Χατζηναούμ, 2020)



Εικόνα 3.18 Διάγραμμα μεταβολής στάθμης – βροχόπτωσης για τη γεώτρηση Μοναστήρι. (Χατζηναούμ, 2020)

3.1.6 Κλιματολογικά – μετεωρολογικά χαρακτηριστικά

Το κλίμα στην ευρύτερη περιοχή μελέτης είναι μεσογειακό ή μεσόθερμου τύπου με θερμό - ξηρό καλοκαίρι και ύφηνους - ήπιους χειμώνες. Σύμφωνα με την Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία, για τη χρονική περίοδο 1959 – 2016, τα μετεωρολογικά δεδομένα του Δήμου Πυλαίας – Χορτιάτη είχαν τις παρακάτω τιμές:

- Θερμοκρασία: Ο ψυχρότερος μήνας είναι ο Ιανουάριος με μέση θερμοκρασία 5,27°C και ελάχιστη τιμή -5,17°C. Οι θερμότεροι μήνες είναι ο Ιούλιος και ο Αύγουστος με

μέση θερμοκρασία 26,93 °C και 26,38 °C και μέγιστη μέση τιμή θερμοκρασίας ίση με 36,87 °C και 35,88 °C αντίστοιχα.

- ii) Άνεμοι: Η κύρια διεύθυνση των ανέμων είναι βόρεια. Οι τοπικοί ανατολικοί που πνέουν κατά καιρούς από το όρος Χορτιάτη, δημιουργούν ένα ιδιαίτερο μικροκλίμα στις βορειότερες περιοχές. Οι μέγιστες μηνιαίες τιμές ταχύτητας ανέμου εμφανίζονται το μήνα Ιούλιο με μέγιστη μέση μηνιαία τιμή ίση με 6,41 κόμβους. Ο μήνας με την ελάχιστη μέση μηνιαία τιμή είναι ο Οκτώβριος με τιμή ίση με 4,86 κόμβους.
- iii) Υετοί: Ο μήνας με τη μεγαλύτερη τιμή είναι ο Νοέμβριος με μέγιστο ύψος 84,7mm. Ο μήνας με τη μέση τιμή σε υετούς είναι ο Δεκέμβριος με τιμή ίση με 54,16mm (Επιχειρησιακό Πρόγραμμα Δήμου Πυλαίας – Χορτιάτη, 2016).

3.2 ΕΡΓΑΣΙΕΣ ΠΕΔΙΟΥ



Εικόνα 3.19 Το πεδίο εργασίας. Το πρανές που μελετήθηκε είναι αυτό που επισημαίνεται με βέλος ανάμεσα στις δύο αναβαθμίδες με γενική διεύθυνση πρανούς BBΔ-NNA, διεύθυνση κλίσης από 242° έως 275° και γωνία κλίσης 80°.

Το πεδίο μελέτης βρίσκεται σε ένα χώρο όπου παλιά λειτουργούσε ως λατομείο εκμετάλλευσης ασβεστόλιθου. Την αφορμή για μελέτη στο συγκεκριμένο πρανές αποτέλεσε η εμφάνιση πολλών βραχωδών τεμαχών στον πόδα του πρανούς, τα οποία πιθανώς να αποτέλεσαν προϊόντα βραχοκαταπτώσεων. Επιπρόσθετα, η κερματισμένη δομή του σχηματισμού ανά θέσεις θα μπορούσε να επιτρέψει μια τέτοια συνθήκη αστάθειας.

Αρχικά, η πρώτη ενέργεια ήταν να παρατηρήσουμε το πρανές και τα πετρώματα από τα οποία αποτελείται, ούτως ώστε να έχουμε μια καλύτερη εικόνα για τη τμηματοποίηση του σε ενότητες σύμφωνα με το σύνολο των χαρακτηριστικών τους. Με αυτό το τρόπο διαχωρίσαμε το πρανές σε 4 τεχνικογεωλογικές ενότητες, όπως φαίνεται στην **Εικόνα 3.20**.



Εικόνα 3.20 Διαχωρισμός του πρανούς σε τεχνικογεωλογικές ενότητες.

Η πρώτη τεχνικογεωλογική ενότητα αποτελείται από φυλλίτες και σταματά στην επαφή φυλλιτών – ασβεστόλιθου. Η δεύτερη ενότητα αποτελείται από ασβεστόλιθο και σταματά στο ρήγμα με διεύθυνση κλίσης 320° και κλίση 65° . Η τρίτη και η τέταρτη ενότητα αποτελούνται και αυτές από ασβεστόλιθο, αλλά με διαφορετική δομή και πιο σύνθετο σύνολο συστημάτων ασυνεχειών.

3.2.1 Μετρήσεις τεκτονικών στοιχείων

Για τη κατασκευή τεκτονικού διαγράμματος πραγματοποιούνται μετρήσεις με γεωλογική πυξίδα οι οποίες καταγράφονται σε ειδικό φύλλο αναγραφής. Οι μετρήσεις αφορούν τη γωνία κλίσης και τη διεύθυνση κλίσης της επιφάνειας της ασυνέχειας, καθώς επίσης και άλλα χαρακτηριστικά της όπως η απόσταση μεταξύ των ασυνεχειών που ανήκουν στο ίδιο σύστημα, το μήκος, το άνοιγμα της ασυνέχειας, η τραχύτητα, το υλικό πλήρωσης εφόσον υπάρχει και η αποσάθρωση της επιφάνειας. Με τη καταγραφή των συστημάτων ασυνεχειών για κάθε τεχνικογεωλογική ενότητα μπορεί να πραγματοποιηθεί κινηματική ανάλυση και να εκτιμηθούν οι δυνητικές ολισθήσεις ανάλογα με τη κλίση και τη διεύθυνση του πρανούς.

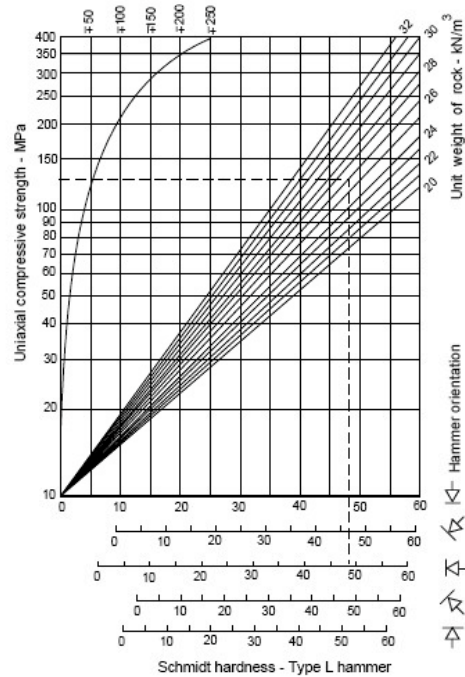


Εικόνα 3.21 Καταγραφή τεκτονικών στοιχείων με γεωλογική πυξίδα (τεχνικογεωλογική ενότητα 2).

3.2.2 Κρουσιμέτρηση με σφύρα Schmidt

Η κρουσιμέτρηση πραγματοποιείται με ειδική σφύρα που τοποθετείται κάθετα στην επιφάνεια της ασυνέχειας. Με τη μέθοδο αυτή προκύπτει ένας αριθμός R που αποτελεί τη τιμή αναπήδησης της σφύρας Schmidt. Έπειτα, ο αριθμός αυτός, σε συνάρτηση με το φαινόμενο βάρος του

πετρώματος, χρησιμοποιείται στο διάγραμμα της **Εικόνα 3.22** για να βρεθεί η τιμή της αντοχής (JCS) της ασυνέχειας του πετρώματος.



Εικόνα 3.22 Συσχέτιση τιμών αναπήδησης R με θλιπτική αντοχή επιφάνειας ασυνεχειών. (Barton, 1977)



Εικόνα 3.23 Κρουσιμέτρηση με σφύρα Schmidt (τεχνικογεωλογική ενότητα 2).

3.2.3 Προφίλ επιφάνειας ασυνέχειας

Η ποσοτικοποίηση της τραχύτητας επιτυγχάνεται με την παράλληλη τοποθέτηση ειδικού προφιλόμετρου στην επιφάνεια της ασυνέχειας. Έπειτα, το προφίλ που θα προκύψει συγκρίνεται με το τυπικό προφίλ των Barton & Choubey (1977), όπως φαίνεται στην **Εικόνα 2.9**, από το οποίο προκύπτει ο συντελεστής τραχύτητας JRC.

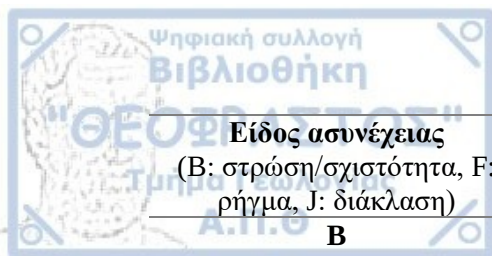


Εικόνα 3.24 Τοποθέτηση προφιλόμετρου παράλληλα με την επιφάνεια της ασυνέχειας.
(τεχνικογεωλογική ενότητα 3)

3.3 ΑΝΑΛΥΣΗ ΚΑΙ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ ΜΕ ΤΙΣ ΚΛΑΣΙΚΕΣ ΜΕΘΟΔΟΥΣ

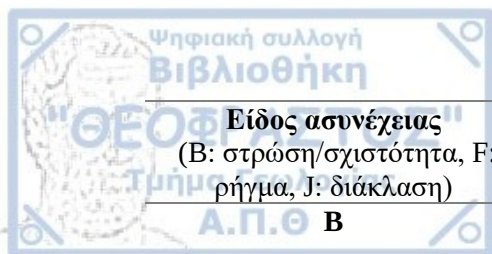
3.3.1 Δεδομένα αναγραφής ασυνεχειών

Τα τεκτονικά στοιχεία όπως προέκυψαν από τη καταγραφή με τη χρήση της γεωλογικής πυξίδας για κάθε τεχνικογεωλογική ενότητα:



Είδος ασυνέχειας (B: στρώση/σχιστότητα, F: ρήγμα, J: διάκλαση)	Κλίση (°)	Φορά βύθισης (°)
B	60	24
B	65	20
B	65	22
B	63	28
B	72	30
B	76	25
J1	45	139
J1	51	115
J1	77	128
B	59	18
B	64	12
B	60	17
J1	80	127
J1	60	103
J1	70	92
B	66	22
B	72	32
B	79	32
J1	78	116
J1	83	112

Πίνακας 6 Τεχνικογεωλογική ενότητα 1.



Είδος ασυνέχειας (B: στρώση/σχιστότητα, F: ρήγμα, J: διάκλαση)	Κλίση (°)	Φορά βύθισης (°)
B	65	144
B	64	154
J1	78	308
J1	85	328
B	65	146
J1	69	229
J2	42	25
J2	78	26
J2	81	37
J2	60	42
B	30	141
J1	68	324
J2	64	36
B	65	157
J1	81	310
J1	89	282
J1	36	270
B	70	146

Πίνακας 7 Τεχνικογεωλογική ενότητα 2.

Είδος ασυνέχειας (B: στρώση/σχιστότητα, F: ρήγμα, J: διάκλαση)	Κλίση (°)	Φορά βύθισης (°)
F	69	335
F	65	320
B	42	16
B	38	352
J1	55	40
J2	81	98
J2	66	100
J2	57	108
J3	23	62
J3	14	56
J1	58	38
J2	81	132
J2	79	104
F	87	306
J1	71	56
J3	23	74
J2	79	102
B	41	16
J1	57	48
B	40	14

Πίνακας 8 Τεχνικογεωλογική ενότητα 3.

Είδος ασυνέχειας (B: στρώση/σχιστότητα, F: ρήγμα, J: διάκλαση)	Κλίση (°)	Φορά βύθισης (°)
J1	78	210
J1	69	210
B	85	114
B	86	118
J5	64	176
J1	42	234
B	80	92
J3	81	344
J5	82	158
J3	80	352
J3	87	350
J3	82	20
B	72	98
J3	76	346
J4	71	276
J4	69	276
J4	75	279
J2	14	129
J2	27	90
J2	15	134

Πίνακας 9 Τεχνικογεωλογική ενότητα 4.



Πρανές T.E. 1	Κλίση (°)	Φορά βύθισης (°)
	80	250
T.E. 2	80	274
T.E. 3	80	261
T.E. 4	75	242

Πίνακας 10 Τεκτονικά στοιχεία των πρανών των τεχνικογεωλογικών ενοτήτων.

Στο φύλλο αναγραφής ασυνεχειών, εκτός από τον προσανατολισμό των επιφανειών, κατά την διάρκεια των μετρήσεων με τη γεωλογική πυξίδα σημειώθηκαν ορισμένα χαρακτηριστικά της ασυνέχειας. Αυτά αφορούν την απόσταση, το μήκος, το άνοιγμα, το υλικό πλήρωσης και την αποσάθρωσή της. Στον παρακάτω πίνακα φαίνονται ενδεικτικές τιμές, όπως προέκυψαν από τον μέσο όρο των μετρήσεων για κάθε σύστημα ασυνεχειών.

T.E.	ΑΣΥΝΕΧΕΙΑ	ΑΠΟΣΤΑΣΗ (m)	ΜΗΚΟΣ (m)	ΑΝΟΙΓΜΑ (mm)	ΥΛΙΚΟ ΠΛΗΡΩΣΗΣ	ΑΠΟΣΑ- ΘΡΩΣΗ
1	B	0.10	10 – 20	< 0.1	ΟΧΙ	ΜΕΤΡΙΑ
	J1	0.30	< 1	1 – 5	ΟΧΙ	ΜΕΤΡΙΑ
2	B	0.60	10 – 20	< 0.1	ΟΧΙ	ΜΕΤΡΙΑ
	J1	0.50	10 – 20	< 0.1	ΣΤΙΦΡΟ	ΜΕΤΡΙΑ
	J2	0.70	< 1	0.1 – 1	ΣΤΙΦΡΟ	ΜΕΤΡΙΑ
3	B	0.40	10 – 20	< 0.1	ΟΧΙ	ΜΕΤΡΙΑ
	J1	0.30	1 – 3	0	ΟΧΙ	ΜΕΤΡΙΑ
	J2	0.70	1 – 3	0	ΟΧΙ	ΜΙΚΡΗ
	J3	0.10	1 – 3	0	ΟΧΙ	ΜΕΤΡΙΑ
4	B	0.40	10 – 20	< 0.1	ΣΤΙΦΡΟ	ΜΕΤΡΙΑ
	J1	0.50	3 – 10	< 0.1	ΟΧΙ	ΜΕΤΡΙΑ

J2	0.80	3 – 10	0.1 – 1	ΣΤΙΦΡΟ	METPIA
J3	0.40	1 – 3	< 0.1	OXI	ENTONH
J4	0.20	10 – 20	< 0.1	OXI	METPIA
J5	0.60	3 – 10	< 0.1	OXI	ENTONH

Πίνακας 11 Χαρακτηριστικά των ασυνεχειών που καταγράφηκαν στο πεδίο εργασίας.

3.3.2 Εκτίμηση του όγκου των τεμαχών κατάπτωσης

Για τον υπολογισμό των όγκων των τεμαχών που θα αποσπαστούν από τη βραχομάζα χρησιμοποιείται η σχέση $V = S_1 + S_2 + S_3$ (Cai, Kaiser, Uno, Tasaka, & Minami, 2004) με S_1 , S_2 , S_3 οι μέσες τιμές των αποστάσεων των συστημάτων των ασυνεχειών για βραχώδες τέμαχος που καθίσταται από 3 οικογένειες ασυνεχειών. Για την εύρεση της μέσης τιμής του όγκου των τεμαχών της τεχνικογεωλογικής ενότητας 2, σύμφωνα με τον **Πίνακας 11**, θα ισχύει $V_2 = 0.60 \times 0.50 \times 0.70 = 0.21 \text{ m}^3$. Για την 3^η ενότητα, η οποία αποτελείται από περισσότερα συστήματα ασυνεχειών, θα χρησιμοποιηθούν οι αποστάσεις με τις μεγαλύτερες τιμές, προκειμένου να βρεθούν οι πιο δυσμενείς συνθήκες. Επομένως, θα ισχύει $V_3 = 0.70 \times 0.40 \times 0.30 = 0.08 \text{ m}^3$. Παρομοίως, για την 4^η τεχνικογεωλογική ενότητα θα ισχύει $V_4 = 0.80 \times 0.60 \times 0.50 = 0.24 \text{ m}^3$. Οι όγκοι που υπολογίστηκαν αποτελούν ενδεικτικές τιμές των τεμαχών κατάπτωσης κάθε βραχομάζας, σύμφωνα με τις μέσες τιμές των αποστάσεων των ασυνεχειών και είναι πιθανό να εμφανιστούν βραχοκαταπτώσεις με μεγαλύτερα τεμάχια, καθώς ανά θέσεις διαφοροποιείται η απόσταση μεταξύ των ασυνεχειών του ίδιου συστήματος.

3.3.3 Υπολογισμός της γωνίας τριβής του πρανούς

Χρησιμοποιώντας τα δεδομένα από τις κρουσιμετρήσεις και το προφίλ της τραχύτητας, υπολογίστηκε η γωνία τριβής ϕ για κάθε ενότητα με τη βοήθεια του διαγράμματος της **Εικόνας 3.22** και της σχέσης $\phi = \phi_b + i$ με ϕ_b : βασική γωνία τριβής του πετρώματος και $i = JRC \log \frac{JCS}{\sigma_n}$ (Barton & Choubey, 1977). Επισημαίνεται πως η κρουσιμέτρηση στους φυλλίτες δεν είναι αρκετά αξιόπιστη, λόγω της έντονης σχιστότητας του σχηματισμού. Το ύψος του πρανούς είναι 20m

περίπου για όλες τις τεχνικογεωλογικές ενότητες. Η βασική γωνία τριβής και το φαινόμενο βάρος των σχηματισμών βρέθηκαν από βιβλιογραφική έρευνα. Στον παρακάτω πίνακα φαίνονται συγκεντρωτικά τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν για την εύρεση της γωνίας ϕ των τεχνικογεωλογικών ενότητων.

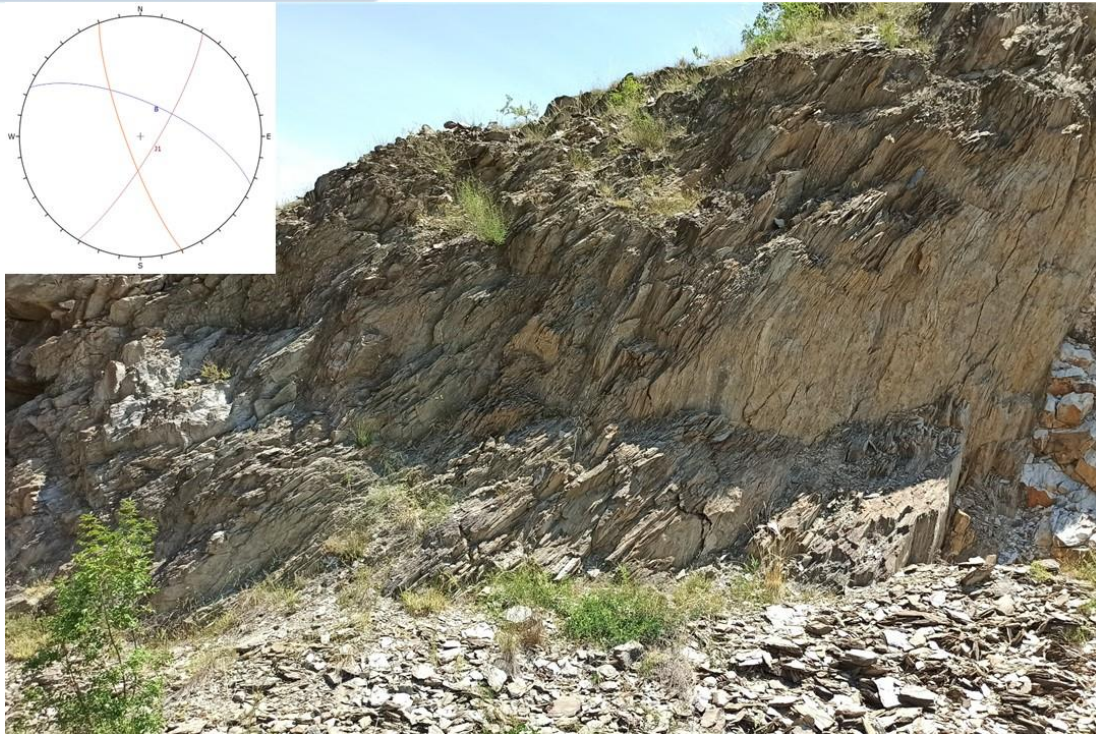
T.E.	γ (kN/m ³)	JRC (M.O.)	R (M.O. Σφύρα Shmidt)	JCS (MPa)	σ_n (kN/m ³)	i	ϕ_b (°)	ϕ (°)
1	26.7	7	30	65±20	534	14.6	25	39.6
2	25	7	44	105±40	500	16.3	27	43.3
3	25	6	44	105±40	500	13.9	27	40.9
4	25	6	42	95±35	500	13.7	27	40.7

Πίνακας 12 Χαρακτηριστικά των τεχνικογεωλογικών ενότητων.

3.3.4 Στερεογραφική προβολή επιφανειών

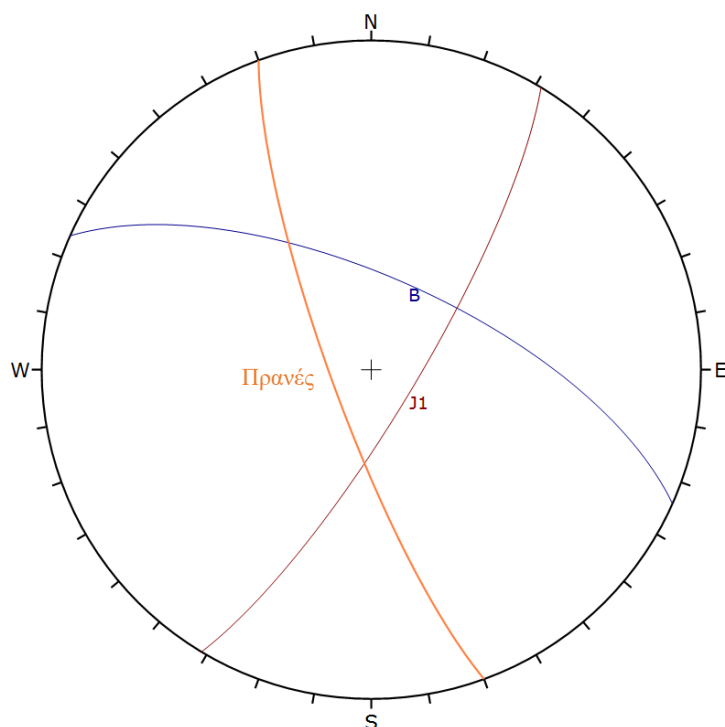
Με τα τεκτονικά στοιχεία που προέκυψαν από τις μετρήσεις με την γεωλογική πυξίδα, εφαρμόζεται η στερεογραφική απεικόνιση των επιφανειών των ασυνεχειών κάθε τεχνικογεωλογικής ενότητας. Στα τεκτονικά διαγράμματα εμφανίζονται τα κύρια συστήματα ασυνεχειών που συνιστούν μια μέση τιμή των επιφανειών με παρόμοια γωνία κλίσης και φορά βύθισης. Η απεικόνιση των τεκτονικών διαγραμμάτων πραγματοποιήθηκε με τη χρήση του λογισμικού Dips της Rocscience.

3.3.4.1 Τεχνικογεωλογική ενότητα 1



Εικόνα 3.25 Πρανές τεχνικογεωλογικής ενότητας 1.

Η πρώτη τεχνικογεωλογική ενότητα αποτελείται από φυλλίτες χωρίς πολλά συστήματα ασυνεχειών. Με τη γεωλογική πυξίδα καταγράψαμε 20 τεκτονικά στοιχεία ασυνεχειών με τα χαρακτηριστικά τους (εμμόνη, τραχύτητα, άνοιγμα, μήκος, αποσάθρωση) για τη συγκεκριμένη ενότητα. Αφού εισάχθηκαν τα δεδομένα αναγραφής στο Dips και δημιουργήθηκε το τεκτονικό διάγραμμα, εμφανίστηκαν δύο κύριες συγκεντρώσεις πόλων, από τα οποία προκύπτουν τα συστήματα ασυνεχειών B (σχιστότητα): $67^{\circ}/024^{\circ}$ και J1 (διάκλαση): $79^{\circ}/121^{\circ}$. Επομένως, η βραχομάζα θα έχει ανισότροπη συμπεριφορά και η αστοχία θα επέλθει σύμφωνα με την αντοχή και το προσανατολισμό των ασυνεχειών. Το πρανές έχει γωνία κλίσης 80° και διεύθυνση κλίσης 250° . Όπως προαναφέρθηκε, η γωνία τριβής υπολογίστηκε από τη σχέση $\phi = \phi_b + i$ με ϕ_b : βασική γωνία τριβής του πετρώματος και $i = JRC \log \frac{JCS}{\sigma_n}$, δίνοντας τιμή $\phi = 39^{\circ}$.



Εικόνα 3.26 T.E.1: Πρανές: $80^\circ/250^\circ$, B: $67^\circ/024^\circ$, J1: $79^\circ/121^\circ$. (χρήση Dips)



Εικόνα 3.27 Τεχνικογεωλογική ενότητα 1: Φυλλίτες (α)



Εικόνα 3.28 Τεχνικογεωλογική ενότητα 1: Φυλλίτες (β).



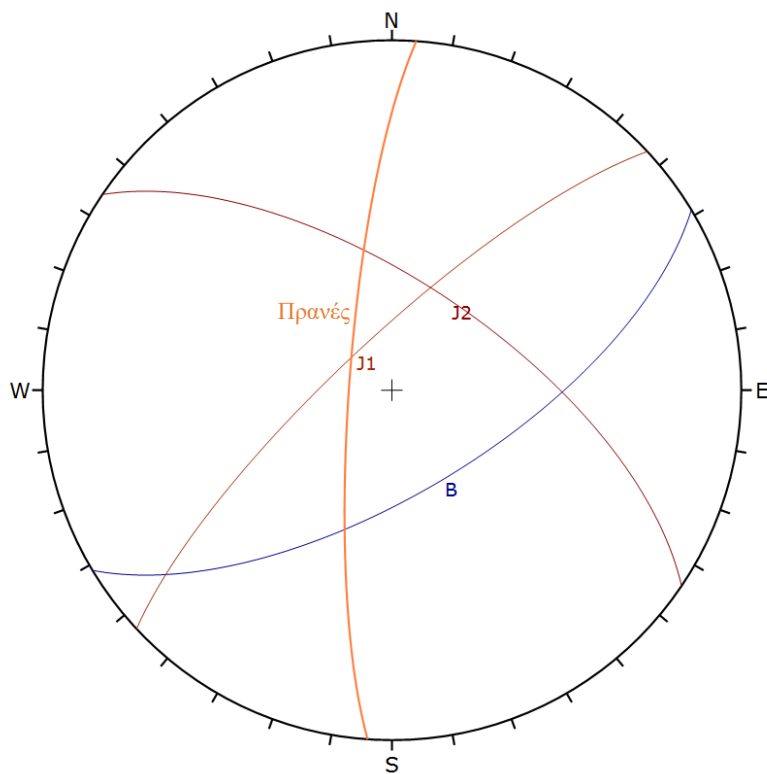
Εικόνα 3.29 Τεχνικογεωλογική ενότητα 1: Τα τεμάχια που βρέθηκαν στον πόδα του πρανούς.

3.3.4.2 Τεχνικογεωλογική ενότητα 2



Εικόνα 3.30 Πρανές τεχνικογεωλογικής ενότητας 2.

Η 2^η ενότητα αποτελείται από ασβεστόλιθο και είναι διακριτό το σημείο από το οποίο αρχίζει καθώς αποτελεί την επαφή φυλλιτών – ασβεστόλιθου. Το πρανές έχει κλίση 80° και φορά βύθισης 274° με συνολικό ύψος 20 m. Η δομή του φαίνεται ελαφρώς πιο πολύπλοκη από αυτή της 1^{ης} ενότητας, γεγονός που επιβεβαιώθηκε με την καταγραφή των τεκτονικών στοιχείων των ασυνεχειών, καθώς βρέθηκαν 3 κύρια συστήματα. Επομένως, και η δεύτερη ενότητα θα έχει ανισότροπη συμπεριφορά και πιθανή ολίσθηση θα οφείλεται στα χαρακτηριστικά των ασυνεχειών της και στη γεωμετρία τους σε σχέση με αυτή του πρανούς. Με την εισαγωγή των τεκτονικών στοιχείων στο Dips, δημιουργήθηκε το τεκτονικό διάγραμμα και εμφανίστηκαν 3 επικρατέστεροι πόλοι. Με την ομαδοποίηση αυτών βρέθηκε ο προσανατολισμός των επιφανειών των συστημάτων ως εξής: B: $66^\circ/149^\circ$, J1: $78^\circ/317^\circ$, J2: $65^\circ/034^\circ$. Η γωνία τριβής για την συγκεκριμένη βραχομάζα υπολογίστηκε 43° .



Εικόνα 3.31 T.E. 2: Πρανές: $80^{\circ}/274^{\circ}$, B: $66^{\circ}/149^{\circ}$, J1: $78^{\circ}/317^{\circ}$, J2: $65^{\circ}/034^{\circ}$. (χρήση Dips)



Εικόνα 3.32 Τεχνικογεωλογική ενότητα 2: Ασβεστόλιθος (α).

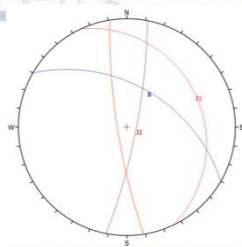


Εικόνα 3.33 Τεχνικογεωλογική ενότητα 2: Ασβεστόλιθος (β).



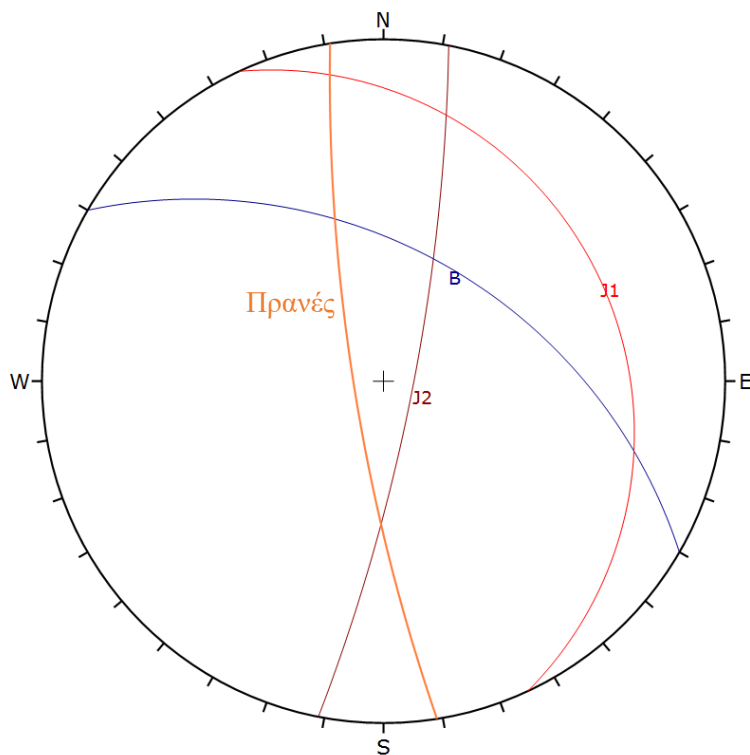
Εικόνα 3.34 Τεχνικογεωλογική ενότητα 2: Τα τεμάχια που βρέθηκαν στο πόδα του πρανούς.

3.3.4.3 Τεχνικογεωλογική ενότητα 3



Εικόνα 3.35 Πρανές τεχνικογεωλογικής ενότητας 3.

Το όριο μεταξύ 2^{ης} και 3^{ης} ενότητας αποτελεί ρήγμα με φορά βύθισης 320° και γωνία κλίσης 65°. Το πρανές έχει ύψος περίπου 20 m. με γωνία κλίσης 80° και διεύθυνση 261°. Με την γεωλογική πυξίδα μετρήθηκαν συνολικά 20 τεκτονικά στοιχεία. Με χρήση του Dips και τη προβολή των πόλων στο τεκτονικό διάγραμμα, προέκυψαν οι οικογένειες ασυνεχειών με τα εξής γεωμετρικά χαρακτηριστικά: B: 48°/030°, J1: 20°/065°, J2: 80°/101°. Επομένως, όπως και στις προηγούμενες ενότητες, η βραχομάζα θα έχει ανισότροπη συμπεριφορά με δυνητικές ολισθήσεις να οφείλονται στα χαρακτηριστικά των ασυνεχειών της. Η γωνία τριβής υπολογίσθηκε 40°.



Εικόνα 3.36 Τ.Ε. 3: Πρανές: $80^{\circ}/261^{\circ}$, B: $48^{\circ}/030^{\circ}$, J1: $20^{\circ}/065^{\circ}$, J2: $80^{\circ}/101^{\circ}$. (χρήση Dips)



Εικόνα 3.37 Η επιφάνεια του ρήγματος F: $65^{\circ}/320^{\circ}$.

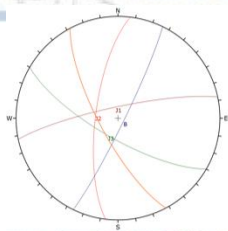


Εικόνα 3.38 Τεχνικογεωλογική ενότητα 3: Ασβεστόλιθος.



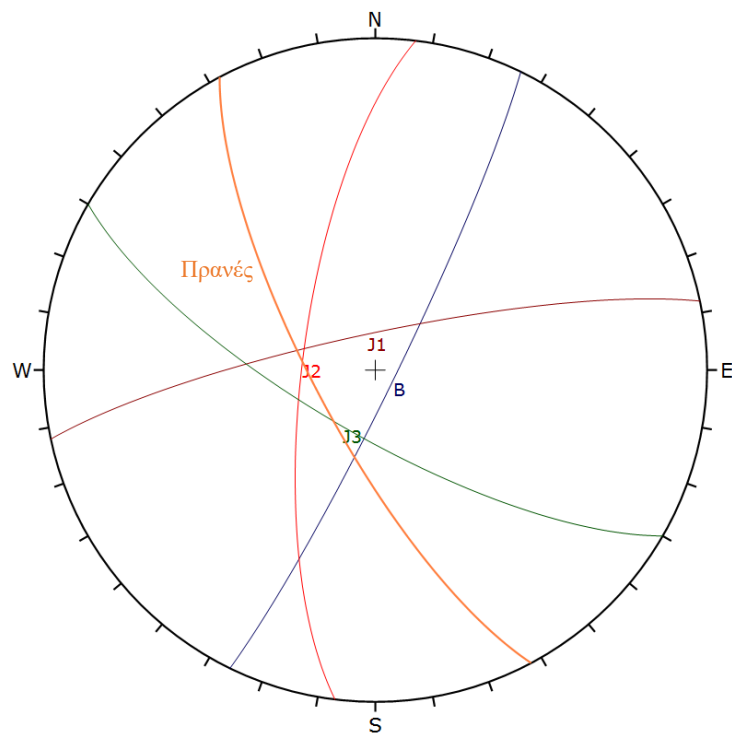
Εικόνα 3.39 Τεχνικογεωλογική ενότητα 3: Τα τεμάχια που βρέθηκαν στο πόδα του πρανούς.

3.3.4.4 Τεχνικογεωλογική ενότητα 4



Εικόνα 3.40 Πρανές τεχνικογεωλογικής ενότητας 4.

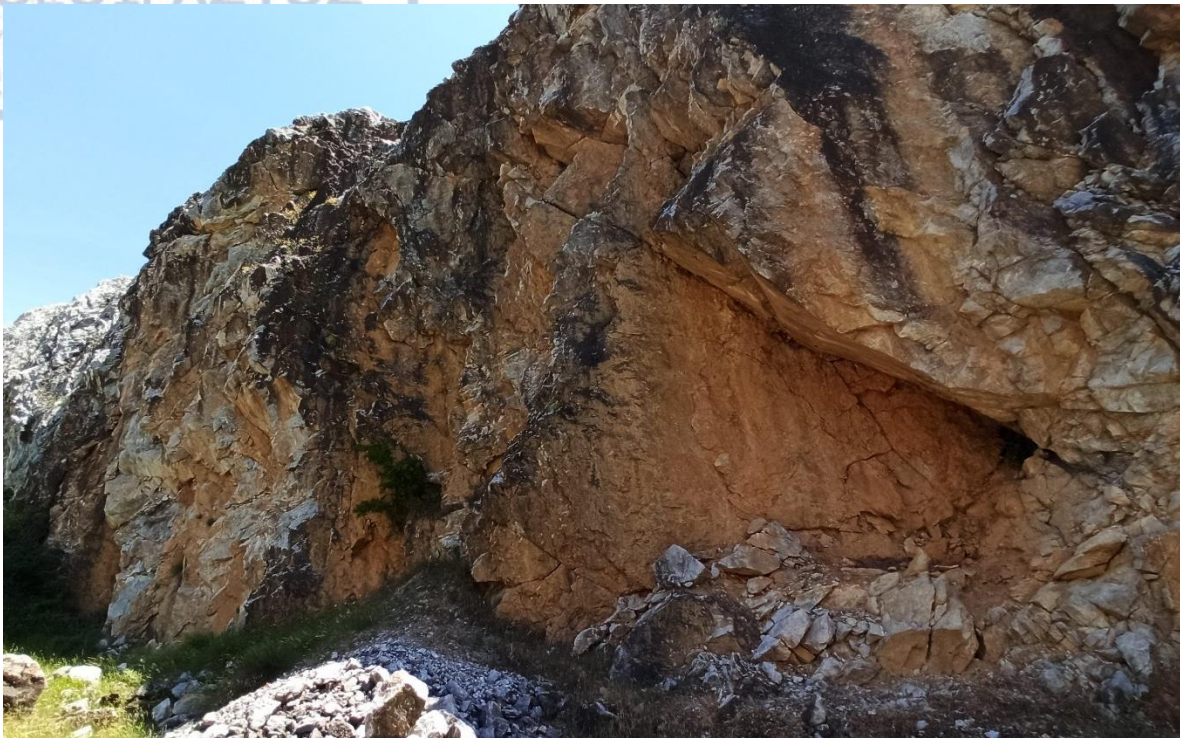
Η 4^η και τελευταία τεχνικογεωλογική ενότητα αποτελείται από ασβεστόλιθο με αρκετά κερματισμένη δομή. Το πρανές έχει ύψος περίπου 20 m. με γωνία κλίσης 75° και φορά βύθισης 242° . Είναι κατανοητό πως η 4^η ενότητα έχει πιο πολύπλοκη δομή από τις προηγούμενες και η βραχομάζα θα έχει ανισότροπη συμπεριφορά, πραγματοποιώντας θραύση και ολίσθηση στις επιφάνειες των ασυνεχειών της. Χρησιμοποιώντας το Dips, εισάχθηκαν τα δεδομένα των τεκτονικών στοιχείων και δημιουργήθηκε το τεκτονικό διάγραμμα με τις συγκεντρώσεις των πόλων. Ομαδοποιώντας τις κύριες συγκεντρώσεις διατυπώθηκαν οι επιφάνειες των κύριων συστημάτων ως εξής: B: $85^\circ/116^\circ$, J1: $81^\circ/348^\circ$, J2: $72^\circ/277^\circ$, J3: $74^\circ/210^\circ$. Η γωνία τριβής του πρανούς υπολογίστηκε 40° .



Εικόνα 3.41 Τ.Ε. 4: Πρανές: $75^{\circ}/242^{\circ}$, B: $85^{\circ}/116^{\circ}$, J1: $81^{\circ}/348^{\circ}$, J2: $72^{\circ}/277^{\circ}$, J3: $74^{\circ}/210^{\circ}$. (χρήση Dips)



Εικόνα 3.42 Τεχνικογεωλογική ενότητα 4: Ασβεστόλιθος (α).



Εικόνα 3.43 Τεχνικογεωλογική ενότητα 4: Ασβεστόλιθος (β).



Εικόνα 3.44 Τεχνικογεωλογική ενότητα 4: Ασβεστόλιθος (γ).



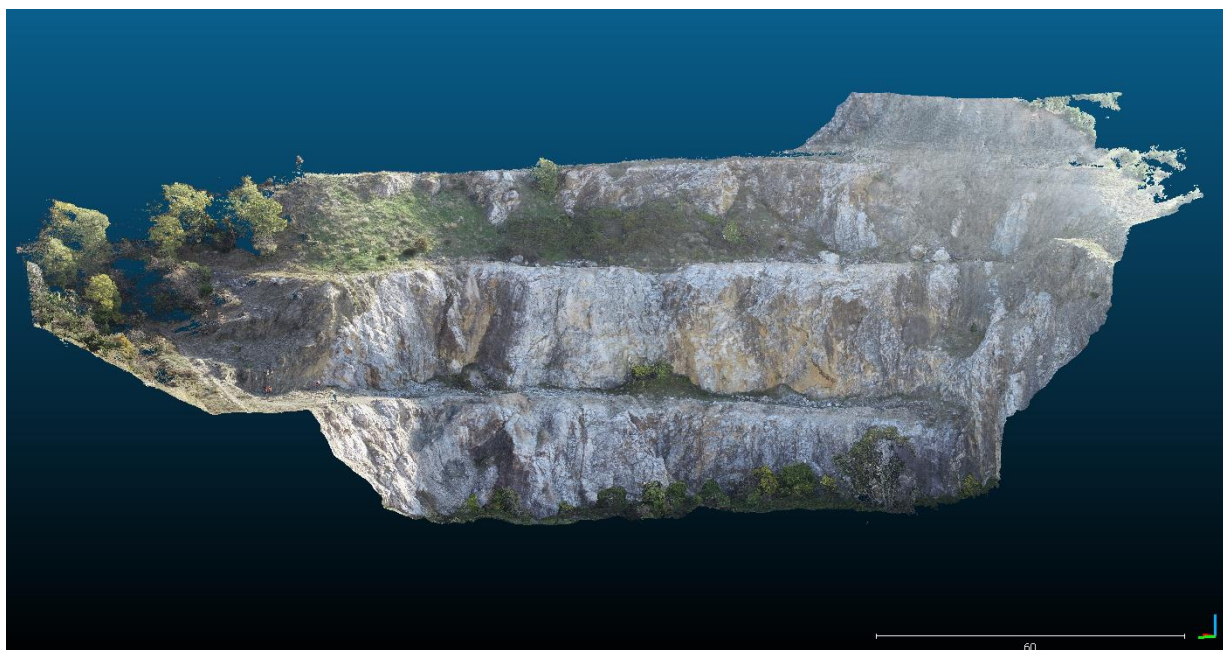
Εικόνα 3.45 Τεχνικογεωλογική ενότητα 4: Ασβεστόλιθος (δ).



Εικόνα 3.46 Τεχνικογεωλογική ενότητα 4: Τα τεμάχια που βρέθηκαν στο πόδα του πρανούς.

3.4 ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΣΥΓΧΡΟΝΩΝ ΤΕΧΝΟΛΟΓΙΩΝ

Για την παρούσα διπλωματική εργασία χρησιμοποιήθηκε ένα νέφος σημείων (point cloud), το οποίο δημιουργήθηκε από τη συνένωση αεροφωτογραφιών που λήφθηκαν με τη χρήση UAV - ΣμηΕΑ (Συστήματα μη Επανδρωμένων Αεροσκαφών) στη περιοχή μελέτης. Από την συνένωση δημιουργήθηκε ένα τρισδιάστατο νέφος 14.731.220 σημείων με χωρικά (XYZ) και χρωματικά (RGB) δεδομένα, όπως φαίνεται στην **Εικόνα 3.47**, το οποίο υποβλήθηκε σε επεξεργασία στο περιβάλλον εργασίας του λογισμικού CloudCompare. Σε αυτό, απεικονίζεται το ευρύτερο πεδίο εργασίας μαζί με το πρανές που μελετήθηκε με τις κλασικές μεθόδους. Σκοπός της εφαρμογής των σύγχρονων τεχνολογιών είναι να πραγματοποιηθεί μια ανάλυση δεδομένων για να βρεθούν τα τεκτονικά στοιχεία των ασυνεχειών των τεχνικογεωλογικών ενοτήτων, όπως αυτά καταγράφηκαν από τη σάρωση του drone, προκειμένου να γίνει μια συσχέτιση μεταξύ κλασικών και σύγχρονων μεθόδων.

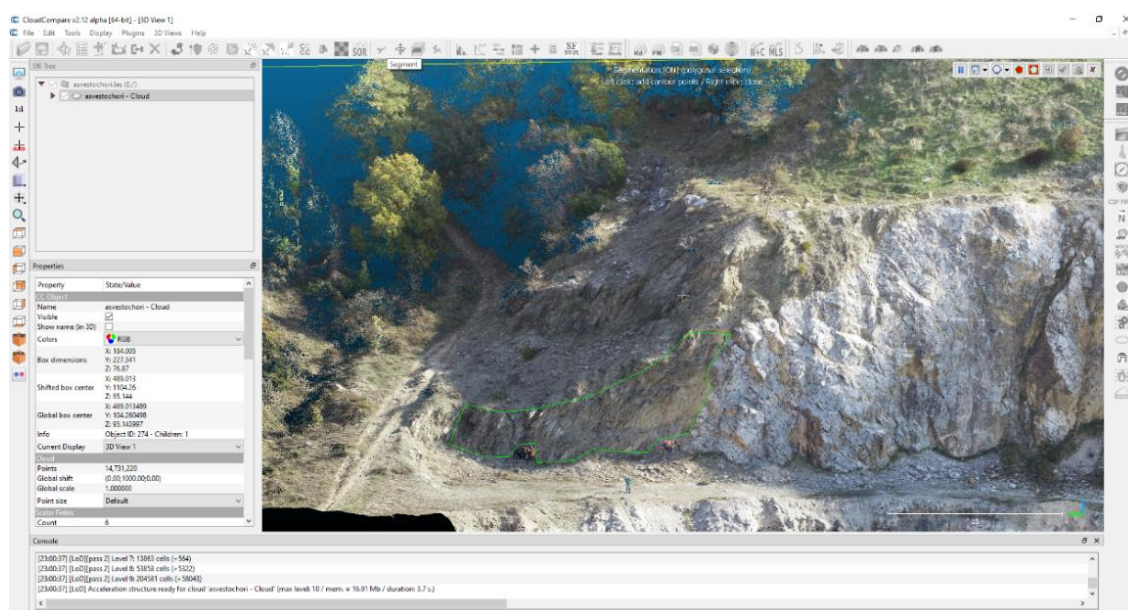


Εικόνα 3.47 Το τρισδιάστατο νέφος σημείων που απεικονίζει το πεδίο εργασίας. (χρήση CloudCompare)

3.5 ΑΝΑΛΥΣΗ ΚΑΙ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ UAV

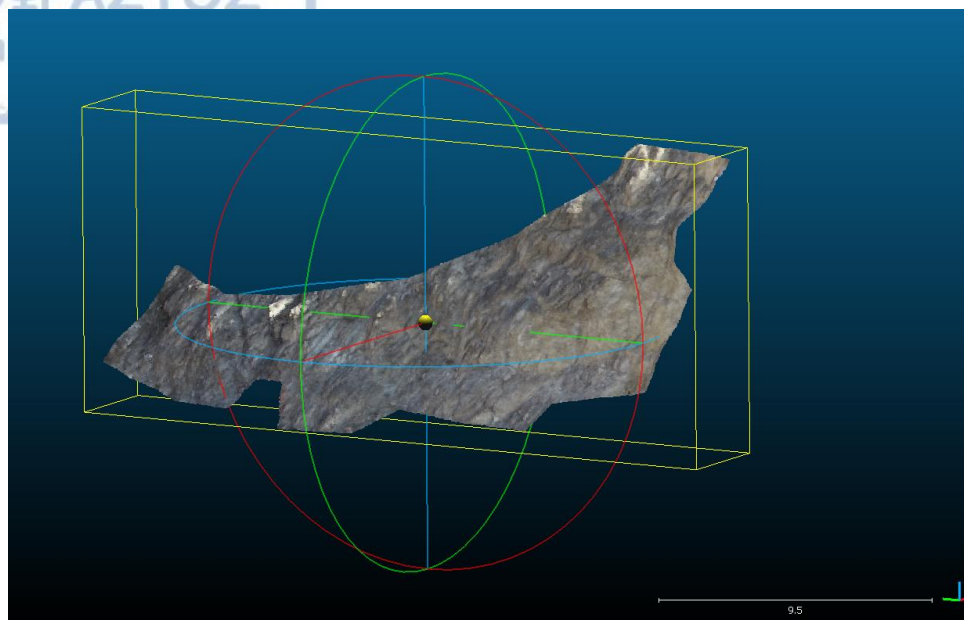
3.5.1 Δημιουργία νεφών σημείων των τεχνικογεωλογικών ενοτήτων

Αρχικά, στο περιβάλλον του CloudCompare αφού εισάχθηκε το 3D νέφος σημείων, περικόψαμε με την εντολή segment προκειμένου να κρατήσουμε τα τμήματα που θέλουμε να επεξεργαστούμε, δηλαδή τις 4 τεχνικογεωλογικές ενότητες του πρανούς.

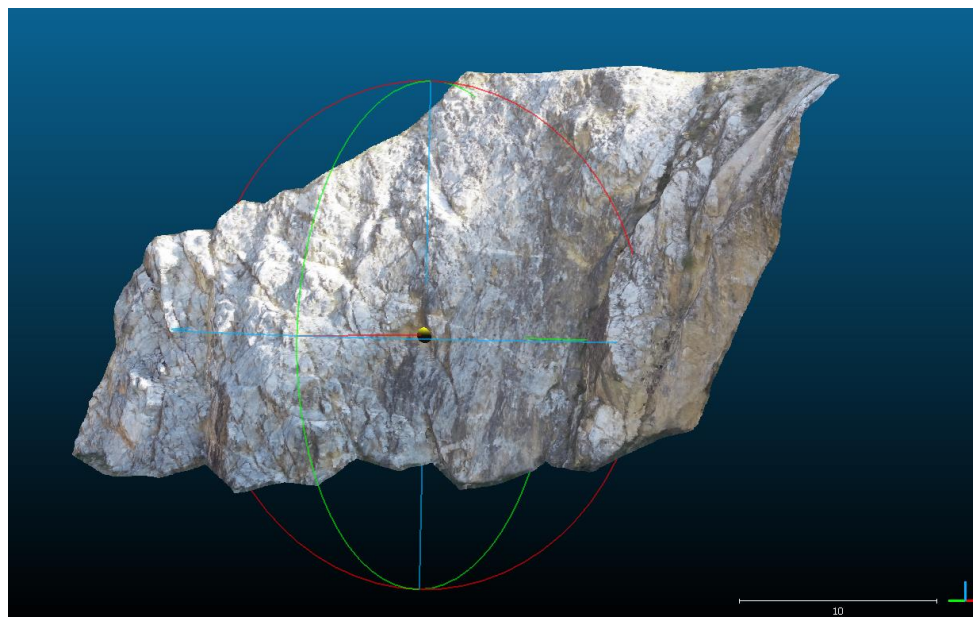


Εικόνα 3.48 Περικοπή τρισδιάστατου νέφους σημείων της τεχνικογεωλογικής ενότητας 1. (χρήση CloudCompare)

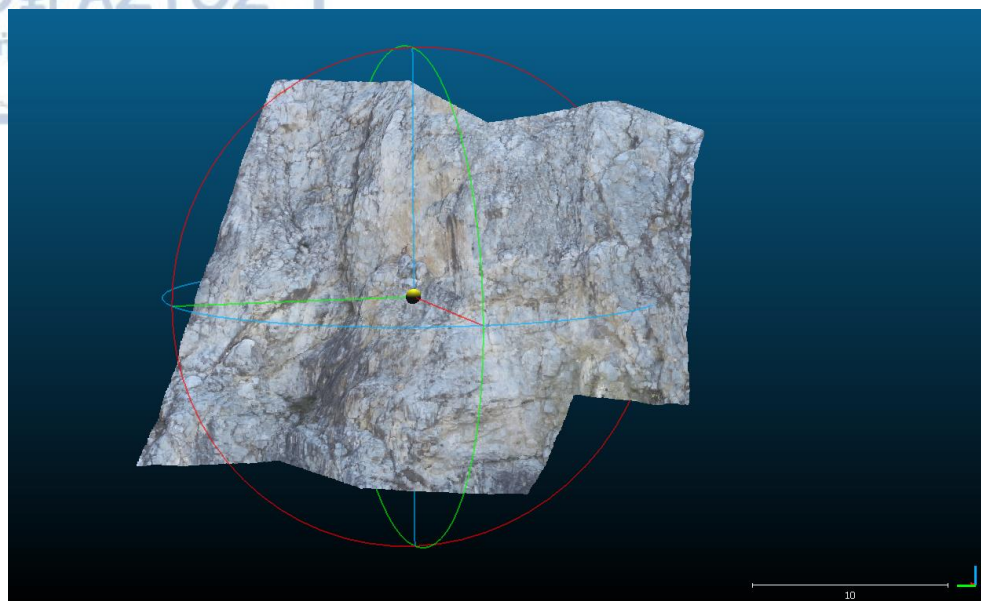
Με το τρόπο αυτό δημιουργήσαμε τα 4 νέα νέφη των τεχνικογεωλογικών ενοτήτων με Τ.Ε. 1: 84.849 σημεία, Τ.Ε. 2: 511.834 σημεία, Τ.Ε. 3: 284.785 σημεία και Τ.Ε. 4: 508.892 σημεία, όπως φαίνονται στις παρακάτω εικόνες:



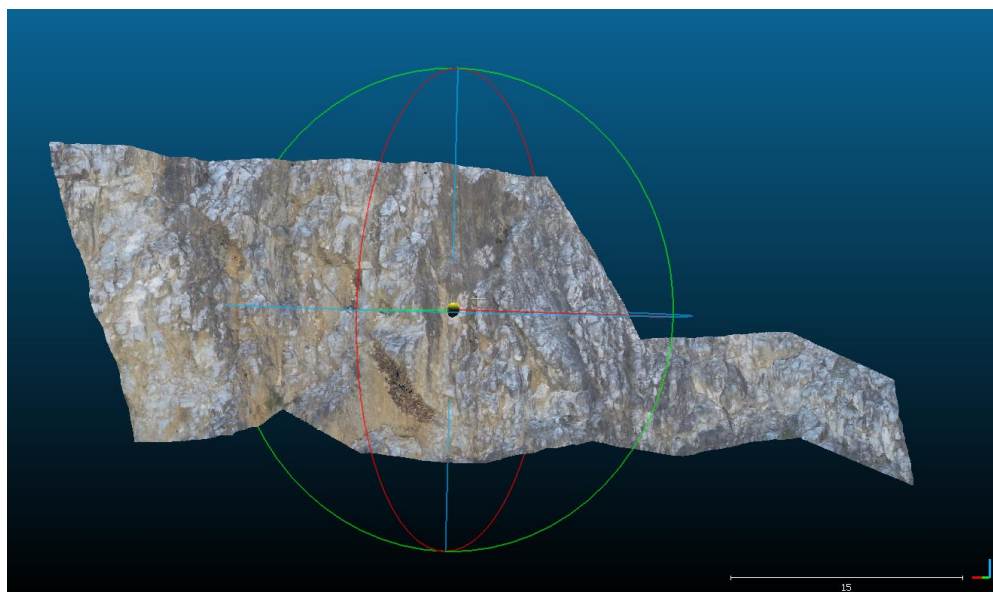
Εικόνα 3.49 Τρισδιάστατο νέφος σημείων της τεχνικογεωλογικής ενότητας 1. (χρήση CloudCompare)



Εικόνα 3.50 Τρισδιάστατο νέφος σημείων της τεχνικογεωλογικής ενότητας 2. (χρήση CloudCompare)



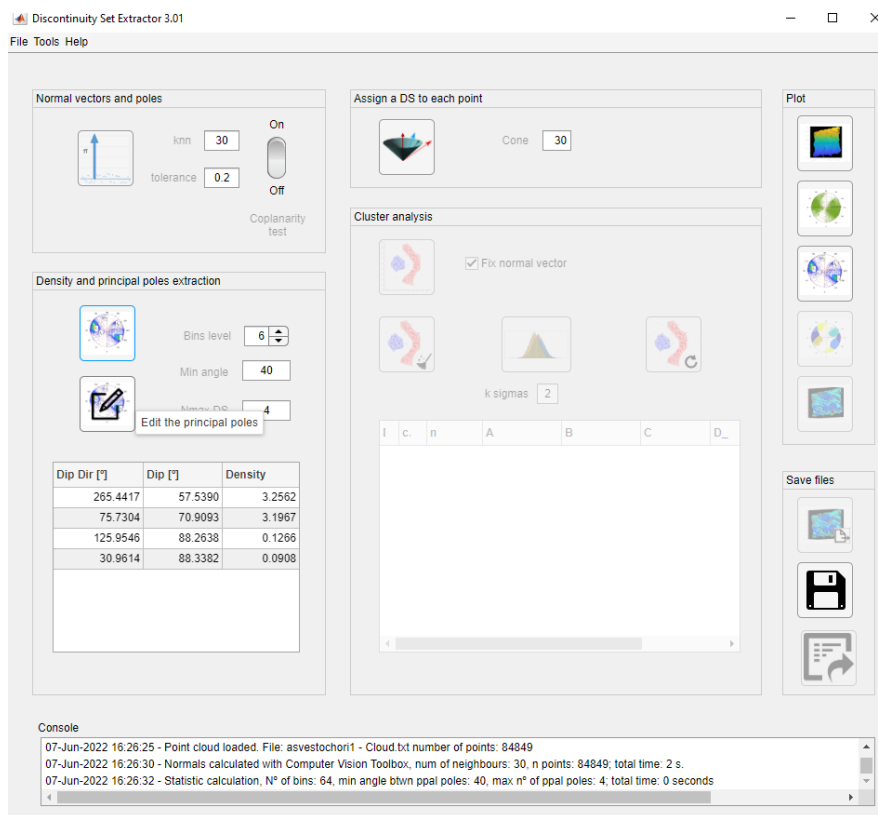
Εικόνα 3.51 Τρισδιάστατο νέφος σημείων της τεχνικογεωλογικής ενότητας 3. (χρήση CloudCompare)



Εικόνα 3.52 Τρισδιάστατο νέφος σημείων της τεχνικογεωλογικής ενότητας 4. (χρήση CloudCompare)

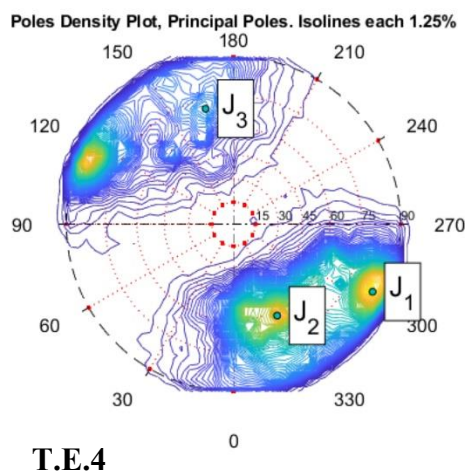
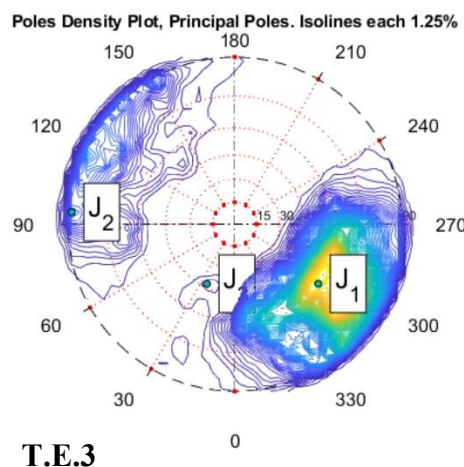
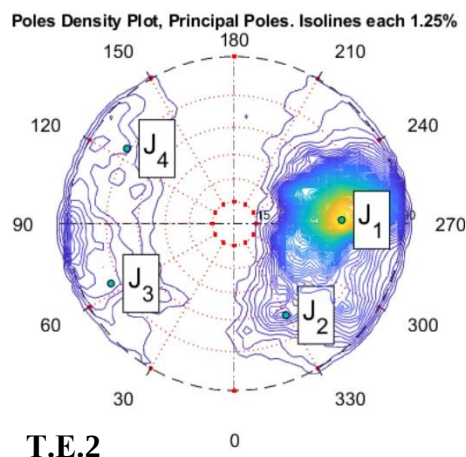
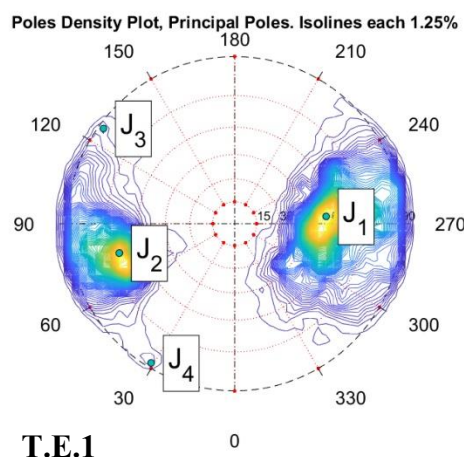
3.5.2 Εύρεση των συστημάτων ασυνεχειών με τη χρήση DSE

Επόμενο βήμα αποτελεί η χρήση του λογισμικού DSE (Discontinuity Set Extractor), το οποίο είναι ένα πρόγραμμα που δέχεται δεδομένα τρισδιάστατων νεφών σημείων και εμφανίζει τα συστήματα ασυνεχειών των βραχωδών μαζών (Riquelme, Abellán, Tomás, & Jaboyedoff, 2014). Αρχικά, εισάγουμε το αρχείο (μορφής .txt) με την 1^η ενότητα και επιλέγουμε την εντολή υπολογισμού των πόλων. Αφού καταγραφούν, επιλέγουμε την εντολή υπολογισμού της πυκνότητας των πόλων και την εξαγωγή τους, ώστε να εμφανιστούν η κλίση και η φορά βύθισης των συστημάτων ασυνεχειών, όπως φαίνεται στην **Εικόνα 3.53**.



Εικόνα 3.53 Υπολογισμός της πυκνότητας των πόλων (T.E. 1). (χρήση DSE)

Αφού υπολογισθούν τα συστήματα ασυνεχειών, προβάλλονται σε τεκτονικά διαγράμματα εμφανίζοντας την πυκνότητα του κάθε συστήματος, όπως φαίνεται στην **Εικόνα 3.54**. Στις T.E. 3 και T.E. 4 θα χρησιμοποιηθούν 3 συστήματα ασυνεχειών, καθώς τα υπόλοιπα σετ εμφάνιζαν πολύ μικρή συγκέντρωση.

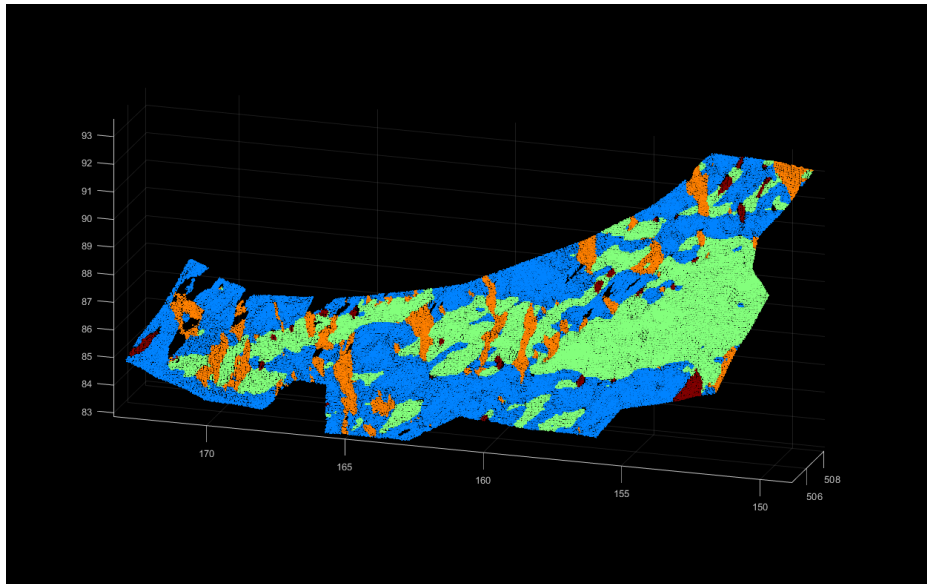


Εικόνα 3.54 Τεκτονικά διαγράμματα απεικόνισης των συστημάτων ασυνεχειών και των πυκνοτήτων τους. (χρήση DSE)

T.E. 1	T.E. 2	T.E. 3	T.E. 4
DS1: 57°/265°	DS1: 65°/268°	DS1: 63°/305°	DS1: 85°/295°
DS2: 70°/075°	DS2: 64°/330°	DS2: 88°/094°	DS2: 62°/334°
DS3: 88°/125°	DS3: 78°/064°	DS3: 42°/025°	DS3: 70°/166°
DS4: 88°/030°	DS4: 76°/124°		

Πίνακας 13 Τα συστήματα ασυνεχειών που προέκυψαν από την εφαρμογή του DSE.

Στη συνέχεια, επιλέγουμε την εντολή του ορισμού ενός σκετ ασυνέχειας σε κάθε σημείο που καταγράφηκε. Με το τρόπο αυτό μπορούμε να δημιουργήσουμε τις επιφάνειες των κύριων συστημάτων ασυνεχειών και να τα προβάλουμε σε τρισδιάστατο νέφος σημείων με χρωματική κατανομή, όπως φαίνεται στην **Εικόνα 3.55**. Έπειτα, αποθηκεύουμε το αρχείο (μορφής .txt) και το εισάγουμε στο CloudCompare.

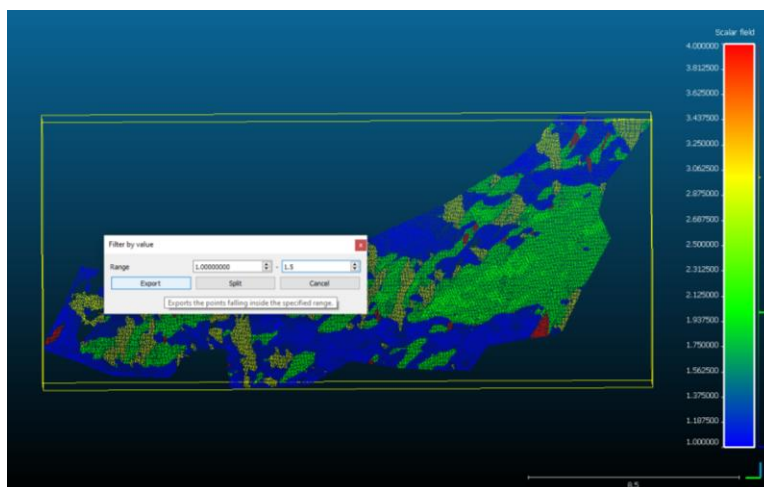


Εικόνα 3.55 3D νέφος σημείων T.E. 1 απεικονίζοντας κάθε σύστημα ασυνέχειας με διαφορετικό χρώμα. (χρήση DSE)

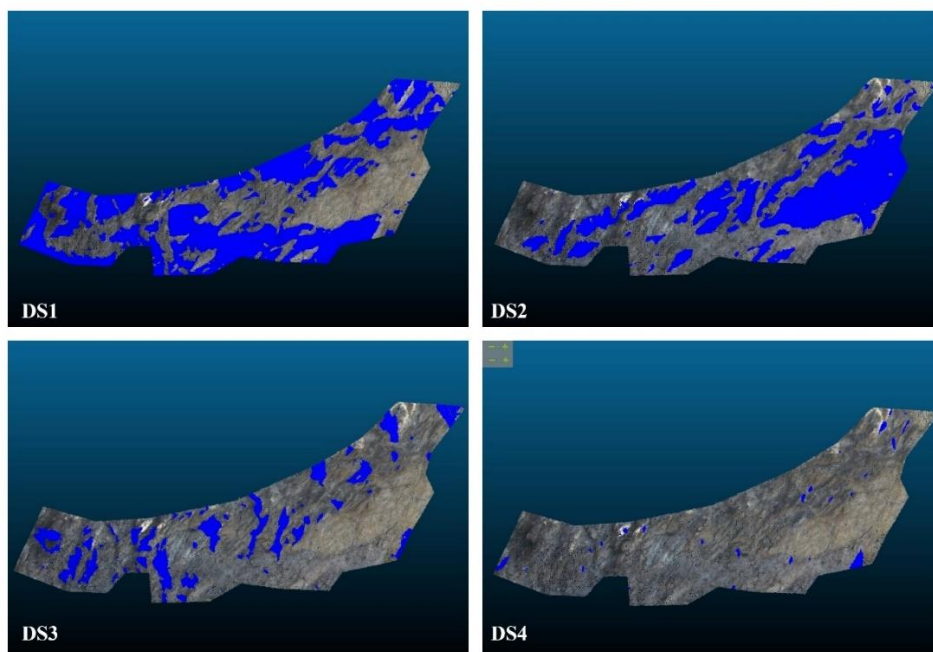
3.5.3 Δημιουργία νέφους με επιφάνειες του ίδιου συστήματος ασυνεχειών

Αφού εισάγουμε το χρωματικά κατανομημένο νέφος στο CloudCompare και εμφανίσουμε τη κλίμακα κατανομής των ασυνεχειών, επιλέγουμε την εντολή εφαρμογή σημείων ανά τιμή (filter points by value) με σκοπό να δημιουργήσουμε νέα νέφη τα οποία θα αποτελούνται από σημεία που ανήκουν στο ίδιο σύστημα ασυνεχειών. Για τη πρώτη οικογένεια ασυνεχειών εφαρμόζουμε τιμές εύρους 1 έως 1.5 και πατάμε εξαγωγή. Αμέσως βλέπουμε ότι δημιουργείται ένα νέο αρχείο που αποτελείται από τις επιφάνειες που ανήκουν σε αυτό το εύρος, δηλαδή στο ίδιο σύστημα ασυνεχειών. Αποθηκεύουμε την πρώτη οικογένεια ασυνεχειών και συνεχίζουμε με την 2^η όπου το εύρος της θα είναι 1.5 έως 2.5, σύμφωνα με τη χρωματική κλίμακα. Με τον ίδιο τρόπο

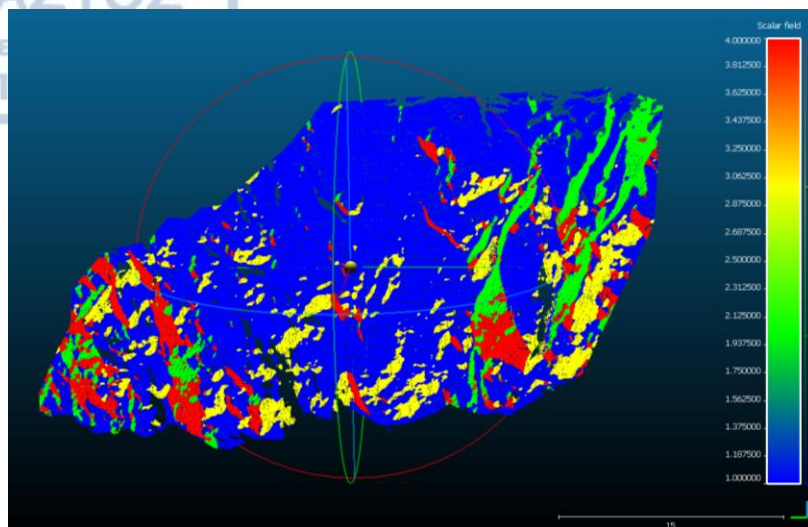
εξάγονται και τα υπόλοιπα συστήματα ασυνεχειών. Αφού δημιουργήσουμε όλα τα συστήματα, μπορούμε να τα προβάλλουμε πάνω στο αρχικό νέφος της τεχνικογεωλογικής ενότητας που δημιουργήσαμε με περικοπή, προκειμένου να δούμε την εφαρμογή των επιφανειών και τον προσανατολισμό τους στο πρηνές.



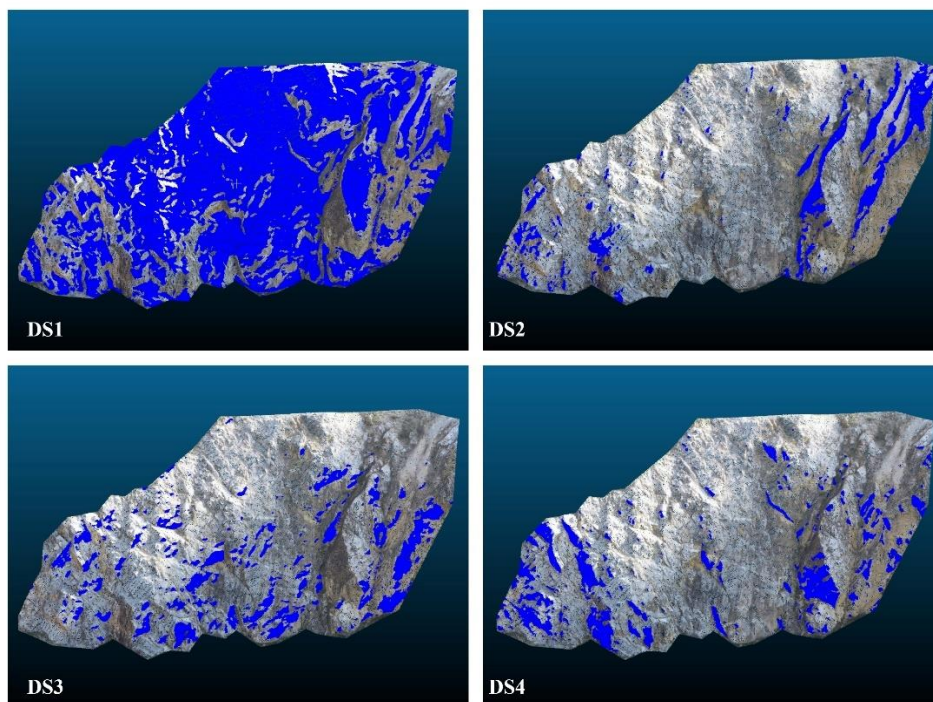
Εικόνα 3.56 Δημιουργία νέου νέφους με βάση την εξαγωγή σημείων που βρίσκονται στο εύρος 1 – 1.5, τα οποία ανήκουν στο ίδιο σύστημα ασυνεχειών (T.E. 1).(χρήση CloudCompare)



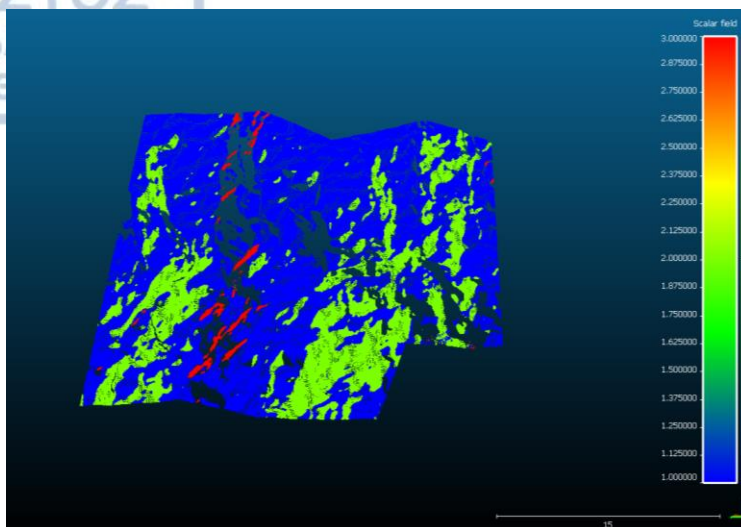
Εικόνα 3.57 Οι επιφάνειες (μπλε χρώμα) της T.E. 1 που ανήκουν στο ίδιο σύστημα ασυνεχειών. (χρήση CloudCompare)



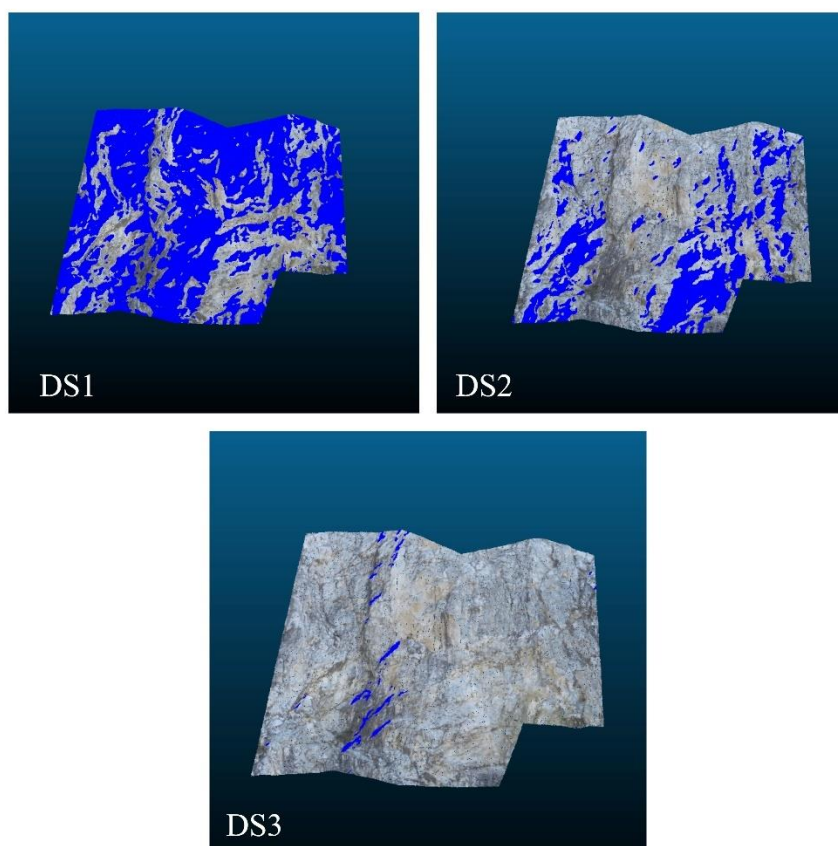
Εικόνα 3.58 3D νέφος σημείων T.E. 2 με κλίμακα χρωματικής απεικόνισης των συστημάτων ασυνεχειών. (χρήση CloudCompare)



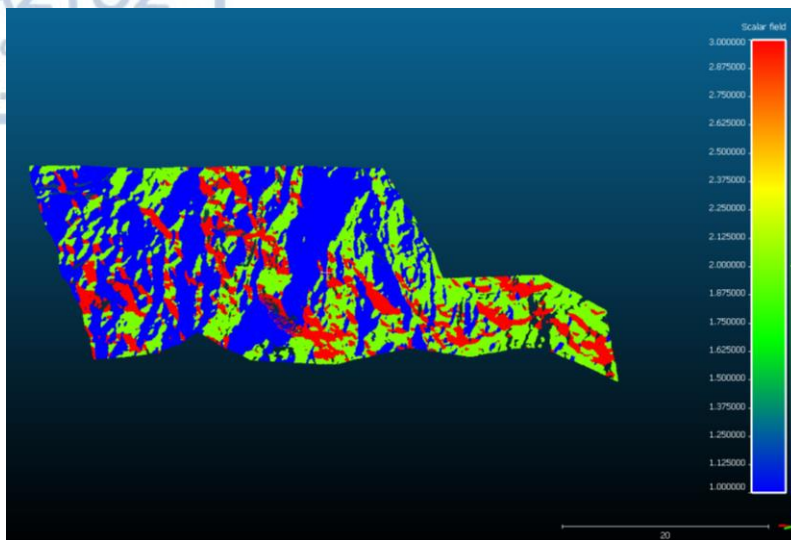
Εικόνα 3.59 Οι επιφάνειες της T.E. 2 που ανήκουν στο ίδιο σύστημα ασυνεχειών. (χρήση CloudCompare)



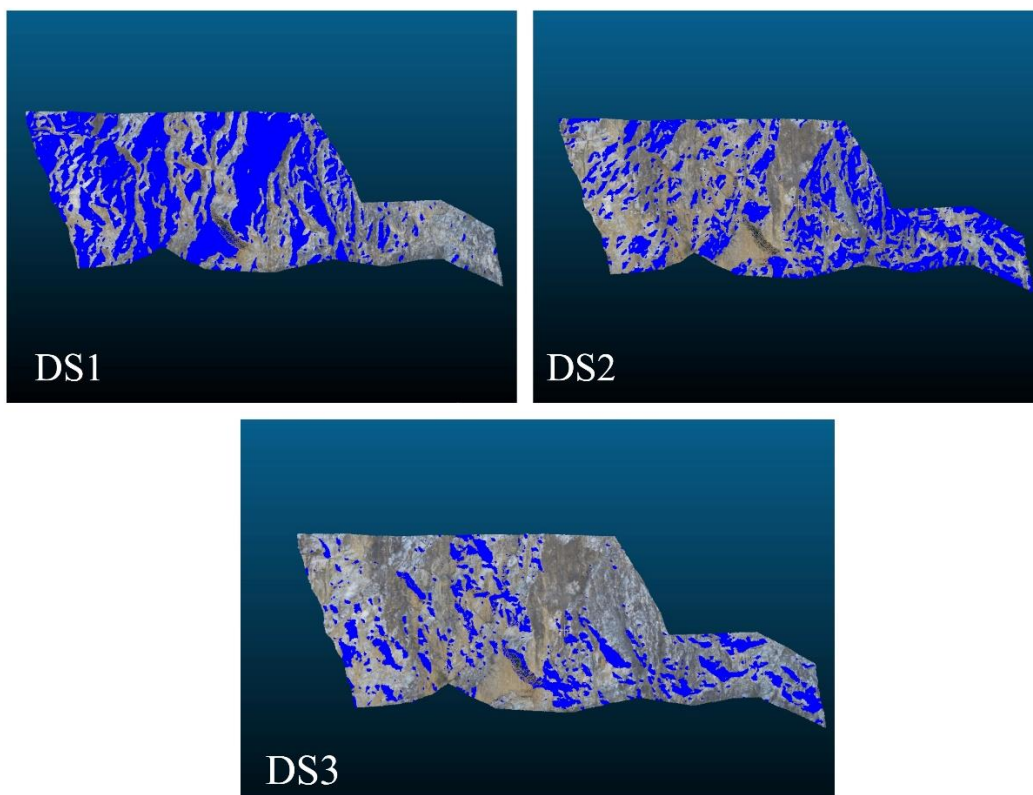
Εικόνα 3.60 3D νέφος σημείων T.E. 3 με κλίμακα χρωματικής απεικόνισης των συστημάτων ασυνεχειών. (χρήση CloudCompare)



Εικόνα 3.61 Οι επιφάνειες της T.E. 3 που ανήκουν στο ίδιο σύστημα ασυνεχειών. (χρήση CloudCompare)



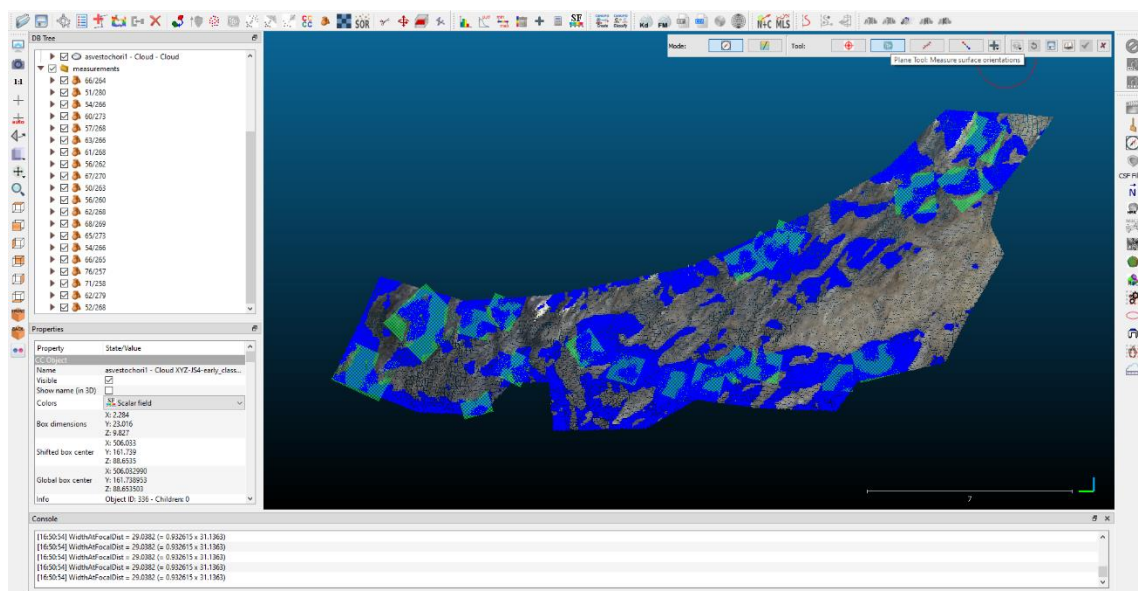
Εικόνα 3.62 3D νέφος σημείων T.E. 4 με κλίμακα χρωματικής απεικόνισης των συστημάτων ασυνεχειών. (χρήση CloudCompare)



Εικόνα 3.63 Οι επιφάνειες της T.E. 4 που ανήκουν στο ίδιο σύστημα ασυνεχειών. (χρήση CloudCompare)

3.5.4 Καταγραφή προσανατολισμού των επιφανειών στο CloudCompare

Στο περιβάλλον εργασίας του CloudCompare με την εφαρμογή πυξίδας μπορούμε να καταγράψουμε το προσανατολισμό των επιφανειών του εκάστοτε επιλεγμένου συστήματος ασυνεχειών (π.χ. DS1), όπως φαίνεται στην **Εικόνα 3.64**.



Εικόνα 3.64 Εύρεση προσανατολισμού επιφανειών του 1^{ου} συστήματος ασυνεχειών της Τ.Ε. 1. (χρήση CloudCompare)

Με την εφαρμογή της πυξίδας στις επιφάνειες του 1^{ου} συστήματος, καταγράφηκαν συνολικά 20 μετρήσεις δίνοντας τα εξής στοιχεία:

66/264	51/280	54/266	60/273
57/268	63/266	61/268	56/262
67/270	50/263	56/260	62/268
68/269	65/273	54/266	66/265
76/257	71/258	62/279	52/268

Πίνακας 14 Προσανατολισμός επιφανειών της 1^{ης} οικογένειας ασυνεχειών της Τ.Ε. 1.

Από την καταγραφή των μετρήσεων, παρατηρούμε πως το 1^ο σύστημα ασυνεχειών που λήφθηκε από το DSE με στοιχεία DS1: 57°/265°, αποτυπώνει ιδανικά τον γενικό προσανατολισμό όλων των επιφανειών της 1^{ης} ομάδας που προέκυψε από την εξαγωγή στο CloudCompare με βάση τη χρωματική κλίμακα. Το ίδιο ισχύει και για τα υπόλοιπα συστήματα ασυνεχειών.

3.6 ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ

Έπειτα από την επεξεργασία μετρήσεων που καταγράφηκαν από την εφαρμογή των κλασικών και των σύγχρονων μεθόδων (UAV), προέκυψαν τα παρακάτω συστήματα ασυνεχειών:

Γεωλογική πυξίδα	DSE
Πρανές: 80°/250°	DS1: 57°/265°
B: 67°/024°	DS2: 70°/075°
J1: 79°/121°	DS3: 88°/125°
	DS4: 88°/030°

Πίνακας 15 Τεκτονικά στοιχεία τεχνικογεωλογικής ενότητας 1.

Για την τεχνικογεωλογική ενότητα 1 παρατηρείται ότι υπάρχει ομοιότητα στο προσανατολισμό των μετρήσεων μεταξύ αυτών που προήλθαν από τις συμβατές μεθόδους και αυτών από τη χρήση UAV, αλλά παρόλα αυτά δεν είναι ακριβώς ίδιες. Αυτό μπορεί να οφείλεται στο γεγονός ότι κατέστησε δύσκολη η καταγραφή της σχιστότητας του φυλλίτη από το drone, λόγω της μικρής απόστασης των ασυνεχειών, του μεγάλου ύψους πτήσης ή ακόμα και εξαιτίας της ανάλυσης των αεροφωτογραφιών. Για το λόγο αυτό, στη κινηματική ανάλυση της ευστάθειας των πρανών, θα επιλεχθούν μόνο οι μετρήσεις της γεωλογικής πυξίδας για τη συγκεκριμένη τεχνικογεωλογική ενότητα, καθώς στη προκειμένη περίπτωση θεωρούνται πιο αξιόπιστες.

Γεωλογική πυξίδα	DSE
Πρανές: 80°/274°	DS1: 65°/268°
B: 66°/149°	DS2: 64°/330°,
J1: 78°/317°	DS3: 78°/064°,
J2: 65°/034°	DS4: 76°/124°

Πίνακας 16 Τεκτονικά στοιχεία τεχνικογεωλογικής ενότητας 2.

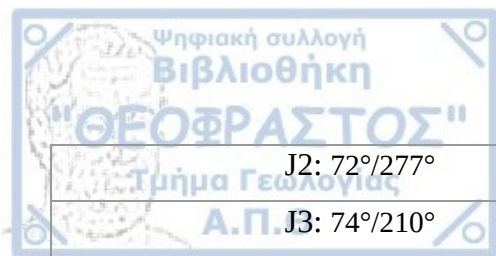
Οι μετρήσεις της 2^{ης} ενότητας είχαν παρόμοια στοιχεία προσανατολισμού μεταξύ κλασικών και σύγχρονων μεθόδων καταγραφής, με διαφορές κυρίως $\pm 20^\circ$, είτε στη γωνία κλίσης, είτε στη φορά βύθισης.

Γεωλογική πυξίδα	DSE
Πρανές: 80°/261°	DS1: 63°/305°
B: 48°/030°	DS2: 88°/094°
J1: 20°/065°	DS3: 42°/025°
J2: 80°/101°	

Πίνακας 17 Τεκτονικά στοιχεία τεχνικογεωλογικής ενότητας 3.

Οι μετρήσεις της 3^{ης} τεχνικογεωλογικής ενότητας εμφανίζουν μικρές διαφορές. Παρόλα αυτά, τα στοιχεία προσανατολισμού των ασυνεχειών όπως καταγράφηκαν και με τις δύο μεθόδους κυμαίνονται στα ίδια γεωμετρικά χαρακτηριστικά, παρουσιάζοντας παρόμοια στοιχεία κλίσης και φοράς βύθισης.

Γεωλογική πυξίδα	DSE
Πρανές: 75°/242°	DS1: 85°/295°
B: 85°/116°	DS2: 62°/334°
J1: 81°/348°	DS3: 70°/166°



J2: 72°/277°

J3: 74°/210°

Πίνακας 18 Τεκτονικά στοιχεία τεχνικογεωλογικής ενότητας 4.

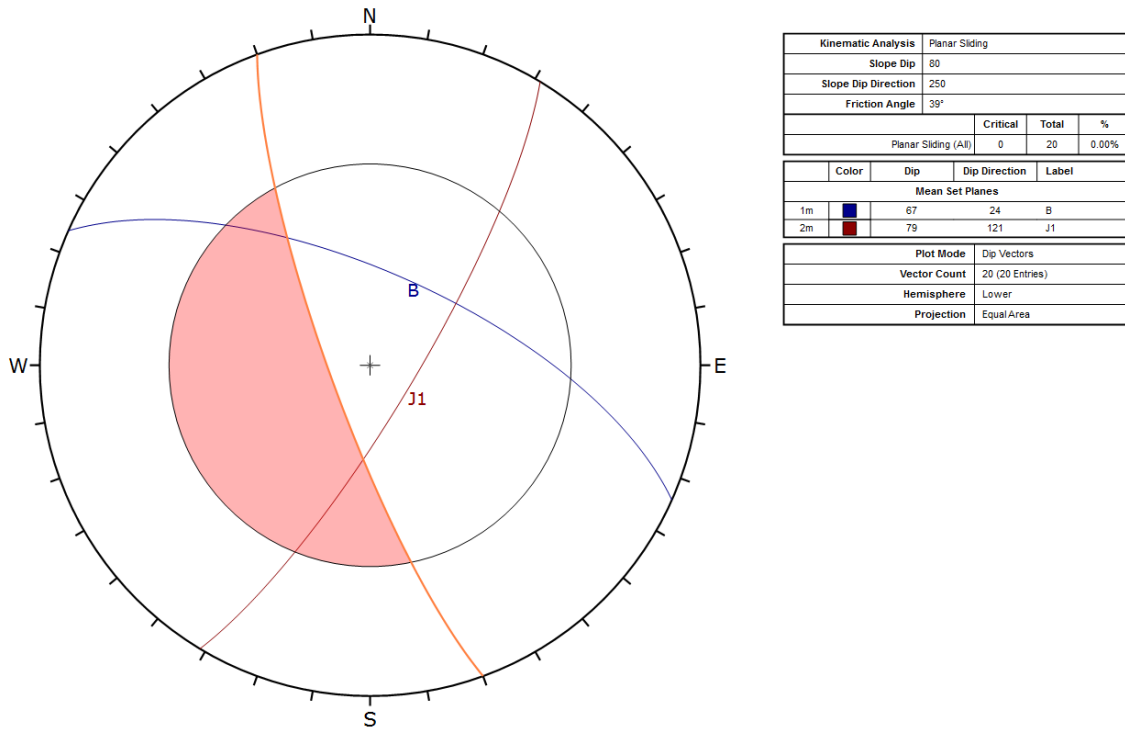
Στη 4^η ενότητα παρατηρούνται ομοιότητες στο προσανατολισμό των μετρήσεων μεταξύ κλασικών και σύγχρονων μεθόδων. Υπάρχει μια προφανής διαφορά στον αριθμό των συστημάτων των ασυνεχειών, αλλά αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι στο λογισμικό DSE επιλέχθηκε να καταγραφούν συνολικά οι 3 κυριότερες οικογένειες ασυνεχειών, λόγω της μικρής πυκνότητας που εμφάνισαν οι υπόλοιπες ($< 1\%$). Επίσης, πρέπει να αναφερθεί πως οι διαφορές στις τιμές μεταξύ κλασικών και σύγχρονων μεθόδων μπορεί να οφείλονται στη δυσκολία καταγραφής της κάμερας του UAV με τη μέγιστη ακρίβεια λόγω ανάλυσης, σε συνδυασμό με τις μικρές αποστάσεις που υπάρχουν μεταξύ των συστημάτων των ασυνεχειών σε βραχομάζα με κερματισμένη δομή.

3.7 ΚΙΝΗΜΑΤΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΚΑΙ ΣΥΝΤΕΛΕΣΤΗΣ ΑΣΦΑΛΕΙΑΣ

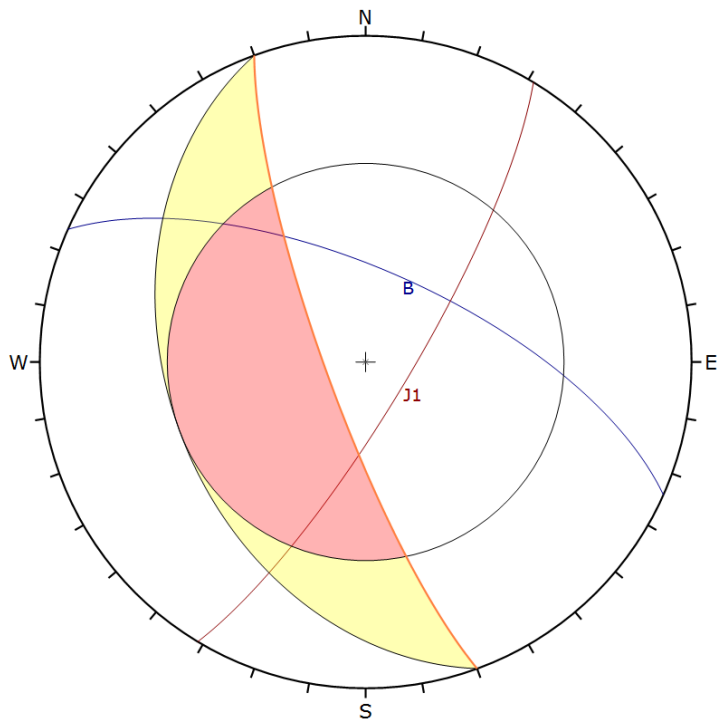
Αφού έχουν βρεθεί τα τεκτονικά στοιχεία των ασυνεχειών για κάθε τεχνικογεωλογική ενότητα, επόμενο βήμα συνιστά η κινηματική ανάλυση της ευστάθειας της βραχομάζας. Όπως αναφέρθηκε και σε προηγούμενο κεφάλαιο, οι βραχομάζες θα έχουν ανισότροπη συμπεριφορά, δηλαδή πιθανή αστοχία τους θα πραγματοποιηθεί σύμφωνα με τα χαρακτηριστικά και το προσανατολισμό των ασυνεχειών της. Επομένως, με τη χρήση του λογισμικού Dips, θα αναλυθούν τα κριτήρια για επίπεδη ολίσθηση, σφηνοειδή ολίσθηση και ανατροπή τεμαχών για κάθε ενότητα. Στη συνέχεια, χρησιμοποιώντας τα προγράμματα RocPlane και SWedge, θα υπολογιστεί ο συντελεστής ασφαλείας για τις επίπεδες και τις σφηνοειδείς ολισθήσεις που θα προκύψουν από τη κινηματική ανάλυση. Για τον υπολογισμό του συντελεστή ασφαλείας θα θεωρηθεί μηδενική η εφαρμογή της σεισμικής τάσης και της πλήρωσης νερού στις ασυνέχειες.

3.7.1 Κινηματική ανάλυση Τ.Ε. 1

Εκ πρώτης όψεως δε πληροούνται τα κριτήρια αστοχίας για επίπεδη ολίσθηση, καθώς καμία επιφάνεια ασυνέχειας δεν έχει διεύθυνση παράλληλη με αυτή του πρανούς, αλλά ούτε και τα κριτήρια για σφηνοειδή ολίσθηση, διότι η τομή των ασυνεχειών δεν είναι προς τη κατεύθυνση του πρανούς. Χρησιμοποιώντας την επιλογή της κινηματικής ανάλυσης (kinematic analysis) στο Dips και εισάγοντας τα στοιχεία του πρανούς (κλίση, διεύθυνση, γωνία τριβής), ελέγχουμε τις δυνητικές ολισθήσεις (επίπεδη, σφηνοειδή, ανατροπή) με βάση τα συστήματα ασυνεχειών B και J1.



Εικόνα 3.65 Τ.Ε.1: Επίπεδη ολίσθηση.



Symbol	Feature
■	Critical Intersection

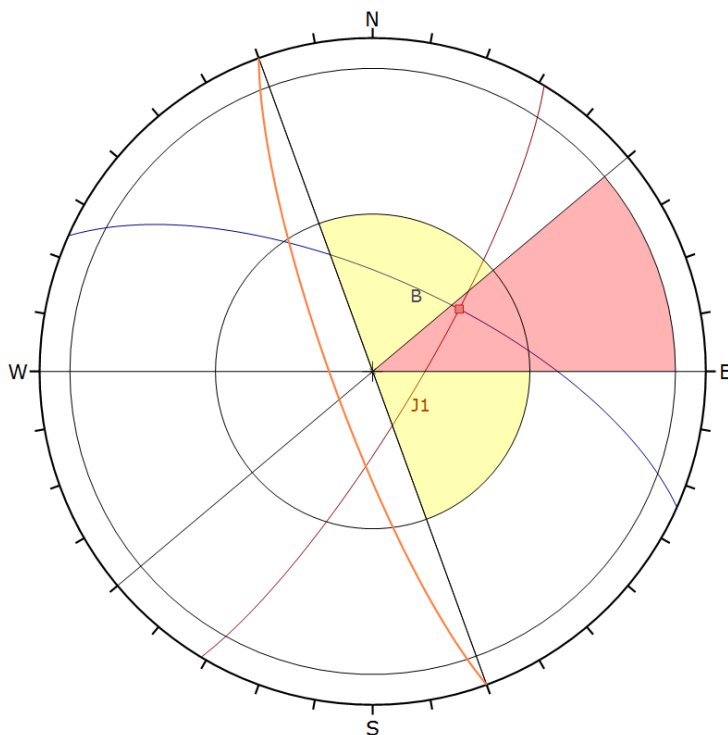
Kinematic Analysis	Wedge Sliding
Slope Dip	80
Slope Dip Direction	250
Friction Angle	39°

	Critical	Total	%
Wedge Sliding	0	1	0.00%

	Color	Dip	Dip Direction	Label
Mean Set Planes				
1m	■	67	24	B
2m	■	79	121	J1

Plot Mode	Dip Vectors
Vector Count	20 (20 Entries)
Intersection Mode	Mean Set Planes
Intersections Count	1
Hemisphere	Lower
Projection	Equal Area

Εικόνα 3.66 Τ.Ε.1: Σφηνοειδής ολίσθηση.



Symbol	Feature
■	Critical Intersection

Kinematic Analysis	Direct Toppling
Slope Dip	80
Slope Dip Direction	250
Friction Angle	39°
Lateral Limits	20°

	Critical	Total	%
Direct Toppling (Intersection)	1	1	100.00%
Oblique Toppling (Intersection)	0	1	0.00%
Base Plane (All)	0	20	0.00%

	Color	Dip	Dip Direction	Label
Mean Set Planes				
1m	■	67	24	B
2m	■	79	121	J1

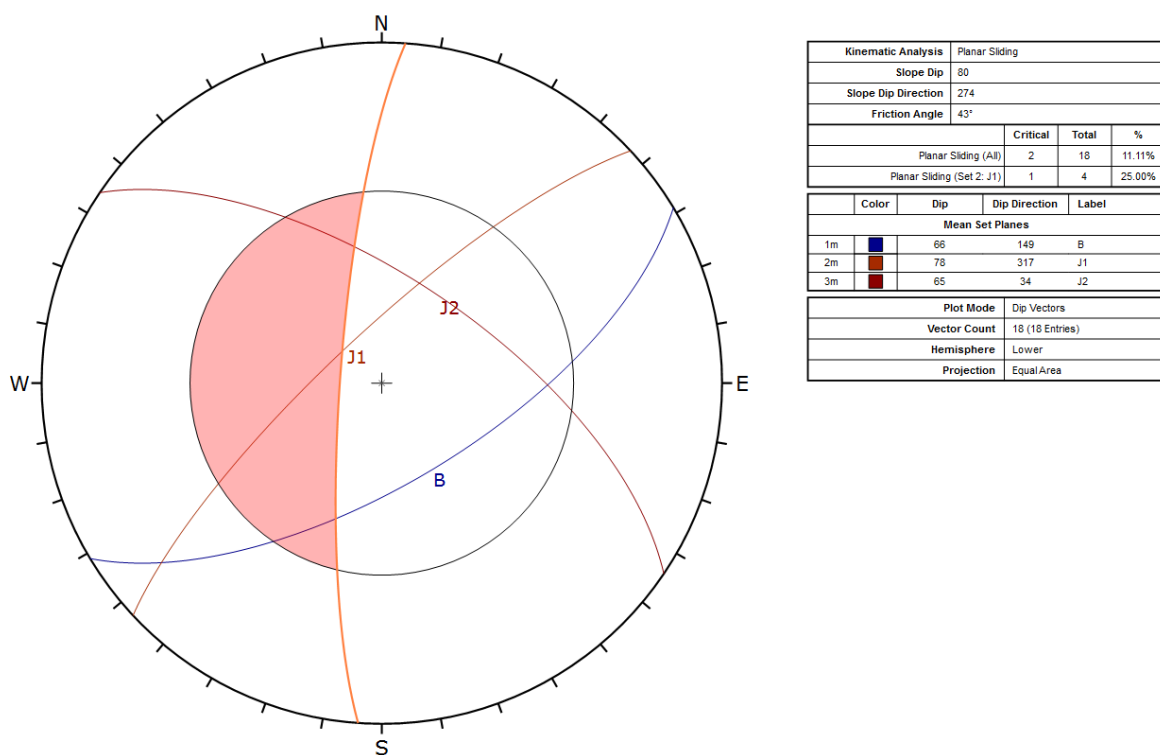
Plot Mode	Pole Vectors
Vector Count	20 (20 Entries)
Intersection Mode	Mean Set Planes
Intersections Count	1
Hemisphere	Lower
Projection	Equal Area

Εικόνα 3.67 Τ.Ε.1: Ανατροπή.

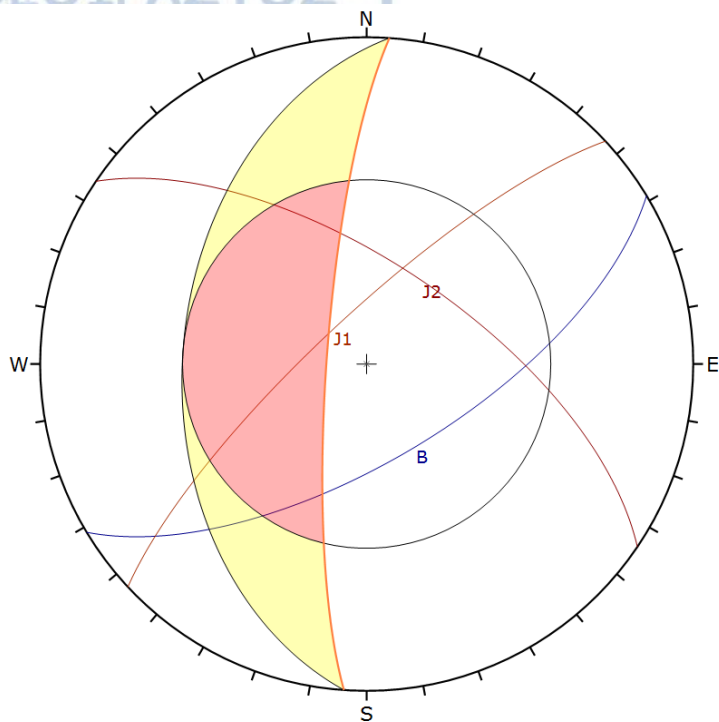
Με βάση την κινηματική ανάλυση της 1^{ης} ενότητας, η αστοχία που μπορεί να επιτευχθεί είναι η ανατροπή τεμαχών και συγκεκριμένα στη τομή των ασυνεχειών B και J1.

3.7.2 Κινηματική ανάλυση T.E. 2

Αφού εισάχθηκαν τα συστήματα ασυνεχειών στο Dips, επόμενο βήμα αποτέλεσε η κινηματική ανάλυση ούτως ώστε να διερευνηθούν οι δυνητικές αστοχίες της βραχομάζας, όπως εφαρμόστηκε και στη 1^η τεχνικογεωλογική ενότητα. Εισάγοντας τα χαρακτηριστικά του πρανού (80°/274° , $\phi = 43^\circ$) υπολογίζονται οι πιθανότητες επίπεδης ολίσθησης, σφηνοειδούς ή ανατροπής τεμαχών, σε συνάρτηση με τη γεωμετρία των ασυνεχειών.



Εικόνα 3.68 T.E.2: Επίπεδη ολίσθηση.



Symbol	Feature
■	Critical Intersection

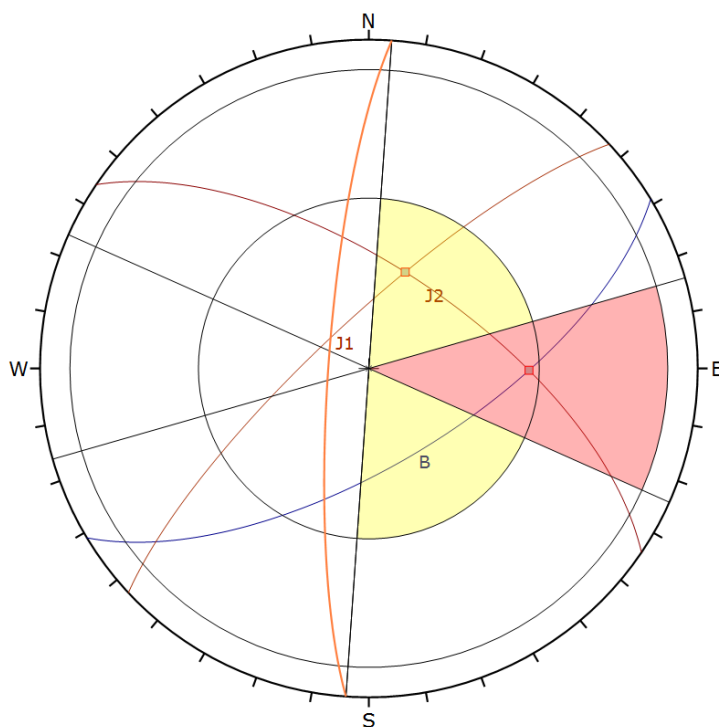
Kinematic Analysis	Wedge Sliding
Slope Dip	80
Slope Dip Direction	274
Friction Angle	43°

	Critical	Total	%
Wedge Sliding	0	3	0.00%

Color	Dip	Dip Direction	Label
Mean Set Planes			
1m	66	149	B
2m	78	317	J1
3m	65	34	J2

Plot Mode	Dip Vectors
Vector Count	18 (18 Entries)
Intersection Mode	Mean Set Planes
Intersections Count	3
Hemisphere	Lower
Projection	Equal Area

Εικόνα 3.69 Τ.Ε.2: Σφηνοειδής ολίσθηση.



Symbol	Feature
■	Critical Intersection

Kinematic Analysis	Direct Topping
Slope Dip	80
Slope Dip Direction	274
Friction Angle	43°
Lateral Limits	20°

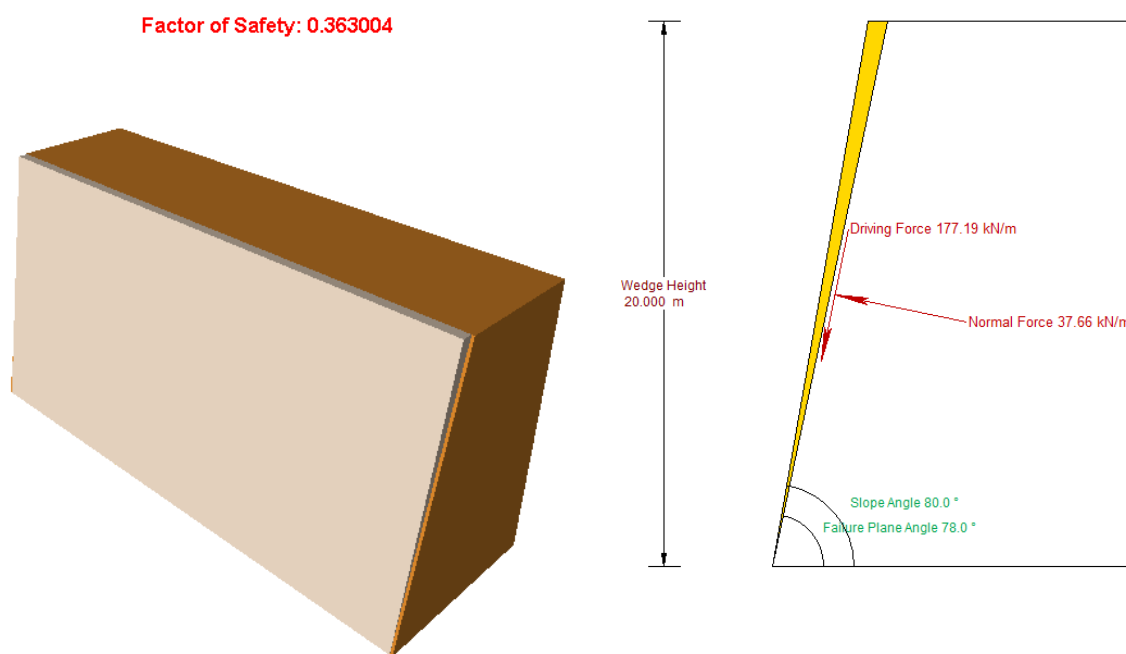
	Critical	Total	%
Direct Topping (Intersection)	1	3	33.33%
Oblique Topping (Intersection)	1	3	33.33%
Base Plane (All)	1	18	5.56%

Color	Dip	Dip Direction	Label
Mean Set Planes			
1m	66	149	B
2m	78	317	J1
3m	65	34	J2

Plot Mode	Pole Vectors
Vector Count	18 (18 Entries)
Intersection Mode	Mean Set Planes
Intersections Count	3
Hemisphere	Lower
Projection	Equal Area

Εικόνα 3.70 Τ.Ε.2: Ανατροπή.

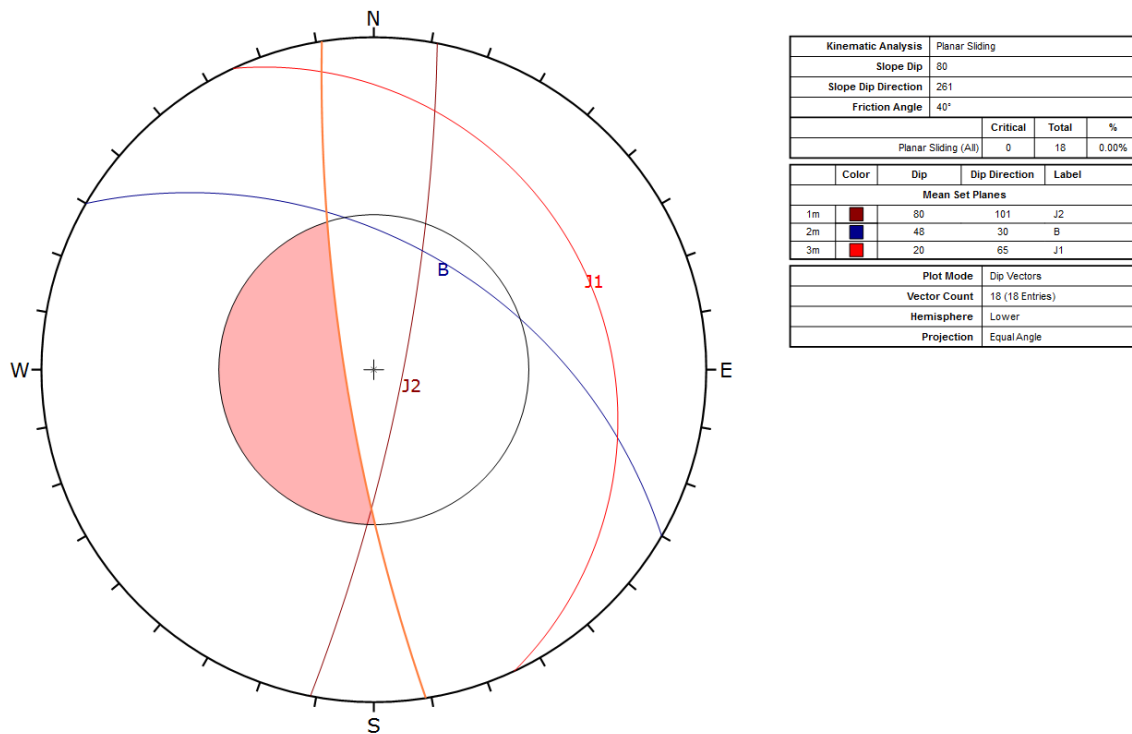
Με βάση τη κινηματική ανάλυση της 2^{ης} τεχνικογεωλογικής ενότητας, μπορεί να πραγματοποιηθεί επίπεδη ολίσθηση κατά μήκος της ασυνέχειας J1 και ανατροπή τεμαχών στη τομή των ασυνεχειών J2 και B. Για τον υπολογισμό του συντελεστή ασφαλείας της επίπεδης ολίσθησης χρησιμοποιήθηκε το πρόγραμμα RocPlane. Αρχικά, εισάχθηκαν τα δεδομένα σχετικά με τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά της αστοχίας και συγκεκριμένα η γωνία κλίσης τους πρανούς (80°), το ύψος του πρανούς (20 m.), το φαινόμενο βάρος του σχηματισμού (25 kN/m²) και η γωνία κλίσης της ασυνέχειας J1 (78°) που δημιουργεί την επίπεδη ολίσθηση. Στη συνέχεια υπολογίστηκε η διατμητική αντοχή σύμφωνα με το κριτήριο Barton – Bandis $\tau = \sigma_n \times \exp(\varphi_b + JRC \log \frac{JCS}{\sigma_n})$ εισάγοντας τα δεδομένα της ασυνέχειας με JRC = 7 από το προφίλ τραχύτητας, JCS = 85000 kPa από το διάγραμμα που συνδυάζει τις τιμές αναπήδησης σφύρας Schmidt (R = 39) με το φαινόμενο βάρος ($\gamma = 25 \text{ kN/m}^2$), καθώς και η βασική γωνία τριβής $\varphi_b = 27^\circ$. Με αυτό το τρόπο υπολογίστηκε ο συντελεστής ασφαλείας δίνοντας τιμή $F = 0.36$.



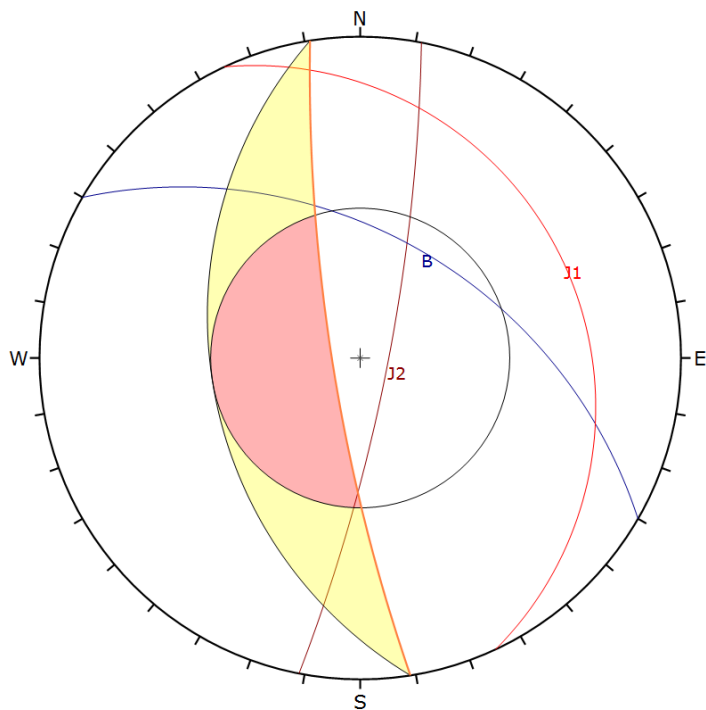
Εικόνα 3.71 Συντελεστής ασφαλείας για επίπεδη ολίσθηση (Τ.Ε. 2).

3.7.3 Κινηματική ανάλυση Τ.Ε. 3

Αφού εισαχθούν τα συστήματα ασυνεχειών της 3^{ης} βραχομάζας στο Dips, όπως προέκυψαν από την χρήση της γεωλογικής πυξίδας και της καταγραφής του UAV, εφαρμόζεται η κινηματική ανάλυση για να διερευνηθούν οι πιθανές ολισθήσεις. Όπως και στις προηγούμενες ενότητες, εισάγουμε τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά του πρανούς (80°/261°, $\phi = 40^\circ$) και με βάση τον προσανατολισμό των επιφανειών των ασυνεχειών, θα προκύψουν οι ανάλογες πιθανότητες για κάθε δυνητική αστοχία.



Εικόνα 3.72 Τ.Ε.3: Επίπεδη ολίσθηση.



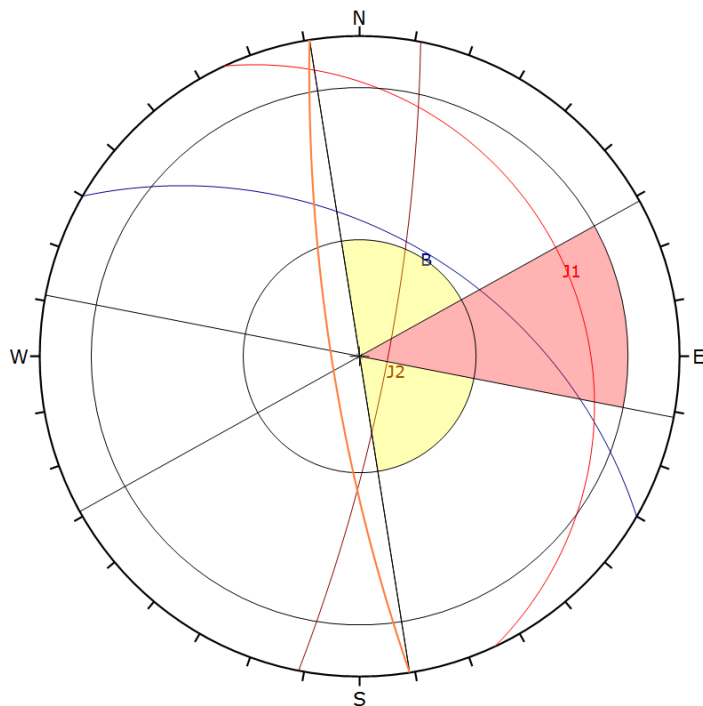
Symbol	Feature
	Critical Intersection

Kinematic Analysis		Wedge Sliding		
Slope Dip	80			
Slope Dip Direction	261			
Friction Angle	40°			
		Critical	Total	%
Wedge Sliding		0	3	0.00%

	Color	Dip	Dip Direction	Label
Mean Set Planes				
1m		80	101	J2
2m		48	30	B
3m		20	65	J1

Plot Mode	Dip Vectors
Vector Count	18 (18 Entries)
Intersection Mode	Mean Set Planes
Intersections Count	3
Hemisphere	Lower
Projection	Equal Angle

Εικόνα 3.73 Τ.Ε.3: Σφηνοειδής ολίσθηση.



Symbol	Feature
	Critical Intersection

Kinematic Analysis		Direct Toppling		
Slope Dip	80			
Slope Dip Direction	261			
Friction Angle	40°			
Lateral Limits	20°			
		Critical	Total	%
Direct Toppling (Intersection)		0	3	0.00%
Oblique Toppling (Intersection)		0	3	0.00%
Base Plane (All)		0	18	0.00%

	Color	Dip	Dip Direction	Label
Mean Set Planes				
1m		80	101	J2
2m		48	30	B
3m		20	65	J1

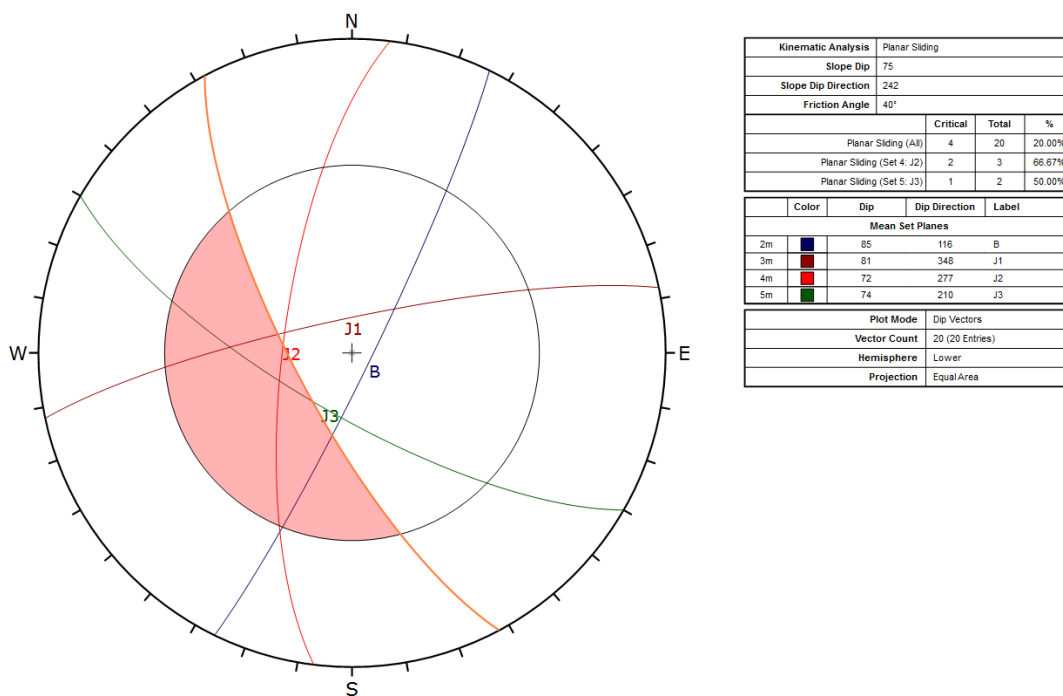
Plot Mode	Pole Vectors
Vector Count	18 (18 Entries)
Intersection Mode	Mean Set Planes
Intersections Count	3
Hemisphere	Lower
Projection	Equal Angle

Εικόνα 3.74 Τ.Ε.3: Ανατροπή.

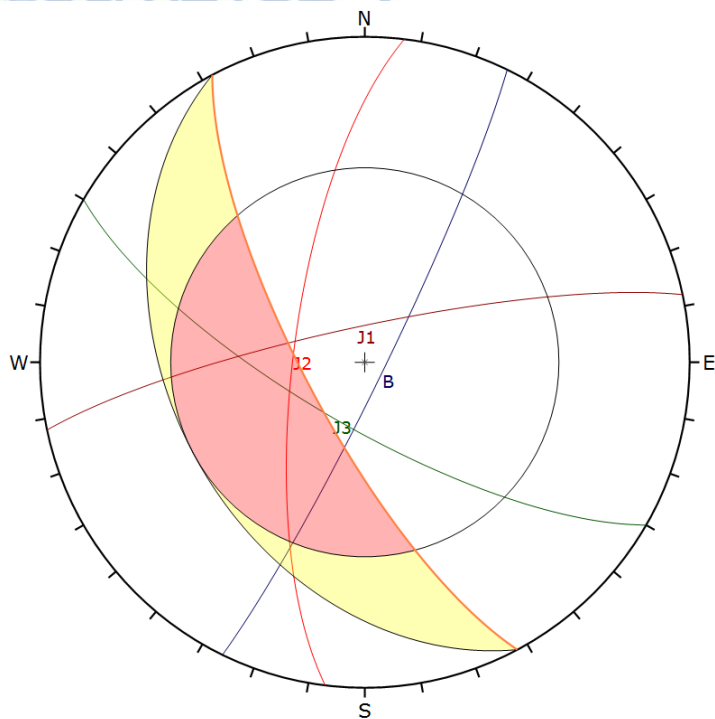
Η κινηματική ανάλυση στην 3^η ενότητα έδειξε πως δε πληρούνται τα κριτήρια για επίπεδη ή σφηνοειδή ολίσθηση. Για την ανατροπή τεμαχών δεν εμφανίζεται κάποια πιθανότητα αστοχίας σε σχέση με τις επιφάνειες των κύριων συστημάτων ασυνεχειών, αλλά μεγαλώνοντας τα όρια που έχουν τεθεί ($\pm 20^\circ$) για τα κριτήρια αστοχίας, μπορεί να προκύψει ανατροπή στη συμβολή των B και J1.

3.7.4 Κινηματική ανάλυση Τ.Ε. 4

Έχοντας προβάλλει τα κύρια συστήματα ασυνεχειών της 4^{ης} τεχνικογεωλογικής ενότητας στο Dips, από το συνδυασμό κλασικών και σύγχρονων μεθόδων, εφαρμόστηκε η κινηματική ανάλυση με σκοπό να αναλυθούν οι πιθανές ολισθήσεις. Η συγκεκριμένη βραχομάζα φανέρωσε μια πολύ τεμαχώδη δομή με αρκετές οικογένειες ασυνεχειών. Αρχικά, σημειώθηκαν τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά του πρανούς ($75^\circ/242^\circ$, $\phi = 40^\circ$) και στη συνέχεια μελετήθηκαν τα σενάρια επίπεδης ολίσθησης, σφηνοειδούς ολίσθησης και ανατροπής τεμαχών, σύμφωνα με τη γωνία κλίσης και τη φορά βύθισης των ασυνεχειών.

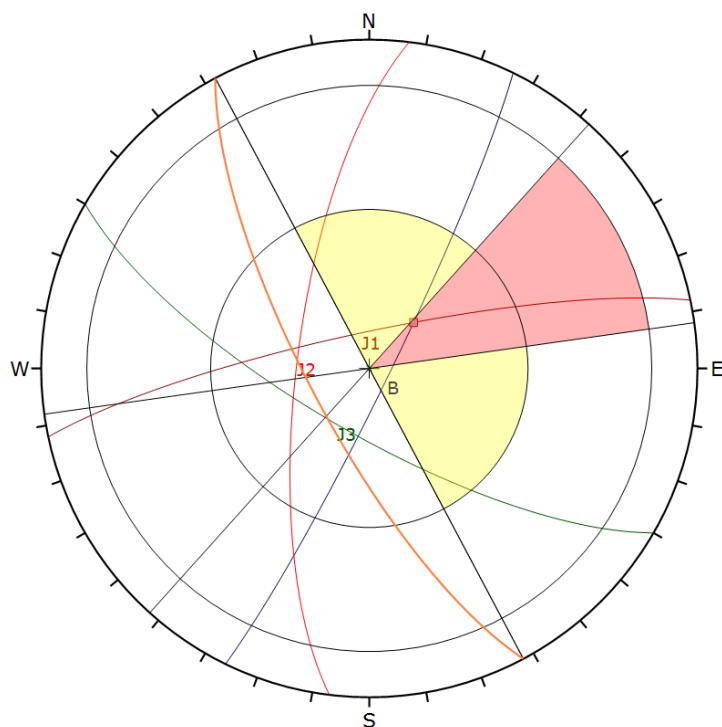


Εικόνα 3.75 Τ.Ε. 4: Επίπεδη ολίσθηση.



Kinematic Analysis		Wedge Sliding		
Slope Dip		75		
Slope Dip Direction		242		
Friction Angle		40°		
		Critical	Total	%
Wedge Sliding		2	6	33.33%
	Color	Dip	Dip Direction	Label
Mean Set Planes				
2m		85	116	B
3m		81	348	J1
4m		72	277	J2
5m		74	210	J3
Plot Mode		Dip Vectors		
Vector Count		20 (20 Entries)		
Hemisphere		Lower		
Projection		Equal Area		

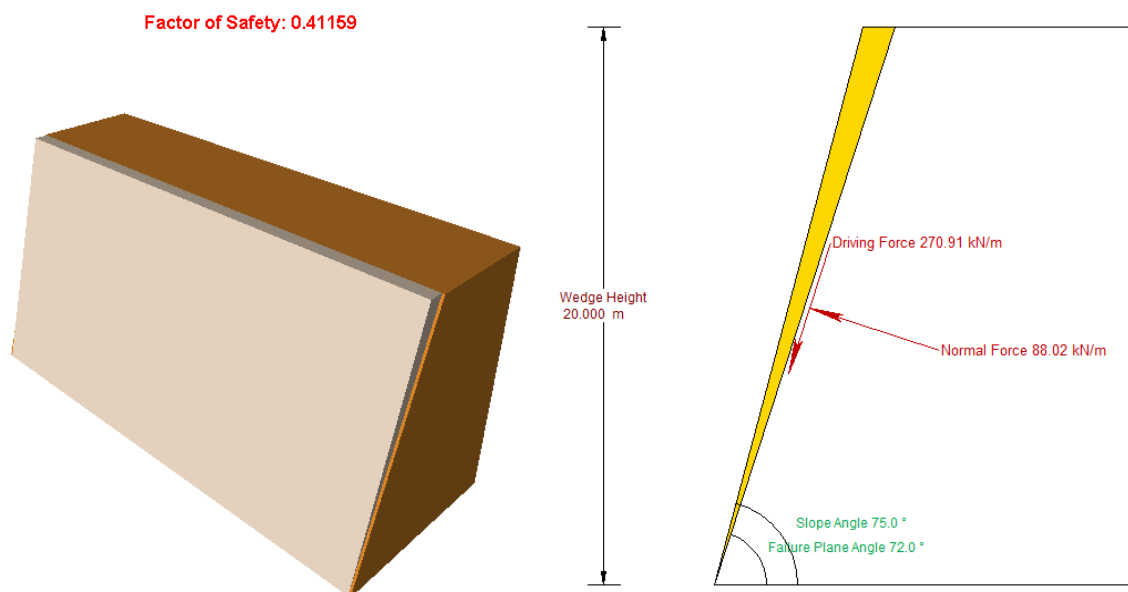
Εικόνα 3.76 Τ.Ε. 4: Σφηνοειδής ολίσθηση.



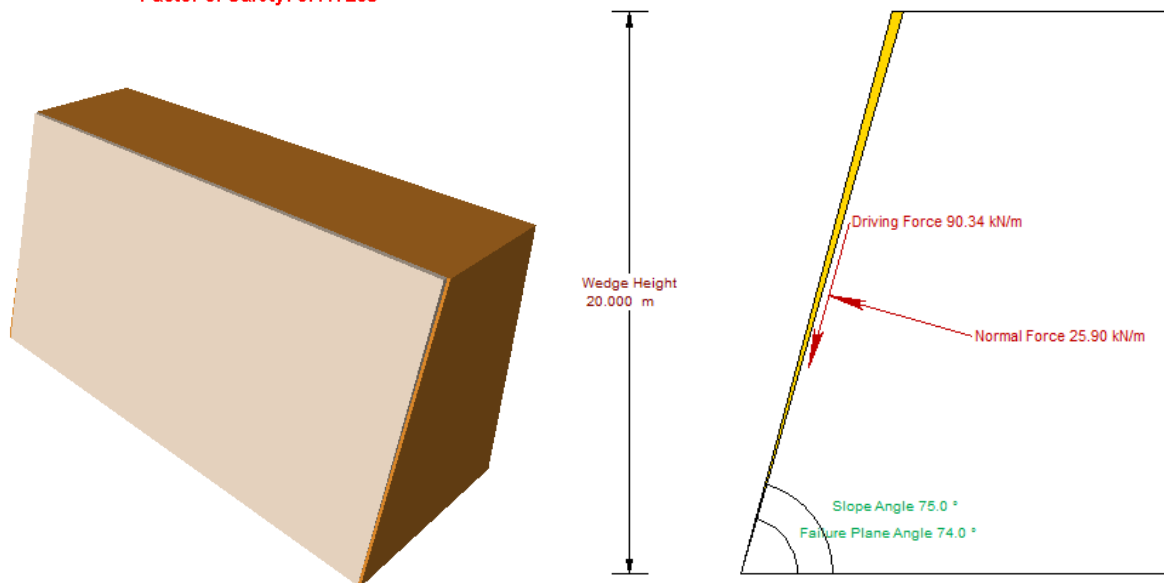
Symbol	Feature			
	Critical Intersection			
Kinematic Analysis		Direct Toppling		
Slope Dip		75		
Slope Dip Direction		242		
Friction Angle		40°		
Lateral Limits		20°		
		Critical	Total	%
Direct Toppling (Intersection)		1	6	16.67%
Oblique Toppling (Intersection)		0	6	0.00%
Base Plane (All)		1	20	5.00%
Color	Dip	Dip Direction	Label	
Mean Set Planes				
2m		85	116	B
3m		81	348	J1
4m		72	277	J2
5m		74	210	J3
Plot Mode		Pole Vectors		
Vector Count		20 (20 Entries)		
Intersection Mode		User and Mean Set Planes		
Intersections Count		6		
Hemisphere		Lower		
Projection		Equal Area		

Εικόνα 3.77 Τ.Ε. 4: Ανατροπή.

Η κινηματική ανάλυση στη 4^η ενότητα υπέδειξε αρκετές δυνητικές αστοχίες και συγκεκριμένα επίπεδες ολισθήσεις κατά μήκος των ασυνεχειών J2 και J3, σφηνοειδείς ολισθήσεις στη τομή των J1 – J3, J2 – J3 και ανατροπή τεμαχών στη τομή των B – J1. Για τον υπολογισμό των συντελεστών ασφαλείας των επιπέδων ολισθήσεων χρησιμοποιήθηκε το RocPlane. Αρχικά, εισάχθηκαν τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά, δηλαδή η γωνία κλίσης του πρανούς (75°), το ύψος του πρανού (20 m.), το φαινόμενο βάρος του πετρώματος (25 kN/m^2) και η γωνία κλίσης της ασυνέχειας (72°). Έπειτα, υπολογίστηκε η διατμητική αντοχή σύμφωνα με το μοντέλο των Barton – Bandis, εισάγοντας τα δεδομένα της ασυνέχειας J2 για $JRC = 6$, $JCS = 55000 \text{ kPa}$ και $\varphi_b = 27^\circ$. Ο συντελεστής ασφαλείας που προέκυψε έχει τιμή $F = 0.41$. Με παρόμοιο τρόπο βρέθηκε ο συντελεστής για την επίπεδη ολίσθηση λόγω της J3, εισάγοντας στα γεωμετρικά χαρακτηριστικά τη γωνία κλίσης ασυνέχειας (72°) και για τη διατμητική αντοχή $JRC = 6$, $JCS = 70000 \text{ kPa}$ και $\varphi_b = 27^\circ$, δίνοντας $F = 0.42$.



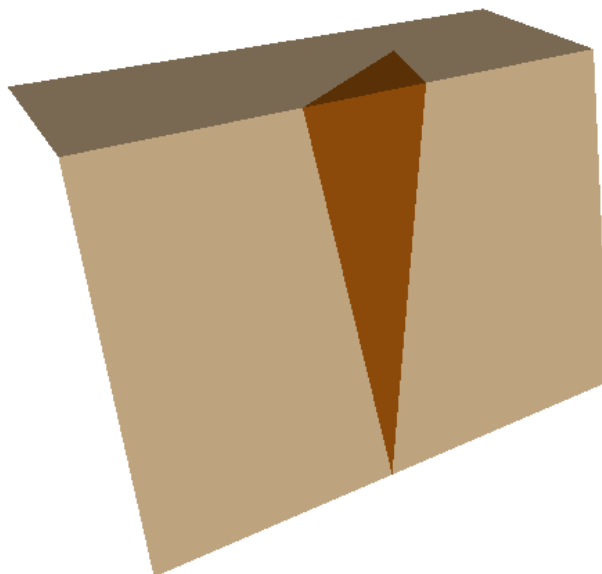
Εικόνα 3.78 Συντελεστής ασφαλείας για επίπεδη ολίσθηση κατά J2 (Τ.Ε. 4).



Εικόνα 3.79 Συντελεστής ασφαλείας για επίπεδη ολίσθηση κατά J3 (Τ.Ε. 4).

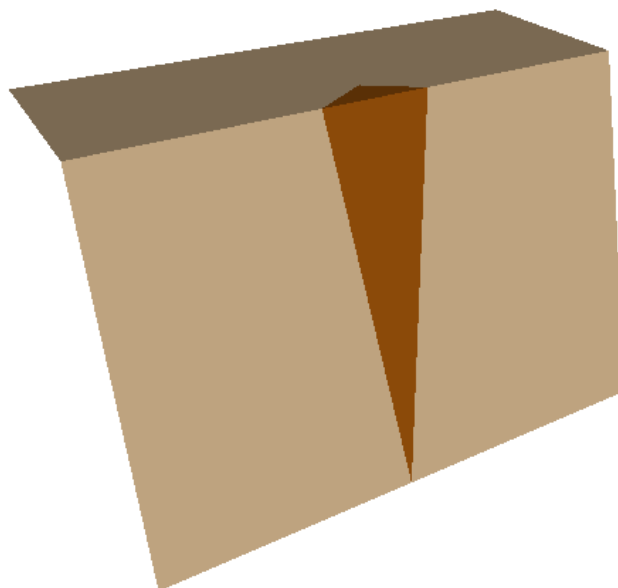
Όσον αφορά τις σφηνοειδείς ολισθήσεις, χρησιμοποιήθηκε το πρόγραμμα SWedge. Αρχικά, για το προσδιορισμό του συντελεστή ασφαλείας της J1 – J3 εισάχθηκαν τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά της βραχομάζας και συγκεκριμένα η γωνία κλίσης πρανούς (75°), η διεύθυνση κλίσης του πρανούς (242°), το ύψος (20 m.) και το φαινόμενο βάρος του πετρώματος (25 kN/m^2). Στη συνέχεια, σημειώθηκαν τα χαρακτηριστικά των ασυνεχειών, δηλαδή για J1: γωνία κλίσης (81°), διεύθυνση κλίσης (348°), διατμητική αντοχή (Barton – Bandis) για $JRC = 6$, $JCS = 110000 \text{ kPa}$ και $\varphi_b = 27^\circ$ και για J3: γωνία κλίσης (74°), διεύθυνση κλίσης (210°), $JRC = 6$, $JCS = 70000 \text{ kPa}$ και $\varphi_b = 27^\circ$. Ο συντελεστής ασφαλείας που προέκυψε από αυτά τα δεδομένα έχει τιμή $F = 1.68$. Ομοίως, για την σφηνοειδή ολίσθηση των J2 – J3 χρησιμοποιήθηκαν τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά του πρανούς και έπειτα καταγράφηκαν αυτά των ασυνεχειών. Για τη διατμητική αντοχή της J2 χρησιμοποιήθηκαν τα εξής: $JRC = 6$, $JCS = 110000 \text{ kPa}$ και $\varphi_b = 27^\circ$, ενώ για την J3 χρησιμοποιήθηκαν τα ίδια δεδομένα με την πρώτη περίπτωση σφηνοειδούς ολίσθησης. Ο συντελεστής ασφαλείας της J2 – J3 υπολογίσθηκε $F = 0.54$.

Factor of Safety: 1.6853



Εικόνα 3.80 Συντελεστής ασφαλείας για σφηνοειδή ολίσθηση (J1 – J3) (Τ.Ε. 4).

Factor of Safety: 0.5401



Εικόνα 3.81 Συντελεστής ασφαλείας για σφηνοειδή ολίσθηση (J2 – J3) (Τ.Ε. 4).

3.8 ΠΡΟΤΕΙΝΟΜΕΝΑ ΜΕΤΡΑ ΠΡΟΣΤΑΣΙΑΣ

Αφού εκτιμήθηκαν οι δυνητικές αστοχίες για κάθε τεχνικογεωλογική ενότητα με τη βοήθεια της κινηματικής ανάλυσης, επόμενο βήμα αποτελεί η επιλογή των μέτρων προστασίας, προκειμένου να μειωθεί ο κίνδυνος καταστροφής στον περιβάλλοντα χώρο. Όπως προαναφέρθηκε, το πεδίο εργασίας κατά το παρελθόν λειτουργούσε ως λατομείο. Το πρυνές είχε ήδη διαφοροποιηθεί τεχνητά με εκσκαφή, δημιουργώντας αναβαθμίδες για την εκμετάλλευση του ασβεστόλιθου. Η αναβαθμίδα στον πόδα του πρυνούς έχει πλάτος περίπου 10 m. με οριζόντια κλίση, γεγονός που αποτελεί σημαντικό παράγοντα στη συγκράτηση των βραχωδών τεμαχών. Ο όγκος των τεμαχών που ενδέχεται να αποκολληθούν, όπως υπολογίσθηκε στη παράγραφο 3.3.2, έχει γενικά μικρές τιμές. Επομένως, οι αναβαθμίδες προσφέρουν σημαντική προστασία για την συγκράτησή τους. Για την ελαχιστοποίηση του κινδύνου μπορεί να τοποθετηθεί ένας φράχτης ανάσχεσης μικρού ύψους κατά μήκος της εξωτερικής πλευράς της αναβαθμίδας, προκειμένου να αποφευχθεί κάποια ιδιαίτερα μεγάλη κατάπτωση βράχων, λόγω ακραίων καιρικών συνθηκών ή έντονης σεισμικής δραστηριότητας.

Συνοψίζοντας, οι βραχοκαταπτώσεις αποτελούν ένα ραγδαίο φαινόμενο κατολίσθησης που μπορεί να επιφέρει σημαντικές ζημιές. Η ευστάθεια του πρανούς επηρεάζεται από πολλούς παράγοντες όπως τα γεωμετρικά και γεωλογικά χαρακτηριστικά της βραχομάζας, τη τεκτονική διεργασία που έχει υποστεί η περιοχή, τη σεισμικότητα και τις πιθανές βροχοπτώσεις που μπορεί να αποτελέσουν τα αίτια της εκκίνησης της κατολίσθησης. Για αυτό, πραγματοποιείται μελέτη που περιλαμβάνει βιβλιογραφική έρευνα για τα βασικά στοιχεία της περιοχής (γεωλογία, τεκτονική, υδρογεωλογία, σεισμικότητα) καθώς και ανάλυση του πρανούς με την καταγραφή των συστημάτων των ασυνεχειών και των χαρακτηριστικών τους. Για τη συγκεκριμένη διπλωματική εργασία, μελετήθηκε πρανές σε περιοχή του Ασβεστοχωρίου με τη χρήση κλασικών και σύγχρονων μεθόδων (UAV).

Αρχικά, πραγματοποιήθηκαν μετρήσεις στην ύπαιθρο με τη χρήση γεωλογικής πυξίδας για την καταγραφή του προσανατολισμού των επιφανειών των ασυνεχειών των τεχνικογεωλογικών ενοτήτων. Οι συμβατικές μέθοδοι θεωρούνται αρκετά αξιόπιστες, καθώς πραγματοποιούνται στο πεδίο εργασίας και υπάρχει άμεση επαφή του γεωλόγου με το πρανές μελέτης. Το γεγονός αυτό αποδίδει μεγάλη ευχέρεια σχετικά με τη καταγραφή των χαρακτηριστικών των επιφανειών (τραχύτητα, αποσάθρωση, κρουσιμέτρηση), δίνοντας τη δυνατότητα να υπάρχει μια ευρύτερη άποψη για την αντοχή των ασυνεχειών. Αντιθέτως, ένα μεγάλο μειονέκτημα των κλασικών μεθόδων αποτελεί η μη δυνατότητα μελέτης της συνολικής έκτασης του πρανούς, καθώς οι μετρήσεις με τη γεωλογική πυξίδα μπορούν να ληφθούν μόνο στα πρώτα μέτρα της βραχομάζας. Το πρανές που μελετήθηκε έχει συνολικό ύψος περίπου 20 m., οπότε όπως είναι λογικό, είναι πιθανό να υπάρχει μια διαφοροποίηση υψομετρικά η οποία δε μπορεί να καταγραφεί με τη γεωλογική πυξίδα. Για το λόγο αυτό, χρειάζονται νέες τεχνολογίες για την διερεύνηση της ευστάθειας του πρανούς, όπως είναι η χρήση των UAV. Το μεγάλο πλεονέκτημα αυτών των μέσων είναι η ικανότητα λήψης αεροφωτογραφιών σε δυσπρόσιτα μέρη και σε πρανή που ο άνθρωπος δε μπορεί να προσεγγίσει και να ερευνήσει.

Στην συγκεκριμένη διπλωματική χρησιμοποιήθηκε ένα νέφος σημείων που προέκυψε από αεροφωτογραφίες με τη χρήση drone. Επεξεργάζοντας τα δεδομένα του νέφους σε σύγχρονα προγράμματα (CloudCompare, DSE) προέκυψαν οι ασυνέχειες των σχηματισμών και ο

προσανατολισμός τους. Συγκρίνοντας τα συστήματα ασυνεχειών του DSE με αυτά της γεωλογικής πυξίδας, γίνεται αντιληπτό πως οι μετρήσεις του UAV ταιριάζουν σε μεγάλο βαθμό με αυτές που καταγράφηκαν στο πεδίο. Υπάρχουν βέβαια κάποιες διαφορές στις τιμές και αυτό οφείλεται σε διάφορους παράγοντες, όπως η δομή του πετρώματος και οι αποστάσεις που φέρουν τα συστήματα ασυνεχειών μεταξύ τους. Όσο πιο τεμαχώδης είναι η βραχομάζα, τόσο πιο δύσκολη είναι η ακριβής καταγραφή όλων των επιφανειών. Επίσης, όταν ο σχηματισμός φέρει σχιστότητα, όπως ο φυλλίτης στην 1^η τεχνικογεωλογική ενότητα, όπου η απόσταση μεταξύ των ασυνεχειών ήταν μικρότερη των 10 cm., είναι δύσκολο να αποτυπωθεί η επιφάνεια με ακρίβεια. Η καταγραφή του UAV επηρεάζεται σημαντικά από δύο παράγοντες, το ύψος πτήσης και την ανάλυση της φωτογραφικής μηχανής. Ο συνδυασμός μικρού ύψους με τη μέγιστη δυνατή ανάλυση θα αποδώσει τα καλύτερα αποτελέσματα φέροντας μεγαλύτερη αξιοπιστία, καθώς είναι πιο εύκολο να αναλuthούν επιφάνειες με μικρότερη συχνότητα ή πιο κερματισμένες δομές. Επομένως, η χρήση των νέων τεχνολογιών μπορεί να διευκολύνει την ανάλυση του πρσανούς και την εκτίμηση των δυνητικών αστοχιών μιας βραχομάζας, πάντα με γνώμονα την αξιοπιστία των μετρήσεων της γεωλογικής πυξίδας.

Τέλος, σύμφωνα με τη κινηματική ανάλυση (Dips), η ανατροπή τεμαχών είναι ο τύπος ολίσθησης που δύναται να πραγματοποιηθεί σε όλες τις τεχνικογεωλογικές ενότητες. Επίσης, η 4^η ενότητα αποτελεί αυτή που μπορεί να πραγματοποιήσει τις περισσότερες αστοχίες (επίπεδη, σφηνοειδής, ανατροπή), λόγω της πολύπλοκης δομής της. Οι προϋπάρχουσες αναβαθμίδες σε συνδυασμό με ένα φράγμα ανάσχεσης προτείνονται ως κατάλληλα μέτρα προστασίας των βραχοκαταπτώσεων στο πεδίο μελέτης.

- Barton, N., & Choubey, V. (1977). The shear strength of rock joints in theory and practice. *Rock mechanics*, 10(1), 1-54.
- Bishop, A. W. (1955). The use of the slip circle in the stability analysis of slopes. *Geotechnique*, 5(1), 7-17.
- Bonev, N., Marchev, P., Moritz, R., & Filipov, P. (2015). Timing of igneous accretion, composition, and temporal relation of the Kassandra–Sithonia rift-spreading center within the eastern Vardar suture zone, Northern Greece: insights into Jurassic arc/back-arc systems evolution at the Eurasian plate margin. *International Journal of Earth Sciences*, 104(7), 1837-1864.
- Cai, M., Kaiser, P., Uno, H., Tasaka, Y., & Minami, M. (2004). Estimation of rock mass deformation modulus and strength of jointed hard rock masses using the GSI system. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 41(1), 3-19.
- Cernica, J. N. (1982). *Geotechnical engineering*: Harcourt Brace.
- Christaras, B., Vouvalidis, K., & Papakonstantinou, M. Rockfalls occurred in the archaeological site of Delphi, Greece.
- Cruden, D. M. J. B. o. t. I. A. o. E. G.-B. d. l. A. I. d. G. d. l. I. (1991). A simple definition of a landslide. 43(1), 27-29.
- Danzi, M., Di Crescenzo, G., Ramondini, M., & Santo, A. (2013). Use of unmanned aerial vehicles (UAVs) for photogrammetric surveys in rockfall instability studies. *Rendiconti Online Societa Geologica Italiana*, 24, 82-85.
- Fernández, T., Pérez, J., Cardenal, F., López, A., Gómez, J., Colomo, C., . . . Sánchez, M. (2015). Use of a light UAV and photogrammetric techniques to study the evolution of a landslide in Jaén (southern Spain). *The International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, 40(3), 241.
- Giordan, D., Adams, M. S., Aicardi, I., Alicandro, M., Allasia, P., Baldo, M., . . . Hobbs, P. (2020). The use of unmanned aerial vehicles (UAVs) for engineering geology applications. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 79(7), 3437-3481.

Goodman, R., & Bray, J. (1976). *Toppling of rock slopes, rock engineering for foundations and slopes, boulder*. Paper presented at the ASCE.

Hoek, E., & Bray, J. D. (1981). *Rock slope engineering*: CRC Press.

Jordan, B. R. J. G. t. (2015). A bird's-eye view of geology: The use of micro drones/UAVs in geologic fieldwork and education. 25(7), 50-52.

Kalogirou, K., & Iliaskos, E. (2019). *Monitoring of Tempi Valley Critical Rock Masses: Establishment of Special Monitoring Network and Procedures in Aegean Motorway SA Concession Project*. Paper presented at the 4th Joint International Symposium on Deformation Monitoring (JISDM).

Koukis, G., Sabatakakis, N., Nikolau, N., & Loupasakis, C. (2005). Landslide hazard zonation in Greece. In *Landslides* (pp. 291-296): Springer.

Lucieer, A., Jong, S. M. d., & Turner, D. (2014). Mapping landslide displacements using Structure from Motion (SfM) and image correlation of multi-temporal UAV photography. *Progress in physical geography*, 38(1), 97-116.

Marinos, P., & Hoek, E. (2000). *GSI: a geologically friendly tool for rock mass strength estimation*. Paper presented at the ISRM international symposium.

Marinos, P., & Rondoyanni, T. (2005). The archaeological site of Delphi, Greece: a site vulnerable to earthquakes, rockfalls and landslides. In *Landslides* (pp. 241-249): Springer.

Matsakou, A., Papathanassiou, G., Marinos, V., Ganas, A., & Valkaniotis, S. (2021). Development of the coseismic landslide susceptibility map of the island of Lefkada, Greece. *Environmental Earth Sciences*, 80(13), 1-25.

Papathanassiou, G., Pavlides, S., & Ganas, A. (2005). The 2003 Lefkada earthquake: Field observations and preliminary microzonation map based on liquefaction potential index for the town of Lefkada. *Engineering Geology*, 82(1), 12-31.

Papathanassiou, G., Valkaniotis, S., Ganas, A., & Pavlides, S. (2013). GIS-based statistical analysis of the spatial distribution of earthquake-induced landslides in the island of Lefkada, Ionian Islands, Greece. *Landslides*, 10(6), 771-783.

Papazachos, C., Soupios, P., Savvaidis, A., & Roumelioti, Z. (2000). Identification of small-scale active faults near metropolitan areas: an example from the Asvestochori fault near Thessaloniki. *Proceedings of the XXXII ESC General Assembly, Lisbon, Portugal*, 221-225.

Patton, F. D. (1966). *Multiple modes of shear failure in rock*. Paper presented at the 1st ISRM Congress.

Riquelme, A. J., Abellán, A., Tomás, R., & Jaboyedoff, M. (2014). A new approach for semi-automatic rock mass joints recognition from 3D point clouds. *Computers & Geosciences*, 68, 38-52.

Saroglou, C., Asteriou, P., Zekkos, D., Tsiambaos, G., Clark, M., & Manousakis, J. (2018). UAV-based mapping, back analysis and trajectory modeling of a coseismic rockfall in Lefkada island, Greece. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 18(1), 321-333.

Saroglou, H. (2013). Rockfall hazard in Greece. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 47(3), 1429-1438.

Skempton, A., & Hutchinson, J. (1969). *Stability of natural slopes and embankment foundations*. Paper presented at the Soil Mech & Fdn Eng Conf Proc/Mexico/.

Terzaghi, K. (1950). Mechanism of landslides.

TW, L., & Whitman, R. (1969). Soil mechanics. In: New York, John Wiley and Sons.

Varnes, D. J., & Cruden, D. (1996). Landslide types and processes. *Landslides: investigation and mitigation, Transportation Research Board special report*, 247.

Varnes, D. J. J. S. r. (1978). Slope movement types and processes. 176, 11-33.

WP, W. (1993). International Geotechnical societies UNESCO Working Party on World Landslide Inventory. Multilingual landslide glossary. In: Richmond: BiTech Publishers Ltd.

WP, W. (1995). International Geotechnical Societies' UNESCO Working Party on World Landslide Inventory. Working Group on Rate of Movement (Chairman: Ch Bonnard) A suggested method for describing the rate of movement of a landslide. *Bull Eng Geol Environ*, 52, 75-78.

Zaruba, Q., & Mencl, V. (2014). *Landslides and their control*: Elsevier.

Βογιατζής, Δ., Δημητρίου, Α., Παπαθανασίου, Γ., Χρηστάρας, Β. Γ., Καντηράνης, Ν., Φιλιππίδης, Α. Α., & Μωραΐτη, Ε. (2004). Καταπτώσεις βράχων κατά το σεισμό της 14/8/03 και πιθανά μέτρα προστασίας στο Ανάντη Πρανές του χωριού Δρυμώνας του Δήμου Σφακιωτών, Ν. Λευκάδας. *Δελτίον της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας*, 36(4), 1735-1742.

Ζερβοπούλου, Α. (2010). *Νεοτεκτονικά ρήγματα της Ευρύτερης περιοχής της Θεσσαλονίκης σε σχέση με τα εδάφη θεμελίωσης*. Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης (ΑΠΘ). Σχολή Θετικών Επιστημών. Τμήμα ...,



Οργανισμός Αντισεισμικού Σχεδιασμού και Προστασίας (2013). Σεισμοί και Ελλαδικός Χώρος. *Ανάκτηση Μάρτιος*.

- Κούκης, Γ., & Σαμπατακάκης, Ν. J. E. Π., Αθήνα, 489. (2007). Γεωλογία τεχνικών έργων. 516.
- Μουντράκης, Δ. (2010). Γεωλογία και γεωτεκτονική εξέλιξη της Ελλάδας. *University Studio*.
- Σαπουντζής, Η. Σ. (1969). Πετρογραφία και γεωλογική τοποθέτησις των πρασίνων γνευσίων της Θεσσαλονίκης. *Επιστημονική Επετηρίς: εκδιδόμενη υπό της Σχολής των Φυσικών και Μαθηματικών Επιστημών (ΑΠΘ)*, 11, 23-124.
- Τρανός, Μ. Δ., Κίλιας, Α. Α., & Μουντράκης, Δ. Μ. (1999). Geometry and kinematics of the Tertiary post-metamorphic Circum Rhodope Belt Thrust System (CRBTS), Northern Greece. *Δελτίον της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας*, 33, 5-16.
- Χατζηναούμ, Θ. Β. (2020). Υδρογεωλογικές συνθήκες, υδρευτικές ανάγκες, υπόγειο νερό, παροχή γεωτρήσεων, χημικές αναλύσεις νερού= Hydrogeological conditions, water needs, groundwater, drilling supply, chemical analyzes of water. *Προ/Μεταπτυχιακές Διατριβές στη Βιβλιοθήκη Θεόφραστος του Τμήματος Γεωλογίας του ΑΠΘ*.
- Χρηστάρας, Β. Γ., Παπαθανασίου, Γ., Βουβαλίδης, Κ., & Παυλίδης, Σ. Β. (2010). Preliminary results regarding the rock falls of December 17, 2009 at Tempi, Greece. *Δελτίον της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας*, 43(3), 1122-1130.
- Χρηστάρας, Β., Μαρίνος, Β. (2015). Παρουσιάσεις μαθήματος Τεχνικής Γεωλογίας
- Δήμου Πυλαίας – Χορτιάτη, 2016. Επιχειρησιακό Πρόγραμμα 2016-2019, Α΄ Φάση – Στρατηγικό Σχέδιο, Πανόραμα 2016. Θεσσαλονίκη.

Διαδικτυακές Πηγές

<https://www.geplus.co.uk/news/rock-fall-closes-norway-motorway-19-12-2019/>

<https://www.bgs.ac.uk/discovering-geology/earth-hazards/landslides/how-to-classify-a-landslide/>

<https://www.geostru.eu/blog/2015/08/22/rockfall-analysis/?lang=en>

<https://www.oasp.gr/node/2391>

<https://www.greece.com/photos/destinations/Macedonia/Thessaloniki/Town/Asvestochori>